

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ELIDA MARINA NOGUEIRA

GÊNESE DE LATOSSOLOS DESENVOLVIDOS DE LITOTIPOS EFUSIVOS DO
GRUPO SERRA GERAL, PARANÁ.

CURITIBA

2021

ELIDA MARINA NOGUEIRA

GÊNESE DE LATOSSOLOS DESENVOLVIDOS DE LITOTIPOS EFUSIVOS DO
GRUPO SERRA GERAL, PARANÁ.

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Jairo Calderari de Oliveira Junior.

CUTIRIBA

2021

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA

Nogueira, Elida Marina

Gênese de latossolos desenvolvidos de litotipos efusivos do grupo Serra Geral, Paraná. / Elida Marina Nogueira. – Curitiba, 2021.

1 recurso online : PDF.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Jairo Calderari de Oliveira Junior.

1. Mineralogia. 2. Basalto. 3. Latossolos. I. Oliveira

Junior, Jairo Calderari de. II. Universidade Federal do

Paraná. Programa de Pós-Graduação Ciência do Solo.

Bibliotecário: Douglas Alex Jankoski CRB 9/1167



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO CIÊNCIA DO SOLO -
40001016014P4

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação CIÊNCIA DO SOLO da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **ELIDA MARINA NOGUEIRA** intitulada: **GÊNESE DE LATOSSOLOS DESENVOLVIDOS DE LITOTIPOS EFUSIVOS DO GRUPO SERRA GERAL - PARANÁ**, sob orientação do Prof. Dr. **JAIRO CALDERARI DE OLIVEIRA JUNIOR**, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de mestra está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 21 de Dezembro de 2021.

Assinatura Eletrônica

21/12/2021 18:26:01.0

JAIRO CALDERARI DE OLIVEIRA JUNIOR
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

21/12/2021 18:24:53.0

JAIME ANTONIO DE ALMEIDA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DO ESTADO DE SANTA CATARINA)

Assinatura Eletrônica

21/12/2021 18:16:41.0

VANDER DE FREITAS MELO
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

22/12/2021 08:19:31.0

JOSÉ RICARDO DA ROCHA CAMPOS
Avaliador Externo (UNIV. TECNOLÓGICA FEDERAL DO PARANÁ - PATO BRANCO)

Em memória de Maria Gebeluka, dedico.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ser minha luz e meu apoio, por me dar a graça da esperança, perseverança e o discernimento. Pai tudo é pela tua graça, só a Tua graça me basta!

“O Senhor é o meu rochedo, o meu lugar forte, e o meu libertador; o meu Deus, a minha fortaleza em quem confio; o meu escudo, a força da minha salvação, e o meu alto refúgio” Sl 18.

Agradeço imensamente a minha família, em quem encontro apoio, amor e esperança. Em especial agradeço ao meu pai Valdinei, minha mãe Giovana, meu irmão Guilherme, aos meus avós José e Maria, e ao meu companheiro Jorge Daniel, pelo carinho e amor que me fizeram ir adiante em meio a tantos desafios.

Agradeço especialmente ao Prof. Drº Jairo Calderari, meu orientador, por todo apoio e suporte sempre, por acreditar no meu trabalho, professor, muito obrigado!

Agradeço ao meu grande amigo Prof. Drº André Auler, por todos estes anos me instruindo e direcionando no mundo da pesquisa, trazendo amor e dedicação em nossas atividades.

Agradeço aos meus amigos Angelo, Aline, Jéssica, Deise, Amanda, Fabiana e Carla, e aos colegas da mineralogia e ao Grupo de Pedologia, pelo companheirismo, apoio e as alegrias proporcionadas.

Agradeço as alunas de iniciação científica Marcia e Denise, vocês foram fundamentais para a realização deste trabalho, obrigada pela dedicação, amizade, capricho nas atividades e pela força de vontade!

Agradeço especialmente a Maria, técnica de laboratório de Mineralogia, por todo auxílio, amizade, apoio, aprendizado e sabedoria. Maria você é como uma mãe para os alunos, obrigada!

Agradeço ao LAMIR (Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – UFPR) pela parceria nas análises, e ao técnico Guilherme Fedalto, pelo suporte.

Agradeço a UFPR (PPG – Ciência do Solo), à Fundação Araucária e a Fundação Parque Tecnológico de Itaipu pela bolsa concedida e o apoio a pesquisa.

RESUMO

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, encontram-se inseridas no contexto da Província Ígnea do Paraná (PIP). No estado do Paraná, a Formação Serra Geral (FSR) limita-se pela borda do Terceiro Planalto, onde afloram em cerca de 90.000 km² do seu território. As rochas efusivas da FSR são a comumente associadas a um derrame com características uniformes, no entanto, existem diferenças entre suas composições geoquímicas, em decorrência das variações locais, além de diferentes morfologias e composições mineralógicas dessas rochas, as quais influenciam os solos formados, mas que muitas vezes não são considerados. Sendo assim, o presente estudo objetivou estabelecer relações entre a composição química e mineralógica dos diferentes litotipos provenientes de diferentes derrames de lavas da Formação Serra Geral, com as características e propriedades de Latossolos deles derivados. Para isto, foram amostrados 5 perfis de Latossolos ao longo do Terceiro Planalto Paranaense, os quais se desenvolveram sob intenso intemperismo a partir de diferentes derrames FSR, nos municípios de Turvo, Guarapuava, Corbélia, Maripá e São Miguel do Iguçu. As coletas de solos consistiram em amostras deformadas e indeformadas dos horizontes A, AB, B, C, saprolito e litologia subjacente. Em laboratório procedeu-se às análises físicas (granulometria, e densidade do solo (Ds)), químicas (bases trocáveis, componentes da acidez, digestão total por FRX e EPA-3052, dissoluções seletivas por DCB, oxalato de amônio e hidróxido de sódio, análise termogravimétrica e térmica diferencial e mineralógicas (difratometria de raios X). Análises estatísticas foram feitas com auxílio do software R, versão 4.0.3, fazendo uso de análises correlação de Spearman e, análises multivariadas (análise de componentes principais – ACP e análise de agrupamento). A mineralogia dos materiais de origem foi composta principalmente por plagioclásio e augita, com exceção do Perfil 2, o qual apresentou predominância de quartzo e plagioclásio. Já a mineralogia da fração areia foi composta por quartzo, além de hematita (Hm), caulinita (Ct) e gibbsita (Gb), destaca-se ainda a presença de augita no Perfil 5. A fração argila foi constituída por Ct, Gb, Hm e Gt, além de rutilo e anatásio. Todos os perfis estudados apresentaram predominância de caulinita, com elevados teores desse argilomineral, e quantidades consideráveis de Gb apenas para os Perfis 1, 2 e 4. Destaca-se ainda a presença expressiva da Hm em todos os perfis de solo, com teores superiores aos da Gb, ao contrário da Gt, apresentando-se com baixos teores em

todos os perfis de solo, com exceção do Perfil 1 e 2. A DMC do plano 001 da Ct aumentou com a profundidade nos Perfis 1 e 2, o contrário foi observado para o Perfil 3 e 4. Maiores valores de DMC da Gb foram encontrados nos Perfis 1, 3. Houve predominância de Hm em praticamente todos os perfis de solo cuja DMC foi semelhante para a maioria dos perfis. Através da ACP, observou-se que o Perfil 1 possui predomínio do processo de dessilicação, onde tem-se maiores valores de Gb em detrimento de Ct. O Perfil 2 apresentou maiores teores de Fe cristalino, favorecendo a formação da Hm, devido ao processo de dessilicação neste perfil, ocasionando a concentração residual de Fe. A Ds apresentou correlação direta com Ct, indicando que solos com elevados teores de Ct, associados a menores índices de cristalinidade deste mineral resultam em solos com maiores densidades, correlacionadas a maiores teores de Ct tem-se o Perfil 5. O Perfil 3 apresentou os óxidos de ferro mais cristalinos, devido à fatores pedoambientais, tais como relevo e drenagem. Dentre os elementos totais da rocha, os teores dos óxidos maiores utilizados para distinção dos Tipos magmáticos determinados pela MINEROPAR (2018) corroboraram com os autores. Levando em consideração a geoquímica do solo, os Perfis formaram 3 grupos, em que o Grupo 1 (Perfil 2) diferenciou-se dos demais por seus elevados teores de SiO_2 nas zonas de alteração de rocha e elevados teores de Zr, Grupo 2 (Perfil 1) por elevados teores de TiO_2 e P_2O_6 , e Grupo 3 (Perfil 3, 4 e 5), agruparam-se em decorrência da não heterogeneidade de suas amostras, sendo assim a Formação Paranapanema e Membro Salto do Lontra possuem em sí, uma assembleia geoquímica semelhante, não sendo capaz de diferenciar-se.

Palavras-chave: Grupo Serra Geral. Mineralogia. Geoquímica. Basalto. Latossolos.

ABSTRACT

The volcanic rocks of the Serra Geral Formation are located in the context of the Paraná Igneous Province (PIP). Where, in the state of Paraná, the Serra Geral Formation (FSR) is limited by the edge of the Third Plateau, where they outcrop in about 90,000 km² of its territory. The FRS basalt is commonly associated with a spill with uniform characteristics, however, there are distinctions between its geochemical compositions due to its local variations, in addition to different morphologies and mineralogical compositions, which have reflections on the formed soils, which are often left aside. Therefore, this study aims to relate the chemical and mineralogical composition of the different basaltic lithotypes present in the Serra Geral Formation, in the Serra Geral Centro-Norte Subgroup, with the products derived from its weathering. For this, five profiles of Oxisols were sampled along the Third Plateau of Paraná, which encompassed different geochemical aspects of the FRS, in the municipalities of Turvo, Guarapuava, Corbélia, Maripá and São Miguel do Iguaçu. Soil collections consisted of deformed and undisturbed samples from horizons A, AB, B, C, saprolite, and source material. In the laboratory, physical (granulometry, separation of soil fractions and soil density (Ds)), chemical (exchangeable bases, acidity components, total digestion by FRX and EPA-3052, selective dissolutions by DCB, oxalate) were carried out in the laboratory. ammonium and sodium hydroxide, and thermogravimetric and differential thermal analysis) and mineralogical (X-ray diffraction). Statistical analyzes were performed using the R software, version 4.0.3, using Spearman's correlation analysis and multivariate analyzes (principal component analysis – PCA and cluster analysis). The mineralogy of the source materials was mainly composed of plagioclase and augite, with the exception of Profile 2, which showed a predominance of quartz and plagioclase. The mineralogy of the coarse fraction was composed of quartz, in addition to hematite (Hm), and kaolinite (Ct) and gibbsite (Gb), and the presence of augite in Profile 5 is also highlighted. The clay fraction consisted of Ct, Gb, Hm and Gt, in addition to rutile and anatase. With a predominance of Ct for all the profiles studied, represented by high clay mineral contents, and large Gb contributions only for Profiles 1 and 2, the pronounced presence of Hm in all soil profiles is highlighted, which had contents higher than those of Gb, in contrast to Gt, with low contents in all soil profiles, with the exception of Profile 1 and 2. The mineralogy of the clay fraction revealed higher DMC of Ct with the depth of Profiles 1 and 2, the opposite was true. observed for

Profile 3 and 4. Higher DMC values of Gb were found in Profiles 1, 3. There is also an absolute predominance of Hm in all soil profiles, in which the DMC was constant for each profile. Despite its low contents, Gt showed greater crystallinity in Profiles 1 and 2. Through PCA, it was observed that Profile 1 has a predominance of the desilication process, where there are higher values of Gb at the expense of Ct. Profile 2 presented higher contents of crystalline Fe, favoring the formation of Hm, due to the desilication process in this profile, causing the residual concentration of Fe. Ds presented a direct correlation with Ct, indicating that soils with high contents of Ct, associated with Lower levels of crystallinity of this mineral result in soils with higher densities, correlated to higher levels of Ct, in Profile 5. Profile 3 presented the most crystalline iron oxides, due to environmental factors such as relief and drainage. Among the total elements of the rock, the contents of the highest oxides used to distinguish the magmatic types determined by MINEROPAR (2018) corroborated the authors. Taking into account the geochemistry of the soil, the Profiles formed 3 groups, in which Group 1 (Profile 2) differed from the others due to its high levels of SiO₂ in the rock alteration zones and high levels of Zr, Group 2 (Profile 1) due to high levels of TiO₂ and P₂O₆, and Group 3 (Profile 3, 4 and 5), were grouped as a result of the non-heterogeneity of their samples, so the Paranapanema Formation and the Salto do Lontra Member have in themselves an assembly similar geochemistry, not being able to differentiate.

Keywords: Serra Geral Group. Soil mineralogy. Geochemistry. Basalt. Oxisols.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ	17
Figura 2 – PROVÍNCIO ÍGNEA PARANÁ-ETENDEKA.....	19
Figura 3 – TIPOS MAGMÁTICOS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ	25
Figura 4 - LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS AMOSTRADOS AO LONGO DO TERCEIRO PLANALTO PARANAENSE NO GRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE	62
Figura 5 – AMOSTRAGEM DE PERFIL DE SOLO E ROCHA.....	63
Figura 6 - DIFERENTES TIPOS DE ROCHAS VULCÂNICAS DO SUBGRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE.....	64
Figura 7 - ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS RELACIONANDO OS ATRIBUTOS MINERALÓGICOS DA FRAÇÃO ARGILA, E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO.....	89
Figura 8 - DENDROGRAMA COM BASE NA GEOQUÍMICA DAS AMOSTRAS DE SOLO E ROCHA.....	95

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - IDADE GEOLÓGICA DA PILHA VULCÂNICA DA PIP.....	21
Tabela 2 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA FORMAÇÃO PITANGA, SUBGRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE, PARANÁ.....	28
Tabela 3 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA FORMAÇÃO PARANAPANEMA, SUBGRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE, PARANÁ.....	29
Tabela 4 – SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS DOS DERRAMES DE BASALTO ENCONTRADOS NA GRUPO SERRA GERAL NO ESTADO DO PARANÁ.....	30
Tabela 5 - ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO NAS DIFERENTES ÁREAS ESTUDADAS.....	74
Tabela 6 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA DOS LATOSSOLOS ESTUDADOS.....	78
Tabela 7 - CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS DOS MINERAIS NA FRAÇÃO ARGILA.....	84
Tabela 8 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO ENTRE A MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA E SUAS CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS.....	87
Tabela 9 - ÓXIDOS MAIORES E ÓXIDO DE FE E AL, PRESENTES NA ROCHA E PERFIL DE SOLO.....	92

SUMÁRIO

1 CAPÍTULO I: REVISÃO DE LITERATURA SOBRE FORMAÇÃO SERRA GERAL	
16	
1.1 GEOLOGIA REGIONAL	16
1.1.1 BACIA DO PARANÁ	16
1.1.2 PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ (PIP): HISTÓRICO E FORMAÇÃO	18
1.2 SISTEMA MAGMÁTICO SERRA GERAL	21
1.3 ROCHAS ÍGNEAS OU MAGMÁTICAS	22
1.4 MAGMAS-TIPO E TIPOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ.	24
1.5 SUBPROVÍNCIAS ÍGNEAS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ (SUL E CENTRO-NORTE)	26
1.5.1 SUBPROVÍNCIA SUL	26
1.5.2 SUBPROVÍNCIA CENTRO NORTE.....	26
1.6 MORFOLOGIA DOS DERRAMES BASÁLTICOS DO GRUPO SERRA GERAL NO ESTADO DO PARANÁ.....	29
1.7 INTEMPERISMO E MINERALOGIA DOS SOLOS DESENVOLVIDOS DO GRUPO SERRA GERAL.....	31
1.8 FORMAÇÃO DOS SOLOS E ASPECTOS MINERALÓGICOS.....	31
1.9 MINERALOGIA DE SOLOS ORIGINADOS DE ROCHAS ÍGNEAS.....	36
1.9.1 CAULINITA.....	37
1.9.2 HEMATITA E GOETHITA.....	38
1.9.3 GIBBSITA.....	39
1.10 LATOSSOLOS	40
1.11 MINERALOGIA E A SUSCETIBILIDADE À EROSÃO	42
2 REFERÊNCIAS.....	44
3 CAPÍTULO II: VARIAÇÕES NA MINERALOGIA DO SOLO EM FUNÇÃO DOS DIFERENTES TIPOS BASÁLTICOS DO SUBGRUPO SERRA GERAL.....	56
3.1 INTRODUÇÃO	58
3.2 MATERIAL E MÉTODOS	61
3.2.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS	61
3.2.2 ANÁLISES FÍSICAS	64
3.2.2.1 Granulometria	64

3.2.2.2 Densidade do solo	65
3.2.3 ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO	66
3.2.4 SEPARAÇÃO DAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS PARA ANÁLISES MINERALÓGICAS	66
3.2.5 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS LITOTIPOS	66
3.2.6 ANÁLISES MINERALÓGICAS NA FRAÇÃO ARGILA.....	67
3.2.6.1 Extração de óxidos de Fe de baixa cristalinidade	67
3.2.6.2 Extração de óxidos de Fe cristalinos e concentração da caulinita e gibbsita.....	67
3.2.6.3 Concentração de óxidos de Fe	68
3.2.6.4 Tratamentos para identificação dos minerais da fração argila	69
3.2.6.5 Saturação com Mg ²⁺	69
3.2.6.6 Saturação com K ⁺	69
3.2.6.7 Saturação com Mg ²⁺ e etilenoglicol.....	70
3.2.6.8 Saturação da amostra com K ⁺ e aquecimento	70
3.2.7 ANÁLISE TERMOGRAVIMÉTRICA (ATG) E ANÁLISE TÉRMICA DIFERENCIAL (ATD).....	70
3.2.8 ELEMENTOS TOTAIS DA ROCHA E DO SOLO	71
3.2.9 ANÁLISES ESTATÍSTICAS	71
3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	72
3.3.1 PROPRIEDADES FÍSICAS	72
3.3.2 MINERALOGIA DAS ROCHAS	75
3.3.3 MINERALOGIA DA FRAÇÃO AREIA E SILTE	75
3.3.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA.....	77
3.3.4.1 CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS DOS PRINCIPAIS ARGILOMINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA	82
3.3.4.2 ANÁLISE ENTRE A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E CRISTALOGRAFIA DA FRAÇÃO ARGILA, E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO.	88
3.3.5 ELEMENTOS TOTAIS DA ROCHA E DO SOLO E SUA INFLUÊNCIA NA FORMAÇÃO DOS SOLOS.	91
4 REFERÊNCIAS	98
5 LISTA DE REFERÊNCIAS	101
ANEXO 1 – DIFRATROGRAMAS DAS AMOSTRAS DE ROCHA.....	115
ANEXO 2 – TABELA REFERENTE A ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS.	

ANEXO 3- TABELA ANÁLISE QUÍMICA DOS PERFIS DE SOLO	118
-----------------------------------------------------------------	------------

1 CAPÍTULO I: REVISÃO DE LITERATURA SOBRE FORMAÇÃO SERRA GERAL

1.1 GEOLOGIA REGIONAL

1.1.1 BACIA DO PARANÁ

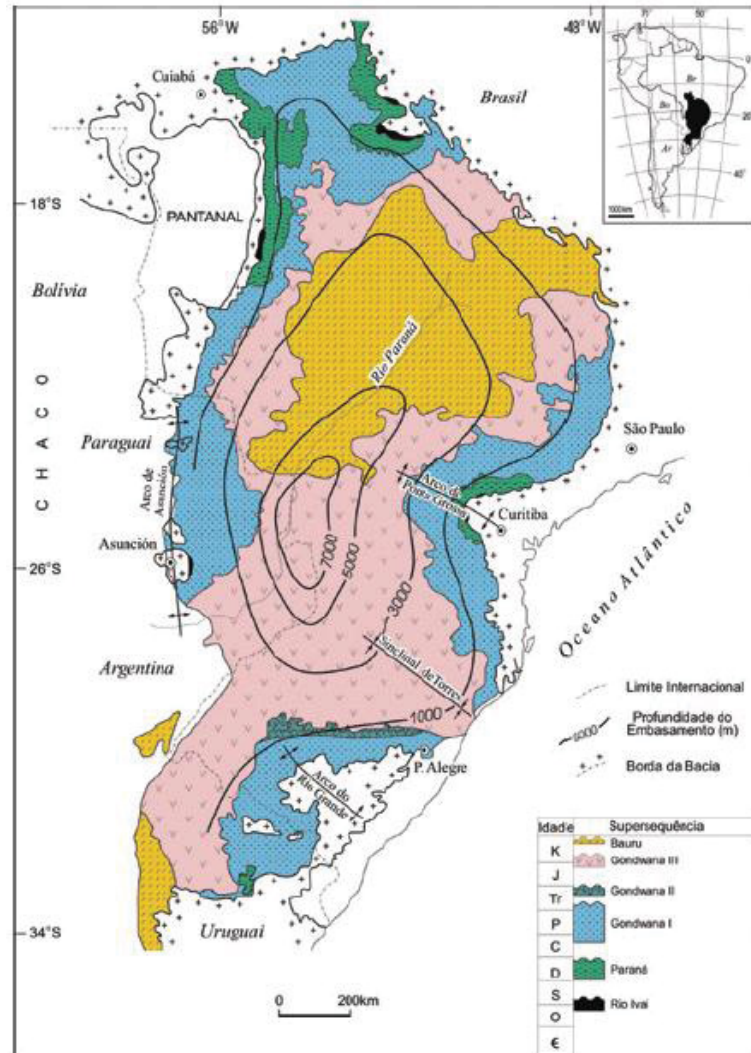
A Bacia do Paraná é composta por uma sucessão vulcano-sedimentar, a qual está localizada na região centro-oriental da América do Sul, englobando o território centro-sul do Brasil onde cobre uma superfície de aproximadamente 1.100.000 km², e porções da Argentina (400.000 km²), Paraguai (100.000 km²) e Uruguai (100.000 km²), totalizando uma área superficial de aproximadamente 1.700.000 km² (MILANI, 1997). Em território brasileiro, sua área de afloramento compreende desde a região sul de Minas Gerais até o Rio Grande do Sul, e das fronteiras da Argentina e Paraguai à costa do Atlântico Sul, nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. No estado do Paraná, a Bacia do Paraná estende-se de leste até a Escarpa Devoniana (MINEROPAR, 2018).

