UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"CAMPUS DE RIO CLARO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E MEIO AMBIENTE

CARLA VANESSA DE SOUSA COELHO

Gênese e caracterização geoquímica e mineralógica para a prospecção de argilas altamente aluminosas (Formação Marília)

TESE DE DOUTORADO

Rio Claro – SP
2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

Carla Vanessa de Sousa Coelho

GÊNESE E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA PARA A PROSPECÇÃO DE ARGILAS ALTAMENTE ALUMINOSAS (FORMAÇÃO MARÍLIA)

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Ciências Meio Ambiente

Orientadora: Profa. Dra. Vania Silvia Rosolen

Rio Claro - SP

2021

C672g

Coelho, Carla Vanessa de Sousa
Gênese e caracterização geoquímica e mineralógica para a prospecção de argilas altamente aluminosas (Formação Marília) / Carla Vanessa de Sousa Coelho. -- Rio Claro, 2021
132 p. : il., tabs., fotos, mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientadora: Vania Silvia Rosolen

1. Geoquímica. 2. Prospecção. 3. Geomorfologia. 4. Áreas úmidas. 5. Latossolo - Gleissolo. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

CARLA VANESSA DE SOUSA COELHO

GÊNESE E CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E MINERALÓGICA PARA A PROSPECÇÃO DE ARGILAS ALTAMENTE ALUMINOSAS (FORMAÇÃO MARÍLIA)

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

_____

Profa. Dra. VANIA SILVIA ROSOLEN
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

_____

Prof. Dr. CESAR AUGUSTO MOREIRA
IGCE / UNESP/Rio Claro (SP)

_____

Prof. Dr. DIEGO DE SOUZA SARDINHA
ICT / UNIFAL/Poços de Caldas (MG)

_____

Prof. Dr. ILIO RODARTE FARIA JÚNIOR
UFU / Monte Carmelo (MG)

_____

Prof. Dr. GUILHERME TAITSON BUENO
IESA / UFG/Goiânia (GO)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro/SP, 22 de Abril de 2021.

Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, que financiou os projetos que permitiram a execução desta pesquisa (Processos nº 2014/01131-4 e nº 2017/14168-1) disponibilizando recursos para a realização dos campos, análises químicas e mineralógicas . O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Pela CAPES (Processo 88882.434033/2019-0) foi concedida a bolsa de doutorado no programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" campus Rio Claro (UNESP).

Agradeço também toda a equipe de docentes e de funcionários da UNESP, que fizeram parte de minha formação, desde a graduação até hoje. A toda a equipe do NUPEGEL, da ESALQ por todo o auxílio técnico e conceitual nas etapas de análises químicas. Ao Professor César Augusto Moreira (UNESP) por todo o auxílio na coleta e tratamento dos dados geofísicos. Ao Professor Guilherme Taitson Bueno (UFG) por toda a colaboração durante os trabalhos de campo.

Esta pesquisa só foi possível graças ao apoio e dedicação da Professora Vânia Silvia Rosolen que ao longo de todos estes anos me orientou, sempre de forma leve e com muita dedicação. Com ensinamentos e conversas que iam além da pesquisa, minha trajetória acadêmica e pessoal foi e será infinitamente melhor graças a você, Professora! Obrigada por todo o apoio sempre.

A todos os colegas, amigos e família que fizeram parte desta caminhada desde a graduação até o Doutorado, obrigada pelo suporte por todo esse tempo! Em especial agradeço aos amigos feitos na geologia, e que hoje fazem parte da minha segunda família: Thamiris, Victor, Raquel, Michele e Eduardo, sem vocês nada seria igual. Por fim, agradeço às pessoas que me apoiaram incondicionalmente ao longo desses anos: família obrigada por tudo!

Resumo

O estudo objetivou a prospecção e caracterização geoquímica e mineralógica das argilas altamente aluminosas na região de Uberaba, formadas sobre a Formação Marília. O trabalho foi compartimentado em três escalas de estudo com aplicações de métodos e técnicas complementares: (1) métodos cartográficos e sensoriamento remoto aéreo com o uso de VANT (Veículo Aéreo Não Tripulado); (2) descrições de campo e coletas de amostras para análises químicas e mineralógicas; e (3) ensaios geofísicos. A partir dos resultados cartográficos e do uso VANT, duas áreas foram selecionadas, a primeira uma área úmida situada no topo do platô e a segunda uma área com ligação direta com o sistema de drenagem situada na borda do platô, onde são encontrados os Latossolos e Gleissolos. Para validar o modelo da gênese das argilas altamente aluminosas, que propõe que estes materiais são formados a partir do desmantelamento de couraças ferruginosas em conseqüência ao aumento da umidade, os ensaios geoquímicos e mineralógicos foram aplicados para sete perfis de solo, duas amostras de couraça e uma de arenito, além de dois perfis previamente estudados. Os resultados mostram que a mineralogia dos materiais é composta pela associação de caulinita, gibbsita, hematita, goethita e quartzo independente do nível de hidromorfia, e que os materiais passam por processo de dessilicificação com aumento na concentração de Al. Com os resultados da tomografia de resistividade elétrica foram confeccionados modelos 2D e 3D para as duas áreas que mostrou os padrões de distribuição dos horizontes saturados em água, a elevação do nível freático acima da superfície topográfica no período de chuva cria as condições ideais para a redução do Fe que é facilmente transportado para as partes mais baixas do platô. Além dos horizontes com água, foi delimitada a superfície da couraça, reforçando a hipótese de que a formação dos materiais altamente aluminosos está associada à presença de níveis ferruginosos encouraçados. O modelado plano da chapada, sob condições climáticas adequadas e prolongadas, favoreceu a formação de cobertura encouraçada ferruginosa. Após o término da deposição sedimentar, a superfície foi truncada por longos períodos de erosão que aplainaram o relevo. Atualmente, o clima é tropical com forte sazonalidade e aumento da umidade. Esta nova condição hídrica, de saturação, somada às condições de estabilidade tectônica e vegetação exerce influência na lixiviação e na perda ferro, proporcionando a formação dos horizontes com argilas altamente aluminosas e os resultados geoquímicos, mineralógicos e geofísicos demonstram essa relação.

Palavras-chave: Argila altamente aluminosa. Couraça ferruginosa. Latossolo. Gleissolo. Geofísica. Sensoriamento remoto.

Abstract

This study aimed the prospection and geochemical and mineralogical characterization of high alumina clays in Uberaba region, developed above the Marilia Formation. The study was compartmentalized in three work scales, applying complementary methods and techniques: (1) cartographic tools and aerial remote sensing, using with unmanned aerial vehicle (UAV); (2) field descriptions and sample collection for chemical and mineralogical analysis; and (3) geophysical testing. With the cartographic and UAV results, two areas were selected, the first a wetland located at the top of the plateau and the second an area with direct connection to the drainage system at the edge of the plateau, where Oxisols and Gleysols are found. To validate the genesis model for the high alumina clays, which suggests that these materials are developed from the dismantling of ferruginous duricrusts as a consequence of the increase in humidity, the geochemical and mineralogical tests were applied to seven soil profiles, two duricrust and one sandstone sample, as well as two previously studied profiles. The results showed that the materials mineralogy is composed by the association of kaolinite, gibbsite, hematite, goethite and quartz despite the hydromorphic degree, and that the materials go thru a desilicification process with increase of Al concentration. With the results of the electrical resistivity tomography models 2D and 3D were assembled for the two sites and it showed the distribution patterns of the horizons saturated with water, the increase of the groundwater level above the topographic surface in the rain period creates the ideal conditions for Fe reduction, which is easily transported to the lower levels of the plateau. Besides the water saturated horizons, the duricrust surface was delineated, reinforcing the hypothesis that the development of the high alumina materials is connected to the presence of the iron-rich duricrusts. The flat shaped form of the plateau, under adequate and prolonged climatic conditions favored the development of ferruginous duricruts. After the end of the sedimentary deposition, the surface was truncated by long periods of erosion that leveled the relief. Presently the climate is tropical with strong seasonality and increase of humidity. This new hydric condition, of saturation, added to the tectonic stability conditions and vegetation exerts influence in iron loss and lixiviation, allowing the formation of the high alumina clay horizons and the geochemical, mineralogical and geophysical results demonstrate this relation.

Key-words: High Aluminous clay. Ferruginous duricrust. Oxysol. Gleysol. Geophysics. Remote sensing.

Índice de Figuras

Figura 1 – Localização da área de estudos, com identificação dos locais do perfil da BR-050 (P4), perfil do centro da depressão (P3), delimitação da área de coletas de dados geofísicos com a disposição dos perfis DTR1 a DTR6 e perfil VTR1 e pontos de coleta de amostras de couraça (VC1) e arenito(P11).....18
Figura 2– Mapa geológico apresentando as unidades que compõem o Grupo Bauru (BATEZELLI; LADEIRA, 2016). 22
Figura 3–Vista do perfil de uma das superfícies de chapada do Triângulo Mineiro.....27
Figura 4 – Imagem retirada do *Google Earth* identificando as duas áreas onde foram feitos os levantamentos aéreos com o uso de VANT's, bem como a coleta de dados para análises químicas, mineralógicas e morfológicas. 32
Figura 5 – Localização e distribuição das trincheiras na Área 1, nas quais foram coletadas as amostras de solo. 34
Figura 6 – Localização e distribuição dos pontos de coleta da Área 2, onde foi encontrado resquícios de couraça e arenito.....35
Figura 7 – Distribuição e arranjo das linhas geofísicas da área 1. Modificado de Furlan, *et al.* 2020. 38
Figura 8 – Distribuição e arranjo das linhas geofísicas da área 2.....39
Figura 9 – Delimitação das bacias hidrográficas nas quais a área de pesquisa (retângulo vermelho) está inserida, em verde claro a Bacia do Rio Uberabinha e em rosa claro a Bacia do Rio Claro. 40
Figura 10– Mapa topográfico da região de Uberaba, Uberlândia e Nova Ponte, com destaque para o centro a área de estudos (retângulo vermelho). Mapa com linhas eqüidistantes em 100 metros. 41
Figura 11 – Mapa de declividade em razão de porcentagem de inclinação. Área de estudos delimitada pelo quadrado vermelho, onde se tem maior concentração de declividades inferiores a 7%, com declividades maiores concentradas na porção sudoeste, com delimitação da quebra de relevo entre a superfície da chapada. Declividades entre 7-15% relacionadas aos canais de drenagem e alguns pontos dispersos na superfície do platô. 42
Figura 12–Mapa esquemático da área de estudos, com a distribuição de solos delimitando as áreas de ocorrência dos gleissolos, latossolos, bem como as possíveis áreas de exposição de couraça, e a demarcação da Superfície Sul-Americana de King (1956) e a dissecação da

paisagem. (Fonte: COELHO, 2017). O ponto P3 está situado entre drenagens em local onde aparecem declividades entre 7-15% apresentados no mapa de declividade (Figura 11).....43
Figura 13 – Compartimentação de paisagem para a Área 1, elaborado a partir das imagens aéreas obtidas por VANT e com base na distribuição da vegetação, umidade do solo e descrições pedológicas adquiridas em campo. 44
Figura 14 – Compartimentação da paisagem para a área do perfil VTR1, a partir dos produtos obtidos por VANT, com as áreas de ocorrência dos Latossolos, Latossolos com couraça ferruginosa e Gleissolos. 45
Figura 15 – Modelo digital de elevação 3D com os pontos do topo do platô (DTR) e pontos do VTR1. 45
Figura 16– Perfil esquemático do afloramento estudado, no canteiro da rodovia BR-050, km 127. (Fonte: COELHO, 2017) 47
Figura 17 – Destaque do horizonte de couraça e ao horizonte plíntico: A) Horizonte de couraça e Horizonte plíntico, no qual o horizonte de couraça parece apresentar relíquias de uma estratificação sedimentar; B) Lentes de argila branca orientadas horizontalmente entre as camadas de deposição sedimentar que, em conjunto com o material argiloso amarelo, com retículo que isola concreções ferruginosas muito duras, vermelhas muito escuras; C) O nível concrecionário é constituído por concreções arredondadas vermelhas escuras ou formando estruturas laminares fraturadas e quebradas, com limites angulosos. Apresentam córtex de alteração vermelho e amarelo. Modificado de (COELHO, 2017).....48
Figura 18 – Foto geral e foto de detalhe ilustrativa da interligação entre a matriz vermelha, branca e amarela. 49
Figura 19– Horizonte orgânico com transição da argila aluminosa desferruginizada (P3Aa), sobreposta a uma camada (P3Hplin) apresentando uma rede de volumes vermelhos escuros endurecidos, vermelhos e amarelos friáveis e cinza claro sobreposta por uma camada de argila aluminosa desferruginizada (Fonte: COELHO, 2017). 50
Figura 20 – Foto e croqui do perfil DTR1, com os quatro horizontes classificados em campo: Horizonte O, Horizonte Ag, Horizonte Bg e Horizonte Plíntico. 51
Figura 21 – Foto e croqui do perfil DTR2, com os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte O1, Horizonte O2 Horizonte Ag, Horizonte Bg e Horizonte Plítico.....52
Figura 22 – Foto e croqui do perfil DTR3, mostrando os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte O, Horizonte A, Horizonte Ag, Horizonte Bg e Horizonte Plíntico.....53
Figura 23 – Foto e croqui do perfil DTR4, com os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte A1, Horizonte A2, Horizonte Bg e Horizonte Plíntico. 54

Figura 24 – Foto e croqui do perfil DTR5, com os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte A, Horizonte Ag, Horizonte Bg1, Horizonte Bg2 e Horizonte Plíntico. 55
Figura 25 – Foto e croqui do perfil DTR6, com os quatro horizontes classificados em campo: Horizonte A, Horizonte B1, Horizonte B2, Horizonte B3. 57
Figura 26 – Bloco diagrama de uma topossequência a partir da compilação dos perfis DTR1, DTR2, DTR3, DTR4 e DTR5, ilustrativo da distribuição dos solos na área úmida. 58
Figura 27 – Foto e croqui do perfil VTR1, com os quatro horizontes classificados em campo: Horizonte O, Horizonte Ag, Horizonte Bg, e Horizonte Plíntico. 58
Figura 28 – Imagem mostrando as coletas de campo, onde em A) couraça fresca (VC1) de coloração vermelha forte; B) e C) couraça parcialmente desmantelada (VC2), com cor amarelada e em D) afloramento de arenito (VA) próximo ao curso da drenagem. 60
Figura 29 – Modelo de distribuição dos solos da área de estudos, ilustrativo da transição entre as áreas úmidas, a superfície bem drenada do platô e a borda do platô onde ocorre a incisão da drenagem. 63
Figura 30 – Distribuição das linhas geofísicas dispostas na área 1, próximo do perfil DTR1, no centro da área úmida com indicação de direção. Modificado de FURLAN, 2019..... 99
Figura 31 – Fotografias da área 1 nas quais são apresentadas: (A) vista lateral da área úmida onde foram feitos os levantamentos geofísicos; (B) fotografia do equipamento e posicionamento da linha geofísica; (C) fotografia de uma das linhas de aquisição de dados. . 99
Figura 32 – Distribuição das linhas geofísicas e arranjo de sete linhas na área de estudos, com a incisão da drenagem bem marcada. 100
Figura 33 – Modelos de inversão 2-D da área 1, apresentando as linhas 1 a 5. Destacando as áreas com menores valores de resistividade, que são interpretados como zonas de maior umidade. E zonas com valores intermediários a altos, que são interpretados como zonas de impedimento do fluxo vertical. Modificado de FURLAN, 2019. 101
Figura 34 – Modelos de inversão 2-D da área 1, apresentando as linhas 6 a 10. Destacando as áreas com menores valores de resistividade, que são interpretados como zonas de maior umidade. E zonas com valores intermediários a altos, que são interpretados como zonas de impedimento do fluxo vertical. Modificado de FURLAN, 2019. 102

Índice de Gráficos

Gráfico 1 – Gráfico mostrando a variação no teor de óxidos de SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3 dos solos em relação à profundidade nos perfis estudados. 75
Gráfico 2 – Gráfico de balanço transferência geoquímica dos teores de Fe2O3, Al2O3, SiO2 para os perfis estudados. 84
Gráfico 3 – Resultados dos cálculos com base nas proporções molares dos óxidos para os índicas Sílica-sesquioxoide ratio (Kr) e Silica to alumina ratio (Ki). 85
Gráfico 4 – Gráfico CIA (*Chemical Index of Alteration)* para as amostras, indicativo de elevada taxa de intemperismo.....86
Gráfico 5 – Diagrama ternário de Schelmann (1994, 2003) (SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3) em proporções moleculares para as amostras dos perfis DTR1 a DTR6, P3 e P4, couraças e com destaque para o Arenito (P11). 87
Gráfico 6 - Diagrama ternário de Nesbitt & Young (1982) (Al_2O_3, K_2O, $CaO + Na_2O$) em proporções moleculares para as amostras dos perfis DTR1 a DTR6, P3 e P4, couraças e com destaque para o Arenito (P11). 88
Gráfico 7 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras do (A) Perfil DTR1e (B) Perfil DTR2. Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Ant – anatásio; Qtz - quartzo; Zrn – zircão; Rt – rutilo; Gt – goethita. 90
Gráfico 8 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras dos perfis: (A) Perfil DTR3; (B) Perfil DTR4; (C) Perfil DTR5; e (D) Perfil DTR6. Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Ant – anatásio; Gt – Goethita; Qtz - quartzo; Zrn– zircão; Hem - hematita.....91
Gráfico 9 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras do Perfil VTR1. Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Ant – anatásio; Qtz - quartzo; Gt – goethita; Zrn – zircão; Hem – hematita. 92
Gráfico 10 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras do Perfil VTR1: (A) separando manchas amarelas, vermelhas e cinza. (B) as amostras de couraça (C) para as amostras de arenito (V-A1), argila aluminosa do perfil VTR1 (VTR1-55-Bg), e de argila branca encontrada na dissecação (Voçoroca Argila Branca). (D) para as amostras de argila aluminosa do perfil VTR1 (VTR1-55-Bg), e de argila branca encontrada na dissecação (Voçoroca Argila Branca) e do horizonte plíntico (VTR1-119-C1). Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Qtz - quartzo; Hem - hematita; Zrn– zircão; Ant – anatásio; Gt – goethita; Ms – muscovita. 93

Gráfico 11 – Difratogramas de raios X da amostra bruta do (A) perfil do centro da depressão (P3); e (B) tradagem do perfiP3 (Trad.P3). Legenda: Kln - caulinita; Gbs - gibbsita; Qtz - quartzo; Hem - hematita; Gt - goethita; Ant - anatásio. amostra bruta da.....94
Gráfico 12 – Difratogramas de raios X da fração argila: (A) do perfil do centro da depressão (P3); e (B) das amostras obtidas por trado (Trad. P3) no perfil do centro da depressão (P3). Legenda: Mca - mineral micáceo; Kln - caulinita; Gbs - gibbsita; Qtz - Quartzo; Hem - hematita; Gt – goethita; Ant - anatásio; Zrn - zircão.....95
Gráfico 13 – Difratogramas de raios X fração areia do perfil P4 e Trad. P4. Legenda: Kln - caulinita;Hem– hematita, Rt - rutilo; Gt - goethita; Qtz - quartzo; Zrn - zircão. 96
Gráfico 14 – Difratogramas de raios X fração argila do perfil P4. Legenda: Kln - caulinita; Gt - goethita; Gbs - gibbsita; Hem - hematita; Ant - anatásio; Qtz - quartzo; Rt - rutilo.....96
Gráfico 15 - Difratogramas de raios X fração total: (A) das manchas vermelhas do perfil P4 comparadas à mancha vermelha do perfil VTR1; e (B) da mancha amarela do perfil P4 comparada à mancha amarela do perfil VTR1. Legenda: Kln - caulinita; Qtz - quartzo; Gbs - gibbsita; Gt - goethita; Hem – hematita, Zrn - zircão.....97
Gráfico 16 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras de argila aluminosa do perfil VTR1 (VTR1-55-Bg), e de argila branca encontrada na dissecação (Voçoroca Argila Branca) e argila aluminosa do perfil P3 (P3 – Aa). Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Qtz– quartzo; Ant – anatásio; Gt - goethita; Zrn - zircão.....97

Índice de Tabelas

Tabela 1 – Tabela de óxidos totais mostrando os resultados para cada perfil descrito. 76
Tabela 2 – Medidas descritivas para os valores da variável Fe_3O_2. 79
Tabela 3 – Medidas descritivas para os valores da variável Al_2O_3. 80
Tabela 4 – Medidas descritivas para os valores da variável SiO_2. 81
Tabela 5 – Balanço de transferência geoquímica com Ti invariante. 82

Sumário

1. Introdução 13
2. Importância do tema e Objetivos 15
2.1 Objetivos 17
3. Localização e Aspectos Geográficos 18
3.1 Localização da Área 18
3.2 Aspectos Geográficos 19
4. Geologia Regional 21
4.1 Contexto Geológico Regional: Evolução do Conhecimento Geológico na Região do Triângulo Mineiro 21
4.2 A Bacia Bauru 21
4.2.1 Litoestratigrafia da Bacia Bauru 23
4.3 O Grupo Bauru 23
4.3.1 Formação Adamantina 24
4.3.2 Formação Uberaba 25
4.3.3 Formação Marília 25
5. Materiais e Métodos 30
5.1 Compartimentação topográfica e distribuição dos solos 30
5.2 Caracterização geoquímica e mineralógica dos solos 33
5.2.1 Descrição e Coleta de Amostras no Campo 33
5.2.2 Confecção de Lâminas e Descrição Petrográfica do Perfil 36
5.2.3 Análise Química Total 36
5.2.4 Composição Mineralógica por Difração de raios X (DRX) 37
5.3 Ensaios geofísicos para a espacialização de depósitos de argilas altamente aluminosas 37
6. Resultados e Discussões 40
6.1 A paisagem pedogeomorfológica e a hidrologia da chapada 40
6.2 Descrição, caracterização geoquímica e mineralógica dos solos 46
6.2.1 Descrição dos solos 46
6.2.2 Caracterização petrográfica 64
6.2.3 Composição química 74
6.2.4 Caracterização mineralógica por Difratometria de Raios X 90
6.3 Ensaios geofísicos - Eletrorresistividade 98
6.3.1 Distribuição das linhas geofísicas 98
6.3.2 Modelos 2D e 3D 100
7. Conclusões 122
8. Bibliografia 124

1. Introdução

No Brasil e na maior parte dos solos das regiões tropicais, horizontes pisolíticos ou crostas enriquecidas com ferro e/ou manganês em Latossolos são encontrados em platôs cobertos por vegetação típica de savana e indicam processos antigos e atuais de intemperismo e pedogênese (EZE; UDEIGWE; MEADOWS, 2014). Apesar de sua ampla extensão e distribuição nestas regiões, é comum haver dúvidas acerca da filiação entre as formações ferruginosas, a rocha fonte e a influência de fatores ambientais, erosivos e deposicionais que regem a evolução da paisagem (BEAUVAIS; ROQUIN, 1996; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000). Esta questão é atribuída à presença de espessos mantos de intemperismo formados sobre todas as litologias e desenvolvem uma matriz secundária argilosa profundamente diferente do material original, de acordo com suas características morfológicas, mineralógicas e geoquímicas (BUTT; LINTERN; ANAND, 2000).

As substâncias minerais secundárias mais importantes economicamente e que estão relacionadas com os ambientes de alteração tropical são os caulins e as bauxitas. O termo caulim, derivado da palavra chinesa “Kao-ling”, um vilarejo na província de Jiangxi, na China, é empregado para designar um grupo de silicatos hidratados de alumínio, no qual a caulinita é o mineral mais abundante e comercialmente valioso (EKOSSE; MWITONDI, 2015; ADEOYE; OMOLEYE; OJEWUMI, 2018). É um dos materiais formados durante a pedogênese tropical e tem sua gênese majoritariamente relacionada a perfis lateríticos maduros (COSTA; SOUSA; ANGÉLICA, 2009).

Por sua vez, a bauxita foi descrita pela primeira vez por Berthier em 1821 em LesBaux, no sudeste da França, onde ocorriam sedimentos de aspecto argiloso composto majoritariamente por alumina e óxidos de ferro (GOW; LOZEJ, 1993; AUTHIER-MARTIN *et al*., 2001; PAZ, 2016; ABAL, 2017). Atualmente o termo é utilizado para produtos residuais de alteração, litificados ou inconsolidados, ricos em alumina e pobres em álcalis e sílica (GOW; LOZEJ, 1993). A composição mineralógica deste produto consiste em hidróxidos e oxi-hidróxidos de alumínio, principalmente gibbsita, boehmita e diásporo, e outros minerais como hematita, caulinita, goethita e quartzo, os quais são considerados impurezas no processo de beneficiamento para a extração de alumínio (HARDER, 1949; AUTHIER-MARTIN *et al.*, 2001; REDDY; RAMESH; KUMAR, 2015; RENAUD; WARDLAW; HUBBARD, 2015; PAZ, 2016). Com base nos aspectos econômicos, são classificado como “bauxita” minérios de alumínio com mais de 30% de Al_2O_3 e razão Al_2O_3:SiO_2>2,6 (PAZ, 2016; ABAL, 2017; YU *et al*., 2018).

O caulim é aplicado em diversos segmentos industriais e seu uso é determinado por suas propriedades funcionais como tamanhos dos cristais, forma e estruturação das camadas, além das características reológicas como a química e as propriedades ópticas que agregam o valor industrial. Podem ser aplicados como preenchimentos funcionais, coberturas, pigmentos e extensor em muitas aplicações industriais das quais o papel e cerâmica são os maiores consumidores (EKOSSE, 2010; QIU *et al*., 2013; KOESTEL; JORDA, 2014; YAYA *et al*., 2017). O Brasil comporta uma das maiores concentrações de caulim e bauxita do mundo, juntamente com os Estados Unidos da América, Índia, Alemanha, China e República Tcheca. Estes países geraram 66,9% da produção total, cerca de 36 milhões de toneladas no ano de 2015 (COSTA; SOUSA; ANGÉLICA, 2009; DNPM, 2016).

A área de estudo está situada no contexto regional das chapadas do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, onde a base litológica é representada pelos arenitos da Formação Marília. Os solos dos planaltos tabulares são muito argilosos e freqüentemente comportam horizontes pisolíticos, além de concentrarem depósitos de argila altamente aluminosa, enriquecidas em caulinita, algumas em fase de exploração, descritos em estudos anteriores (por exemplo, SUGUIO; BARCELLOS; MONIZ, 1976; ZAMBRANO, 1981 *apud* CORRÊA, 2006) os quais parecem ser o produto do intenso e longo processo de evolução supérgena tropical. Estas superfícies são consideradas ambientes-chave para a compreensão de processos pedogeoquímicos atuais que resultam em mudanças das características físico-químicas e mineralógicas dos solos e das perdas e enriquecimentos geoquímicos.

O trabalho de Coelho (2017) sugere uma hipótese acerca da gênese dos depósitos encontrados nos planaltos do Triângulo Mineiro, no qual propõe que o arenito do Membro Serra da Galga evoluiu para um perfil laterítico endurecido após profunda alteração química e que as atuais condições bioclimáticas são responsáveis pela desestabilização e transformação deste material. Os perfis lateríticos formados ao longo de vários ciclos de mudanças paleoambientais apresentam feições de degradação mecânica e de dissolução que são usadas como registros para interpretação dos processos (HARDER, 1949; BEAUVAIS; ROQUIN, 1996; BEAUVAIS, 1999; CHIGIRA; OYAMA, 2000; BOGATYREV; ZHUKOV; TSEKHOVSKY, 2009; FRITSCH *et al.*, 2011; YU *et al*., 2018; BEDASSA; GETANEH; HAILU, 2019). Um exemplo é a formação de redes de argila desferruginizada ricas em alumínio que evolui em condições de aumento da umidade climática e de água do solo (HONG *et al*., 2009, 2010).

2. Importância do tema e Objetivos

Espessos mantos de alteração, em sua maioria lateríticos, estão distribuídos pelas massas continentais entre as latitudes 35°N e 35°S (BUTT; ZEEGERS, 1989; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000), com ocorrências melhor preservadas em regiões com baixo relevo como em estruturas cratônicas e tectonicamente estáveis, e que apresentam grande complexidade química e mineralógica herdada de vários ciclos evolutivos (NAHON; MELFI; CONTE, 1989; BRIMHALL *et al.*, 1991).

A pedogênese, ocorrência e distribuição destas coberturas lateríticas são objetos de interesse na reconstrução da história geológica pelo seu valor na interpretação de paleoambientes. Também podem apresentar relevância metalogenética uma vez que são zonas de potencial concentração secundária e supérgena de minérios como bauxita, Ni-Co-Mn lateríticos, Au laterítico e saprolítico, Cu supérgeno, U superficial, minerais pesados em acumulações residuais e placers, e materiais industriais e para construção (BRIMHALL *et al*., 1991; MELFI, 1997; BUTT; LINTERN; ANAND, 2000).

Ao considerar que cerca de um terço da superfície terrestre foi submetida a processos de alteração laterítica (BEAUVAIS, 1999), e que estas áreas estão concentradas nos trópicos, onde há um crescimento populacional e demandas agrícolas ascendentes, o valor agronômico e ambiental destas coberturas também é destacado (EZE; UDEIGWE; MEADOWS, 2014).

Apesar do reconhecimento do valor social e econômico relacionado à existência de minerais industriais e metálicos, a presença de espessas camadas lateríticas representam inúmeros problemas na exploração desde o mapeamento geológico, geofísico e geoquímico até o processo de beneficiamento (BUTT; LINTERN; ANAND, 2000). Desta forma, a caracterização e compreensão da gênese destes materiais são fundamentais para resolução de dificuldades e na elaboração de técnicas mais eficientes, tanto economicamente como ambientalmente.

A área de estudos no Triângulo Mineiro está inserida no contexto da Superfície Sul-Americana descrita por King (1956) que constitui as chapadas residuais, com declives inferiores a 3% (MOTTA *et al.*, 2002) e são revestidos por manto de alteração profundo, geoquimicamente evoluído com teores elevados de ferro com presença freqüente de encrostamentos lateríticos (VALADÃO, 2009).

Os perfis de alteração profundos nestas chapadas são caracterizados pela presença de zonas com altas concentrações de argilas aluminosas cauliníticas e gibbsíticas (caulim) indicando a formação por processos de intemperismo e pedogênese tropicais.

Os fatores de enriquecimento não são claros, especialmente pelo desenvolvimento sobre os níveis sedimentares da Formação Marília (Membro Serra da Galga). A possível relação quanto à filiação mineralógica destes materiais, ainda é inconclusiva apesar de ser um elemento chave que define a história geológica deste compartimento de paisagem brasileiro, embora abordada por Coelho (2017).

Em sua forma bruta, o caulim tem utilidade limitada e grande parte das aplicações finais requer um produto refinado derivado da combinação de exploração controlada e processamento seletivo para desenvolver propriedades específicas (KOESTEL; JORDA, 2014). Contudo poucos estudos se concentram na gênese, mineralogia, geoquímica e propriedades físicas destes materiais (BEDASSA; GETANEH; HAILU, 2019), que poderiam determinar sua aplicabilidade nas várias áreas de utilização.

Na área de desenvolvimento desta pesquisa, as zonas com altas concentrações de argilas aluminosas cauliníticas e gibbsíticas indicam que estas foram formadas por processos de intemperismo e pedogênese tropicais que atuaram na superfície da chapada sedimentar. Nas áreas topograficamente deprimidas e hidromórficas as argilas são desferruginizadas e possuem teor de enriquecimento de alumínio que varia entre aproximadamente 20 e 70% (IBAR, comunicação oral).

Com base nesta lacuna de conhecimento, buscamos aplicar na área de estudos metodologias, as quais serão detalhadas no capítulo 5, que nos permitam encontrar respostas quanto à gênese e distribuição destes materiais nas chapadas, buscando melhorar não apenas sua extração como também os métodos prospectivos com o uso de ferramentas geofísicas.

Os métodos geofísicos são cada vez mais utilizados na prospecção mineral, mapeamento geológico, mapeamento hidrogeológico e detalhamentos de ocorrências já conhecidas para melhorar a resolução de modelos e auxiliar na tomada de decisões operacionais (BEAUVAIS *et al*., 2004; DHAKATE *et al.*, 2015; VIEIRA *et al*., 2016; GREER *et al*., 2017; MCLACHLAN *et al*., 2017; MOREIRA *et al*., 2017). Porém, essas ferramentas ainda são pouco aplicadas em enriquecimentos supérgenos cuja ocorrência está associada à evolução de sistemas pedológicos, nesse caso o sistema Latossolo-Gleissolo.

2.1 Objetivos

Ao analisar as informações obtidas em trabalho anterior (COELHO, 2017), foi proposta a hipótese de que possivelmente os materiais enriquecidos em argilas altamente aluminosas seriam formados a partir das couraças ferruginosas presentes nas chapadas sedimentares do Triângulo Mineiro. E que essa transformação ocorreu em etapas distintas de evolução da paisagem e dos materiais.

Com os questionamentos acerca da origem e formação destes materiais, e da eficácia da aplicação de técnicas e tecnologias, como a geofísica por Eletrorresistividade e o sensoriamento remoto com o uso de VANT's, para a pesquisa mineral de concentrações secundárias em um local ambientalmente sensível, foram estabelecidos os objetivos desta pesquisa.

O objetivo geral desta pesquisa é identificar o processo de formação das argilas altamente aluminosas da Formação Marília, visando sua prospecção e caracterização geoquímica e mineralógica.

Para atingir este objetivo, foram necessários os seguintes objetivos específicos:

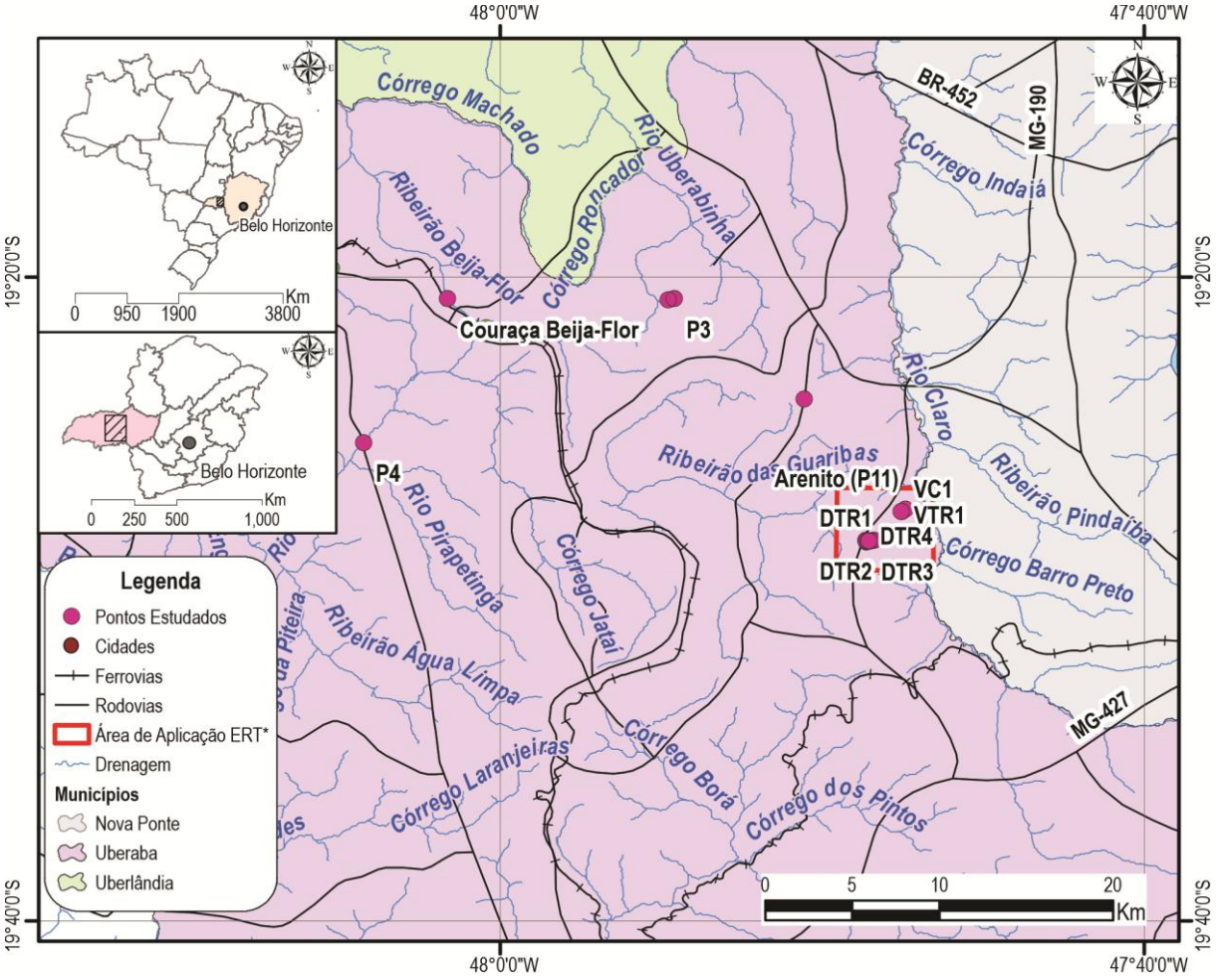
- Identificar a distribuição das argilas altamente aluminosas nas chapadas do Triângulo Mineiro, buscando validar o modelo da gênese desses materiais.
- Identificar os processos que resultaram na formação das argilas fortemente aluminosas, por meio de análises geoquímicas e mineralógicas.
- Avaliar a adequação do método geofísico de Eletrorresistividade em solos com argilas altamente aluminosas, visando sua prospecção para fins econômicos.

3. Localização e Aspectos Geográficos

3.1 Localização da Área

A área de estudos (Figura 1) está situada na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, estando inserida no contexto geológico da Bacia Bauru, de caráter intracratônico que abrange o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (BATEZELLI, 2003).

Figura 1 – Localização da área de estudos, com identificação dos locais do perfil da BR-050 (P4), perfil do centro da depressão (P3), delimitação da área de coletas de dados geofísicos com a disposição dos perfis DTR1 a DTR6 e perfil VTR1 e pontos de coleta de amostras de couraça (VC1) e arenito(P11).



*ERT (Electrical resistivity tomography)

A área dista aproximadamente 50 km de Uberlândia e 40 km de Uberaba, sendo o acesso preferencial por ambas as cidades pela Rodovia Federal Radial BR-050, a sudoeste. A partir desta rodovia é possível entrar por uma das vias secundárias, geralmente estradas de terra, para ter acesso ao local.

3.2 Aspectos Geográficos

A região entre os municípios de Uberaba e Uberlândia integra uma superfície plana, de cerca de 1000 m de altitude, situada no domínio dos Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, inserida na subunidade do Planalto Meridional da Bacia do Paraná (AB'SÁBER, 1971). Possui relevo típico de chapada, com topo plano a suavemente ondulado, coberto com vegetação característica de cerrado.

No Triângulo Mineiro (porção Oeste do Estado de Minas Gerais), as chapadas sedimentares são formas residuais de uma antiga superfície de erosão, denominada por King (1956) de Superfície Sul-Americana, e recebe este nome por ter sido elaborada pelo ciclo de erosão "Sul-Americano".

Tal superfície data do Paleógeno (63 - 23 M.a.), quando a maior parte do continente Sul Americano consistia em uma superfície extensa, quase plana, com pequenas porções de rochas resistentes, como quartzitos, remanescentes de ciclos de erosão anteriores (KING, 1956; MARQUES *et al*., 2004). As superfícies de aplainamento no Brasil Oriental constituem traço fundamental da paisagem, embora em algumas áreas eventos denudacionais neocenozóicos agressivos tenham sido responsáveis, localmente, pelo desmantelamento de seus remanescentes (VALADÃO, 2009). Durante soerguimentos tectônicos que ocorreram durante o Terciário (atual Paleógeno e Neógeno), as rochas mais antigas foram expostas ao intemperismo e resultaram em novas superfícies de erosão que foram denominadas Velhas I e Velhas II (MARQUES *et al.*, 2004).

Os remanescentes da Superfície Sul-Americana que constituem as chapadas atuais com declives inferiores a 3% (MOTTA et al., 2002), são revestidos por manto de alteração profundo, geoquimicamente evoluído e com teores elevados de ferro, embora seu substrato litológico seja bastante diversificado (VALADÃO, 2009). Seus topos, esculpidos em espessa cobertura de sedimentos terciários (paleógenos e neógenos), apresentam altitudes entre 1.000 m e 1.100 m (MOTTA *et al*., 2002). É comum a presença de encrostamentos lateríticos recobertos por horizonte arenoso (VALADÃO, 2009), as quais são mais espessas e preservadas nas bordas das chapadas.

Essas bancadas lateríticas também constituem um obstáculo ao livre movimento da água infiltrada na chapada, o que faz com que o tempo de residência de água nos solos mais próximos das bordas seja maior, e estabelece um gradiente de regime hídrico entre o centro e as bordas do planalto, o que induziu à distribuição de solos hoje observada nas chapadas mais amplas da região (MOTTA *et al.*, 2002).

Independentemente da natureza do substrato rochoso, os solos dessa superfície mostram uma distribuição condicionada principalmente pela variação do regime hídrico ao longo das vertentes suaves (MOTTA *et al*., 2002). Em geral tendem a ser muito argilosos e não parecem ter relação genética íntima com o substrato rochoso (MARQUES *et al*., 2004).

Os solos presentes na área são os Latossolos (solos lateríticos) desenvolvidos nos locais mais elevados do centro das chapadas e estão relacionados a condições de melhor drenagem interna e Gleissolos (áreas com hidromorfia) em áreas ligeiramente deprimidas, no interior ou próximo às bordas das chapadas. As áreas cobertas por Latossolos vermelhos, com cromas igual ou mais vermelho que 2,5 YR, são indicativas da presença de hematita na fração argila, enquanto Latossolos com cores amarelas são relacionados a ambientes mais úmidos e indicam a presença da goethita.

Períodos com condições climáticas mais úmidas propiciaram o aprofundamento do manto de intemperismo. Num processo semelhante ao atual, ciclos alternados de oxidação e redução devem ter determinado a segregação de ferro e formação de plintita em subsuperfície nas áreas deprimidas, precursora das concreções ferruginosas que agora persistem à borda das chapadas (MARQUES *et al*., 2004).

O clima atual é controlado pelas massas de ar continentais (Equatorial e Tropical) e Atlânticas (Polar e Tropical). Os deslocamentos dessas massas de ar são responsáveis pela marcante alternância de estações úmidas e secas. A temperatura média anual é de 23°C e a precipitação média é de 1464 mm/ano sendo os meses mais chuvosos dezembro e janeiro (QUEIROZ, 2012).

O Triângulo Mineiro e sul dos Estados de Goiás e Mato Grosso apresentam floresta tropical latifoliada nos vales fluviais da bacia hidrográfica do Paraná, com dominância de cerrado na maioria das áreas. Sua fisionomia é intermediária entre a floresta e o campo, no qual é possível distinguir dois tipos de vegetação: um arbóreo, formado por árvores de pequena altura (3 a 6 m), outro herbáceo limitado a 0,50 m de altura, com gramíneas e ervas de pequeno porte em tufos isolados (SUGUIO, 1973).

A região está situada no contexto geológico de bacia sedimentar continental interior, com substrato rochoso representado pelos arenitos do Grupo Bauru. Este grupo é constituído por sedimentos do Cretáceo Superior, acumulados na grande área deprimida da região norte da bacia sedimentar do Paraná, associados às últimas manifestações tectônicas de caráter mais ou menos amplo desta bacia (SUGUIO, 1973). Esta chapada é sustentada pelos arenitos da Formação Marília, especificamente pelo Membro Serra da Galga, depositado entre 86 e 74 Ma. (SUGUIO, 1973). A apresentação detalhada da geologia regional está no Capítulo 4.

4. Geologia Regional

4.1 Contexto Geológico Regional: Evolução do Conhecimento Geológico na Região do Triângulo Mineiro

Os primeiros trabalhos sobre a mineralogia e a litologia da região do Triângulo Mineiro foram realizados por Hussak (1891) e Porcheron (1903) (SUGUIO, 1973). A Formação Bauru foi introduzida na literatura por Gonzaga de Campos (1905), com a denominação de "Grês Bauru" (SUGUIO, 1973). Em 1930, a Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo adotou o nome de "Formação Bauru" (*apud* BATEZELLI, 2003).

O termo “Formação Uberaba” foi utilizado por Barbosa (1934) para denominar os arenitos esverdeados que cobrem os basaltos da Formação Serra Geral nesta localidade. Posteriormente Hasui (1967) que apresentou o primeiro mapa geológico das rochas cretáceas do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, estudou os arenitos da Formação Uberaba e os classificou como rochas epiclásticas que apresentam conglomerado basal seguido por arenitos com cimentação carbonática e/ou matriz argilosa verde, associados à siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos (*apud* BATEZELLI, 2003).

Outras pesquisas foram introduzidas por autores como Suguio (1973) que estudou os calcários da região, com a proposta da Fácies Ponte Alta integrar o conjunto basal conglomerático da Formação Bauru. Esta proposta foi posteriormente modificada por Barcelos *et al*. (1981) que propuseram modificações na litoestratigrafia da Formação Marília no Triângulo Mineiro, em duas litofácies: Ponte Alta (calcários) e Serra da Galga (arenitos imaturos e conglomerados sobrepostos). Em Barcelos (1984) apresentou a integração regional das unidades reconhecida no estado de São Paulo e no Triângulo Mineiro e propôs os membros Ponte Alta e Serra da Galga para a Formação Marília (FERNANDES, 1992).

Fernandes & Coimbra (2000) apresentaram um trabalho de revisão estratigráfica, em âmbito regional para a Bacia Bauru, onde reescreveram as características litoestratigráficas das unidades que compõem o Grupo Bauru e mantiveram as formações Uberaba e Marília, e sua subdivisão nos membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta, as quais serão descritas com maior detalhe durante a caracterização geológica da área de estudo.

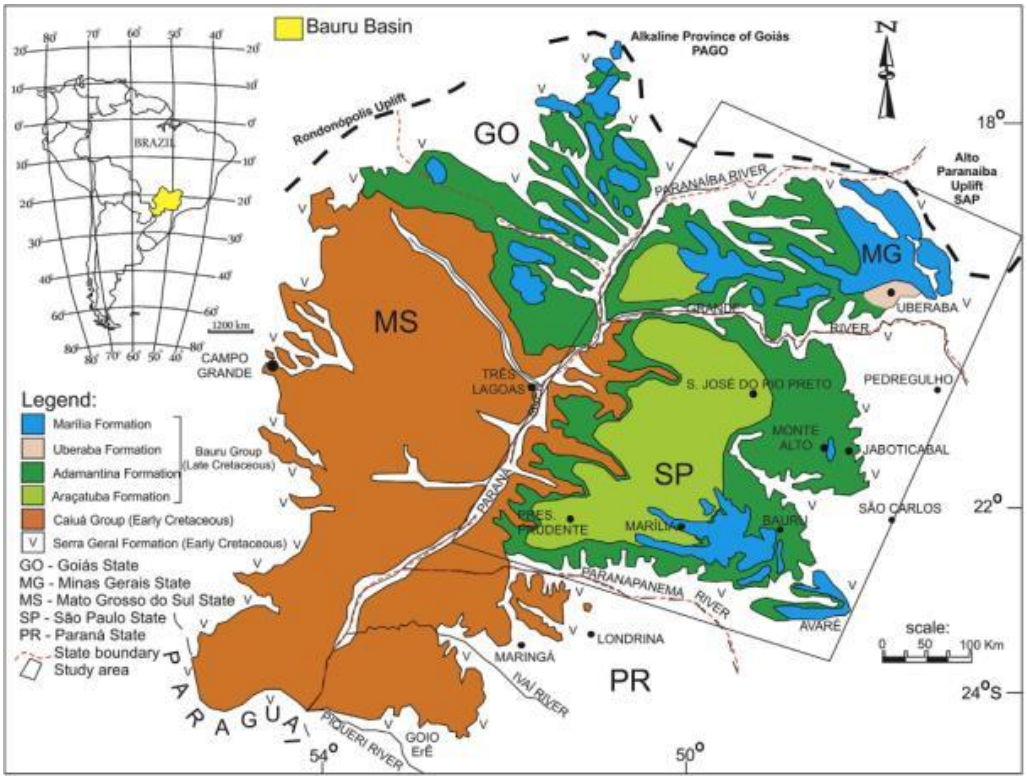
4.2 A Bacia Bauru

A Bacia Bauru formou-se no Neocretáceo, no centro-sul da Plataforma Sul-Americana, em evento de compensação isostática posterior ao acúmulo de quase 2.000 m de

lavas basálticas, ocorrido no Cretáceo Inferior (Figura 2). O termo "Bacia Bauru" consiste em uma denominação proposta por Fernandes & Coimbra (1994) para a entidade geotectônica neocretácea constituída pelos grupos Caiuá e Bauru, instalada sobre a área de ocorrência dos derrames basálticos, com depocentro coincidente com a maior espessura da pilha vulcânica (RICCOMINI, 1995).

Tal entidade foi desenvolvida como bacia continental interior, pós-ruptura do continente gondwânico, pelo acumulo uma seqüência sedimentar essencialmente arenosa, hoje com espessura máxima de cerca de 300 m e área de 370.000 km^2. A seqüência tem por substrato basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), dos quais é separada por não-conformidade, e limite superior erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

Figura 2– Mapa geológico apresentando as unidades que compõem o Grupo Bauru (BATEZELLI; LADEIRA, 2016).



A seqüência sedimentar é constituída por depósitos continentais essencialmente arenosos e dividida em dois grupos cronocorrelatos: Caiuá e Bauru, representativos de um mesmo ambiente sob clima quente (RICCOMINI, 1995), semi-árido a árido, entre o Coniaciano e Maastrichtiano (Ks) (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

O Grupo Caiuá está localizado na porção central da Bacia Bauru; rumo às bordas leste e norte ocorre o Grupo Bauru (RICCOMINI, 1995). O conjunto litológico dessa bacia

representa um intervalo deposicional continental, iniciado com um provável nível de base lacustre, colmatado gradualmente por um sistema aluvial, resultante do soerguimento acentuado de suas bordas norte, nordeste e leste (BATEZELLI et al., 2003). O primeiro grupo corresponde a trato de sistemas eólico interior do Deserto Caiuá, enquanto o segundo corresponde a depósitos de trato de sistemas de clima semi-árido formado por leques aluviais marginais, lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros e zona endorrêica paludial (MILANI *et al*., 2007).

Esta bacia possui forma aproximadamente elíptica, com eixo maior na direção nordeste (RICCOMINI, 1995). Os limites atuais da Bacia Bauru são essencialmente erosivos e/ou tectônicos, desenhados pela Antéclise de Rondonópolis a noroeste, soerguimento do Alto Paranaíba a nordeste, alinhamentos do Rio Mogi Guaçú, São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu a leste e do Paranapanema a sul e sudeste (RICCOMINI, 1995). Para oeste, seu limite é encoberto dado à grande área dominada por depósitos de cobertura sedimentar aluvial Terciária (planície do Rio Paraná) (BATEZELLI, 2003).

4.2.1 Litoestratigrafia da Bacia Bauru

A seqüência suprabasáltica neocretácea é composta pelos grupos Bauru e Caiuá (FERNANDES; COIMBRA, 2000). Seu contato basal é discordante (não-conformidade), sobretudo com basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento). A passagem lateral entre os grupos Caiuá e Bauru é gradual e interdigitada (FERNANDES, 2004).

O Grupo Caiuá ocorre nos Estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul, de menor relevância para os objetivos deste trabalho. O Grupo é composto pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio.

O Grupo Bauru ocorre principalmente em São Paulo, no Triângulo Mineiro e norte do Paraná. Por ser o Grupo com maior expressão na área de estudo, sua litoestratigrafia será abordada com maior detalhe.

4.3 O Grupo Bauru

Há algumas discordâncias quanto à nomenclatura e divisão das formações que compõem o Grupo Bauru, de modo que neste trabalho será adotada a nomenclatura utilizada por autores como Almeida *et al.*(1980), Riccomini (1995 e 1997), Batezelli (2003), Paula e Silva *et al.* (2005), Basilici *et al*. (2009).

O Grupo Bauru corresponde a um pacote sedimentar cretáceo pertencente à Bacia do Paraná, que aflora em área de cerca de 117.000 km² no Estado de São Paulo, assentado sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral e localmente sobre as formações Botucatu e Pirambóia, como na região de Bauru (SP) e Agudos (SP) (PAULA E SILVA; CHANG; CAETANO-CHANG, 2005).

Na região do Triângulo Mineiro afloram rochas das formações Uberaba, Adamantina e Marília, essa última dividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã (BATEZELLI, 2003). Contudo, na área de estudos foi registrada a ocorrência das formações Adamantina e Uberaba e os membros Ponte Alta e Serra da Galga, pertencentes à Formação Marília, além dos basaltos da Formação Serra Geral. O membro Echaporã aflora apenas na porção oeste do Triângulo Mineiro. Desta forma, serão descritas abaixo somente as formações geológicas com maior ocorrência na área deste estudo.

4.3.1 Formação Adamantina

Em alguns trabalhos como o de Fernandes (1998), Fernandes & Coimbra (2000), Corrêa (2006), Milani *et al.* (2007), Fernandes & Basilici (2009), a Formação Adamantina é substituída pela Formação Vale do Rio do Peixe. Segundo Fernandes (2004), a Formação Vale do Rio do Peixe corresponde à grande parte da Formação Adamantina. Desta forma, este trabalho adota a nomenclatura proposta por Soares *et al*. (1980), uma vez que esta denominação apresenta maior sustentação bibliográfica.

Segundo Batezelli (2003), a Formação Adamantina no Triângulo Mineiro aflora na região centro-oeste. É constituída por arenitos finos a médios, avermelhados, com seleção moderada, estratificação cruzadas de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela e, subordinadamente marcas onduladas.

O contato inferior da Formação Adamantina é discordante com os basaltos da Formação Serra Geral, com contato abrupto e erosivo. Lateralmente ocorre interdigitado com a Formação Uberaba; seu contato superior é concordante interdigitado a abrupto com a Formação Marília (BATEZELLI, 2003; PAULA E SILVA; CHANG; CAETANO-CHANG, 2005).

Segundo Tavares *et al*. (2012) o ambiente de sedimentação da Formação Adamantina foi fluvial meandrante com porções anastomosadas no Estado de São Paulo, tendo registros fósseis de restos de moluscos, conchostráceos, peixes, quelônios, crocodilimorfes, oogônios e restos vegetais petrificados.

4.3.2 Formação Uberaba

A Formação Uberaba foi proposta por Hasui (1968) ocorre apenas na região do município de Uberaba, seu contato inferior corresponde a uma não-conformidade com basaltos da Formação Serra Geral, é encoberta pelo Membro Serra da Galga, que pertence à Formação Marília (FERNANDES; COIMBRA, 2000). Consiste em rochas epiclásticas de derivação vulcânica, dispostas em estratos tabulares e lenticulares amalgamados (GRAVINA *et al*., 2002). Os tipos petrográficos correspondem a arenitos muito finos a lamitos siltosos, arenitos finos subordinados, com matriz argilosa. Exibe cor cinza-esverdeado a verde-oliva típica (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

As estruturas sedimentares são basicamente estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas e algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila, na forma de estruturas em chama e dobras convolutas (BATEZELLI, 2003).

A unidade apresenta também intercalações pouco expressivas de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa (FERNANDES; COIMBRA, 2000). As rochas são classificadas como arenitos a arenitos feldspáticos e sublitoarenitos segundo a classificação de McBride (1963) (BATEZELLI, 2003).

Em termos texturais, os arenitos dessa formação apresentam seleção moderada, sendo freqüentes intraclastos de argila e de rocha basáltica com tamanhos submilimétricos a centimétricos. É comum também a presença de nódulos carbonáticos ou de níveis cimentados por carbonato de cálcio (BATEZELLI *et al*., 2003).

Essa unidade corresponde a depósitos de sistema fluvial entrelaçado, com predomínio de macroformas de acresção a jusante e formas de crescimento lateral restrita (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

4.3.3 Formação Marília

A Formação Marília foi designada por Almeida e Barbosa (1953) com referência a arenitos grossos e conglomeráticos cimentados por calcita, correspondentes à parte superior do Grupo Bauru (TAVARES; CANDEIRO; SIMBRAS, 2012). As rochas apresentam teor de matriz variável e raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcários (PAULA E SILVA; CHANG; CAETANO-CHANG, 2005).

A abundância de cimento calcífero em suas litologias propiciou um arcabouço resistente à erosão, responsável pela sustentação das escarpas dos planaltos de Marília, Garça

e Echaporã. Esta sucessão está sobreposta às formações Adamantina e Uberaba por meio de contato interdigitado a abrupto; seu limite superior é marcado pela superfície topográfica atual (PAULA E SILVA; CHANG; CAETANO-CHANG, 2005).

A Formação Marília possui espessura máxima de 100 metros em subsuperfície. É constituída por arenitos e arenitos conglomeráticos com freqüentes estratificações cruzadas (acanaladas e planares) e por conglomerados clasto-suportados polimícticos, com seixos arredondados de quartzo, quartzito, xistos, escassos fragmentos de chert e basalto, bem como intraclastospelíticos e carbonáticos (RIBEIRO; CARVALHO, 2002).

Segundo Gravina *et al*. (2002), os arenitos conglomeráticos são compostos por fragmentos de argilito, grânulos de basalto e de arenito. O carbonato ocorre como concreções ou nódulos, cimento, fragmentos fósseis ou no preenchimento de microfraturas. A matriz é de areia fina composta por quartzo, magnetita, granada, fragmentos líticos e feldspato, com traços de mica, zircão e piroxênio.

A Formação Marília compreende depósitos arenosos imaturos, texturalmente, com teor variável de matriz, seleção pobre e grãos angulosos, mineralogicamente ricos em feldspatos e minerais pesados instáveis. Apresenta também níveis conglomeráticos, com freqüente cimentação e concreções carbonáticas (FERNANDES, 1992).

Dias-Brito *et al*. (2001) atribuíram a idade Neomaastrichtiana para a Formação Marília com base no seu conteúdo de ostracodeos. O conteúdo fossilífero da Formação Marília é representado por restos de ostracodeos, quelônios, peixes, crocodilídeos, saurópodes.

A formação foi subdividida por Barcelos (1984) em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, com os dois primeiros aflorantes na parte leste do Triângulo Mineiro, enquanto o Membro Echaporã aflora na parte oeste.

4.3.3.1 Membro Ponte Alta

Ocorre somente no Triângulo Mineiro é constituído por calcários. O Membro Ponte Alta caracteriza a porção basal da Formação Marília e está sobreposto de forma gradacional sobre a Formação Uberaba. Constitui núcleos ou zonas tabulares interiores do Membro Serra da Galga criados por cimentação posterior à deposição (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

O Membro Ponte Alta é formado por calcários impuros com espessura entre 10 e 20 metros, e agrupa três litotipos básicos: 1) calcário arenoso - de aspecto maciço, 2) calcário conglomerático - de matriz arenosa (cascos de burro), e 3) calcário fino fragmentado (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

Fernandes e Coimbra (2000) sugerem que a cimentação carbonática seja posterior e a associação de litofácies que compõe o Membro Ponte Alta indica deposição em sistema fluvial entrelaçado, com fluxos de alta energia e curta duração, em partes medianas a distais de leques aluviais marginais.

Economicamente, representa a mais importante unidade estratigráfica regional com rochas carbonáticas exploradas para o fabrico da cal, notadamente no século passado, produção do cimento no bairro de Ponte Alta, como corretivo de solo na agricultura e até como rocha ornamental (RIBEIRO *et al*., 2012).

4.3.3.2 Membro Serra da Galga

O Membro Serra da Galga tem importância maior neste trabalho por ser o material considerado fonte que, após alteração e pedogênese policíclica, originaram as couraças ferruginosas e as argilas altamente aluminosas. A litologia predominante neste membro são arenitos, mais resistentes ao intemperismo químico em comparação aos calcários do Membro Ponte Alta. Com a constante evolução da paisagem que originou as superfícies de erosão descritas por King (1956) os calcários expostos foram totalmente intemperizados, restando apenas os arenitos mais resistentes e que hoje compõe o relevo característico dessa região. Portanto, este membro pode ser considerado como a sustentação as chapadas do Triângulo Mineiro uma vez que o Membro Ponte Alta é menos expressivo em área (Figura 3).

Figura 3–Vista do perfil de uma das superfícies de chapada do Triângulo Mineiro.

A unidade possui contato aparentemente interdigitado, complexo e irregular com o Membro Ponte Alta (FERNANDES, 1998). Ocorre apenas na borda nordeste da Bacia Bauru no Triângulo Mineiro, e é formado por arenitos imaturos, grossos a finos, frequentemente

conglomeráticos, de cores amarelas a avermelhadas e lamitos de cor marrom. Apresenta estratificação cruzada tabular e acanalada (FERNANDES, 2004). Este membro apresenta a associação faunística fossilífera mais representativa do Grupo Bauru, sendo similar àquela da Formação Adamantina (TAVARES; CANDEIRO; SIMBRAS, 2012).

O Membro Serra da Galga representa sequência siliciclástica composta por sucessões cíclicas de conglomerados clasto-suportados e arenitos médios e grossos, com frequentes estratificações cruzadas acanaladas. Os arenitos podem estar parcialmente cimentados por $CaCO_3$, eventualmente conter crostas de sílex de espessura centimétrica (RIBEIRO, 2001). Aparecem ainda depósitos pelíticos definidos como fácies de abandono de canal e depósitos arenosos com contribuição pelítica, gerados por discretos fluxos de detritos (RIBEIRO *et al*., 2012).

Os clastos das litofácies conglomeráticas são mal selecionados, de dimensões e grau de arredondamento variado. São constituídos de quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto e outras possíveis rochas ígneas alteradas, além de fragmentos de ossos. São sustentados por matriz arenosa, em geral com pouca argila (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

Segundo Fernandes & Coimbra (2000), o contexto deposicional do Membro Serra da Galga são leques aluviais medianos a distais com sistemas fluviais entrelaçados associados eventualmente a alternância de depósitos de pequenas dunas eólicas. Neste contexto, também ocorrem intercaladas depósitos de fluxos densos esporádicos.

As condições climáticas de semi-aridez permaneceram mesmo após a deposição das rochas deste membro, o que proporcionou a formação de crostas endurecidas (calcretes e palicretes). O processo de formação de calcretes proporcionou a dissolução parcial a total de grãos siliciclásticos do arcabouço, com posterior enriquecimento em SiO_2 nos fluidos percolantes (RIBEIRO, 2001).

4.3.3.3 Membro Echaporã

O Membro Echaporã constitui a maior área de afloramentos da Formação Marília, presente no estado de São Paulo, no sudoeste de Minas Gerais, no sul de Goiás e no nordeste do Mato Grosso do Sul (BASILICI; SGARBI; DAL'BÓ, 2012).

Ocorre ainda na região oeste do Triângulo Mineiro, composto por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas, na forma de ciclos granodecrescentes, cimentados por carbonato de cálcio (TAVARES; CANDEIRO; SIMBRAS, 2012).

Segundo Fernandes & Coimbra (2000) há intercalações de lamitos e arenitos lamíticos, de cor marrom, sendo mais freqüentes nas partes interiores da bacia. Os argilominerais mais comuns na unidade são illita e esmectita e a cimentação carbonática posterior chega a romper clastos, por crescimento expansivo (*displacive*).

Segundo Bertini *et al*. (2001), os arenitos do membro são de finos a médios, mineralógica e texturalmente imaturos, com cimentação e concreções carbonáticas disposto em estratos maciços e de espessuras métricas, às vezes com estratificações suborizontais incipientes ou cruzadas de médio porte, também com intercalações decimétricas de siltitos.

O contexto deposicional do Membro Echaporã corresponde a partes distais (saias) de leques aluviais, acumuladas por fluxos em lençol. Contém intercalações de depósitos de pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos, formados em intervalos de exposição (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

5. Materiais e Métodos

O trabalho abordou três etapas de estudo, com a aplicação de métodos e técnicas complementares. A primeira abordou os métodos cartográficos e imagens aéreas obtidas por VANT (Veículo Aéreo Não Tripulado), que permitiram a elaboração de um modelo de compartimentação topográfica e a distribuição dos solos que se relacionam com os níveis de hidromorfia do solo. A partir desta compartimentação, foram selecionadas as áreas para abertura de trincheiras, descrição de perfis de solo e coleta de amostras para caracterização química, física e mineralógica. Por fim, apoiado na compartimentação da paisagem e nos resultados estruturais, químicos e mineralógicos dos solos obtidos no campo e laboratório, foram definidos locais para a aplicação de ensaios geofísicos através do método da Eletrorresistividade, que permite avaliar mudanças nas respostas de resistividade elétrica que podem ser usados na identificação de alvos de enriquecimento úteis para a exploração mineral.

5.1 Compartimentação topográfica e distribuição dos solos

Os antigos platôs tropicais exibem um complexo conjunto de feições geológicas, geomorfológicas e pedológicas que foram produzidas por meio de vários eventos tectônicos paleoclimáticos que resultaram em compartimentos topográficos aplainados, dissecados pela incisão da rede de drenagem com exposição de espessos perfis lateríticos ferruginizados (BUTT; LINTERN; ANAND, 2000). As chapadas sedimentares do Oeste Mineiro (Triângulo Mineiro) podem ser enquadradas neste contexto cuja compreensão sobre a gênese, caracterização e evolução dos materiais são incompletos ou inconclusivos, por exemplo, não há consenso entre os levantamentos geomorfológicos e geológicos do Radambrasil (1983), o mapeamento geológico do Estado de Minas Gerais elaborado pela CPRM (2003) e os trabalhos de pesquisa em solos feitos por Motta *et al*. (2002) e por Marques *et al*. (2004).

Numa tentativa de estabelecer relações entre as formações lateríticas ferruginosas (Latossolos), seu desmantelamento e a presença de áreas úmidas (Gleissolos) nos topos das chapadas com o desenvolvimento e distribuição das argilas altamente aluminosas, foram feitos levantamentos topográficos de precisão e dos aspectos de superfície, com a discriminação da cobertura vegetal e os graus de hidromorfia do solo com imagens aéreas de alta resolução obtidas com sensor multiespectral acoplados em Veículos Aéreos Não Tripulados (VANT's). Esta é uma técnica de baixo custo de operação atualmente aplicada no monitoramento ambiental e na aquisição de informações sobre as propriedades de solo, por

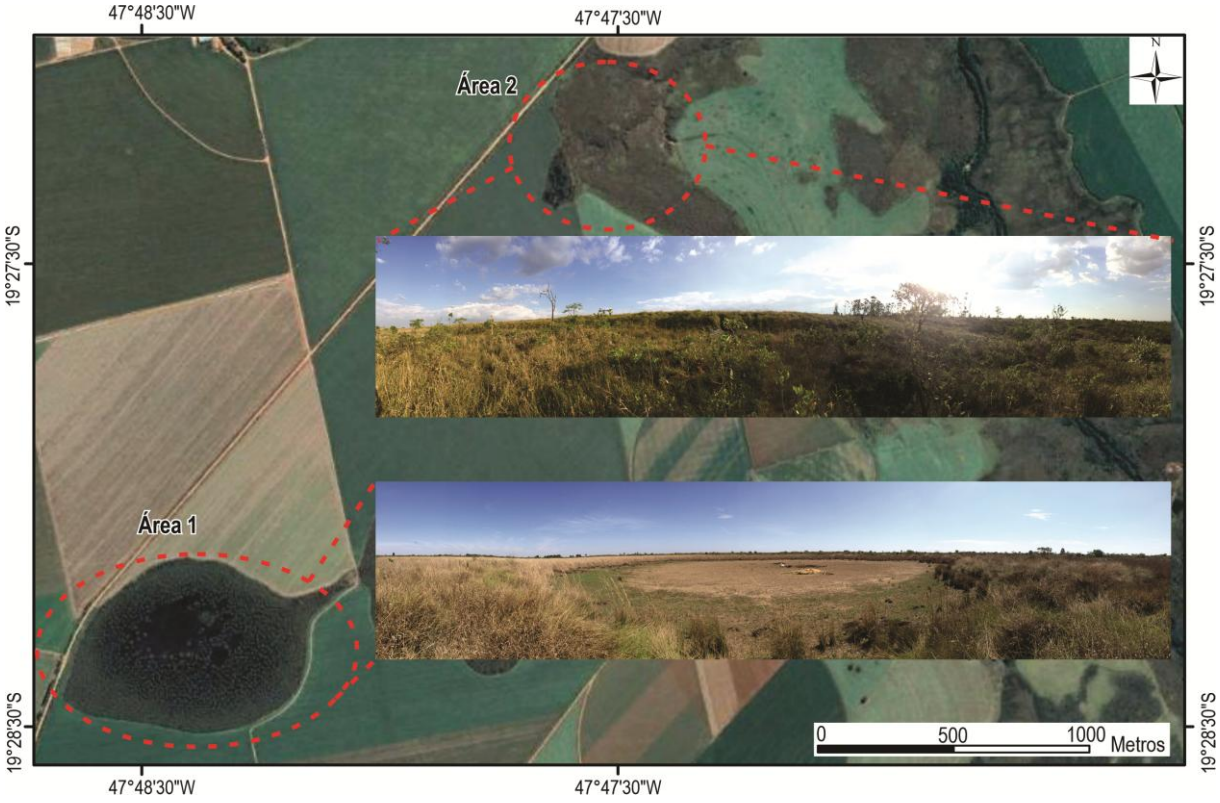
apresentarem alta resolução espacial e temporal e elevada flexibilidade na aquisição de imagens (ELTNER *et al.*, 2015).

As informações cartográficas foram tratadas e analisadas no *software* ArcGIS 10.1, e os mapas necessários para a base da compartimentação morfopedológica foram produzidos a partir de dados cartográficos digitais disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e pela Infraestrutura Estadual de Dados Espaciais de Minas Gerais (IEDE, 2019).

O mapa de localização da área com delimitação das bacias hidrográficas, o mapa topográfico o mapa de declividade foram confeccionados a partir das informações altimétricas do terreno, isolinhas e rede de drenagem adquiridas através do IBGE e IEDE em formato shp (Arcgis). No mapa topográfico foram utilizadas linhas eqüidistantes em 100 metros. Para o mapa de declividade os dados foram processados com a ferramenta *slope* do ArcGis, sendo dividido em três classes: 0 a 7% representando a classe onde o terreno é plano, de 7 a 15% onde o terreno apresenta ondulações e 15 a 30% que delimitam a borda da chapada. O modelo digital de elevação foi produzido através de imagens SRTM obtidas através do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2019). A partir das imagens foi feito o recorte da área de interesse, foram realizados os processamentos para obtenção de um arquivo TIN no Arcgis

Posteriormente, com o *software Google Earth Pro*© foram identificadas três possíveis zonas ocorrência de materiais para este estudo: uma zona de provável ocorrência de Latossolo ferruginosos, uma de Gleissolo com argila altamente aluminosa e uma zona de transição entre uma área úmida (Gleissolos) e o platô (Latossolo). Dessa forma, foram delimitadas duas zonas de interesse para a pesquisa: (1) a primeira, posicionada no topo do platô, representativa de uma área úmida isolada por não estar ligada ao eixo de drenagem através de um canal superficial e (2) a segunda, diferente da primeira por estar dissecada pelo aprofundamento do canal de drenagem e ainda apresentando solos hidromórficos na cabeceira e nas encostas da vertente, onde foi possível marcar o contato da quebra do relevo (Figura 4). A escolha dessas duas áreas distintas é justifica por indicar estágios evolutivos da paisagem da chapada.

Figura 4 – Imagem retirada do *Google Earth* identificando as duas áreas onde foram feitos os levantamentos aéreos com o uso de VANT's, bem como a coleta de dados para análises químicas, mineralógicas e morfológicas.



Fonte: Modificado de *Google Earth Pro* (2019)

Após a seleção de áreas que posteriormente foi sobrevoada com VANT, ainda com o *Google Earth Pro*, foi realizada a compartimentação das paisagens seguindo o conceito de pedopaisagem (JAMAGNE *et al*., 1993) na qual a paisagem é classificada segundo as formas de relevo associadas aos tipos de solos e drenagem.

Especificamente sobre o uso dos VANTs e respectivos sensores imageadores, foram utilizadas duas plataformas aéreas da classe micro-vant (i.e., peso abaixo de 25 kg, neste caso, ambas com peso inferior a 3 kg), com propulsão elétrica. A primeira aquisição, em agosto de 2018, aplicada na Área 1 (Figura 4), foi realizada com o VANT modelo *eBee Plus PPK/RTK*, com asa fixa (110 cm), peso aproximado de 1,1 kg, alimentado por baterias elétricas, com alcance de rádio 3 km, velocidade de cruzeiro 40 a 110 km/h (24,8 a 68,3 mph), resistência ao vento até 45 km/h (27,36 mph), tempo máximo de vôo de aproximadamente 50 minutos, sem necessidade de pontos de controle no solo (GCP) para processamentos em modo *Post Processed Kinematic* (*PPK*) e *Real Time Kinematic* (*RTK*), precisão absoluta e relativa das coordenadas X, Y, Z (RTK/PPK) de até 3 cm (SENSEFLY LTD, 2014). O sensor usado para geração de imagens foi o *RGB sensor Fly S.O.D.A*, (*Sensor Optimised for Drone*

Applications) com 20 megapixels, o detalhamento do sobrevôo e tratamento de imagens desta etapa estão apresentados em FURLAN *et al*. (2019).

Com base nas observações de campo e tratamento de imagens foram selecionados os locais para estudo do solo e coleta de amostras para procedimentos de laboratório. Na Área 1 foi selecionada uma catena na qual foram posicionados seis pontos para a abertura de trincheiras onde foram descritos os perfis: DTR1, DTR2, DTR3, DTR4, DTR5 e DTR6, levando em consideração a topografia, variação da vegetação e grau de umidade.

A segunda aquisição de dados, conduzida em dezembro de 2018 na Área 2 (Figura 4), utilizou o VANT *Phanton 4 Pro* da empresa DJI, com receptor duplo GPS/GLONASS, com quatro hélices de peso de 1,388 kg, alimentado por baterias elétricas, velocidade máxima de cruzeiro de 72 km/h (45 mph), resistência ao vento de até 36 km/h (22,36 mph) e tempo máximo de vôo de aproximadamente 30 minutos (DJI, 2016). O sensor utilizado para a geração de imagens foi o *DJI 1" CMOS Effective, com 20 megapixels*. O plano de vôo foi cruzado e definido no *software Pix4D*. O processamento não envolveu fotogrametria, apenas a geração do ortomosaico. Nesta área foi encontrado o perfil VTR1 e realizada a descrição e as coletas de amostras na quebra da vertente onde há o contato entre o Latossolo com couraça ferruginosa sobre o horizonte hidromórfico.

5.2 Caracterização geoquímica e mineralógica dos solos

5.2.1 Descrição e Coleta de Amostras no Campo

As áreas de amostragem foram selecionadas após a compartimentação da paisagem, onde foram abertos perfis de solo e coletadas amostras dos horizontes superficiais orgânicos e dos horizontes subsuperficiais enriquecidos com argilas altamente aluminosas. Aos perfis estudados nesta tese foram incorporados os perfis P3 e P4, estudados anteriormente, mas que são fundamentais para a caracterização geoquímica e mineralógica da área, uma vez que foram determinantes para compreender a gênese das argilas altamente aluminosas que ocorrem na área de estudos. A partir deles foi elaborada uma dissertação de mestrado (COELHO, 2017) e artigos (COELHO; ROSOLEN, 2016; ROSOLEN *et al*., 2017).

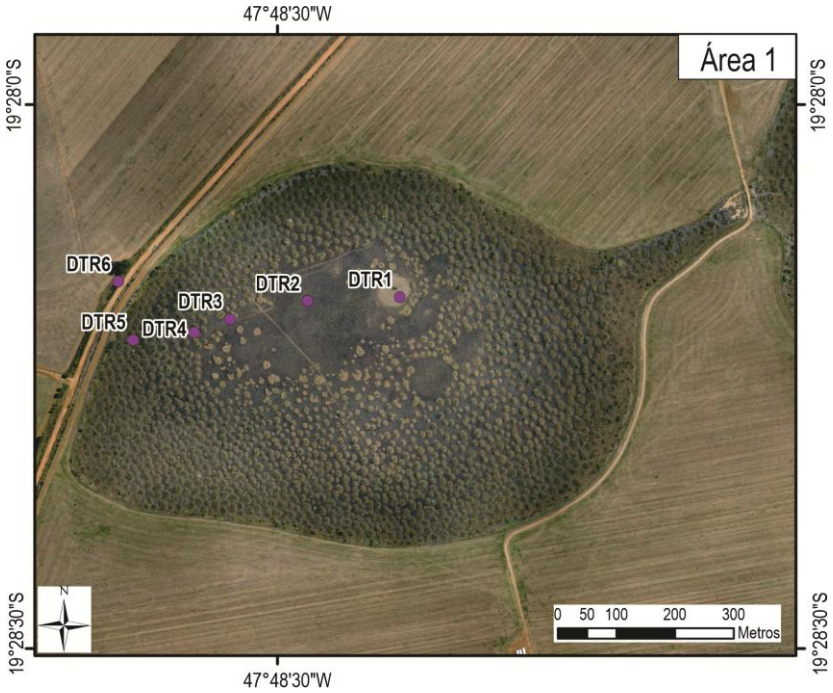
O ponto P3 está localizado no centro de uma depressão topográfica hidromórfica do topo da chapada e foi descrito a partir da abertura de uma trincheira (P3), com um perfil de solo e de alteração contíguo à área de mineração de argila refratária. A partir da base da trincheira P3, foi feita uma tradagem (Trad. P3) para descrever os horizontes mais profundos e coletar amostras; foram coletadas 2 amostras indeformadas para confecção de lâminas e 14

amostras para realizar os mesmos procedimentos de laboratório acima referidos. Foram feitas a coleta de duas amostras próximas à linha férrea, representativos da alterita e de um arenito, os quais podem ser englobados na porção do horizonte plíntico e saprólitico. Foram confeccionadas uma lâmina de cada amostra.

A descrição e coleta das amostras do perfil com arenito ferruginoso (P4) foram feitas no afloramento às margens da Rodovia BR-150 na altura do quilômetro 127. O perfil P4 apresenta cerca de 600 cm de material aflorante e foi amostrado do topo (0 cm) até sua base (600 cm). Além disso, foram coletadas amostras de maior profundidade, a partir da base (600 cm) do P4 com o auxílio de um trado manual (Trad. P4), até a profundidade de 900 cm. Foram coletadas 13 amostras indeformadas para confecção de lâminas e 20 amostras para as análises químicas, físicas e mineralógicas.

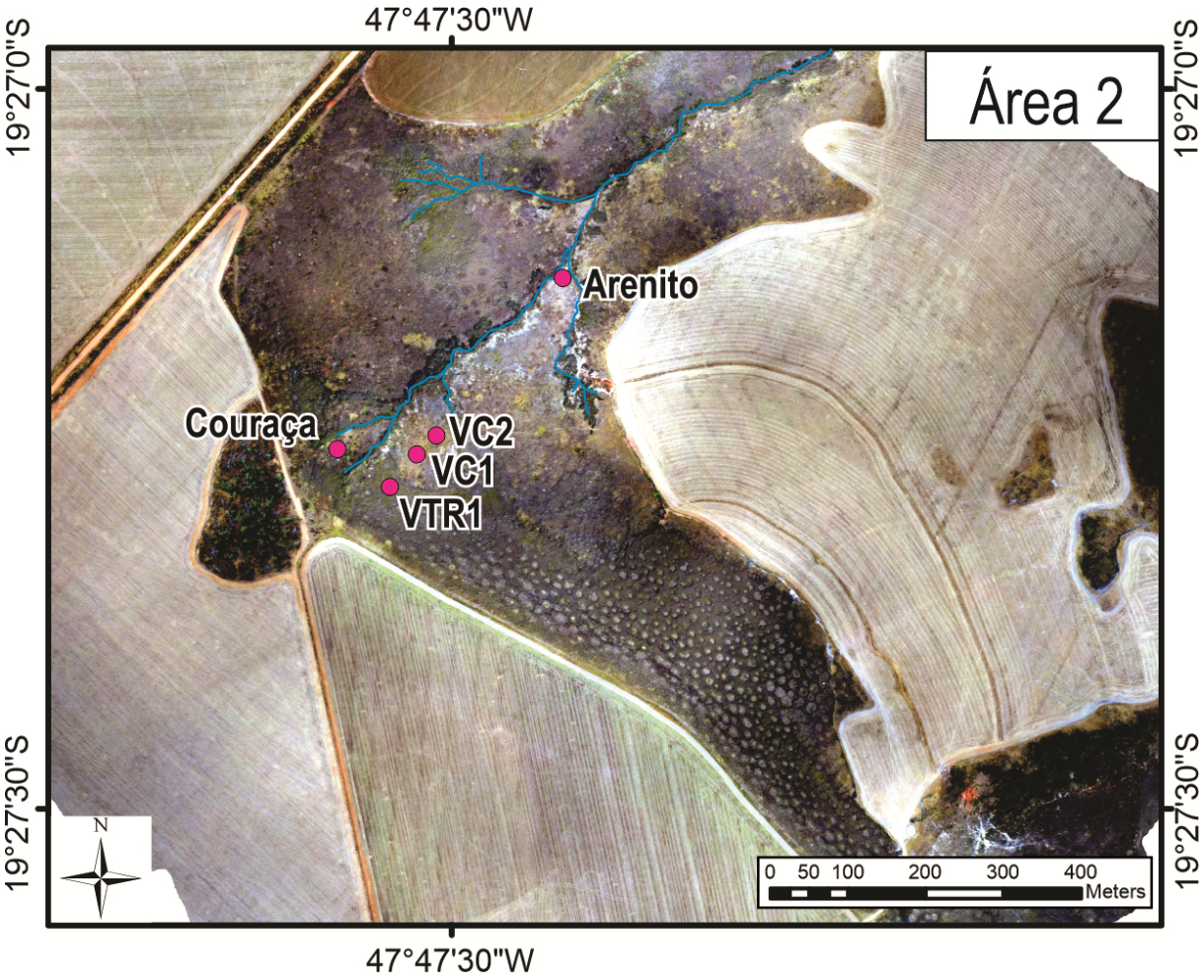
Na primeira área (Área 1), foram abertas seis trincheiras para o estudo dos perfis do solo (DTR1, DTR2, DTR3, DTR4, DTR5 e DTR6) em uma catena posicionada entre o segmento mais elevado do platô e o centro de uma depressão topográfica, caracterizando a seqüência Latossolo-Gleissolo, distribuídas de acordo com a compartimentação gerada a partir das imagens aéreas e descritas no capitulo anterior (Figura 5). Em razão do nível freático elevado mesmo durante o período seco, as trincheiras puderam ser abertas até as profundidades próximas a 100 – 150 cm, a partir de tais profundidades, as descrições e coleta de amostras foram feitas com o auxílio de trado manual, até 300 cm.

Figura 5 – Localização e distribuição das trincheiras na Área 1, nas quais foram coletadas as amostras de solo.



A segunda área (Área 2) de interesse, foi selecionada por apresentar couraça exposta, é representada pelo aprofundamento da rede de drenagem que atinge o arenito e expõe a vertente onde aflora a couraça ferruginosa (Figura 6). Nesta área foi estudado o perfil de gleissolo VTR1, descendo na topografia em direção ao canal de drenagem, foram encontradas e coletadas duas amostras de couraça ferruginosa, uma mais fresca, muito dura e de cor vermelha (VC1) e outra alterada, mais friável e com coloração amarelada (VC2) e amostras do arenito (VA).

Figura 6 – Localização e distribuição dos pontos de coleta da Área 2, onde foi encontrado resquícios de couraça e arenito.



Todos os materiais foram descritos e amostrados *in situ* seguindo os parâmetros estabelecidos pela FAO (FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2006). A cor do solo foi descrita utilizando a paleta de código Munsell (2000). As coletas de solo foram determinadas pelas feições visuais dos perfis, em particular a mudança na coloração dos solos, da superfície para o saprólito, seguindo os padrões da FAO (2006) e *Wilding et al.* (2012). Foram coletadas três amostras representativas de cada horizonte, os

quais foram determinados com base nas feições mais marcantes, que posteriormente foram misturadas, a fim de se obter uma amostra representativa do horizonte do perfil.

Após a coleta de amostras representativas, foram realizadas seguintes análises: (1) petrografia de seções delgadas; (2) óxidos totais obtidos por Fluorescência de raios-X; e (3) determinação da composição mineralógica por Difratometria de raios X.

5.2.2 Confecção de Lâminas e Descrição Petrográfica do Perfil

As amostras indeformadas dos perfis P3 e P4 foram impregnadas sob vácuo, por capilaridade, com resina EPOXI (EPORESIN 1.204), diluída com acetona, monômero de estireno (40 a 60%) e catalisador (Peroxisol, de 3 a 5 gotas por litro). Após o endurecimento da resina, os monólitos foram cortados, confeccionadas seções delgadas (3 X 4,5 cm) e polidas com pasta diamantada. Os monólitos foram cortados e polidos no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) e no Laboratório de Laminação do UNESPetro. A interpretação das lâminas foi feita em microscópio petrográfico Olympus BX40 binocular (Laboratório de Microscopia do DPM). As fotos das lâminas foram obtidas no Laboratório de Inclusões Fluídas do DPM em microscópio petrográfico Zeiss Axioskop 40, com a câmera fotográfica Canon E0S e o programa EOS 5D Mark II; as imagens foram tratadas utilizando o programa CorelDRAW X7. Foram confeccionadas e interpretadas 3 lâminas do perfil P3 e 13 lâminas do perfil P4 e uma lâmina do arenito.

5.2.3 Análise Química Total

Foram quantificados os óxidos totais de silício (SiO_2), titânio (TiO_2), alumínio (Al_22O_3), ferro (Fe_2O_3), manganês (MnO), magnésio (MgO), cálcio (CaO), sódio (Na_2O), potássio (K_2O), fósforo (P_2O_5) em Espectrômetro de Fluorescência de Raios X (Laboratório de Geoquímica – DPM/UNESP). As amostras foram destorroadas e pulverizadas em almofariz de ágata, peneiradas, inicialmente em malha de 2 milímetros para obter a fração terra fina, e posteriormente foram pulverizadas em moinho com almofariz de ágata. Foram utilizadas pastilhas fundidas com borato de lítio, na proporção de 1:5. Os limites de detecção foram da ordem de 0,1 g kg^{-1} para SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3 e na ordem de 0,01 g kg^{-1} para MgO, CaO, P_2O_5, Na_2O, K_2O e TiO.

Para determinar o grau de intemperismo dos materiais, foram feitos cálculos de *Chemical Index of Alteration* (CIA) com base nas proporções moleculares e seguindo a fórmula proposta por Nesbitt e Young (NESBITT; YOUNG, 1982) (Equação 1).

$$CIA = \left(\frac{(Al_2O_3)}{(Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)}\right) x\ 100 \qquad \text{(Eq. 1)}$$

Os dados de óxidos totais normalizados para as proporções moleculares também foram utilizados para definir: o índice *Silica to Aumina Ration* (Ki) (Equação 2) (RUXTON, 1968), *Silica-Sesquioxoide Ratio* (Kr) (Equação 3) (MAGNIEN, 1966).

$$Ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3} \qquad \text{(Eq. 2)}$$

$$Kr = \frac{SiO_2}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3)} \qquad \text{(Eq. 3)}$$

5.2.4 Composição Mineralógica por Difração de raios X (DRX)

A composição mineralógica da amostra total, da fração argila e areia foi obtida por difratometria de raios X (DRX), realizada no Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera (NUPEGEL-ESALQ/USP). Para os perfis P3 e P4, foram analisadas a fração areia e argila, sedo a fração areia foi obtida por peneiramento via úmida (retido na peneira com malha de 0,053 mm) e a argila por pipetagem após dispersão com hidróxido de sódio (EMBRAPA, 1997). Para amostras dos perfis DTR1 até DTR6, VTR1, amostras de couraça (VC1 e VC2) e de arenito (A1) foi feita a análise da fração total, sendo passados pela peneira de 0,053 mm e secas em estufa com temperatura inferior a 60°C. Após secagem, as amostras naturais e em pó foram analisadas em um difratômetro Phillips PW 1730 operado com potencial de 40 kV, com uso de monocromador para a eliminação da radiação Kβ, e fonte de Cu (radiação Kα, λ=1,54186 Å). A varredura foi realizada com passo de 0,02° (2θ) e tempo de acumulação de 10 segundos por passo. A quantificação das fases minerais foi realizada utilizando o *software* de *General Structure Analysis System (GSAS)* com interface gráfica EXPGUI (BISH; VON DREELE, 1989) seguindo o método Rietveld (RIETVELD, 1969).

5.3 Ensaios geofísicos para a espacialização de depósitos de argilas altamente aluminosas

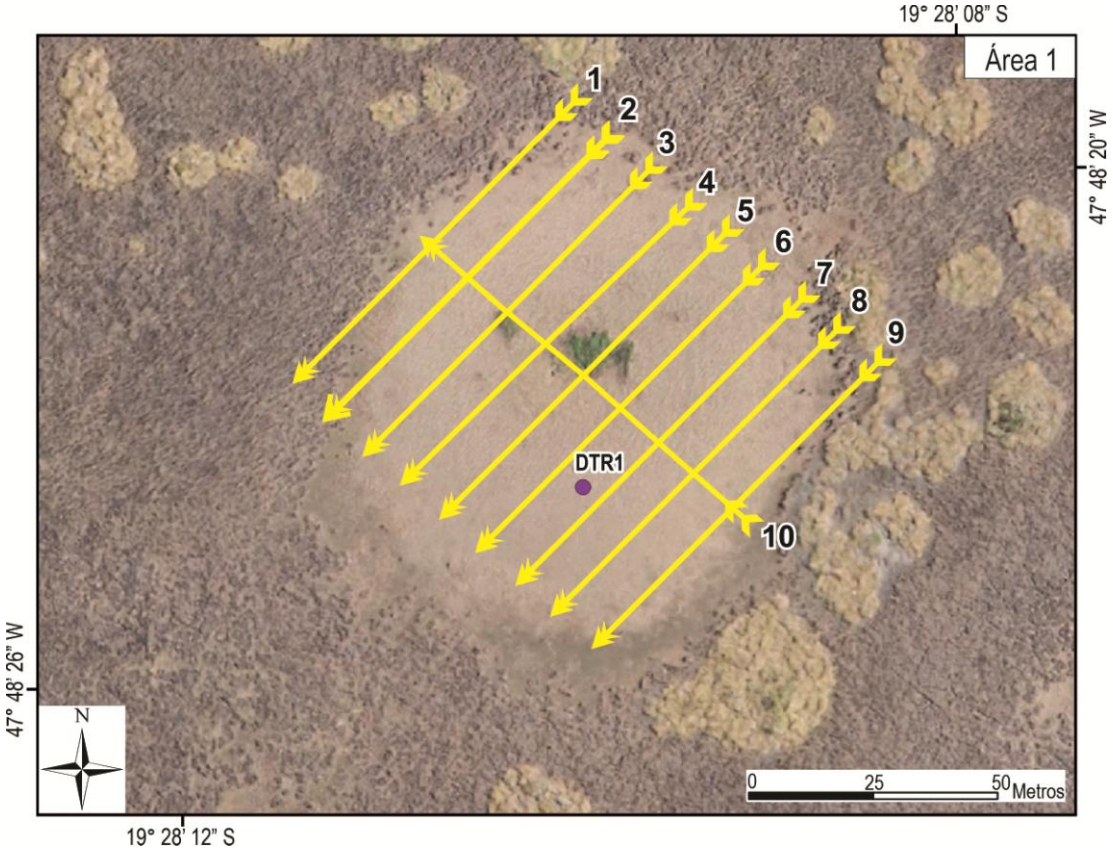
Para a aquisição dos dados geofísicos foi utilizado um resistivímetro Terrameter LS, pertencente ao Laboratório de Geofísica (DG-UNESP). O equipamento possui resolução de 1 mV, 250W de potência e até 2,5 A de corrente, calibrado para medidas de resistividade, cargabilidade e potencial elétrico natural por meio de ciclos periódicos de corrente elétrica alternada e de baixa frequência que permite a filtragem de ruídos do sinal adquirido (ABEM, 2012).

Para este estudo foi aplicada a tomografia de resistividade elétrica (electrical resistivity tomography– ERT), que utiliza correntes elétricas de baixa frequência que é galvanicamente injetada no solo entre dois eletrodos, medindo a diferença da voltagem entre dois ou mais eletrodos (PARSEKIAN *et al*., 2015). Este método é minimamente invasivo, sendo necessária a inserção dos eletrodos em apenas alguns centímetros do solo de modo a gerar contato elétrico.

Os arranjos das linhas foram realizados de acordo com o método Schlumberger, uma vez que a área de estudo está situada em um platô sedimentar onde as diferentes camadas geológicas são horizontais e que possivelmente os solos foram desenvolvidos a partir destes materiais.

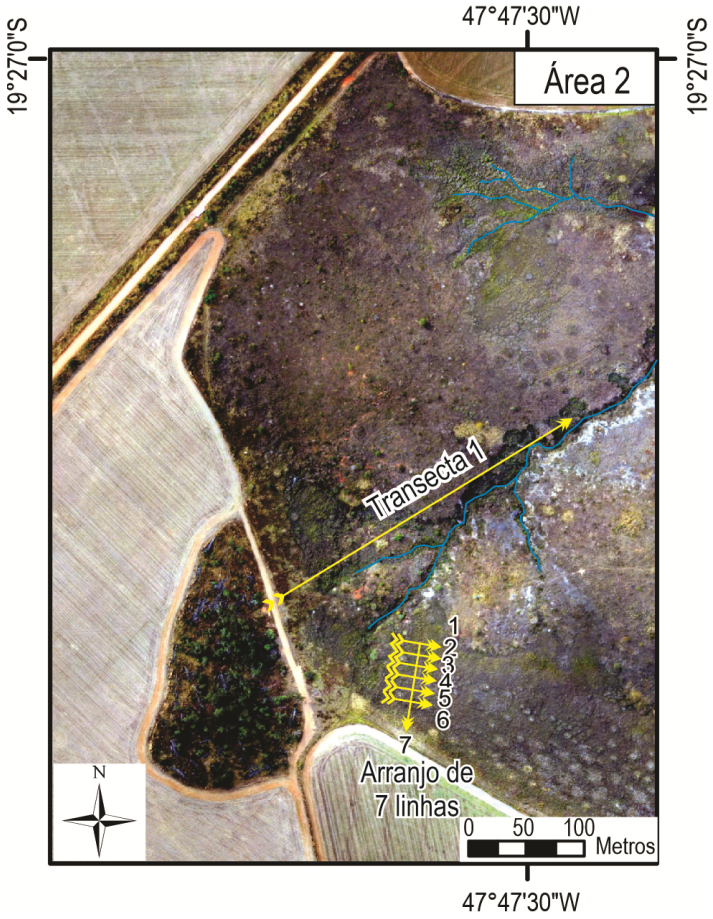
Na área 1 nas proximidades do perfil DTR1 foram dispostas 10 linhas da seguinte forma (Figura 7): nove linhas espaçadas em 10 metros, orientadas de N225 para N45, cada uma com 80 metros de comprimento e eletrodos metálicos com espaçamento de 2 metros.

Figura 7 – Distribuição e arranjo das linhas geofísicas da área 1. Modificado de Furlan, *et al.* 2020.



Na área 2 foram realizadas duas aquisições (Figura 8), a primeira na forma de uma transecta topográfica longitudinal (Transecta 1), com 820 metros de comprimento, partindo da cabeceira e indo em direção ao canal de drenagem. Os eletrodos foram dispostos com espaçamento de 10 metros, e foram adquiridas medidas de 200 mA com intervalo de 1 s.

Figura 8 – Distribuição e arranjo das linhas geofísicas da área 2.



O local para a segunda aquisição de dados foi determinada pela a exposição de um perfil de solo (VTR1) exatamente na quebra do platô. A partir do perfil como ponto central, foi feito um arranjo composto por sete linhas, das quais seis eram paralelas com espaçamento de 2 metros, orientadas de N279 para N99, com 40 metros de comprimento e os eletrodos espaçados em 1 metro. A sétima linha foi disposta perpendicularmente às outras, orientada de N9 para N189 com 80 metros de comprimento e eletrodos espaçados em 2 metros.

Os dados foram processados no software Res2Dinv, apresentados sob a forma de seções distância x profundidade, processados sob a forma de modelo de inversão em termos de resistividade elétrica e posteriormente modelados em produtos de visualização 3D. Foram adaptadas técnicas de processamento e modelamento 3D de dados geoelétricos em programa de modelamento de depósitos minerais, onde foi possível a análise da arquitetura dos depósitos supérgenos e também a delimitação da forma da couraça encontrada na região.

6. Resultados e Discussões

Neste capítulo será incorporado à discussão o conteúdo publicado na forma de artigos, que já foram publicados e estão disponíveis para acesso, juntamente com os dados obtidos em campo e laboratório.

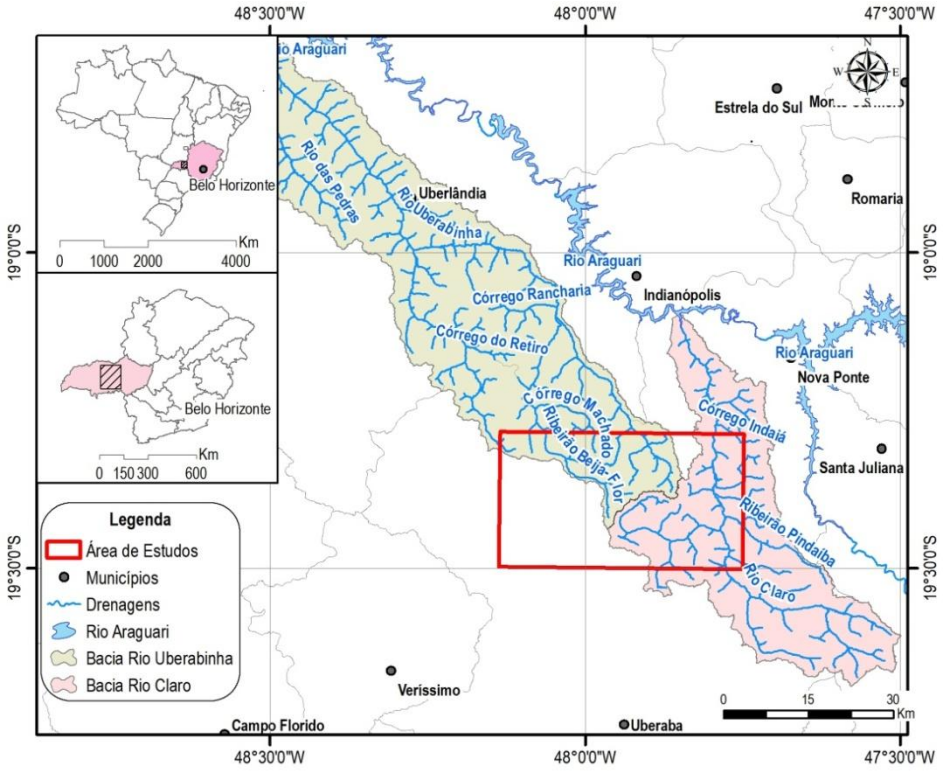
O primeiro artigo intitulado "*The formation of high-alumina clays in a pedosedimentary sequence of Marilia Formation (Western Minas Gerais, Brazil)"*, publicado em 2019 no *Journal of South American Earth Sciences (DOI:* https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102263). Este artigo fará parte da discussão do capítulo 6.2, e será apresentado integralmente no texto.

O segundo artigo intitulado "*Analyzing the Spatial Occurrence of High-Alumina Clays (Brazil) Using Electrical ResistivityTomography (ERT)*", publicado em 2020 na *Pure and Applied Geophysics* (DOI: https://doi.org/10.1007/s00024-020-02444-w). Este artigo fará parte da discussão do capítulo 6.3, e será apresentado integralmente no texto.

6.1 A paisagem pedogeomorfológica e a hidrologia da chapada

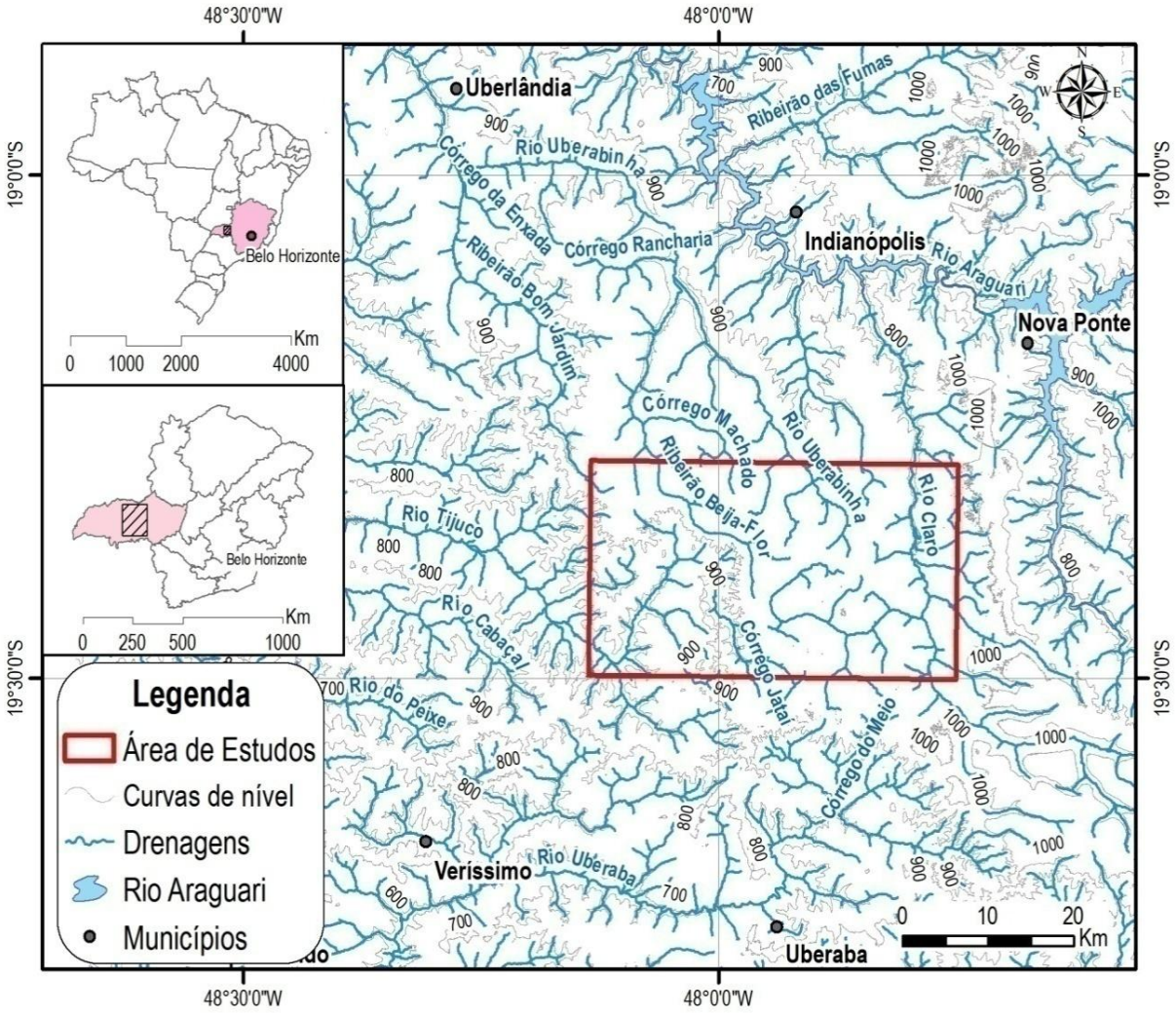
As áreas estudadas estão inseridas nas Bacias do Rio Claro e a Bacia do Rio Uberabinha (Figura 9).

Figura 9 – Delimitação das bacias hidrográficas nas quais a área de pesquisa (retângulo vermelho) está inserida, em verde claro a Bacia do Rio Uberabinha e em rosa claro a Bacia do Rio Claro.



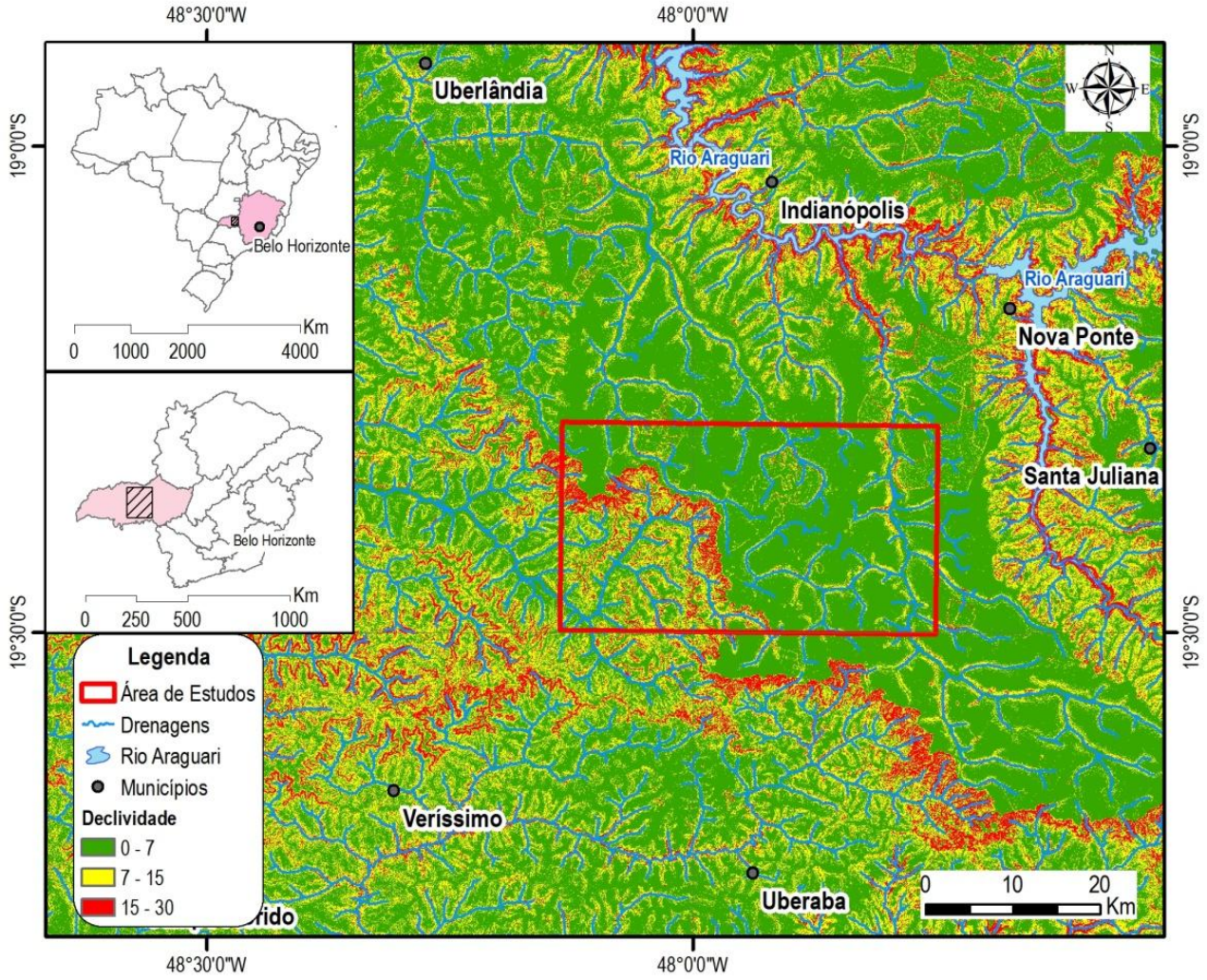
No mapa topográfico são encontradas altitudes entre 850-1050 metros na área de estudos, com topos planos, amplos e largos e baixa densidade de drenagem (Figura 10).

Figura 10– Mapa topográfico da região de Uberaba, Uberlândia e Nova Ponte, com destaque para o centro a área de estudos (retângulo vermelho). Mapa com linhas eqüidistantes em 100 metros.



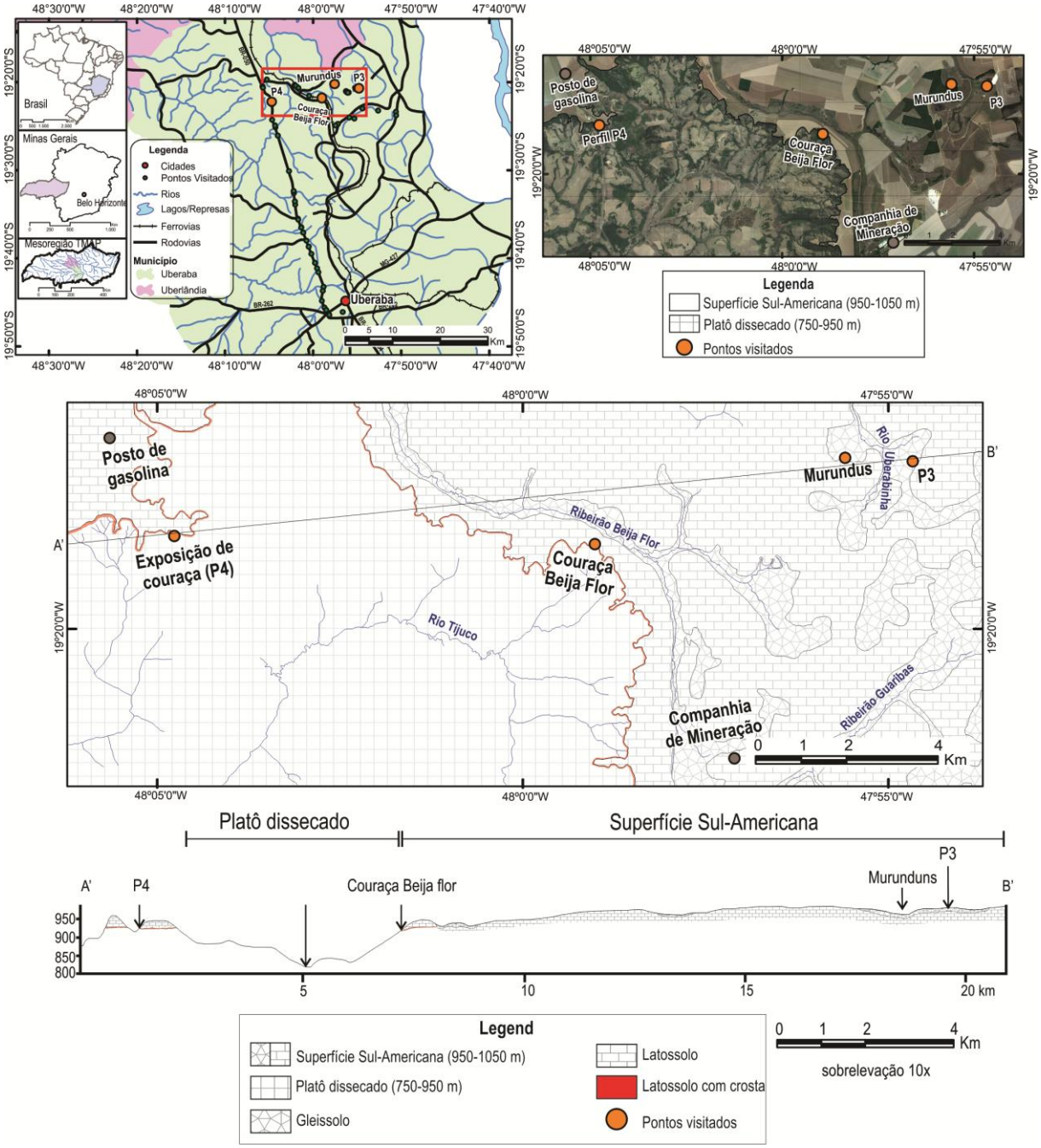
Foi possível calcular a declividade da área de estudos a partir dos dados topográficos (Figura 11). A maior declividade é encontrada a sudoeste da área e define a borda do platô, onde são encontrados relevos suaves em geral com declividade inferior a 7%. Localmente, em algumas partes do platô e principalmente associadas aos canais de drenagem são encontradas declividades entre 7-15%, fato que confirma que a dissecação da superfície é acelerada pelo entalhamento dos canais fluviais. Valores intermediários entre 7 e 15% também são encontrados pontualmente sem associação direta com os canais de drenagem e coincidem com locais onde foram encontrados solos desferruginizados (Figura 12).