De acordo com MINEROPAR (2018), a Bacia do Paraná, possui uma espessura de aproximadamente 5.800 m em sua formação sedimentar, e uma cobertura vulcânica mesozoica com espessura máxima de 1.722 m. Foi classificada inicialmente por Almeida (1980), Asmuz e Baisch (1983) como intracratônica estável do tipo I. Já para Pedreira et al. (2003) a classificação seria melhor representada como sendo uma depressão marginal com transição para depressão interior, isto se deve a obstrução da margem aberta da Bacia (KINGSTON et al. 1983). Milani (1997), levando em consideração dados gravimétricos e magnetométricos, indica ainda a estruturação em blocos de direção NE-SW, no embasamento da bacia. Sendo assim, a Bacia do Paraná é comumente considerada como sendo uma típica bacia intracratônica, pois se situa no interior da placa sul-americana, apresentando um formato elipsoidal em planta (MILANI, 2004).

Instalada sobre a Plataforma Sul-Americana, a Bacia do Paraná teve sua origem, de acordo com Fúlvaro et al. (1982), como sendo uma calha epicontinental do tipo graben em seu embasamento, podendo ser denominada ainda como aulacógeno, sendo estas estruturas comuns durante os estágios iniciais de desenvolvimento das plataformas continentais. Já para Milani e Ramos (1998), a bacia teria se originado como um golfo aberto para o oceano Panthalassa e, com o tempo, veio a se tornar uma depressão intracratônica reclusa no interior do supercontinente Gondwana.

A evolução tectônica da bacia resultou em um mosaico, formado pelo cruzamento de três principais grupos de estruturas lineares, as falhas (N45° - 65°W), zonas de falhas (N50° - 70°E) e os arcos (E-W) (MINEROPAR, 2018).

Figura 1 - MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PARANÁ



FONTES: Extraído de Milani (2004).

LEGENDA: Mapa geológico da Bacia do Paraná representando seu arcabouço estratigráfico.

Os pontos de fraqueza do embasamento da bacia são considerados para muitos autores como os elementos mais importantes de sua evolução (ZALAN et al. 1987; JERRAM; WIDDOWSON, 2005) pois, quando reativados em fases tectônicas posteriores, estes lineamentos controlam e determinam a direção geral dos falhamentos subsequentes (FÚLVARO et al. 1982; MINEROPAR, 2018).

A respeito de sua sequência evolutiva, seu arcabouço estratigráfico foi identificado por Milani (1997) como um sistema de caráter policíclico entre os

episódios de sedimentação da bacia, sendo dispostas em seis supersequências de segunda ordem (Figura 1). Sendo elas: (1) Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); (2) Paraná (Devoniano); (3) Gondwana I (Eotriássico-Neocretáceo); (4) Gondwana II (Meso-Neotriássico); (5) Gondwana III, marcada pelo conjunto vulcano-sedimentar Botucatu-Serra Geral (Jurássico-Neocretáceo); e (6) Bauru, depositado sobre as rochas vulcânicas da Supersequência (Neocretáceo).

Com relevância para a presente pesquisa está a Supersequência Gondwana III (Jurássico-Neocretáceo), pois abrange o contexto das rochas magmáticas aflorantes do Grupo Serra Geral. Ainda nesta supersequência há a presença dos arenitos da Formação Botucatu, mas não serão objetos de estudo.

1.1.2 PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ (PIP): HISTÓRICO E FORMAÇÃO

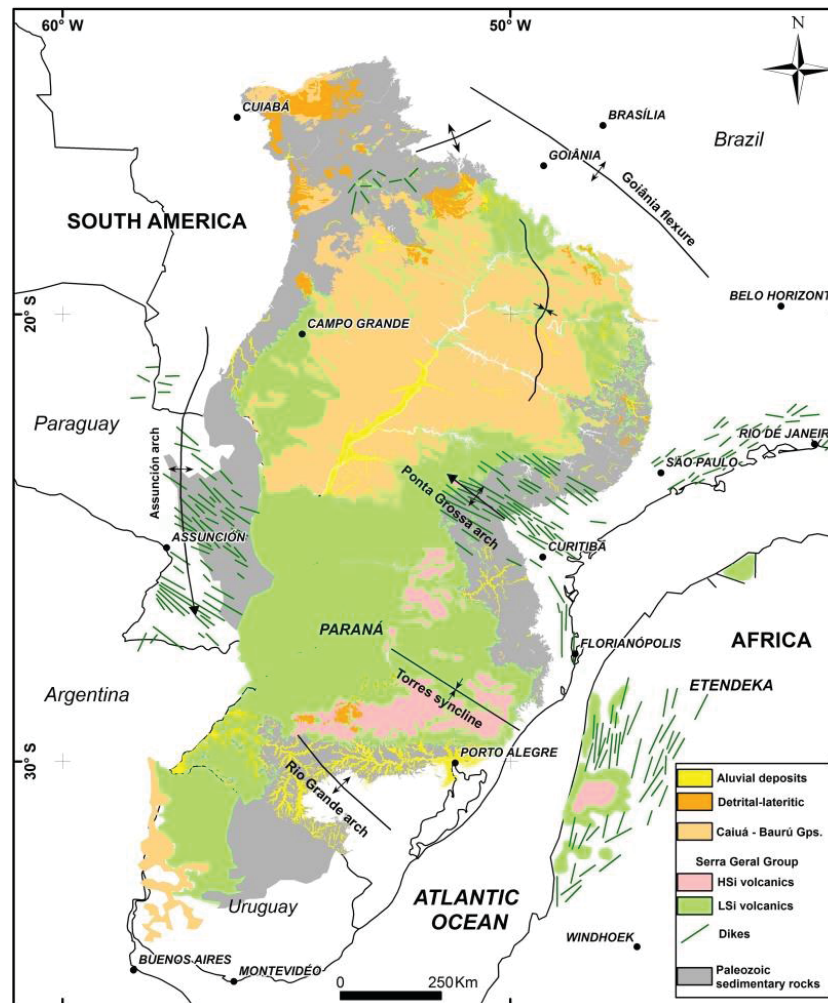
Nos primórdios da Era Mesozóica, estabeleceu-se a irreversível tendência de desertificação na Bacia do Paraná, a qual se estendeu por todo o supercontinente Gondwana. Traços visíveis destes sedimentos continentais são representados por feições eólicas que compõe a Formação Botucatu, muitas vezes intercalada entre os espessos derrames vulcânicos (MILANI et al., 2007). Após este evento sedimentar, um importante evento magmático ocorreu na Bacia durante o período Juro-Cretáceo, tendo como uma das principais vias de extravasamento do magma, as fraturas dos antigos riftes aulacogênicos do embasamento pré-siluriano expressos em sua superfície (FÚLVARO et al. 1982). Esse evento ígneo resultou em uma imensa extrusão de lavas, conhecidas como Formação Serra Geral (MILANI et al., 2007). Atualmente, estas rochas magmáticas apresentam 1.722 metros de espessura máxima no centro da bacia (Figura 1) (MINEROPAR, 2018).

A partir deste intenso magmatismo surgiu a Província Ígnea Continental Paraná-Etendeka (PIPE). Associado a este evento magmático, tem-se a ruptura do supercontinente Gondwana no período cretáceo e a abertura do oceano Atlântico Sul (COELHO; DE OLIVEIRA CHAVES, 2016). Segundo O'Connor e Duncan (1990); Hawkesworth et al. (1992) e Gallagher e Hawkesworth (1994), essa ruptura teria sido causada pela pluma mantélica localizada atualmente no arquipélago de Tristão da Cunha.

A PIPE é considerada uma das grandes províncias ígneas do mundo, a qual está inserida no contexto da Bacia do Paraná e sustenta um volume de magmático da ordem 450.000 km³, o qual representa apenas a fração exposta do derrame, em

uma superfície com área de aproximadamente 917.000 km² (FRANK et al., 2009). Este evento magmático, associado a ruptura do supercontinente Gondwana, deu origem a duas províncias, sendo elas a Província Ígnea do Paraná (PIP) e a Província Ígnea de Etendeka (Figura 2).

Figura 2 – PROVÍNCIO ÍGNEA PARANÁ-ETENDEKA.



FONTE: Extraído de Licht, 2018.

LEGENDA: Distribuição atual as rochas vulcânicas e ácidas da Província Ígnea Paraná-Etendeka, além das rochas sedimentares subjacentes da Bacia do Paraná

A província Ígnea do Paraná está localizada na América do Sul, onde constitui cerca de 95% da Província Paraná-Etendeka, ocorrendo na Argentina, Uruguai, Paraguai e em estados do Brasil como Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, São Paulo, Minas Gerais, Rio de Janeiro, e Goiás. A Província Ígnea de Etendeka está localizada no continente

Africano, e representa cerca de 5% da PIPE, e restringe-se ao território da Namíbia (MINEROPAR, 2018). Essas regiões são consideradas como LIPs (Large Igneous Provinces), onde se observa a ocorrência de extensos depósitos de derrames basálticos, porém com significativa contribuição de materiais com composição ácida (BRYAN; ERNST, 2008).

Segundo MINEROPAR (2018), os limites atuais da PIP ultrapassam 1.200.000 km² (1.860 km no sentido N-S e 650 km no L-O). Os volumes de lava estimados dos derrames variam entre 1.700.000 km³ e 2.350.000 km³, com uma taxa média de efusão entre 1,4 e 1,9 km³/ano (GLADCZENKO et al., 1997; FRANK et al., 2009; THIEDE; VASCONCELLOS, 2008, 2010).

As rochas vulcânicas da PIP foram primeiramente chamadas de rochas eruptivas da Serra Geral por White (1908) e posteriormente classificadas por Gordon Jr. et al. (1947) como Formação Serra Geral, sendo assim conhecidas no Brasil e na Argentina. No entanto, em países vizinhos ao Brasil e que compõem a PIP ela é conhecida como Formação Arapey no Uruguai e, incluída na Suíte Magmática Alto Paraná-Sapucaí no Paraguai (PEATE, 1997).

Inúmeros trabalhos têm abordado a evolução temporal do vulcanismo da PIP, muito embora nem sempre concordando a respeito da idade, direção e duração do evento magmático (GOMES; VASCONCELOS, 2021; LICHT, 2016; THIEDE, VASCONCELOS, 2010). Os primeiros dados geocronológicos obtidos para as rochas vulcânicas da província foram determinados pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, em meados do ano de 1960, com resultados variando de aproximadamente 150 a 90 Ma, no entanto esta ampla gama de resultados refletem as limitações intrínsecas de ambos os métodos, as quais foram superadas com o refinamento e aplicações de métodos modernos, como os baseados nas relações L/Pb e ⁴⁰Ar/³⁹Ar (GOMES; VASCONCELOS, 2021).

Os primeiros dados pautados de ⁴⁰Ar/³⁹Ar para pilha vulcânica da PIP surgiram durante a década de 1990 (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994; Mantovani et al., 1995; Turner et al., 1999; Stewart et al., 1996) (Tabela 1). Datações posteriores como as observadas por Thiede e Vasconcelos (2010), utilizando-se da mesma metodologia corroboraram com os primeiros autores, apresentando uma idade geológica para a pilha vulcânica em cerca de 134,8 ± 0,7 Ma (Tabela 1). Em um estudo recente utilizando-se banco de dados cronológicos além 12 novas amostras de rochas, realizados a partir do método ⁴⁰Ar/³⁹Ar com aquecimento

escalonado, comprovou que as idades para a porção central da Província Ígnea do Paraná corroboram com os resultados obtidos anteriormente (RENNE et al., 1992; THIEDE; VASCONCELOS, 2010; GOMES et. al., 2021) em que sugeriram idades de $134,7 \pm 0,7$ Ma com duração cerca de 1,7 a 2,4 Ma (GOMES; VASCONCELOS, 2021).

Tabela 1 - IDADE GEOLÓGICA DA PILHA VULCÂNICA DA PIP.

Autor	Ano	Metodologia de datação	Idade geológica da pilha Vulcânica da PIP	Duração do vulcanismo
Renne et al.	1992	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	134,6 Ma	-
Turner et al.	1994	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$137,8 \pm 0,3$ Ma a $131,9 \pm 1,2$ Ma	6,2 Ma a 11 Ma
Mantovani et al.	1995	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$137,8 \pm 0,3$ Ma a $131,9 \pm 1,2$ Ma	10 Ma
Stewart et al.	1996	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$137,8 \pm 0,3$ Ma a $131,9 \pm 1,2$ Ma	6,2 Ma a 11 Ma
Thiede e Vasconcelos	2010	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$134,8 \pm 0,7$ Ma	-
Gomes e Vasconcelos	2021	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (com aquecimento escalonado)	$134,7 \pm 0,7$ Ma	1,7 a 2,4 Ma

LEGENDA: “Ar” Argônio; “Ma” = milhões de anos.

1.2 SISTEMA MAGMÁTICO SERRA GERAL

No estado do Paraná, a PIP é comumente denominada como Serra Geral e limita-se pela borda do Terceiro Planalto Paranaense. Como o estado localiza-se na posição central da PIP, as rochas vulcânicas que afloram em superfície representam cerca de 90.000 km² do seu território, ou seja, os afloramentos ocupam cerca de 45% da área exposta do estado (MINEROPAR, 2018).

Para um melhor entendimento do Sistema Magmático do Serra Geral salienta-se que a PIP é considerada um componente da Bacia do Paraná. É evidente que, para que este enorme volume de magma ascendesse à superfície terrestre, foi necessário atravessar dezenas de quilômetros de crosta continental, uma sequência sedimentar, além de sistemas aquíferos profundos (LICHT, 2012).

A composição química do magma extravasado é reflexo das diferenciações magmáticas causadas pelo processo de ascensão, sendo a contaminação crustal e a cristalização fracionada causas de diferentes tipologias geoquímicas, morfológicas e grau de cristalinidade das rochas. Além disso, ao entrar em contato com aquíferos

profundos, tais interações deram origem a erupções explosivas, processo este compreendido como hidrotermalismo. Estes eventos hidrotermais estão registrados na forma de depósitos vulcanoclásticos intercalados nos derrames de basalto e basaltos andesíticos (MINEROPAR, 2018; LICHT, 2012).

1.3 ROCHAS ÍGNEAS OU MAGMÁTICAS

As rochas ígneas, ou ainda denominadas como rochas magmáticas, em que o termo ignis derivado do latim, refere-se àquilo que tem sua origem no fogo, ou seja, são rochas formadas em altas temperaturas (700 a 1.200 °C), a partir de um líquido de rocha fundida, a que denominamos de magma (GONÇALVES; CARNEIRO, 2007). Os magmas são compostos por uma parte líquida (rocha fundida), por uma parte sólida, que corresponde a minerais já cristalizados e, uma parte gasosa a qual é constituída por voláteis dissolvidos na parte líquida, sendo em sua maioria H₂O (vapor de água) e CO₂ (SZABÓ et al., 2008).

Os componentes do magma ocorrem em proporções distintas, as quais variam em função da origem e da evolução deste magma até o extravasamento (SZABÓ et al., 2008). Tais componentes afetam a principal característica utilizada para diferenciação magmática como, por exemplo, a viscosidade, que pode ser definida como a maior ou menor facilidade de fluir sob uma determinada tensão cisalhante. Magmas mais viscosos possuem como característica teores menores que 50% de sílica (SiO₂) como, por exemplo, os magmas basálticos, os quais apresentam-se fluidos e extravasam com facilidade, levando em consideração a diferença de densidade entre o magma e as rochas sobrejacentes. Magmas menos viscosos apresentam teores de sílica (SiO₂) acima de 50%, como os magmas riolíticos, estes sendo pouco fluidos e apresentam dificuldade no extravasamento, os quais entopem os condutos vulcânicos, provocando um aumento de pressão interna, gerado pelo acúmulo de magma e gases. Quando esta pressão interna supera o peso do material da crosta terrestre, ocorrem os fenômenos chamados de vulcanismo explosivos (HUGHES, 2013; SZABÓ et al., 2008).

A composição dos magmas é dependente de diversos fatores, dentre eles destacam-se a constituição da rocha geradora, condições e taxa de fusão da rocha geradora e sua evolução do seu local de origem até seu sítio de consolidação (ascensão magmática), a qual pode variar de acordo com a constituição das rochas ao redor do conduto (MCBIRNEY, 1993; SZABÓ et al., 2008; WILSON, 2007). Os

magmas têm por sua composição, majoritariamente a sílica (SiO_2), que é fator de descrição das rochas ígneas e, além da sílica, o magma é composto por óxidos de Al, Ca, Fe, Mg, Na, K, Mn, Ti, e P (SZABÓ et al., 2008; WILSON, 2007).

As variações magmáticas nos sugerem um espectro amplo de suas composições, no entanto, três são os tipos de magmas mais abundantes na crosta terrestre, sendo eles: magma granítico, com teores de sílica superiores a 66% que nos remetem a uma classificação como rochas ácidas, magma basáltico, com 45 a 52% de teor de sílica classificado como rochas básicas, e o magma andesítico, apresentando teores de sílica entre 52 a 66%, sendo então rochas intermediárias. Além disso, também estão presentes rochas com teores de sílica inferiores a 45%, classificadas como ultrabásicas (HUGHES, 2013; SZABÓ et al., 2008).

Como a composição dos magmas é principalmente função da fusão da rocha geradora, temos que os magmas basálticos são gerados em grandes volumes a partir da fusão de rochas constituintes do manto, formadas em sua maioria por minerais ferro-magnesianos (olivina e piroxênio) característico de regiões abaixo das dorsais meso-oceânicas, e magmas graníticos estão associados à fusão de partes profundas da crosta continental (enriquecidas em sílica). Já magmas andesíticos são característicos de cadeias montanhosas em margens continentais convergentes e arcos de ilhas (BEST, 2013; SZABÓ et al., 2008).

O processo de resfriamento e cristalização do magma dá-se nas porções superiores e mais frias da crosta, em que o magma perde calor para as rochas encaixantes pelo processo de condução. Alcançada uma temperatura crítica, inicia-se a cristalização magmática, formando-se inicialmente germes cristalinos, os quais se desenvolvem para constituir as fases minerais das rochas ígneas (MCBIRNEY, 1993; SZABÓ et al., 2008; WILSON, 2007). A cristalização magmática é definida por parâmetros termodinâmicos, em que depende principalmente da composição do magma original. Para tal Bowen (1928) estabeleceu uma sequência ideal de cristalização dos minerais.

A composição mineralógica das rochas varia com o processo de cristalização fracionada, gerando então as rochas composicionais, como é o exemplo de basaltos primitivos (toleíticos) gerando periodotitos, ricos em olivinas e piroxênios, os quais estavam presentes em abundância na câmara magmática sendo então fundidos no magma. Outros importantes processos modificadores de magmas são as misturas de magmas de origem diferentes e a assimilação de

rochas dos condutos magmáticos ou de rochas encaixantes durante a ascensão e alojamento do magma em seu sítio de consolidação, respectivamente (BEST, 2013; MCBIRNEY, 1993; SZABÓ et al., 2008; WILSON, 2007).

1.4 MAGMAS-TIPO E TIPOS GEOQUÍMICOS DAS ROCHAS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ.

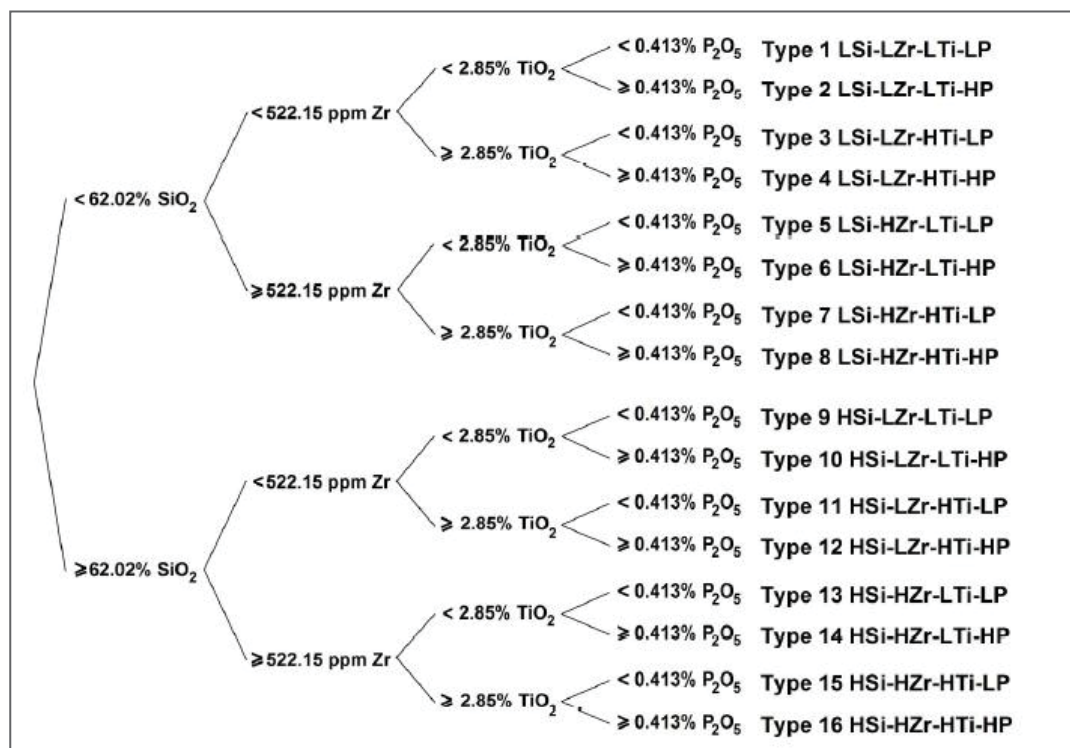
A distinção entre as composições químicas das rochas da PIP e suas respectivas variações locais foram relatadas desde a década de 1930 (LEINZ, 1949; RÜEGG, 1969; RÜEGG, 1975; RÜEGG; AMARAL, 1976). No entanto, estas variações geoquímicas passaram a ser mais bem detalhadas a partir de Bellieni et al. (1984, 1986) e Mantovani et al. (1985). Estes autores sugeriram como critério de classificação para as rochas basálticas, as variações de TiO_2 , dividindo-se em populações de baixo teor de Titânio ($\text{TiO}_2 < 2\%$, em peso) e alto teor de Titânio ($\text{TiO}_2 > 2\%$, em peso). As rochas baixo-Titânio prevalecem na parte sul da província e rochas com alto-Titânio predominariam na porção norte. Bellieni et al. (1984, 1986) e Peate et al. (1992) sugeriram uma classificação mais detalhada sobre as diferenças geoquímicas dos derrames de basalto da província, considerando a existência de seis tipos magmáticos basálticos, sendo eles: tipos Esmeralda, Gramado, Ribeira, Paranapanema, Pitanga e Urubici, e apenas dois tipos ácidos: topos Palmas e Chapecó, a divisão dos tipos magmáticos tomou por base a abundância sob a razão de óxidos e elementos traço (SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 (total), Sr, Ba, Zr, Ti / Zr, Ti / Y, Zr / Y, Sr / Y e Ba / Y), principalmente a tipologia alto/baixo-Titânio, sendo esta divisão amplamente utilizada na literatura.