Figura 11 – Mapa de declividade em razão de porcentagem de inclinação. Área de estudos delimitada pelo quadrado vermelho, onde se tem maior concentração de declividades inferiores a 7%, com declividades maiores concentradas na porção sudoeste, com delimitação da quebra de relevo entre a superfície da chapada. Declividades entre 7-15% relacionadas aos canais de drenagem e alguns pontos dispersos na superfície do platô.



A combinação do mapa de declividade com o transecto entre a borda dissecada da chapada e seu topo, foi possível associar a declividade com a distribuição dos solos (Figura 12). Na topografia é possível associar a ocorrência dos Latossolos com os setores não dissecados do platô, a exposição da couraça ferruginosa na face da vertente exposta pela dissecação do canal de drenagem (por exemplo, no Córrego Beija-Flor) e a presença dos Gleissolos com argilas altamente aluminosas nas depressões topográficas não necessariamente com canal fluvial desenvolvido (COELHO; ROSOLEN, 2016; COELHO, 2017).

Figura 12–Mapa esquemático da área de estudos, com a distribuição de solos delimitando as áreas de ocorrência dos gleissolos, latossolos, bem como as possíveis áreas de exposição de couraça, e a demarcação da Superfície Sul-Americana de King (1956) e a dissecação da paisagem. (Fonte: COELHO, 2017). O ponto P3 está situado entre drenagens em local onde aparecem declividades entre 7-15% apresentados no mapa de declividade (Figura 11).



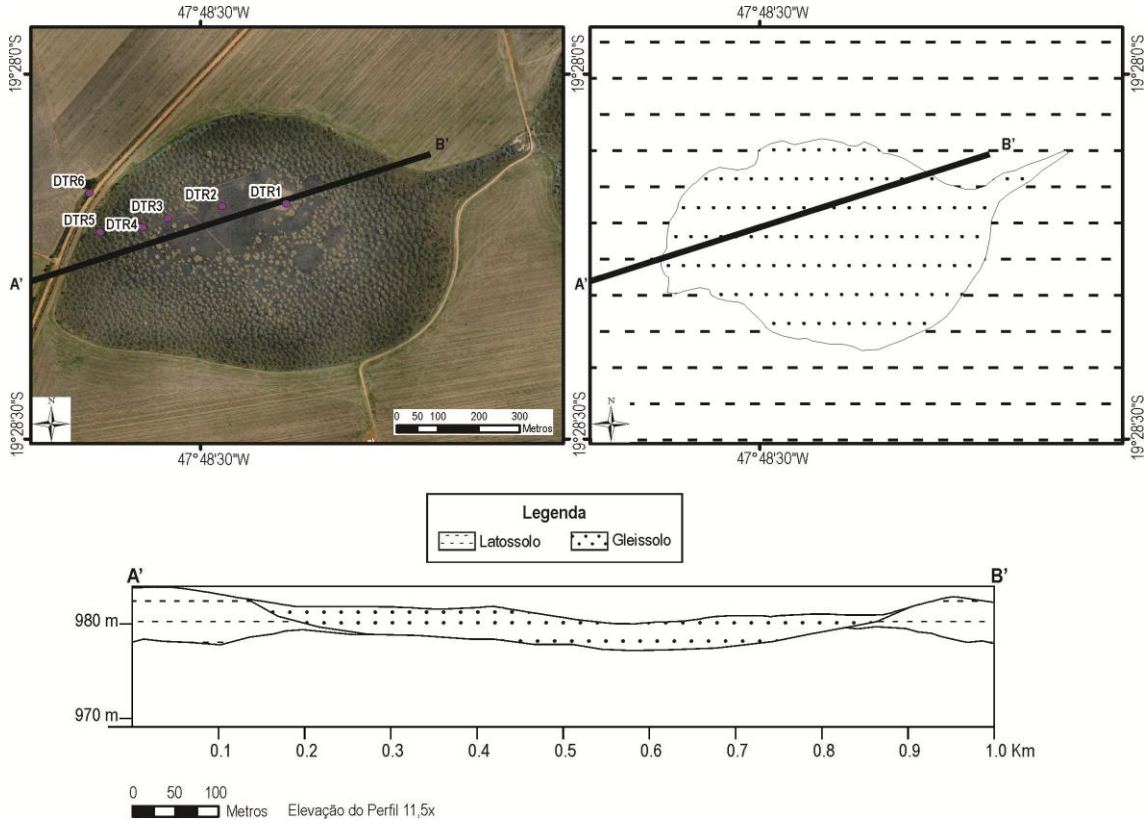
Com este modelo de distribuição dos solos na topografia foi estabelecida uma seqüência de desenvolvimento dos solos na paisagem. A Área 1 representa o estágio inicial de evolução de zonas úmidas no platô, ainda caracterizada como uma área úmida isolada, enquanto a Área 2 representa um estágio de evolução mais avançado da paisagem.

A distribuição dos solos do tipo Latossolo e Gleissolo está diretamente associada com a topografia da superfície do platô. A variação do terreno laterítico consiste na presença de Latossolos vermelho-amarelos nas posições elevadas e bem mais drenadas associados com gleissolos (ou plintossolos em determinadas situações) nas depressões topográficas com drenagem impedida. Dessa forma, foi aplicada a mesma fundamentação teórica na tentativa de identificar os solos que poderiam ser encontrados nas duas áreas de estudo.

Este sistema Latossolo-Gleissolo significa etapas de evolução da paisagem comandadas pelo desnível entre o topo da chapada e os níveis de base locais.

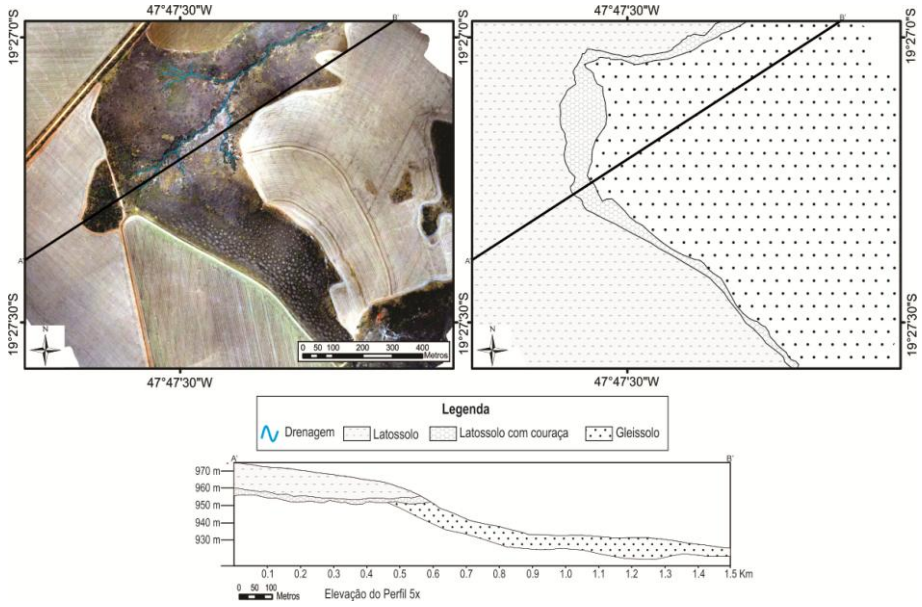
As áreas 1 e 2 representam modelos de evolução do sistema pedológico e hidrogeomorfológico na chapada, fortemente amparados pela permanência da água proveniente da chuva e da presença do nível freático elevado que explicam em parte a formação e a distribuição das argilas altamente aluminosas. A Figura 13 representa um transecto na Área 1 que mostra a similaridade de distribuição do sistema Latossolo-Gleissolo na topografia.

Figura 13 – Compartimentação de paisagem para a Área 1, elaborado a partir das imagens aéreas obtidas por VANT e com base na distribuição da vegetação, umidade do solo e descrições pedológicas adquiridas em campo.



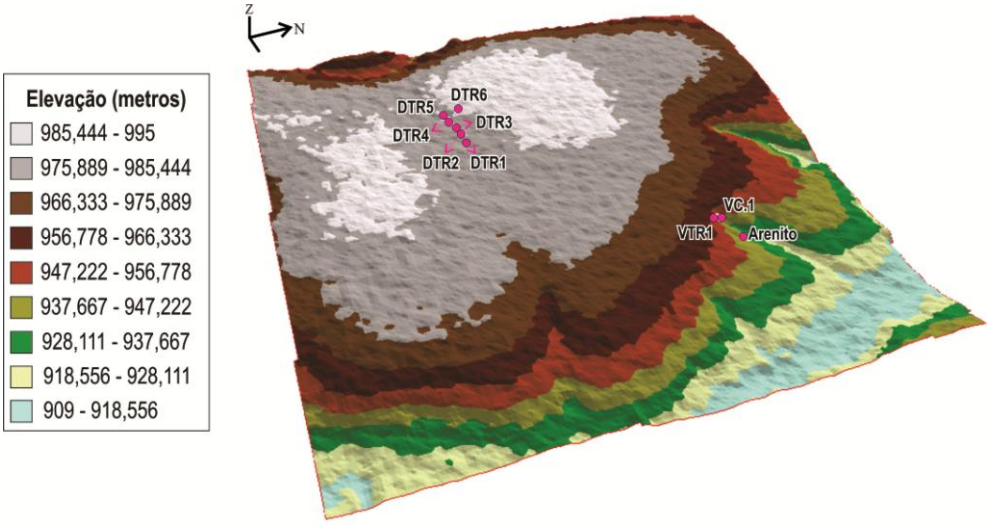
Na área 2 a área úmida está conectada em superfície com o canal fluvial. A distribuição dos solos na paisagem está apresentada na Figura 14.

Figura 14 – Compartimentação da paisagem para a área do perfil VTR1, a partir dos produtos obtidos por VANT, com as áreas de ocorrência dos Latossolos, Latossolos com couraça ferruginosa e Gleissolos.



O modelo digital de elevação ressalta as diferenças altimétricas e fisiográficas entre as áreas estudadas (Figura 15). A Área 1 está posicionada topograficamente acima da Área 2. Esta é uma área com drenagem impedida, infiltração lenta e maior tempo de permanência da água no solo, fatores que favorecem o desenvolvimento do solo hidromórfico com horizontes desferruginzados. Na Área 2 o fluxo de água é lateral direcionado para o vale e conectada com o córrego.

Figura 15 – Modelo digital de elevação 3D com os pontos do topo do platô (DTR) e pontos do VTR1.



A configuração da paisagem pedogeomorfológica tem relação estreita com a hidrologia. De forma geral, as depressões topográficas alagadas podem se caracterizar como zonas de recarga e descarga, alimentando aquífero e vazão de rios, dependendo do fluxo da água (HEATH, 1980). Na zona de recarga, o movimento da água da zona não saturada (solo) para a saturada (aquífero) é vertical enquanto na zona de descarga a água flui do aquífero para a zona não saturada.

Quando o nível do freático atinge a superfície do solo, a linha de fluxo é essencialmente paralela à superfície topográfica e os constituintes químicos inorgânicos dissolvidos, com destaque para o Fe e o Mn, são transferidos para o aquífero quando a área úmida se caracteriza como zona de recarga resultando na formação de matrizes de solo com feições fortemente redutoras (VEPRASKAS; LINDBO, 2012). De acordo com os autores, em zona de descarga, o fluxo de água para a superfície do solo resulta em zonas de precipitação e oxidação de parte do Fe e Mn originando feições diferentes daquelas formadas nas zonas de descarga. Porém, a aparente simplicidade do modelo de direcionamento da água do solo e do aqüífero é comprometida porque mesmo em condições de saturação o aqüífero não é estático em razão da capilaridade e, de forma geral, horizontes mais empobrecidos em ferro são desenvolvidos nas camadas mais profundas dos perfis enquanto na superfície, a freqüente oscilação do nível freático resulta em horizontes mais oxidados (ABIT *et al.*, 2008).

Estudo prévio mostrou que a área 1 é caracterizada verdadeiramente como uma zona de recarga de aquífero e não apresenta conexão superficial com o rio (FURLAN *et al.*, 2020). O fluxo é vertical e a oscilação do nível do aquífero varia de acordo com o regime de chuvas. A área 2 é caracterizada como uma zona de descarga conectada diretamente com o rio.

Tais informações devem ser consideradas como guias geográficos e visuais para a pesquisa e prospecção de áreas com argilas altamente aluminosas, uma vez que a relação das áreas úmidas com o desenvolvimento de materiais essencialmente desferruginizados e com grandes concentrações de alumino são encontrados nestes locais.

6.2 Descrição, caracterização geoquímica e mineralógica dos solos

6.2.1 Descrição dos solos

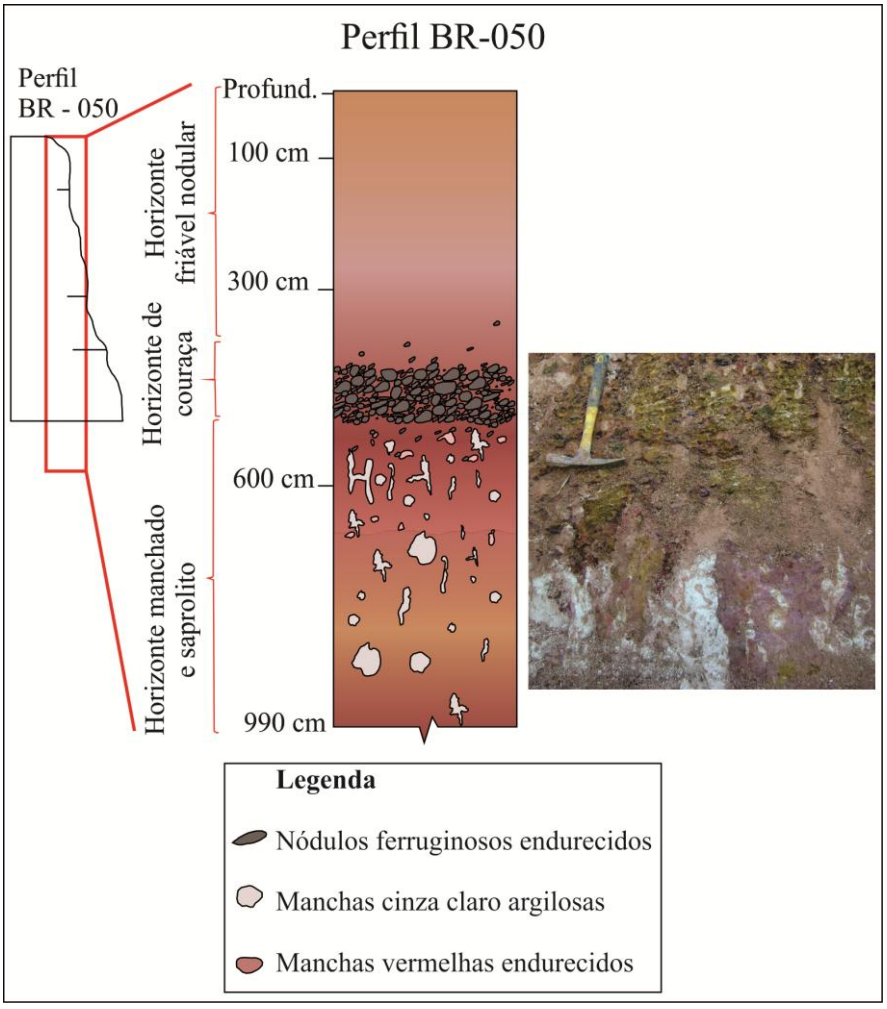
No capítulo anterior são apresentadas as imagens de compartimentação de paisagem da transição Latossolo-Gleissolo as quais foram elaboradas a partir da interpretação de imagens de satélite e do estudo dos perfis de solos no campo (Figura 12, 13 e 14). A Figura 12 apresenta a posição dos pontos P3 e P4, que correspondem aos perfis que possuem a

seqüência completa que caracteriza o Latossolo com couraça ferruginosa (P4) e o perfil com horizonte glei desferruginizado sobre horizonte plíntico (P3). Estes dois perfis foram previamente estudados e serão retomados devido à riqueza de informações contidas, por conterem a seqüência de horizontes bem definidos, além de serem representativos de unidades de solo que contribuem para compreender a formação das argilas altamente aluminosas. O perfil P4 aflora na borda dissecada da chapada e não é encontrado na sua superfície. O perfil P3 é ligado ao P4 em um transecto e conecta a borda da chapada e a área úmida, representada pela depressão topográfica hidromórfica.

O perfil P4 apresenta três conjuntos de horizontes (do topo para a base): (1) friável nodular, (2) couraça e (3) horizonte manchado saprolítico (Figura 16).

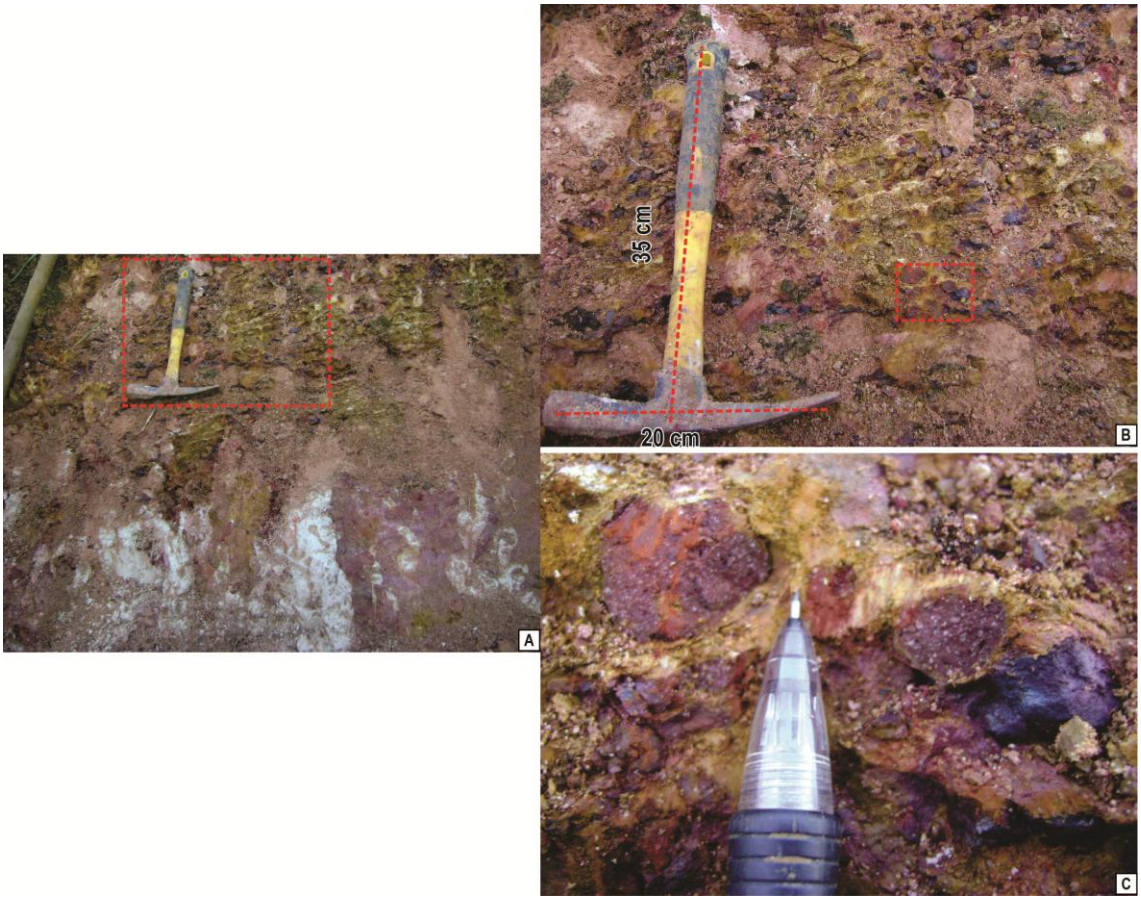
No topo, entre 0 a 300 cm, o horizonte friável nodular corresponde a um material argiloso, avermelhado, rico em areia quartzosa e nódulos vermelhos endurecidos com quartzo no interior.

Figura 16– Perfil esquemático do afloramento estudado, no canteiro da rodovia BR-050, km 127. (Fonte: COELHO, 2017)



O horizonte com couraça, entre 300 e 440 cm, consiste em um nível ferruginoso concrecionário apresentando orientação estratigráfica plano-paralela (Figura 17).

Figura 17 – Destaque do horizonte de couraça e ao horizonte plíntico: A) Horizonte de couraça e Horizonte plíntico, no qual o horizonte de couraça parece apresentar relíquias de uma estratificação sedimentar; B) Lentes de argila branca orientadas horizontalmente entre as camadas de deposição sedimentar que, em conjunto com o material argiloso amarelo, com retículo que isola concreções ferruginosas muito duras, vermelhas muito escuras; C) O nível concrecionário é constituído por concreções arredondadas vermelhas escuras ou formando estruturas laminares fraturadas e quebradas, com limites angulosos. Apresentam córtex de alteração vermelho e amarelo. Modificado de (COELHO, 2017).



Os nódulos ferruginosos de forma geral são arredondados (Figura 17-C) com córtex argiloso amarelo e vermelho (7,5YR 6/8 e 2,5YR 5/8) formam uma rede na borda e interior dos nódulos que permanece com núcleos vermelho escuros (10R 2.5/2), extremamente duros, e cimentam esqueleto quartzoso semelhante ao do arenito ferruginoso.

A transição gradual entre o horizonte de couraça e o manchado pode ser interpretada como o avanço do intemperismo e conseqüente desmantelamento da couraça, que favorece o surgimento de matrizes mais claras de cores amarelas e/ou cinza-claro (2,5Y 7/1) (Figura 17).

Na base do perfil ocorre o horizonte manchado saprolítico, essencialmente argiloso. A matriz é branca (volumes alongados entre 0,5 – 20 cm de largura) distribuída de forma

irregular e isolada, ou formando retículos isolando volumes vermelhos com núcleos endurecidos e volumes amarelos, com eventual contato abrupto (Figura 18).

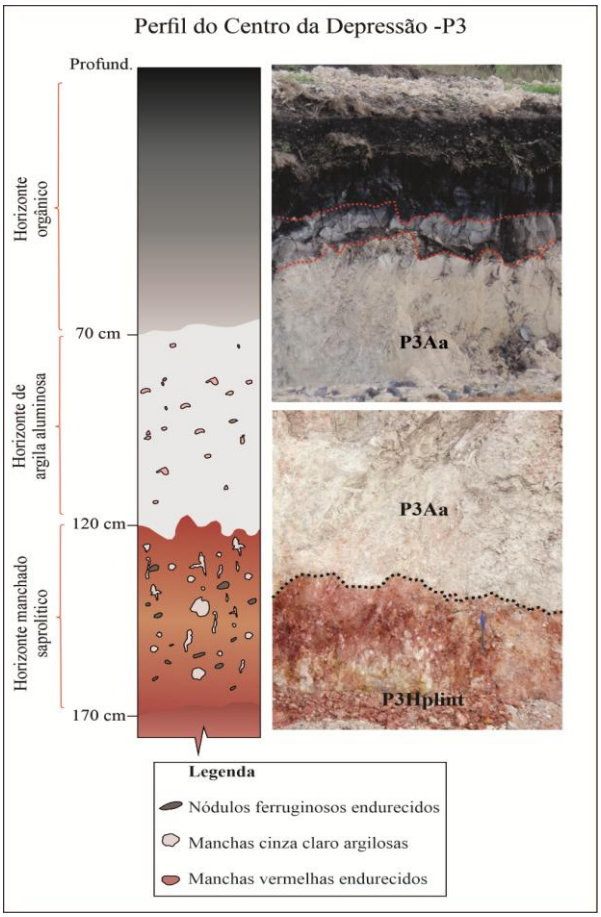
Figura 18 – Foto geral e foto de detalhe ilustrativa da interligação entre a matriz vermelha, branca e amarela.

O perfil P3 é constituído por três horizontes (do topo para a base): (1) horizonte superficial rico em matéria orgânica, (2) horizonte de argila aluminosa desferruginizada e (3) horizonte plíntico (Figura 19). No topo, entre 0 e 70 cm, o horizonte orgânico (1) consiste em uma espessa camada de matéria orgânica decomposta de coloração preta. A gradação entre o horizonte superior e o de argila aluminosa, imediatamente abaixo, ocorre de forma irregular e difusa.

Na porção intermediária do perfil (2), entre 70 e 120 cm, é encontrado o horizonte de argila altamente aluminosa caracterizado como material argiloso maciço que rompe sob pressão em microagregados (< 0,5 mm), muito compacto e coeso quando seco, de cor cinza claro (2,5Y 7/2) com raros volumes (cm) alongados verticalmente de cor amarela (2,5 Y 7/8) e vermelha clara (7YR 7/3) indicativo de desferruginização (Figura 19). Sobre este material mineral, ocorre uma espessa camada de matéria orgânica decomposta de cor preta, que penetra no topo do horizonte branco em transição difusa.

Na porção basal (3), entre 120 e 70 cm, ocorre o horizonte plíntico apresenta uma rede de volumes vermelho escuro endurecidos (10R 2,5/2), relativamente menos abundantes do que os volumes friáveis vermelho escuro (2,5YR 4/8), vermelho amarelado a amarelo avermelhado (5YR 5/6 e 5YR 6/8) e cinza claro (10YR 7/1) este nitidamente menos abundante (Figura 19).

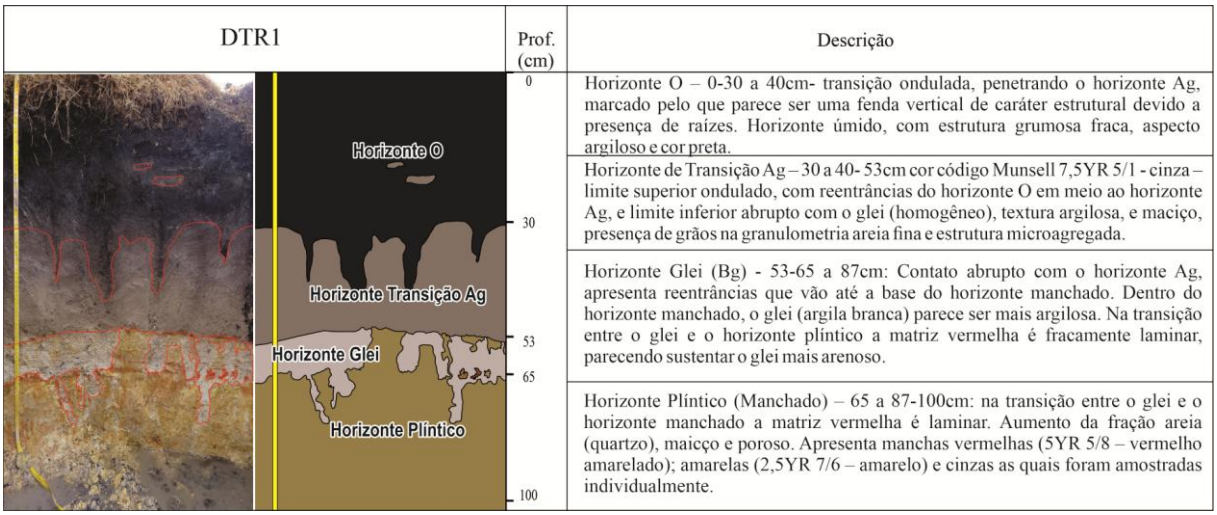
Figura 19– Horizonte orgânico com transição da argila aluminosa desferruginizada (P3Aa), sobreposta a uma camada (P3Hplin) apresentando uma rede de volumes vermelhos escuros endurecidos, vermelhos e amarelos friáveis e cinza claro sobreposta por uma camada de argila aluminosa desferruginizada (Fonte: COELHO, 2017).



A análise dos perfis P3 e P4 considerou aspectos fundamentais na formação e distribuição dos solos ao longo da chapada, como condições do impedimento de fluxo vertical da água e seu conseqüente represamento. Desta maneira foram delimitadas duas áreas que apresentam características similares, com a Área 1 situada no topo do platô, em um contexto de microdepressão topográfica, e a Área 2 na borda do platô, em contato direto com canais de drenagem.

Na Área 1, o perfil DTR1 (980 m de altitude) localizado no centro da depressão topográfica, é composto por 4 horizontes (Figura 20), descritos do topo para a base: (1) Horizonte O – horizonte orgânico, (2) Horizonte Ag – horizonte A glei, (3) Horizonte Bg – horizonte B glei e (4) Horizonte Plíntico Além dos horizontes encontrados na trincheira de 100 cm de profundidade, foi realizada uma tradagem na base do perfil, até 250 cm, e o nível freático foi encontrado a 105 cm de profundidade.

Figura 20 – Foto e croqui do perfil DTR1, com os quatro horizontes classificados em campo: Horizonte O, Horizonte Ag, Horizonte Bg e Horizonte Plíntico.



No topo, entre 0-30 cm, foi encontrado um horizonte orgânico (1), preto, com fissuras verticais que podem atingir até 43 cm de profundidade, bem definido, indicativa do acúmulo de material orgânico, argiloso e estrutura granular milimétrica pouco desenvolvida. A transição para o horizonte inferior (Ag) é bem marcada.

O horizonte A gley (Ag) (2), entre 30 e 53 cm, apresenta cor cinza (7,5YR 5/1) mais escura pela influência da matéria orgânica, possui aspecto argiloso com a presença de grãos de quartzo lavados, estrutura maciça com subestrutura granular (< 1 mm) e penetrado por fissuras, até cerca de 43 cm de profundidade, as quais são preenchidas com matéria orgânica preta proveniente do horizonte superior orgânico (1).

O contato com o horizonte abaixo B glei é marcado por uma camada resistente ferruginosa, com estrutura laminar e cerca de 2 a 5 milímetros de espessura com transição abrupta.

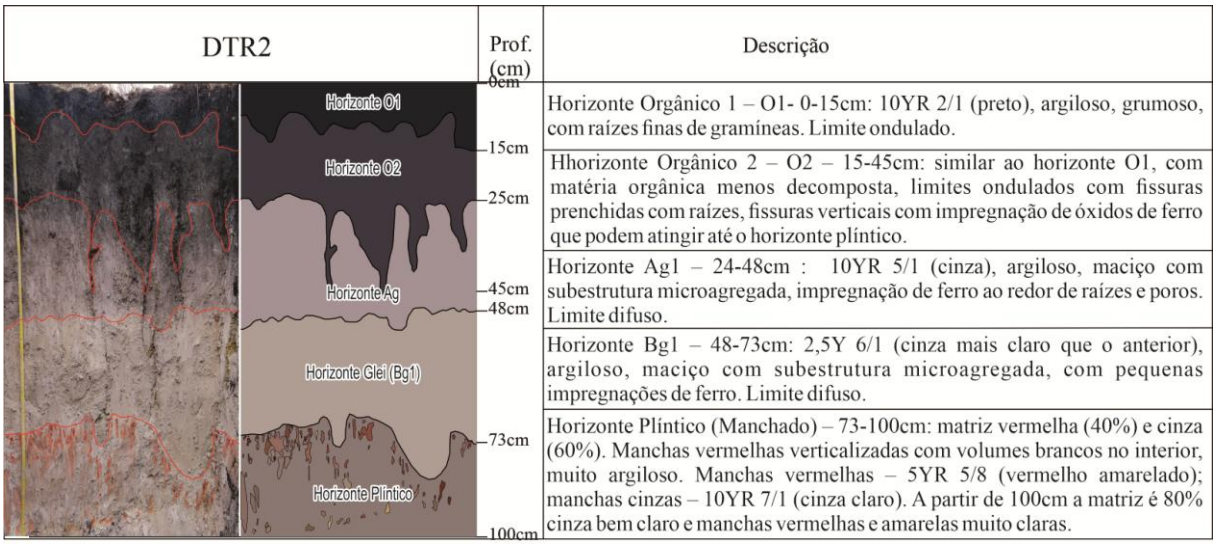
O horizonte B glei (3), entre 53 e 65 cm, consiste em material de cor cinza claro, arenoso e descontínuo, recortado pelo horizonte plíntico (4). Os volumes cinza penetram no horizonte plíntico inferior e indicam transformações da matriz do solo, que devem resultar na destruição do horizonte plíntico.

Por fim, o horizonte (4), entre 65 e 100 cm é manchado, com associação de cores vermelhas-amareladas (5YR 5/8), amarelas (2,5YR 7/6) e cinzas em uma rede fina com volumes ferruginosos endurecidos, argiloso, maciço mas laminar fraca no topo.

Com o trado manual, foi possível analisar o material entre 100 e 250 cm, muito semelhante ao horizonte plíntico e assim classificado como tal.

O perfil DTR2 (Figura 21) está a cerca de 981 metros de altitude localizada no compartimento interno da depressão topográfica (Figura 13). Durante a descrição em campo foram definidos 5 horizontes na porção do perfil, do topo para a base: (1) Horizonte O1 – horizonte orgânico 1; (2) Horizonte O2 – horizonte orgânico 2; (3) Horizonte Ag – horizonte A glei; (4) Horizonte Bg – horizonte B glei e (5) Horizonte Plíntico. Na base do perfil, em 100 cm de profundidade, com o trado manual foi possível chegar até a profundidade de 250 centímetros e o nível freático encontrado em aproximadamente 105 cm.

Figura 21 – Foto e croqui do perfil DTR2, com os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte O1, Horizonte O2 Horizonte Ag, Horizonte Bg e Horizonte Plítico.



No topo do perfil o horizonte orgânico 1 (1), entre 0 e 15 cm, ocorre material argiloso e preto, com estrutura grumosa pouco desenvolvida mais abundante na superfície e ao redor das raízes.

Abaixo deste horizonte, com coloração um pouco mais clara, entre 15 e 25 cm foi descrito o horizonte orgânico 2 (2), com as mesmas características do horizonte superior. Fendas verticais com raízes apodrecidas atingem o horizonte Bg em até 70 cm de profundidade, com vazios preenchidos com matéria orgânica escura fina e impregnações de óxidos de ferro, e coloração ocre.

O horizonte A glei (3), entre 25 e 48 cm, apresenta cor cinza (10YR 5/1), é argiloso e apresenta impregnação de ferro ao redor de raízes, maciço com subestrutura microagregada.

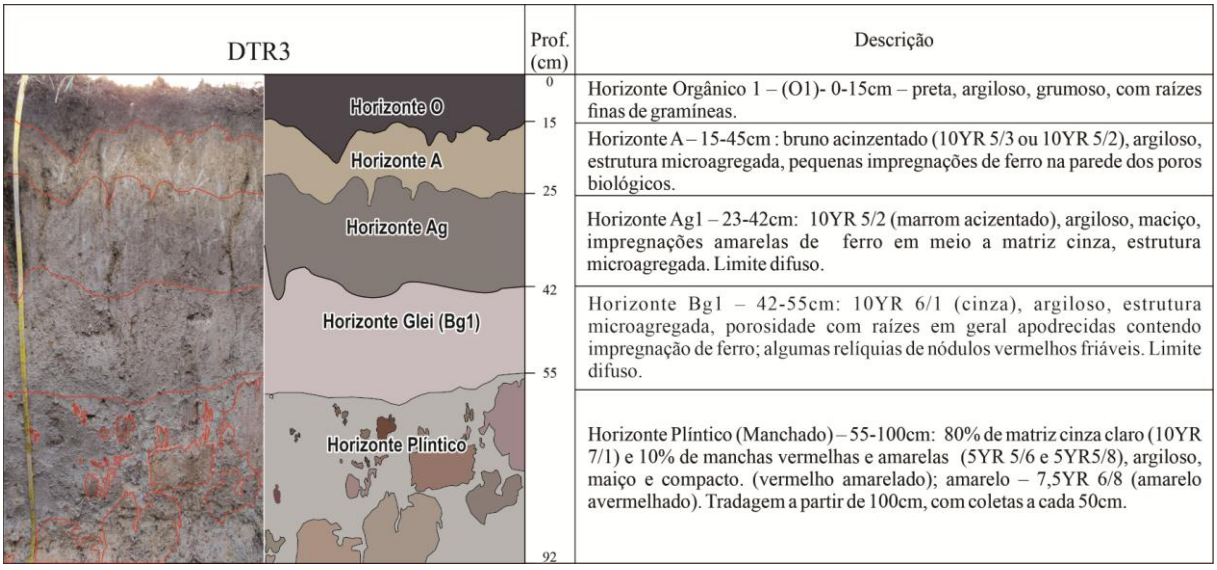
O horizonte glei (Bg) (4), entre 48 e 73 cm de profundidade possui cor cinza (2,5YR 6/1), argiloso e um pouco mais claro que o horizonte acima. Apresenta ainda pequenas impregnações de ferro, com as mesmas estruturas microagregadas descritas anteriormente.

Por fim, o horizonte plíntico (5) mais profundo (73 – 100 cm) manchado associa cores cinza clara (10YR 7/1), que representa cerca de 60% do total, e cores vermelho-amareladas (5YR 5/8) e nódulos endurecidos com volumes vermelho-amarelados alongados verticalmente. É argiloso e possui estrutura maciça com subestrutura granular, a matriz cinza clara é contínua.

Na base do perfil foi feita a tradagem para análise do material entre 100 e 250 cm de profundidade, o qual apresenta uma matriz cinza claro em cerca de 80% da amostra além de manchas vermelhas e amarelas, classificado como continuação do horizonte plíntico.

O perfil DTR3 (Figura 22) está a cerca de 979 metros de altitude e localizado na porção central da depressão topográfica (Figura 13). Durante a descrição em campo, foram definidos 5 horizontes, sendo classificados do topo para a base como: (1) Horizonte orgânico (O); (2) Horizonte A; (3) Horizonte Ag; (4) Horizonte Bg e (5) Horizonte Plíntico. Assim como os dois perfis anteriores, com o trado manual foi possível chegar até a profundidade de 250 centímetros e o nível freático foi alcançado a cerca de 105 cm de profundidade.

Figura 22 – Foto e croqui do perfil DTR3, mostrando os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte O, Horizonte A, Horizonte Ag, Horizonte Bg e Horizonte Plíntico.



No topo é encontrado o horizonte orgânico (1), entre 0 e 9 cm, possui cor preta, grumoso e contendo raízes finas de gramíneas.

O horizonte A (2), entre 9 e 25 cm, cuja cor é distinta do horizonte superior e inferior, classificada como bruno a bruno acinzentado (10YR 5/3 a 10YR 5/2). Em sua matriz com estrutura microagregada, são encontradas impregnações ferruginosas de cor vermelha.

O horizonte A glei (3), entre 25 e 42 cm, tem cor marrom-acinzentado (10YR 5/2), com presença de alguns nódulos vermelhos e friáveis e textura argilosa maciça com subestrutura granular, além de fendas preenchidas por matéria orgânica fina.

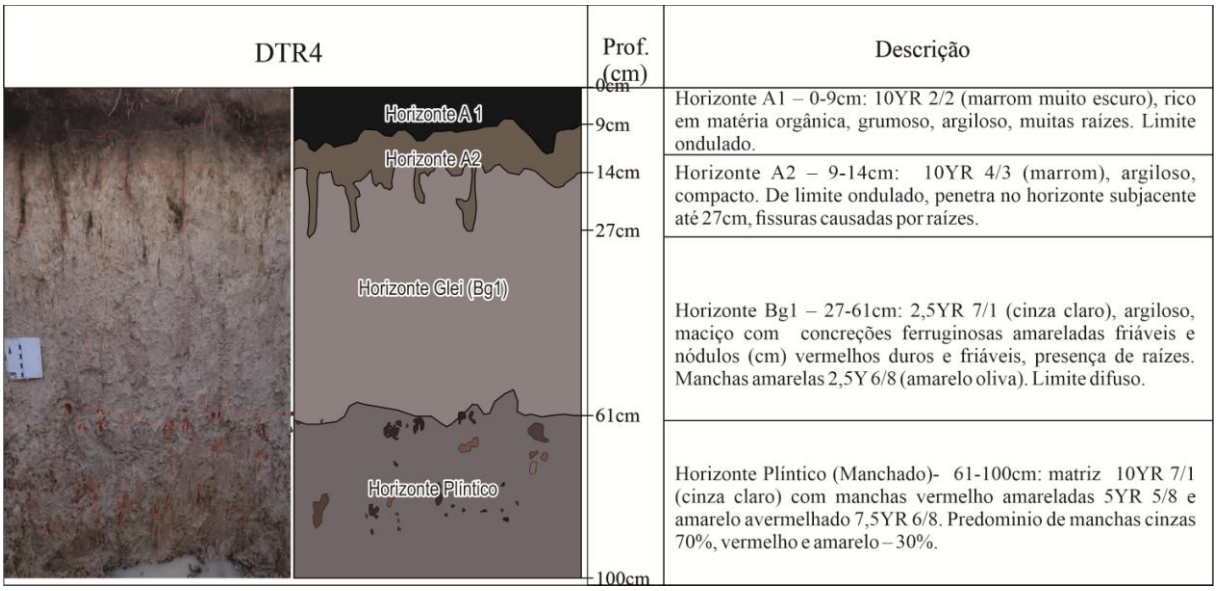
O horizonte Bg (4), entre 42 e 55 cm, apresenta matriz cinza (10YR 6/1), argilosa e com estrutura microagregada, além de impregnações amarelas de ferro dispersas pela matriz.

Por fim, o horizonte plíntico (5), entre 55 e 92 cm, é constituído majoritariamente (80%) por uma matriz cinza clara (10YR 7/1), 10% de matriz vermelha (5YR 5/8) e 10% amarela (7,5YR 6/8), argilosos com estrutura maciça e subestrutura granular.

Assim como os perfis anteriores, na base deste perfil foi feita uma tradagem que atingiu 250 cm, por meio da qual foi possível analisar o material entre 92-250 cm e constatar a similaridade com o material do horizonte plíntico.

O perfil DTR4 está a cerca de 978 metros de altitude localizada na depressão topográfica (Figura 23). Durante a descrição em campo foram definidos 4 horizontes, entre 0 e 100 cm de profundidade, classificados do topo para a base como: (1) Horizonte A1; (2) Horizonte A2; (3) Horizonte Bg; (4) Horizonte Plíntico. A partir da base do perfil, com o trado manual foi possível chegar até a profundidade de 250 centímetros com o nível freático a aproximadamente 105 cm.

Figura 23 – Foto e croqui do perfil DTR4, com os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte A1, Horizonte A2, Horizonte Bg e Horizonte Plíntico.



O horizonte A1 (1), entre 0 e 9 cm, tem cor marrom muito escuro (10YR 2/2) que corresponde ao horizonte O1 do perfil DTR3, argiloso, com muitas raízes finas e aspecto grumoso.

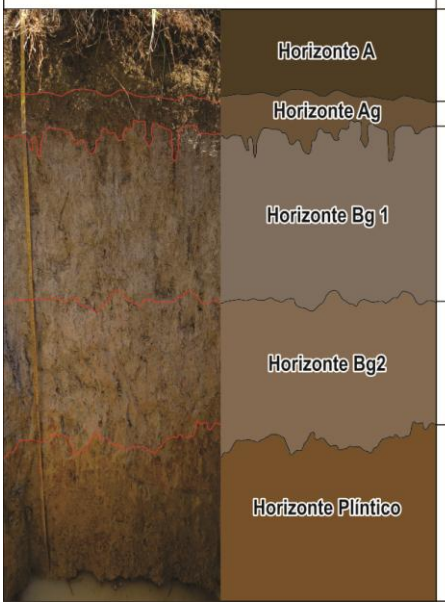
O horizonte A2 (2), entre 9 e 14 cm, tem cor marrom (10YR 4/3) e pode penetrar no horizonte inferior até 27 cm. Assim como o horizonte superior, argiloso e com raízes, embora com estrutura granular.

O horizonte B glei (3), entre 27 e 61 cm, apresenta matriz cinza clara (2,5YR 7/1), consiste em um material argiloso, com marcas de concreções ferruginosas amareladas (2,5 YR 6/8 – amarelo oliva) associadas à presença de raízes. São encontrados também nódulos vermelhos (7,5 YR 6/8) friáveis.

O horizonte plíntico (4), entre 91 e100 cm, apresenta matriz cinza claro (10 YR 7/1) que representa cerca de 70% do material, e apresenta uma rede de cores com matriz amarelo pálido (5YR 5/8), manchas bruno marrom avermelhado (7,5YR 6/8) e nódulos ferruginosos vermelhos endurecidos, argilosos e maciços.

O perfil DTR5 está a cerca de 986 metros de altitude localizada no compartimento externo da depressão topográfica (Figura 13 e Figura 24). Apresenta vegetação arbórea esparsa, arbustiva e herbácea, diferente dos perfis analisados anteriormente. Durante a descrição em campo, no perfil aberta até 150 cm de profundidade foram definidos 5 horizontes, classificados do topo para a base como: (1) Horizonte A; (2) Horizonte Ag; (3) Horizonte Bg1; (4) Horizonte Bg2 e (5) Horizonte Plíntico. Assim como para os perfis anteriores, uma tradagem foi realizada na base do perfil e permitiu a análise das amostras entre 150 a 300 cm de profundidade. O nível freático foi atingido em 150 cm.

Figura 24 – Foto e croqui do perfil DTR5, com os cinco horizontes classificados em campo: Horizonte A, Horizonte Ag, Horizonte Bg1, Horizonte Bg2 e Horizonte Plíntico.

DTR5	Prof. (cm)	Descrição
	0 15 21 58 98 150	Horizonte A1 – 0-15cm: 10YR 4/4 (marrom amarelado escuro), grumoso, argiloso, muitas raízes com impregnações ferruginosas vermelhas associadas (5YR 5/8 – vermelho. Limite claro. amarelado) Horizonte Ag1 – 15-21 a 30cm: 10YR 5/2 (marrom acizentado), maciço com subestrutura microagregado, argiloso, impregnações ferruginosas vermelhas associadas. Limite difuso.ença de impregnações ferruginosas vermelho amareladas. Transição ondulada em 21a 30cm. Horizonte Bg1 – 21 a 30-58cm: 10YR 7/1 (cinza claro), maciço com estrutura microagregada e facies colunares, argiloso, contendo uma rede de manchas vermelhas em meio a matriz cinza claro, impregnação de matéria orgânica associada a raiz, com o preenchimento de canal com material orgânico fino similar ao horizonte A1. Limite difuso. Horizonte Bg2 – 58-98cm: matriz 10YR 7/1 (cinza claro) com uma rede de manchas muito finas (2,5YR 6/3 – bruno avermelhado claro) e alguns nódulos vermelhos (2,5YR 5/8 – vermelho) levemente endurecidos, quando há raízes ocorrem impregnações vermelho amarelada, argiloso, maciço, mais compacto que o Bg1. Limite difuso. Horizonte Plíntico (Manchado) – 98-150cm: matriz 2,5YR 7/3 (amarelo palido) com rede de manchas finas 5YR 6/4 (bruno marrom avermelhado claro); nódulos ferruginosos (2,5 YR 5/8 – vermelho) pouco friáveis (resistentes ao apertar) disseminados pelo horizonte manchado. Argiloso, maciço.

O horizonte superficial A (1), entre 0 e 15 cm, apresenta cor marrom amarelada escura (10YR 4/4), com estrutura grumosa e presença abundante de raízes de gramíneas, com precipitações ferruginosas vermelhas (5YR 5/8) associadas às raízes.

O horizonte A glei (2), entre 15 e 21 cm, apresenta cor marrom acinzentada (10YR 5/2) e estrutura microagregada.

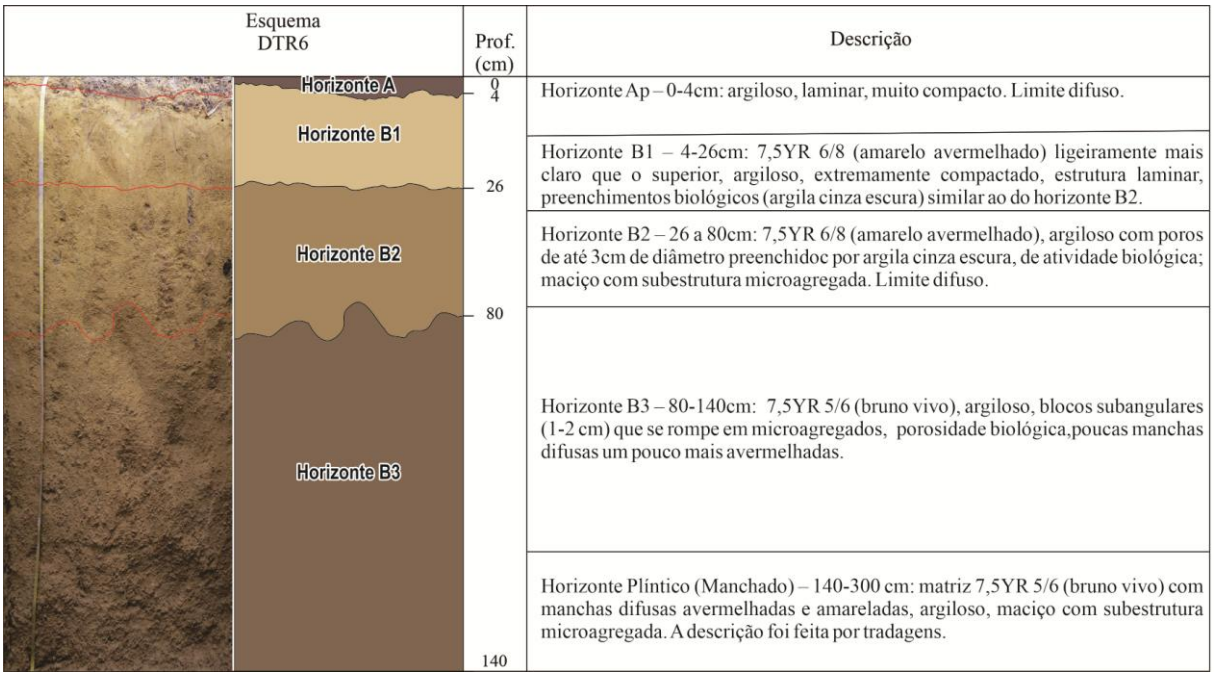
O horizonte B gley 1 (3), entre 21 e 58 cm, tem cor cinza claro (10YR 7/1) e impregnações de matéria orgânica associadas á presença de raízes. Consiste em material maciço com estrutura microagregada e fácies colunares.

O horizonte B gley 2 (4), entre 58 e 98 cm, apresenta matriz cinza claro (10YR 7/1) e rede de manchas muito finas de cor bruno avermelhado claro (2,5YR 6/3) e alguns nódulos vermelhos (2,5YR 5/8) levemente endurecidos. O material é maciço e mais compacto do que o encontrado no horizonte superior. Na base apresenta transição gradual para o horizonte inferior.

Na base do perfil, ocorre o horizonte plíntico (5), entre 98 e 150 cm de profundidade. Apresenta matriz de cor amarelo pálido (2,5YR 7/3), com uma rede de manchas finas, de cor bruno marrom avermelhado claro (5YR 6/4) e nódulos ferruginosos de cor vermelha (2,5YR 5/8), os quais são pouco friáveis e estão dispersos por todo o horizonte.

O último perfil da Área 1 DTR6 (Figura 25) está a cerca de 993 metros de altitude e está no platô, em uma área de cultivo de milho e soja (Figura 13). Apresenta vegetação arbórea esparsa e arbustiva, estando localizada no limite de uma plantação de soja consorciada com milho. Durante a descrição em campo foram definidos 4 horizontes, classificados do topo para a base da seguinte forma: (1) Horizonte A; (2) Horizonte B1; (3) Horizonte B2 e (4) Horizonte B3. Assim como os perfis anteriores, na base da DTR6 foi feita uma tradagem até 300 cm de profundidade, com o nível da água aflorando em 200 cm. O material coletado indica o horizonte plíntico.

Figura 25 – Foto e croqui do perfil DTR6, com os quatro horizontes classificados em campo: Horizonte A, Horizonte B1, Horizonte B2, Horizonte B3.



O horizonte A (1), entre 0 e 4 cm, é amarelo avermelhado, com aspecto laminar devido à compactação e subestrutura grumosa.

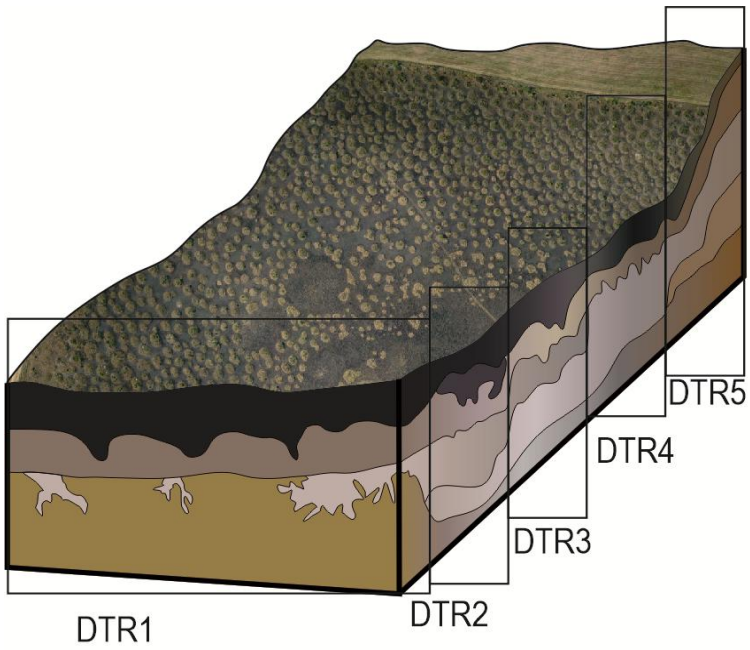
O horizonte B1 (2), entre 4 e 26 cm, possui cor amarelo avermelhado (7,5YR 6/8), ligeiramente mais claro que o horizonte superior. Consiste em um material extremamente compactado e com estruturas laminares de compactação.

O horizonte B2 (3), entre 26 e 80 cm, de cor amarelo avermelhado (7,5YR 6/8) é argiloso assim como o horizonte superior e apresenta poros preenchidos por argila cinza escura. Possui aspecto maciço e subestrutura microagregada.

O horizonte B3, entre 80 e 140 cm, apresenta matriz cor bruno vivo (7,5YR 5/6) e estrutura em blocos subangulares pouco desenvolvidas, com no máximo 2 centímetros e que rompem em microagregados. São encontradas manchas pouco nítidas e dispersas ligeiramente mais avermelhadas.

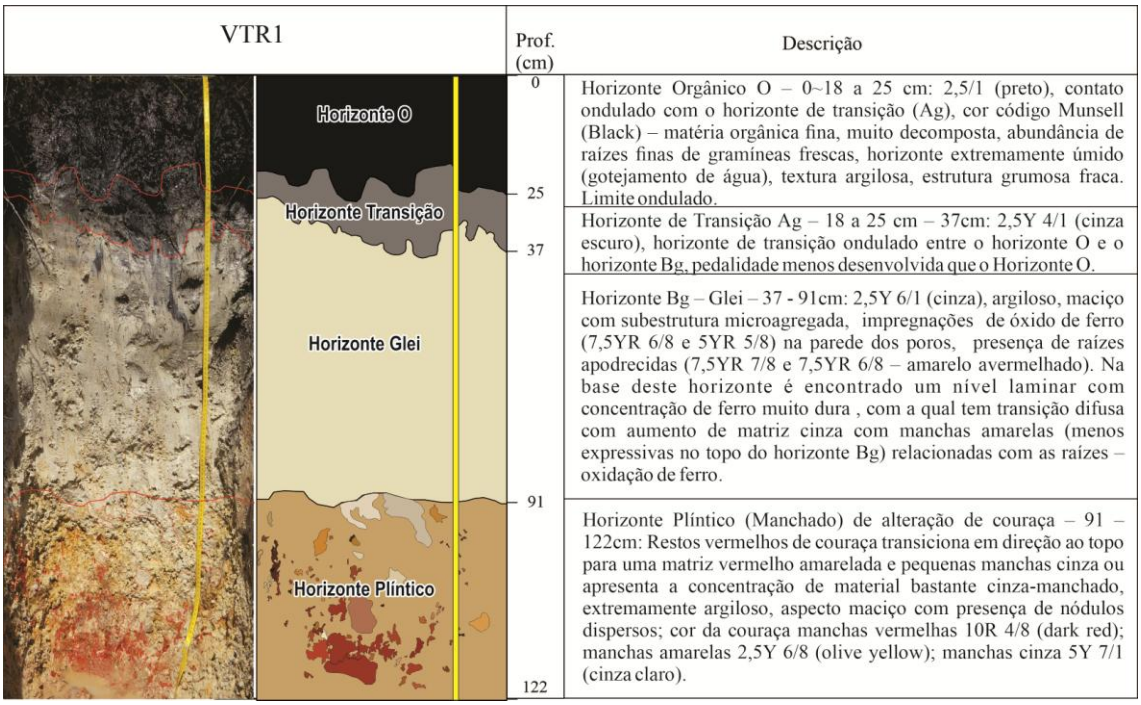
Com os dados individuais de cada perfil, é possível compilar todas as informações em uma topossequência, que delimita a zona de ocorrência dos solos glei na área úmida (Figura 26).