Muito embora a divisão dos magmas proposta por Peate et al. (1992) seja amplamente utilizada, algumas limitações restringem seu uso, considerando-se um grande banco de dados geoquímicos, as classificações sugeridas via teores de elementos não foram baseadas em critérios estatísticos (por exemplo, o valor de 2% de TiO_2 utilizados para diferenciar populações com alto e baixo Titânio). Atrelado a isto, existe a sobreposição de intervalos, o que pode levar a ambiguidade da classificação das amostras (LICHT, 2018).

Para mitigar estas variações, e estabelecer uma classificação mais direta e, fundamentada em critérios estatísticos com uma base de dados numerosa e padronizada, Licht e Arioli (2012) utilizando como critérios de divisão das amostras com valores de baixo ou alto SiO_2 (LSi e HSi, respectivamente), baixo ou alto Zr (LZr

e HZr, respectivamente), baixo ou alto TiO_2 (LTi e HTi, respectivamente) e baixo ou alto P_2O_5 (LP e HP, respectivamente), pelos quais propuseram valores para discriminação das populações. Deste modo, ampliando este banco de dados, com cerca de 4.257 amostras, Licht e Lima (2014a) apresentaram uma classificação com valores críticos de divisão, baseados na identificação dos gaps de: 62,02% SiO_2 ; 522,15 ppm Zr; 2,85% TiO_2 e 0,413% P_2O_5 , dividindo estes tipos magmáticos em 16 grupos químicos pela combinação de altos e baixos teores destes quatro elementos (LICHT, 2018) (Figura 3).

Figura 3 – TIPOS MAGMÁTICOS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ



FONTE: LICHT e LIMA (2014).

LEGENDA: Representação dos 16 tipos magmáticos presentes na PIP, baseado na combinação de valores limites (gaps) de SiO_2 , Zr, TiO_2 e P_2O_5 (L = baixo e H = alto).

De acordo com Licht (2018), os tipos geoquímicos ou, magmas-tipo, Tipo 1 (LSi-LZr-LTi-LP) e o Tipo 4 (LSi-LZr-HTi-HP) são os tipos geoquímicos de baixo SiO_2 (rochas básicas a intermediárias), sendo estes, os mais numerosos da PIP, correspondendo a 49,9% e 22,48% das amostras, respectivamente. As rochas do Tipo 2 (LSi-LZr-LTi-HP) e Tipo 3 (LSi-LZr-HTi-LP), também fazem parte do conjunto de tipos de baixo SiO_2 , em que se apresentam com 1,94% e 3,85% das amostras, respectivamente.

1.5 SUBPROVÍNCIAS ÍGNEAS DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ (SUL E CENTRO-NORTE)

As subprovíncias anteriormente definidas por Bellieni et al. (1984), também foram redefinidas a partir deste novo critério de classificação geoquímica proposto por Licht et al. (2018). Assim, de acordo com os autores, a PIP pode ser dividida em duas subprovíncias: Subprovíncia Sul e Subprovíncia Centro-Norte.

De suma importância para o presente estudo, vamos nos limitar a descrever detalhadamente a Subprovíncia Serra Geral Centro-Norte, a qual engloba a maior porção do Serra Geral no estado do Paraná.

1.5.1 SUBPROVÍNCIA SUL

O Subgrupo Serra Geral Sul, encontra-se distribuído pela região Sul-sudeste do estado do Paraná, ocupando uma área de 10.620 km², sendo representado essencialmente por rochas básicas do Tipo 1S e derrames riolíticos do Tipo 9SE. Este subgrupo subdivide-se ainda em Formação Vale do Sol e Formação Palmas (MINEROPAR, 2018; ROSSETTI et al., 2017).

1.5.2 SUBPROVÍNCIA CENTRO NORTE

O Subgrupo Serra Geral Centro-Norte, estende-se pelos estados brasileiros de Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, além do Paraguai. No Paraná, ocupa em sua maioria o Terceiro Planalto, sendo na região noroeste, recoberto por conglomerados e arenitos dos grupos Caiuá e Bauru, respectivamente, ocupando uma área de 115.775 km² (MINEROPAR, 2018). O Subgrupo é composto por rochas do Tipo 4 (intercaladas com rochas do Tipo 2 e Tipo 3) em sua base e por rochas do Tipo 1 no topo do derrame, também por derrames de riolitos porfiríticos e riolitos do Tipo 14, 13 e 10 (MINEROPAR, 2018; LICHT et al., 2018).

Este Subgrupo foi dividido em Formação Pitanga e Formação Paranapanema, levando em consideração os magmas-Tipo propostos por Peate (1989) e as características geoquímicas dos derrames basálticos propostos por Licht (2018), além da morfologia dos derrames e as associações litofaciológicas (MINEROPAR, 2018).

A Formação Pitanga estende-se pelo território paranaense a partir do Terceiro Planalto, partindo de Guarapuava até norte de Maringá, ocupando a margem esquerda do rio Paraná, o vale do rio Iguaçu (sudoeste e sul), e regiões da barragem de Xavantes. Suas rochas aflorantes compreendem 43.891 km², o que representa 37,91% do Subgrupo Serra Geral Centro-Norte no estado. Composta por derrames de lavas básicas hipohialinas, derrames delgados e lobos do tipo S de basaltos dos Tipo 4, 3 e 2, os quais são basaltos que apresentam baixos teores de óxido de silício ($\text{SiO}_2 < 62,02\%$), em que o Tipo 4 apresenta-se enriquecido com elementos incompatíveis, entre estes elementos destacam-se o Na, K, Rb, Ba, U e etc (MINEROPAR, 2018). Os magmas-Tipo 4, 3 e 2 são classificados como basaltos toleíticos (subalcalinos), tal característica intimamente relacionada à geoquímica destes Tipos, devido ao elevado teor de elementos incompatíveis (MINEROPAR, 2018).

Na formação também estão presentes depósitos vulcanoclásticos associados, e derrames de lavas ácidas como riolitos e riodacitos porfíricos dos Tipos 14, 13 e 10, sendo estes tipos magmáticos caracterizados por apresentarem altos teores de óxido de silício ($\text{SiO}_2 > 62,02\%$). Esta Formação subdivide-se em Membro Três Pinheiros, Membro Guaravera, Membro Assaí, Membro Guarapuava, Membro Salto do Apucarantina e Membro Ourinhos, de modo que cada membro constituiu regiões com magma tipos e geoquímica semelhantes (MINEROPAR, 2018) (Tabela 1).

A Formação Paranapanema, estende-se pela região noroeste do Paraná, partindo a norte das margens do rio Paranapanema até região Sudoeste e Foz do Iguaçu. Seus afloramentos compreendem uma área de 71.884 km² no estado do Paraná, representando cerca de 62% do Subgrupo Serra Geral Centro-Norte. A formação é marcada pela erosão, o que originou a grande exposição das rochas no vale do baixo curso do rio Iguaçu (MINEROPAR, 2018).

A formação é constituída, unicamente por derrames de lavas básicas, e frequência de pegmatitos básicos, apresentando derrames do Tipo 1 CN (basalto toleítico primitivo), o qual é caracterizado por baixos teores de óxido de silício em sua composição ($\text{SiO}_2 < 62,02\%$), e enriquecimento por elementos compatíveis, onde podemos destacar teores elevados de Cr, Ni, Cu, V, Au, Pt, e Pb, e empobrecidos com elementos incompatíveis, com exceções do contraste geoquímico entres os pegmatitos básicos das rochas encaixantes entres os

derrames de basalto, o que sugere uma evolução para enriquecimento com incompatíveis, e raros depósitos vulcanoclásticos. Apresentam também raras intercalações com basaltos do Tipo 3. Esta Formação subdivide-se em Membro Salto do Lontra e o Membro Santa Amélia (MINEROPAR, 2018) (Tabela 2).

Tabela 2 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA FORMAÇÃO PITANGA, SUBGRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE, PARANÁ.

Subgrupo Serra Geral Centro-Norte no Estado do Paraná				
Formação Pitanga				
Membros	Litoquímica	Enriquecimento Magmático	Distribuição Geográfica	Área de exposição
Três Pinheiros	Tipo 4 (<i>LSi-LZr-HTi-HP</i>)*	Elementos incompatíveis ¹ e elementos fundentes ²	Região de Turvo - Saudade do Iguçu, Chopozinho e, Clevelândia - Palmas	4.333 km ²
Guaravera	Tipo 4 (<i>LSi-LZr-HTi-HP</i>)*	Elementos incompatíveis ¹ e elementos fundentes ²	Região de Borrazópolis - Guaravera - Santa Cecília do Pavão	61 km ²
Assaí	Tipo 4 (<i>LSi-LZr-HTi-HP</i>)*	Elementos incompatíveis ¹ e elementos fundentes ²	Região de Jandaia do Sul - Andirá	283 km ²
Guarapuava	Tipo 14 (<i>HSi-HZr-LTi-HP</i>)* Tipo 13 (<i>HSi-HZr-LTi-LP</i>)* Tipo 10 (<i>HSi-LZr-LTi-HP</i>)*	Tipo13: rico em SiO ₂ , K ₂ O, Ba, Rb e F; Tipo 14: rico em Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO. MnO, CaO, Na ₂ O, P ₂ O ₅ , Zr etc.	Região Sul de Guarapuava e, proximidades de Atalaia	2.936 km ²
Salto do Apucarantina	Tipo 14 (<i>HSi-HZr-LTi-HP</i>)* Tipo 13 (<i>HSi-HZr-LTi-LP</i>)*	Tipo13: rico em SiO ₂ , K ₂ O, Ba, Rb e F; Tipo 14: rico em Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , MgO. MnO, CaO, Na ₂ O, P ₂ O ₅ , Zr etc.	Região de Mauá da Serra, Faxinal, Tamara - São Jerônimo da Serra	876 km ²
Ourinhos	Tipo 13 (<i>HSi-HZr-LTi-LP</i>)* com <590 ppm Zr	Tipo13: rico em SiO ₂ , K ₂ O, Ba, Rb e F;	Região sul do rio Jacarezinho, proximidades do rio Verde	76 km ²

FONTE: MINEROPAR, 2018; ARIOLI & LICHT, 2013.

LEGENDA: Síntese das características definidas para cada Membro da Formação Pitanga do Subgrupo Serra Geral Centro-Norte no estado do Paraná; (*) *L* = baixo e *H* = alto; (1) Elementos incompatíveis: Na, K, Rb, Ba, U etc.; (2) Elementos fundentes: (K₂O, Na₂O e F).

Tabela 3 - CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA FORMAÇÃO PARANAPANEMA, SUBGRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE, PARANÁ.

Subgrupo Serra Geral Centro-Norte no Estado do Paraná				
Formação Paranapanema				
Membros	Litoquímica	Enriquecimento Magmático	Distribuição Geográfica	Área de exposição
Salto do Lontra	Tipo 1 CN (LSi-LZr-LTi-LP)*	Elementos compatíveis ¹	Região de Pérola do Oeste - Salto do Lontra - Barracão e, Matelândia - São Miguel do Iguaçu (ademais regiões)	1.050 km ²
Santa Amélia	Tipo 1 CN (LSi-LZr-LTi-LP)*	Elementos compatíveis ¹	Ocorrências pontuais na região de Santa Amélia e Ibiporã	17 km ²

FONTE: MINEROPAR, 2018.

LEGENDA: Síntese das características definidas para cada Membro da Formação Paranapanema do Subgrupo Serra Geral Centro-Norte no estado do Paraná; (*) L = baixo e H = alto; (1) Elementos compatíveis: Cr, Ni, Cu, V, Au, Pt e Pd etc.

1.6 MORFOLOGIA DOS DERRAMES BASÁLTICOS DO GRUPO SERRA GERAL NO ESTADO DO PARANÁ

Estudos geológicos para o entendimento da morfologia dos derrames de basalto do Grupo Serra Geral no estado do Paraná, identificaram derrames de fluxos simples, também chamados de tabulares, e compostos ou derrames lobados (ARIOLI, 2008; MINEROPAR 2013; MINEROPAR 2018).

Os derrames tabulares são característicos de grandes volumes de lava, resultando em erupções intensas e de maior alcance (WALKER, 1971). As sequências de derrames tabulares (Tabela 4) indicam períodos de vulcanismos contínuos, tipicamente associado à fase sin-rifte, apresentando raros intervalos de erosão e sedimentação (WHITE; MACKENZIE, 1989; JERRAM et al., 1999; KERR; MENZIES, 2004). Já derrames lobados são gerados a partir de erupções vulcânicas rápidas, com baixa taxa de extrusão e de fluxo canalizado, registrando períodos intermitentes, associados a fases pré-rifte e pós-rifte, em que registros sedimentares

intercalados aos derrames de basalto são abundantes (WALKER, 1971; WHITE; MACKENZIE, 1989; JERRAM et al., 1999; KERR; MENZIES, 2004).

De acordo com Curi (2011), Mineropar (2013, 2018), os derrames tabulares ocorrem no Grupo Serra Geral entre espessas sucessões de derrames compostos, intercalados por processos sedimentares e rochas vulcanoclásticas. Mineropar (2018) definiram que os derrames de basalto e andesi-basaltos do Grupo Serra Geral no estado do Paraná, assumem a morfologia genérica de *pahoehoe*. Waichel et al. (2006), e também identificaram na região oeste do estado, próximos ao Vale do Rio Iguaçu, derrames do tipo *pahoehoe*, associados a derrames maciços.

Os derrames *pahoehoe* ocorrem como fluxos compostos, variando sua espessura entre 0,5 a 10 metros, e também como fluxos simples quando formados por grandes volumes de lavas, com alimentação constante, apresentando baixa viscosidade, em que assumem a morfologia de tabular, podendo chegar a até 35 metros de espessura (MINEROPAR, 2018). No entanto, este tipo de derrame assume a característica predominantemente como composta, apresentando tanto corpos lobulares quanto tabulares, onde camadas maciças se alternam com camadas rugosas, além de brechas vulcanoclásticas (WALKER, 1971).

Tabela 4 – SÍNTESE DAS CARACTERÍSTICAS DOS DERRAMES DE BASALTO ENCONTRADOS NA GRUPO SERRA GERAL NO ESTADO DO PARANÁ.

Derrame	Características
Tabular (fluxo simples)	- Espessura > 10 metros; - Pequena espessura em relação à largura do derrame (geometria tabular); - Zonalidade interna constituída, quando completa, por: zona vesicular de base e de topo, disjunção tabular inferior e superior, disjunção colunar inferior e superior, disjunção colunar central e entablamento; - Brechas de topo preenchidas pelos minerais comuns de amígdalas e geodos; - Produtos de diferenciação magmática (pegmatito básico, granófiro e riolito); - Chaminés e camadas vesiculares, espiráculos e demais feições de divisão; - Predominância de basalto maciço através da seção transversal, com vesículas limitadas às zonas de topo e base; - Repetição de zonas vesiculares dentro dos derrames, supondo processos de inflação.
Lobado (compostos)	- Espessuras ≤ 10 metros; - Espessura pouco menor do que a largura na seção transversal (geometria elíptica a ovalada, arranjo radial); - Ausência de disjunção colunar, sendo substituída por disjunção irregular ou em blocos; - Vesiculação generalizada, com frequentes vesículas alongadas sendo perpendiculares aos contatos; - Basalto maciço e geralmente vítreo, limitado a bandas estreitas intercaladas a bandas de basalto vesicular; - Zona de topo com disjunção tabular; Presença frequente de feições típicas de lavas <i>pahoehoe</i> , vesículas alongadas superfície em cordas, <i>tumuli</i> , estrangulamentos, injeções de lava, alta viscosidade, chaminés, bombas e almofadas; - Ocorrência abundante de intercalações de brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares e hidrotufos.

Fonte: MINEROPAR, 2013 e MINEROPAR, 2018.

Além da definição genérica de morfologia *pahoehoe* para o Grupo, demais características intrínsecas da morfologia dos derrames, também foram associadas à classificação dos Tipos Magmáticos realizada pela Mineropar (2018) dentro das diferentes Formações. A Formação Paranapanema (Grupo Serra Geral Centro-Norte) está associada a derrames com variadas taxas de alimentação, grandes volumes e associados à alta viscosidade das lavas, deram origem a derrames tabulares, inflados, caracterizados neste contexto, como basaltos do Tipo 1 CN (MINEROPAR, 2018).

Derrames morfologicamente definidos como *rubbly pahoehoe* (diferem dos derrames *pahoehoe* simples por apresentarem brechas autoclásticas de topo, configurando superfície em “corda”), estão associados à Formação Pitanga (Grupo Serra Geral Centro-Norte), apresentando-se como derrames delgados, compostos e/ou lobados de *pahoehoe* do Tipo-S (sucessão de lobos delgados de 10 a 40 cm de espessura), sendo feições características dos basaltos e andesi-basaltos dos Tipo 4, Tipo 2 e Tipo 3 (MINEROPAR,2018), além dos derrames de basaltos e andesi-basaltos a Formação também é composta por rasos afloramentos de derrames de riodacitos porfiríticos, que apresentam geometria tabular, e estrutura interna maciça (Membro Guarapuava, Salto do Apucarantina e Membro Ourinhos) e derrames riolíticos (Membro Ourinhos) (MINEROPAR, 2018).

1.7 INTEMPERISMO E MINERALOGIA DOS SOLOS DESENVOLVIDOS DO GRUPO SERRA GERAL

1.8 FORMAÇÃO DOS SOLOS E ASPECTOS MINERALÓGICOS

Os solos refletem a história da paisagem onde estão inseridos, desde o início de sua gênese até o presente momento (GHIDIN, 2003). Os fatores que afetam a formação do solo foram inicialmente propostos pelo modelo fatorial-funcional de Dokuchaev (1883) e Jenny (1941). Neste modelo, os fatores ambientais como o clima, relevo, organismos vivos, material de origem e tempo são as variáveis que determinam o grau de transformação mineralógica da rocha e do solo (KAMPF; CURI, 2012).

Dentre estes fatores, que afetam diretamente o processo de intemperismo do solo, destacam-se o clima e organismos vivos, por serem fatores ativos de modificações atuantes no processo de formação do solo (VIEIRA, 1975; OLIVEIRA,

1992). A ação do clima na formação do solo decorre principalmente dos seus componentes: precipitação pluviométrica e temperatura, além dos ventos e a orientação do declive, em menor dimensão (YOUNG, 1976; van WAMBEKE, 1992). A relação existente entre o processo de intemperismo e os fatores climáticos, é resultante das energias de desintegração e decomposição de rochas e minerais, que viabilizam a pedogênese do solo (VIEIRA, 1975; FONTANA et al., 2019). Tais processos estão intimamente ligados à água no solo, sendo esta considerada o principal agente do intemperismo, pois favorece as reações de hidratação, hidrólise, dissolução, redução e oxidação na solução do solo, agindo sobre os minerais das rochas e dos horizontes no perfil do solo, onde horizontes serão alterados, e os elementos químicos destes minerais são transportados de um horizonte para o outro, ou mesmo sendo removidos do perfil do solo (PRIMAVESI, 1992). Além disso, a água atua de modo a redistribuir, adicionar ou remover esses componentes no perfil do solo, sendo a sua disponibilidade e fluxo, fatores determinantes para a velocidade de ocorrência dos processos de intemperismo (KAMPF; CURI, 2012).

Ambientes que apresentam clima tropical com elevadas taxas de precipitação pluviométricas (regiões úmidas) associadas às altas temperaturas, favorecem o processo de intemperismo químico. Nestes locais são formados solos profundos, com uma composição química e mineralógica que se demonstram ter sofrido alto grau de evolução, pois representam um maior grau de alteração destes solos (FONTES, 2012). Isto se deve ao grande volume de água que se desloca através do perfil de solo, favorecendo a remoção de íons dos minerais do solo, diminuindo a atividade de tais íons em solução e potencializando a hidrólise dos minerais. Tais processos necessitam de uma lixiviação eficiente para a dissolução dos minerais, pois esta é responsável pelo carreamento destes cátions ao longo do perfil de solo, auxiliando na transformação destes materiais minerais (OLIVEIRA et al., 1992). O oposto é observado em regiões que apresentam temperaturas mais baixas, onde os solos tendem a ser mais jovens, ou seja, menos intemperizados, apresentando horizontes mais rasos e elevados teores de carbono (FONTANA et al., 2019).

Clemente (2001), estudando o intemperismo de rochas ácidas da Formação Serra Geral nas regiões sul e sudeste do Brasil observou a influência do clima na evolução intempérica, onde o solo apresentava abundância de minerais monossilícticos (argilominerais de camada 1:1). Em regiões que as condições

climáticas são de temperadas altas a mesotérmicas, associada a grandes volumes de pluviosidade, fica evidente que o fator de distribuição das chuvas é de extrema importância para o processo evolutivo do solo (ou de transformação mineralógica) (Clemente, 2001).

O efeito da temperatura no processo de intemperismo se dá de forma indireta, pois controla a quantidade de água disponível no solo para a ocorrência das reações químicas e, conseqüentemente, dos processos de formação. Além de intervir na fauna, a temperatura influencia a quantidade e a natureza dos resíduos orgânicos dispostos no solo. Este fator climático é responsável por aumentar de forma exponencial a velocidade das reações químicas no solo (KAMPF; CURI, 2012). Outro fator associado à temperatura é a velocidade de decomposição da matéria orgânica do solo, uma vez que em regiões frias, esta se acumula em superfície devido à redução da atividade da população microbiana (VIERIA, 1975; KAMPF; CURI, 2012). A matéria orgânica incorporada ao solo decompõe-se, liberando CO₂, cuja concentração nos poros do solo pode chegar até cem vezes mais do que na atmosfera, o que acaba reduzindo significativamente o pH das águas que percolam o solo (OLIVEIRA et al., 1992; KAMPF; CURI, 2012).