Figura 26 – Bloco diagrama de uma topossequência a partir da compilação dos perfis DTR1, DTR2, DTR3, DTR4 e DTR5, ilustrativo da distribuição dos solos na área úmida.



Na Área 2 a cerca de 949 metros de altitude, foi encontrado o perfil VTR1 (Figura 27), descrito e dividido em 4 horizontes, classificados da seguinte forma do topo para a base: (1) Horizonte O; (2) Horizonte Ag; (3) Horizonte Bg e (4) Horizonte Plíntico. Neste perfil foi possível encontrar dois níveis de surgência de água, um entre o horizonte Ag e o horizonte Bg e outro na base do perfil, em torno de 105 cm de profundidade.

Figura 27 – Foto e croqui do perfil VTR1, com os quatro horizontes classificados em campo: Horizonte O, Horizonte Ag, Horizonte Bg, e Horizonte Plíntico.



O horizonte superficial é orgânico (1), entre 0 e 18-25 cm, com cor preta (2,5/1 – Black), composto por matéria orgânica muito fina, muito decomposta e abundância de raízes finas de gramíneas frescas. Possui um contato ondulado com o horizonte inferior.

O horizonte A glei (2), entre 18-25 e 37 cm, de cor cinza escuro (2,5Y 4/1), argiloso e apresenta estrutura maciça. Consiste em um horizonte de transição ondulado entre o horizonte orgânico e o horizonte B gley.

O horizonte B gley (3), ente 37 e 91 cm, possui matriz argilosa de cor cinza (2,5Y 6/1) com presença de ferro oxidado (7,5YR 6/8 e 5YR 5/8) nos poros, as quais estão relacionadas com a presença de raízes. A base apresenta continuidade com o horizonte plíntico, com manchas amareladas (7,5YR 7/8 e 7,5YR 6/8).

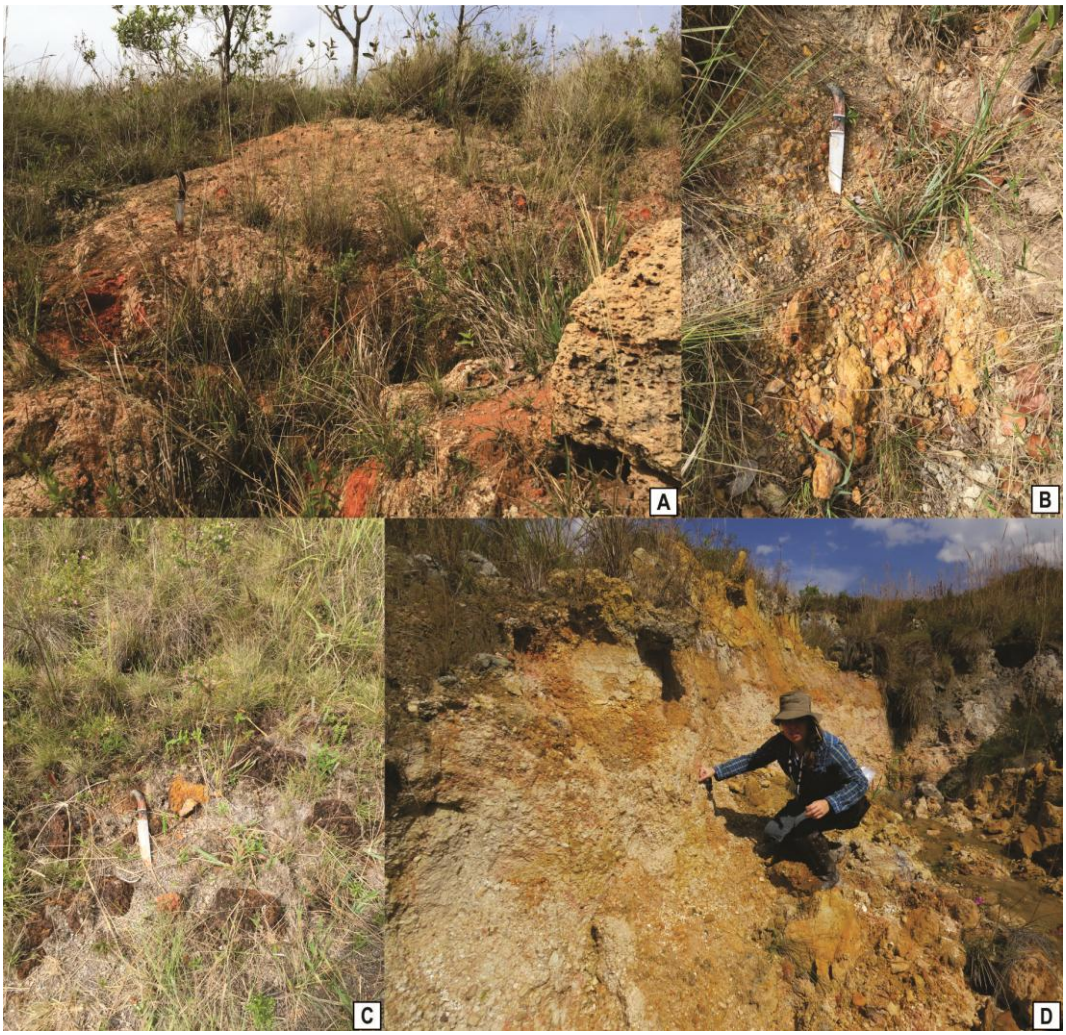
O horizonte plíntico (4), entre 91 e 122 cm, consiste em um horizonte argiloso com aspecto maciço e a presença de nódulos dispersos com cores vermelho escuro (10R 4/8), amarelo oliva (2,5Y 6/8) e cinza claro (5Y 7/1). São encontrados nesse horizonte restos vermelhos de couraça, que em direção ao topo são convertidas em uma matriz vermelho amarelada com pequenas manchas cinza, indicativo de processo de alteração de couraça.

Mais abaixo do perfil VTR1, a cerca de 947 metros de altitude foram encontradas e descritas amostras de couraça fresca (VC1), material de coloração vermelho escuro (10R 4/8), maciço (Figura 28 – A). Nesta mesma altitude, foi encontrada uma couraça parcialmente desmantelada (VC2) (Figura 28 – B e C), com cor amarelada e manchas vermelhas, amarelas (2,5Y 6/8) e cinzas (5Y 7/1). Mais abaixo na topografia, em aproximadamente 942 metros de altitude, foi encontrado um arenito (VA) (Figura 28- D), composto por matriz amarelada, clastos centimétricos de diversos minerais e rochas, como quartzo e basalto.

Na comparação a morfologia dos perfis da Área 1, os horizontes manchados estão presentes nas bases do perfil, com exceção em DTR6 no platô onde aparecem apenas manchas vermelhas difusas similares à matriz vermelho-amarelada. De DTR1 para DTR5 a profundidade do horizonte plíntico aumenta (53 cm em DTR1, 73 cm em DTR2, 55 em DTR3, 61 em DTR4, e 98 em DTR5), sugerindo conformidade entre o nível freático e a superfície topográfica (BALDWIN; NAITHANI; LIN, 2017).

A transição entre os horizontes nunca é abrupta, exceto no perfil DTR1, indicativo de transformações internas dos horizontes do solo por pedogênese. O aumento e predomínio das matrizes cinza e cinza claro nos horizontes subsuperficiais são indicativos de acúmulo de redução e transferência de ferro do solo, geralmente associados com os horizontes (pretos) superficiais, onde o acúmulo de matéria orgânica compõem um conjunto de perfis de solo influenciados por saturação hídrica (gleissolos).

Figura 28 – Imagem mostrando as coletas de campo, onde em A) couraça fresca (VC1) de coloração vermelha forte; B) e C) couraça parcialmente desmantelada (VC2), com cor amarelada e em D) afloramento de arenito (VA) próximo ao curso da drenagem.



Diante da abundância de matriz cinza nos perfis DTR2, DTR3, DTR4, VTR1 e P3 e sua maior proporção nos horizontes superficiais e manchados predominam condições de saturação (*aquicconditions*) nestes compartimentos (VEPRASKAS; CALDWELL, 2008; TINER, 2017)

O horizonte cinza claro sobrepõe o horizonte plíntico no perfil DTR1 e difere dos demais por ser arenoso e por ter limite superior plano e abrupto, indicativo de certo controle sedimentar ou conexão com processo pedogenético desenvolvido no centro da depressão topográfica. A existência de concentrações ferruginosas com estrutura laminar presente no limite superior e inferior desse horizonte também é uma feição encontrada apenas neste perfil.

As concentrações ferruginosas encontradas nos demais perfis correspondem a nódulos ferruginosos que podem compor o centro dos volumes vermelhos manchados ou distribuídos pelas matrizes dos horizontes desferruginizados. Os horizontes superficiais dos perfis DTR1,

DTR2, DTR3, DTR4, VTR1 e P3 são formados pelo acúmulo de material vegetal sob condições de excesso de água. O solo mineral abaixo do horizonte orgânico exibe baixo croma (≤ 2), uma sugestão de zonas de recarga com a direção dominante do fluxo de água ser interno e lateral (VEPRASKAS; LINDBO, 2012).

Em direção ao platô, os perfis DTR5 e DTR6 possuem cores brunas misturadas com o material mineral e possuem estrutura grumosa indicativa de maior atividade da fauna do solo e meio mais aerado que propicia maior decomposição da matéria orgânica (formação de húmus). Merece destaque o fato do horizonte A em DTR6 ser antrópico e a homogeneidade dos horizontes subsuperficiais que compõem o perfil do solo localizado no platô, a ausência de cerosidade que indicaria mudança textural, dentre outros critérios (por exemplo, a ausência de minerais alteráveis, exceto quartzo) o perfil DTR6 e P4 indicam pertencerem à classe dos Latossolos. O P4 diferente dos demais, visto que apresenta resquícios da couraça e estrutura sedimentar.

A complexidade dos horizontes dos perfis estudados é atribuída à presença de depressões em superfícies planas cujas feições dos solos refletem os ambientes ligados aos fluxos internos da água para dentro e fora das depressões, que significa ao mesmo tempo áreas de recarga e descarga de aquíferos (EVANS; FREELAND, 2000).

Ciclos erosivos intensos (degradacionais) resultaram na esculturação do substrato rochoso da Formação Marília resultando nas superfícies aplainadas com bordas intensamente dissecadas que ficaram expostas ao longo processo de intemperismo químico e pedogênese laterítica. A longa exposição dos materiais à precipitação e temperatura elevadas resultou na formação de perfis lateríticos enriquecidos com óxidos de ferro disperso em matriz friável ou concentrados em horizonte de couraça (ferricrete) como observado nos perfis que afloram nas encostas da chapada (perfil P4 e na porção basal do perfil VTR1), nos quais a crosta ferruginosa aparece nos horizontes subsuperficiais dos perfis.

A evolução geomórfica da chapada caracterizada pelo desenvolvimento da rede de drenagem atual fornece um novo ambiente pedogeomórfico marcado por áreas temporariamente alagadas em níveis topograficamente deprimidos. Nestes ambientes são encontrados os gleissolos que são perfis evoluídos através de processos de transformação pedogenética (no sentido de Fanning & Fanning (1989)), ou seja, formados a partir de mudanças das propriedades dos latossolos preteritamente desenvolvidos.

A transição lateral em topossequência do latossolo ferruginoso com couraça e o gleissolo não é abrupta. A presença do latossolo vermelho-amarelo sugere aumento de hidratação das matrizes do latossolo vermelho com couraça indicativa de diminuição da

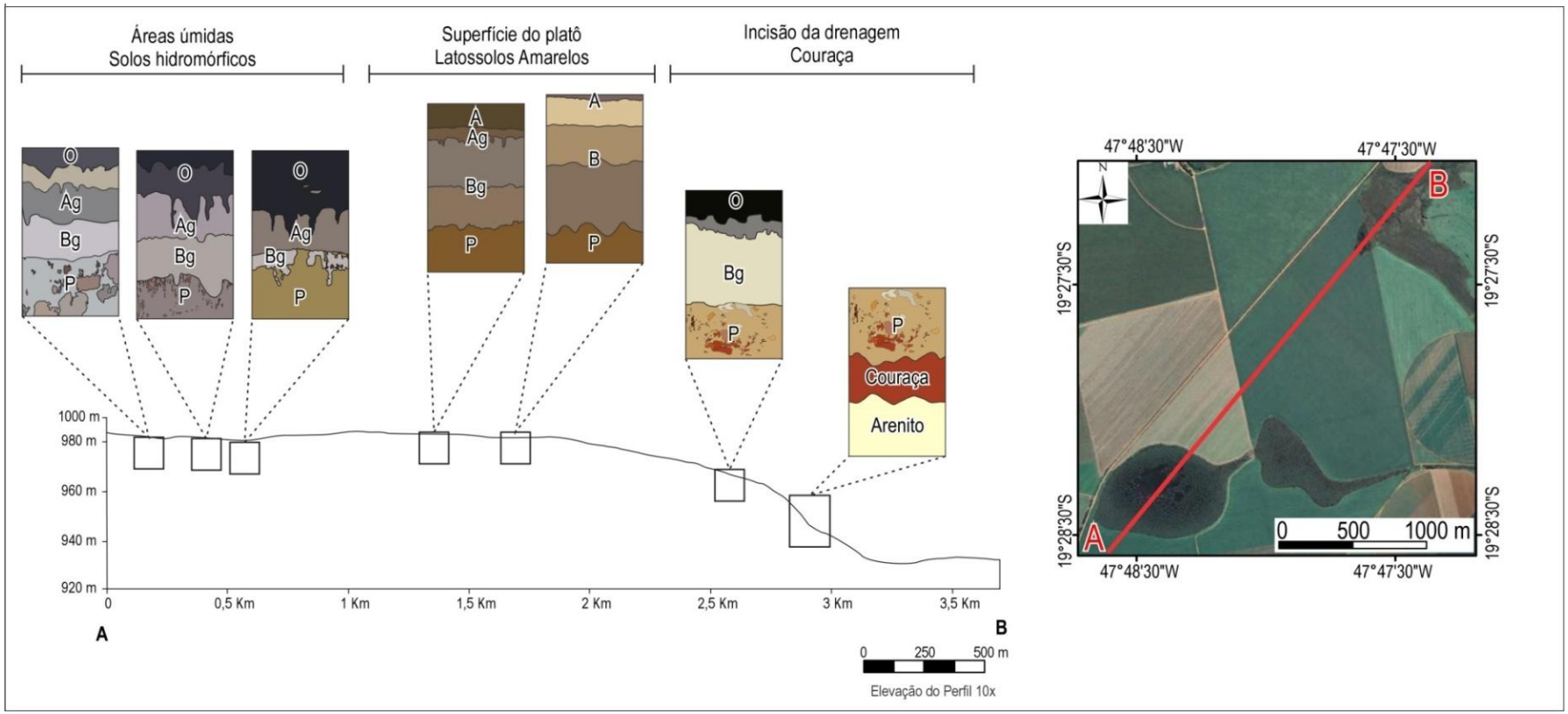
drenagem interna dos perfis. Com o aumento do teor da umidade em solos a presença da caulinita passa a ser dominante (DEMATTÊ; ALOISI; DEMATTÊ, 1984).

As áreas hidromórficas sobre superfícies tabulares não estão restritas às depressões topográficas fechadas, mas se expandem radialmente em direção à montante formando uma seqüência de solos com matrizes vermelhas-amarelas-cinza claro (FRITSCH *et al*., 2007). Os fluxos hídricos internos do solo são acelerados quando há o rebaixamento dos níveis de base o que favorece a retirada de matéria, a incisão fluvial e a abertura dos sistemas hidromórficos (LUCAS; CHAUVEL, 1992).

Existe uma relação estreita entre a topografia na chapada e a distribuição dos materiais de superfície: (1) as couraças são encontradas nas bordas da chapada ou exposta na vertente quando há entalhamento da superfície pela drenagem e a declividade é mais acentuada; (2) as áreas úmidas, de forma geral, estão localizadas em posições topográficas mais rebaixadas na posição de interflúvio do platô; (3) o impedimento do fluxo vertical da água nestas áreas úmidas, em parte, pode ser atribuído à presença de couraça endurecida como encontrada nas bordas e/ou material argiloso formado por sua alteração; (4) visivelmente as áreas úmidas não apresentam drenagem eficiente ou conexão direta à canais de drenagem já desenvolvidos, ao menos nos estágios iniciais de sua evolução (Área 1); e (5) nos estágios finais (Área 2), as áreas úmidas já apresentam conexão direta com nascentes ou corpos de água bem estabelecidos.

A formação da depressão topográfica que caracteriza a área 1 deriva da evolução *in situ*, vertical e litodependente reconhecida pela sobreposição dos horizontes paralela à superfície (NAHON, 1991a). O abaixamento da superfície topográfica está ligado às perdas e transferências químicas, neste caso, para o aqüífero, e/ou desestruturação (colapso) relacionada com o acúmulo de água da chuva e elevação do nível freático que submerge a depressão topográfica. A couraça ferruginosa pré-existente foi dissolvida pelo excesso de água do solo. Na área 2 a abertura do sistema alterou o regime hídrico do solo ao intensificar a erosão e aprofundar o perfil longitudinal do rio. A seqüência dos horizontes pedológicos é reorganizada e restos da couraça permanecem onde o tempo de permanência da água não foi longo o suficiente para sua dissolução completa. Com base nestas informações, um modelo de evolução da paisagem foi proposto (Figura 29):

Figura 29 – Modelo de distribuição dos solos da área de estudos, ilustrativo da transição entre as áreas úmidas, a superfície bem drenada do platô e a borda do platô onde ocorre a incisão da drenagem.



6.2.2 Caracterização petrográfica

O estudo da organização dos solos revelou a direção da evolução e a relação genética entre seus constituintes minerais, geoquímicos e morfológicos. A atuação de fatores externos de natureza geológica, geomorfológica e climática na pedogênese altera as estruturas internas do solo e provoca a auto-organização do sistema que podem ser identificados nas escalas macroscópicas (campo) e microscópicas (NAHON, 1991b).

A gênese e a distribuição das argilas altamente aluminosas são influenciadas pela convergência destes fatores externos e o modelo proposto para explicar a gênese e distribuição é coerente com a organização da seqüência pedosedimentar da chapada.

O artigo *"The formation of high-alumina clays in a pedosedimentary sequence of Marilia Formation (Western Minas Gerais, Brazil)"* discorre sobre este modelo evolutivo apresentando as condições favoráveis para a formação dos solos lateríticos ferruginosos com couraça e a posterior transformação desta cobertura impulsionada pelo aumento da umidade climática que acarretaram profundas mudanças internas no solo, na superfície topográfica e na hidrologia da chapada. A filiação entre os materiais foi reconhecida em uma seqüência pedoestratigráfica e permitiu recompor parcialmente os elementos responsáveis pela evolução desta paisagem. Neste artigo foram apresentados com maior detalhe a mineralogia dos perfis P3 - gleissolo e P4 – latossolo com crosta ferruginosa, no artigo, para fins de publicação o perfil P4 foi classificado como **P1 – ferrasol with ironcrust** e o perfil P3 foi chamado de **P2 – Gleysol**.

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of South American Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jsames

The formation of high-alumina clays in a pedosedimentary sequence of Marilia Formation (Western Minas Gerais, Brazil)

C.V.S. Coelho[a,*], V. Rosolen[a], G.T. Bueno[b], A. Mesquita[c], C.A. Moreira[d], L.M. Furlan[a], S. Govone[e]

[a] Universidade Estadual Paulista (UNESP), Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), Av. 24A, 1515, Bela Vista, Rio Claro SP, CEP: 13506-900, Brazil
[b] Universidade Federal Goiás (UFG), Instituto de Estudos Sócio-Ambiental (IESA), Goiânia GO, CEP: 74001-970, Brazil
[c] Universidade Estadual Paulista (UNESP), Departamento de Física, Av. 24A, 1515, Bela Vista, Rio Claro SP, CEP: 13506-900, Brazil
[d] Universidade Estadual Paulista (UNESP), Departamento de Geologia Aplicada (DGA), Av. 24A, 1515, Bela Vista, Rio Claro SP, CEP: 13506-900, Brazil
[e] Universidade Estadual Paulista (UNESP), Centro de Estudos Ambientais (CEA), Av. 24A, 1515, Bela Vista, Rio Claro SP, CEP: 13506-900, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:
Marilia formation
Planation surface
Hydromorphy
Kaolinite-gibbsite

ABSTRACT

Mottled horizons and iron crusts are widespread in soil developed upslope on flat sedimentary plateau located in western of Minas Gerais State (Brazil). In the area, important deposits of high-alumina clays are located at lower topographic position suggesting a lateral transformation system from mottled horizons. External factors, generally linked to more humid climatic conditions, could explain the spatial variation of pedogenic materials in landscape. The objective of this paper is to discuss the genetic relation between the mottled and high-alumina clays horizons in a pedosedimentary sequence of Marilia Formation within the context of landscape evolution. Punctual observations using pits and auger were performed along typical soil transect. X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence spectrometry (XRF), polarized light microscopy observation and scanning electron microscopy (SEM) were used to determine the affiliation between soil materials. Rietveld refinement was applied to quantify the mineralogical phases of the different layers. The results showed that both, mottled and high-alumina clays are a ferruginous depleted material, inherited from the iron crust dissolution. The horizons are aligned in the topography, despite the longer permanence of water table in depressed zones of the plateau which enhances iron dissolution and relative enrichment of gibbsite. The relative preservation of the iron crusts occurs in the altitude > 980 masl; below this level iron crusts disappear due to a generalized elevation of the groundwater in the flat plateau.

1. Introduction

Ferruginous and aluminous enrichment in hard crusts or soft materials are widespread in tropical soils and saprolites (Butt et al., 2000). The process involves complete leaching of alkalis and earth-alkalis, partial desilication, relative or absolute accumulation of iron, aluminum and formation of kaolinite clay under long-term hot and subhumid tropical climate (Tardy, 1993). Due to the long exposition of lateritic materials on land surface, external factors, i.e. climatic changes, leads to a variation of structural, mineralogical and chemical compositions of soil horizons, that can be recognized in the landscape (Lin et al., 2015; Nahon, 1991). For example, the occurrence of iron depleted clayey and mottled horizons in lateritic soils have been associated with the elevation of groundwater level in slope under more humid climatic conditions than that required to ferruginous materials (Beauvais, 1999; Beauvais and Roquin, 1996; Hong et al., 2010).

In the plateau located in western of Minas Gerais mottled clayey and light grey layers have been observed beneath Ferralsol-Gleysol soil cover developed over sedimentary rocks of Marilia Formation. In this plateau, mottled layers occur below iron crust in Ferralsol while light grey layers occur in subsurface of Gleysol profiles developed in topographic depressions seasonally waterlogged. The light grey layer in Gleysol is composed of kaolinite with high contents of gibbsite, which has been exploited by refractory industries. Previous studies have been performed on soils with high-alumina clays in the studied plateau (Corrêa, 1989, 2006; Suguio et al., 1976), however there is no elucidation on the links between the ferruginous materials and the mottled and high-alumina clays layers on plateau as well as the general processes governing their spatial distribution. In the field, the mottled-high-alumina clays sequences are strongly influenced by geomorphological positions and by water table. Generally, the occurrence of iron-depleted matrices in soil is influenced by soil moisture which are strongly affected by the topography, precipitation characteristics and less-permeable soil–bedrock interface (Zhu et al., 2014).

* Corresponding author.
E-mail address: carla.vsc1@gmail.com (C.V.S. Coelho).

https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102263
Received 17 December 2018; Received in revised form 27 June 2019; Accepted 4 July 2019
Available online 09 July 2019
0895-9811/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

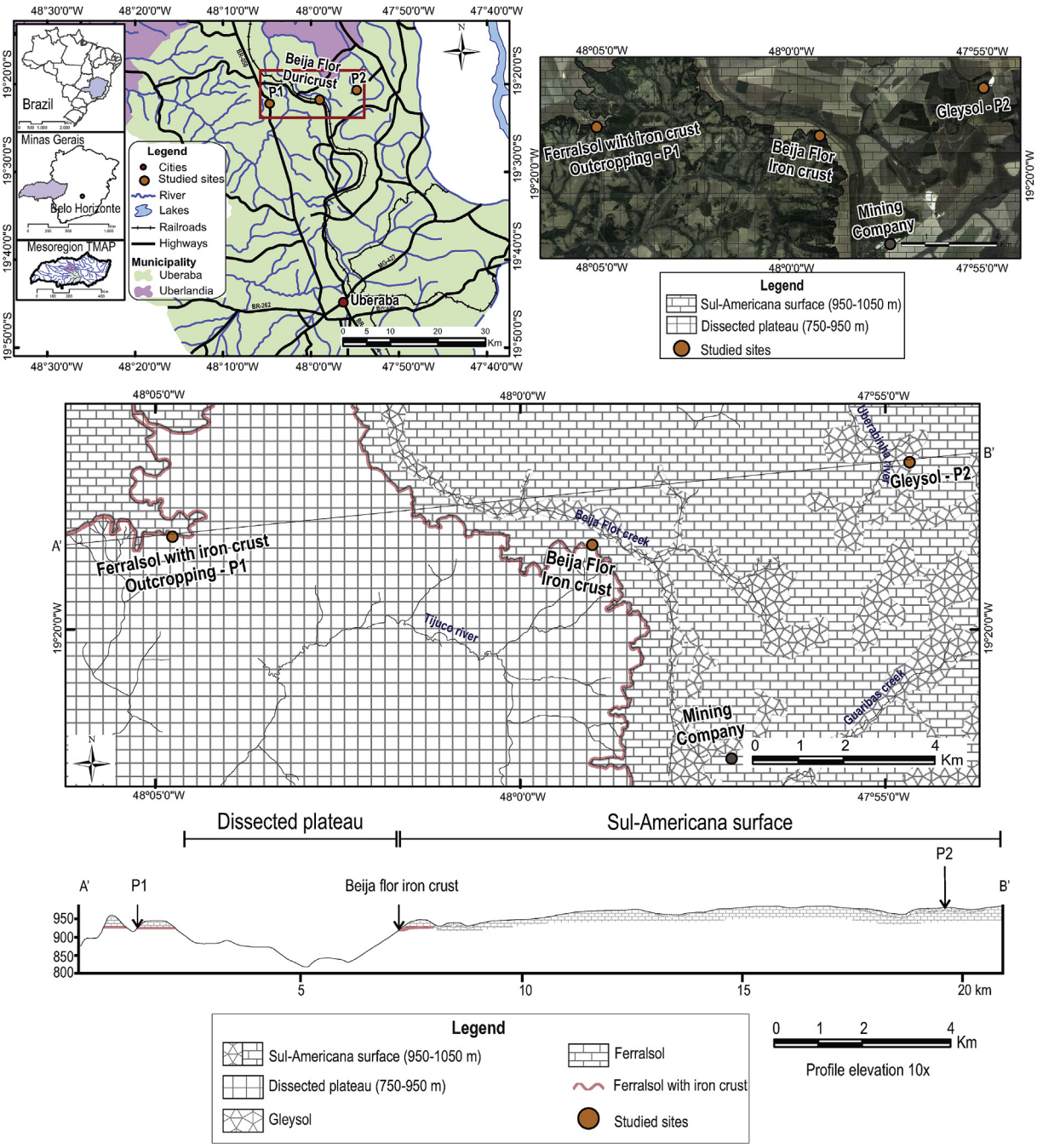


Fig. 1. Geographical location of the study site and geomorphological and topographic context. The small bricks represent the plateau (South American Surface) and small box the dissected border with drainage (Tijuco river). The studied profiles P1 (Ferralsol) and P2 (Gleysol) is represented in the topography section.

The sandstone of the Marilia Formation was extensively studied in terms of geomorphology, stratigraphy and paleontology (e.g. Baccaro, 1991; Batezelli and Ladeira, 2016; Fernandes and Basilici, 2009; Menegazzo et al., 2016; Suguio et al., 1976), and with only a few studies focusing on soil-forming processes (e.g. Marques et al., 2004; Motta et al., 2002; Rosolen et al., 2017). This approach is fundamental to understand the location of occurrence and genesis of high-alumina clays in order to define prospective guides for mining exploration.

The objective of the study was to investigate the relationship among iron crust, mottled and high-alumina clays layers with particular focus on their geomorphic positions in the sedimentary plateau aiming to better understand the conditions of the high-alumina clays genesis.

2. Materials and methods

2.1. Study site location

The study area is located in a sedimentary plateau (19°20′20″S, 47°56′14″W), in western of Minas Gerais State, Brazil (Fig. 1). The region covered by the savannah is a part of the tectonically stable lateritic landscape of the Central Brazilian Shield (Melfi, 1997).

The flat plateaus (chapadas) were shaped during the Paleogene in response to long-term climatic changes and epeirogenic movements (Valadão, 2009). The main feature of the continental interior land surface in the tropics is the pervasive lateritic weathering cover (Chardon et al., 2006). On the surface, the current geomorphic process is the initial stage of river incision in flat valleys dominated by

seasonally waterlogged soils. The relief is sustained by cross-stratified or ripple cross-laminated sandstones, intercalated with mudstone and clayey layers constituting the Marilia Formation (Upper Cretaceous) deposited in regional semi-arid to arid conditions (Fernandes and Coimbra, 2000).

The Marilia Formation consisted of Serra da Galga and Ponte Alta members which corresponded to superior and inferior layers, respectively, in the stratigraphic column. The fundamental difference between Ponte Alta and Serra da Galga members is the chemical composition of their matrices. Whereas the Ponte Alta present immature sandstones cemented by calcium carbonate, the Serra da Galga has a clayey and silicified matrix, displaying parallel and horizontal structures (Fernandes and Ribeiro, 2015).

Soil mantle comprises of yellowish to yellow-reddish Ferralsols with iron crusts or pisolitic horizons located at better drained positions of the plateau and Gleysols with high-alumina clays located at poorly drained positions corresponding to topographic depressions (Rosolen et al., 2019). The Gleysols and Ferralsols have low pH (near 4.5), and are composed of kaolinite, gibbsite, hematite, goethite and residual quartz.

Being located at an altitude of 1050 masl, the site climate was characterized by a pronounced dry season (from May to October) and rainy months (from November to April). The mean annual temperature and precipitation were 23 °C and 1464 mm, respectively (Queiroz, 2011).

2.2. Profile description and sampling

The ferruginous profile (Ferralsol) is located at the steep edge of the plateau at altitude 973 masl (Fig. 2).

The soil horizons are grouped into three layers according to its morphological features. Layer 1 corresponded to clayey horizons with pisolites. Layer 2 corresponded to iron crust, while Layer 3 corresponded to mottled horizons.

The high-alumina clay profile (Gleysol) (Fig. 3), at an altitude of 979 masl, is located on a waterlogged topographic depression on the plateau.

The set of horizons were also grouped into three layers: the Layer 1 corresponds to the superficial organic horizon, the Layer 2, the subsuperficial high-alumina clay horizon, and the Layer 3 corresponding to the mottled horizon.

Soil morphological descriptions were made in-situ at the soil profiles following FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO, 2006). Soil colour was described using Munsell (2000). The most distinctive visual features, in particular soil colour changes from the surface to the saprolites, were used to collect the samples among and within the layers. Three sub-samples were taken and mixed to obtain one composite sample representative of each layer.

2.3. Micromorphological description of the profiles

The undisturbed samples were impregnated with EPOXI (EPORESIN 1.204) under vacuum conditions, diluted with acetone, styrene monomer (40–60%) and catalyzer (3–5 drops per liter Peroxisol). After hardening of the resin, the monoliths were cut and assembled into thin sections (3 × 4.5 cm), and then polished with diamond paste. The thin sections were analyzed for morphological descriptions using a polarizing optical microscope Zeiss Axioskop 40. Pictures were taken using a Canon EOS camera uploaded with EOS 5D Mark II software. Descriptions and interpretations of the micromorphological features were made using the terms of Delvigne (1998) and Stoops et al. (2010). Additionally, micropedological analysis were performed using a SEM Jeol, JSN 5600.

2.4. Chemical and mineralogical analysis

The soil samples for analysis of major soil chemical elements were air-dried, ground with an agate mortar and pestle, and sieved through < 0.05 mm. The samples were fused with lithium tetraborate 1:9 before analysis using X-ray fluorescence (XRF). The detection limits of the XRFwere 0.1 g kg^{-1} for SiO_2, Al_2O_3, and Fe_2O_3, and 0.01 g kg^{-1} for MgO, CaO, P_2O_5, Na_2O, K_2O, and TiO.

The mineralogical composition of total clay fractions (particles < 2 μm) was obtained by X-ray diffraction (XRD). A Phillips PW 1730 diffractometer operated with 4 kV potential and using a monochromator to eliminate radiation Kβ and Cu source (radiation Kα, λ = 1,54186 Å) was used. Scanning was performed at0.02° (2θ) step and time of 10 s per step accumulation. The General Structure Analysis System (GSAS) software package with an EXPGUI graphical user interface (Bish and Von Dreele, 1989) was used for refinement of the structure following the Rietveld method (Rietveld, 1969).

3. Results

3.1. Field morphology

The ferruginous profile P1 (Fig. 2) shows three set of horizons: (i) the pisolitic layer (0–230 cm depth) characterized by friable clayey sands pale red in colour with subspherical (< 1 cm) purple-red to red pisolites. The boundary to the underlying horizon was progressive and undulating with increasing dark-red to red hard-iron facies. (ii) The iron crusts layer (230–340 cm depth) was characterized by juxtaposition of round and indurate nodules (80% of the matrix). The nucleus of nodules was purple red, extremely hard and encompassed in a friable red and yellow clayey materials. The periphery of the preserved nodules had red and yellow cortex. Nodular structures follow the parallel layers of the sedimentary structure. The transition between the iron crust and the mottled clays (340–400 cm depth) was progressive, with decreasing number of nodules and increasing amount and size of yellow and grey spots. (iii) The mottled layer (400–600 cm depth) was a deeply weathered very clayey and massive saprolite. Laminated sedimentary structures were recognized by alternating red and yellow lenses and/or light grey clay. A network of white spots cut the red and yellow matrices. The colour transitions among the spots were clear and abrupt.

The three layers of the high-alumina clay in profile P2 are (Fig. 3): (i) The organic layer (0–70 cm depth) was characterized by very dark grayish brown to black clayey soils with few medium dark grayish brown (10 YR 4/2) spots; weak granular and blocky structure and many very fine grass roots. The boundary with the underlying horizon is gradual. (ii) The high-alumina clay horizon (70–120 cm depth) was a massive clayey material which was cohesive and very hard when dry. The colour was light grey (2.5 Y 7/2) with rare yellow (2.5 Y 7/8) and red (7 YR 7/3) vertically elongated volumes. (iii) The mottled layer (120–380 cm depth) was located at the bottom of the aluminous clay or in a continuous layer. It presented a network of dark red (10 R 2.5/2) hardened nodules; associated with friable dark red (2.5 YR 4/8) nodules and yellowish and light grey (10 YR 7/1) spots.

3.2. Bulk geochemical studies

The total oxide contents in the layers of profiles P1 and P2 are presented in Table 1.

The sum of cations MgO, CaO, Na_2O, and K_2O exhibit a similar trend in both profiles. Overall, higher contents of SiO_2 and Fe_2O_3 were determined in Ferralsol (P1 profile). The contents of Al_2O_3 and TiO_2 were higher in Gleysol (P2 profile). However, SiO_2, Al_2O_3, and Fe_2O_3 display different patterns along the profiles. In Ferralsol, Fe_2O_3 is higher in iron crusts (at 230 cm) and in the lower portion of the mottled horizon (at 600 cm). Higher SiO_2 was found in pisolitic layer. The lowest Al_2O_3 contents (17.6%) were determined in pisolitic layer and the highest (24.7%) in deeper mottled layer. SiO_2 content was higher in the pisolitic layer.

In the profile P2 (Gleysol) it was determined the lowest Fe_2O_3

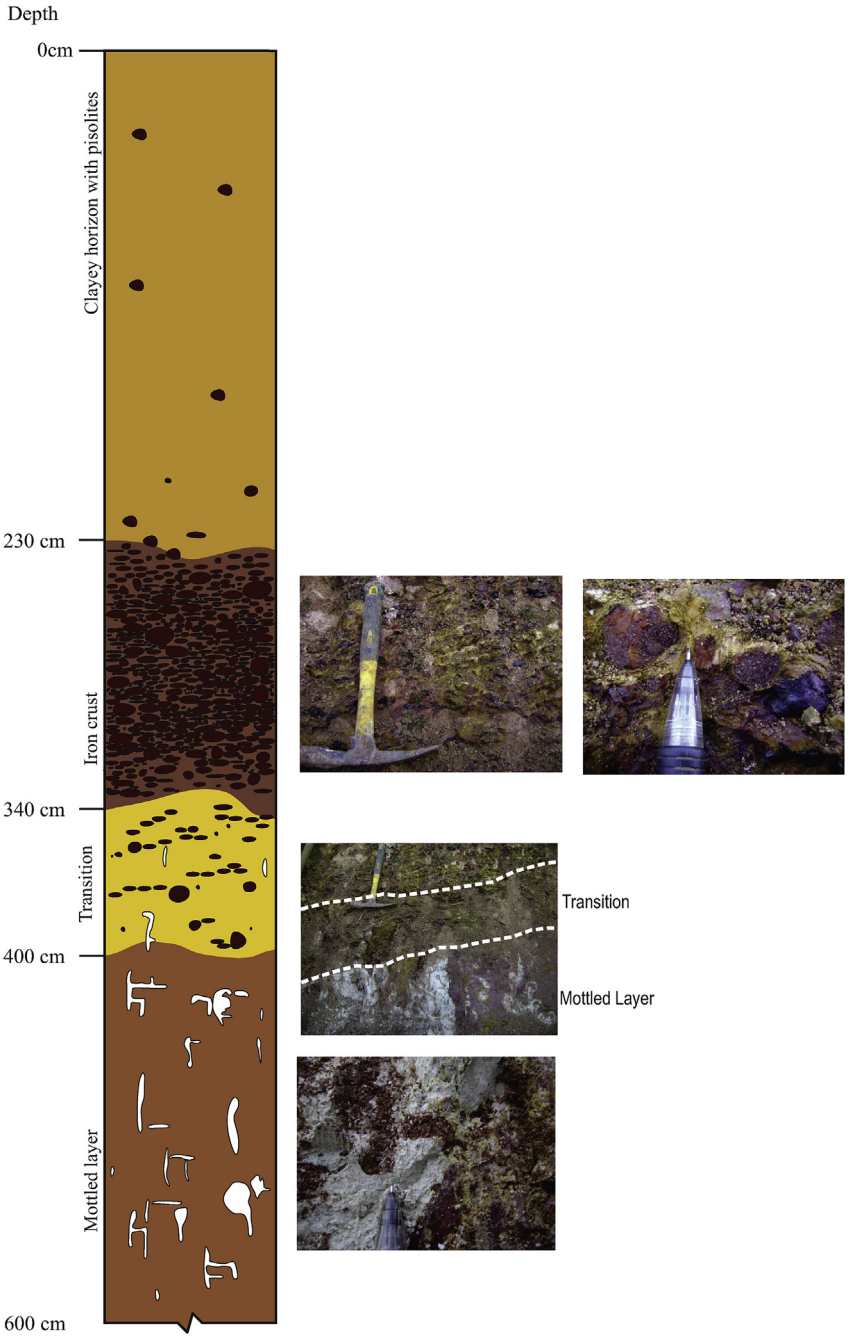


Fig. 2. Sketch of a typical undisturbed ferruginous profile of Ferralsol showing (III) mottled layer; (II) iron crust layer; (I) clayey horizon with pisolites layer.

contents in the entire profile ranging from 0.9% in the high-alumina clays horizons to 6.2% in the mottled layer. The higher contents occurred in the upper part of mottled layer from 130 to 240 cm depth. Gleysol showed higher Al_2O_3 values, from organic layer (soil surface) to plinthite (340 cm) horizons. TiO_2 is a stable chemical component in weathering processes, and it increases relatively when weathering and pedogenesis advance releasing cations and iron through the soil-water system (Chadwick et al., 1990).

3.3. Polarized light microscopy observations

The iron crust layer is composed of iron oxides concentrated in two distinct but associated red zones (Fig. 4). The first one (Fig. 4 A and 4 B) corresponds to massive micromass accumulated in the horizontal structure of sandstones, indicating that iron crust reached the saprolite level. In the second zone (Fig. 4 C), the iron is concentrated in pisolites (concentric rounds). The nuclei generally contain dusk iron oxides and kaolinites, often in concentric layers around small coarse (quartz) or finely textured materials.

Both zones show features that could be linked to iron depletion. Iron crusts degradation is characterized by existence of light yellow hypocutans around pores (Fig. 4). The light grey kaolinitic mottles have sharp boundaries with red spots. Within them, relicts of red matrices are observed. The pisolites (Fig. 4 C and E) corresponding to relics of iron crusts in the topsoil are dispersed in a soft pale red matrix. Rare small fragments of sandstones are also found. Clay illuviations, or argiluviation (Fig. 4 A, D and F), is more abundant within light grey mottles or in zones where iron has been depleted.

Iron depleted features prevailed in the Gleysols, especially in the high-alumina clays layer. The light grey micromass is composed of

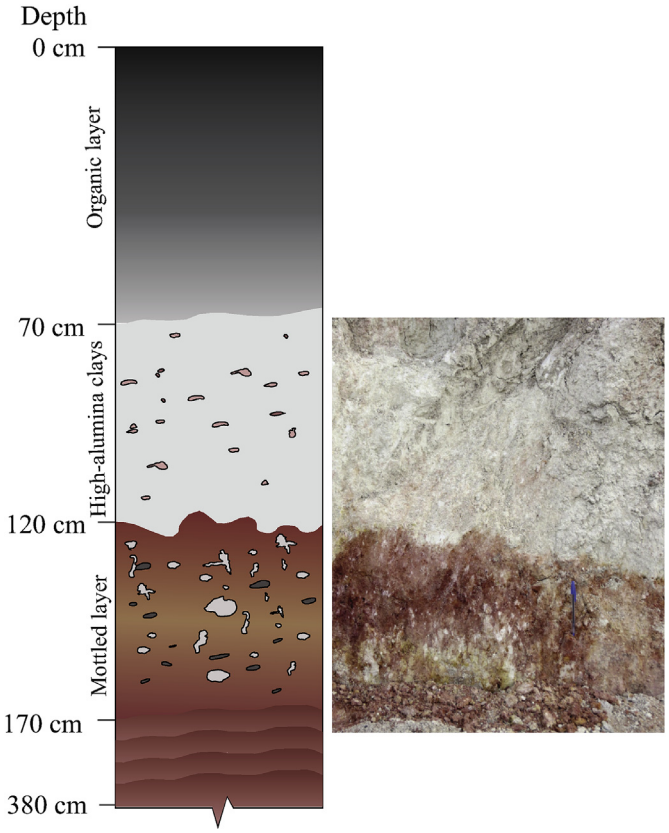


Fig. 3. Sketch of a typical undisturbed profile of Gleysol showing (III) mottled layer; (II) high-alumina clay layer; (I) organic layer.

kaolinite showing small red zones impregnated with iron. The boundaries between red and light grey zones are diffuse suggesting iron is removed from the center to the borders (Lindbo et al., 2010). The pisolites show identical morphology to that found in ferruginous profile as well as the microstructure has similar petrographic features as observed in P1 profile. Quartz, tourmaline, kyanite, rutile and zircon are the minerals resistant to weathering in the P1 and P2 profiles, with

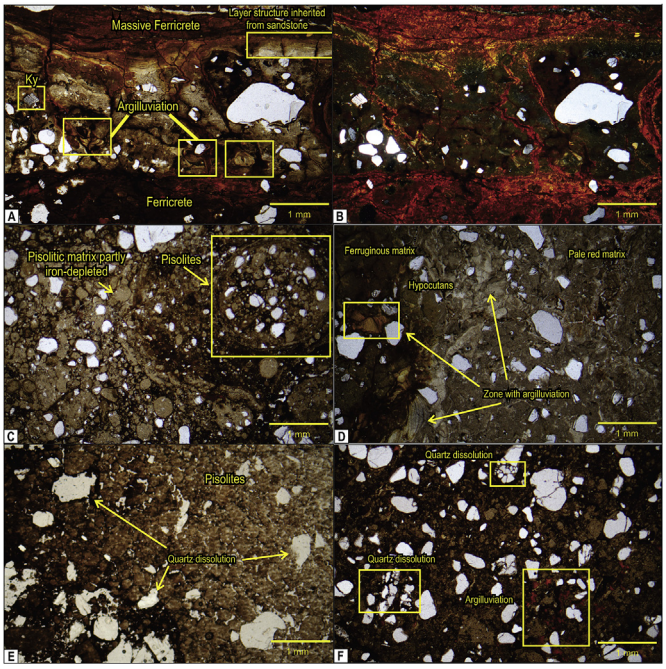


Fig. 4. Optical microscopy of Ferralsol and Gleysol. (A) the massive iron crust maintaining the sedimentary layer of saprolite and presence of kyanite crystal (PPL= Plain-polarized light); (B) the same field in cross-polarized light (XPL); (C) Iron-rich coalescence presenting pisolitic aspect with dimensions inferior to 0.5 mm; (D) deferruginization aspect found in P1 profile, where the dark red and grey matrix are separated by transition zones marked by dark yellow colour, which corresponds to hypocoating; (E) Thin section of high-alumina clays layers of P2 profile show the features of pisolites similar of those found in P1 profile, but most of them exhibit iron depleted and grey matrices; (F) in detail, the occurrence of corroded grain of quartz indicating high current weathering. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

Table 1
The main chemical composition of Ferralsol and Gleysol profiles.

Profile/Depth	Layer	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MgO + CaO + Na_2O + K_2O	P_2O_5	LOI	Total
						(wt%)			
Ferralsol(P1)									
3 cm	Pisolitic	51.8	24.7	11.7	1.2	0.2	0.10	10.0	99.9
50 cm		70.4	17.6	4.2	0.8	0.3	0.07	6.5	99.9
230 cm		32.7	22.3	32.5	1.1	0.3	0.10	10.7	100.0
300 cm	Iron crust	41.5	23.6	22.3	1.3	0.1	0.07	10.9	100.0
500 cm	Mottled	55.6	22.4	11.0	1.3	0.1	0.05	9.2	100.0
600 cm		31.2	18.3	38.5	0.9	0.1	0.12	10.7	100.0
Gleysol (P2)									
25 cm	Organic	14.7	42.8	2.0	2.35	0.22	0.19	37.8	100.0
50 cm		13.5	46.4	1.7	2.57	0.20	0.15	35.5	99.99
90 cm	High-Al clays	17.4	51.6	1.6	4.01	0.24	0.09	25.1	100.0
110 cm		16.2	54.2	1.0	3.8	0.16	0.06	24.6	100.0
120 cm		15.7	53.6	0.9	4.11	0.14	0.05	25.5	100.0
130 cm	Plinthite	18.5	45.7	5.2	3.06	0.05	0.05	27.39	100.0
160 cm		16.6	48.9	4.0	3.28	0.06	0.20	26.85	100.0
210 cm		25.8	41.5	4.1	3.07	0.08	0.19	25.17	100.0
240 cm		24.7	42.3	6.2	3.19	0.10	0.16	23.24	100.0
260 cm		32.4	43.8	1.9	3.5	0.09	0.11	18.01	100.0
300 cm		37.3	41.0	1.4	3.42	0.13	0.08	16.52	99.99
340 cm		37.7	41.2	1.5	3.34	0.09	0.03	15.96	100.0
360 cm		42.6	38.6	1.8	2.94	0.10	0.03	13.69	100.0
380 cm		46.6	37.2	1.03	2.50	0.15	0.04	12.32	100.0

Table 2
Cell parameters, amount of phases and data statistics obtained from Rietveld method for the samples.

sample	phase	cell parameters (Å)			amount (%)	R_p	wR_p	χ^2
		a	b	c				
High alumina clays	gibbsite	8.6742(4)	5.0720(2)	9.7147(3)	82,0(4)	10.4	13.9	4.48
	kaolinite	5.155(2)	8.748(2)	7.288(2)	14.9(1)			
	goethite	4.587(4)	10.16(1)	2.940(3)	1.4(6)			
	quartz	4.8331(7)	4.8331(7)	6.324(2)	1.6(6)			
Mottled	gibbsite	8.6745(4)	5.0715(3)	9.7151(4)	73.62(8)	11.7	15.3	4.92
	kaolinite	5.085(1)	8.742(1)	7.237(1)	19.6(1)			
	goethite	4.647(2)	10.060(8)	2.907(2)	6.0(1)			
	quartz	4.830(9)	4.830(9)	5.308(3)	0.7(8)			
sandstone	gibbsite	8.6745(4)	5.073(2)	9.692(4)	2.3(2)	28.0	22.6	17.27
	kaolinite	5.129(1)	8.950(1)	7.413(1)	91.08(6)			
	goethite	4.678(2)	9.85(3)	2.972(2)	5.1(3)			
	hematite	5.08(8)	5.08(8)	13.7(3)	1.4(3)			
saprolite	gibbsite	8.618(3)	5.020(2)	9.810(4)	1.8(2)	14.7	18.5	8.19
	kaolinite	5.1593(6)	8.937(1)	7.399(5)	93.2(3)			
	goethite	4.402(6)	9.809(8)	3.019(3)	4.7(2)			
	hematite	5.063(2)	5.063(2)	13.897(9)	0.9(4)			

many of them showing grains that are strongly corroded by chemical weathering.

3.4. Mineralogical composition and quantification

The mineralogical composition in the P1and P2 profiles is mainly kaolinite (7.14 e 3.56 Å), gibbsite (4.84 Å), goethite (2.45 Å) and hematite (1.69 Å). Quartz (3.34 Å) appeared in clay fractions suggesting that grain size diminished by corrosion as seen in the optical microscopy (Fig. 4 E and 4F). In general, gibbsite content increases from the bottom to the top in both profiles. Gibbsite becomes a major component in the high-alumina clays layer.

Table 2 and Fig. 5 show the results obtained with X-ray diffraction. A Rietveld refinement was carried out with the initial model using gibbsite (P121/n1 space group), kaolinite (C1 space group), goethite (Pbnm space group), quartz (P3221 space group) and hematite (R-3c space group) (Bish and Von Dreele, 1989; Blake and Hessevick, 1966). There was a good agreement between the observed and calculated patterns. For high-alumina clays and mottled layers (plinthite), the major phase is gibbsite 82.0 ± 4% and 73.62 ± 8%, respectively,

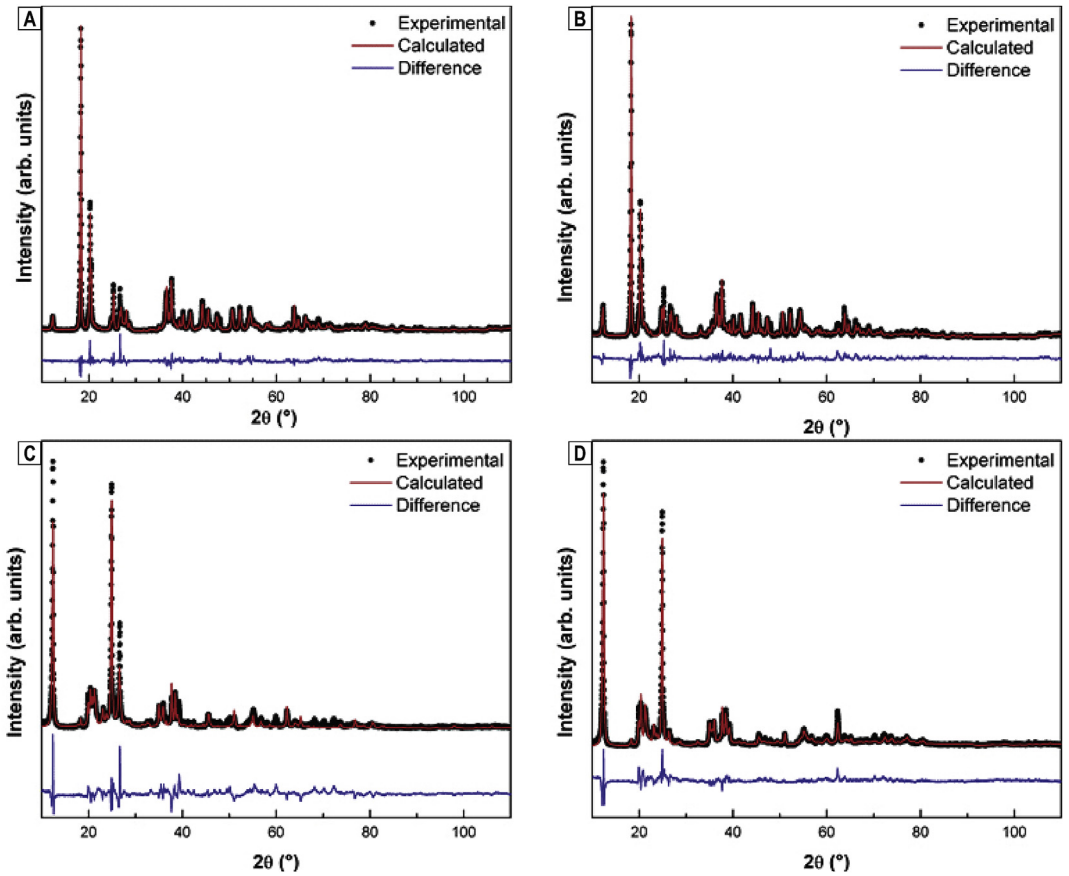


Fig. 5. Refined XRD pattern of (A) high-alumina clays, (B) mottled horizon, (C) sandstone and (D) saprolite samples. The observed and calculated profiles are shown by symbols and solid lines curves, respectively. The lower curve is the difference plot. The corresponding refinement results are presented in Table 2.

whereas the major phase for sandstone and deep mottled horizon samples is kaolinite phase (91.08 ± 6% and 93.2 ± 3%, respectively).

4. Discussion

Paleoclimatic, tectonic and geomorphological setting since the Paleogene has provided an optimal environment for the development of iron crusts in the studied sedimentary plateau. Finishing the deposition of sediments at 65 million years BP (Dias-Brito et al., 2001), the epeirogenic movement during the Miocene enhanced the continental erosion over the Brazilian territory (King, 1956; Valadão, 2009). The active weathering into a huge peneplane led to the formation of thick and rich iron and aluminum covers (Melfi, 1997).

The studied plateau is a remnant of South American Surface that was affected by subsequent wetter cycles inducing the rejuvenation of the old lateritic materials. Warmer and wetter climate cycles were recorded, e.g, at 53 million years BP, 21,000–14,000; 13,000–10,000, and from 4600 years BP (Salgado-Laboriau et al., 1998; Valadão, 2009; Van der Hammen, 1991). More recently, from ~3200 years BP to present day, the moister climatic phase dominates in the Brazilian Cerrado (Pessenda et al., 2010).

Environmental changes are not favorable to preservation of iron crust in Ferralsol since the excess of water result in leaching of iron in the oxidized phase (Schwertmann and Taylor, 1989). Also, excess of water in topographic depression developed in flat surfaces induces to endosaturation of soils through the increase of more prolonged saturation and possibly stagnant water (Vepraskas and Lindbo, 2012). Field, laboratory and microscopic analysis carried out on profiles indicate that mottles and light grey layers (high-alumina clays) in soils are originated from iron crust dissolution associated with soil moisture increase. This analysis allowed the proposition of a schematic pedostratigraphic profile for the soil development in the plateau (Fig. 6).

The lowest iron contents are associated with an increase of grey matrix in soils and could be related with the disequilibrium of Ferralsol in the current bioclimatic conditions. Mottled materials and grey or white network in lateritic soils are generally associated with an increase of more humid environment (Hong et al., 2010). In contrast to iron-depleted matrix, red spots preserve features acquired by the absolute iron concentration showing higher Fe_2O_3 content. Yellow colours appear as a feature linked to iron oxides dissolution, generally in concentric border of the nodules or in the contact between the red and grey spots.

The SiO_2 contents was higher in the pisolitic layer because of the higher presence of grains of quartz that could be associated with a

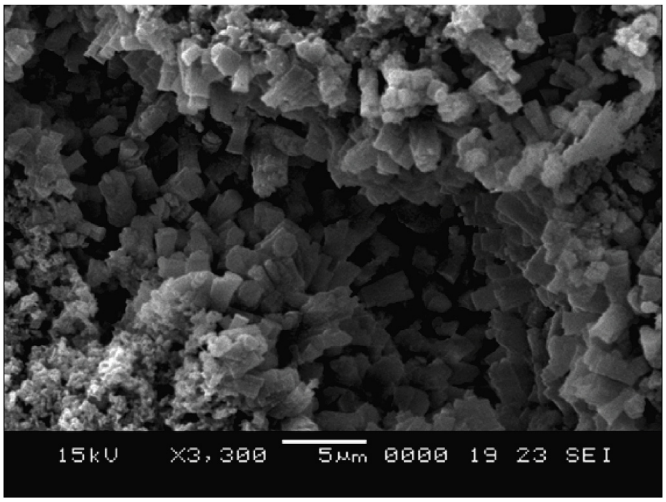


Fig. 7. Image SEM showing the formation of gibbsite in pores in the high-alumina clays layer of Gleysol (P2) profile.

continuous action of unsaturated rainwater and organic matter that destroy clays more rapidly than iron nodules (Nahon, 1991). The high-alumina clays layer in Gleysol profile progress downwards replacing the mottled layers. The hard-ferruginous nodules are preserved within the light grey mottles, indicating progressive pedogenesis. The rounded and concentric nodules were similar to those described in the Ferralsol profile, suggesting relict of iron crust. The Fe_2O_3 content also increased in the mottled where the red spots and hard nodules were pronounced. The contents of Al_2O_3 in the high-alumina clays horizon could be associated with the release of silica and most of iron, and the major occurrence is associated with gibbsite present in soil porosity (Fig. 7). Tardy (1993) pointed out that the enrichment of gibbsite in seasonal saturated soils is possible when the contents of water-soluble silica are low, achieved by the rapid renewal of soil-solution.

Red or yellow lateritic soils, the typical paragenesis is quartz, kaolinite, goethite, and gibbsite (Tardy, 1993). The enrichment of Al_2O_3 in the Gleysol profile is clearly related to the depletion of Fe oxides.

The development of mottled-high alumina clays sequence in the plateau reflects the influence of topography and current environment conditions. High-alumina clays are located in geomorphic units corresponding to the initial stage of river incision on the plateau surface. The soil profile is strongly influenced by the high level of groundwater. Considering that the water table level is parallel to the ground surface,

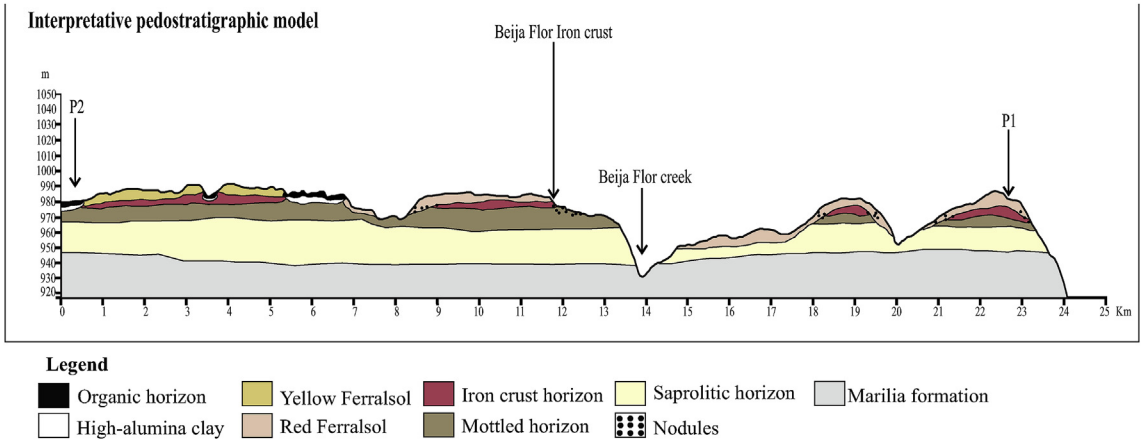


Fig. 6. Interpretative pedostratigraphic model regarding soil evolution in landscape. Red and yellow Ferralsols are related to dissolution of iron crust in plateau. The development of depressed areas with high groundwater result in strong hydromorphism. Mottled features in the base of Ferralsols and high-alumina clays in depression are both expression of more humid climatic condition which determine the soil-water conditions. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

it reaches near-surface depths in the Gleysol and fluctuates deep in the Ferralsol, developing a mottled layer.

The sequence of Ferralsol-Gleysol profiles is formed from a single sedimentary rock that supported the dissected flat plateau and both, soils and rocks are fine-textured, compact and stratified, favoring water saturation by the seasonally rising water table (Freer et al., 2002). The actual soil conditions are compatible with iron crust dissolution. However, the regolith developed from sedimentary rock of Marilia Formation indicates a long history of intense weathering in oxidative conditions. Kaolinite, hard hematite crust and gibbsite over planation surfaces develops by deep penetration of rainwater, releasing Ca, K, Mg and Na, and accumulating residual Al_2O_3 and Fe_2O_3 (Nahon, 1991).

Considering the geological history of Marilia Formation in Triangulo Mineiro (Bauru Basin in western of Minas Gerais State), only the Serra da Galga Member remained under oxidative conditions since its deposition, providing the long-term conditions to the development of iron crust, while the Ponte Alta Member shows pedogenic carbonates indicating elevation of water table level even in semi-arid climate (Fernandes and Ribeiro, 2015). In the Triangulo Mineiro region, the thickness of Serra da Galga Member may be up to 110 m (Fernandes, 1998). Based on soils features and topography, it was proposed an interpretative model of pedostratigraphic evolution in the plateau (Fig. 6).

The preserved features of Ferralsol is found only at 15 m from soil surface, below this depth until 40 m deep, predominate iron depleted matrices resulted from excess of water in soil. The substantial elevation of water table could be a consequence of more humid climatic conditions generating redoximorphic conditions in soil layers. Reducing conditions lead to the disruption of iron-kaolinite which promoted the dissolution and leaching of iron locally in the mottled horizon and completely in the high-alumina clays horizons, resulting in decreased porosity and soil permeability, while increasing hydromorphism (Rellini et al., 2015).

The mottled horizon linked to the fluctuation of the current water table level occurs throughout the sequence, accompanying the local topography. Finally, the high-alumina clay layer in topographic depression (profile P2) is aligned with the mottled horizon produced by the degradation of iron crust (P1). Considering that soil forming factors are intimately linked with landscape evolution, the soil hydraulic changes may occur in an evolving landscape (Beerten et al., 2012). Following this idea, the relative preservation of the iron crust occurs in the altitude > 980 m, below this level they are dismantling or disappearing.

The mineral companies which operate in the exploration of high alumina clays use geomorphological criterion as prospective guiding. In this sector, the ore genesis is not clear, and the incorporation of new reserves is based on exploration of humid zones. The relationship between landscape evolution and supergene enrichment of kaolinite and gibbsite is the key to achieve sustainable development under the mineral and environmental perspectives considering the high sensibility of these areas.

5. Conclusions

The sequence containing iron crust and Gleysol with high-alumina clays has evolved in some steps:

(1) The clayey Ferralsols with iron crust were developed from the sandstone of Serra da Galga Member. The lateritic pedogenetic phase was possible because since the end of the sedimentation (65 million years BP), the Serra da Galga Member was under well-drained and oxidative conditions. Paleoclimatic conditions, time of exposition, and tectonic stability acting jointly to form a lateritic profile. The absolute hematite enrichment was enhanced by the presence of mud and silt-clayey layers in the sandstone and by the neoformation of kaolinite which generate the microporosity required for hematite precipitation and accumulation, transforming the saprolite directly into lateritic materials.

(2) The second step is the increase of soil-water saturation and the development of generalized soil profiles with mottled and deferruginized horizons. These features are produced by an increase of warm and humid climate conditions since at least 4600 years BP (Early Pliocene) resulting in a generalized elevation of the groundwater table in the flat plateau. In the past, phases with high groundwater level were recorded in this region and they were responsible for the differentiation of the chemical composition of sediments. The sandstone of Ponte Alta Member differs from Serra da Galga by presenting pedogenetic calcrete due to groundwater fluctuations during arid conditions. Nowadays, higher water-table level in the plateau generates poorly-drained horizons dissolving the iron crust and forming Gleysols profiles. The hydromorphy is followed by iron-depletion and structure compaction, intensifying the topographic depressions.

(3) Considering the soil cover in both stratigraphy and topography, the high-alumina clay is aligned with the mottled horizon generated by the degradation of iron crust. The relative preservation of the iron crust occurs in an altitude > 980 m, below this level they are dismantling or disappearing.

(4) Deep weathering mantle are widespread in tropical regions and present particular challenges to prospection. Understanding the evolution of the landscapes in which the materials occur is an opportunity for effective exploration.

Acknowledgement

We are very grateful to Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP (Processes n° 2014/01131-4 and 2017/14168-1) for funding this research.

References

Baccaro, C.A.D., 1991. Unidades geomorfológicas Triângulo Mineiro Estudo Preliminar. Soc. Nat. 3, 37–42.

Batezelli, A., Ladeira, F.S.B., 2016. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. J. South Am. Earth Sci. 65, 1–24. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.005.

Beauvais, A., 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 3939–3957. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00173-8.

Beauvais, A., Roquin, C., 1996. Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. Geoderma 73, 63–82. https://doi.org/10.1016/0016-7061(96)00041-9.

Beerten, K., Deforce, K., Mallants, D., 2012. Landscape evolution and changes in soil hydraulic properties at the decadal, centennial and millennial scale: a case study from the Campine area, northern Belgium. Catena. https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.03.005.

Bish, D.L., Von Dreele, R.B., 1989. Rietveld refinement of non-hydrogen atomic positions in kaolinite. Clay Clay Miner. 37, 289–296.

Blake, R.L., Hessevick, R.E., 1966. Refinement of the hematite structure. Am. Mineral. 51, 123–129.

Butt, C.R.M., Lintern, M.J., Anand, R.R., 2000. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain - implications for geochemical exploration. Ore Geol. Rev. 16, 167–183. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(99)00029-3.

Chadwick, O.A., Brimhall, G.H., Hendricks, D.M., 1990. From a black to a gray box - a mass balance interpretation of pedogenesis. Geomorphology 3, 369–390. https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90012-F.

Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G., Boulangé, B., 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: one or two paleosurfaces on the West African margin? Geomorphology 82, 273–282. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.05.008.

Corrêa, G.F., 1989. Les microreliefs“ murundus” et leur environment pédologique dans lóuest du Minas Gerais, région du plateau central brésilien. Vandoeuvre-les-Nancy, Université de Nancy I.

Corrêa, W.L.P., 2006. Contribuição à gênese e caracterização tecnológica das argilas da região de Uberaba, Minas Gerais. Universidade de São Paulo.

Delvigne, J., 1998. Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. In: Orstom (Ed.), The Canadian Mineralogist. Mineralogical Association of Canadá.

Dias-Brito, D., Musacchio, E.A., De Castro, J.C., Maranhão, M., Suárez, J.M., Rodrigues, R., 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil-concepções baseadas em dados micropaleontológicos. isotópicos e estratigráficos. Rev.

Paléobiologie 20, 245–304.
Fernandes, L.A., 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Universidade de São Paulo.
Fernandes, L.A., Basilici, G., 2009. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid - semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). Cretac. Res. 30, 605–614. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.12.002.
Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da bacia Bauru (Neocretáceo). Rev. Bras. Geociencias 30, 717–728.
Fernandes, L.A., Ribeiro, C.M.M., 2015. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (upper Cretaceous, Brazil). J. South Am. Earth Sci. 61, 71–90. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.11.007.
Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO, 2006. Guidelines for soil description, 4th. ISRIC - World Soil Information International Soil Reference and Information Centre ICSU World Data Centre for Soils.
Freer, J., McDonnell, J.J., Beven, K.J., Peters, N.E., Burns, D.A., Hooper, R.P., Aulenbach, B., Kendall, C., 2002. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. Water Resour. Res. 38 5-1-5–16. https://doi.org/10.1029/2001wr000872.
Hong, H., Gu, Y., Yin, K., Zhang, K., Li, Z., 2010. Red soils with white net-like veins and their climate significance in south China. Geoderma 160, 197–207. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.09.019.
King, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr. 2, 1–147.
Lin, H., Vogel, H.J., Phillips, J., Fath, B.D., 2015. Complexity of soils and hydrology in ecosystems. Ecol. Model. 298, 1–3. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.11.016.
Lindbo, D.L., Stolt, M.H., Vepraskas, M.J., 2010. Redoximorphic Features, Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier B.V. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00008-8.
Marques, J.J., Schulze, D.G., Curi, N., Mertzman, S.A., 2004. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. Geoderma 119, 179–195. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00260-X.
Melfi, A.J., 1997. Brazilian bauxite deposits: a review. In: Carvalho, A., Boulangé, B., Melfi, A.J., Lucas, Y. (Eds.), Brazilan Bauxites. USP-FAPESP-ORSTOM, Sao Paulo - Paris, pp. 3–22.
Menegazzo, M.C., Catuneanu, O., Chang, H.K., 2016. The South American retroarc foreland system: the development of the Bauru Basin in the back-bulge province. Mar. Pet. Geol. 73, 131–156. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.027.
Motta, P.E.F. da, Carvalho Filho, A., Ker, J.C., Pereira, N.R., Carvalho Junior, W., Blancaneaux, P., 2002. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. Pesqui. Agropecuária Bras. 37, 869–878.
Munsell, A.H., 2000. Munsell soil color charts. New Windsor, New York.
Nahon, D.B., 1991. Self-organization in chemical lateritic weathering. Geoderma 51, 5–13. https://doi.org/10.1016/0016-7061(91)90063-Y.
Pessenda, L.C.R., Gouveia, S.E.M., Ribeiro, A. de S., De Oliveira, P.E., Aravena, R., 2010. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 297, 597–608. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008.
Queiroz, J.P., 2011. Relações entre as vertentes e os solos: Revisão de conceitos. Rev. Bras. Geomorfol. 12, 15–24.
Rellini, I., Trombino, L., Carbone, C., Firpo, M., 2015. Petroplinthite formation in a pedosedimentary sequence along a northern Mediterranean coast: from micromorphology to landscape evolution. J. Soils Sediments 15, 1311–1328. https://doi.org/10.1007/s11368-014-0896-2.
Rietveld, H., 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. J. Appl. Crystallogr. 2, 65–71.
Rosolen, V., Bueno, G.T., Melfi, A.J., Montes, C.R., Coelho, C.V. de S., Ishida, D.A., Govone, J.S., 2017. Evolution of iron crust and clayey Ferralsol in deeply weathered sandstones of Marília formation (western Minas Gerais state, Brazil). J. South Am. Earth Sci. 79, 421–430. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.001.
Rosolen, V., Bueno, G.T., Mutema, M., Moreira, C.A., Junior, I.R.F., Nogueira, G., Chaplot, V., 2019. On the link between soil hydromorphy and geomorphological development in the Cerrado (Brazil) wetlands. Catena 176, 197–208. https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.01.022.
Salgado-Laboriau, M.L., Barberi, M., Ferraz-Vicentini, K.R., Parizzi, M.G., 1998. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. Rev. Palaeobot. Palynol. 99, 115–129.
Schwertmann, U., Taylor, R.M., 1989. Iron oxides. Miner. Soil Environ. 379–438.
Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F., 2010. Interpretation of Micromorphological Features of Soil and Regoliths. Elsevier.
Suguio, K., Barcellos, J.S., Moniz, A.C., 1976. Caracterização sedimentológica e mineralógica de formações superficiais argilo-arenosas peculiares dos planaltos do Triângulo Mineiro e Alto Paranaiba. In: Congresso Brasileiro de Geologia “Anais. ” SBG, Ouro Preto, pp. 241–247.
Tardy, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux.
Valadão, R.C., 2009. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geomorfol. 10, 77–90.
Van der Hammen, T., 1991. Palaeoecology of the neotropics: an overview of the state of affairs. Bol. IG-USP Publicacao Espec. 8, 35–55. https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i8p35-55.
Vepraskas, M.J., Lindbo, D.L., 2012. Redoximorphic features as related to soil hydrology and hydric soils. In: Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology, pp. 143–172. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-386941-8.00005-8.
Zhu, Q., Nie, X., Zhou, X., Liao, K., Li, H., 2014. Soil moisture response to rainfall at different topographic positions along a mixed land-use hillslope. Catena 119, 61–70. https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.03.010.

6.2.3 Composição química

Foram analisados os seguintes óxidos para todos os perfis estudados: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5. A partir da interpretação dos resultados, foi possível verificar que os cátions básicos MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O e P_2O_5 apresentam teores inferiores a 0,1% em todos os perfis analisados, reforçando os indícios de que estes solos possuem uma tendência a diminuir a concentração destes óxidos, provavelmente pelo processo de lixiviação e concentração de SiO_2, TiO_2. Al_2O_3 e Fe_2O_3 característico de solos que passaram por intenso processo de intemperismo químico e geoquimicamente evoluídos.

Com a análise mais detalhada dos gráficos e da tabela abaixo, é possível verificar que os óxidos de silício apresentam comportamento oposto aos óxidos de alumínio, relação que fica nítida ao observarmos os gráficos gerados para os perfis DTR1, DTR2, DTR5 e P3, onde fica clara a tendência entre estes óxidos, ou seja, onde há o aumento de óxido de alumínio há diminuição dos teores de Sílica (Gráfico 1 e Tabela 1). Os óxidos de Ferro, de forma geral aparecem com concentrações inferiores a 51,14%, sendo tal teor encontrado em uma amostra de couraça ferruginosa (VC2) do perfil VTR1.

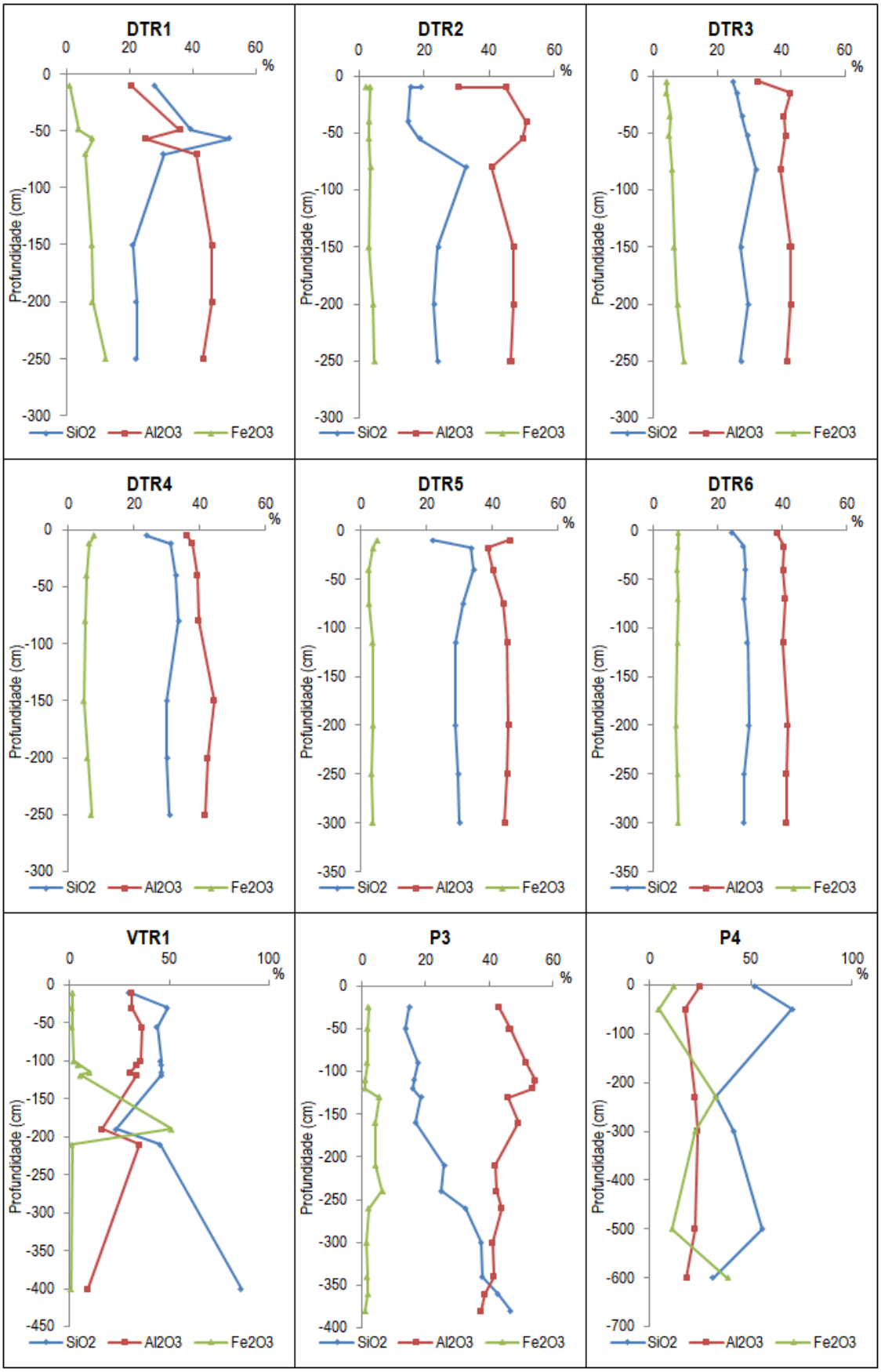


Gráfico 1 – Variação no teor de óxidos de SiO_2, Al_2O_3 e Fe_2O_3 dos solos em relação à profundidade nos perfis estudados.

Tabela 1 – Óxidos totais para cada perfil descrito.

Perfil	Horizonte	SiO_2 (wt%)	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O	P_2O_5	LOI	Soma
DTR1									
10-O	Orgânico	28,01	1,72	20,74	1,05	0,16	1,07	47,24	100,00
48-Ag	A glei	39,49	2,87	35,95	3,84	0,24	0,30	17,32	100,00
56-Bg	B Glei	51,75	1,88	25,31	8,17	0,29	0,11	12,49	100,00
70-HM1		30,73	2,96	41,25	6,03	0,11	0,18	18,73	100,00
150-HM2		21,00	3,09	46,14	8,09	0,11	0,08	21,48	100,00
200-HM3	Horizonte	22,08	3,02	45,95	8,24	0,12	0,06	20,54	100,00
250-HM4	Plíntico	22,02	2,75	43,13	12,42	0,13	0,15	19,41	100,00
70-MA1		19,84	3,08	52,28	4,88	0,08	0,08	19,77	100,00
70-MC1		22,69	3,36	48,16	2,85	0,10	0,04	22,80	100,00
70-MV1		34,19	2,60	36,22	10,20	0,09	0,07	16,63	100,00
DTR2									
10-O1	Orgânico	19,06	2,40	30,60	2,20	0,12	0,89	44,74	100,00
10-O2		15,97	3,45	45,35	3,44	0,09	0,49	31,20	100,00
40-Ag1	A glei	15,17	3,87	51,47	3,13	0,09	0,01	26,28	100,00
55-Bg1	B glei	18,74	3,82	50,12	3,08	0,09	0,02	24,15	100,00
80-HM1		32,87	2,95	40,93	3,67	0,23	0,08	19,28	100,00
150-HM2	Horizonte	24,41	3,39	47,70	3,02	0,20	0,07	21,21	100,00
200-HM3	Plíntico	23,12	3,36	47,41	4,36	0,18	0,03	21,54	100,00
250-HM4		24,24	3,16	46,52	4,82	0,12	0,07	21,07	100,00
DTR3									
5-O1	Orgânico	24,82	2,47	32,80	4,21	0,13	0,23	35,34	100,00
15-X		26,12	3,27	42,87	4,10	0,11	0,06	23,46	100,00
35-Ag1	A glei	27,69	3,07	40,84	5,17	0,11	0,07	23,05	100,00
52-Bg1	B glei	29,42	3,14	41,59	4,87	0,13	0,11	20,74	100,00
82-HM1		32,09	2,90	39,83	5,91	0,15	0,06	19,05	100,00
150-HM2	Horizonte	27,30	3,17	42,87	6,45	0,18	0,07	19,96	100,00
200-HM3	Plíntico	28,88	2,94	42,03	7,53	0,14	0,07	18,41	100,00
250-HM4		27,41	2,80	41,76	9,64	0,13	0,08	18,18	100,00
DTR4									
5-A1	A	24,01	2,67	36,09	7,92	0,14	0,14	29,02	100,00
12-X		31,26	2,75	37,52	6,42	0,12	0,08	21,84	100,00
40-Bg1	B glei	32,86	2,92	39,09	5,63	0,15	0,10	19,25	100,00
80-HM1		33,66	2,94	39,41	5,24	0,15	0,06	18,54	100,00
150-HM2	Horizonte	30,11	3,31	44,25	4,78	0,12	0,10	17,32	100,00
200-HM3	Plíntico	30,18	3,08	42,30	5,86	0,18	0,07	18,33	100,00
250-HM4		31,02	2,98	41,75	7,00	0,15	0,07	17,04	100,00
DTR5									
10-A1	A	21,87	3,38	45,24	5,00	0,13	0,14	24,24	100,00
18-Ag1	A glei	33,51	2,89	38,55	3,75	0,14	0,09	21,08	100,00
40-Bg1	B glei	34,26	3,05	40,03	2,40	0,14	0,06	20,06	100,00
75-Bg2		31,02	3,02	43,41	2,53	0,11	0,17	19,74	100,00
115-HM1		28,78	3,06	44,33	3,55	0,11	0,12	20,05	100,00
200-HM2	Horizonte	28,66	3,23	44,70	3,70	0,10	0,08	19,52	100,00
250-HM3	Plíntico	29,62	3,25	44,53	3,22	0,09	0,05	19,25	100,00
300-HM4		29,99	3,14	43,82	3,55	0,19	0,08	19,23	100,00
DTR6									
2-A1	A	24,51	2,90	38,28	7,80	0,47	0,16	25,87	100,00

16-B1	B	27,98	3,08	40,52	7,64	0,17	0,10	20,51	100,00
40-B2		28,69	3,05	40,34	7,39	0,17	0,10	20,27	100,00
70-B2		28,26	3,06	40,94	7,67	0,18	0,10	19,80	100,00
115-B3		29,23	2,97	40,29	7,61	0,14	0,09	19,67	100,00
200-HM2	Horizonte Plíntico	29,78	2,85	41,73	7,10	0,16	0,10	18,28	100,00
250-HM3		28,31	3,24	41,40	7,61	0,15	0,10	19,19	100,00
300-HM4		28,22	3,05	41,22	7,74	0,15	0,08	19,54	100,00
VTR1									
10-O	Orgânico	29,84	1,88	31,08	1,67	0,16	0,12	35,25	100,00
30-Ag	A glei	49,00	2,45	31,17	1,32	0,14	0,05	15,86	100,00
55-Bg	B glei	43,76	2,51	36,24	1,29	0,15	0,05	15,99	100,00
100-MC1	Horizonte Plíntico	45,66	2,35	35,31	2,27	0,13	0,03	14,25	100,00
105_MA1		46,10	2,19	33,41	4,48	0,09	0,05	13,67	100,00
119-MV1		46,23	1,96	30,10	10,19	0,10	0,05	11,38	100,00
119-C1		46,14	2,13	33,31	5,57	0,12	0,04	12,69	100,00
VC-2	Couraça	23,33	1,01	16,13	51,12	0,07	0,04	8,31	100,00
VC1		45,50	2,54	34,66	1,24	0,13	0,09	15,83	100,00
V_A1 - Arenito (P11)	Arenito	85,98	0,62	8,96	0,82	0,31	0,05	3,27	100,00
P4 (Latossolo)									
3 cm	Pisolítico	51,81	1,27	24,79	11,73	0,26	0,12	10,02	100,00
50 cm		70,42	0,84	17,61	4,25	0,31	0,05	6,52	100,00
230 cm	Crosta ferruginosa	32,79	1,16	22,32	32,56	0,32	0,11	10,75	100,00
300 cm		41,51	1,31	23,62	22,39	0,19	0,07	10,91	100,00
500 cm	Horizonte Plíntico	55,66	1,36	22,44	11,04	0,15	0,05	9,29	100,00
600 cm		31,21	0,92	18,34	38,51	0,12	0,12	10,78	100,00
P3 (Gleissolo)									
25 cm	Orgânico	14,74	2,35	42,74	1,95	0,22	0,19	37,80	100,00
50 cm		13,52	2,57	46,36	1,69	0,21	0,15	35,50	100,00
90 cm	B glei	17,45	4,01	51,57	1,56	0,25	0,09	25,08	100,00
110 cm		16,20	3,80	54,21	1,00	0,17	0,06	24,55	100,00
120 cm		15,75	4,11	53,59	0,89	0,15	0,05	25,46	100,00
130 cm		18,51	3,06	45,77	5,20	0,06	0,00	27,39	100,00
160 cm		16,65	3,28	48,93	4,02	0,07	0,20	26,85	100,00
210 cm		25,83	3,07	41,55	4,11	0,09	0,19	25,17	100,00
240 cm	Horizonte Plíntico	24,77	3,19	42,31	6,21	0,12	0,16	23,24	100,00
260 cm		32,42	3,50	43,86	1,99	0,10	0,11	18,01	100,00
300 cm		37,39	3,42	41,00	1,45	0,14	0,08	16,52	100,00
340 cm		37,74	3,34	41,28	1,55	0,10	0,03	15,96	100,00
360 cm		42,68	2,94	38,67	1,87	0,11	0,03	13,69	100,00
380 cm		46,67	2,50	37,29	1,03	0,16	0,04	12,32	100,00

*LOI – Loss on Ignition

A partir desta tabela é possível verificar que nos perfis DTR1, DTR2, DTR3, DTR4, DTR5, DTR6 e P3 as concentrações de alumínio são mais elevadas (acima de 40%) nos horizontes classificados como Bgley, enquanto os teores de sílica são menores (Tabela 1). Cabe ressaltar que os perfis DTR1 a DTR6 foram descritos a partir da abertura de trincheiras na Área 1, que consiste em uma área úmida típica, e que o perfil P3 foi descrito em uma frente

de lavra onde ocorre a extração de argilas altamente aluminosas. Os resultados similares para ambos os cenários indicam que as argilas altamente aluminosas são desenvolvidas exclusivamente nas áreas úmidas do Cerrado, onde as condições de saturação hídrica favorecem a lixiviação do ferro e sílica.

O perfil VTR1 está posicionado na quebra do platô e apresenta teores de sílica mais elevados quando comparados aos teores de alumina. Na Área 2 o sistema de área úmida sofreu uma mudança, com o maior entalhamento e abertura do canal de drenagem em relação à Área 1, indicativo de que esta região representa o fim do sistema da área úmida, e não ocorre mais o enriquecimento e sim a lixiviação de alumina (Figura 14).

Foi aplicada análise descritiva aos dados, para as variáveis SiO_2, Al_2O_3 e Fe_3O_2, em todos os perfis de estudo. Nestes cálculos os perfis foram caracterizados por apresentar três conjuntos de horizontes (níveis): horizonte superficial que corresponde ao nível 1, horizonte subsuperficial glei que corresponde ao nível 2 e horizonte plíntico que corresponde ao 3. As Tabela 2, 3 e Tabela 4 apresentam os resultados, para as variáveis Fe_3O_2, Al_2O_3 e SiO_2, respectivamente.

Nas tabelas são apresentadas as dimensões amostrais (n) para cada perfil e horizonte estudado, as correspondentes médias aritméticas, desvios padrão e coeficientes de variação (em %). O desvio padrão e coeficiente de variação para o nível 1 não foram calculados, pois não houve repetição dos valores.

De forma geral, os teores de Fe_2O_3 são mais elevados nos horizontes manchados do que nos horizontes glei. Os valores determinados, porém, são heterogêneos porque eles refletem a superposição de matrizes formadas pela concentração absoluta de ferro (nódulos e concreções) e matrizes onde a dissociação do ferro em meio redutor induziu ao transporte e perda (FRITSCH *et al.*, 2002). Os nódulos são concentrações ferruginosas herdadas da crosta pré-existente formada pela liberação do Fe amorfo a partir da dissolução dos minerais primários, seguida pela precipitação do Fe^{3+} cristalino na matriz branca caulinítica gerando halos ferruginosos difusos (manchas) ou nódulos.

Da mesma forma, é possível haver substituição do Al^{3+} pelo Fe^{3+} nas camadas octaédricas da caulinita cristais de caulinita (3 mol % $Si_2Fe_2O_5(OH)_4$), assim como pode ocorrer a adsorção dos íons hidratados de ferro nas superfícies dos cristais de caulinita que progressivamente substituem os cátions básicos trocáveis e tornam a matriz do solo vermelha (PÉDRO; CHAUVEL; MELFI, 1976). A taxa de substituição do Al aumenta da base do perfil para couraça, na proporção de 1% a 7%, respectivamente (TARDY, 1993).

A formação pela coalescência progressiva de nódulos em crostas ferruginosas é favorecida pelo clima úmido com longo período seco. Na África, estes perfis são comuns quando a precipitação total varia entre 600 a 1000 mm / ano, por meio da oxidação do ferro derivado das camadas inferiores em curtas distâncias (saprólito e argilas manchadas) (BOULET, 1975). Nestas condições ambientais, estes solos estão em equilíbrio. Porém, quando em desequilíbrio por um excesso de água no perfil, a redução dos óxidos-hidróxidos de ferro, essencialmente na forma de Fe^{2+}, transforma a matriz pré-existente vermelha em matriz cinza clara a branca desferruginizada composta por caulinita e quartzo.

Nas condições climáticas atuais a redistribuição do ferro neste nível dos perfis está relacionada com a altura e permanência do nível freático no interior destes horizontes. Durante o período seco (abril a setembro), o nível freático é mantido neste horizonte a 200 cm a montante e 105 cm a jusante, mas é elevado na estação úmida (outubro a março) e submerge a depressão topográfica.

Na comparação dos horizontes manchados (nível 3), as médias são baixas e razoavelmente próximas, com exceção no ponto P4 (Latossolo com couraça), cujo valor é 24,7%, por conservar restos da couraça sobrejacente (Tabela 2). É esperado que os horizontes manchados com maior grau de hidromorfia apresentem maior heterogeneidade nos teores de Fe_2O_3 por refletir o contraste entre a fase pretérita caracterizada pelo enriquecimento absoluto de ferro e a fase atual dominada por condições redutoras que ampliam a mobilidade e transporte do ferro.

Tabela 2 – Medidas descritivas para os valores da variável Fe_3O_2.

Horizonte			**DTR1**	**DTR2**	**DTR3**	**DTR4**	**DTR5**	**DTR6**	**VTR1**	**P4**	**P3**
		n	**1**	**2**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**2**
		média	1,05	2,82	4,22	7,93	5,00	7,80	1,67	11,70	1,85
Superficial	Nível 1	d. padrão	*								
		c. variação									
		n	**2**	**2**	**3**	**2**	**3**	**4**	**2**	**3**	**3**
		média	6,00	3,10	4,70	6,00	2,90	7,60	1,30	19,80	1,20
Gley	Nível 2	d. padrão	3,10	0,03	0,60	0,60	0,70	0,10	0,02	14,30	0,40
		c. variação	51,00	1,10	11,70	9,40	25,60	1,60	1,60	72,50	32,50
		n	**7**	**4**	**4**	**4**	**4**	**3**	**4**	**2**	**9**
		média	7,60	4,00	7,40	5,70	3,50	7,50	5,60	24,70	3,00
Horizonte plíntico	Nível 3	d. padrão	3,20	0,80	1,70	1,00	0,20	0,30	3,30	19,40	1,90
		c. variação	41,90	19,80	22,30	16,70	5,80	4,50	59,30	78,60	61,50

* Impossível calcular, pois não há repetições dos valores.

No horizonte subsuperficial glei, a média dos valores de Fe_3O_2 é baixa e razoavelmente próximas, indicando a desferruginização generalizada. O conjunto horizontes subsuperficiais do perfil P4 apresenta média superior (19,8%) difere dos outros por sua composição ferruginosa oxídica.

Nas variações dos teores de Al_2O_3 (Tabela 3), as maiores médias foram encontradas no horizonte glei (nível 2) nos perfis P3 (centro da depressão topográfica hidromórfica) e DTR2 (também localizado próximo ao centro da depressão topográfica hidromórfica no transecto 1). O perfil P4 apresenta média inferior aos demais pontos. Quanto aos valores dos coeficientes de variação, variam de 0,7% (DTR6) a 26,6% (DTR1), este último um valor razoavelmente alto.

No horizonte plíntico (nível 3), as médias são muito próximas com exceção do ponto P4, que apresenta média aproximadamente igual a 50% dos demais. Os valores dos coeficientes de variação são razoavelmente baixos, para todos os pontos, indicativo de baixa variabilidade.

Tabela 3 – Medidas descritivas para os valores da variável Al_2O_3.

Horizonte			**DTR1**	**DTR2**	**DTR3**	**DTR4**	**DTR5**	**DTR6**	**VTR1**	**P4**	**P3**
		n	**1**	**2**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**2**
Superficial	Nível 1	média	20,70	38,00	32,80	36,10	45,30	38,30	31,10	24,80	44,60
		d. padrão	*								
		c. variação									
		n	**2**	**2**	**3**	**2**	**3**	**4**	**2**	**3**	**3**
Gley	Nível 2	média	30,60	50,80	41,80	38,30	40,70	40,50	33,70	21,70	53,10
		d. padrão	7,50	0,90	1,00	1,10	2,50	0,30	3,60	3,20	1,40
		c. variação	26,60	1,80	2,40	2,80	6,10	0,70	10,60	14,90	2,20
		n	**7**	**4**	**4**	**4**	**4**	**3**	**4**	**2**	**9**
Horizonte Plíntico	Nível 3	média	45,50	45,70	41,90	42,00	44,40	41,50	33,10	20,30	42,30
		d. padrão	6,50	3,20	1,50	2,00	0,40	0,20	2,20	2,90	3,50
		c. variação	14,30	6,90	3,60	4,80	0,90	0,60	6,60	14,20	8,40

* Impossível calcular, pois não há repetições dos valores.

A baixa variabilidade das médias do Al_2O_3 entre os perfis indica que os dois tipos de solos (latossolos e gleissolos) que dominam na chapada são de natureza aluminosa, com o alumínio presente na estrutura da caulinita ou na forma de hidróxidos do tipo gibbsita. As variações do enriquecimento podem ser relativas ligadas à mobilidade do Fe e da Si.

No horizonte glei, as menores médias de SiO_2 foram calculadas para os perfis DTR2 e P3 que apresentaram valores próximos entre si (Tabela 4). As maiores médias foram encontradas em DTR1, VTR1 e P4, com valores próximos entre si. Os coeficientes de variação são razoavelmente baixos, com exceção do ponto P4, onde o valor é 40,8, indicativo variabilidade razoavelmente alta. Nos perfis DTR1 e P4 há um aumento da presença dos grãos de quartzo que podem influenciar o aumento do teor de SiO_2.

No horizonte plíntico (nível 3), as médias são razoavelmente próximas entre si, com exceção dos pontos VTR1 e P4, cujas médias são maiores e próximas entre si. Destaque para o ponto VTR1, que apresenta um valor baixo do coeficiente de variação de 0,5%, valor diferente do padrão dos demais pontos.

Tabela 4 – Medidas descritivas para os valores da variável SiO_2.

Horizonte			DTR1	DTR2	DTR3	DTR4	DTR5	DTR6	VTR1	P4	P3
		n	**0**	**2**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**1**	**2**
Superficial	Nível 1	média		17,50	24,80	24,00	21,90	24,50	29,80	51,80	14,10
		d. padrão	*								
		c. variação									
		n	**2**	**2**	**3**	**2**	**3**	**4**	**2**	**3**	**3**
Gley	Nível 2	média	45,60	17,00	27,80	32,10	32,90	28,60	46,40	48,20	16,50
		d. padrão	8,70	2,50	1,60	1,10	1,70	0,50	3,70	19,70	0,90
		c. variação	19,00	14,90	6,00	3,40	5,10	1,90	8,00	40,80	5,30
		n	**7**	**4**	**4**	**4**	**4**	**3**	**4**	**2**	**9**
Horizonte Plíntico	Nível 3	média	24,90	26,20	29,10	31,30	29,30	28,80	46,10	43,40	31,40
		d. padrão	5,30	4,50	2,20	1,70	0,60	0,90	0,20	17,30	10,60
		c. variação	21,20	17,30	7,70	5,30	2,20	3,00	0,50	39,80	33,70

*Impossível calcular, pois não há repetições dos valores.

Condição redox induz a mobilização e imobilização de elementos do solo (CARY; TROLARD, 2006). A mobilidade do Fe é maior nos horizontes glei do que nos outros horizontes. O teor de Si aumenta quando há um fraco aumento da fração areia como em DTR1, superfície e subsuperfície do P4 e em VTR1, uma vez que a areia é formada por grãos de quartzo.

A transferência geoquímica do ferro, alumínio e sílica, independente da expansão ou colapso do volume (volumetric strain) do solo foi calculado para cada perfil indicando a direção da pedogênese (Tabela 5 e

Gráfico 2). A perda ou o ganho relativo de cada elemento, da superfície para a base do perfil, foi determinada de acordo com a equação 4 (CHADWICK; BRIMHALL; HENDRICKS, 1990):

$$\tau_{j,w} = \frac{C_{j,w} / C_{i,w}}{C_{j,p} / C_{i,p}} - 1 \qquad \text{(Eq. 4)}$$

Onde: (j) é o elemento químico que se deseja avaliar; (i) corresponde ao elemento químico invariante; (w) corresponde ao material alterado; e (p) corresponde à rocha parental utilizada como referência, nos resultados aqui apresentados foi utilizada a amostra do horizonte plíntico de cada perfil para a realização do cálculo. Dessa forma, o resultado $\tau_{j,w}$ corresponde à taxa de concentração do elemento químico que se deseja avaliar em um perfil intemperizado. Valores positivos denotam enriquecimento do elemento (j) no solo enquanto valores negativos indicam perda. A equação 4 foi calculada usando o Ti (TiO_2) como elemento imóvel (i). No balanço de transferência química, valores menores que 1 referem a perda do elemento químico e valores maiores que 1 revelam ganho do elemento.

Tabela 5 – Balanço de transferência geoquímica com Ti invariante que são apresentados no gráfico 2.

Perfil	Profundidade (cm)	Horizonte	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2
DTR1					
10-O	-10	Orgânico	-0,02	18,21	9,50
48-Ag	-48	A glei	0,28	11,04	12,22
56-Bg	-56	B Glei	5,36	18,72	39,31
70-HM1	-70		0,89	11,93	8,63
150-HM2	-150	Horizonte Plíntico	1,33	12,29	5,05
200-HM3	-200		1,49	12,90	5,68
250-HM4	-250		3,51	14,67	7,00
70-MA1	-70		0,30	12,89	4,27
70-MC1	-70		-0,31	10,73	4,53
70-MV1	-70		3,16	13,78	12,17
DTR2					
10-O1	-10	Orgânico	0,21	15,85	9,50
10-O2	-10		-0,09	11,04	3,24
40-Ag1	-40	A glei	-0,34	9,88	2,21
55-Bg1	-55	B glei	-0,33	9,87	3,06
80-HM1	-80		0,33	13,86	10,94
150-HM2	-150	Horizonte Plíntico	-0,17	12,16	5,73
200-HM3	-200		0,22	12,31	5,49
250-HM4	-250		0,52	13,72	6,67
DTR3					
5-O1	-5	Orgânico	0,94	14,09	10,42
15-X	-15	A glei	0,08	10,27	5,86
35-Ag1	-35	A glei	0,54	11,17	7,25
52-Bg1	-52	B glei	0,39	10,86	7,39
82-HM1	-82		0,97	12,31	9,72
150-HM2	-150	Horizonte Plíntico	0,80	10,93	6,60
200-HM3	-200		1,38	12,27	8,12
250-HM4	-250		2,44	13,90	8,78
DTR4					
5-A1	-5	A1	2,32	14,11	9,05
12-X	-12	A2	1,52	13,71	11,26
40-Bg1	-40	B glei	0,96	12,64	10,46
80-HM1	-80		0,81	12,59	10,61
150-HM2	-150	Horizonte Plíntico	0,84	11,00	7,17
200-HM3	-200		0,84	12,24	8,45
250-HM4	-250		1,35	13,02	9,42
DTR5					
10-A1	-10	A	0,37	11,40	5,00
18-Ag1	-18	A glei	0,41	13,52	11,62
40-Bg1	-40	B glei	-0,19	12,50	10,55
75-Bg2	-75		-0,12	13,99	9,71
115-HM1	-115		0,19	13,88	8,66
200-HM2	-200	Horizonte Plíntico	0,12	12,49	7,65
250-HM3	-250		-0,04	12,28	7,83
300-HM4	-300		0,13	12,96	8,55
DTR6					
2-A1	-2	A	1,83	12,90	7,90
16-B1	-16		1,45	12,00	7,97
40-B2	-40	B	1,42	12,20	8,39
70-B2	-70		1,49	12,32	8,19

115-B3	-115		1,63	12,92	9,10
200-HM2	-200		1,66	14,64	10,17
250-HM3	-250	Horizonte Plíntico	1,21	11,04	7,23
300-HM4	-300		1,54	12,53	8,26
VTR1					
10-O	-10	Orgânico	-0,71	4,43	4,21
30-Ag	-30	A glei	-0,86	2,20	4,03
55-Bg	-55	B glei	-0,87	2,56	3,30
100-MC1	-100		-0,75	2,96	4,13
105_MA1	-105	Horizonte Plíntico	-0,42	3,31	4,94
119-MV1	-115		0,64	3,86	6,46
119-C1	-119	cinza	-0,24	3,55	5,30
VC2	-190	Couraça	30,12	8,82	13,20
V_A1-Arenito	-400	Arenito			
(P11)			0,33	13,48	138,00
P4 (Latossolo)					
	-3		5,69	13,15	28,58
	-50	Pisolítico	4,52	21,86	90,41
	-230		21,23	14,24	21,38
	-300	Crosta ferruginosa	11,00	11,65	21,24
	-500	Horizonte Plíntico	4,48	10,14	26,63
	-600		40,92	18,96	32,97
P3 (Gleissolo)					
	-25	Orgânico	-0,12	18,34	5,67
	-50		-0,36	16,58	4,13
	-90		-0,76	7,02	1,71
	-110	B glei	-0,83	8,37	1,80
	-120		-0,87	6,94	1,33
	-130		0,38	11,18	3,93
	-160		-0,07	10,38	2,87
	-210		0,09	10,03	5,86
	-240		0,52	9,37	5,07
	-260	Horizonte Plíntico	-0,59	7,94	5,61
	-300		-0,69	7,75	6,97
	-340		-0,65	8,22	7,43
	-360		-0,46	10,16	11,31
	-380		-0,59	13,92	17,68

Valores de ferro (Fe_2O_3) negativos ou abaixo de 1 são dominantes nos horizontes glei dos perfis confirmando a estreita relação entre matrizes cinza claro e desferruginização (Tabela 5). A exceção ocorreu no horizonte glei (56 cm) do perfil DTR1 cujo enriquecimento relativo está associado com a presença de concreção ferruginosa. Nos horizontes plínticos, as variações entre enriquecimento e empobrecimento são pontuais, pois refletem a proporção de manchas vermelhas, amarelas e cinza claro na matriz. Quando consideradas isoladamente, há indícios de empobrecimento de ferro nos volumes cinza (MC1) e amarelo (MA1) e enriquecimento relativo nos volumes vermelhos (MV1).

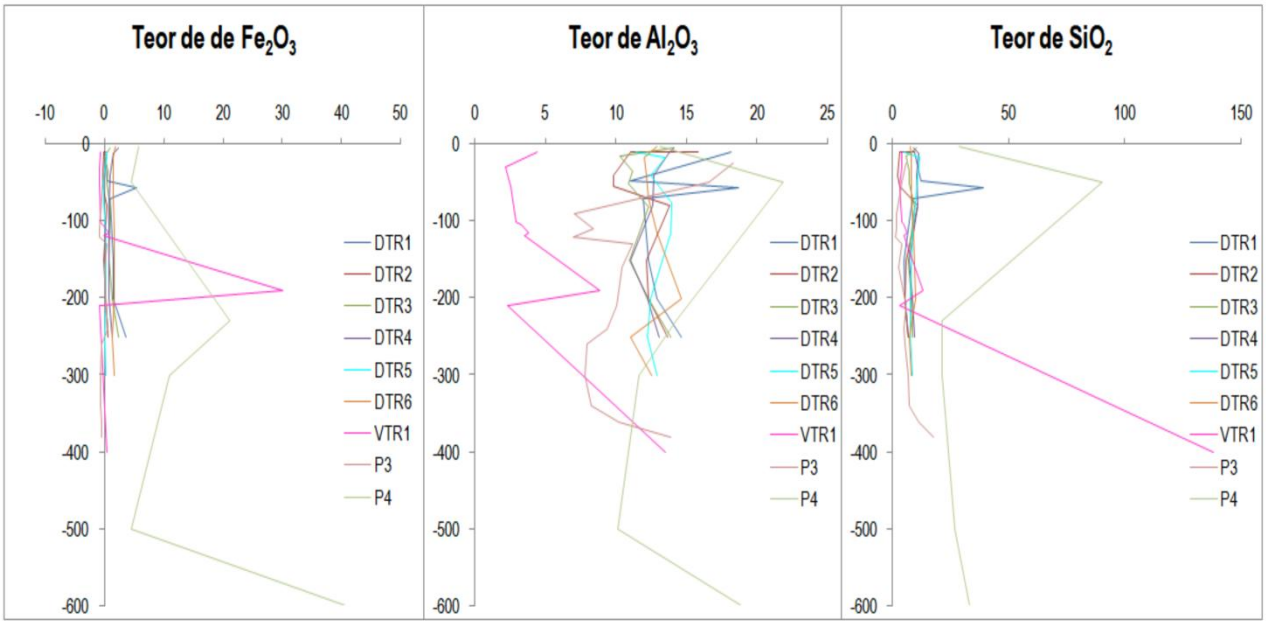


Gráfico 2 – Gráfico de balanço transferência geoquímica dos teores de Fe2O3, Al2O3, SiO2 para os perfis estudados.

A principal via para o desenvolvimento dos materiais lateríticos enriquecidos em óxidos-hidróxidos de ferro e alumínio é a dissolução congruente (dissolução total) desde os estágios iniciais de alteração dos minerais da rocha e intensificada pela pedogênese tropical úmida que proporciona o ambiente de lixiviação completa de elementos alcalinos e alcalinos terrosos, com destaque para o Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+} e Mg^{2+} acompanhado por dessilicificação parcial (NAHON; BOCQUIER, 1983).

A caulinita é formada pela dissolução de feldspatos e o progressivo endurecimento das camadas composta pela associação entre oxi-hidróxidos de ferro e alumínio é controlado pela atividade da água, distribuição do tamanho dos poros e pela presença de quartzo e caulinita (NAHON, 1986). A hematita é formada preferencialmente em meio empobrecido em Al, enquanto em sistemas com o aumento do teor de Al a hematita e goethita se tornam aluminosas. A substituição de Al na estrutura de goethita é superior à substituição na estrutura da hematita. Quando a relação Al_2O_3/Fe_2O_3 >0,23, a presença da caulinita ou gibbsita dependem da presença ou ausência de sílica no sistema (NAHON, 1986). De forma geral, em todos os perfis analisados esta relação é >1.

Os índices Ki (SiO_2/Al_2O_3) são de forma geral <1 e indicam alto índice de intemperismo dos materiais, condizentes com a dominância da associação caulinita e gibbsita, com exceção do Ponto P4 que apresentam valores mais elevados, próximo a 2 e atinge o valor de 3,3 a 50 cm de profundidade (Gráfico 3). Os maiores valores de ki neste perfil podem ser

atribuídos aos teores mais elevados de Si em razão do aumento relativo da fração areia quartzosa. Os índices Kr ($SiO_2/[Al_2O_3 + Fe_2O_3]$) também foram muito baixos, exceto nos horizontes superficiais de DTR1 e VTR1, possivelmente influenciados pela elevada acumulação de matéria orgânica e topo de P4 influenciado pelo aumento da fração quartzosa. Índices Ki e Kr < 0,75 indicam materiais oxídicos e gibbsitícos (EMBRAPA, 2018) (Gráfico 3).

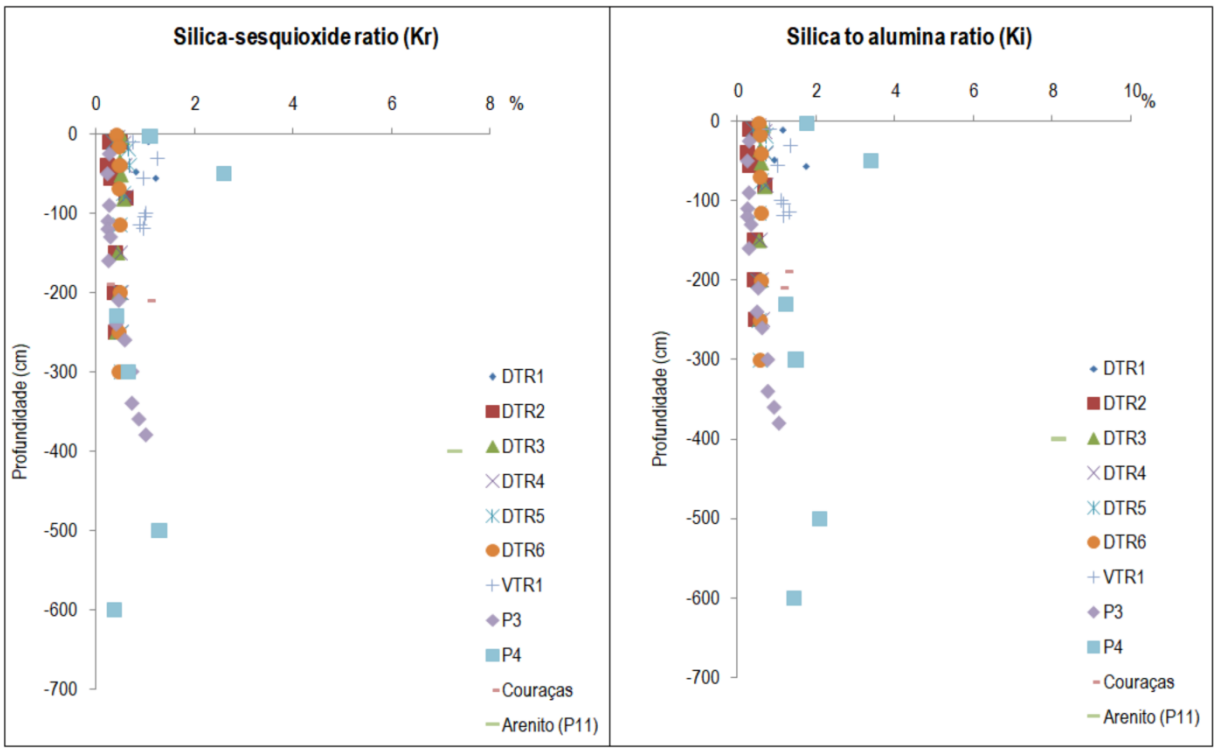


Gráfico 3 – Resultados dos cálculos com base nas proporções molares dos óxidos para os índicas Sílica-sesquioxoide ratio (Kr) e Silica to alumina ratio (Ki).

A avaliação do grau de intemperismo através da aplicação do CIA (*Chemical Index of Alteration*) (GOLDBERG; HUMAYUN, 2010) de Nesbitt e Young (1982) indicaram elevado grau de intemperismo baseado no fato de que todos os valores estão próximos a 100, novamente com exceção de P4 que apresentou valores ligeiramente menores próximos a 98 (Gráfico 4). Quanto mais próximo a 100 for o resultado, maior o grau de intemperismo químico responsável pela lixiviação de Ca^{2+}, Na^{+} e K^{+} (NESBITT; YOUNG, 1982).

A taxa de intemperismo químico das rochas e dos solos é dependente de muitos fatores como, por exemplo, a composição e solubilidade dos minerais, permeabilidade, altura do nível freático, relevo, atividade da água, abundância da flora e fauna e temperatura cujo processo é desencadeado pela hidrólise (reação entre os íons H e OH da água) (KELLER,

1968). Os resultados obtidos confirmam a hipótese de filiação entre os materiais isto é, que os materiais que compõem os solos hidromórficos derivam da transformação dos solos lateríticos ferruginosos.