A ação dos microrganismos (microflora, microfauna) no processo de formação do solo tem relação íntima com o fator climático, visto o potencial de adaptabilidade da fauna e flora aos diversos ambientes e condições de umidade e temperatura (FONTANA et al., 2019). Os organismos são considerados condicionantes para a pedogênese (FONTANA et al., 2019), influenciando diretamente na formação e distinção dos horizontes do solo (GHIGIN, 2003). Segundo Oliveira et al. (1992); a função respiratória e as transformações metabólicas alimentares destes, afetam as reações de hidrólise, redução, oxidação e carbonatação, as quais são responsáveis pelo processo de intemperismo dos minerais das rochas.

Muito embora as condições climáticas afetem o processo de intemperismo, as variações locais e regionais dos tipos de solo ocorrem, também, devido à atuação dos demais fatores de formação, sendo eles o tempo, relevo e principalmente o material de origem (GHIDIN, 2003). Onde condições climáticas são favoráveis, o tempo de intemperização de uma determinada rocha depende de sua própria natureza, sendo destacada sua composição química e mineralógica, além da textura e organização de seus minerais (TEIXEIRA et al., 2000).

Assim, as rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral, divididas conforme seus Tipos Magmáticos pela MINEROPAR (2018) podem apresentar, sob condições climáticas semelhantes da região do Terceiro Planalto Paranaense, diferentes estágios de evolução de intemperismo, além de diferentes composições mineralógicas.

Levi e Melfi (1972), em estudos envolvendo o material de origem de rochas básicas e ácidas, observaram que o intemperismo das rochas básicas dá-se de maneira mais rápida, devido à ocorrência de elevados teores de minerais ferromagnesianos (olivina e piroxênio) em sua composição, onde estes são os primeiros a se intemperizar. Olivina e piroxênio são classificados como nesossilicato e inossilicato, respectivamente, tais minerais são os primeiros a sofrerem intemperização química no solo, devido ao seu baixo grau de estabilidade, conferido pelo baixo grau de condensação estrutural e também pelo decréscimo da eletronegatividade. Tais minerais apresentam menor quantidade de ligações de caráter covalente, facilitando o processo de hidrólise. O contrário é observado para os tectossilicatos, como por exemplo, o quartzo, os quais são altamente adensados pelas fortes ligações covalentes Si-O-Si, e possuem elevada estabilidade do mineral, sendo de difícil dissolução (KAMPF et al., 2012). Levi e Melfi (1972) ainda observaram que para rochas ácidas, o processo de intemperismo é mais demorado, por apresentarem maiores teores de quartzo e aluminossilicatos félsicos, minerais de maior resistência ao intemperismo, dificultando a percolação e entrada de água na rocha (CLEMENTE, 1988, 2001).

Ao estudar os produtos de alteração das rochas vulcânicas ácidas da atual Formação Pitanga, Membro Guarapuava do Grupo Serra Geral, Clemente (1988) observou que o intemperismo das rochas ácidas ocorre seguindo uma sequência de suscetibilidade dos minerais, na seguinte ordem decrescente: piroxênio > plagioclásio > feldspato alcalino > magnetita > quartzo, sendo este mesmo diagrama de suscetibilidade válido para rochas básicas da mesma região. Além dos piroxênios, os plagioclásios também são os primeiros minerais a sofrerem o processo de intemperização química. Apesar de pertencerem a classe dos tectossilicatos, os plagioclásios estão associados de forma covalente a cátions metálicos, sendo esta ligação de caráter fraco covalente, gerando assim uma menor estabilidade do mineral, menor adensamento de sua estrutura, pelo decréscimo da

eletronegatividade gerada pelos íons metálicos, tornando o plagioclásio mais suscetível ao processo de hidrólise (KAMPF et al., 2012).

Associado aos fatores de clima e material de origem o relevo também apresenta participação importante no processo de intemperismo, pois interfere diretamente na temperatura e umidade do perfil de solo, levando em consideração a exposição do perfil à incidência dos raios solares, em que em elevadas altitudes tem-se um decréscimo da temperatura (VIERA, 1975). A posição do solo no relevo interfere diretamente na dinâmica da disponibilidade de água no solo, tanto no sentido vertical (infiltração), quanto lateral (escoamento superficial/erosão) (OLIVEIRA et al., 1992). Sendo assim, o relevo influencia na quantidade de água disponível no solo, favorecendo o intemperismo químico, promovendo o transporte e lixiviação dos solutos (CARVALHO, 1981).

Como o relevo influencia diretamente na quantidade de água retida no perfil, a drenagem do solo determina a intensidade da lixiviação dos elementos no processo de intemperismo, logo, ambientes com drenagem livre, apresentam perdas mais intensas ao longo do perfil (DEMATTÊ et al., 1991). Ambientes com perdas intensas de Si na solução do solo, favorecem a formação da gibbsita, o contrário é observado em locais onde a concentração de Si é elevada, favorecendo sua recombinação com o Al e neoformação da caulinita ou esmectita (ANTONELLO, 1983).

Além de influenciar na formação de minerais silicatados, e óxidos de Al, a dinâmica da água no solo influenciada pelo relevo, está diretamente associada à formação dos óxidos de ferro. Locais em que a posição do relevo facilitem o acúmulo de água, associados às baixas temperaturas tendem a formação preferencial de goethita, além disso, a formação da goethita também pode estar associada à regiões úmidas com presença de material orgânico, agente complexador (COSTA; BIGHAM, 2009). Entretanto, nas partes mais elevadas da toposequência, as quais apresentam uma menor umidade e maior temperatura, por estarem expostas aos raios solares, é observada a formação preferencialmente da hematita, principalmente devido à facilidade de desidratação da ferrihidrita (KAMPF & SCHWERTMANN, 1983).

1.9 MINERALOGIA DE SOLOS ORIGINADOS DE ROCHAS ÍGNEAS

Com relação à mineralogia dos produtos de alteração de rochas vulcânicas ácidas da região de Guarapuava (Membro Guarapuava), Clemente (1988), estudando os principais produtos de alteração dos minerais destas rochas, destaca duas linhas evolutivas para o intemperismo do plagioclásio e do piroxênio, sendo estas: 1) plagioclásio para gibbsita; plagioclásio para géis e posteriormente gibbsita; plagioclásio para géis e posteriormente gibbsita e caulinita; 2) piroxênio para goethita; e piroxênio para esmectita e goethita. Para o autor este processo de intemperismo também é o observado para rochas vulcânicas básicas. Clemente e Azevedo (2007), seguindo a mesma linha de estudo em saprolitos de rochas ácidas da região Sul do Brasil, comprovaram novamente o mesmo processo de intemperismo do plagioclásio para gibbsita géis e caulinita.

O mesmo foi observado por Schneider (1970) e Palmieri (1986), onde os autores ao estudarem Latossolos originados de rochas basálticas, com condições climáticas semelhantes (tropicais a sub-tropicais), observaram o intemperismo do plagioclásio e piroxênio resultando nos principais minerais da fração argila sendo estes a caulinita, gibbsita, goethita e hematita. Palmieri (1986) ainda relata, em pequenas quantidades, a formação de haloisita, vermiculita e mica em solos bem drenados.

Campodonico et al. (2019) ao estudarem solos lateríticos derivados de rochas basálticas da Formação Serra Geral, observaram elevados teores de caulinita, sendo estas provenientes, principalmente, do plagioclásio, além da hematita proveniente da alteração da ferrihidrita por reações de desidratação. Os autores também destacam a presença de óxidos de Al e goethita, e em menores quantidades a presença de vermiculita com hidroxí-entre camadas, illita, anatásio, rutilo, maghemita, nontronita e haloisita (SCHAEFER et al., 2008).

A caulinita pode ser ainda originada sob outras vias, segundo Lima (1979), estudando solos derivados de basalto do Terceiro Planalto Paranaense, onde admite que a caulinita pode ser derivada do intemperismo dos plagioclásios, ou ainda pela transformação de mineral 2:1 (montomorillonita, mica ou vermiculita) em mineral 1:1 (caulinita). O mesmo autor também propõe que a vermiculita, pode ser originada pela alteração da mica, evoluindo para vermiculita-cloritizada ou caulinita. Além disso, a caulinita em ambientes com elevadas temperaturas, umidade e lixiviação pode ser formada diretamente do intemperismo dos feldspatos (REBERTUS et

al.,1986; KÄMPF et al., 2009a). No entanto, em ambientes com lixiviação mais intensa de Si, verifica-se a transformação direta de feldspato em gibbsita (LIMA, 1979; KÄMPF et al., 2009a).

Como conclusão geral, pode-se afirmar que a caulinita, os óxidos de Al (gibbsita) e os óxidos de ferro (hematita e goethita), são os principais minerais formadores da fração argila dos solos altamente intemperizados, sendo considerados indicadores do maior grau de desenvolvimento do solo (KÄMPF et al., 2009a).

1.9.1 CAULINITA

A caulinita (Ct) é um argilomineral filossilicatado de camada 1:1, sendo esta formada pela união de uma lâmina de tetraedros de Si e outra de octaedros de Al (MELO; WYPYCH, 2009), onde as camadas são ligadas por pontes de hidrogênio entre o oxigênio basal dos tetraedros e as hidroxilas da camada octaédrica (DIXON, 1989; MELO; WYPYCH, 2009).

Este é considerado o mineral de maior ocorrência em solos de climas quentes e úmidos, principalmente na classe dos Latossolos, devido à possibilidade deste mineral ser formado a partir de muitos outros minerais, em sua maioria, pela dissolução de minerais primários, desde que haja a remoção parcial, porém intensa, de cátions básicos (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ e Na^+) e de Si, caracterizando o processo de monossilatização (KÄMPF et al., 2009a; MELO; WYPYCH, 2009). A Ct pode apresentar imperfeições cristalográficas, ou seja, uma desordem estrutural, conferindo a este mineral baixa cristalinidade (HUGHES; BROWN, 1979). Esta desordem pode ser provocada pela presença de camadas 2:1 interestratificadas nos seus cristais ou pela presença de Fe na camada octaédrica, causado pela substituição isomórfica do Al em pequena escala (SINGH; GILKES, 1992; MELO; WYPYCH, 2009). Além da presença do Fe reduzir a cristalinidade da caulinita, também aumenta a sua área superficial específica (MELO et al., 2001a).

Por ocorrer em abundância nos solos altamente intemperizados, este argilomineral interfere em diversos processos físicos e químicos do solo como a formação de agregados, porosidade, retenção de água, drenagem, reações de troca iônica, lixiviação de nutrientes, retenção de bases, entre outros (MELO; WYPYCH, 2009; HE et al., 2014).

Outro aspecto importante do mineral é sua Capacidade de Troca Catiônica (CTC), onde suas cargas são dependentes do pH do solo (em geral pHs maiores do que 4, conferem ao mineral cargas negativas) (MELO; WYPYCH, 2009), este aspecto influencia diretamente na fertilidade do solo, pois solos cauliniticos, geralmente, possuem baixa reserva natural de nutrientes.

1.9.2 HEMATITA E GOETHITA

A hematita (α -FeOOH) e a goethita (α -Fe₂O₃) são os óxidos de ferro (Fe) de maior ocorrência em solos brasileiros (SCHOORL et al., 2000). São minerais comumente encontrados em solos altamente intemperizados, onde ocorrem sob forma cristalina, influenciando na estrutura e na cor do solo (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). A Gt é a forma mais comum de óxido de Fe na natureza, confere colorações bruno-amareladas, e a Hm confere colorações mais avermelhadas, dependendo do tamanho das partículas do cristal, variando de vermelho vívido para violeta e cinza (COSTA; BIGHAM, 2009).

A formação dos óxidos de Fe no solo se dá em decorrência da liberação do Fe²⁺ e posterior oxidação para Fe³⁺, podendo gerar minerais como a ferrihidrita e a goethita diretamente (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; KÄMPF et al., 2009). Já a Hm é resultante dos processos de desidratação da ferrihidrita, onde devido a sua semelhança cristalográfica estrutural com a Hm, esta reação de desidratação ocorre em estado sólido (SCHWERTMANN; KAMPF, 1985).

Os minerais Hm e Gt são formados em condições ambientais distintas. Regiões de clima tropical e intertropical quente e úmido, com solos bem drenados e posições mais estáveis do relevo favorecem a formação da Hm, pela desidroxilação da ferrihidrita (KAMPF; CURI, 2000). Já em ambientes de baixa temperatura, relevos que facilitem um tempo maior de residência da água no solo, soluções do solo com baixa atividade do Fe³⁺, além de presença elevada de matéria orgânica auxiliando na complexação do Fe³⁺, limitam a formação da ferrihidrita e, conseqüentemente, favorecem a formação da Gt (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; COSTA; BIGHAM, 2009), a qual é formada principalmente nas etapas iniciais do processo de intemperismo dos minerais primários, característica de solos mais jovens e horizontes próximos as rochas (CURI; FRANZMEIER, 1984).

As características cristalográficas da Hm e Gt apresentam formas distintas, como o nível de substituição isomórfica (SI) de Fe³⁺ por Al³⁺ em sua estrutura

interna, o grau de cristalinidade, tamanho e formato do mineral. Tais características são influenciadas pelo material de origem, processos e estágios do intemperismo (MELO et al., 2001b). Em sua formação a Gt admite a SI na proporção de até 0,33 mol mol⁻¹, já a Hm admite cerca de 0,15 mol mol⁻¹ (KÄMPF et al., 2009). Entretanto, Melo et al. (2001b) encontraram valores de SI na Gt aproximadamente três vezes maior que na Hm.

Os óxidos de Fe também interferem nas características físicas do solo, como a textura, estrutura e a permeabilidade, além de influenciar em características químicas como a disponibilidade de nutrientes (SANTOS et al., 2017). O Fe, elemento essencial ao desenvolvimento pleno das plantas, é absorvido do solo preferencialmente na forma de Fe²⁺, proveniente da dissolução de óxidos de Fe de baixa cristalinidade (COSTA; BIGHAM, 2009).

Em condições ácidas prevaletentes da maioria dos solos brasileiros (5 < pH < 7), os óxidos de Fe possuem preferencialmente capacidade de troca aniônica (CTA), no entanto, em profundidade os valores de CTA e CTC são praticamente equivalentes e muito baixos, ou seja, é delimitado pelo ponto de carga zero do solo (PCZ), o que favorece a floculação dos colóides e, conseqüentemente, o processo de agregação. Este processo pode ser observado em levantamento preliminar de solos do Paraná realizado pela Embrapa (1984), em que destaca o elevado grau de floculação em horizontes diagnósticos B-latossólicos, B-nítico e B-textural (COSTA; BIGHAM, 2009).

1.9.3 GIBBSITA

Dos seis óxidos de Al amplamente conhecidos, apenas a gibbsita e a boehmita (em raras ocasiões) são encontradas nos solos e em lateritas (KÄMPF et al., 2009b). A gibbsita é formada por combinações de lâminas de octaedro de Al, sendo o hidróxido de Al-Al(OH)₃ o polimorfo que representa a sua estrutura laminar, onde os íons OH de uma lâmina situam-se exatamente sobre os íons OH da lâmina subsequente (HSU, 1989).

A gibbsita é comumente formada pelo processo da dessilicação praticamente completa de aluminossilicatos primários e/ou secundários. Este processo é condicionado principalmente pela precipitação pluvial, que afeta diretamente a intensidade da lixiviação, pelas altas temperaturas, material de origem, relevos planos a suave ondulados, drenagem livre do solo, nível do lençol

freático, além da vegetação (teores de matéria orgânica do solo) e tempo (KÄMPF et al., 2009b). Contudo, um fator importante associado a estas condições é que a gibbsita se forma somente em condições de intensa dessilicação, quando provenientes da dissolução da caulinita, onde a atividade do H_4SiO_4 em solução deve ser inferior a $0,5 \text{ mg L}^{-1}$ (LINDSAY, 1979).

Solos e materiais altamente intemperizados, como Latossolos e lateritas apresentam a ocorrência de gibbsita, onde sua presença é bastante significativa em Latossolos da região Central do Brasil e em menores proporções na região Sudeste do país, sendo encontradas em teores mais elevados nos horizontes mais superficiais do solo, em decorrência do processo decrescente de lixiviação (MACEDO; BRYANT, 1987; MUGGLER, 1998; RESENDE et al., 2005; KÄMPF et al., 2009b).

Com relação aos seus aspectos ambientais relacionados às propriedades físicas e químicas do solo, a gibbsita é encontrada no solo geralmente associada à presença da caulinita e óxidos de Fe, onde tem sua influência maximizada na classe dos Latossolos. Quando temos um elevado incremento de gibbsita em relação à caulinita conseqüentemente há uma diminuição do pH do solo e aumento do PCZ, resultando em uma menor capacidade de reter nutrientes (CTC), resultando em menores concentrações de Al trocável (KÄMPF et al., 2009b). Além disso, tanto os óxidos de Al como os óxidos de Fe, atuam nas propriedades físicas do solo relacionadas ao início do processo de agregação, floculando as partículas e formando microagregados estáveis, favorecendo a estrutura granular, a permeabilidade e drenagem de água, e diminuindo a densidade do solo quando em elevados teores (van WAMBEKE, 1992; RESENDE et al. 2002, 2005).

1.10 LATOSSOLOS

O conceito inicial de Latossolo foi definido por Kellogg (1949), cujas características de alta lixiviação e intemperização se adequavam aos solos de regiões de climas tropicais e zonas equatoriais (KER, 1997). Essa classe de solo também é conhecida como Ferralsols (WRB/FAO) e Oxisols (Soil Taxonomy). No Brasil, os Latossolos ocupam aproximadamente 31% do território, se destacando em comparação as demais classes de solos do Sistema Brasileiro de Classificação (SANTOS et al., 2018).

São solos encontrados em superfícies antigas, como os produtos derivados do basalto da Formação Serra Geral Centro Norte. Sua gênese acontece em regiões sob condições climáticas úmidas e drenagem livre, favorecendo a remoção de materiais solúveis, principalmente a sílica e bases trocáveis e a posterior concentração residual de minerais secundários (VAN WAMBEKE et al., 1983) tais como os óxi-hidróxidos de Fe e Al (BREEMEN; BUURMAN, 2003).

Sob as condições descritas acima, os produtos do intemperismo dos basaltos podem incluir a caulinita e a gibbsita, bem como a goethita, hematita e maghemita (CURI; FRANZMEIER, 1984), gerando uma alta concentração de óxidos de alumínio e de ferro (32,3% e 28,5%, respectivamente) em terra fina (JIANG et al., 2018), gerado pela intensa lixiviação de bases solúveis (EGGLETON et al., 1987).

Além disso, os minerais e óxidos derivados do intemperismo dos basaltos exercem influência sobre as propriedades físicas do solo, sendo responsáveis pelo desenvolvimento da estrutura granular dos Latossolos em que Ferreira (1988), salienta que os principais constituintes mineralógicos que afetam a estrutura são a caulinita e a gibbsita. A partir de estudos em relação ao processo de estruturação dos Latossolos brasileiros, Resende (1982) sugere dois tipos, dividindo-os em caulíníficos, que apresentam desenvolvimento de estrutura laminar e resultam em menor estabilidade de agregados, e gibbsíticos apresentando desenvolvimento de estrutura granular com mais poros, maior permeabilidade e com maior estabilidade de agregados.

Logo, tem-se como as principais características dos Latossolos, a partir dos processos de hidrólise e lixiviação, a baixa atividade das argilas, baixa fertilidade natural do solo, sendo representados pela baixa capacidade de troca catiônica (CTC), a qual depende do tipo de mineral predominante no solo. Além de serem solos profundos e apresentarem matizes avermelhadas e/ou amareladas com distribuição uniforme ao longo do perfil, também apresentam elevada estabilidade de seus agregados, e elevados teores de argila (SANTOS, et al., 2018), sendo estes Latossolos, derivados de rochas máficas. Esta classe é caracterizada pelo seu horizonte diagnóstico B latossólico, que pode ser precedido de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo, ou caso o horizonte A seja superior a 150 cm de espessura, dentro de 300 cm (SANTOS, et al., 2018).

1.11 MINERALOGIA E A SUSCETIBILIDADE À EROSÃO

Os principais fenômenos responsáveis pelo processo de agregação de horizontes B latossólicos são a flocculação das argilas e as cargas eletrostáticas, onde temos uma maior influência na gênese de agregados de tamanhos menores atribuída à caulinita e óxidos de ferro e alumínio. Para agregados maiores, a matéria orgânica do solo age como o principal agente formador e estabilizante, os quais são formados a partir da interação com os pequenos agregados (LIMA; ANDERSON, 1997).

Resende (1982) demonstrou que Latossolos que possuem maiores teores do argilomineral caulinita apresentam desenvolvimento de estrutura laminar, a qual está associada a uma menor estabilidade de agregados. Resultados semelhantes foram observados por Ferreira et al. (1999a), onde o predomínio da caulinita na fração argila do solo resultou em pouca tendência ao desenvolvimento de microestrutura, devido ao ajuste face a face das placas de caulinita, configurando uma estrutura do solo em blocos, maior densidade, além da redução da permeabilidade da água, denotando a maior susceptibilidade dos solos cauliniticos ao processo de degradação (NUNES et al., 2021).

Já os Latossolos que possuem maiores teores de gibbsita, apresentam o desenvolvimento de microestrutura granular, conferindo ao solo maior porosidade e permeabilidade, conseqüentemente uma maior estabilidade de agregados (RESENDE, 1982; PEDROTTI et al., 2003). Ferreira et al. (1999b) também encontraram uma maior estabilidade de agregados devido aos maiores teores de gibbsita além de maior macroporosidade, e conseqüentemente maior condutividade hidráulica. Em consequência de sua maior macroporosidade, Latossolos gibbsíticos apresentam menor densidade, maior estabilidade de agregados, proporcionando maior permeabilidade do solo e, assim, dificultando o processo de arraste de partículas (Ferreira et al., 1999a).

Neste contexto é possível inferir, pelas características mineralógicas, químicas e físicas dos produtos derivados do intemperismo de diferentes tipos geoquímicos de basalto do Subgrupo Serra Geral Centro Norte, as suas distinções, a susceptibilidade ao intemperismo, bem como ao processo erosivo, levando em consideração a mineralogia dos solos, na região da bacia do Rio Iguaçu.