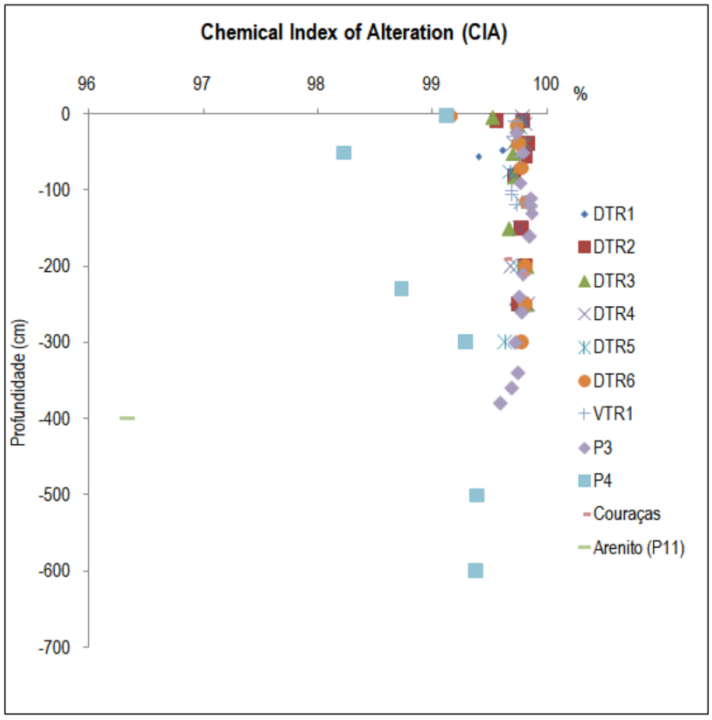


Gráfico 4 – Gráfico CIA (*Chemical Index of Alteration)* para as amostras, indicativo de elevada taxa de intemperismo.

A mineralogia dos materiais estudados é composta pela associação de caulinita, gibbsita, hematita, goethita e quartzo independente do nível de hidromorfia. O ambiente geoquímico que resultou nestes materiais foi interpretado a partir dos dados químicos em um diagrama trielementar dos conteúdos molares de Al_2O_3, SiO_2 e Fe_2O_3 de Schellmann (1994 e 2003) que permite entender a evolução da composição mineralógica e química dos perfis (Gráfico 5).

O arenito é o material mais enriquecido em SiO_2. A evolução do intemperismo e pedogênese ocorre através de dessilicificação e aumento da concentração de Al compondo as estruturas da caulinita ou na forma de hidróxido (gibbsita). O perfil P4 e a couraça são os materiais que ainda preservam os óxidos-hidróxidos de ferro que caracterizam o ambiente laterítico caulinítico-ferruginoso e aluminoso no qual foram formados e que são parcialmente preservados na chapada.

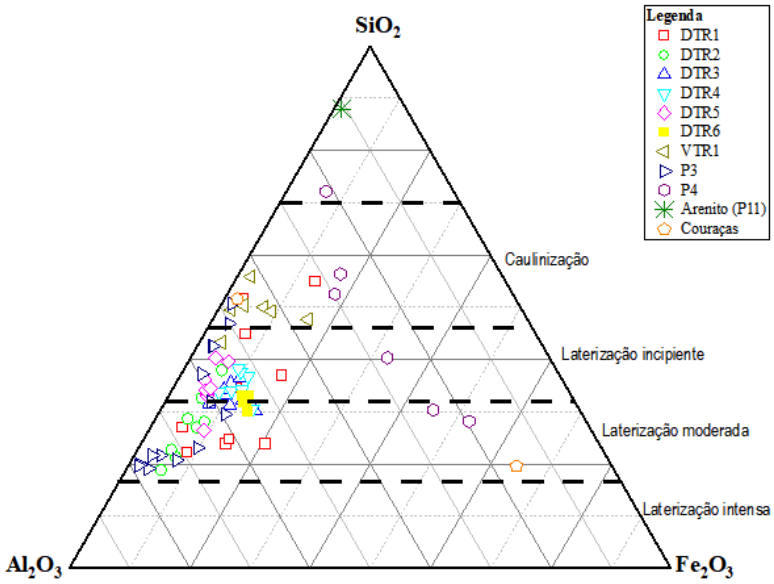


Gráfico 5 – Diagrama ternário de Schelmann (1994, 2003) (SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3) em proporções moleculares para as amostras dos perfis DTR1 a DTR6, P3 e P4, couraças e com destaque para o Arenito (P11).

A desferruginização por meio da hidromorfia mostra a tendência evolutiva dos materiais enriquecidos em caulinita e relativamente em gibbsita. Os perfis localizados no centro das depressões topográficas hidromórficas, P3, DTR1 e DTR2, estão em um sistema que reflete o ambiente laterítico caulinítico a laterítico aluminoso (próximo a 75% de Al_2O_3 e 25% de SiO_2).

O Fe do solo é proveniente da alteração de minerais máficos como anfibólios, piroxênios e biotita. Liberados na solução nos dois estados de oxidação Fe^{2+} e Fe^{3+} são oxidados para Fe secundário e permanecem como um resíduo estável de baixa solubilidade. Com o aumento da hidromorfia, em ambiente redutor, a solubilidade dos compostos de Fe aumenta desde que haja uma fonte de elétrons no sistema, principalmente através da oxidação da matéria orgânica pelos microorganismos que produz um excedente de elétrons e reduz os óxidos de Fe através de uma reação de transferência de elétrons (COSTA; BIGHAM, 2009). Neste ambiente, a caulinita se torna desferruginizada e o hidróxido de alumínio tende a ser concentrado relativamente.

O diagrama Nesbitt & Young (1984, 1989) permite identificar o estágio de intemperismo dos materiais ao considerar a mobilização de certos elementos suscetíveis à lixiviação como o Ca, o Na e o K (Gráfico 6). Os resultados obtidos mostram que o arenito (Arenito – P11) já apresentava baixos teores destes elementos, e conseqüentemente os

materiais intemperizados tem concentrações muito baixas de CaO + Na_2O e K_2O, indicativo da lixiviação quase total destes componentes do solo.

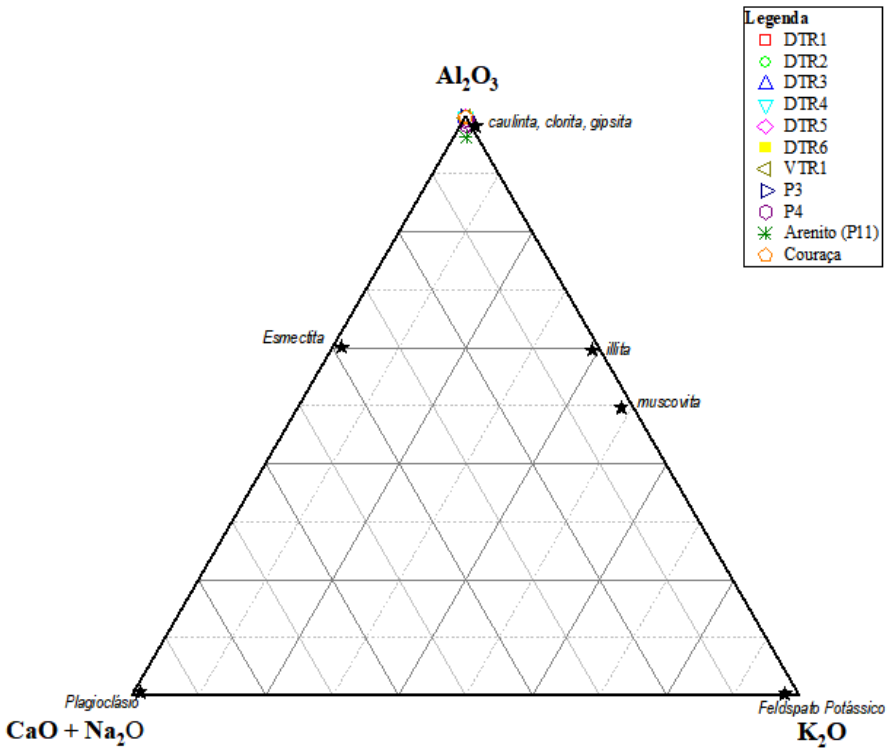


Gráfico 6 - Diagrama ternário de Nesbitt & Young (1982) (Al_2O_3, K_2O, CaO + Na_2O) em proporções moleculares para as amostras dos perfis DTR1 a DTR6, P3 e P4, couraças e com destaque para o Arenito (P11).

Nas áreas úmidas, a redução e transferência para a água dos oxido-hidróxidos de Fe originalmente associados aos argilominerais e matéria orgânica podem estar associadas com a decomposição anaeróbica da matéria orgânica pelos microrganismos heterotróficos (OLIVIE-LAUQUET *et al.*, 2001). A elevação do nível freático acima da superfície topográfica no período de chuva cria as condições ideais para a redução do Fe que é facilmente transportado para as partes mais baixas do relevo, neste caso o centro da depressão topográfica, pelo fluxo saturado lateral.

O fluxo interno lateral da água em direção ao centro da depressão contendo Fe dissolvido no interior da área úmida pode ajudar a explicar a presença de um delgado nível laminar ferruginoso, acompanhando a estrutura saprolítica muito alterada, na base do horizonte glei no perfil DTR1, acúmulo formado pela precipitação secundária de parte do Fe. A sazonalidade é um fator importante neste ambiente que regula a mobilidade/imobilidade da fase ferruginosa do solo. Nos períodos de abaixamento do nível freático seguido do aumento

da decomposição da matéria orgânica do solo aumenta a recarga do oxigênio livre na água diminuindo a mobilidade deste elemento.

Nas áreas úmidas, o ambiente redutor pode igualmente mobilizar a matéria orgânica ligada com o Fe (e Mn), majoritariamente no estado de Fe (II) (DENG; STUMM, 1993). No processo, prótons são consumidos, o pH do solo aumenta e diminuindo a capacidade de adsorção entre a matéria orgânica e a fase mineral, limitando a formação de complexos e aumentando a dissolução do Fe (GRYBOS *et al.*, 2009). Medidas de pH da água do solo coletadas em piezômetros (n = 13) nas áreas úmidas apresentaram valores sempre próximos a neutralidade (pH entre 6,13 - 7,09)(FURLAN, 2019) , superior portanto ao pH da água da chuva nesta região que varia de 5,4-6,5 e do solo do cerrado que varia de 5,2 a 5,6 (LILIENFEIN; WILCKE, 2004; HUNKE *et al*., 2015).

Localmente, no perfil DTR4, o enriquecimento de ferro nos horizontes orgânicos pode ter sido influenciado pela precipitação do ferro durante a estação seca e o abaixamento do nível freático nos meses de inverno (Tabela 5). No perfil DTR6 (platô) e P4 (borda da chapada) todos os valores são superiores a 1 condições que conservam a composição ferruginosa do Latossolo. Contudo, os dois perfis são distinguidos devido aos teores de ferro, que é menor no Latossolo Vermelho-Amarelado localizado no interior do platô. A cor amarela está associada à goethita e indica meio hidratado com maior proporção de substituição isomórfica do Fe pelo Al (até 0,33 mol-1) comum em ambientes tropicais muito alterados geoquimicamente e pedogeneticamente evoluídos (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985; SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). Localizado no contato com o Gleissolo, são perfis influenciados pela elevação do nível freático e acúmulo de água da chuva e aumento da concentração de matéria orgânica. Latossolo vermelho rico em hematita demanda menor umidade e baixo teor de matéria orgânica (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989), condizente com o ambiente da borda da chapada.

Os valores de alumínio (Tabela 5 e Gráfico 2) são elevados e generalizados nos perfis e é influenciado pela dominância de caulinita e gibbsita, composição mineralógica típica dos solos argilosos da chapada (MARQUES *et al.*, 2004). A presença da matéria orgânica contribui com o enriquecimento do Al (a exemplo dos perfis DTR1, DTR2 e P3), pois nos solos, as substâncias húmicas insolúveis podem formar macromoléculas complexas com cátions multivalentes (Al^{3+} e Fe^{3+}, por exemplo) através das ligações húmus−argila–metal (TAKAHASHI; DAHLGREN, 2016).

O perfil VTR1 desferruginizado, exceto no nível da couraça, apresenta enriquecimento relativo de alumínio e sílica (Tabela 5 e Gráfico 2) menos pronunciado do que nos outros

perfis com propriedades glei, que podem ser transferidos do solo pela abertura da drenagem. Os maiores enriquecimentos relativos de Al e Si estão na couraça e no arenito neste perfil.

6.2.4 Caracterização mineralógica por Difratometria de Raios X

Com a análise mineralógica com a difratometria de raios X foram identificadas similaridades mineralógicas entre os perfis, com a predominância de minerais como caulinita, gibbsita, goethita e quartzo na fração total.

No perfil DTR1 foram feitas as análises de 3 horizontes de solo, que foram classificados no campo de acordo com suas características principais como cor, textura e granulometria (Gráfico 7). A composição mineralógica deste perfil indica a predominância de caulinita, gibbsita e quartzo, além da presença secundária de minerais como anatásio (3,51 e 1,89 Å), zircão (2,04 e 1,90 Å) e rutilo.

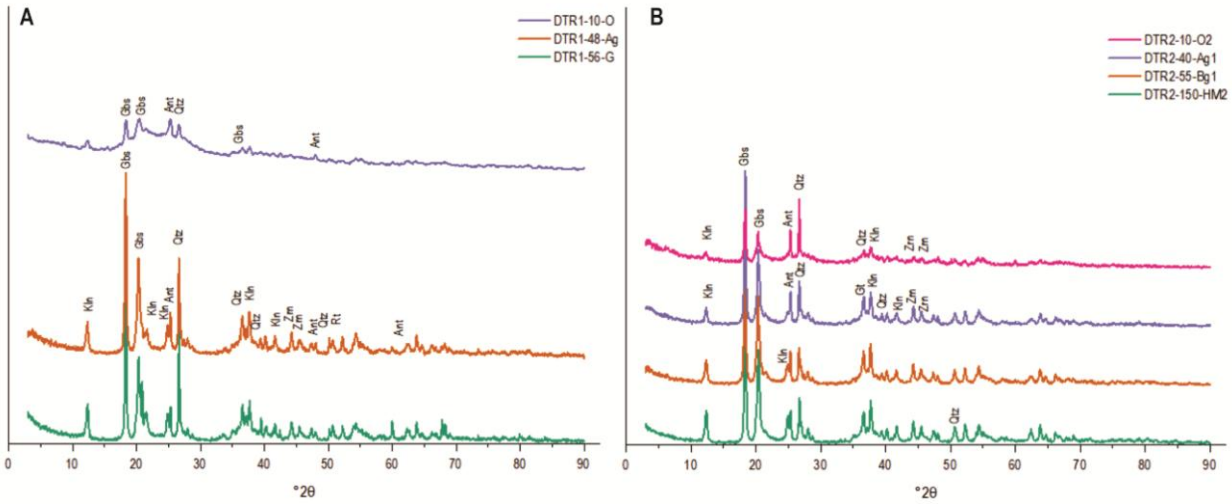


Gráfico 7 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras do (A) Perfil DTR1e (B) Perfil DTR2. Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Ant – anatásio; Qtz - quartzo; Zrn – zircão; Rt – rutilo; Gt – goethita.

No perfil DTR2 foram analisados 4 horizontes de solo, que em semelhança ao perfil DTR1, foi determinada a predominância de caulinita, gibbsita e quartzo, com presença secundária de anatásio, zircão, e traços de hematita (Gráfico 7).

O mesmo padrão mineralógico foi encontrado nos perfis DTR3, DTR4, DTR5 e DTR6 (Gráfico 8), com a predominância de caulinita (7,17 e 3,56 Å), gibbsita (4,83 e 3,58Å), quartzo (3,34 e 1,81 Å), mas a partir da amostra DTR3-35-Ag1 aparecem indícios de goethita (2,45Å), com maior predominância nas amostras do perfil DTR6 (2,64 e 2,45 Å). Os outros minerais que aparecem de forma secundária são anatásio, zircão e rutilo.

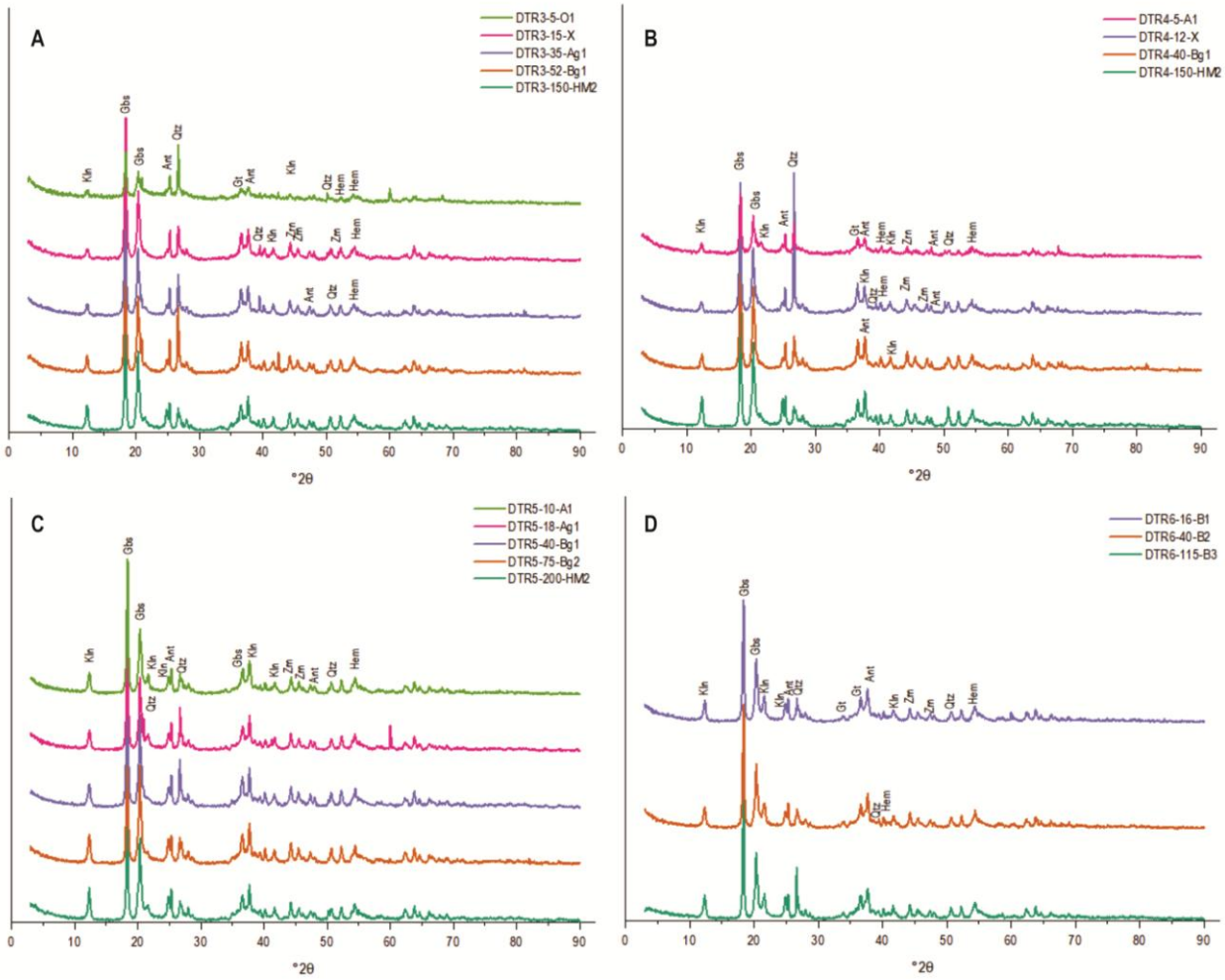


Gráfico 8 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras dos perfis: (A) Perfil DTR3; (B) Perfil DTR4; (C) Perfil DTR5; e (D) Perfil DTR6. Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Ant – anatásio; Gt – Goethita; Qtz - quartzo; Zrn– zircão; Hem - hematita.

No perfil VTR1, foram analisadas 7 amostras, sendo 4 referentes a horizontes de solo e 3 referentes a manchas encontradas no horizonte plíntico (Gráfico 9). A análise das manchas considerou as três cores distintas presentes no horizonte plíntico numa tentativa de averiguar os condicionantes mineralógicos destes padrões. Dessa forma, foram analisadas manchas de cor cinza (VTR1-100-MC1), amarela (VTR1-105-MA1) e vermelha (VTR1-119-MV1). Nos três perfis superiores, correspondentes ao horizonte orgânico (VTR1-10-O), horizonte A glei (VTR1-30-Ag) e horizonte B glei (VTR1-55-Bg), a composição mineralógica é semelhante ao encontrado no perfil DTR1-6, com predominância de caulinita, gibbsita e quartzo e traços de anatásio, hematita e rutilo. Contudo, a análise da amostra VTR1-119-C1, referente a uma couraça na base do perfil, apresentou predominância de caulinita, gibbsita e hematita (2,69, 2,51 e 1,69Å).

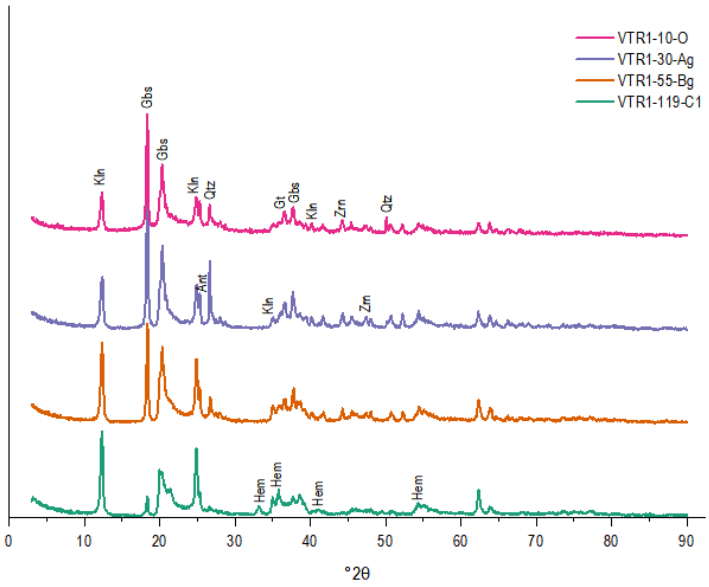


Gráfico 9 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras do Perfil VTR1. Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Ant – anatásio; Qtz - quartzo; Gt – goethita; Zrn – zircão; Hem – hematita.

Nas manchas cinza e amarelas, a composição mineralógica é semelhante a dos horizontes superiores, com caulinita, gibbsita, quartzo (Gráfico 10). A mancha vermelha apresenta composição semelhante à encontrada no horizonte encouraçado, com caulinita, gibbsita e hematita.

As amostras VC1 e VC2 correspondem, respectivamente, a uma amostra de couraça de cor avermelhada e outra amarelada (Gráfico 10B). Com base nos resultados das análises de DRX, foi possível verificar que ambas possuem mineralogia similar, apenas com variação nos teores de goethita. A amostra VC1, couraça vermelha, possui caulinita (7,18 e 3,57 Å), hematita (3,68 e 2,20 Å), anatásio (2,51Å), zircão (4,44 Å) e quartzo (3,34 Å). A amostra VC2, de couraça amarela, apresenta predominância de goethita (4,97, 4,18 e 2,69 Å) e caulinita (3,37 e 2,18Å) e secundariamente hematita, zircão e anatásio.

A amostra Voçoroca Argila Branca, consiste em um material similar ao encontrado nos horizontes glei, que são explorados e utilizados como refratários, mas em uma posição mais baixa da topografia (Gráfico 10C). Neste material ocorre predominância de caulinita (7,14 e 3,58Å), gibbsita (4,83 e 4,34 Å), zircão (4,44 e 2,03 Å) e anatásio (3,51 e 2,38 Å).

Por fim, a amostra A1, correspondente a um arenito encontrado topograficamente abaixo de todos os perfis anteriores, é composta majoritariamente por muscovita (9,96 e 3,33Å), caulinita (7,14 e 3,56Å) e quartzo (4,23 e 1,81 Å), além de indícios de zircão e anatásio (Gráfico 10). Este padrão indica uma possível relação com os outros perfis estudados.

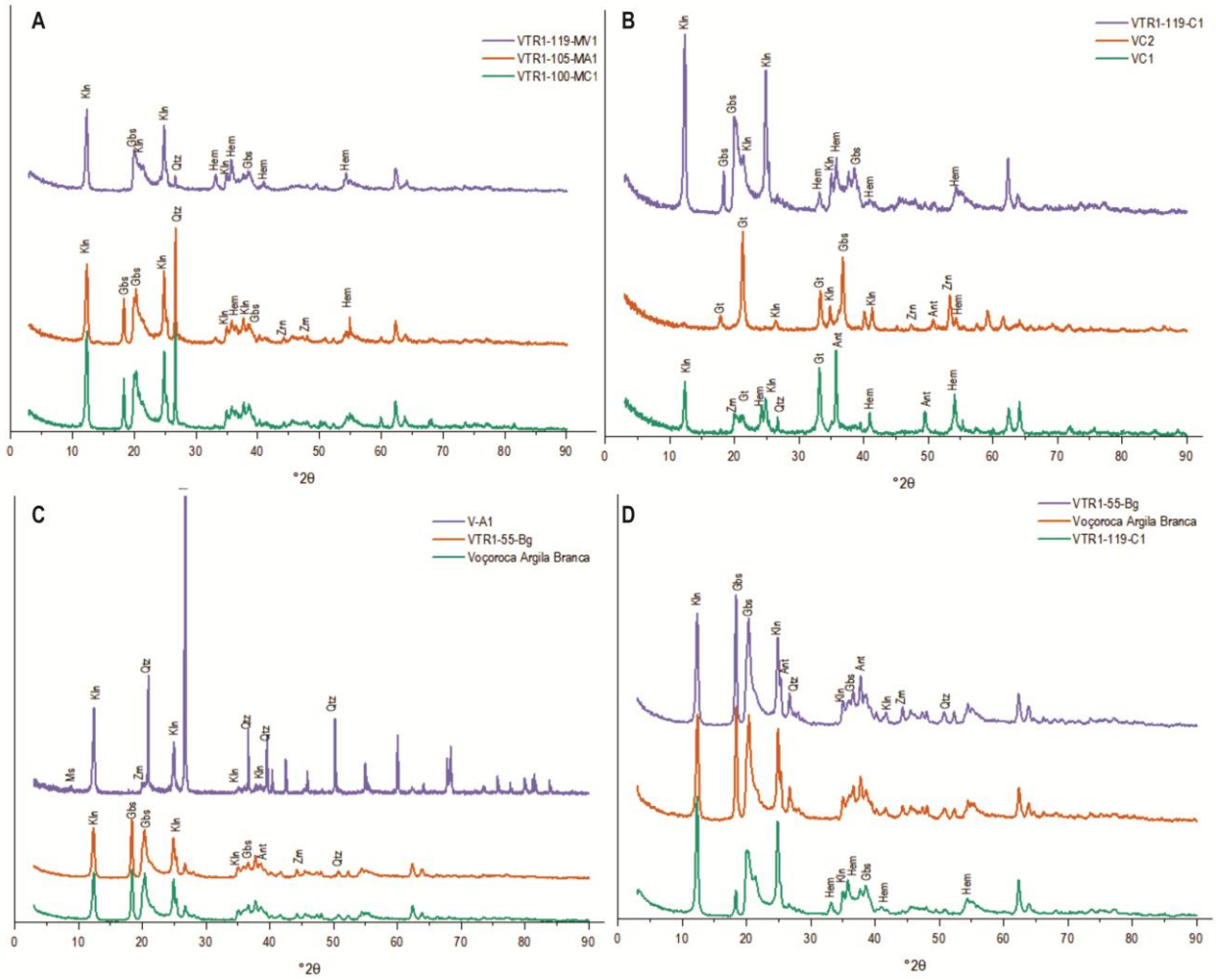


Gráfico 10 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras do Perfil VTR1: (A) separando manchas amarelas, vermelhas e cinza. (B) as amostras de couraça (C) para as amostras de arenito (V-A1), argila aluminosa do perfil VTR1 (VTR1-55-Bg), e de argila branca encontrada na dissecação (Voçoroca Argila Branca). (D) para as amostras de argila aluminosa do perfil VTR1 (VTR1-55-Bg), e de argila branca encontrada na dissecação (Voçoroca Argila Branca) e do horizonte plíntico (VTR1-119-C1). Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Qtz - quartzo; Hem - hematita; Zrn– zircão; Ant – anatásio; Gt – goethita; Ms – muscovita.

Os níveis onde foram encontrados materiais considerados como argilas aluminosas também foram comparados com o horizonte plíntico encontrado no perfil VTR1, também de composição mineralógica similar com caulinita, gibbsita, é notado ainda que no horizonte plíntico (VTR1-119-C1) aparecem picos de hematita, que são posteriormente identificados como caulinita nas amostras de argila aluminosa (Gráfico 10D).

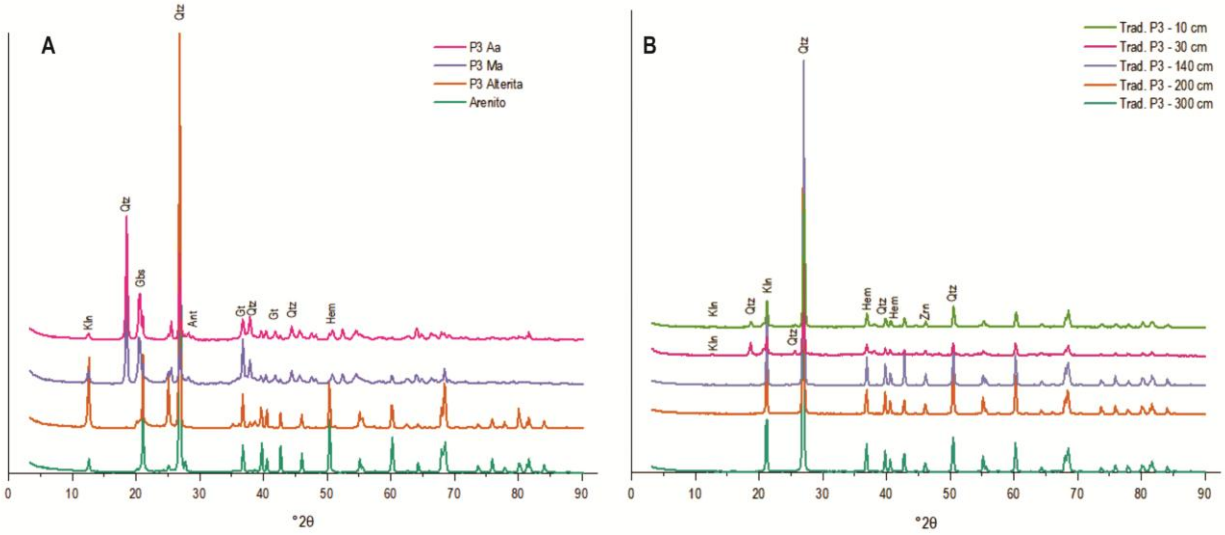


Gráfico 11 – Difratogramas de raios X da amostra bruta do (A) perfil do centro da depressão (P3); e (B) tradagem do perfil P3 (Trad.P3). Legenda: Kln - caulinita; Gbs - gibbsita; Qtz - quartzo; Hem - hematita; Gt - goethita; Ant - anatásio. amostra bruta da

Os resultados foram comparados com os obtidos nos perfis P3 e P4, no perfil P3 foram analisados 4 amostras de material exposto, um representativo do horizonte de argila altamente aluminosa (P3 Aa), horizonte plíntico (P3 Ma), alterita e arenito, além e 5 amostras obtidas por trado manual (Trad. 3) as quais foram coletadas cinco amostras, entre os intervalos de 10 cm, 30 cm, 140 cm, 200 cm e 330 cm, com as quais foram realizadas as análises da amostra total e fração argila.

A composição mineralógica da amostra total indica que o arenito é composto majoritariamente por quartzo (picos nas posições 3,34 e 4,25 Å) (Gráfico 11A). Ocorre também caulinita (7,14 e 3,56 Å), goethita e hematita. Na alterita a composição mineralógica é similar exceto pela presença do anatásio. Na amostra P3Ma, referente ao horizonte plíntico e na amostra P3Aa, referente à argila aluminosa, é possível destacar a presença da gibbsita (picos em 4,84, 4,37, 4,33 Å).

A partir das análises da fração areia para a tradagem, é possível observar uma assembléia mineralógica similar por todo o perfil P3 como quartzo (2,28 Å), hematita (2,48 Å) e caulinita (Gráfico 11B). Nos níveis a 10 e 140 cm é encontrado anatásio e hematita, e no nível a 200 cm aparecem picos de rutilo. Tais resultados são compatíveis aos obtidos para os perfis DTR1 a DTR6 e VTR1, indica um sistema similar de formação para os materiais.

Considerando as análises para a fração argila do perfil P3 (Gráfico 12A) e Trad. P3 (Gráfico 12B), no arenito é encontrado um pico indicativo de argilominerais micáceos (na posição de 10Å) que desaparece nos horizontes sobrejacentes, indicativo de alteração e

formação de caulinita (picos em 7,17 e 3,57 Å) que passa a ser o argilomineral predominante. São encontrados picos discretos de gibbsita (4,85, 4,37 e 2,17 Å) no arenito, que se tornam mais marcantes no P3Ma e P3Aa, indica um aumento na intensidade da alteração laterítica.

Além desses minerais, são encontrados também picos de quartzo, que indica um intenso fracionamento ou reprecipitação da sílica, e os picos principais da goethita ocorrem no arenito e na alterita indicando meios mais hidratados. Nas amostras da tradagem (Trad. P3) (Gráfico 12B) a assembléia mineral é composta por caulinita, gibbsita e quartzo.

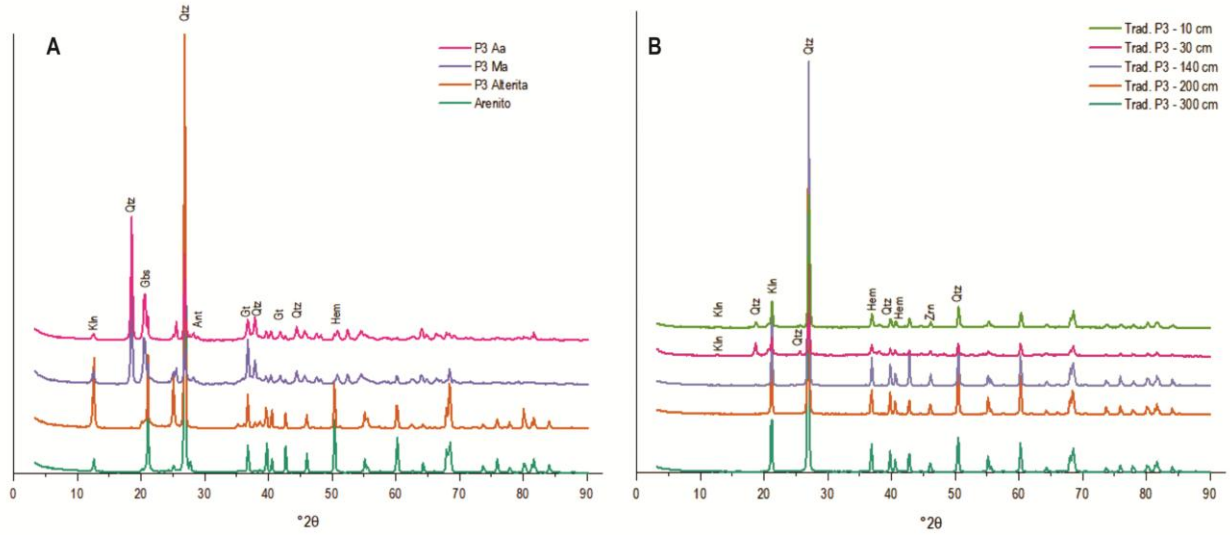


Gráfico 12 – Difratogramas de raios X da fração argila: (A) do perfil do centro da depressão (P3); e (B) das amostras obtidas por trado (Trad. P3) no perfil do centro da depressão (P3). Legenda: Mca - mineral micáceo; Kln - caulinita; Gbs - gibbsita; Qtz - Quartzo; Hem - hematita; Gt – goethita; Ant - anatásio; Zrn - zircão.

No perfil P4 foram coletadas amostras a 300 cm e a 600 cm, para análise da fração total e argila, o mesmo procedimento foi feito para as amostras obtidas com o trado manual (Trad. P4) onde foram coletadas três amostras, entre os intervalos de 780-790 cm, 960-970 cm e 990 cm, com as quais foi realizada a análise da amostra bruta.

A composição mineralógica da fração do perfil P4 indica um material composto por quartzo e caulinita, com minerais como goethita, hematita, rutilo e zircão. A presença e predominância do argilomineral caulinita na fração areia pode ser explicada pela dificuldade em desagregar tais partículas durante o preparo das amostras (Gráfico 13). Para as amostras Trad. P4 os resultados indicaram a presença de caulinita (7,14 e 3,56 Å), quartzo (3,34 e 2,28 Å), além de goethita (2,45 Å) e anatásio (1,48 Å) (Gráfico 13).

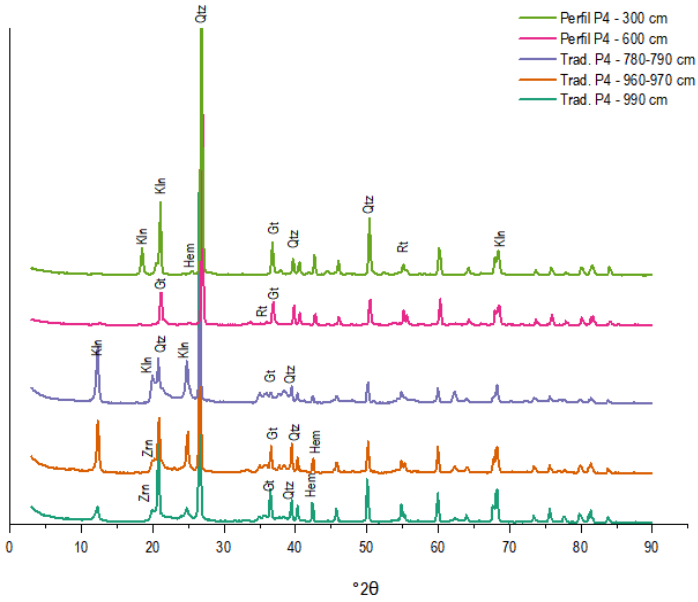


Gráfico 13 – Difratogramas de raios X fração areia do perfil P4 e Trad. P4. Legenda: Kln - caulinita;Hem– hematita, Rt - rutilo; Gt - goethita; Qtz - quartzo; Zrn - zircão.

A partir dos resultados obtidos para a fração argila para o perfil P4 (Gráfico 14) verifica-se predominância de caulinita (7,14 Å), seguida por gibbsita e goethita, além de indícios de hematita (2,51 e 1,68 Å).

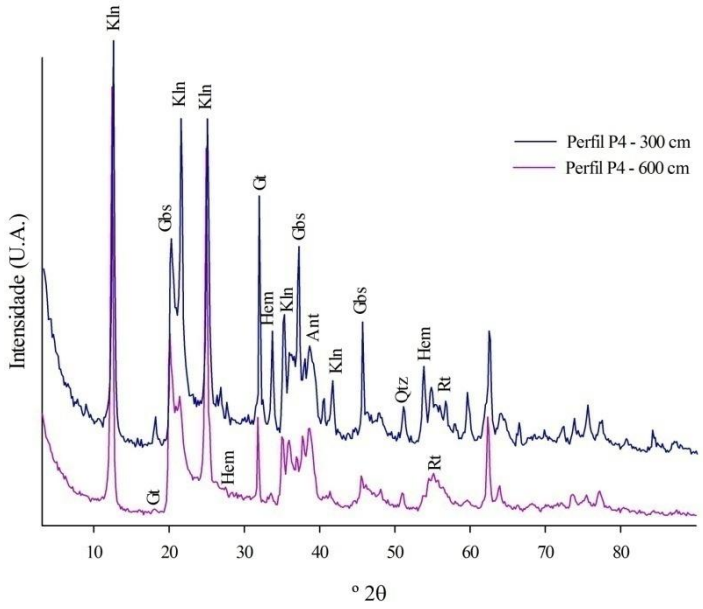


Gráfico 14 – Difratogramas de raios X fração argila do perfil P4. Legenda: Kln - caulinita; Gt - goethita; Gbs - gibbsita; Hem - hematita; Ant - anatásio; Qtz - quartzo; Rt - rutilo.

Assim como o perfil VTR1 as manchas vermelhas foram individualizadas no perfil P4. As manchas vermelhas escuras (P4 – MVe) e claras (P4 – MVc) analisadas no perfil P4 foram

comparadas às manchas vermelhas do perfil VTR1 (VTR1-119-MV1) e os resultados mostram mineralogia similar, com caulinita, quartzo e hematita (Gráfico 15A).

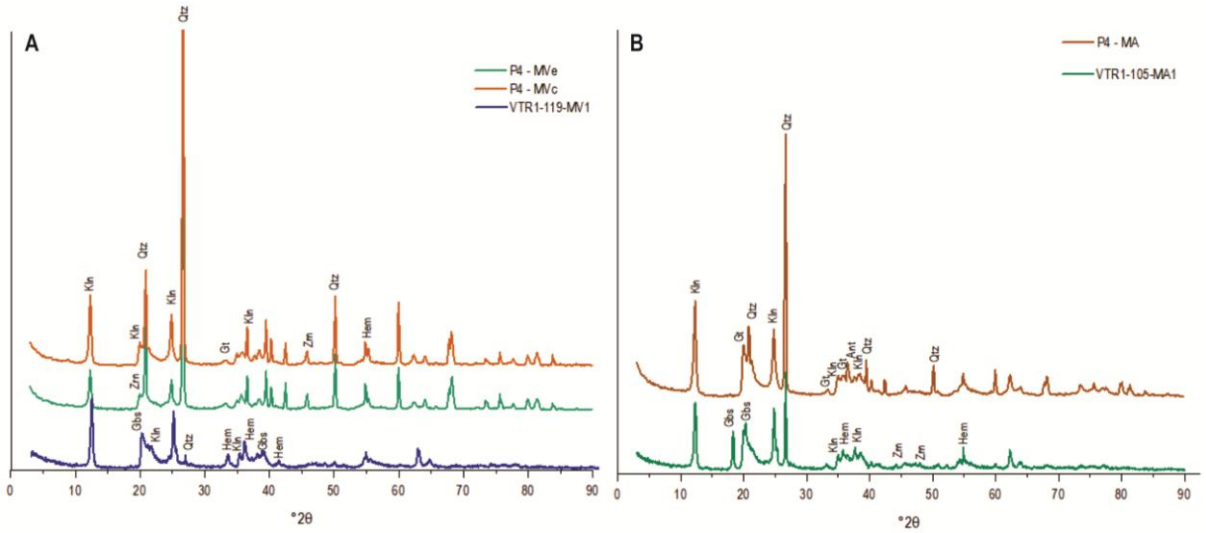


Gráfico 15 - Difratogramas de raios X fração total: (A) das manchas vermelhas do perfil P4 comparadas à mancha vermelha do perfil VTR1; e (B) da mancha amarela do perfil P4 comparada à mancha amarela do perfil VTR1. Legenda: Kln - caulinita; Qtz - quartzo; Gbs - gibbsita; Gt - goethita; Hem – hematita, Zrn - zircão.

As manchas amarelas também foram comparadas entre os dois perfis, e também obtiveram resultados similares às machas vermelhas, com caulinita, gibbsita, goethita e quartzo (Gráfico 15B).

Foram comparados também materiais encontrados no perfil P3 com materiais do perfil VTR1 (Gráfico 16), onde a assembléia mineralógica principal composta por caulinita, gibbsita e quartzo para ambos os perfis.

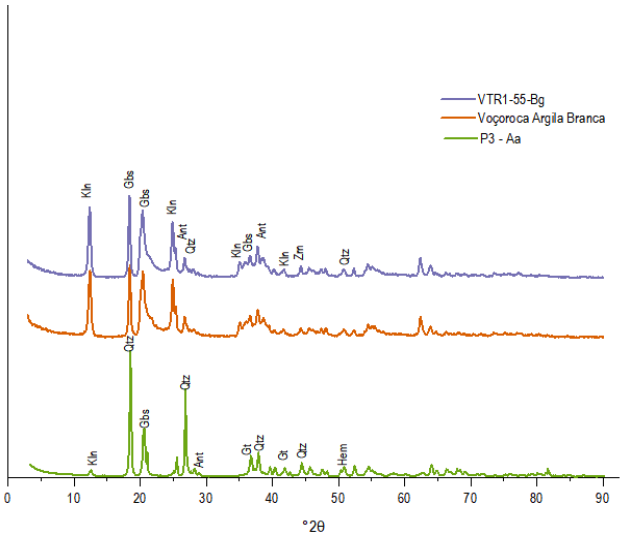


Gráfico 16 – Resultados de Difração de Raios X obtidos para as amostras de argila aluminosa do perfil VTR1 (VTR1-55-Bg), e de argila branca encontrada na dissecação (Voçoroca Argila Branca) e argila aluminosa do perfil P3 (P3 – Aa). Legenda: Kln - caulinita; Gbs – gibbsita; Qtz– quartzo; Ant – anatásio; Gt - goethita; Zrn - zircão.

A partir dos perfis analisados é possível afirmar que a composição mineralógica é similar e não reflete descontinuidade mineralógica entre a rocha e os horizontes de alteração e pedogênese.

Do ponto de vista mineralógico, o arenito é uma rocha de natureza não exclusivamente quartzosa, mas feldspática (observado em microscopia óptica - artigo), micácea e caulinítica associada com óxidos de ferro e alumínio, cujos produtos de alteração resultam majoritariamente em argilominerais secundários cauliníticos com forte presença de gibbsita.

Os minerais hidratados de alumínio são formados e estabilizados nos níveis superiores dos perfis de alteração após intensa dessilicificação ou ligados aos minerais ferruginosos (Al-hematita e Al-goethita) nos níveis lateríticos endurecidos ou nodulares (TROLARD; SOULIER; CURMI, 1993; MELFI, 1997). A desferruginização enriquece a matriz da argila aluminosa (P3Aa) em caulinita e gibbsita, adequando seu uso como material refratário.

6.3 Ensaios geofísicos - Eletrorresistividade

A pesquisa mineral por argilas altamente aluminosas na área de estudos inclui delimitação e análise de áreas cobertas por vegetação rasteira composta por gramíneas e a presença de solos hidromórficos. Com o objetivo de validar o uso da geofísica no mapeamento de solos argilosos, os ensaios geofísicos foram programados e planejados de forma a obter uma melhor compreensão das propriedades de subsuperfície do regolito, em uma seqüência do platô para a depressão topográfica na Área 2 (Figura 6).

A técnica de tomografia elétrica foi utilizada para estimar tanto a distribuição espacial da água subterrânea e superficial, quanto para obter informações quantitativas das propriedades geoelétricas do regolito. Geralmente esta técnica é aplicada para monitoramento ambiental e aquisição de dados de solo, devido sua alta resolução espacial e temporal, além de alta flexibilidade em adquirir imagens (ELTNER *et al*., 2015). E também é empregada em pesquisa mineral de depósitos rasos e profundos (VIEIRA *et al*., 2016; CORTÊS *et al*., 2019; MOREIRA *et al*., 2019)

6.3.1 Distribuição das linhas geofísicas

Na área 1, foi realizado o levantamento geofísico próximo ao perfil DTR1, dispostas em 10 linhas, nove espaçadas em 10 metros, orientadas no sentido N225, cada uma com 80 metros de comprimento e eletrodos metálicos com espaçamento de 2 metros e a linha 10 foi

colocada perpendicularmente às demais linhas orientada no sentido N315 (Figura 30 e Figura 31).

Figura 30 – Distribuição das linhas geofísicas dispostas na área 1, próximo do perfil DTR1, no centro da área úmida com indicação de direção. Modificado de FURLAN, 2019

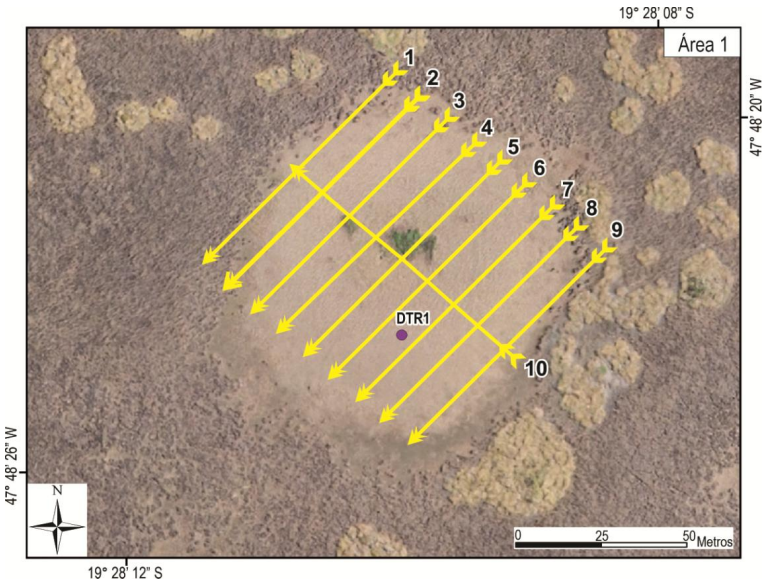
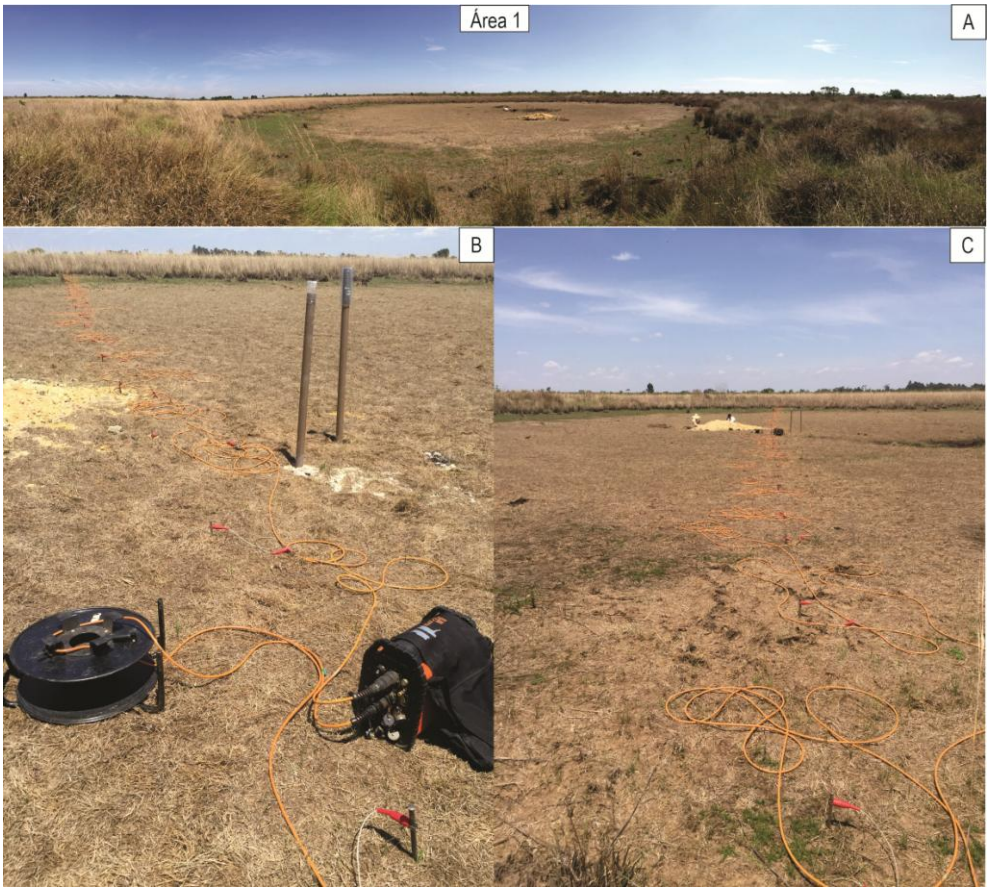
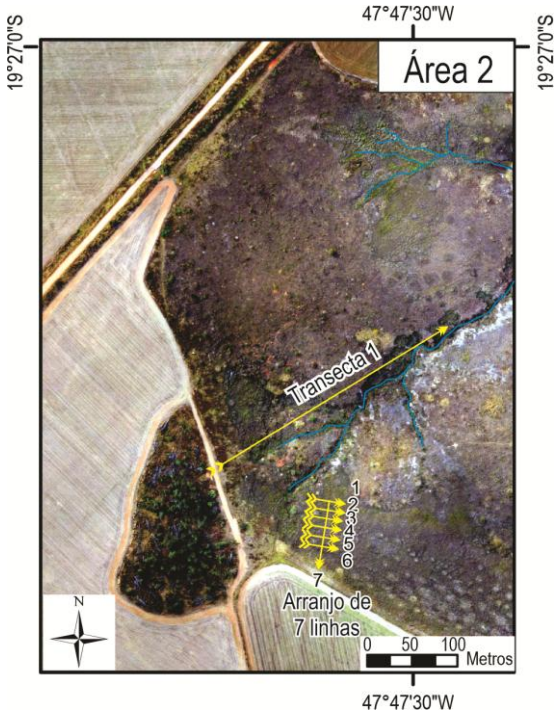


Figura 31 – Fotografias da área 1 nas quais são apresentadas: (A) vista lateral da área úmida onde foram feitos os levantamentos geofísicos; (B) fotografia do equipamento e posicionamento da linha geofísica; (C) fotografia de uma das linhas de aquisição de dados.



Foram feitos dois levantamentos geofísicos na área 2, a partir do platô e com direção até o centro da dissecação (Transecta 1), com 820 metros sendo os eletrodos espaçados com 10 metros entre si, e o segundo levantamento consistiu em um arranjo composto por 7 linhas, seis das quais paralelas no sentido N99 com 40 metros de extensão e eletrodos espaçados por 1 metro, e a sétima perpendicular no sentido N189, com 80 metros de extensão com eletrodos espaçados em 2 metros (Figura 32).

Figura 32 – Distribuição das linhas geofísicas e arranjo de sete linhas na área de estudos, com a incisão da drenagem bem marcada.



6.3.2 Modelos 2D e 3D

Os resultados obtidos no levantamento geofísico da área 1 serão utilizados para auxiliar na discussão acerca da evolução dos solos em condições de saturação (Figura 33 e Figura 34). Os dados foram obtidos a partir de um arranjo Schlumberger composto por 10 linhas, processados com o programa Res2Dinv e são apresentados por FURLAN (2019), que faz uma discussão acerca da influência das áreas úmidas na recarga de aquíferos.

Na área de estudos foram considerados valores baixos de resistividade os entre 200 Ωm e 612 Ωm, os quais podem ser associados a presença de umidade no solo e valores altos de resistividade os acima de 3270 Ωm, os quais podem ser associados com solos secos e rochas com maior resistividade (LOKE, 2003).

Figura 33 – Modelos de inversão 2-D da área 1, apresentando as linhas 1 a 5. Destacando as áreas com menores valores de resistividade, que são interpretados como zonas de maior umidade. E zonas com valores intermediários a altos, que são interpretados como zonas de impedimento do fluxo vertical. Modificado de FURLAN, 2019.

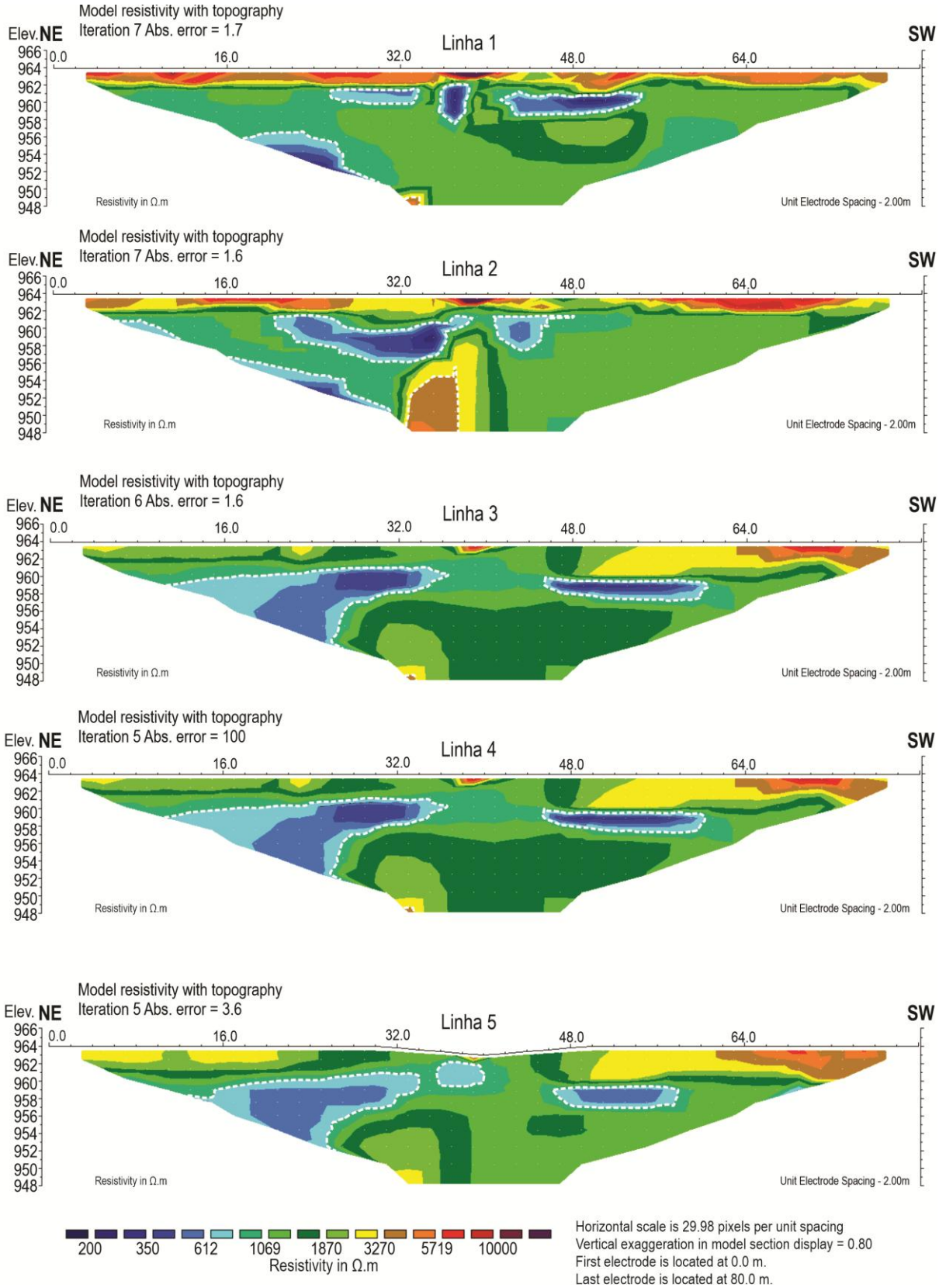
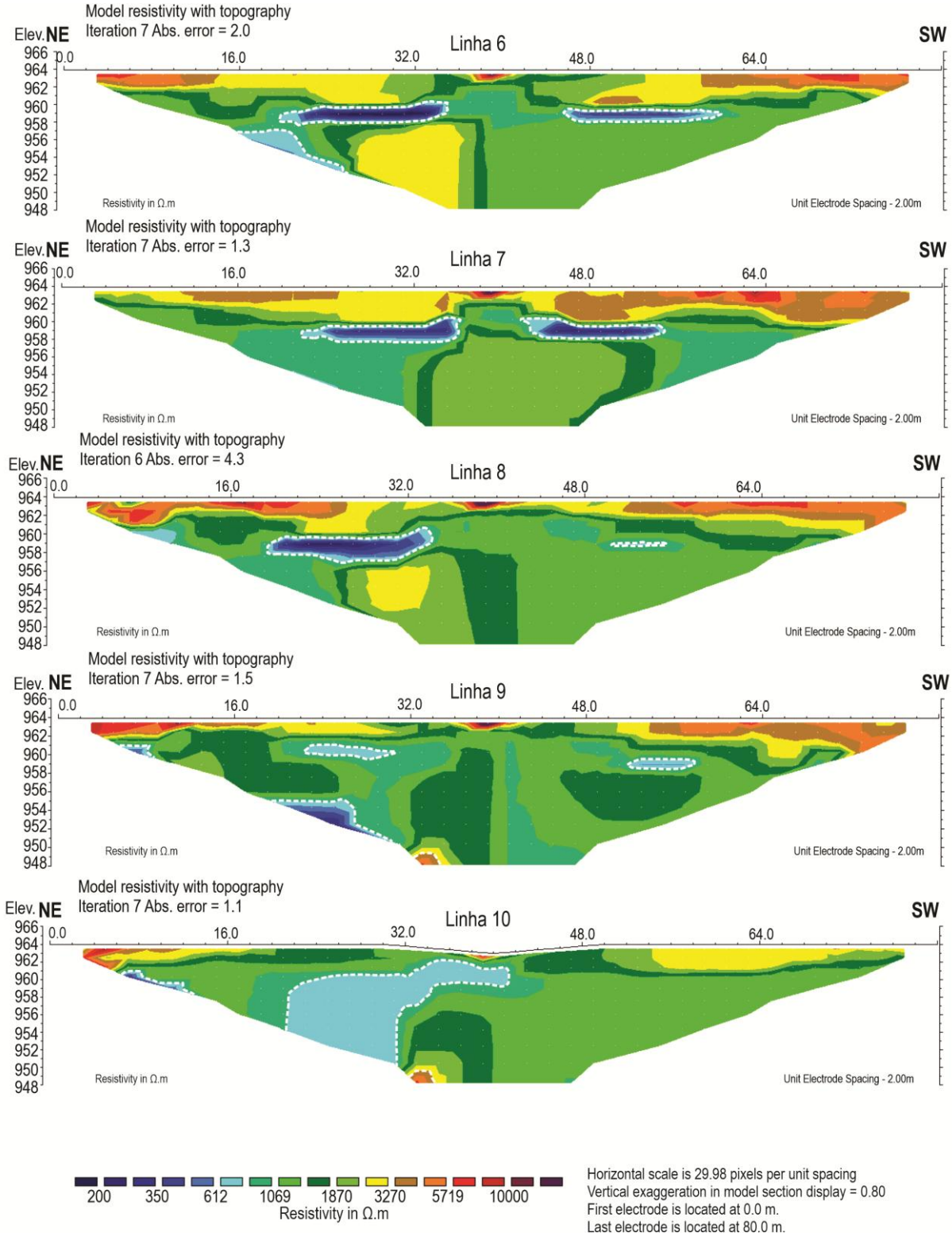


Figura 34 – Modelos de inversão 2-D da área 1, apresentando as linhas 6 a 10. Destacando as áreas com menores valores de resistividade, que são interpretados como zonas de maior umidade. E zonas com valores intermediários a altos, que são interpretados como zonas de impedimento do fluxo vertical. Modificado de FURLAN, 2019.



Nas linhas 1, 2, 9 e 10 em aproximadamente 32 metros de profundidade são encontrados valores de resistividade considerados altos, indica a presença de saprólito ou rocha mais fresca. Também é possível observar níveis com baixos valores de resistividade próximos à superfície, em profundidades entre 958 m e 962 m das linhas 1 até 9, indicando a continuidade lateral de tais níveis. Ocorre ainda a presença de um nível com resistividade entre 1069 Ωm e 1870 Ωm imediatamente abaixo dos níveis saturados em água, característico de material menos permeável que impede a percolação vertical da água. Este fato corrobora a presença de um nível freático raso e de um nível que impede o fluxo vertical da água, que apresenta um comportamento de aqüífero suspenso, no qual o nível freático é eventualmente elevado no período chuvoso o que faz com que a área seja submetida a períodos de maior saturação.

Ao observar as linhas 3, 4, 5, 6 e 10 é possível identificar uma zona onde o material permite a infiltração da água, indicativo do local de escape e a possível recarga de aquíferos.

De forma geral os modelos 2D e 3D, elaborados a partir dos dados obtidos com a tomografia de resistividade elétrica, demonstraram que a aplicação desta ferramenta em solo fornece informações de suas estruturas que são consistentes com as observações realizadas no campo. Os níveis menos resistivos em contato abrupto com níveis mais resistivos reforçam a hipótese de que o saprólito ou material menos poroso impede o fluxo contínuo da água, fator que amplia sua permanência no perfil e favorece o desmantelamento de materiais mais duros (couraças) e formação dos solos altamente argilosos na região.

Para compor parte dos resultados obtidos para a área 2 com os levantamentos geofísicos, será apresentado o artigo *“Analyzing the Spatial Occurrence of High-Alumina Clays (Brazil) Using Electrical Resistivity Tomography (ERT)”*. Neste artigo foram apresentados com maior detalhe os perfis VTR1 e DTR6.

Pure Appl. Geophys.
© 2020 Springer Nature Switzerland AG
https://doi.org/10.1007/s00024-020-02444-w

Pure and Applied Geophysics

Check for updates

Analyzing the Spatial Occurrence of High-Alumina Clays (Brazil) Using Electrical Resistivity Tomography (ERT)

C. V. S. Coelho,[1] C. A. Moreira,[2] V. Rosolen,[1] G. T. Bueno,[3] J. Salles,[3] L. M. Furlan,[1] and J. S. Govone[4]

Abstract—Mottled and high-alumina clay horizons (Gleysols) above dismantled iron crusts (Ferralsols) are widespread in the soils that developed on the flat sedimentary plateau located in western Minas Gerais State (Brazil). Field exploration shows that the deposits of high-alumina clays are located at a lower topographic position, mottled horizons suggesting a lateral transformation system. Two-dimensional and pseudo-three-dimensional electrical resistivity tomography (ERT) techniques have been tested to investigate the distribution of high-alumina clay layers in a thick lateritic mantle, and to assess the potential of the technique to delimitate ore reserves. The figures of resistivity, based on spatial variations of electrical properties of the weathering layers, showed spatial changes in the subsurface structure of weathering mantle, expanding the distribution of iron crust and the high-alumina clay layers, which are strongly influenced by aquifer. Combining 2D and pseudo-3D geophysical images with soil morphology and geochemistry, we delimitate the high-alumina clay layer and discuss its genesis. The ore is located exclusively on the edge of the plateau and is closely linked to the development of hydromorphic soils, exactly where the vertical water flow is restrained by the iron crust. This distinct water regime defines the geochemical transfers in soil mantle, depleting Fe_2O_3 from Gleysol and correspondingly increasing Al_2O_3 and SiO_2. This study aimed to evaluate the potential of ERT as a prospecting tool for supergene ore, and as a technique with reduced environmental impact in the mineral research, when compared to the pre-existing exploration methods (trenches, drill holes and extraction) that are applied on this sensitive wetland system in which high-alumina clays may occur.

Keywords: Wetlands, gleysols, ferralsols, hydromorphic soils, sedimentary plateau.

1. Introduction

In the western part of Minas Gerais state, in Brazil, the flat plateau remnant of the Sul-Americana Surface (King 1956) is covered by lateritic ferruginous materials (i.e., ferricrete and Ferralsols) that have been dismantling due to the initial stage of river incision. The current geomorphic processes constitute a system of surficial degradation and determine the pattern of soil distribution on the plateau, which is linked to hillslope hydrology (Pennock et al. 2014). Ferralsols are located upslope, under oxidic pedological conditions, and Gleysols are located downslope, in the valley and shallow topographic depression, under oxidation–reduction conditions. The soils present in this region are environmentally and economically relevant.

The Gleysol profiles display an iron-depleted layer enriched with high-alumina clays, consisting of kaolinite ($Al_2O_3{\cdot}2SiO_2{\cdot}2H_2O$) and gibbsite ($Al(OH)_3$), that have been exploited by the refractory industry (Coelho and Rosolen 2016). Supergenic non-metallic lateritic products, i.e., kaolin and bauxite, occur almost throughout the entire Brazilian territory (Melfi 1997; Montes et al. 2002), contributing significantly to its economy. In 2017, non-metallic mineral trading generated a total of US$ 25.8 billion (DNPM 2016). The minimum $A1_2O_3$ content required to consider clay as high-alumina is set arbitrarily at 40% $A1_2O_3$ in raw clay, just above the theoretical alumina content of 39.5% $A1_2O_3$ in kaolinite (Keller 1963).

Despite their economic relevance, high-alumina clays occur in very sensitive wetland environments. Wetland ecosystems are recognized as zones of perfect synergistic relationship between water and soil,

[1] Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Av. 24A, 1515, Bela Vista, CP: 178, Rio Claro, SP CEP: 13506-900, Brazil. E-mail: carla.vsc1@gmail.com

[2] Departamento de Geologia Aplicada (DGA), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Av. 24A, 1515, Bela Vista, Rio Claro, SP CEP: 13506-900, Brazil.

[3] Instituto de Estudos Sócio-Ambiental (IESA), Universidade Federal Goiás (UFG), Goiânia, GO CEP: 74001-970, Brazil.

[4] Centro de Estudos Ambientais (CEA), Universidade Estadual Paulista (UNESP), Av. 24A, 1515, Bela Vista, Rio Claro, SP CEP: 13506-900, Brazil.

Published online: 19 February 2020

both crucial components of the Earth's Critical Zone (Lee et al. 2018; Lin et al. 2015). Disturbance of the continuous interactions between wetlands and rivers jeopardizes the outflow and quality of water in the catchment, causing serious environmental impact on soil–water resources and ecological functions (McLachlan et al. 2017).

Concerns regarding availability of the water supply to economic (agriculture and industries) and public sectors in this region was reported by Queiroz (2012). The author projected a necessary increase in the current mean outflow, from 2.04 m^3 to 2.50 m^3/s, over the next decade. Moreover, the lack of knowledge regarding the spatial distribution of the ore deposits could magnify the environmental impacts of ore extraction in wetlands, because the absence of accurate maps of the deposits increases the environmental risk (Tost et al. 2018).

In this sort of terrain, the mapping of ore deposits relies on geochemical prospecting; however, data dispersion imposed by the deep regolith hampers the mapping process (Butt et al. 2000). Geophysical techniques associated with field and laboratory investigations could be used to define, with high accuracy, the occurrence of high-alumina clay areas. This is because soil cover shows pronounced lateral variability and discontinuity on the slope, based on soil moisture and influenced by shallow groundwater (Nahon 1991a; Phillips 2015).

Electrical resistivity tomography (ERT) is a geophysical technique highly sensitive to the presence of water stored in rocks and soils (Carrara et al. 1994; Ganiyu et al. 2016; Redhaounia et al. 2016; Reyes-López et al. 2008; Zhang et al. 2016). The amount and type of fluids in soils or sedimentary rocks pores are fundamental to the pattern of electrical resistivity data acquired. In soils the pores are filled with air and isolated fluids that allows a substantial increase in electrical resistivity of the material. Conversely, soil or rock saturation by infiltrated atmospheric water in subsurface significantly decreases electrical resistivity for these materials, combined with the frequent content of soluble ionic elements in those waters. This contrast allows the recognition of aquifer layers, flows pathways, unsaturated rocks or dry soils (Everett 2013; Mussett and Khan 2000; Rubin and Hubbard 2006).

ERT provides information about the subsurface facies and horizons generated by deep lateritic processes (Beauvais et al. 2004). While field studies and chemical and mineralogical characterizations are fundamental to determining the occurrence of high-alumina clays in soils, ERT has the advantage of being a rapid and cost-effective means of acquiring subsurface data (Helaly 2017), when compared with other techniques for shallow prospection tools such as opening trenches, manual auger drilling for collecting samples for geochemical analysis (Dentith and Mudge 2014; Idziak and Dubiel 2011), and estimating the spatial dimension of ore reserves (Moreira et al. 2017, 2018). Although mineral exploration contributes to economic wealth, one cannot ignore that the activity results in substantial changes in topography, soil structure and land cover (Miller and Zégre 2014).

The objective of this study is to assess the distribution of high-alumina clay layers in a lateritic landscape, and to test the ability of the ERT technique to define potential targets and delimitate ore reserves. Given that the genesis of high-alumina clay has been associated with aquifer recharge areas and fresh spring water, this study can contribute to enhancing the sustainability of supergene resource exploitation.

2. *Materials and Methods*

2.1. *Study Area*

The studied area is located in the upper basin of the Rio Claro river (19° 27′15″ S, 47°47′38″ W), in the municipality of Uberaba, Minas Gerais (Fig. 1). Soils with high-alumina clay horizons developed on a sedimentary flat plateau sculpted in clayey sandstones of the Serra da Galga Member, a sedimentary unit corresponding to the top of a stratigraphic column of the Neo-Maastrichtian Marilia Formation (Dias-Brito et al. 2001). Occupying the highest part of the landscape, at an altitude of 1050 m.a.s.l., the plateau is a vast peneplain produced by denudation between the late Cretaceous and mid-Tertiary (South American surface according to King, 1956). The climate is characterized by a pronounced dry season in the

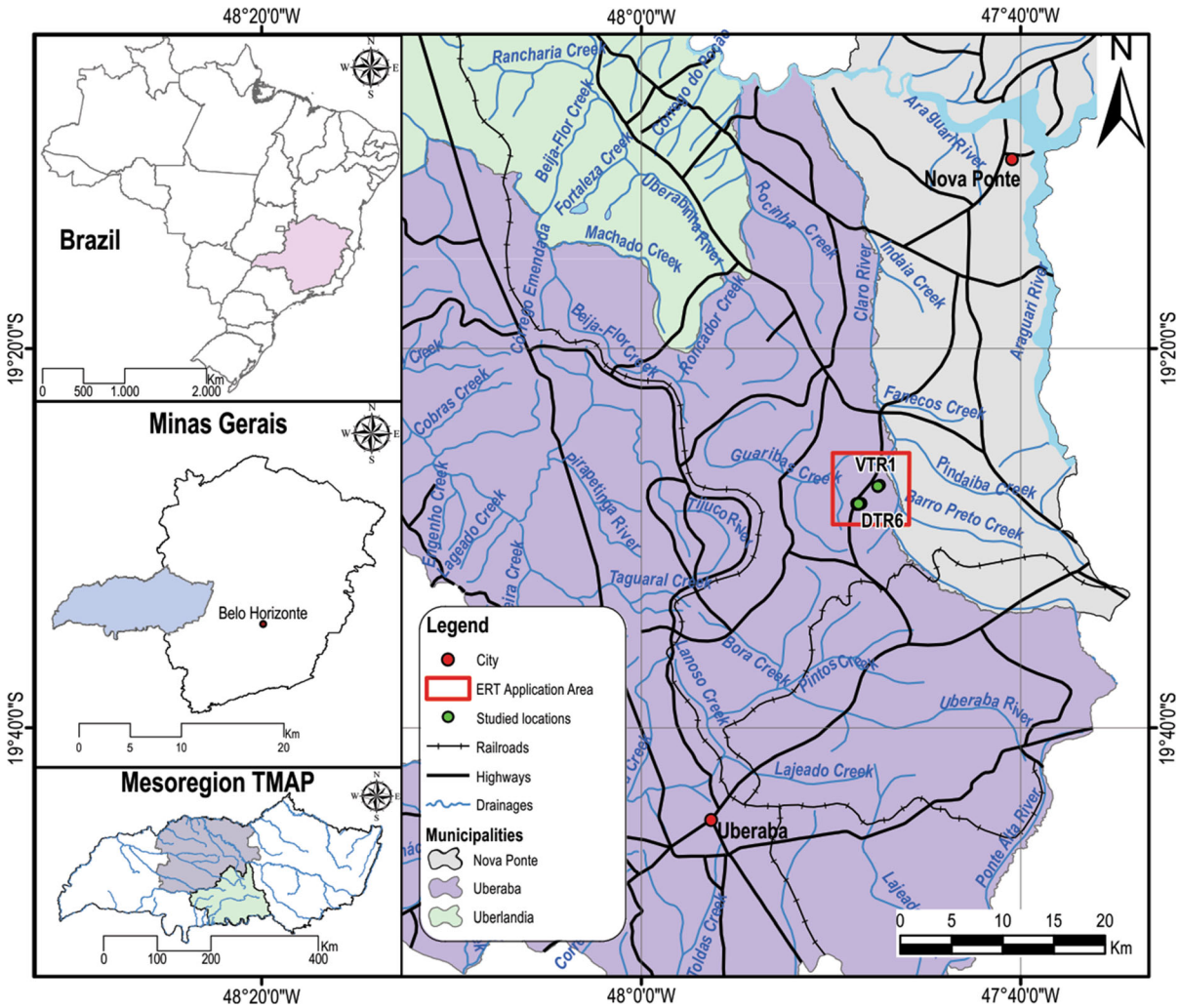


Figure 1
Geographical location of the study site, highlighting the location where the geophysical data were acquired (red square) and the studied sites (green points) where trenches were opened and the soils were described and sampled for mineralogical and geochemical analysis. In the base of the trenches, more samples were collected using a manual auger

winter, from April to October, followed by a rainy season during the summer months, from November to March. The average annual rainfall and temperature are 1516 mm and 23 °C, respectively.

Deep clayey Ferralsol with dismantled ferruginous crusts dominate in the open savanna located upslope on the plateau. The Gleysol profile, which exhibits a subsurficial high-alumina clay horizon, is present in the flat and shallow valleys, which are covered by grassy vegetation and are subject to seasonal flooding. In wetlands, topographic concavities represent headwaters and zones that contribute to aquifer recharge in the catchment (Rosolen et al. 2019). For mining activities to achieve sustainability, they must not interfere with the fundamental role of wetlands in soil-hydrology functions in the savanna ecosystem.

2.2. *Soil Description and Sampling*

We collected soil samples from a wetland that has been dissected by the river channel. On the slope, the

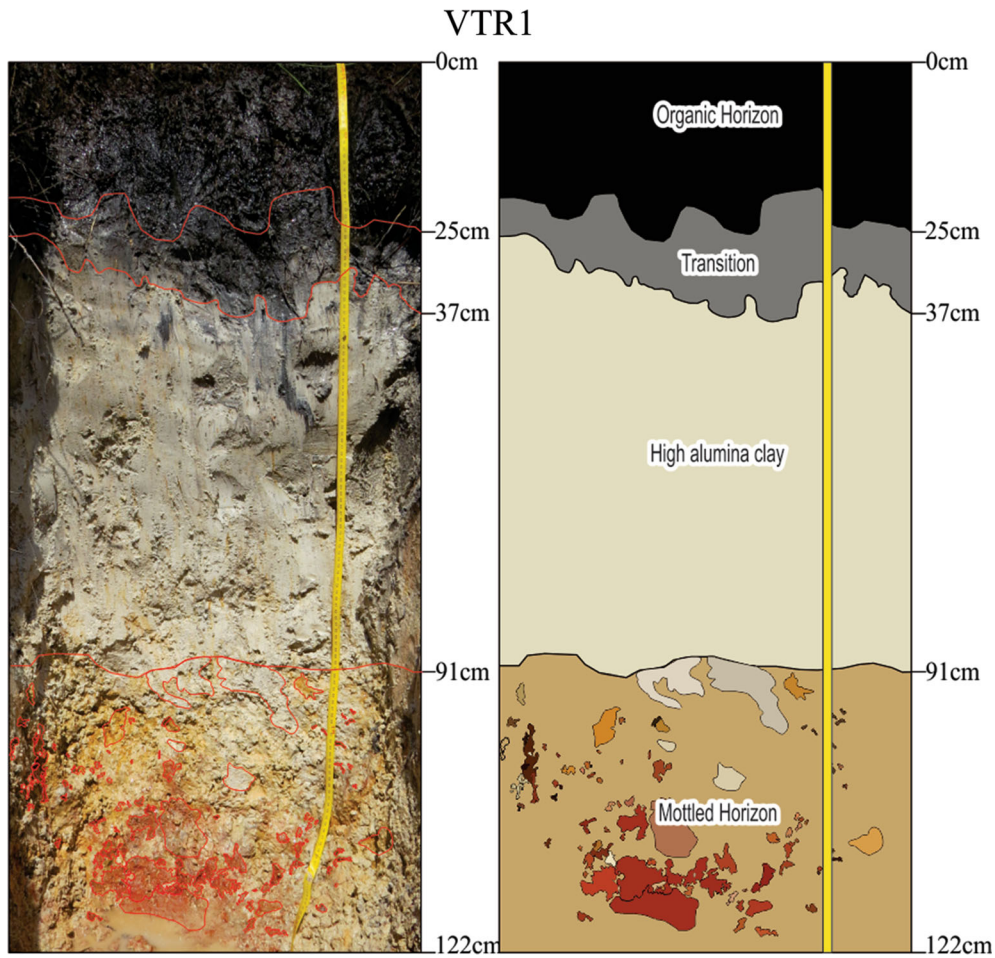


Figure 2
Gleysol (VTR1) profile presenting the four distinct layers. The organic layer (0–25 cm depth), a transition layer (25–37 cm depth), the high-alumina clay layer (37–91 cm) and a mottled horizon (91–122 cm)

exposed Gleysol profile (Gleysol VTR1) comprises four distinct layers (Fig. 2). The organic layer (0–25 cm depth) is black (2.5/1), clayey and weakly granular, with an abundance of delicate grass roots. The transition (25–37 cm depth) with the underlying horizon is gradual. The high-alumina clay horizon (37–91 cm depth) is gray (2.5 Y 6/1), clayey and massive, with 15% yellow and red spots. The mottled layer (91–122 cm depth) is light gray (5 Y 7/1) with 70% yellow (2.5 Y 7/8) and dark red (10R 4/8) spots. Underlying this sequence, at approximately 952 m a.s.l., there is an exposed, partially dismantled iron crust, indicating a pedological system in which Ferralsol, conditioned by soil hydraulic changes, transforms into Gleysol (Beerten et al. 2012). The top of the profile was in the break of slope at 955 m a.s.l.

The Ferralsol (DTR6) profile (Fig. 3) is clayey, constituted by a thin A horizon (0–4 cm), reddish yellow (10 YR 6/6) with granular structure. The B horizon (4–140 cm) is reddish yellow (7.5 YR 6/8) and massive, with iron nodules (cm). At the top of the horizon, the soil is massive and extremely compact; below 80 cm depth, the structure is angular block and less compact. The boundary between horizons is diffuse. For this profile, samples were collected at 2, 16, 40, 70 and 115 cm.

Soil morphological descriptions were made following Jahn et al. (2006), and soil color was

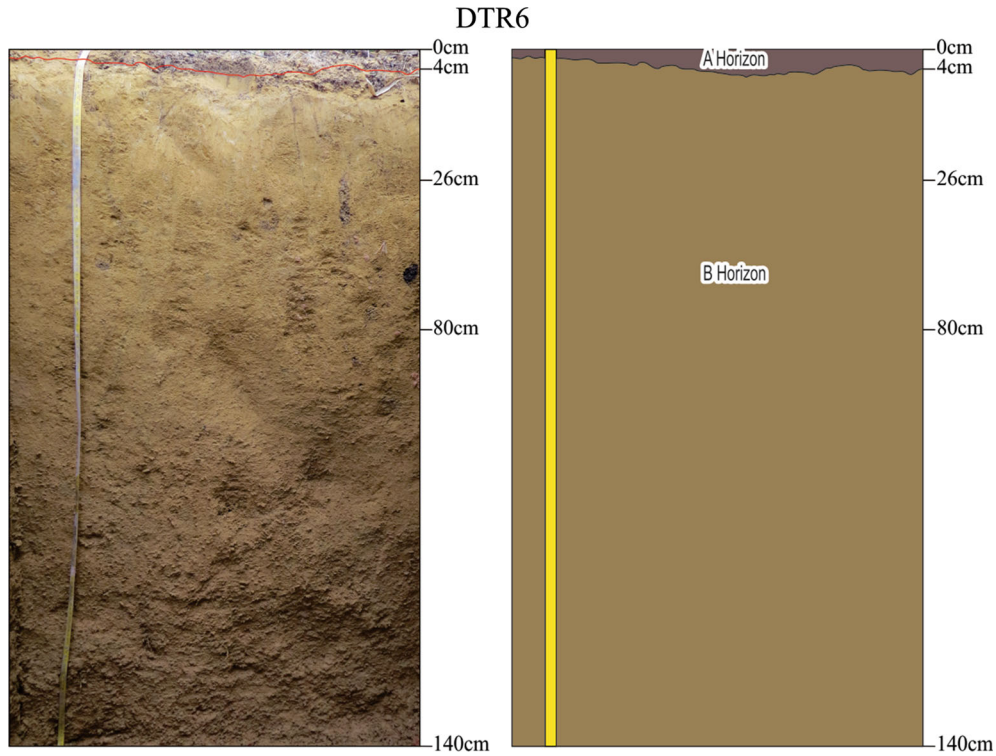


Figure 3
Ferralsol (DTR6) profile showing the distribution of horizons: the A horizon (0–4 cm depth) and a B horizon (4–140 cm)

determined following the Munsell Soil Color Charts (2000). The most distinctive visual features of the profile, particularly soil color changes between and within the layers, were sampled. For each identified horizon, three sub-samples were collected and were later mixed to obtain one composite sample representative of each layer. Soil samples were placed in plastic bags, transported to the laboratory, sieved with 2.0 mm mesh to remove roots, leaves and other coarse materials, and stored for chemical and mineralogical analysis.

2.3. *Chemical Analysis*

The major elements were analyzed using X-ray fluorescence spectrometry (model Phillips PW 2510). The soil samples were finely ground using an agate ball mill, sieved through < 200 mesh (< 74 μm), and fused with 1:10 lithium tetraborate. The detection limits were 0.1 g kg^{-1} for SiO_2, Al_2O_3 and Fe_2O_3, and 0.01 g kg^{-1} for MgO, CaO, P_2O_5, Na_2O, K_2O, and TiO_2.

Geochemical transfer was determined to estimate the soil gained and lost through chemical erosion associated with waterlogging. We used the method proposed by Chadwick et al. (1990), with Ferralsol as the reference soil profile. Chemical element (SiO_2, Al_2O_3 and Fe_2O_3) migrations were estimated for each soil horizon.

$$\tau_i = \frac{C_{j,w}C_{i,p}}{C_{j,p}C_{i,w}} - 1 \quad (1)$$

where $C_{j,w}$ is the mobile element content in the soil horizon of the comparative soil profiles; and $C_{i,p}$ is the immobile element content in the soil horizon of reference for the soil profile. A factor smaller than 1 refers to a loss of chemical element (j), and the loss is complete when $\tau_{j,w} = 0$, whereas a balance factor greater than 1 reveals again of the same element. The equation was calculated assuming τ_i as the immobile element (i). Chemical Index of Alteration (CIA)

(Nesbitt and Young, 1982) was undertaken to estimate the degree of weathering.

2.4. Imaging and Geophysical Techniques

Currently, high-alumina clay prospecting involves the delimitation and assessment of the whole area covered by grass and hydric soil. We designed geophysical surveys to gain the best possible understanding of the subsurface properties of regolith, in a sequence from plateau to topographic depression. We used electrical tomography to estimate both spatial distribution of groundwater and superficial water, and to obtain quantitative information on the geo-electrical properties of regolith.

Electrical resistivity tomography (ERT) uses a low-frequency electrical current that is galvanically injected into the ground between two electrodes, measuring the difference in voltage between two or more different electrodes (Parsekian et al. 2015). This method is minimally invasive, requiring that electrodes be inserted only a few centimeters into the ground to create electrical contact. The Schlumberger method was selected for this study since the area is located in a sedimentary plateau where the different geological layers are horizontal and the main focus to this study are soils developed from these materials.

The sites chosen for the ERT analysis were selected using images obtained with unmanned aerial vehicle (UAV). With the data obtained it was possible to establish a relation among the Ferralsols, the iron crusts, its dismantling and the high-alumina clay distribution, by applying precision topographic data acquisition methods and aspects of the physical environment, including soil coverage, degrees of hydromophy and organic matter concentration, aided by a multispectral sensor. The Transect 1 was planned to gather as much information possible. Presently, this technique is applied to environmental monitoring and acquisition of soil property data, due its high-spatial and temporal resolution, as well as high flexibility in acquiring images (Eltner et al. 2015).

The data acquired for this study was obtained with a UAV *Phanton 4 Pro*, from DJI, with a double receptor GPS/GLONASS, it has four helices and weights 1.388 kg, and it's powered by batteries, it has a maximum cruise speed of 72 km/h (45 mph), wind resistance up to 36 km/h (22.36 mph) and maximum flight autonomy of approximately 30 min. The sensor used for the images generation was the DJI 1″ CMOS Effective, with 20 megapixels. The flight plan was crossed and defined in the software *Pix4D*. The processing did not involve photogrammetry, only the orthomosaic production.

With these images, it was possible to identify areas where the iron crust was exposed in proximity to hydromorphic areas, allowing planning the distribution of the geophysical lines. At the first site, we used a longitudinal topographic transect (Transect 1) of 820 m, extending from the headwater (wetland) to the channel of river, where there was a change in the slope pattern and the river incision is well defined but still in progress. Eighty-four metallic electrodes were spaced 10 m apart along this transect, acquiring measurements of 200 mA at 1 s intervals. The results for this transect show two-dimensional structures with contrast resistivities among saprolite, soil and groundwater. For the second data acquisition the site was determined by the soil profile VTR6 that is exposed in the steep of the plateau, right at beginning of line 7 and in the exact middle of line 1, and it is limited by the occurrence of the hydromorphic soil and the crop field, the data was acquired using seven lines in the Schlumberger arrangement. Six of the lines were oriented from N279 to N99 and were 40 m long, with electrodes spaced 1 m apart. The 7th line was perpendicular, oriented from N9 to N189, and 80 meters long, with electrodes spaced 2 m apart (Fig. 4).

For data acquisition, we used the Terrameter LS (ABEM Instrument, Sweden), an instrument that measures resistivity using a pre-programmed module for transmitting and receiving automated signals, with 250 W, resolution of 1 μV and maximum current of 2.5 A (ABEM 2012). The field measurements were processed using a Windows-based program (Res2Dinv) designed to invert large data sets (with about 200–100,000 data points), collected from the electrode positions along the survey line, to automatically generate a two-dimensional (2D) resistivity model for the subsurface (Dahlin 1996). Res2Dinv uses the smoothed inversion routine based on the smoothness-constrained least-squares method

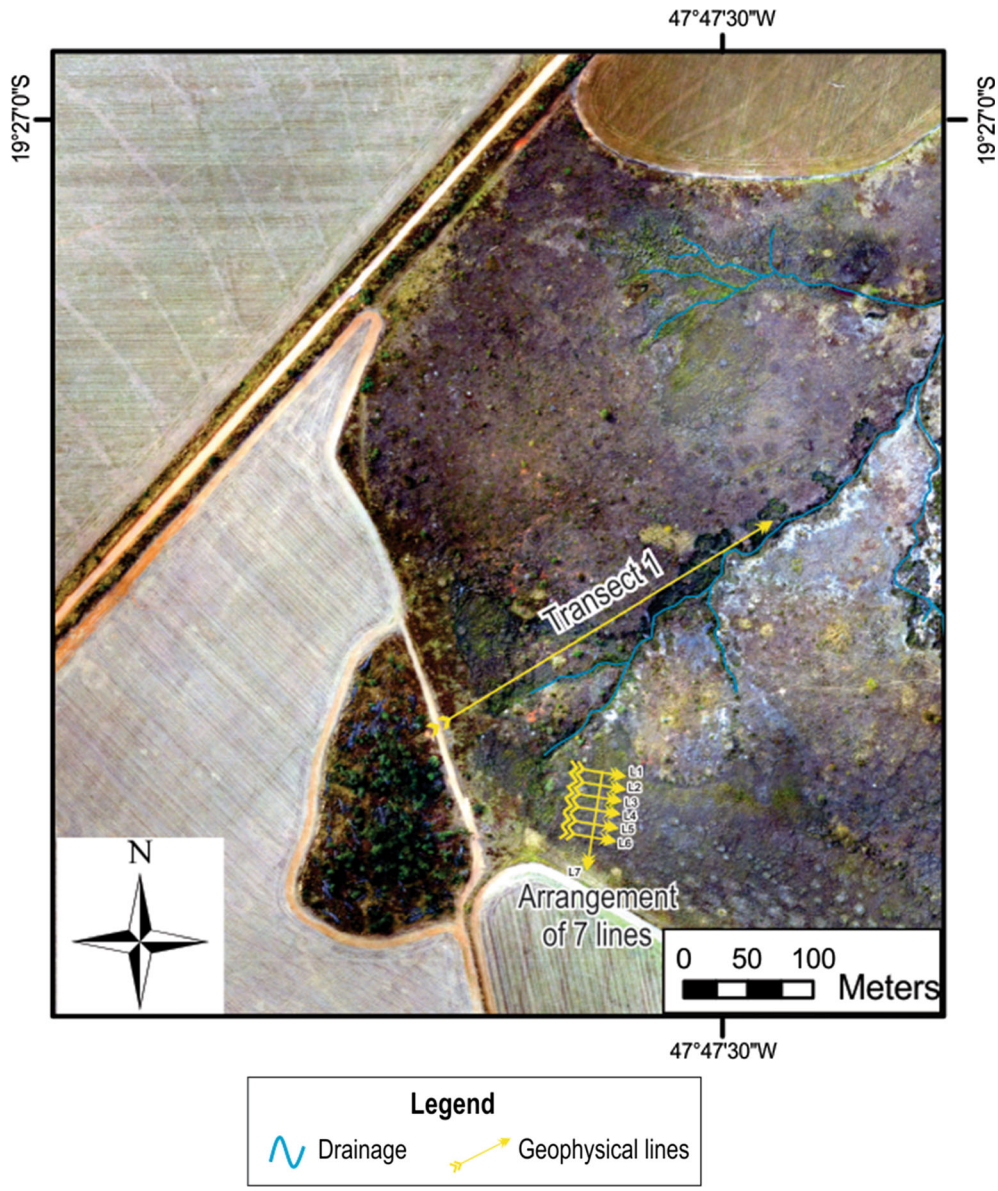


Figure 4
Distribution of the geophysical lines and arrangements in the studied area, and the river incision causing the landscape dissection. It is noteworthy that the Gleysols generally appear in the area of grassy vegetation, and that the Ferralsol commonly occur in the cropland areas

(Loke et al. 2001) performed by Geotomo Software (Loke 2003).

The 2D data were processed using the basic routine of the Res2Dinv software, in which a forward modeling subroutine is used to calculate the apparent resistivity values, and a non-linear least-squares optimization technique is used for the repeated inversion routine, used for calculating resistivity (deGroot-Hedlin and Constable 1990; Loke and Barker 1996) and resulted in sections of resistivity in terms of distance × depth, with a logarithmic graphic scale and interpolation intervals of values in colors.

The numeric product of the 2D data of each assembled line was grouped in a single spreadsheet, considering the position of the readings along the

lines (variable "*x*"), spacing between the lines (variable "*y*"), depth modeled by the inversion (variable "*z*") and the value of electrical resistivity (variable "*R*"). This spreadsheet was then used to produce the pseudo-3D viewing model, which was processed in the Oasis Montaj platform, where the 2D data obtained in Res2Dinv was interpolated using the minimum curvature method to generate 3D visualization models. The models can be visualized as layers, according to the chosen depth.

Visualization of pseudo-3D models generated from geophysical data contributes to our understanding of complex geological structures and hydrological problems. This methodology has many environmental applications and is described in other studies (Carrazza et al. 2016; Moreira et al. 2018; Vieira et al. 2016).

3. Results and Discussion

3.1. Soils on the Geomorphic Surface

The distribution pattern of Ferralsol and Gleysol throughout the plateau forms two domains (Fig. 5): Clayey Ferralsol occurs upslope, in the well-drained compartment of the plateau, and Gleysol occurs downslope, in the poorly-drained mid slope and valley. Partially dissolved iron crust outcropping is present in the break of slope. The soil distribution is a result of soil change processes. Soil with hydromorphic properties expands on Ferralsol, causing land surface abatement and the development of depressed zones (Rosolen et al. 2019). When soil porosity is filled by water, the saturation expands laterally, from the depression to the edge of the plateau, transforming the former Ferralsol (Jarvis et al. 2012). This

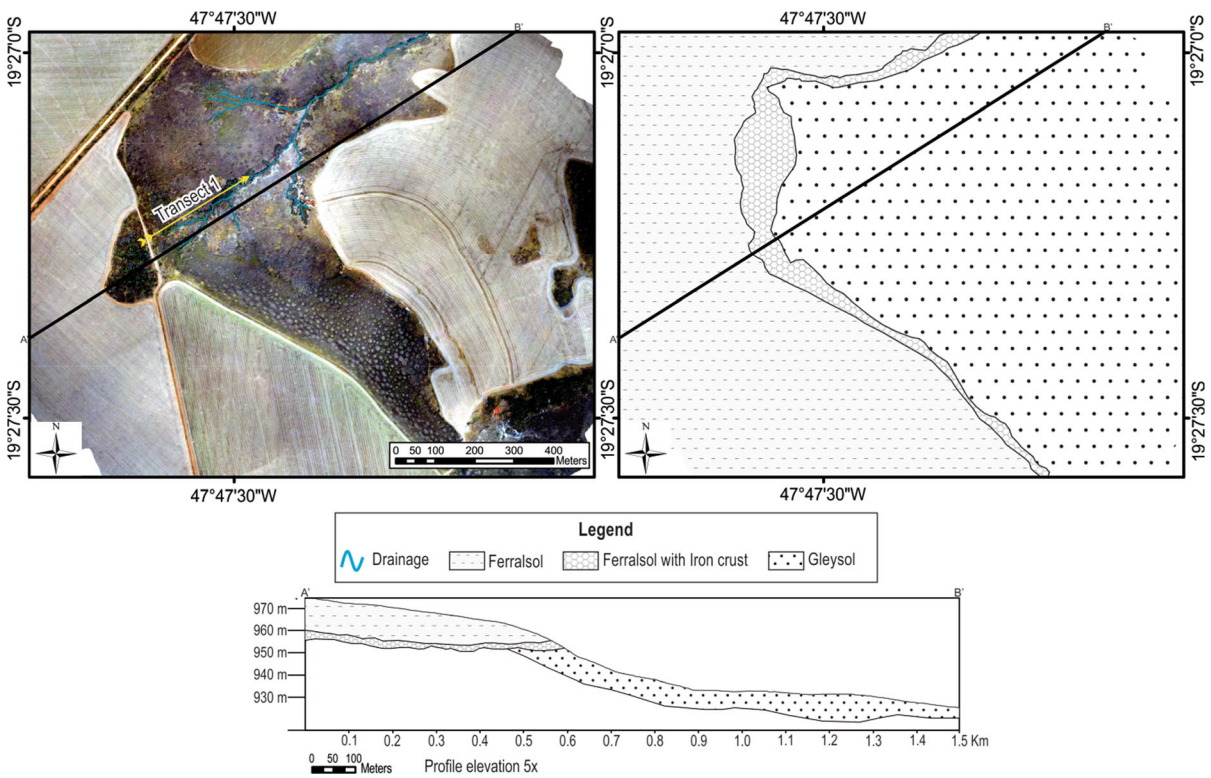


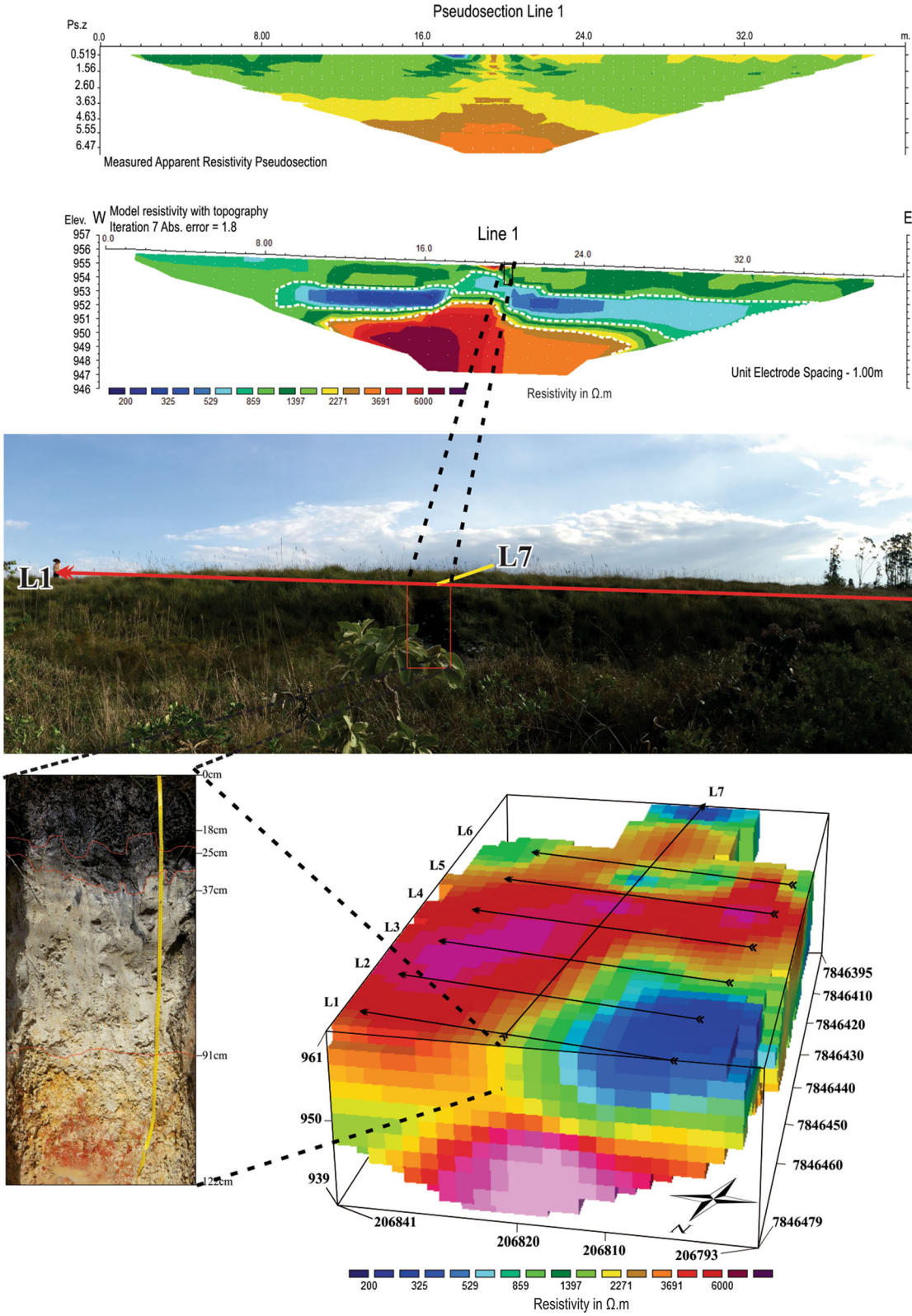
Figure 5
Location of study area in the state of Minas Gerais, and soil distribution, presenting a correlation between the slope and the occurrences of Gleysol or Ferralsols, in which the Ferralsols occur at the top of the cross section, represented by dashes in the hatched scheme; the Gleysol appears at the bottom, represented by dots, and the iron crust appears in the intersection between both soils

Table 1

Bulk geochemical composition

Sample layer	Depth (cm)	Total oxides (%)											Total	CIA (%)	Chemical transport		
		SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)			Fe	Al	Si
Gleysol																	
Organic	0–10	29.86	1.88	31.10	1.67	0.01	0.06	0.05	0.01	0.03	0.12	35.27	100.06	99.7	− 0.65	0.23	0.70
A gley	10–30	49.04	2.46	31.20	1.32	0.01	0.06	0.03	0.03	0.02	0.05	15.87	100.08	99.8	− 0.79	− 0.06	1.14
HAC	30–55	43.77	2.51	36.25	1.29	0.01	0.07	0.03	0.02	0.03	0.05	16.00	100.03	99.6	− 0.79	0.07	0.87
Grey spot	55–100	45.70	2.35	35.33	2.27	0.01	0.04	0.01	0.05	0.02	0.03	14.26	100.08	96.9	− 0.61	0.12	1.09
Yellow spot	100–105	46.12	2.19	33.43	4.48	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.05	13.68	100.05	99.8	− 0.18	0.13	1.26
Red spot	105–119	46.24	1.96	30.11	10.19	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.05	11.38	100.04	99.7	1.08	0.14	1.53
Voç HAC		43.61	2.62	35.58	1.66	0.01	0.06	0.03	0.02	0.03	0.09	16.32	100.02	99.7	− 0.75	0.01	0.79
VC1		45.52	2.54	34.68	1.25	0.01	0.06	0.03	0.01	0.03	0.09	15.84	100.06	99.7	− 0.80	0.01	0.92
VC–2		23.34	1.01	16.14	51.14	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.04	8.31	100.04	99.7	19.23	0.19	1.48
V_A1(P11)		86.05	0.62	8.97	0.82	0.01	0.02	0.04	0.08	0.16	0.05	3.27	100.09	99.8	− 0.47	0.08	13.92
VT1_119–C1		46.17	2.13	33.34	5.57	0.01	0.05	0.01	0.04	0.01	0.04	12.70	100.08	99.7	0.04	0.16	1.33
Ferralsol																	
A	0–4	24.52	2.90	38.29	7.80	0.01	0.13	0.24	0.02	0.07	0.16	25.88	100.02	99.1			
B1	4–26	27.99	3.08	40.54	7.65	0.01	0.07	0.04	0.02	0.03	0.10	20.52	100.06	99.7			
B2	40	28.71	3.05	40.36	7.40	0.01	0.07	0.04	0.02	0.03	0.10	20.28	100.06	99.7			
B2	70	28.29	3.06	40.97	7.67	0.01	0.08	0.05	0.01	0.03	0.10	19.82	100.09	99.7			
B3	115	29.26	2.97	40.32	7.61	0.01	0.06	0.02	0.01	0.03	0.09	19.69	100.08	99.8			
B3	200	29.79	2.85	41.73	7.10	0.01	0.07	0.03	0.01	0.03	0.10	18.28	100.01	99.8			
B3	250	28.33	3.24	41.44	7.62	0.01	0.07	0.03	0.01	0.03	0.10	19.21	100.09	99.8			
B3	300	28.23	3.05	41.24	7.74	0.01	0.06	0.03	0.02	0.03	0.08	19.55	100.04	99.8			
Total		225.12	24.2	324.89	60.59	0.08	0.61	0.48	0.12	0.28	0.83						
Average		28.14	3.02	40.61	7.57	0.01	0.07	0.06	0.01	0.03	0.10						

HAC high-alumina clay; *CIA* $Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O) \times 100\%$, *LOI* loss-on ignition


Pseudosection Line 1
Ps.z
0.0
8.00
16.0
24.0
32.0
m.
0.519
1.56
2.60
3.63
4.63
5.55
6.47
Measured Apparent Resistivity Pseudosection
Elev.
W
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 1.8
Line 1
E
957
956
955
954
953
952
951
950
949
948
947
946
Unit Electrode Spacing - 1.00m
200
325
529
859
1397
2271
3691
6000
Resistivity in Ω.m
L1
L7
0cm
18cm
25cm
37cm
91cm
122cm
L6
L5
L4
L3
L2
L1
961
950
939
206841
206820
206810
206793
7846395
7846410
7846420
7846430
7846440
7846450
7846460
7846479
N
200
325
529
859
1397
2271
3691
6000
Resistivity in Ω.m

◀Figure 6
Correlation between pseudosection and resistivity model for line 1 with the pedologycal aspects seen on the field (profile VTR1) and the pseudo-3D model generated by the interpolation of data. The pseudosection generated shows similarities with the soil profile (VTR1) and that the differences in material, that can be observed in site, and resistivity are highlighted by the 2D resistivity section. Allowing linking the high resistivity portion (dark red colors in the resistivity model) to the iron-rich indurate material, the green colors to the high-alumina clays, and the blue colors to the water saturation

pedogenic process currently characterizes the soils cape on the plateau and is responsible for changes in soil hydrology.

Generally, aquic conditions on a flat plateau develop in shallow concavity, triggered by increasing climatic humidity (*i.e.*, from 4600 years B. P. to the present day, an increase of rainfall was registered by Salgado-Laboriau et al. (1998) and Pessenda et al. (2010), and in shape profiles with iron-depleted gray horizons surrounded by red soils at the dry edge (Daniels et al. 1971; Vepraskas and Lindbo 2012). The spatial and temporal scales of soil processes are key to understanding the occurrence of high-alumina clays, since this material is closely linked to soil moisture and subsurface flows in slope (Sidle et al. 2017).

Morphological properties indicate that Ferralsols develop from disequilibrium of the pre-existing iron crust. The hematite crusts developed by absolute iron concentration require a tropical climate with high seasonality, drier than at the present time. The increase of climatic humidity leads to the dissolution of iron crusts, forming deep and well-drained Ferralsol. The process was well documented in many geomorphological sequences of tropical regions (Beauvais and Chardon 2013; Nahon 1991a; Tardy and Nahon 1985).

The development of Gleysols within a ferruginous lateritic domain is associated with the existence of shallow depressions and high groundwater levels, characterizing a landscape of isolated wetlands (Lee et al. 2018). As soil saturation increases, iron oxides become unstable and are released through soil solution (Vepraskas and Lindbo 2012). In the study area, river incision has exposed the iron crust at the edge of the plateau, which is overlaid by mottled and light gray layers. In this segment of the slope, the presence of iron crust supports a perched groundwater, saturating the soil and transforming the ferruginous materials. Over dismantled crust, an iron-depleted layer and organic matter concentration appear in the profile. From plateau to valley, the distinct soil morphologies and properties in the soil cover are controlled by hydrological processes, deeply influenced by distinct water-table levels.

Bulk geochemical data are consistent with soil morphology: the total of base cations (CaO, Na_2O and K_2O) in both Ferralsol and Gleysol is very low, typical of lateritic soils, and show a similar trend (Table 1). In both profiles, overall CIA values are $> 99\%$, characterizing a high degree of weathering and kaolinitic composition (Hong et al. 2009). The major chemical differences between the profiles are in the contents of SiO_2, Al_2O_3 and Fe_2O_3. Comparatively, SiO_2 is higher in Gleysol, and Al_2O_3 is higher in Ferralsol.

Since a Ferralsol profile with granular microstructure results from the gradual destruction of iron crust in reaction with the aqueous phase (Nahon 1991b), the pedologic evolution generates matrices enriched with goethite and gibbsite from hematite hydration and partial dissolution of kaolinite (Tardy 1993). As expected, Fe_2O_3 is lower in Gleysol because iron oxy-hydroxides are transferred, in the state of ferrous ions, under high humidity or waterlogged conditions (Vepraskas and Lindbo 2012).

The chemical mobility in Gleysol, compared to Ferralsol, shows negative values of Fe_2O_3, indicating leaching from soil profiles, and relative accumulation of Si_2O_3 and Al_2O_3. Absolute iron subtraction occurs in the horizons under the influence of perched groundwater. In the studied sequence, iron depletion follows the lateral flow through the shallow aquifer.

3.2. Assessing Soil Mantle Architecture Using Electrical Resistivity Tomography (ERT)

The 2D resistivity models resulted in low RMS (ranging Fromm 1.1 to 8.3), indicating a collection of data that presents low mean deviation for each acquisition line, which provided a model plausible

with the pedological and geological aspects described in the study site.

To better interpret the geophysical data, the arrangement of 7 lines was placed immediately on top of the VTR1 profile (Fig. 6), as an strategy to define the geophysical signature of the high-aluminous clay, the water table level and the iron crust, taking advantage of the soil exposition for collecting geophysical measurements. Once the scope addresses an alternative for indirect assessment in mineral prospection, it is usual the option of "reference lines" where the values for the materials assessed are checked on site.

The pseudosection provided for line 1 (Fig. 6), reinforces that the 2D inversion model highlights the differences in material resistivity, and that they can be directly linked to the soil horizons determined by the pedologycal description of the soil exposure.

The resistivity dataset obtained in Transect 1 (Fig. 7) ranges from 0.22 to 8801 Ωm, where a high resistive layer (> 1937 Ωm) corresponds to the presence of iron crust at mid slope. This level sustains a low resistive layer (< 426 Ωm) that corresponds to the high-alumina clay layers developed in a suspended aquifer. Low resistivity also dominates in the segment where the water level rises in a free aquifer due to river incision. Figure 7 shows an upslope, lateral advance of water-saturated soil

Figure 8 ▶
2D tomograms from the arrangement of seven lines, showing portions with higher resistivity values, marking the delimitation of the iron crust surface, portions with intermediate resistivity values, represented by greenish colors, where the soft ferricrete appears in the area, and the lower resistivity values, represented by bluish colors, in which evidences of water-saturated zones where found

transforming the lower portion of the iron crust. The formerly hard ferruginous material disappears, and a high-alumina clay layer develops through transport of dissolved Fe through soil–water flux.