O presente trabalho tem como objetivo geral relacionar a composição química e mineralógica dos diferentes litotipos basálticos presentes na Formação Serra Geral com os produtos derivados do seu intemperismo e a sua alterabilidade.

2 REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo: Paulipetro, 1980, 187 p. (Relatório IPT no 14.091).

ANTONELLO, L. L. **Gênese de uma seqüência de solos de rochas alcalinas do maciço do Itatiaia, RJ; mineralogia geoquímica e micromorfologia**. Rio de Janeiro, 1983. Tese (doutorado em Ciência) Universidade Federal de Rio de Janeiro – Instituto de Geociências.

ARIOLI, E. E. **Arquitetura faciológica da seqüência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de elementos do grupo da platina (EGP) e metais associados no sistema magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil**. Curitiba: UFPR, 2008.

ASMUZ, H. E.; BAISCH, P. R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. **Episodes**, v. 4, p. 3-9. 1983.

AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, Vermiculita, Minerais com Hidróxi Entrecamadas e Clorita. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos. 1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 381-426.

BELLIENI, G. et al. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Miner. Abh.**, Stuttgart, v. 150, (3) p. 272-306, 1984.

BELLIENI, G. et al. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, (4), p. 915-944, 1986.

BERTONI, J.; LOMBARDI, N. F. **Conservação do solo**. 4. ed. São Paulo: Ícone, 1999.

BERTONI, J.; LOMBARDI, N. F. **Conservação do solo**. 5. ed. São Paulo: Ícone, 2005.

BEST, M. G. **Igneous and metamorphic petrology**. John Wiley & Sons, 2013.

BRYAN, S.E .; ERNST, R.E. Definição revisada de grandes províncias ígneas (LIPs). **Earth-Science Reviews** , v. 86, n. 1-4, p. 175-202, 2008.

CABRAL, J. B. P. Estudo do processo de assoreamento em reservatórios. **Caminhos de Geografia**, Brasil, v. 6, n. 14, p.62-69, 15 dez. 2004. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/viewFile/15371/8670>> . Acesso em: 18 ago. 2021.

CAMPDONICO, V. A. et al. Chemical weathering in subtropical basalt-derived laterites: A mass balance interpretation (Misiones, NE Argentina). **Catena**, v. 173, p. 352-366, 2019.

CARVALHO, D.F. et al. Perdas de solo e água em um Argissolo Vermelho Amarelo, submetido a diferentes intensidades de chuva simulada, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 6, n. 3, p. 385-389, 2001.

CARVALHO, W. A. **Relações entre relevo e solos da bacia do rio capivara – município de Botucatu, SP**. Botucatu, 1981, 193f. Dissertação (Livre Docência) – Universidade Estadual de São Paulo.

CASTRO, M. N.; CASTRO, R. M.; SOUZA, P. C. A importância da mata ciliar no contexto da conservação do solo. Renefara - **Revista Eletrônica de Educação da Faculdade Araguaia**, Goiânia, v. 4, n. 4, p.230-241, jan. 2013. Disponível em: <<http://www.fara.edu.br/sipe/index.php/renefara/article/view/172/156>>. Acesso em: 18 ago. 2021.

CLEMENTE, C. A. **Alterações e solos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral nos Planaltos de Guarapuava e Palmas, região centro sul do Estado do Paraná**. Piracicaba, 1988. 211p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

CLEMENTE, C. A. **Intemperismo de riólitos e riodacitos da formação Serra Geral (jurássico-cretáceo, das regiões sul e sudeste do Brasil)**. Piracicaba, 2001. 216p. Dissertação (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

CLEMENTE, C. A.; AZEVEDO, A. C. de. Mineral weathering in acid saprolites from subtropical, Southern Brazil. **Scientia Agricola**, v. 64, n. 6, p. 601-607, 2007.

COELHO, R. M., CHAVES, A. O. Petrografia e litoquímica de diques máficos mesozoicos e cambrianos (?) de Minas Gerais: comparações com basaltos da província Paraná-Etendeka e com diques da Suíte Fundão. **Geonomos**, 2016.

COGO, N. P.; LEVIEN, R.; SCHWARZ, R. A. Perdas De Solo E Água Por Erosão Hídrica Influenciadas Por Métodos De Preparo, Classes De Declive E Níveis De Fertilidade Do Solo. **R. Bras. Ci. Solo**, Brasil, v. 1, n. 27, p.743-753, jan. 2003. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v27n4/a19v27n4.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2021.

COSTA, A. C. S. da; BIGHAM, J. M. Óxidos de ferro. In: MELO, V.F.; ALEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**: Parte I – Conceitos básicos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2009. p. 505-573.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the central plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, n. 2, p. 341-346, 1984.

CURTI, D. K. **Tipologia e origem das fraturas sub-horizontais em basaltos da Formação Serra Geral, Brasil**. 2011. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

DEMATTÊ, J. L. I.; MARCONI, A.; SPAROVEK, G.; VIDAL TORRADO, P. Estimativa da evolução do intemperismo mediante ganhos e perdas de íons numa seqüência de solos desenvolvidos de diabásio e influenciados pela drenagem em Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Campinas, v 15, p. 69-73, 1991.

DIXON, J.B. Montmorillonite and other smectite minerals. In: Dixon, J. B., Weed, S. B. Minerals in soil environments. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, p. 293-321, 1989.

DOKUCHAEV, V. V. Russkiy chernozem [Russian chernozem]. **St. Petersburg**, 1883.

EGGLETON, R. A.; FOUDOULIS, C.; VARKEVISSER, D.. Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy. **Clays and Clay Minerals**, v. 35, n. 3, p. 161-169, 1987.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Paraná. Londrina, IAPAR/SUDESUL, 1984. 2v. (**Boletim Técnico**, 57).

ERNESTO, M. M. I. B. et al. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 321-340, 1999.

FABRIS, J. D. et al. Métodos físicos de análises em Mineralogia do Solo. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos. 1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 611-695.

FERREIRA, M. M. **Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos brasileiros**. Viçosa, 1988, 79 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 515-524, 1999b.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 23, p. 507-514, 1999a.

FFOLIOTT, P. F.; BROOKS, K. N.; NEARY, D. G; TAPIA, R. P.; CHEVESICH, P. G. **Soil Erosion and Sediment Production on Watershed Landscapes: Processes and Control**. Unesco, 2013. 73 p. International Hydrological Programme for Latin America and the Caribbean (IHP-LAC). Disponível em: <https://www.fs.fed.us/rm/pubs_other/rmrs_2013_ffolliott_p001.pdf>. Acesso em: 20 ago. 2021.

FONTANA, A. et al. Formação e Caracterização do Solo. In: TULLIO L. **Formação, Classificação e Cartografia dos Solos**. Ponta Grossa: Atena, v1 p. 1-388–41, 2019.

FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. In: KER, J.C.; SHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012.p. 171-205.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49-57, 2009.

FÚLFARO, V. J. et al. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 590-610, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 123, p. 105-117, 1994.

GHIDIN, André Ademir. **Influência dos Minerais da Fração Argila nas Propriedades Físicas de Duas Classes de Latossolos no Estado do Paraná**. Dissertação (Mestrado)—Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2003. Disponível em: <<http://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/32959/R%20-%20D%20-%20ANDRE%20ADEMIR%20GHIDIN.pdf?sequence=1>> Acesso em 20 jun 2021.

GLADCZENKO, T. P.; HINZ, K.; ELDHOLM, O.; MEYER, H.; NEBEN, S.; SKOGSEID, J. South Atlantic volcanic margins. **Journ. Geol. Soc. London**. 154: 465-470. 1997.

GORDON Jr. et al. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, 38:1-20p. 1947.

GOMES, A. S.; VASCONCELOS, P. M. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth-Science Reviews**, p. 103716, 2021.

GOMES, A. S.; VASCONCELOS, P. M.; DE OLIVEIRA C. I. Quantifying the effects of alteration and acid treatment for whole-rock basalt $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Chemical Geology**, v. 560, p. 119998, 2021.

GONÇALVES, P. W.; CARNEIRO, C. Dal Ré. Magmas e rochas ígneas: o estudo do calor interno da Terra. **Revista USP**, n. 72, p. 62-73, 2007.

GORDON JR., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro n.38, p.1-20, 1947.

HAWKESWORTH, C. J. et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B. C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R. J. (Eds.). Magmatism and the causes of continental break-up. **Geological Society Special Publication**, v. 68, p. 221-240, 1992.

HE, Y. et al. The implications of microbial and substrate limitation for the fates of carbon in different organic soil horizon types of boreal forest ecosystems: A mechanistically based model analysis. **Biogeosciences**, v.11, p.4477–4491, 2014.

HSU, Pa Ho. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., eds . **Minerals in soil environments** . Madson, Soil Science Society of America, , 1989. p. 331-378.

HUGHES, C. J. **Igneous petrology**. Elsevier, 2013.

HUGHES, J. C.; BROWN, G. A crystallinity index for soil kaolinite and its relation to parent rock, climate and soil maturity. **J. Soil Sci.** London, v.30, p. 557-563, 1979.
JENNY, Hans. **Factors of soil formation**. McGraw-Hill, New York. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York., p. -, 1941.

JERRAM, D. A. et al. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, v. 28, n. 4 5, p. 393-418, 1999.

JERRAM, D. A.; WIDDOWSON, M. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. **Lithos**, Amsterdam, v. 79, n. 3-4, p. 385-405, 2005.

JIANG, K.; QI, H. W.; HU, R. Z. Element mobilization and redistribution under extreme tropical weathering of basalts from the Hainan Island, South China. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 158, p. 80-102, 2018.

KÄMPF, N .; CURTI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo , p. 207-302, 2012.

KÄMPF, N. Óxidos de Alumínio, Silício, Manganês e Titânio. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo** – Conceitos básicos e aplicações. 1. Ed. Viçosa: SBCS, p. 574-612, 2009b.

KÄMPF, N.; CURTI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. **Tópicos em ciência do solo**, v. 1, p. 107-138, 2000.

KÄMPF, N.; CURTI, N.; MARQUES J. J.. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo** – Conceitos básicos e aplicações. 1. Ed. Viçosa: SBCS, p. 333-380, 2009a.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, V. Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, v. 29, p. 27-39, 1983.

KELLOGG, C.E. Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions. *Common. Bur. Soil Sci. Tech. Comm.*, 46: 76-85, 1949.

KER, J. C.. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, 1997.

KERR, A. C.; MENZIES, M. A. **Phanerozoic volcanism**. London: Cardiff University, Royal Holloway University of London, 2004.

KINGSTON, D. R.; DISHROOM, C. P.; WILLIAMS, P. A. Global basin classification system. **AAPG Bulletin**, v. 67, n. 12, p. 2175-2193, 1983.

LAL, R. Erodibility and erosivity. In: LAL, R. et al. **Soil erosion research methods**. Washington: Soil and Water Conservation Society, 1988. p. 141-160.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Univ. S.Paulo**. 103. Geol. p 5-61, 1949.

LEVI, F.; MELFI, A. J. Geochemical and mineralogical studies on the first stage of weathering of basic and related rocks. Part 2 Geochemical Study. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, p.1-8, 1972.

LICHT, O. A. B. A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 32-54, 2018.

LICHT, O. A. B. et al. Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná. **Minerpar, Curitiba, PR, Brazil (192 pp.)**, 2012.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. Statistic behavior of major and minor elements in basic, intermediate and acidic rocks of the Serra Geral Formation and Arapey Group, Paraná Large Igneous Province, South America. **Pesquisas Geociênc.** 39 (3), 247–267. 2012.

LICHT, O. A. B.; LIMA, E. F. de **A associação dos gaps de Si-Zr-Ti-P na subdivisão das rochas da Província Ígnea do Paraná**. SBG, CONG. BRASIL. GEOLOGIA, 47. Proc., CD-ROM. 2014.

LIMA, J.M. & ANDERSON, S.J. Aggregation and aggregate size effects on extractable iron and aluminum in two Hapludox. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 61:965-970, 1997.

LIMA, V. **Caracterização e classificação de solos derivados de erupções básicas do terceiro planalto paranaense**. Piracicaba, 1979. 249f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

LINDSAY, W. L. et al. **Chemical equilibria in soils**. John Wiley and Sons Ltd., 1979. 449p.

LOPES, J. W. B.; ARAÚJO NETO, J. R.; PINHEIRO, E. A. R. Produção de sedimentos e assoreamento em reservatório no semiárido: o caso do Açude Marengo, Ceará. **Geoambiente On-line, Goiás**, v. 1, n. 24, p.16-31, jun. 2015.

Disponível em:

<<https://www.revistas.ufg.br/geoambiente/article/download/33954/18855>>. Acesso em: 19 jun. 2021.

MACEDO, J.; BRYANT, R. B. **Morphology, mineralogy, and genesis of a hydrosequence of Oxisols in Brazil**. Soil Sci. Soc. Am.J., 51: 690-698, 1987.

MANTOVANI, M. S. M. et al. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, n. 1, p. 187-209, 1985.

MCBIRNEY, Alexander R. **Igneous petrology**. Jones & Bartlett Learning, 1993.

MELFI, ADOLPHO JOSÉ; PEDRO, GEORGES. ESTUDO GEOQUÍMICO DOS SOLOS E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO BRASIL. PARTE 1 Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 271-286, 1977.

MELLO, V. F.; WYPYCH, F. VII Caulinita e halosita. In: MELO, V.F.; ALEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**: Parte I – Conceitos básicos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2009. p. 427-504.

MELO V. F. et al. Goethite and hematite in bichromic soil profiles of southern Brazil: Xanthization or yellowing process. **Catena**, v. 188, p. 104445, 2020.

MELO, V. F.; FONTES, N. P. F.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R. Características dos óxidos de ferro e alumínio de diferentes classes de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, v. 25, p.19-32, 2001b.

MELO, V. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F.; FONTES, M. P. F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite – rich Brazilian soils. **Soil Science Society American Journal**. Madison, v. 65 p. 1.324-1.333, 2001a.

MIGÓN P. Weathering mantles and Long-Term Landform Evolution. In: SHRODER, J.; POPE, G. A. (Eds). . **Treatise on Geomorphology - Weathering and Soils Geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. V. 4p. 127 – 144.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, v.1, p. 265-279, 2004.

MILANI, E. J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 1, p. 183-205, 2007.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com ageodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental**. 255 f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MINEROPAR. **Mapa geológico do Grupo Serra Geral no estado do Paraná**.

Curitiba: CPRM, 2018, 316p. disponível em:

<http://www.documentador.pr.gov.br/documentador/busca.do?action=buscar>. Acesso em 20/01/2020.

MINEROPAR. **O Grupo Serra Geral no estado do Paraná: mapeamento geológico na escala de 1:250.000 (I e II)**. 1ª ed. Curitiba: Mineropar, 2013. V. 1 e 2.

MUGGLER, C. C. **Polygenetic Oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil**. Soil genesis and landscape development. Wageningen, Wageningen University, 1998. (Tese de Doutorado).

NUNES, M. R. et al. Inherent and dynamic effects on the structural stability of Brazilian Oxisols. **Geoderma Regional**, v. 27, p. e00426, 2021.

O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis Ridge – Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17474-17502, 1990.

OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K. T.; CAMARGO, M. N. **Classes gerais de solos no Brasil**. São Paulo: FUNEP, 1992. 201p.

PALMIERI, F. **A study of a climosequence of soils derived from volcanic rock parent material in Santa Catarina and Rio Grande do Sul states, Brazil**. Indiana, 1986. 259f. Tese (Doctor of Philosophy) - Purdue University West Lafayette.

PARANÁ. Instituto das Águas do Paraná. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: Resumo Executivo**. Paraná, 2010. Disponível em:

<http://www.aguasparana.pr.gov.br/arquivos/File/PLERH/resumo_executivo_PLERH.pdf>. Acesso em: 28 mar. 2021.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds) Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Washington. **American Geophysical Union**, v.100, p.217-245, 1997.

PEDREIRA, A. J. et al. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas brasileiras. In: BIZZI, L. A.; et al. (Eds). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 692 p., 2003.

PEDROTTI, A. et al. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 01-09, 2003.

- PEREIRA, J. S. **Avaliação das Perdas de Solos por Erosão Laminar na Área de Influência da UHE Amador Aguiar I**. 2014. 167 p. Dissertação – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2014. Disponível em: <
<https://repositorio.ufu.br/bitstream/123456789/16206/1/AvaliacaoPerdasSolos.pdf>>. Acesso em: 19 ago. 2021.
- REBERTUS, R. A.; WEED, S. B.; BUOL, S. W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Sci Soc. Am. J.** v. 50. p.810 819, 1986.
- RENNE, P. R. et al. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975-979, 1992.
- RESENDE, M. **Pedologia**. Viçosa: Imprensa Universitária, UFV, 1982. 100p.
- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C & REZENDE, S.B. **Mineralogia de solos brasileiros interpretação e aplicações**. Lavras, UFLA, 2005. 338p.
- RESENDE, M.; REZENDE, S.B.; & CORREA, G. F. **Pedologia – Base para distinção de ambientes. 4 ed.** Viçosa, MG, NEPUT, 2002. 338p.
- ROSSETTI, L. et al. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 98-114, 2018.
- RUEGG, N. R. **A composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná (América do Sul) e de outras províncias gonduânicas equivalentes**. Mus. Labor. Mineral. Geol., Univ. Coimbra. Coimbra, Memória e Notícias 70 pp. 26–85. 1970.
- RUEGG, N. R. Modelos de variação química na província basáltica do Brasil meridional. **Características de teor, distribuição geográfica e diferenciação." Livre Docente" Thesis. USP, Brasil**, v. 1, 1975.
- RUEGG, N. R.; AMARAL, G. Variação regional da composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná. **Boletim IG**, v. 7, p. 131-147, 1976.
- SANTANA, K. D. A.; NUMMER, A. V. Estudos sobre processos erosivos na Geografia brasileira: período: 2004 - 2010. In: Lauro César Figueiredo e Adriano Severo Figueiró. (Org.). **Reflexões sobre a Geografia do Rio Grande do Sul: Temas em Debate**. 1ed.Santa Maria/RS: UFSM, 2011, v. 1, p. 199-207.
- SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J.A.; CUNHA, T.J.F.; OLIVEIRA, J. B. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, p. 590, 2018.
- SANTOS, P. G. dos; ALMEIDA, J. A. de; SEQUINATTO, L.. Mineralogy of the clay fraction and chemical properties of soils developed from sedimentary lithologies of

pirambóia, sanga-the-cabral and guará geological formations in southern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 41, 2017..

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

SCHNEIDER, A. W. Vulcanismo basáltico da bacia do Paraná : perfil Foz do Iguaçu – Serra da Esperança. In: XXIV CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26, 1970. **Anais..** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p.211-217.

SCHOORL, J. M.; SONNEVELD, M. P. W.; VELDKAMP, A. Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 25, n. 9, p. 1025-1034, 2000.

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. **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 379-438.

SINGH, B.; GILKES, R.J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. **J. Soil Sci.** Ottawa Canadian, v. 43, p.645-667, 1992.

SZABÓ, Gergely A.J., BABINSKI, Marly, TEIXEIRA, Wilson. Rochas Igneas. In: TEIXEIRA, Wilson et al. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Nacional, 2008.

TEIXEIRA, V. et al. **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. 558 p.

THEOCHAROPOULOS, S. P.; PETRAKIS, P. V.; TRIKATSOULA, A. Multivariate analysis of soil grid data as a soil classification and mapping tool: the case study of a homogeneous plain in Vagia, Viotia, Greece. **Geoderma**, v. 77, n. 1, p. 63-79, 1997.

THIEDE, D. S.; VASCONCELLOS, P. M. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**. v 38, n 8, p 747-750. 2010.

THIEDE, D. S.; VASCONCELLOS, P. M. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44°. **Proc...** Curitiba. 2008.

TURNER, S. et al. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333-348, 1994.

TURNER, Simon et al. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333-348, 1994.

VALLE JUNIOR, R. F. **Diagnóstico de áreas de risco de erosão e conflito de uso dos solos na bacia do Rio Uberaba**. 2008. 233 f. Tese (Doutorado) - Curso de Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 2008. Disponível em:

<<http://www.fcav.unesp.br/download/pgtrabs/pv/d/2807.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2021.

VAN WAMBEKE, A. et al. Oxisols. In: **Developments in Soil Science**. Elsevier, 1983. p. 325-354.

VANWALLEGHEM, T. et al. A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, n. 2, p. 331-347, 2013.

VIEIRA, L. S. **Manual da ciência do solo**. São Paulo. ed. Agronômica Ceres, 1975. 464p.

VISCHI FILHO, O. J., et al. Diagnóstico e reabilitação agroambiental de trecho de bacia hidrográfica por sensoriamento remoto e turbidez da água. **Pesq. Agropec. Bras.**, Brasília, v. 9, n. 51, p.1099-1109, set. 2016. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/pab/v51n9/0100-204X-pab-51-09-1099.pdf>>. Acesso em: 19 ago. 2021.

VITTE, A.C.; MELLO, J.P. Considerações sobre a erodibilidade dos solos e a erosividade das chuvas e suas conseqüências na morfogênese das vertentes: um balanço bibliográfico. **Climatologia e Estudos da Paisagem**, v. 2, n. 2, p. 107-133, 2007.

WAICHEL, B. L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná**. Porto Alegre, 2006. 108 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin Volcanologique**, v. 35, n. 3, p. 579-590, 1971.

WAMBEKE, A. Van et al. **Soils of the tropics: properties and appraisal**. McGraw Hill, 1992.

WATTEL-KOEKKOEK, E. J. W. et al. Mean residence time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite. **European journal of soil science**, v. 54, n. 2, p. 269-278, 2003.

WHITE, I. C. **Relatório final da comissão de estudos de minas de carvão de pedra no Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I p.1-300; parte II p. 301-617 (Ed. Fac- similar). 1908.

WHITE, R.; McKENZIE, D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research, AGU**, v. 94, n. B6, p. 7685-7729, 1989.

WILSON, B. M. **Igneous petrogenesis a global tectonic approach**. Springer Science & Business Media, 2007.

YOUNG, A. **Tropical soils and soil survey**. CUP Archive, 1980.