For the second area, containing the seven lines in Schlumberger array, 2D tomograms show the inversion results of the resistivity dataset ranging from 50 to 5000 Ωm (Fig. 8). Higher resistivity > 2559 Ωm (red and pink colors) was interpreted as the occurrence of iron crust layers at mid slope, it starts to appear at approximately the depth 952 meters at line 1 and 948 meters depth in line 7. In both the upslope (plateau with Ferralsol towards South of line 7) and downslope (deep valley towards North of line 7) directions, the resistivity decreases progressively to ∼ 694 Ωm, showing green colors, corresponding to zones where the iron crust is not present, possibly having transformed into an argillaceous iron rich material (soft ferricrete). The blue colors where

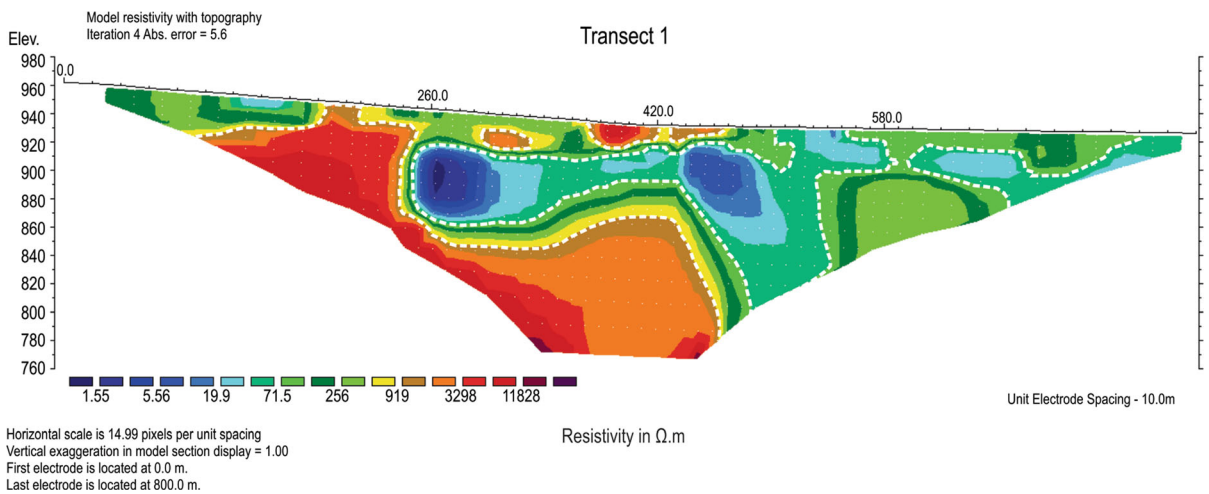
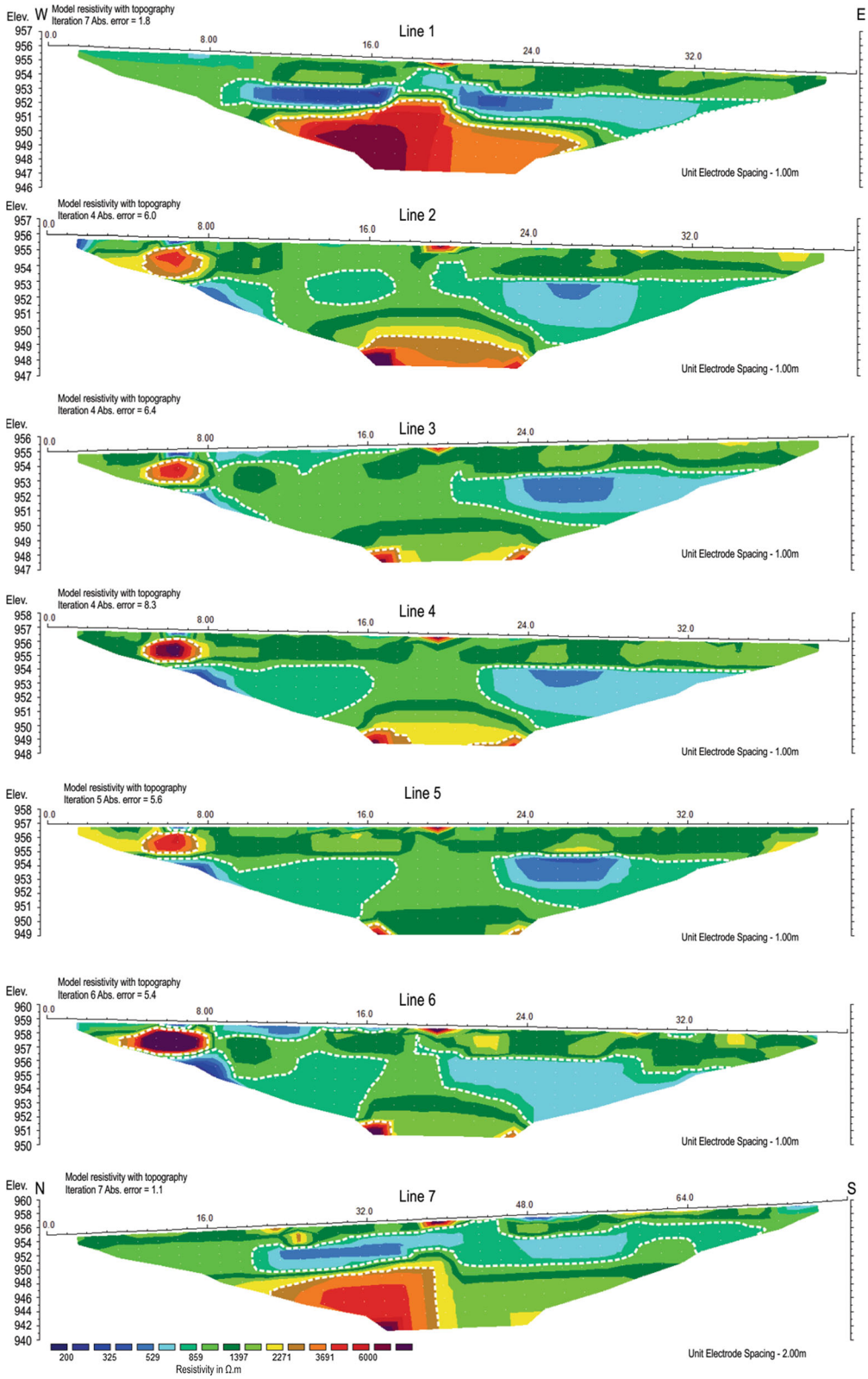


Figure 7
2D tomogram for Transect 1, presenting a well-defined structure with higher resistivity values represented by orange and dark red colors, which represent the iron crust, which is consistent with the slope in the area


Elev. W
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 1.8
Line 1
E
Unit Electrode Spacing - 1.00m
Model resistivity with topography
Iteration 4 Abs. error = 6.0
Line 2
Unit Electrode Spacing - 1.00m
Model resistivity with topography
Iteration 4 Abs. error = 6.4
Line 3
Unit Electrode Spacing - 1.00m
Model resistivity with topography
Iteration 4 Abs. error = 8.3
Line 4
Unit Electrode Spacing - 1.00m
Model resistivity with topography
Iteration 5 Abs. error = 5.6
Line 5
Unit Electrode Spacing - 1.00m
Model resistivity with topography
Iteration 6 Abs. error = 5.4
Line 6
Unit Electrode Spacing - 1.00m
Elev. N
Model resistivity with topography
Iteration 7 Abs. error = 1.1
Line 7
S
Unit Electrode Spacing - 2.00m
200 325 529 859 1397 2271 3691 6000
Resistivity in Ω.m

interpreted as zones where the soft ferricrete is saturated with water, based on field observations during ERT data acquisition, in line 6, between 8 and 16 meters, the soil was extremely moist. The non-existence of iron crust in Ferralsol profile confirms the hypothesis of bio-geochemical disequilibrium of iron crust, while at mid slope the crust is still preserved. Beauvais et al. (1999) reported similar ERT values in an African lateritic mantle, showing values of > 2330 Ωm for hardened ferricrete and values ranging from 810 to 2330 Ωm in soft ferricrete.

In its central portion, as seen in line 1 and 7, the thickness of hard iron crust is of approximately 5–6 m, diminishing to approximately 0.5 meters of thickness towards the borders. Lower resistivity values of < 2000 Ωm (blue and green colors) were obtained on the plateau and at mid slope, which we interpreted as the occurrence of zones of fine-grained and coarse-grained soils, which could retain water and support an aquifer, respectively (Greer et al. 2017). Resistivity is strongly controlled by water saturation and salinity, grain size and soil mineralogy (Parsekian et al. 2015), as groundwater has a fairly low resistivity, rock resistivity depends upon its porosity and pore saturation, thus concerning the local geology the resistivity range expected for sand is 500–5000 Ωm, sandstone 1–10^8 Ωm and natural waters 1–10^3 Ωm (Mussett and Khan 2000).

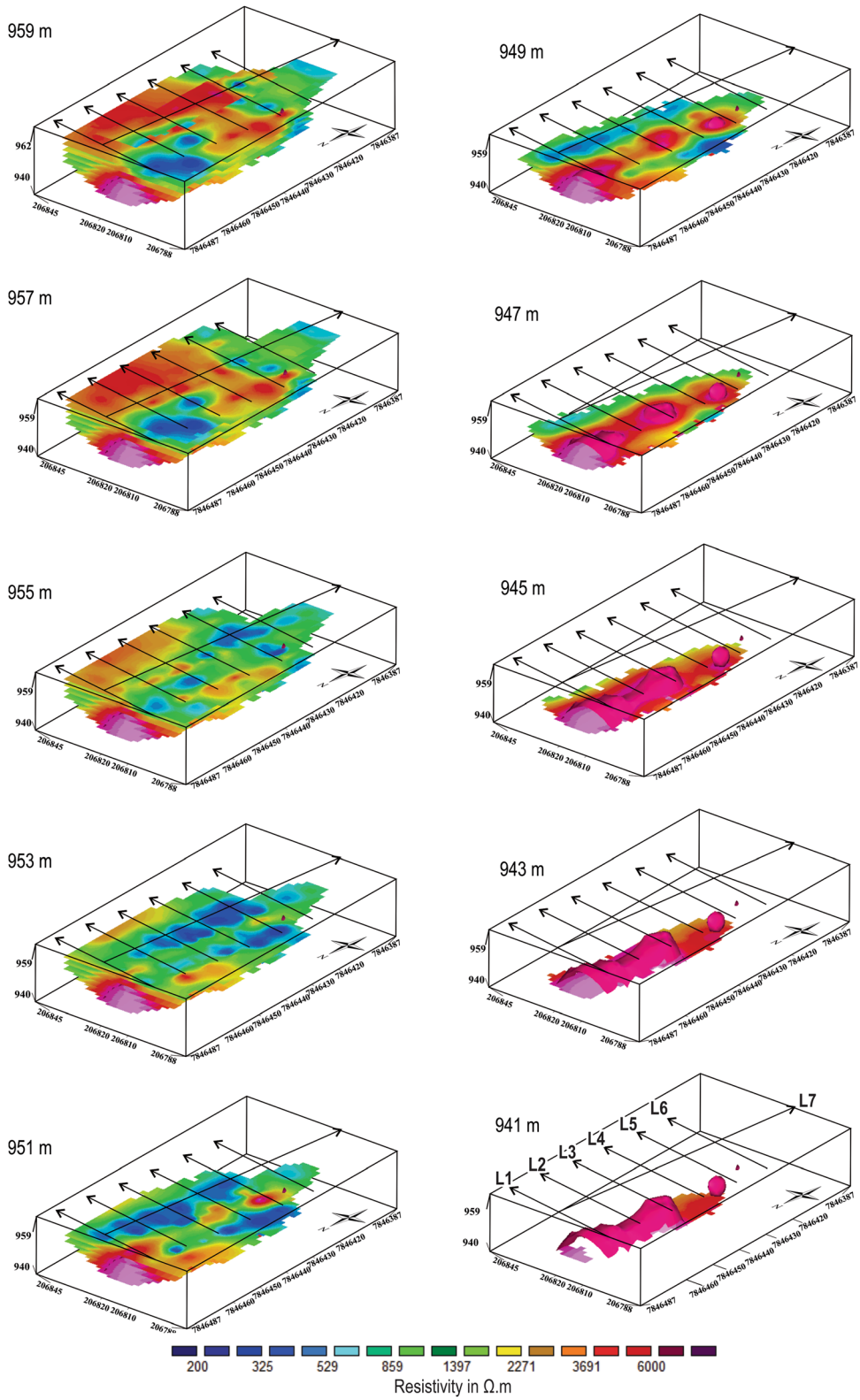
In deep Indian soils, for example, Braun et al. (2009) obtained resistivity below 400 Ωm, with 100 Ωm in topsoil, 60 Ωm in clayey-sand material and 350 Ωm in sandy-clay. In the present study, the perpendicular line (line 7, following the slope) clearly shows a heterogeneous resistivity, highlighting lower resistive layers, which correspond to high-alumina clay strongly influenced by water saturation, and higher resistive layers corresponding to iron crust. By using the 2D data obtained in the Res2Dinv, a pseudo-3D model was generated to illustrate the extension and shape the iron crust (Fig. 9) and its delimitation. At slope scale, the shallow layer above the iron crust (951 m.a.s.l.), precisely at mid slope, sustains a suspended aquifer and characterizes the current process in the lateritic mantle. The layer below the iron crust reaches the altitude of 941 m.a.s.l.

Figure 9 ▶
pseudo-3D model generated using the 2D data obtained in Res2Dinv, delimitating the shape and depth of occurrence of the iron crust. The high resistivity values (pink and red colors) represent the zone of occurrence of the iron crust, the intermediate resistivity values (yellowish and green colors) represent zones with concentration of argillaceous material, considered as soft ferricretes and iron-depleted clays, the low resistivity values (blue colors) comprises the zones that the argillaceous material presents water saturation

3.3. Water Availability and Distribution in the Slope and the Occurrence of High-Alumina Clay Layers

ERT images provide useful information of soil structures and are consistent with the field observations. The 2D inversion sections and pseudo-3D figures show distinct geo-electrical pattern of soil layers in the Ferralsol-Gleysol transition. Based on the figures, a high-alumina clay layer is located exclusively mid slope, where the water is retained over the iron crust, suggesting a close relation between this material and the highest soil moisture. The data generated by ERT allow us to delineate the boundaries between the saturated domain and Ferralsol, since both Ferralsol and Gleysol are developed from the dissolution of iron crust, albeit under different hydrodynamics controlled by the geomorphology. The resistivity obtained from saturated soil indicates that high-alumina clays originate due to the existence of a perched groundwater. The excess water dissolves iron crust, generating mottled or iron-depleted grey layers.

The development of Ferralsol and Gleysol with high-alumina clays corresponds to evolutionary stages of the lateritic landscape, possibly marked by climatic changes in the Quaternary period. Hong et al. (2010) showed that, in southern China, iron-depleted matrices in lateritic soils are compatible with the groundwater dynamics in this geological period. On a plateau, the progression of Ferralsol in a non-saturated domain results in a soft kaolinitic matrix containing goethite, which surrounds iron nodules (Beauvais 2009). Since iron crust is preserved in the plateau edge controlled by river incision, it acts as a water-restricting horizon,


959 m
949 m
957 m
947 m
955 m
945 m
953 m
943 m
951 m
941 m
L1
L2
L3
L4
L5
L6
L7
200
325
529
859
1397
2271
3691
6000
Resistivity in Ω.m

contributing to a more complex lateral groundwater movement (Ma et al. 2017). The opening of connections in the wetland-river system enhances lateral water flow, creating a discharge system and releasing iron from the soil matrix. Under the presented conditions, high-alumina clays form in the saturated domain.

Finally, the soil hydromorphic properties in the studied sequence are a response of the strongly heterogeneous soil architecture. The soil-terrain stratification defines soil-hydrologic function (Baldwin et al. 2017) and explains the process and geomorphological environment. Such knowledge can be used to improve models that guide mining.

4. Conclusion

Geophysical 2D and 3D ERT techniques were used to illustrate the architecture and resistivity ranges in the terrain and evaluate the subsurface water distribution pattern. ERT techniques associated with soil morphology and geochemistry provide information on the ground surface and subsurface to propose a genetic model and pinpoint the distribution of high-alumina clay materials in a deeply weathered lateritic soil. The results showed that high-alumina clay layers are located exclusively at the edge of the plateau, forming a continuum between wetlands and Ferralsol in the landscape. The outcropping of resistive iron crust restricts vertical water flow, developing a hydromorphic soil and geomorphological environment. A distinct water regime defines the geochemical transfers within the soil mantle, depleting Fe_2O_3 from Gleysol and increasing its Al_2O_3 and SiO_2.

High-alumina clays are restricted to wetlands of the Cerrado, and wetlands play a critical role in climate change, biodiversity and hydrology. Therefore, as certaining the spatial distribution of Ferralsol and Gleysol layers allows us to plan mining procedures, based on adequate knowledge of the genesis and location of reserves, that are consistent with the concept of economic and environmental sustainability.

Assuming that the ore is exposed only on the plateau's edge, remote sensing and ERT tools are effective for defining the size of the reserve and introducing the process of selective mining techniques, where only the richest mineralized zone is exploited, reducing environmental hazards.

Acknowledgements

We gratefully thank FAPESP (Processes n° 2014/01131-4 and 2017/14168-1) for provided the financial support.

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

References

Abem, A. I. (2012). *Terrameter LS Instruction Manual* (p. 122). ABEM Instrument Sundbyberg: Sundbyberg.

Baldwin, D., Naithani, K. J., & Lin, H. (2017). Combined soil-terrain stratification for characterizing catchment-scale soil moisture variation. *Geoderma, 285,* 260–269. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.09.031.

Beauvais, A. (2009). Ferricrete biochemical degradation on the rainforest-savannas boundary of Central African Republic. *Geoderma, 150*(3–4), 379–388. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.02.023.

Beauvais, A., & Chardon, D. (2013). Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14*(5), 1590–1608. https://doi.org/10.1002/ggge.20093.

Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J. C., Bantsimba, C., & Dukhan, M. (2004). Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma, 119*(1–2), 121–132. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.06.001.

Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J. C., Dukhan, M., & Bantsimba, C. (1999). Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in West Africa, using 2-D electrical resistivity tomography. *Earth and Planetary Science Letters, 173*(4), 413–424. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00245-9.

Beerten, K., Deforce, K., & Mallants, D. (2012). Landscape evolution and changes in soil hydraulic properties at the decadal, centennial and millennial scale: A case study from the Campine area, northern Belgium. *CATENA*. https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.03.005.

Braun, J. J., Descloitres, M., Riotte, J., Fleury, S., Barbiéro, L., Boeglin, J. L., et al. (2009). Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed, South India. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 73*(4), 935–961. https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.11.013.

Butt, C. R. M., Lintern, M. J., & Anand, R. R. (2000). Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain—

Implications for geochemical exploration. *Ore Geology Reviews, 16*(3–4), 167–183. https://doi.org/10.1016/S0169-1368(99)00029-3.

Carrara, E., Pece, R., & Roberti, N. (1994). Geoelectrical and seismic prospections in hydrogeology: Model and master curves for the evaluation of porosity and water saturation. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, 143*(4), 729–751. https://doi.org/10.1007/BF00879507.

Carrazza, L. P., Moreira, C. A., & Helene, L. P. I. (2016). Gully cavity identification through electrical resistivity tomography. *Revista Brasileira de Geofísica, 34*(2), 241–250. https://doi.org/10.22564/rbgf.v34i2.799.

Chadwick, O. A., Brimhall, G. H., & Hendricks, D. M. (1990). From a black to a gray box—A mass balance interpretation of pedogenesis. *Geomorphology, 3*(3–4), 369–390. https://doi.org/10.1016/0169-555X(90)90012-F.

Coelho, C. V. S., & Rosolen, V. (2016). Caracterização morfológica, mineralógica e química dos níveis de alteração da Formação Marília (membro Serra da Galga) do Neocretáceo da Bacia Bauru, no Triângulo Mineiro (MG). *Pesquisas Em Geociências, 43*(2), 139–151.

DNPM. (2016). *Sumário Mineral 2016*. Brasília. Retrieved from http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral/sumario-mineral-brasileiro-2016.

Dahlin, T. (1996). 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break, 14*(7), 275–283.

Daniels, R. B., Gamble, E. E., & Nelson, L. A. (1971). Relations between soil morphology and water-table levels on a dissected North Carolina coastal plain surface 1. *Soil Science Society of America Journal, 35*(5), 781–784.

deGroot-Hedlin, C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics, 55*(12), 1613–1624.

Dentith, M., & Mudge, S. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press. https://doi.org/10.5860/choice.186586.

Dias-Brito, D., Musacchio, E. A., De Castro, J. C., Maranhão, M., Suárez, J. M., & Rodrigues, R. (2001). Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil-concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue de Paléobiologie, 20*(1), 245–304.

Eltner, A., Baumgart, P., Maas, H., & Faust, D. (2015). Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil. *Earth Surface Processes and Landforms, 40*(6), 741–755.

Everett, M. E. (2013). *Near-Surface applied geophysics*. United Kingdom: Cambridge University Press.

Ganiyu, S. A., Badmus, B. S., Oladunjoye, M. A., Aizebeokhai, A. P., Ozebo, V. C., Idowu, O. A., et al. (2016). Assessment of groundwater contamination around active dumpsite in Ibadan southwestern Nigeria using integrated electrical resistivity and hydrochemical methods. *Environmental Earth Sciences, 75*(8), 643.

Greer, B. M., Burbey, T. J., Zipper, C. E., & Hester, E. T. (2017). Electrical resistivity imaging of hydrologic flow through surface coal mine valley fills with comparison to other landforms. *Hydrological Processes, 31*(12), 2244–2260. https://doi.org/10.1002/hyp.11180.

Helaly, A. S. (2017). Assessment of groundwater potentiality using geophysical techniques in Wadi Allaqi basin, Eastern Desert, Egypt—Case study. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics, 6*(2), 408–421. https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.09.003.

Hong, H., Gu, Y., Li, R., Zhang, K., & Li, Z. (2010). Clay mineralogy and geochemistry and their palaeoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits in the Xuancheng section, southern China. *Journal of Quaternary Science, 25*(5), 662–674. https://doi.org/10.1002/jqs.1340.

Hong, H., Li, Z., Yang, M., Xiao, P., & Xue, H. (2009). Kaolin in the net-like horizon of laterite in Hubei, south China. *Clay Minerals, 44*(1), 51–66. https://doi.org/10.1180/claymin.2009.044.1.51.

Idziak, A. F., & Dubiel, R. (2011). *Geophysics in mining and environmental protection*. Berlin: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-19062-9.

Jahn, R., Blume, H. P., Asio, V. B., Spaargaren, O., & Schad, P. (2006). *Guidelines for soil description*. Quebec City: FAO.

Jarvis, N. J., Moeys, J., Koestel, J., & Hollis, J. M. (2012). Preferential flow in a pedological perspective. *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology* (pp. 75–120). Oxford: Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386941-8.00003-4.

Keller, W. D. (1963). The origin of high-alumina clay minerals—a review. *Clays and Clay Minerals, 12*(1), 129–151.

King, L. C. (1956). A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira De Geografia, 2*, 1–147. Retrieved from https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1956_v18_n2.pdf.

Lee, S., Yeo, I.-Y., Lang, M. W., Sadeghi, A. M., McCarty, G. W., Moglen, G. E., et al. (2018). Assessing the cumulative impacts of geographically isolated wetlands on watershed hydrology using the SWAT model coupled with improved wetland modules. *Journal of Environmental Management, 223*(May), 37–48. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.06.006.

Lin, H., Vogel, H. J., Phillips, J., & Fath, B. D. (2015). Complexity of soils and hydrology in ecosystems. *Ecological Modelling, 298,* 1–3. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.11.016.

Loke, M. H. (2003). *Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-squares method* (p. 122). Manual: Geotomo Software.

Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2001). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2-D electrical imaging surveys. *ASEG Extended Abstracts, 2001*(1), 1–4.

Loke, Meng Heng, & Barker, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting, 44*(1), 131–152.

Ma, Y., Li, X., Guo, L., & Lin, H. (2017). Hydropedology: Interactions between pedologic and hydrologic processes across spatiotemporal scales. *Earth-Science Reviews, 171*(19), 181–195. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.014.

McLachlan, P. J., Chambers, J. E., Uhlemann, S. S., & Binley, A. (2017). Geophysical characterisation of the groundwater–surface water interface. *Advances in Water Resources, 109,* 302–319. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.09.016.

Melfi, A. J. (1997). Brazilian bauxite deposits: a review. In A. J. Carvalho, A. Boulangé, B. Melfi, & Y. Lucas (Eds.), *Brazilan bauxites* (pp. 3–22). Sao Paulo, Paris: USP-FAPESP-ORSTOM.

Miller, A. J., & Zégre, N. P. (2014). Mountaintop removal mining and catchment hydrology. *Water (Switzerland), 6*(3), 472–499. https://doi.org/10.3390/w6030472.

Montes, C. R., Melfi, A. J., Carvalho, A., Vieira-Coelho, A. C., & Formoso, M. L. L. (2002). Genesis, mineralogy and

geochemistry of kaolin deposits of the Jari River, Amapá State, Brazil. *Clays and Clay Minerals, 50*(4), 494–503. https://doi.org/10.1346/000986002320514217.

Moreira, C. A., Paes, R. A. S., Ilha, L. M., & da Cruz Bittencourt, J. (2018). Reassessment of copper mineral occurrence through electrical tomography and pseudo 3D modeling in Camaquã Sedimentary Basin, Southern Brazil. *Pure and Applied Geophysics*. https://doi.org/10.1007/s00024-018-2019-2.

Moreira, C. A., Reis, S. S., Filho, W. M., & Hansen, M. A. F. (2017). Geoelectric Modeling of Supergenic Manganese Ocurrence in Heliodora Region, Southern Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geofísica, 34*(3), 299–308. https://doi.org/10.22564/rbgf.v34i3.833.

Munsell, A. H. (2000). *Munsell soil color charts Munsell Color*. Michigan: GretagMacbeth.

Mussett, A. E., & Khan, M. A. (2000). *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. New York: Cambridge University Press.

Nahon, D. B. (1991a). *Introduction to the petrology of soils and chemical weathering*. New York: Wiley.

Nahon, D. B. (1991b). Self-organization in chemical lateritic weathering. *Geoderma, 51*(1–4), 5–13. https://doi.org/10.1016/0016-7061(91)90063-Y.

Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature, 299*(5885), 715–717.

Parsekian, A. D., Singha, K., Minsley, B. J., Holbrook, W. S., & Slater, L. (2015). Multiscale geophysical imaging of the critical zone. *Reviews of Geophysics, 53,* 1–26. https://doi.org/10.1002/2016RG000526.

Pennock, D., Bedard-Haughn, A., Kiss, J., & van der Kamp, G. (2014). Application of hydropedology to predictive mapping of wetland soils in the Canadian Prairie Pothole Region. *Geoderma, 235–236,* 199–211. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.07.008.

Pessenda, L. C. R., Gouveia, S. E. M., Ribeiro, A. S., De Oliveira, P. E., & Aravena, R. (2010). Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 297*(3–4), 597–608. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.008.

Phillips, J. D. (2015). The robustness of chronosequences. *Ecological Modelling, 298,* 16–23. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2013.12.018.

Queiroz, A. T. (2012). *Análise e avaliação da demanda e da disponibilidade hídrica nos alto e médio curso do Rio Uberabinha e o abastecimento público em Uberlândia (MG)*. Uberlândia: Universidade Federal de Uberlândia.

Redhaounia, B., Ilondo, B. O., Gabtni, H., Sami, K., & Bédir, M. (2016). Electrical Resistivity Tomography (ERT) applied to Karst carbonate aquifers: case study from Amdoun, northwestern Tunisia. *Pure and Applied Geophysics, 173*(4), 1289–1303.

Reyes-López, J. A., Ramírez-Hernández, J., Lázaro-Mancilla, O., Carreón-Diazconti, C., & Garrido, M. M.-L. (2008). Assessment of groundwater contamination by landfill leachate: A case in México. *Waste Management, 28,* S33–S39.

Rosolen, V., Bueno, G. T., Mutema, M., Moreira, C. A., Junior, I. R. F., Nogueira, G., et al. (2019). On the link between soil hydromorphy and geomorphological development in the Cerrado (Brazil) wetlands. *CATENA, 176*(October 2018), 197–208. https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.01.022.

Rubin, Y., & Hubbard, S. S. (Eds.). (2006). *Hydrogeophysics*. Dordrecht: Springer.

Salgado-Laboriau, M. L., Barberi, M., Ferraz-Vicentini, K. R., & Parizzi, M. G. (1998). A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology, 99,* 115–129.

Sidle, R. C., Gomi, T., Usuga, J. C. L., & Jarihani, B. (2017). Hydrogeomorphic processes and scaling issues in the continuum from soil pedons to catchments. *Earth-Science Reviews, 175,* 75–96. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.010.

Tardy, Y. (1993). *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Paris: Masson. ISBN 2-225-84176-4

Tardy, Y., & Nahon, D. B. (1985). Geochemistri of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe + -kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion fromation. *American Journal of Science, 285,* 865–903.

Tost, M., Hitch, M., Chandurkar, V., Moser, P., & Feiel, S. (2018). The state of environmental sustainability considerations in mining. *Journal of Cleaner Production, 182,* 969–977. https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2018.02.051.

Vepraskas, M. J., & Lindbo, D. L. (2012). Redoximorphic features as related to soil hydrology and hydric soils. *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology* (pp. 143–172). Oxford: Elsevier. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-386941-8.00005-8.

Vieira, L. B., Moreira, C. A., Côrtes, A. R. P., & Luvizotto, G. L. (2016). Geophysical modeling of the manganese deposit for Induced Polarization method in Itapira (Brazil). *Geofisica Internacional, 55*(2), 107–117.

Zhang, G., Zhang, G. B., Chen, C., Chang, P. Y., Wang, T. P., Yen, H. Y., et al. (2016). Imaging rainfall infiltration processes with the time-lapse electrical resistivity imaging method. *Pure and Applied Geophysics, 173*(6), 2227–2239. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1251-x.

(Received July 3, 2019, revised January 29, 2020, accepted February 6, 2020)

7. Conclusões

A pesquisa foi norteada pela hipótese de que os materiais enriquecidos em argilas altamente aluminosas são originados a partir das couraças ferruginosas presentes nas chapadas da região. Os resultados obtidos neste estudo reforçam que as couraças são fundamentais no desenvolvimento das argilas aluminosas, tanto por ser considerada material fonte, quanto por seu papel na restrição do fluxo hídrico no topo dos platôs. Tal restrição proporciona o acúmulo de água e influencia na formação das áreas úmidas, onde os solos enriquecidos em alumínio são encontrados.

Dessa forma, a cartografia e a compartimentação de paisagem permitem estabelecer a estreita relação entre os compartimentos morfológicos e seus constituintes: as couraças encontradas nas bordas da chapada ou expostas na vertente e as áreas úmidas encontradas nas porções mais rebaixadas na posição de interflúvio do platô. As duas áreas estudadas indicam os estágios de evolução da paisagem através do encaixamento da rede de drenagem atual transformando os materiais lateríticos ferruginizados mais antigos. A dinâmica atual caracterizada como um processo de transformação pedológica é determinante para a formação de novas assembléias minerais em um material que apresenta profundas mudanças estruturais e químicas, em razão da mudança de perfis de solo formados em condições satisfatórias de drenagem para perfís com saturação hídrica longa e periódica.

A partir da caracterização petrográfica, química e mineralógica foi possível concluir que a transformação das crostas ferruginosas em gleissolos com argilas altamente aluminosas ocorreu em etapas sequenciais:

- Os latossolos argilosos com crostas ferruginosas foram desenvolvidos a partir dos arenitos do Membro Serra da Galga. Esta fase lateritíca pedogenética somente foi possível devido às condições oxidativas e bem drenadas pelas quais o material ficou submetido desde o final da sedimentação (65 milhões de anos), e após o estabelecimento da superfície Sul-Americana. As condições paleoclimáticas, tempo de exposição e estabilidade tectônica foram fatores determinantes na formação do perfil laterítico.
- O aumento de umidade no solo e sua consequente saturação, propiciaram o desenvolvimento dos horizontes manchados e desferruginizados, possivelmente com a mudança para períodos mais quente e úmidos desde pelo menos 4.600 milhões de anos (ínicio do Plioceno), com elevação generalizada do nível freático nos platôs. Atualmente, o nível freático mais elevado no platô

gera horizontes saturados, com dissolução da crosta ferruginosa e formação dos perfis de gleissolo. Com a hidromorfia ocorre a saída do ferro e consequente compactação estrutural e concentração e enriquecimento de horizontes de solo em alumínio.

Estas informações são fundamentais para a pesquisa e prospecção de áreas com concentração de argilas altamente aluminosas, ou seja, as áreas úmidas representam o local com maior potencial de enriquecimento em alumínio nestes materiais.

O levantamento geofísico permitiu ilustrar a arquitetura dos horizontes em subsuperfície e avaliar o padrão de distribuição dos horizontes saturados em água. Ao combinar as técnicas de tomografia de resistividade elétrica com a morfologia do solo e dados geoquímicos, foi possível estabelecer um modelo genético da forma de ocorrência das argilas altamente aluminosas. Este modelo é baseado na hipótese da presença de um material que limita ou impede o fluxo contínuo da água nas áreas úmidas, com aumento do tempo de saturação do solo e favorecimento do desmantelamento de materiais mais duros (couraça) e a formação dos solos altamente argilosos nestes locais.

Os resultados combinados permitiram identificar que as argilas altamente aluminosas são encontradas apenas nas áreas úmidas do platô, e formam um *continuum* entre as áreas úmidas e latossolos na paisagem. Onde ocorre redução e transferência para a água dos óxido-hidróxidos de Fe originalmente associados aos argilominerais e matéria orgânica, pode ocorrer de forma associada a decomposição anaeróbica da matéria orgânica pelos microrganismos heterotróficos. A elevação do nível freático acima da superfície topográfica no período de chuva produz condições ideais para a redução do Fe, facilmente transportado para as partes mais baixas do relevo, por fluxo lateral sentido ao centro da depressão.

Foi possível detalhar a relação entre os distintos materiais superficiais a partir da combinação de técnicas de sensoriamento remoto, geofísica, análises químicas, petrográficas e mineralógicas.

Baseado na premissa de que o material enriquecido em alumínio está exposto apenas nas áreas úmidas do platô, sensoriamento remoto e a geofísica são ferramentas eficazes para delimitar a ocorrência desse material em projetos de pesquisa mineral. A lavra de tais materiais é inevitável, contudo, estas atividades de extração podem ser conduzidas de forma criteriosa e controlada para preservação de ecossistemas e redução dos impactos ambientais.

8. Bibliografia

AB'SÁBER, A. N. Contribuição à geomorfologia da área dos cerrados. In: **Simpósio sobe o cerrado**. São Paulo: EDUSP, 1971. p. 97–103.

ABAL, A. B. DO A. **Bauxita no brasil**. São Paulo: Gráfica Mundo, 2017.

ABEM, A. I. **Terrameter LS Instruction Manual**. Sweden: ABEM Instrument Sundbyberg, 2012.

ABIT, S. M. et al. Solute transport in the capillary fringe and shallow groundwater: field evaluation. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 3, p. 890–898, 2008.

ADEOYE, J. B.; OMOLEYE, J. A.; OJEWUMI, M. E. Development of alum from kaolin deposit using response surface methodology. **MOJ Bioorganic & Organic Chemistry**, v. 2, n. 3, p. 167–170, 2018.

ALMEIDA, M. A. DE et al. **Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná**. Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais**...1980

AUTHIER-MARTIN, M. et al. The mineralogy of bauxite for producing smelter-grade alumina. **Jom**, v. 53, n. 12, p. 36–40, 2001.

BALDWIN, D.; NAITHANI, K. J.; LIN, H. Combined soil-terrain stratification for characterizing catchment-scale soil moisture variation. **Geoderma**, v. 285, p. 260–269, 2017.

BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1984.

BARCELOS, J. H.; LANDIM, P. M. B.; SUGUIO, K. Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. **Simpósio Regional de Geologia**, v. 3, p. 90–102, 1981.

BASILICI, G.; DAL BÓ, P. F. F.; LADEIRA, F. S. B. Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília formation (North-West Bauru Basin, Brazil). **Sedimentology**, v. 56, n. 6, p. 1876–1904, 2009.

BASILICI, G.; SGARBI, G. N.; DAL'BÓ, P. F. F. A sub-Bacia Bauru: um Sistema Continental entre deserto e cerrado. In: HASUI, Y. et al. (Eds.). . **Geologia do Brasil**. Primeira ed. São Paulo: Beca, 2012. p. 520–543.

BATEZELLI, A. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 2003.

BATEZELLI, A. et al. Análise estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru - KS) no Centro-Oeste do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 22, n. Especial, p. 5–19, 2003.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 65, p. 1–24, 2016.

BEAUVAIS, A. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. **Geochimica et Cosmochimica**

Acta, v. 63, n. 23–24, p. 3939–3957, 1999.

BEAUVAIS, A. et al. Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. **Geoderma**, v. 119, n. 1–2, p. 121–132, 2004.

BEAUVAIS, A.; ROQUIN, C. Petrological differentiation patterns and geomorphic distribution of ferricretes in Central Africa. **Geoderma**, v. 73, n. 1–2, p. 63–82, 1996.

BEDASSA, G.; GETANEH, W.; HAILU, B. Geochemical and mineralogical evidence for the supergene origin of kaolin deposits – Central Main Ethiopian Rift. **Journal of African Earth Sciences**, v. 149, p. 143–153, 2019.

BERTINI, R. J.; SANTUCCI, R. M.; ARRUDA-CAMPOS, A. C. Titanossauros (Sauropoda: Saurischia) no Cretáceo Superior continental (Formação Marília , Membro Echaporã) de Monte Alto, estado de São Paulo, e correlação com formas associadas do Triângulo Mineiro. **Geociências**, v. 20, n. 1, p. 93–103, 2001.

BISH, D. L.; VON DREELE, R. B. Rietveld refinement of non-hydrogen atomic positions in kaolinite. **Clays and Clay Minerals**, v. 37, n. 4, p. 289–296, 1989.

BOGATYREV, B. A.; ZHUKOV, V. V.; TSEKHOVSKY, Y. G. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. **Lithology and Mineral Resources**, v. 44, n. 2, p. 135–151, 2009.

BOULET, R. Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta : équilibre et déséquilibre pédobioclimatique. **Mémoires ORSTOM**, v. 8, n. 1, p. 3–6, 1975.

BRIMHALL, G. H. et al. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. **Geoderma**, v. 51, n. 1–4, p. 51–91, 1991.

BUTT, C. R. M.; LINTERN, M. J.; ANAND, R. R. Evolution of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain - implications for geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, v. 16, n. 3–4, p. 167–183, 2000.

BUTT, C. R. M.; ZEEGERS, H. Classification of geochemical exploration models for tropically weathered terrains. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 32, n. 1–3, p. 65–74, 1989.

CARY, L.; TROLARD, F. Effects of irrigation on geochemical processes in a paddy soil and in ground waters in Camargue (France). **Journal of Geochemical Exploration**, v. 88, n. 1- 3 SPEC. ISS., p. 177–180, 2006.

CHADWICK, O. A.; BRIMHALL, G. H.; HENDRICKS, D. M. From a black to a gray box - a mass balance interpretation of pedogenesis. **Geomorphology**, v. 3, n. 3–4, p. 369–390, 1990.

CHIGIRA, M.; OYAMA, T. Mechanism and effect of chemical weathering of sedimentary rocks. **Engineering Geology**, v. 55, n. 1–2, p. 3–14, 2000.

COELHO, C. V. DE S. **Caracterização petrográfica, geoquímica e mineralógica do arenito da Formação Marília e processos de alteração**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 2017.

COELHO, C. V. DE S.; ROSOLEN, V. Caracterização morfológica, mineralógica e química dos níveis de alteração da Formação Marília (membro Serra da Galga) do Neocretáceo da Bacia Bauru, no Triângulo Mineiro (MG). **Pesquisas em Geociências**, v. 43, n. 2, p. 139–151, 2016.

CORRÊA, W. L. P. **Contribuição à gênese e caracterização tecnológica das argilas da região de Uberaba, Minas Gerais**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2006.

CORTÊS, A. R. P. et al. Geophysical and Metalogenetic Modelling of the Copper Occurrence in Camaquã Sedimentary Basin, Brazilian Southern. **Pure and Applied Geophysics**, v. 176, n. 11, p. 4955–4968, 2019.

COSTA, A. C. S. DA; BIGHAM, J. M. Óxidos de ferro. In: MELO, V. F. .; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). . **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do solo Viçosa, 2009. p. 506–572.

COSTA, M. L. DA; SOUSA, D. J. L.; ANGÉLICA, R. S. The contribution of lateritization processes to the formation of the kaolin deposits from eastern Amazon. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 27, n. 2–3, p. 219–234, 2009.

CPRM, C. DE P. DE R. M. **Mapa geológico do estado de Minas Gerais escala 1:1.000.000**. [s.l: s.n.].

DEMATTÊ, J. A. M.; ALOISI, R. R.; DEMATTÊ, J. L. I. Seqüência Latossolo Amarelo - Podzólico Amarelo - Areias Quartzosas Sob Material Da Formação Barreiras Na Região De Tucuruí. 1984.

DENG, Y.; STUMM, W. Kinetics of redox cycling of iron coupled with fulvic acid. **Aquatic Sciences**, v. 55, n. 2, p. 103–111, 1993.

DHAKATE, R. et al. Application of ground-penetrating radar for identification of groundwater resources in a coastal terrain. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 8, n. 7, p. 4703–4715, 2015.

DIAS-BRITO, D. et al. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil-concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie**, v. 20, n. 1, p. 245–304, 2001.

DJI. User Manual Phantom 4 PRO V1.0. **Dji P4P**, 2016.

DNPM, D. N. DE P. M. **Sumário Mineral 2016**. Brasil: Departamento Nacional de Produção Mineral, 2016. Disponível em: <http://www.anm.gov.br/dnpm/publicacoes/serie-estatisticas-e-economia-mineral/sumario-mineral/sumario-mineral-brasileiro-2016>.

EKOSSE, G. I. E. Kaolin deposits and occurrences in Africa: Geology, mineralogy and utilization. **Applied Clay Science**, v. 50, n. 2, p. 212–236, 2010.

EKOSSE, G. I. E.; MWITONDI, K. S. Principal component analysis to evaluate the spatial variation of major elements in kaolin deposit. **Bulletin of the Chemical Society of Ethiopia**, v. 29, n. 1, p. 41–51, 2015.

ELTNER, A. et al. Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 6, p. 741–755, 2015.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: Centro nacional de Pesquisa de Solos. Brasilia, Serviço de Produção de Informação, 2018.

EVANS, C. V; FREELAND, J. A. Wetland soils of basins and depressions of glacial terrains. In: **Wetland Soils: Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification**. Boca Raton, Florida: CRC Press, 2000. p. 251.

EZE, P. N.; UDEIGWE, T. K.; MEADOWS, M. E. Plinthite and its associated evolutionary forms in soils and landscapes: A Review. **Pedosphere**, v. 24, n. 2, p. 153–166, 2014.

FANNING, D. S.; FANNING, M. C. B. **Soil morphology, genesis and classification.** New York: John Wiley and Sons Inc., 1989.

FAO. **Guidelines for soil description**. Rome: ISRIC - World Soil Information; International Soil Reference and Information Centre; ICSU World Data Centre for Soils, 2006.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 1992.

FERNANDES, L. A. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1998.

FERNANDES, L. A. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. **Boletim Paranaense de Geosciencias**, n. 55, p. 53–66, 2004.

FERNANDES, L. A.; BASILICI, G. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid - semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). **Cretaceous Research**, v. 30, n. 3, p. 605–614, 2009.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164–176, 1994.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717–728, 2000.

FRITSCH, E. et al. Lateritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. **European Journal of Soil Science**, v. 53, n. 2, p. 203–217, 2002.

FRITSCH, E. et al. From Plinthic Acrisols to Plinthosols and Gleysols: iron and groundwater dynamics in the tertiary sediments of the upper Amazon basin. **European Journal of Soil Science**, v. 58, n. 5, p. 989–1006, 2007.

FRITSCH, E. et al. Deciphering the weathering processes using environmental mineralogy and geochemistry: Towards an integrated model of laterite and podzol genesis in the Upper Amazon Basin. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 343, n. 2–3, p. 188–198, 2011.

FURLAN, L. M. **Hidrodinâmica em área úmida de cerrado na chapada sedimentar do oeste mineiro**. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 2019.

FURLAN, L. M. et al. Natural superficial water storage and aquifer recharge assessment in Brazilian savanna wetland using unmanned aerial vehicle and geophysical survey. **Journal of Unmanned Vehicle Systems**, v. 8, n. 3, p. 224–244, 1 set. 2020.

GOLDBERG, K.; HUMAYUN, M. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 293, n. 1–2, p. 175–183, 2010.

GOOGLE INC. **Google Earth Pro**, 2019. Disponível em: <https://www.google.com.br/intl/pt-BR/earth/>

GOW, N.; LOZEJ, G. Bauxite. **Geoscience Canada**, v. 20, n. 1, p. 9–16, 1993.

GRAVINA, É. G. et al. Proveniência de arenitos das Formações Uberaba E Marília (Grupo Bauru) e do garimpo do Bandeira : implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 545–558, 2002.

GREER, B. M. et al. Electrical resistivity imaging of hydrologic flow through surface coal mine valley fills with comparison to other landforms. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 12, p. 2244–2260, 2017.

GRYBOS, M. et al. Increasing pH drives organic matter solubilization from wetland soils under reducing conditions. **Geoderma**, v. 154, n. 1–2, p. 13–19, 2009.

HARDER, E. C. Stratigraphy and Origin of Bauxite Deposits. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 60, n. May 1949, p. 887–907, 1949.

HEATH, R. C. **Basic elements of ground-water hydrology with reference to conditions in North Carolina**. Raleigh, North Carolina - USA: US Department of the Interior, Geological Survey, 1980. v. 80

HONG, H. et al. Kaolin in the net-like horizon of laterite in Hubei, south China. **Clay Minerals**, v. 44, n. 1, p. 51–66, 2009.

HONG, H. et al. Red soils with white net-like veins and their climate significance in south China. **Geoderma**, v. 160, n. 2, p. 197–207, 2010.

HUNKE, P. et al. Soil changes under different land-uses in the Cerrado of Mato Grosso, Brazil. **Geoderma Regional**, v. 4, p. 31–43, 2015.

IEDE. **Infraestrutura Gerais, de Dados Espaciais de MinasEstadual**. Disponível em: <http://iede.fjp.mg.gov.br/Catalogo.html>.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Imagens LANDSAT**. Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>.

JAMAGNE, M. et al. Quelques conceptions actuelles sur l'analyse spatiale en pédologie. **Science du sol**, v. 31, n. 3, p. 141–169, 1993.

KELLER, W. D. **The Principles of Chemical Weathering**. Columbia, Missouri: Lucas Brothers Publishers, 1968. v. 80

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira De Geografia**, v. 2, p. 1–147, 1956.

KOESTEL, J.; JORDA, H. What determines the strength of preferential transport in undisturbed soil under steady-state flow? **Geoderma**, v. 217–218, p. 144–160, 2014.

LILIENFEIN, J.; WILCKE, W. Erratum: Water and element input into native, agri- And silvicultural ecosystems of the Brazilian savanna (Biogeochemistry 67 (183-212)). **Biogeochemistry**, v. 68, n. 1, p. 131–133, 2004.

LOKE, M. H. Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method. **Geotomo Software, Manual**, v. 122, 2003.

MAGNIEN, R. **Review of research on laterites: Natural Resources Research IV**. Vaillant-Carmanne, Liege: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 1966.

MARQUES, J. J. et al. Major element geochemistry and geomorphic relationships in Brazilian Cerrado soils. **Geoderma**, v. 119, n. 3–4, p. 179–195, 2004.

MCLACHLAN, P. J. et al. Geophysical characterisation of the groundwater–surface water interface. **Advances in Water Resources**, v. 109, p. 302–319, 2017.

MELFI, A. J. Brazilian bauxite deposits: a review. In: CARVALHO, A. BOULANGÉ, B. MELFI, A. J.; LUCAS, Y. (Eds.). . **Brazilan bauxites**. Sao Paulo - Paris: USP-FAPESP-ORSTOM, 1997. p. 3–22.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265–287, 2007.

MOREIRA, C. A. et al. Geoelectric Modeling of Supergenic Manganese Ocurrence in Heliodora Region, Southern Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 34, n. 3, p. 299–308, 2017.

MOREIRA, C. A. et al. Reassessment of Copper Mineral Occurrence Through Electrical Tomography and Pseudo 3D Modeling in Camaquã Sedimentary Basin, Southern Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 176, n. 2, p. 737–750, 2019.

MOTTA, P. E. F. DA et al. Relações solo-superfície geomórfica e evolução da paisagem em uma área do Planalto Central Brasileiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 37, n. 6, p. 869–878, 2002.

MUNSELL, A. H. **Munsell soil color charts**. Baltimore: Munsell Color Co., Incorp, 2000.

NAHON, D. B. Evolution of iron crust in tropical landscape. In.: COLEMAN, SM; DETHIER, DP. In: COLMAN, S. M.; DETHER, D. P. (Eds.). . New York: Academic Press Inc, 1986. p. 169–191.

NAHON, D. B. Self-organization in chemical lateritic weathering. **Geoderma**, v. 51, n. 1–4, p. 5–13, 1991a.

NAHON, D. B. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering.** New York: John Wiley and Sons, Inc., 1991b.

NAHON, D.; BOCQUIER, G. Petrology of element transfer in weathering and soil systems. **Sciences Geologiques - Memoire**, v. 72, p. 111–119, 1983.

NAHON, D.; MELFI, A.; CONTE, C. N. Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation in situ en latosols sous la forêt équatoriale actuelle. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, v. 308, n. 8, p. 755–760, 1989.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. **Nature**, v. 299, n. 5885, p. 715–717, out. 1982.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 48, n. 7, p. 1523–1534, 1984.

NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Formation and diagenesis of weathering profiles. **Journal of Geology**, v. 97, n. 2, p. 129–147, 1989.

OLIVIE-LAUQUET, G. et al. Release of trace elements in wetlands: Role of seasonal variability. **Water Research**, v. 35, n. 4, p. 943–952, 2001.

PARSEKIAN, A. D. et al. Multiscale geophysical imaging of the critical zone. **Reviews of Geophysics**, v. 53, p. 1–26, 2015.

PAULA E SILVA, F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 77–88, 2005.

PAZ, S. P. A. **Desenvolvimento e otimização de métodos de controle de qualidade e de processo de beneficiamento para bauxitas gibbsíticas tipo-Paragominas**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2016.

PÉDRO, G.; CHAUVEL, A.; MELFI, A. J. Recherches sur la constitution et la genèse des Terras Roxas Estruturadas du Brésil: introduction a une étude de la pédogenèse ferralitique. **Ann Agron**, v. 27, p. 265–294, 1976.

QIU, X. et al. Comparison of the physicochemical properties and mineralogy of Chinese (Beihai) and Brazilian kaolin. **Ceramics International**, v. 40, n. 4, p. 5397–5405, 2013.

QUEIROZ, A. T. DE. **Análise e avaliação da demanda e da disponibilidade hídrica nos alto e médio curso do Rio Uberabinha e o abastecimento público em Uberlândia (MG).** [s.l.] Universidade Federal de Uberlândia, 2012.

RADAM. **Levantamento dos recursos potencial naturais da terra - Volume 31RADAMBRASIL, PROJETO**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia, 1983.

REDDY, M. K.; RAMESH, V.; KUMAR, V. S. Mode of occurrence and distribution of bauxite deposits in Andhra Pradesh and feasibility of aluminum industry. **Procedia Earth and Planetary Science**, v. 11, p. 115–121, 2015.

RENAUD, K. M.; WARDLAW, B. R.; HUBBARD, B. E. **Assessment of bauxite, clay, and laterite deposits in Afghanistan**. Reston, Virginia: U. S. Department of the Interior; U. S. Geological Survey, 2015.

RIBEIRO, D. T. P. Diagênese Das Rochas Do Membro Serra Da Galga , Formação Marília , Grupo Bauru (Cretáceo Da Bacia Do Paraná), Na Região De Uberaba , Minas Gerais . **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 7–12, 2001.

RIBEIRO, L. C. B. et al. Geoparque Uberaba–Terra dos Dinossauros do Basil (MG). In: **Geoparques do Brasil – Propostas**. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2012. v. 1p. 583–616.

RIBEIRO, L. C.; CARVALHO, I. D. S. Peirópolis e Serra da Galga , Uberaba , MG. In: **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Brasília: DNPM; CPRM; SIGEP, 2002. p. 389–402.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1995.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153–162, 1997.

RIETVELD, H. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. **Journal of applied Crystallography**, v. 2, n. 2, p. 65–71, 1969.

ROSOLEN, V. et al. Evolution of iron crust and clayey Ferralsol in deeply weathered sandstones of Marília Formation (Western Minas Gerais State, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 421–430, 2017.

RUXTON, B. P. Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. **The Journal of Geology**, v. 76, n. 5, p. 518–527, 1968.

SCHELLMANN, W. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. **Catena**, v. 21, n. 2–3, p. 131–143, 1994.

SCHELLMANN, W. Discussion of "A critique of the Schellmann definition and classification of laterite" by R.P. Bourman and C.D. Ollier (Catena 47, 117-131). **Catena**, v. 52, n. 1, p. 77–79, 2003.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. **Soil Science**, v. 139, n. 4, p. 344–350, 1985.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron Oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Eds.). . **Minerals in Soil Environments**. 2nd. ed. Madison, WI: SSA Book Series, 1989. p. 379–438.

SENSEFLY LTD. Extended User Manual: eBee and eBee. n. September, p. 166, 2014.

SUGUIO, K. **Formação Bauru: Calcários e sedimentos detríticos associados - Volume I**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1973.

SUGUIO, K.; BARCELLOS, J. S.; MONIZ, A. C. Caracterização sedimentológica e mineralógica de formações superficiais argilo-arenosas peculiares dos planaltos do Triângulo Mineiro e Alto Paranaiba. In: **Congresso Brasileiro de Geologia "Anais"**. Ouro Preto: SBG, 1976. v. 29p. 241–247.

TAKAHASHI, T.; DAHLGREN, R. A. Nature, properties and function of aluminum-humus complexes in volcanic soils. **Geoderma**, v. 263, p. 110–121, 2016.

TARDY, Y. **Pétrologie des latérites et des sols tropicaux**. [s.l: s.n.].

TAVARES, C. P.; CANDEIRO, C. R. A.; SIMBRAS, F. Levantamento da geologia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior) na região do pontal do Triângulo Mineiro, Minas Gerais. **Horizonte Científico**, v. 6, n. 1, p. 20, 2012.

TINER, R. W. **Wetland Indicators: a guide to wetland identification, delineation, classification, and mapping**. Boca Raton, Florida: CRC Press, 2017.

TROLARD, F.; SOULIER, A.; CURMI, P. Les formes solides du fer en milieu hydromorphe

acide: une approche compartimentale par dissolution sélective. **Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre**, v. 316, n. 10, p. 1463–1468, 1993.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 2, p. 77–90, 2009.

VEPRASKAS, M. J.; CALDWELL, P. V. Interpreting morphological features in wetland soils with a hydrologic model. **Catena**, v. 73, n. 2, p. 153–165, 2008.

VEPRASKAS, M. J.; LINDBO, D. L. Redoximorphic Features as Related to Soil Hydrology and Hydric Soils. In: LIN, H. (Ed.). . **Hydropedology**. 1 st ed. Waltham, MA - USA: Academic Press; Elsevier B. V., 2012. p. 143–172.

VIEIRA, L. B. et al. Geophysical modeling of the manganese deposit for Induced Polarization method in Itapira (Brazil). **Geofisica Internacional**, v. 55, n. 2, p. 107–117, 2016.

WILDING, L. P. et al. Hydropedology in caliche soils weathered from Glen Rose Limestone of Lower Cretaceous age in Texas. In: LIN, H. (Ed.). . **Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology**. 1 st ed. Waltham, MA - USA: Academic Press; Elsevier B.V., 2012. p. 285–327.

YAYA, A. et al. Characterisation and identification of local kaolin clay from Ghana: A potential material for electroporcelain insulator fabrication. **Applied Clay Science**, v. 150, p. 125–130, 2017.

YU, W. et al. Climatic and hydrologic controls on upper Paleozoic bauxite deposits in South China. **Earth-Science Reviews**, p. 0–1, 2018.