3 CAPÍTULO II: VARIAÇÕES NA MINERALOGIA DO SOLO EM FUNÇÃO DOS DIFERENTES TIPOS BASÁLTICOS DO SUBGRUPO SERRA GERAL

RESUMO

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (FSR), encontram-se inseridas no contexto da Província Ígnea do Paraná (PIP). No estado do Paraná, a FSR limita-se pela borda do Terceiro Planalto a leste e oeste, onde afloram em cerca de 90.000 km² do seu território. O basalto desta formação é comumente associado a um derrame com características uniformes, no entanto, existem distinções entre suas composições geoquímicas em decorrência dos locais de ocorrência dos derrames, além de diferentes morfologias e composições mineralógicas, que possuem reflexos nos solos formados, os quais muitas vezes são negligenciados. Sendo assim, o presente estudo tem como objetivo relacionar a composição química e mineralógica dos diferentes litotipos presentes na Formação Serra Geral, Subgrupo Serra Geral Centro-Norte, com os solos e produtos derivados do seu intemperismo. Para isto, foram amostrados 5 perfis de Latossolos ao longo do Terceiro Planalto Paranaense, os quais englobaram diferentes aspectos geoquímicos, nos municípios de Turvo, Guarapuava, Corbélia, Maripá e São Miguel do Iguaçu. As coletas de solos consistiram em amostras deformadas e indeformadas dos horizontes A, AB, B, C, saprolito, e material de origem. Em laboratório procedeu-se às análises físicas, químicas de rotina, geoquímicas e mineralógicas. Análises estatísticas foram feitas com auxílio do software R, versão 4.0.3, fazendo uso de análises correlação de Spearman e, análises multivariadas como, análise de componentes principais (ACP) e análise de agrupamento. A mineralogia dos materiais de origem foi composta principalmente por plagioclásio e augita, com exceção do perfil 2, o qual apresentou predominância de quartzo e plagioclásio. A fração argila apresentou predominância de caulinita (Ct) para todos os perfis estudados, e grandes contribuições de gibbsita (Gb) apenas para os perfis 1 e 2. Destaca-se ainda a presença expressiva da Hm em todos os perfis de solo. A goethita (Gt) apresentou baixos teores em todos os perfis de solo, com exceção dos perfis 1 e 2. Em relação a cristalinidade, a Ct apresentou maior dimensão média dos cristais (DMC) em profundidade nos perfis 1 e 2, o contrário do observado para o perfil 3 e 4. Para Gb, os maiores valores de DMC foram encontrados nos Perfis 1 e 3. Através da ACP, observou-se que o Perfil 1 possui predomínio do processo de dessilicação, onde tem-se maiores valores de Gb em detrimento de Ct. O Perfil 2 apresentou maiores teores de Fe cristalino, favorecendo a formação da Hm, devido ao processo de dessilicação neste perfil, ocasionando a concentração residual de Fe. A Ds apresentou correlação direta com Ct, indicando que solos com elevados teores de Ct, associados a menores índices de cristalinidade deste mineral resultam em solos com maiores densidades, correlacionadas a maiores teores de Ct tem-se o Perfil 5. O Perfil 3 apresentou os óxidos de ferro mais cristalinos, devido a fatores pedoambientais, tais como relevo e drenagem. Os Perfis estudados formaram 3 grupos, em que o Grupo 1 (Perfil 2) diferenciou-se dos demais por seus elevados teores de SiO₂ nas zonas de alteração de rocha e elevados teores de Zr, Grupo 2 (Perfil 1) por elevados teores de TiO₂ e P₂O₅, e Grupo 3 (Perfil 3, 4 e 5), agruparam-se em decorrência da não heterogeneidade de suas amostras, sendo assim a Formação Paranapanema e Membro Salto do Lontra possuem em si, uma assembleia geoquímica semelhante, não sendo capaz de diferenciar-se.

Palavras-chave: Grupo Serra Geral. Mineralogia. Geoquímica. Basalto. Latossolos.

ABSTRACT

The volcanic rocks of the Serra Geral Formation (FSR) are located in the context of the Paraná Igneous Province (PIP). In the state of Paraná, the FSR is limited by the edge of the Third Plateau, where they outcrop in about 90,000 km² of its territory. The basalt of this formation is commonly associated with a spill with uniform characteristics, however, there are distinctions between its geochemical compositions due to its local variations, in addition to different morphologies and mineralogical compositions, which have reflections on the formed soils, which are often neglected. Therefore, this study aims to relate the chemical and mineralogical composition of the different basaltic lithotypes present in the Serra Geral Formation, in the Serra Geral Centro-Norte Subgroup, with the products derived from its weathering. For this, 5 profiles of Oxisols were sampled along the Third Plateau of Paraná, which encompassed different geochemical aspects of the FRS, in the municipalities of Turvo, Guarapuava, Corbélia, Maripá and São Miguel do Iguaçu. Soil collections consisted of deformed and undisturbed samples from horizons A, AB, B, C, saprolite, and source material. In the laboratory, routine physical, chemical, geochemical and mineralogical analyses were carried out. Statistical analyzes were performed using the R software, version 4.0.3, using Spearman's correlation analysis and multivariate analyzes such as principal component analysis (PCA) and cluster analysis. The mineralogy of the source materials was mainly composed of plagioclase and augite, with the exception of Profile 2, which showed a predominance of quartz and plagioclase. The clay fraction showed a predominance of kaolin (Ct) for all profiles studied, and large contributions of gibbsite (Gb) only for Profiles 1 and 2. The pronounced presence of Hm in all soil profiles is also noteworthy. Goethite (Gt) had low contents in all soil profiles, with the exception of Profile 1 and 2. Regarding crystallography, Ct had higher mean crystal diameter (DMC) in depth in Profiles 1 and 2, contrary to what was observed for Profile 3 and 4. For Gb, the highest values of CMD were found in Profiles 1 and 3. Through the PCA, it was observed that Profile 1 has a predominance of the desilication process, where there are higher values of Gb in detriment of Ct. Profile 2 presented higher contents of crystalline Fe, favoring the formation of Hm, due to the desilication process in this profile, causing the residual concentration of Fe. Ds presented a direct correlation with Ct, indicating that soils with high contents of Ct, associated with Lower levels of crystallinity of this mineral result in soils with higher densities, correlated to higher levels of Ct, in Profile 5. Profile 3 presented the most crystalline iron oxides, due to environmental factors such as relief and drainage. The profiles studied formed 3 groups, in which Group 1 (Profile 2) differed from the others due to its high levels of SiO₂ in the rock alteration zones and high levels of Zr, Group 2 (Profile 1) due to high levels of TiO₂ and P₂O₅, and Group 3 (Profile 3, 4 and 5), were grouped as a result of the non-heterogeneity of their samples. differentiate.

Keywords: Serra Geral Group. Mineralogy. Geochemistry. Basalt. Oxisols

3.1 INTRODUÇÃO

O Grupo Serra Geral tem sua origem relacionada com a província Ígnea Paraná-Etendeka (PIPE), considerada como uma das grandes províncias ígneas do mundo. Esta representa um intenso evento magmático causado pela ruptura e dispersão da parte ocidental do supercontinente Gondwana durante o período cretáceo (COELHO; DE OLIVEIRA CHAVES, 2016).

A PIPE é considerada componente da Bacia do Paraná, e sustenta um volume magmático da ordem 450.000 km^3 , o qual representa apenas a fração exposta do derrame, em uma superfície com área de aproximadamente 917.000 km^2 (FRANK et al., 2009). Este grande evento magmático deu origem a duas províncias, a Província Ígnea do Paraná (PIP) e a Província Ígnea de Etendeka. A província Ígnea do Paraná localiza-se na América do Sul, onde constitui cerca de 95% da Província Paraná-Etendeka, ocorrendo na Argentina, Uruguai, Paraguai, e no Brasil nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste. Na região da PIP se observa a ocorrência de extensos depósitos de derrames basálticos, e significativa contribuição de materiais com composição ácida, como depósitos vulcanoclásticos (BRYAN; ERNST, 2008).

As rochas vulcânicas da Província Ígnea do Paraná, foram denominadas primeiramente como rochas eruptivas da Serra Geral por White (1908), e posteriormente classificadas por Gordon Jr. et al. (1947) como Formação Serra Geral. Em que os limites atuais da PIP ultrapassam $1.200.000 \text{ km}^2$, considerando os derrames expostos e encobertos, (1.860 km no sentido N-S e 650 km no L-O), com uma espessura máxima de rochas extrusivas de 1.722 metros. Os volumes de lava estimados dos derrames variam entre $1.700.000 \text{ km}^3$ e $2.350.000 \text{ km}^3$, com uma taxa média de efusão entre 1,4 e 1,9 km^3/ano (GLADCZENKO et al., 1997; FRANK et al., 2009; THIEDE & VASCONCELLOS, 2008, 2010). Onde o vulcanismo Serra Geral apresenta $134,7 \pm 0,7 \text{ Ma}$, e duração de cerca de 1,7 a 2,4 Ma (GOMES; VASCONCELOS, 2021).

No estado do Paraná, a Formação Serra Geral limita-se pela borda do Terceiro Planalto, em que as rochas vulcânicas aflorantes representam cerca de 90.000 km^2 do seu território (MINEROPAR, 2018). O basalto Serra Geral no Paraná é comumente associado a um derrame com características uniformes, no entanto existem distinções entre suas composições geoquímicas em decorrência de suas

variações locais, além de diferentes morfologias e composições mineralógicas. Estudos realizados por Bellieni et al. (1984, 1986), Peate et al. (1992), e mais recentemente por Licht e Arioli (2012), Licht e Lima (2014a) e Licht (2018), sugerem uma classificação dos tipos magmáticos existentes na Formação Serra Geral, em decorrência de suas variações geoquímicas.

Com a finalidade de diferenciar estes tipos magmáticos em decorrência de sua geoquímica Licht (2018), propôs a diferenciação dos litotipos utilizando-se como critérios de divisão das amostras valores de baixo ou alto SiO_2 ((LS e HSi),(Low, High)), baixo ou alto Zr (LZr e HZr), baixo ou alto TiO_2 (LTi e HTi) e baixo ou alto P_2O_5 (LP e HP), apresentando uma classificação com valores críticos de 62,02% SiO_2 ; 522,15 ppm Zr; 2,85% TiO_2 e 0,413% P_2O_5 , dividindo estes tipos magmáticos em 16 tipos químicos pela combinação de altos e baixos teores destes quatro elementos (LICHT, 2018).

A partir da classificação dos tipos magmáticos, o Grupo Serra Geral foi dividido em dois Subgrupos para o estado do Paraná, sendo eles o Subgrupo Serra Geral Sul e o Subgrupo Serra Geral Centro-Norte (LICHT, 2018; MINEROPAR, 2018). O Subgrupo Serra Geral Sul, encontra-se distribuído pela região Sul-sudeste do estado do Paraná, ocupando uma área de 10.620 km^2 , sendo representado por derrames basálticos do Tipo 1 S e derrames riolíticos do Tipo 9 SE (MINEROPAR, 2018). Em contra partida a maior porção do Grupo Serra Geral encontra-se disposta no Subgrupo Serra Geral Centro-Norte, a qual compreende uma área de 115.775 km^2 , sendo está dividida em Formação Pitanga e Formação Paranapanema. A Formação Pitanga é composta por derrames de basalto do Tipo 4, 3, 2 ($\text{SiO}_2 < 62\%$), por depósitos vulcanoclásticos, e derrames de riolitos porfiríticos e riolitos do Tipo 14, 13 e 10 ($\text{SiO}_2 > 62,02\%$) (MINEROPAR, 2018). Já a Formação Paranapanema é composta por derrames de lavas básicas apresentando derrames do Tipo 1 CN, o qual é caracterizado por baixos teores de óxido de silício em sua composição ($\text{SiO}_2 < 62,02\%$) (MINEROPAR, 2018).

Os principais fatores de formação dos solos são o clima e os organismos vivos, os quais são fatores ativos de modificações atuando no processo de intemperismo do solo (VIEIRA, 1975; OLIVEIRA, 1992).

Ao estudar os produtos de alteração das rochas vulcânicas ácidas do atual Grupo Serra Geral Centro-Norte, Clemente (1988) observou que seu intemperismo ocorre seguindo uma sequência de suscetibilidade, na seguinte ordem decrescente:

piroxênio > plagioclásio > feldspato alcalino > magnetita > quartzo. Além disso, ao observar os principais minerais destas rochas, o plagioclásio e piroxênio, o autor observou duas linhas evolutivas para o seu intemperismo, sendo estas: Plagioclásio para gibbsita; Plagioclásio para gels e posteriormente gibbsita; Plagioclásio para gels e posteriormente gibbsita e caulinita; Piroxênio para goethita; e Piroxênio para esmectita e goethita. Este mesmo diagrama de suscetibilidade é seguido para rochas básicas da mesma região (CLEMENTE; AZEVEDO, 2007).

Schneider (1970) e Palmieri (1986), ao estudarem Latossolos originados de rochas basálticas, com condições climáticas tropicais à sub-tropicais, observaram o intemperismo do plagioclásio e piroxênio resultando nos principais minerais da fração argila sendo estes a caulinita, gibbsita, goethita e hematita. Semelhante aos autores, Campodonico et al. (2019) ao estudarem solos lateríticos derivados de rochas basálticas da Formação Serra Geral, observaram elevados teores de caulinita, sendo estas provenientes, principalmente, do plagioclásio, além da hematita proveniente da alteração da ferrihidrita por reações de desidratação. Além da presença de óxidos de Al e goethita, e em menores quantidades a presença de vermiculita com hidróxi-entre camadas, illita, anatásio, rutilo, maghemita, nontronita e halloysita (SCHAEFER et al., 2008).

Dentre as principais características que abrangem os Latossolos, a partir dos processos de hidrólise, têm-se intensas lixiviações de sílica e bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , etc), baixa atividade das argilas, baixa fertilidade natural, sendo representados por baixa capacidade de troca catiônica, a qual depende do tipo mineral predominante no solo. Além de caracterizados por serem solos profundos, e altamente intemperizados, apresentam matizes avermelhadas e/ou amareladas com distribuição uniforme ao longo do perfil de solo, também apresentando elevada estabilidade de seus agregados, e elevados teores de argila. Os principais minerais da fração argila dos Latossolos são a caulinita, gibbsita, hematita e goethita (e os oxihidróxidos de Fe) sendo estes dois últimos considerados indicadores do grau de desenvolvimento do solo (KÄMPF et al., 2009a).

Os solos derivados do basalto da Formação Serra Geral, são erroneamente associados a solos uniformes, devido ao senso comum que caracteriza o basalto como sendo apenas um único derrame que dá-se de maneira contínua e uniforme. No entanto, existem variações geoquímicas e mineralógicas dos tipos magmáticos, que possuem reflexos nos solos formados, os quais muitas

vezes não são devidamente considerados. O presente estudo tem como objetivo avaliar como a variação na composição química e mineralógica dos diferentes litotipos basálticos presentes na Formação Serra Geral, Subgrupo Serra Geral Centro-Norte, resultam em diferentes atributos mineralógicos de solo em avançado estágio de intemperismo.

3.2 MATERIAL E MÉTODOS

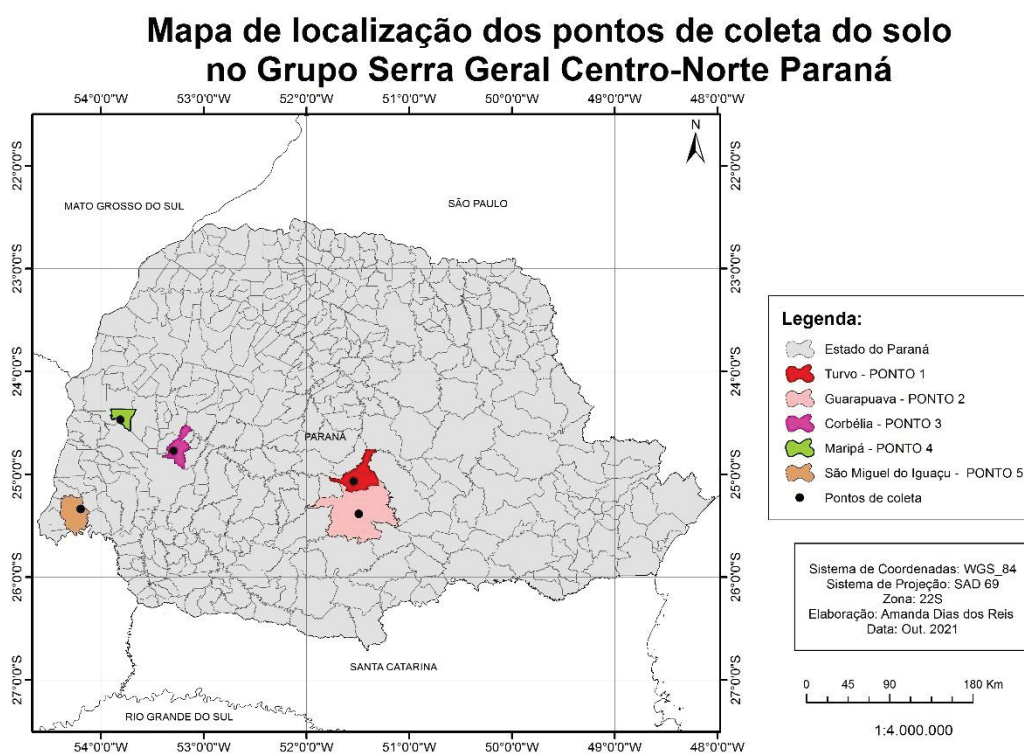
3.2.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS

Os solos e rochas correspondentes aos diferentes Tipos Magmáticos estudados foram coletados ao longo do Terceiro Planalto Paranaense, em perfis de Latossolos na região das formações Pitanga e Paranapanema do Subgrupo Serra Geral Centro-Norte.

Os locais de estudo correspondentes à Formação Pitanga foram os municípios de Turvo (membros Três Pinheiros, Perfil 1 - P1), de coordenadas 25°04'03,1" S e 51°32'32" O (1113m de altitude) e Guarapuava (membro Guarapuava Perfil 2 – P2), de coordenadas 25°23'11,11" S e 51°29'29,6" O (1033m de altitude) respectivamente, onde o clima da região é do tipo Cfb (clima temperado).

Na formação Paranapanema, os municípios estudados compreendem Corbélia (Perfil 3 – P3), de coordenadas 24°46'21,3"S e 53°17'34,2"O (669m de altitude) e Maripá (Perfil 4 – P4), de coordenadas 24°28'14,5" S e 53°48'39,63" O (438m de altitude). E como constituinte da formação Paranapanema, o membro Salto do Lontra, no município de São Miguel do Iguazu (Perfil 5 – P5), de coordenadas 25°20'13,5"S e 54°11'53,3"O(410m de altitude). Todas as cidades correspondentes a Formação Paranapanema apresenta característica climática da região, segundo a classificação de Koppen e Geiger, como sendo do tipo Cfa (clima subtropical úmido)

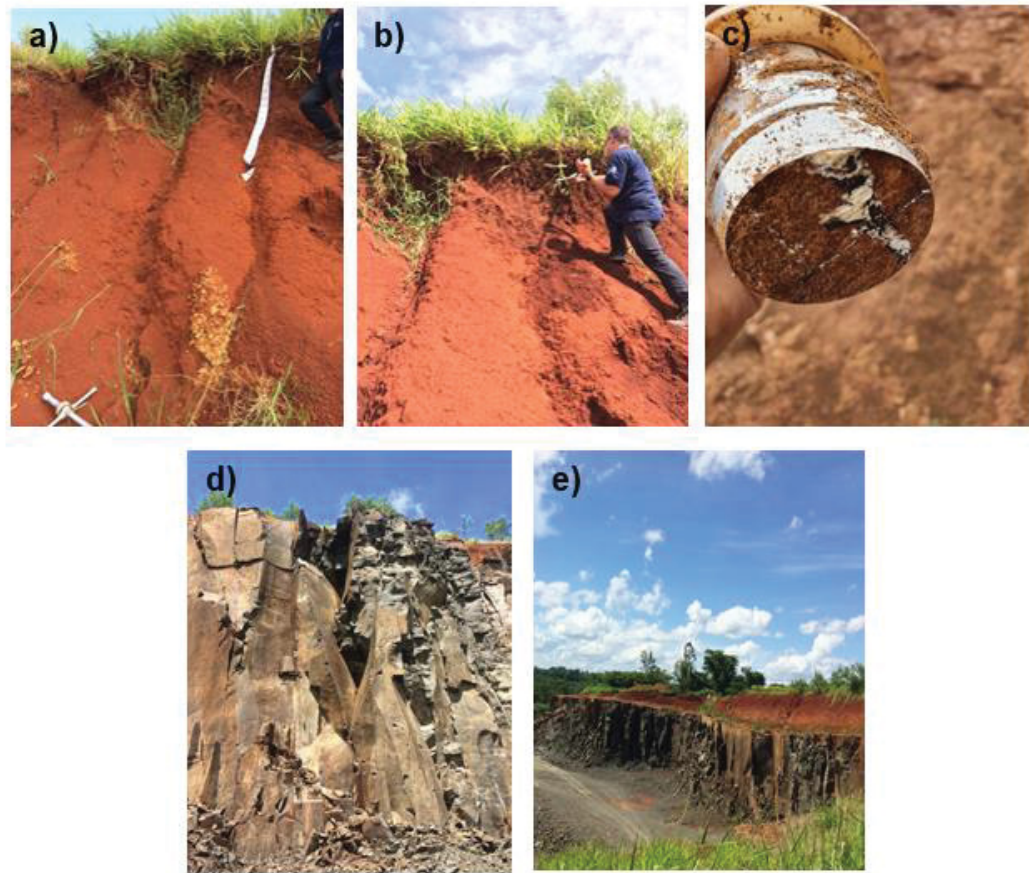
Figura 4 - LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS AMOSTRADOS AO LONGO DO TERCEIRO PLANALTO PARANAENSE NO GRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE.



FONTE: O autor, 2020.

Foram feitas coletas de amostras deformadas de solo dos horizontes A, AB, B, C, saprolito e da rocha, para análises químicas, físicas e mineralógicas. Para a análise física de densidade do solo, foram coletadas em triplicata amostras indeformadas de solo em anéis volumétricos de volume conhecido, com o auxílio de um amostrador de Uhland, dos horizontes A, AB, B, C e saprolito (FIGURA 5 e FIGURA 6).

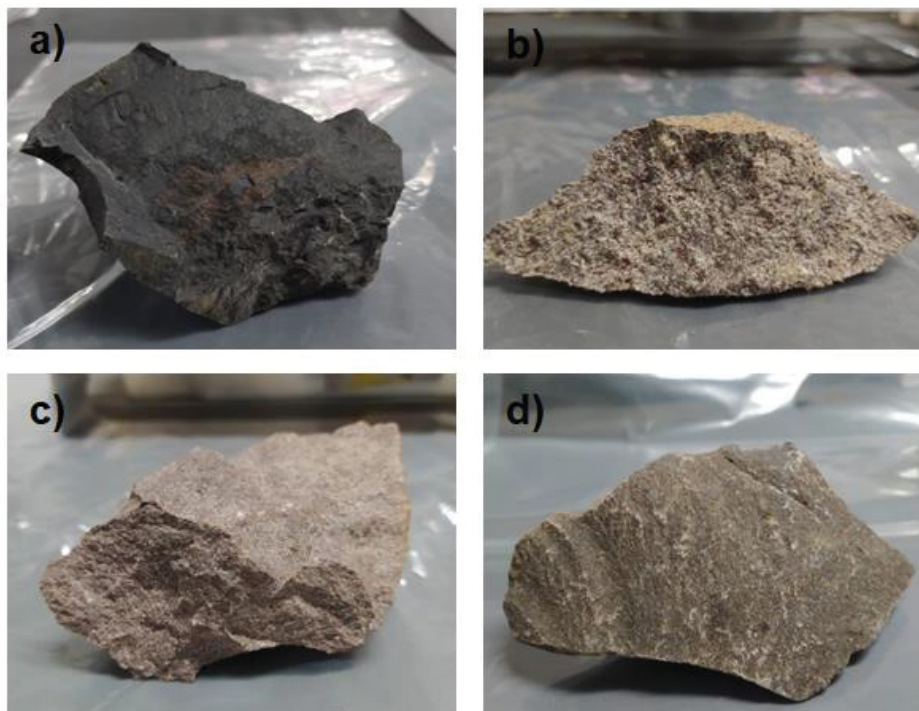
Figura 5 – AMOSTRAGEM DE PERFIL DE SOLO E ROCHA.



FONTE: O autor, 2020.

LEGENDA: a) perfil de Latossolo; b) amostragem indeformada de solo; c) anel volumétrico da coleta indeformada; d) rochas basálticas derrame Salto do Lontra e; rochas basálticas com formação de Latossolo acima.

Figura 6 - DIFERENTES TIPOS DE ROCHAS VULCÂNICAS DO SUBGRUPO SERRA GERAL CENTRO-NORTE.



FONTE: O autor, 2021.

LEGENDA: Amostras de rocha coletas das variações basálticas do SubGrupo Serra Geral Centro-Norte. a) compreende a amostra de rocha do Membro Três Pinheiros (Formação Pitanga); b) amostra de rocha do Membro Guarapuava (Formação Pitanga); c) amostra de rocha da Formação Paranapanema e; d) amostra de rocha do Membro Salto do Lontra (Formação Paranapanema).

3.2.2 ANÁLISES FÍSICAS

3.2.2.1 Granulometria

A análise granulométrica foi realizada em 20 g de amostra de terra seca ao ar (TFSA), adicionando 100 ml de água destilada e, hidróxido de sódio (NaOH 1 N) como dispersante químico. A fração argila foi determinada pelo método da pipeta, a areia por peneiramento mecânico e o silte por diferença (TEIXEIRA, 2017). Em um frasco, as amostras ficaram em repouso por uma noite, e posteriormente foram agitadas em agitador horizontal a 200 rpm por 4 horas. Ao final da agitação, a suspensão foi transferida para proveta de 1000 ml, passando por uma peneira de 0,053 mm, onde a fração areia ficou retida, posteriormente a areia foi recolhida, seca em estufa e aferida sua massa após 24 horas.

Após a retirada da areia, a suspensão em volume de 1000 ml contém silte e argila, e para sua separação foi necessário à homogeneização da suspensão com agitador manual, e verificação da temperatura da suspensão em tabela para determinar o tempo de pipetagem, conforme Embrapa (1997). Após o tempo de

sedimentação determinado, foi pipetado 25 ml da suspensão a 5cm de profundidade, a suspensão foi reservada em frasco previamente tarado, seca em estufa e, após 24 horas aferida a sua massa. Pode-se então inferir a % de cada fração do solo:

$$\% \text{ de areia total: } (PDA / P_i) * 100 * f \quad (\text{equação 1})$$

$$\% \text{ de silte: } (((PSAD - (PA - PD)) * 50 / P_i) * 100 * f \quad (\text{equação 2})$$

$$\% \text{ de argila : } ((PA - PD) * 50 / P_i) * 100 * f \quad (\text{equação 3})$$

Em que:

- “PDA” é o peso das areias;
- “P_i” é o peso inicial da amostra;
- “PA” é o peso da argila;
- “PD” é o peso do dispersante;
- PSAD?
- “f” é o fator de correção da umidade residual.

3.2.2.2 Densidade do solo

A análise de densidade do solo, ou densidade aparente (D_s, em g cm⁻³), foi realizada pelo método padrão do anel volumétrico (TEIXEIRA, 2017), o qual consiste na amostragem de solo com estrutura indeformada num anel volumétrico (cilindro metálico, com bordas cortantes) de massa e volumes conhecidos, com o auxílio de um amostrador de Uhland.

Para a determinação da D_s, com volumes e massas conhecidos, as amostras indeformadas juntamente com o anel foram pesadas, e posteriormente transferidas (apenas a amostra) para uma lata de alumínio com peso conhecido, secadas em estufa por 48 horas a 105°C. Após secas e ambientadas, as amostras foram pesadas novamente, assim a relação entre peso seco e volume do anel, pode se inferir a D_s:

$$D_s: a/b \quad (\text{equação 4})$$

Em que:

- “a” é o peso da amostra seca a 105°C (g);

- “b” o volume do anel (cm³).

3.2.3 ATRIBUTOS QUÍMICOS DO SOLO

Os métodos de análise dos atributos químicos utilizados nas amostras foram descritos por Teixeira et al. (2017). Após a coleta, as amostras deformadas foram secas em estufa com circulação forçada de ar (50 °C), moídas e passadas em peneira de malha 2 mm, para a obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA). Na sequência foram determinados:

(i) Os componentes da acidez do solo: acidez ativa (pH) em água com relação solo:solução 1:2,5 (v/v); acidez trocável (Al³⁺, cmol_c dm⁻³) extraído em solução KCl 1 mol L⁻¹ e determinado por titulação do extrato com NaOH 0,025 mol L⁻¹; a acidez potencial (H+Al, cmol_c dm⁻³) extraída em acetato de cálcio 0,5 mol L⁻¹ pH 7,0, sendo determinada por titulação com NaOH 0,025 mol L⁻¹;

(ii) Os cátions básicos trocáveis (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ e K⁺, cmol_c dm⁻³), Ca²⁺ e Mg²⁺ extraído por solução de KCl 1 mol L⁻¹, relação solo:solução 1:10 (v/v), onde a determinação foi feita por espectrometria de absorção atômica (EAA); Na⁺ e K⁺ pela solução extratora Mehlich⁻¹, relação solo:solução 1:10 (v/v) e quantificação por espectrofotometria e emissão em chama.

3.2.4 SEPARAÇÃO DAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS PARA ANÁLISES MINERALÓGICAS

As amostras foram secas ao ar e passadas em peneira de 2 mm para obtenção da TFSA. Para as análises mineralógicas, amostras da TFSA foram tratadas para eliminação da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio (H₂O₂ 15% vol/vol) em banho-maria a 70 °C. Após isso, as amostras foram novamente dispersas com NaOH 0,2 mol L⁻¹, onde a areia ficou retida em peneira com malha de 0,053 mm e as frações silte e argila foram separadas por sedimentação com base na lei de Stokes (JACKSON, 1979). A partir das frações separadas, foram realizadas suas caracterizações e tratamentos.

3.2.5 CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS LITOTIPOS

Os minerais presentes nas rochas e nas frações areia e silte foram identificados por difração de raios-X em placas de Koch, pelo método do pó. As difrações foram obtidas em equipamento Panalytical X'Pert3 Powder, equipado com

filtro de Ni e radiação $\text{CuK}\alpha$, operado a 45 kV e 40 mA, na velocidade de $0,42^\circ 2\theta \text{ s}^{-1}$ e varredura de 5 a $70^\circ 2\theta$. As análises foram realizadas no Laboratório de Mineralogia do Solo do DSEA/UFPR. Para a melhor determinação e quantificação dos minerais e óxidos de Fe e Al presentes na fração argila, outros procedimentos foram realizados a fim de determiná-los com maior exatidão, descritos à seguir.

3.2.6 ANÁLISES MINERALÓGICAS NA FRAÇÃO ARGILA

3.2.6.1 Extração de óxidos de Fe de baixa cristalinidade

A determinação dos teores de óxidos de Fe de baixa cristalinidade, frequentemente referidos como amorfos, foi realizada a partir da extração com oxalato de amônio (OA) na ausência de luz (MCKEAGUE, 1978), colocando-se em tubos de ensaio 0,4 g de amostra e 10 mL de oxalato de amônio $0,2 \text{ mol L}^{-1}$ à pH 3. Após a agitação por duas horas, a suspensão foi centrifugada e os extratos obtidos foram utilizados para determinação dos teores de Fe por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES).

3.2.6.2 Extração de óxidos de Fe cristalinos e concentração da caulinita e gibbsita

Com a finalidade de determinar detalhes mineralógicos da caulinita e da gibbsita na fração argila, os óxidos de Fe cristalinos foram removidos através de seis extrações sucessivas (30 min. cada extração) com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) em banho-maria (65°C). Em tubos de centrifuga foram adicionados 2,0 g de amostra, 40 mL de citrato de sódio $0,3 \text{ mol L}^{-1}$, 5 mL de bicarbonato de sódio 1 mol L^{-1} e 1 g de ditionito de sódio em pó no início do aquecimento e mais 1 g após 15 min (MEHRA; JACKSON, 1960). O extrato das seis extrações foi utilizado para a determinação do teor de Fe por colorimetria com ortofenantrolina. Para a remoção do excesso de sais, ao final das extrações, o resíduo foi lavado duas vezes com 80 mL de $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ e uma vez com 80 mL de água deionizada. Após a lavagem, as amostras foram secadas em estufa a 40°C e pesados para o controle de redução de massa da amostra.

As características cristalográficas da Ct e Gb foram determinadas a partir do resíduo da extração por DCB, por difratometria de raios-X (DRX). Os difratogramas das amostras em pó foram obtidos com velocidade do goniômetro de $1^\circ 2\theta \text{ min}^{-1}$ e varredura de 3 a $50^\circ 2\theta$. A dimensão média do cristal (DMC) foi calculada com

base na largura a meia altura (LMA) da reflexão (001) da Ct e da Gb (MELO et al., 2001b). O índice de assimetria da caulinita (IA), foi calculado com base na reflexão (001). Ambos os dados foram obtidos através da análise feita pelo do software HighScore Plus Panalytical®, onde foi utilizada a função de refinamento, considerando a função para determinação dos picos em Lorentz Gauss, a qual considera a posição média dos picos, e faz a simulação matemática de seu formato.

3.2.6.3 Concentração de óxidos de Fe

Para realização das análises mineralógicas dos óxidos de Fe, é necessário fazer a remoção da Ct e a Gb, para isso usamos a solução concentrada de NaOH 5 mol L⁻¹ a quente (250 °C) (NORRISH; TAYLOR, 1961), adicionando metassilicato de sódio (Na₂SiO₃.5H₂O) para que a concentração de Si na solução seja de 0,2 mol L⁻¹, evitando a dissolução de óxidos de Fe com alta substituição isomórfica em Al (KÄMPF; SCHWERTMANN, 1982). A sodalita [Na₄Al₃Si₃O₁₂(OH)] formada durante a extração foi removida com duas lavagens com 50 mL de solução HCl 0,5 mol L⁻¹ e uma com 50 mL de água deionizada (NORRISH; TAYLOR, 1961), agitadas continuamente por 10 minutos (SINGH; GILKES, 1991). O resíduo da extração foi analisado por DRX com varredura de 10 a 40 °2θ e velocidade do goniômetro de 0,4 °2 θ min⁻¹ (amostra em pó). A relação entre goethita (Gt) e hematita (Hm), $R = Gt / (Gt + Hm)$ foi estimada com base na área dos picos dos minerais. No entanto, devido à ausência de picos de Gt (111) na fração argila dos Latossolos estudados, foi necessária uma adaptação da fórmula de Torrent e Cabedo (1986) para determinar a relação $Gt / (Gt + Hm)$, onde as proporções da razão de área de Gt (111) e Hm (110) foram substituídas pela razão de área de Gt (110) / Hm (104) de acordo com Melo et al. (2020). A substituição isomórfica de Fe por Al (SI) na Hm foi determinada segundo Schwertmann et al. (1979), já SI na Gt não pode ser calculada, devido à sua baixa quantidade nos perfis de solo. O DMC da Hm e Gt foram calculados a partir da largura a meia altura (LMA), obtidas pelo software HighScore Plus Panalytical®, da reflexão (104) da Hm e (110) e da Gt, utilizando-se a equação de Scherrer (Klug e Alexander, 1954). Os teores de Hm foram estimados por alocação dos teores de Fe cristalino (FeDCB - FeOAA), respeitando a relação $Gt / (Gt+Hm)$, o nível de SI e as fórmulas mínimas dos minerais (MELO et al., 2001a).

3.2.6.4 Tratamentos para identificação dos minerais da fração argila

Para a identificação dos minerais presentes na fração argila foram realizados tratamentos químicos a partir das amostras de argila desferrificada (DCB). A caracterização mineralógica foi realizada por DRX, em equipamento Panalytical X'Pert3 Powder, utilizando-se a amplitude de 3 a 15 °2 θ e velocidade de 1 °2 θ min⁻¹.

3.2.6.5 Saturação com Mg²⁺

Para a saturação da argila desferrificada com cátion Mg²⁺, foram utilizadas 0,5 g da amostra e em tubo de centrifuga adicionou-se 10 ml de solução de cloreto de magnésio (MgCl₂) 0,5 mol L⁻¹. Em seguida, a solução foi homogeneizada e centrifugada a 1700 rpm por 10 min e o sobrenadante foi descartado, esta operação foi realizada 3 vezes utilizando-se sempre, 10 ml de MgCl₂ para cada lavagem. Após a saturação, o resíduo foi lavado com 10 ml de água deionizada 2 vezes, e 5 ml de água deionizada mais 2 vezes, sendo estas centrifugadas à 2800 rpm por 10 min. Em seguida, lavou-se o resíduo duas vezes com 5 ml de água deionizada + 4 ml de álcool etílico absoluto 99,8% (para evitar a dispersão da amostra) a 2800 rpm por 10 min, totalizando 6 lavagens. Este processo de lavagem foi realizado com a finalidade de remover os sais formados, e para verificar a presença de cloro em solução utilizou-se o teste com AgNO₃.

3.2.6.6 Saturação com K⁺

Para saturação com K⁺, utilizou-se 0,5 g de argila desferrificada em tubos de centrifuga, adicionados 10 ml de solução de cloreto de potássio (KCl) 1 mol L⁻¹, a solução foi homogeneizada e centrifugada a 1700 rpm por 10 min e o sobrenadante foi descartado, sendo este processo realizado 3 vezes. Em seguida, o resíduo foi lavado 6 vezes conforme a metodologia utilizada para a saturação das amostras por Mg²⁺. O processo de lavagem foi realizado com a finalidade de remover os sais formados, e para testar a pureza da amostra foi realizado o teste com AgNO₃.

Com a saturação das amostras por K⁺ pode-se então separar dois tipos de argilominerais, as vermiculitas das clorititas, as quais não sendo expansivas possuem espaçamento basal de 1,4 nm. Após a saturação, vermiculitas, ou esmectitas, tendem a colapsar para espaçamentos basais em torno de, 1,0 nm (FABRIS et al.,

2009), dependendo do grau de intercalação com polímeros de hidróxi-Al nas entrecamadas.

3.2.6.7 Saturação com Mg^{2+} e etilenoglicol

O procedimento de saturação com Mg^{2+} e etilenoglicol foi realizado seguindo a metodologia utilizada para a saturação da amostra de argila desferrificada saturada apenas com Mg^{2+} . Na lâmina orientada e seca foi adicionado 5 ml de etilenoglicol 30% v/v diluído em álcool etílico, e após a secagem da lâmina em temperatura ambiente foi feita a leitura das amostras. Com esse tratamento, é possível identificar os argilominerais expansíveis, onde as esmectitas possuem a capacidade de absorver uma dupla camada de etilenoglicol entre suas camadas, resultando numa expansão das camadas para espaçamento basal de aproximadamente 1,8 nm, enquanto as vermiculitas não alteram sua expansão. (FABRIS et al., 2009).

3.2.6.8 Saturação da amostra com K^+ e aquecimento

O processamento para a saturação da amostra com K^+ e aquecimento a 550 °C foi realizado seguindo a metodologia proposta para a saturação da amostra com K^+ , onde as lâminas foram aquecidas a 550°C por 2 horas em mufla, e em seguida foram ambientadas em dessecador contendo sílica gel. Após as amostras em temperatura ambiente, realizaram-se as análises mineralógicas.

Com a elevação da temperatura é possível verificar a estabilidade dos minerais e observar o colapso de argilas expansivas. Esta metodologia é preferencialmente utilizada para identificação de minerais 2:1 com hidróxi-entrecamadas (HE), em que estes minerais colapsam para espaçamento basal de 1,0 nm. Além disso, em temperaturas acima de 500 °C o grupo da caulinita decompõem-se, com isto é possível uma melhor identificação da presença de cloritas, que possuem picos coincidentes com a caulinita, onde as cloritas mantêm o espaçamento basal de 1,4 nm (FABRIS, et al., 2009).

3.2.7 ANÁLISE TERMOGRAVIMÉTRICA (ATG) E ANÁLISE TÉRMICA DIFERENCIAL (ATD)

Os resíduos do tratamento com DCB, após secos em estufa a 40 °C, foram triturados em almofariz e submetidos à análise térmica diferencial (ATD) e análise

termogravimétrica (ATG) em equipamento SHIMADZU modelo DTG-60, Simultâneo DTA-TG APPARATUS, no Laboratório de Mineralogia do Solo do DSEA/UFPR. Cerca de 10 mg de argila foram aquecidos em cadinho de platina da temperatura ambiente até 950 °C, a uma taxa de aquecimento de 10°C min⁻¹ e fluxo de gás N₂ de 50 mL min⁻¹. Os teores de Ct e Gb da amostra desferrificada foram corrigidas para a amostra natural descontando a perda de massa da extração com DCB (MELO et al., 2001a, b).

3.2.8 ELEMENTOS TOTAIS DA ROCHA E DO SOLO

Para determinação dos elementos totais dos perfis descritos, foram analisados os teores totais dos elementos químicos em cada horizonte do solo e da litologia subjacente, por meio da Fluorescência de Raios X (FRX). A análise quantitativa foi realizada utilizando-se 2g de terra fina seca ao ar (TFSA) das amostras de solo e rocha, a qual foi passada em peneira de 0,053mm e acondicionadas em porta amostras padrão com fundo revestido com filme poliéster de 3,6 µm e dispostas em um carrossel removível com capacidade de 10 amostras.

Após a o preparo, os teores dos óxidos maiores: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, K₂O, Na₂O, TiO₂, MnO, ZrO e P₂O₅, foram determinados por meio do equipamento de FRX, modelo Epsilon 3 Panalytical, com tubos de raios-X de material anodo de ródio (Rh) janela de berílio com 50 µm de espessura e detector diodo Si-PIN com processamento dos dados através de um analisador multi-canal (MCA), no Laboratório de Análises Químicas do Solo e Calcário, no Centro de Ciências Agroveterinárias, na Universidade do Estado de Santa Catarina (UDESC), no Departamento de Geologia da UFPR.

3.2.9 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

As análises estatísticas, realizadas com o auxílio do software R, versão 4.0.3 (R Core Team, 2018), foram processadas de diferentes modos, para obtenção dos resultados conforme o objetivo estudado. Para tanto, primeiramente todos os dados obtidos foram submetidos ao teste de Shapiro–Wilk (SHAPIRO; WILK, 1965) para verificar a normalidade. Os dados que não apresentaram a distribuição normal (p<0,05) foram transformados utilizando a potência ótima de Box-Cox (BOX; COX, 1964), a qual consiste em encontrar um fator de transformação (lambda) que mantenha a distribuição normal dos dados apresentando variância constante. Após

atendida a normalidade dos dados, estes foram padronizados para média nula e variância unitária ($\mu = 0$, $\sigma = 1$).

Para analisar a correlação entre as variáveis: teores dos óxidos de Fe e Al, e teores de Ct; DMC da Ct, Gb, Hm e Gt; substituição isomórfica da Hm e Gt; índice de cristalinidade da Ct; e densidade do solo, os dados foram submetidos ao teste de correlação de Spearman (SPEARMAN, 1987) em formato de matriz de correlação, para verificar a melhor interação das variáveis e juntamente com a matriz de correlação foi obtida a matriz p valor das correlações, com nível de significância $p < 0,05$.

Ao trabalhar com variáveis não paramétricas, o emprego da estatística multivariada auxilia na melhor exploração do conjunto de dados. Neste sentido foram aplicadas a análise de componentes principais (ACP) e a análise de cluster. A ACP fornece uma melhor explicação da variância da população, identificando quais as principais variáveis explicam o conjunto de dados, por meio de combinações lineares, neste caso foram utilizadas as mesmas variáveis do teste de correlação de Spearman. Salienta-se que esta análise é amplamente utilizada na Ciência do Solo como auxílio na caracterização de processos geológicos, geomorfológicos e da pedogênese (THEOCHAROPOULOS et al., 1997).

Com a finalidade de identificar as diferenças entre os magmas tipo, foi empregada a análise de cluster, ou análise de agrupamento hierárquica, a qual consiste no cálculo da distância euclidiana para o conjunto das variáveis, neste caso utilizando-se os teores dos óxidos: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , ZrO_2 , e P_2O_5 . Com esta análise, buscou-se verificar as similaridades entre as variáveis analisadas e as áreas de estudo, a partir de agrupamentos homogêneos representados em um dendrograma de similaridade. O resultado da análise foi expresso em forma gráfica, auxiliando na definição dos grupos formados, os quais foram definidos pelo traçado de uma linha paralela ao eixo horizontal, onde se encontram as maiores distâncias em que os grupos foram formados.

3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.3.1 PROPRIEDADES FÍSICAS

A fração argila é o principal constituinte dos solos estudados, desde a superfície até os horizontes mais profundo, com valores acima de 600 g kg^{-1} (Tabela 5) conferindo a estes Latossolos uma textura muito argilosa (EMBRAPA, 2018).

Valores semelhantes de argila também foram encontrados por Ghidin et al. (2006) e Marcolin e Calegari (2020) em Latossolos da região oeste do Paraná. No entanto, nota-se que existe um decréscimo para valores em torno de 400 g.kg^{-1} de argila em profundidade para o Perfil 3 (horizontes BCr e saprolito), conferindo a estes horizontes classe textural argilosa (argila entre 350 e 600 g kg^{-1} de solo).

A partir dos elevados teores de argila encontrados nos perfis de solo, fica evidente a intensa alteração sofrida pelo material de origem (GHIDIN, 2003), em que estes foram classificados como Latossolos de textura muito argilosa. Houveram poucas variações texturais entre os horizontes nos perfis estudados, onde maiores variações de texturas foram observadas nas zonas de alteração da rocha apenas para os Perfis 3, 4 e 5 (Tabela 5).

Observa-se que para os perfis 4 e 5, nas zonas de alteração de rocha, os valores de argila decresceram, onde os teores areia e silte se sobressaem. Ghidin et al. (2006) também encontraram elevados teores de silte em Latossolos do PR, assim como Marcolin & Calegari (2020), os quais associaram isso à baixa eficácia do método de dispersão da argila para solos com altos teores de óxidos de ferro e gibbsita, em que zonas de alteração de rocha, podem apresentar estes óxidos de forma cimentada, dificultando o processo dispersivo conforme observado por Melo et al. (2000).

Os valores relação silte/argila foram, em sua maioria, inferiores ao limite de 0,6 indicados diferenciar Latossolos de Cambissolos de textura argilosa pela Embrapa (2013) (Tabela 5), em que a relação silte/argila inferior a 0,6 indica maior grau de intemperismo do solo caracterizando-os como mais evoluídos. Houve exceções nas zonas de alteração da rocha dos Perfis 4 e 5, onde os valores para a relação silte/argila foram de 1 e 1,37 respectivamente, fato atribuído aos elevados teores de silte nestes horizontes. No entanto, observa-se que nas zonas de alteração da rocha, nos Perfis 1, 2 e 3 os teores de argila apresentam-se elevados, sendo superiores à 400 g.kg^{-1} , isto denota a intensa alteração do material de origem desde o início do processo de intemperismo.

Com relação à densidade do solo (D_s) podemos observar, de maneira geral, que a mesma sofreu um aumento com a profundidade do perfil de solo, sendo observado principalmente no Perfil 1, onde em horizontes superficiais a D_s apresentou valores de $0,6 \text{ g.cm}^{-3}$, chegando a $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$ em profundidade, semelhantes aos encontrados por Ghidin et al. (2006) em Latossolos similares. No

entanto a Ds pode ser considerada em geral como baixa, desde a superfície do solo até os vários subhorizontes B, sendo típica de Latossolos que não sofreram efeitos do uso, sobretudo agrícola (MARCOLIN et al., 2015).

Tabela 5 - ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO NAS DIFERENTES ÁREAS ESTUDADAS

Perfil	Horiz. ¹	Prof. ²	Granulometria			Relação	Textura	Densidade do Solo
			Argila	Silte	Areia	Silte/Argila		g.cm ⁻³
		Cm	-----g.kg ⁻¹ -----					
1	A1	0-20	788	150	63	0.19	Muito Argilosa	0.6
	A3	55-80	813	125	63	0.15	Muito Argilosa	0.8
	AB	80-120	775	100	125	0.13	Muito Argilosa	0.8
	BA	120-140	788	113	100	0.14	Muito Argilosa	0.8
	B1	140-160	800	138	63	0.17	Muito Argilosa	1
	B2	160-190	750	100	150	0.13	Muito Argilosa	1
	B3	190-280	813	75	113	0.09	Muito Argilosa	1
	BC1	280-330	813	125	63	0.15	Muito Argilosa	1
	Bw/Cr	360 cm+	913	50	38	0.05	Muito Argilosa	1.5
2	Ap	0-30	725	163	113	0.22	Muito Argilosa	0.8
	AB	30-75	725	138	138	0.19	Muito Argilosa	0.9
	BA	75-105	738	100	163	0.14	Muito Argilosa	0.8
	B1	105-140	788	100	113	0.13	Muito Argilosa	0.8
	BC1	410-475	788	88	125	0.11	Muito Argilosa	1
	BCg	500	775	75	150	0.10	Muito Argilosa	1
	Saprolito	650-660	613	200	188	0.33	Muito Argilosa	1.1
3	Ap	0-20	763	125	113	0.16	Muito Argilosa	0.9
	BA	60-120	850	88	63	0.10	Muito Argilosa	0.9
	B1	120-260	813	113	75	0.14	Muito Argilosa	0.8
	B2	265-360	838	88	75	0.10	Muito Argilosa	0.9
	B3	360-745	850	88	63	0.10	Muito Argilosa	0.9
	BC1	860-910	800	100	100	0.13	Muito Argilosa	1.1
	BCr	1025	475	150	375	0.32	Argilosa	0.6
Saprolito		400	125	475	0.31	Argilosa	1	
4	A	0-10	788	113	100	0.14	Muito Argilosa	1.1
	AB	10-45	825	100	75	0.12	Muito Argilosa	1.2
	B1	45-105	888	63	50	0.07	Muito Argilosa	1.0
	B2	105-190	863	88	50	0.10	Muito Argilosa	0.8
	B5	335-510	788	150	63	0.19	Muito Argilosa	0.8
	B6	510-600	688	188	125	0.27	Muito Argilosa	1.4
	Saprolito	660+	213	213	575	1.00	Franco Argilo Arenosa	1.5
5	A	0-40	659	313	28	0.47	Muito Argilosa	1.0
	AB	40-100	715	271	14	0.38	Muito Argilosa	0.9
	B1	100-250	758	220	21	0.29	Muito Argilosa	0.9
	B2	250-400	702	271	26	0.39	Muito Argilosa	1.0
	Cr	400+	391	535	73	1.37	Franco Argila Siltosa	1.2

LEGENDA: (¹) Horiz.= horizonte; (²) Prof. = profundidade.

3.3.2 MINERALOGIA DAS ROCHAS

A mineralogia das rochas efusivas associadas aos Perfis 1, 3, 4 e 5, revelou predominância de plagioclásio, representada por picos intensos, nas reflexões 22,05 23,60, 24,40 e 27,77° 2 Θ (anexo 1) e augita a qual é considerada como a forma de piroxênio mais comum encontrada em rochas basálticas (MORIMOTO, 1990). Rigo (2005) ao estudar saprolitos e rochas basálticas da Formação Serra Geral, também encontrou como principal mineralogia da rocha plagioclásios e piroxênios, além da presença de quartzo e óxidos de ferro, ambos em menor escala. Dados semelhantes foram reportados por Clemente e Azevedo (2007), o qual destaca a suscetibilidade do plagioclásio e piroxênio ao processo de intemperismo, dando origem aos argilominerais mais comuns encontrados em Latossolos Ferreira et al. (2014) em rochas do Membro Salto do Lontra, correspondente a rocha analisada no Perfil 5, destacam que a assembleia mineral das rochas é constituída por cerca de 45% de andesina, 35-40% de augita, 10-15% de minerais opacos, incluindo cerca de 2% de outros plagioclásios.

No entanto, a rocha associada ao Perfil 2, apresentou quartzo e plagioclásio. Esse perfil está localizado sobre rochas do Membro Guarapuava, da Formação Pitanga, a qual é caracterizada por derrames magmáticos com elevados teores de óxido de silício ($\text{SiO}_2 > 62,02\%$), sendo consideradas como rochas ácidas. Ao tratar-se de rochas mais ácidas, é notória a presença de teores elevados de quartzo, isto se deve ao fato de que o óxido de silício está diretamente associado à sua composição química (GUZZO, 2008). De acordo com Nardy et al. (2008), as rochas desta região apresentam em sua composição plagioclásio, piroxênio, magnetita e ilmenita, em que estes microfenocristais estão envolvidos por completo em uma trama constituída essencialmente por quartzo e feldspato microcristalino.

3.3.3 MINERALOGIA DA FRAÇÃO AREIA E SILTE

A fração areia dos Latossolos estudados apresentou predominância do quartzo, representado por picos intensos e cristalinos, nas principais reflexões 20,85° e 26,20° 2 Θ , o qual é um mineral primário com alto grau de estabilidade,

sendo muito resistente ao intemperismo (POPP, 1998). Além do quartzo, a presença do óxido de ferro hematita também foi observada em todos os perfis estudados, corroborado com os resultados obtidos por Marcolin e Calegari (2020), ao estudar Latossolos do Grupo Serra Geral. Além da hematita, os autores também reportaram a presença de magnetita.

A presença do gibbsita na fração areia, foi observada apenas para o Perfil 1, a qual pode ser atrelada à baixa eficácia do processo de dispersão das frações de solo, ou por constituir material na forma de pequenas concreções, ocasionando a presença deste mineral que é comumente encontrado na fração argila. Resultados semelhantes foram observados por Machado (2013), estudando Latossolos férricos do Grupo Serra Geral, em que o autor reporta a presença de gibbsita além da caulinita na fração areia, em que o autor também associa sua presença a falhas mecânicas no método de dispersão das frações de solo.

Para o Perfil 5, destaca-se a presença de augita na fração areia a partir do horizonte AB. No entanto, os teores de areia deste perfil apresentam-se baixos, variando de 14 g.kg^{-1} no horizonte AB a 76 g.kg^{-1} na zona de alteração da rocha, logo, ao analisar os teores de areia, não se pode afirmar que este solo possui um menor grau de intemperismo pela presença da augita, a qual é considerada um mineral de fácil intemperização sendo ainda, indicador de solos pouco evoluídos. De acordo com Marcolin (2015), não foram reportados picos deste mineral, onde a autora associa este fato ao elevado grau de intemperismo e considerando a augita ser de fácil intemperismo devido a sua composição ferro-magnésiana. O Perfil 5 é formado à partir de basalto toleítico, com elevado teor de piroxênio, o que acaba resultando na maior estabilidade geoquímica deste mineral e sua persistência da augita na fração grossa mesmo em climas subtropicais.

A fração silte de todos os perfis em estudo foi composta principalmente pelo mineral primário quartzo, representado por intensos picos cristalinos, observou-se também os minerais gibbsita, caulinita e hematita em todos os perfis. A caulinita e a hematita apresentaram-se com maior intensidade em profundidade, onde a caulinita destaca-se principalmente em zonas de alteração da rocha, saprolito e horizonte C, dos Perfis 3 e 5, respectivamente. Os argilominerais encontrados também foram reportados por Marcolin (2015) e por Machado (2013), na fração silte de Latossolos do Grupo Serra Geral. No entanto, Machado (2013) atrela a presença de gibbsita e caulinita na fração silte a fragilidade do método de separação/dispersão das

partículas silte e argila, a qual não foi suficiente para obter a remoção completa dos argilas (RESENDE et al., 1999). No presente trabalho resta a dúvida se a presença desses minerais secundários nas frações silte e areia são resultado da dispersão ineficiente ou da permanência desses minerais na fração grossa após serem formados na zona de alteração da rocha. Para dirimir essa dúvida, seria necessária uma análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV), o que não foi possível de ser realizado por questões de tempo e da pandemia por COVID-19.

Reflexos óxidos de titânio, rutilo e anatásio também foram observados no Perfil 1 e 2 na fração areia e na fração silte ao longo de todos os perfis estudados. Para Michelon (2006), o titânio é um dos elementos associados a minerais primários com elevada resistência ao processo de intemperismo, sendo este elemento comum de rochas ígneas. O rutilo encontra-se em sua maioria, distribuído na fração mais grossa do solo, no entanto, mesmo sendo resistente ao intemperismo e considerado um mineral residual, típico de ambientes com avançado grau de intemperismo, também pode ser encontrada na fração argila (KAMPF et al., 2012).

Além disso, reflexos do mineral primário ilmenita, composta por óxidos de Ti e Fe, foram observados no Perfil 1, 4 e 5, tanto na fração areia quanto na fração silte, sendo este mineral, característico de produtos derivados de rochas básicas (KER, 1997; Ferreira et al., 2003; Melo et al., 2004).

3.3.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA

A fração argila do solo é responsável por representar os principais produtos de intemperismo da rocha e o estado de equilíbrio geoquímico do ambiente em estudo. Para os perfis estudados, a mineralogia da fração argila foi composta principalmente por caulinita (Ct), gibbsita (Gb), goethita (Gt) e hematita (Hm) (Tabela 6) (MARCOLIN, 2015; RESENDE et al., 1988; GHIDIN et al., 2006). Com exceção do Perfil 4, além desses minerais, também foram observados a presença de rutilo, considerado como o óxido de titânio mais resistente ao processo de intemperismo (KAMPF et al., 2012), e anatásio, o qual está associado ao intemperismo do mineral primário ilmenita (MACHADO, 2013). Embora não tenham sido observados picos de rutilo e anatásio no Perfil 4, pela sua baixa expressividade nos difratogramas de raios-X, destaca-se a presença de óxido de titânio em todo o perfil de solo (Tabela 9).

Observa-se a predominância do argilomineral caulinita em todos os Perfis estudados, variando de 370 g kg⁻¹ (Perfil 4) à 820 g kg⁻¹ (Perfil 2) (Tabela 6), onde sua quantidade é semelhante ao longo dos Perfis 1 e 3, já para os Perfis 2 e 4 é possível notar um incremento deste mineral em profundidade. Isto se deve a intensa dessilicação na superfície, porém mantendo ainda concentrações suficientemente altas de sílica em solução que favorecem a formação e persistência da caulinita, em detrimento da gibbsita. Para o Perfil 5, são observados elevados teores de caulinita em todos os horizontes. Neste perfil destaca-se a presença da augita na fração areia, em que apesar de ser um mineral primário de fácil intemperização, a presença da augita pode indicar que este mineral primário é a principal fonte de Si para o sistema, logo, mantém a atividade do Si alta em solução, acarretando na menor taxa de dessilicação, impedindo a formação da gibbsita, como demonstrado pelos seus baixos teores comparados aos demais Perfis de solo (Tabela 6).

Tabela 6 - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA DOS LATOSSOLOS ESTUDADOS.

Perfil	Horiz. ¹	Prof. ²	Ct	Gb	Hm	Gt	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ OAA/ Fe ₂ O ₃ Dcor.	Total
							Dcor.	OAA		
		cm	g.kg ⁻¹							g.kg ⁻¹
1	A1	0-20	451	166	228	37	209	3.1	0.01	887
	A3	55-80	423	156	250	193	218	3.2	0.01	1000.0*
	AB	80-120	406	190	198	103	174	2.8	0.02	901
	BA	120-140	414	152	236	48	212	3.2	0.01	854
	B1	140-160	535	172	234	232	211	3.4	0.02	1000*
	B2	160-190	421	163	220	245	201	3.8	0.02	1000*
	B3	190-280	430	282	176	183	157	3.1	0.02	1000*
	BC1	280-330	459	220	140	55	132	3.3	0.02	878
Bw/Cr	360 cm+	436	263	234	89	214	3.8	0.02	1000*	
2	Ap	0-30	458	211	282	4.2	257	3.5	0.01	959
	AB	30-75	382	248	289	6.4	267	3.1	0.01	930
	BA	75-105	394	232	289	-	260	3.2	0.01	919
	B1	105-140	468	206	267	5.3	244	3.0	0.01	950
	BC1	410-475	599	125	161	64	150	2.7	0.02	953
	BCg	500	632	71	165	148	155	2.0	0.01	1000*
Saprolito	650-660	820	47	46	13	44	0.8	0.02	928	
3	Ap	0-20	580	36	-	-	168	2.1	0.01	618
	BA	60-120	564	32	186	-	168	2.3	0.01	786
	B1	120-260	578	36	184	-	172	1.9	0.01	801
	B2	265-360	617	46	208	-	188	1.8	0.01	874
	B3	360-745	386	183	252	-	230	3.7	0.02	826
	BC1	860-910	572	45	221	22	205	2.5	0.01	864
	BCr	1025	644	44	216	114	196	2.1	0.01	1000*
Saprolito		684	51	96	99	90	1.5	0.02	933	
4	A	0-10	380	266	149	156	136	2.6	0.02	955
	AB	10-45	370	278	165	113	156	2.0	0.01	930
	B1	45-105	381	257	163	192	149	3.0	0.02	997
	B2	105-190	454	149	219	92	198	3.9	0.02	918

	B5	335-510	655	45	237	-	223	2.0	0.01	941
	B6	510-600	678	44	190	-	177	1.9	0.01	915
	Alteria2	660+	555	45	106	192	101	3.5	0.03	902
5	A	0-40	748	59	126	-	116	3.2	0.03	937
	AB	40-100	637	44	110	10	103	2.4	0.02	803
	B1	100-250	642	53	143	1.4	131	2.8	0.02	843
	B2	250-400	650	52	136	-	125	2.7	0.02	841
	C	400+	567	31	125	93	115	2.4	0.02	819

LEGENDA: (¹) Horiz.= horizonte; (²) Prof. = profundidade; (-) indica a ausência do mineral; ência do mineral; (*) valor corrigido para 1000 g.kg⁻¹ ; “Ct” = caulinita e “Gb” = gibbsita, ambas determinadas com base na análise termogravimétrica; “Hm” = hematita e “Gt” = goethita, ambas quantificadas com base no teor de Fe₂O₃DCB e características obtidas por difratometria de raios X; Fe₂O₃D_{cor.} : determinado pelo método de colorimetria, e corrigido para valores de Fe cristalino (Fe₂O₃D_{cor.} - Fe₂O₃OAA); Fe₂O₃OAA: determinado pela redução em massa das amostras pelo método do oxalato de amônio; Total: soma dos argilominerais e amorfos (Fe₂O₃OAA).

A predominância da caulinita na fração argila é comum de solos derivados de basalto e com elevado grau de evolução, em climas quentes e úmidos, onde ocorre a perda parcial da sílica pelo processo de monossilicização, favorecendo a sua formação e maior estabilidade (KAMPF et al., 2012). Saliencia-se que aliado ao processo de remoção da sílica, também ocorre à remoção parcial de cátions básicos, conferindo aos Latossolos baixa soma e saturação por bases e uma baixa capacidade de troca catiônica (CTC), tal como observado por vários autores (MELO; WYPYCH, 2009; KAMPF et al., 2012). Canton et al. (2021), Marcolin (2015) e Melo et al. (2008), ao estudarem Latossolos derivados de basalto, também encontraram predomínio da caulinita na fração argila.

A gibbsita apresentou valores entre 31,3 a 278,7 g kg⁻¹ (Tabela 6) nos perfis estudados, onde seus maiores valores estão associados aos Perfis 1 e 2 (Tabela 6). Apesar destes Perfis apresentarem os maiores teores de Gb e serem da mesma Formação geológica, estes possuem materiais de origem com mineralogias distintas, sendo o Perfil 1 dominado por plagioclásios e piroxênios enquanto o Perfil 2 apresenta predominância de quartzo e plagioclásios. Logo, a maior presença do mineral Gb nos indica o maior grau de evolução destes solos, favorecido pelo intenso processo de dessilicização destes plagioclásios (principalmente), associado a condições climáticas favoráveis para o processo de intemperismo (clima quente e úmido).

A formação da gibbsita ocorre de forma rápida, por meio da separação do Si ligado ao Al, e ou remoção do Si pela ação da água em locais de drenagem livre (HSU, 1989). Os valores obtidos no presente estudo foram inferiores aos obtidos por Ghidin et al. (2006) e Melo et al. (2008), no entanto para o Perfil 2, encontram-se

valores semelhantes, corroborando com os autores que estudaram Latossolos da região do Membro Guarapuava.

Apesar do material de origem ser mais ácido nessa formação, o maior teor de SiO_2 não implica diretamente em maior teor de argilominerais. Este fato se deve maior estabilidade dos minerais em que o SiO_2 participa de sua estrutura, como o quartzo e feldspato, resultando na baixa atividade desse elemento na solução e, conseqüentemente, na neogênese de argilominerais. Por outro lado, mesmo com menor teor de SiO_2 , as formações/membros mais básicos (como o basalto toleítico), mantém a maior atividade desse elemento em solução, pois ele participa da estrutura de minerais menos resistentes ao intemperismo, como os piroxênios, o que potencializa a neogênese de argilominerais.

O intemperismo de rochas básicas, as quais apresentam elevados teores de materiais ferro-magnesianos, dão origem a solos argilosos/muito argilosos com elevadas quantidades de óxidos e hidróxidos de ferro, onde a formação destes óxidos, advém principalmente do intemperismo dos minerais primários contendo ferro em sua estrutura (COSTA et al., 2014; CAMÊLO et al., 2017). A hematita e a goethita, são os óxidos de ferro mais comumente encontrados nos solos (INDA JUNIOR; KAMPF, 2005). No entanto, por apresentarem baixa solubilidade, os óxidos de ferro podem permanecer no solo em condições adversas, portanto se faz necessário o conhecimento das condições ideais de formação destes óxidos, a fim de compreender as condições pedoambientais que favorecem sua formação nos solos (KAMPF et al., 2012).

A hematita, responsável pela coloração avermelhada do solo, está presente em todos os horizontes dos Perfis, predominando em relação à goethita, com teores variando de 46 g.kg^{-1} a 289 g.kg^{-1} (Tabela 6). Machado (2013) encontrou resultados semelhantes para solos do oeste do estado. Nota-se que para os Perfis 2 e 3 houve uma menor contribuição da hematita na zona de alteração da rocha (saprolito), apresentando 46 g.kg^{-1} e 97 g.kg^{-1} respectivamente. Visto que estes minerais são formados em ambientes de drenagem livre, elevadas temperaturas e relevos estáveis, sem acúmulo de água, é esperada uma menor contribuição deste óxido em zonas de alteração da rocha. Ao contrário da goethita, a qual é favorecida por ambientes com pH baixo, alta umidade e alto teor de carbono orgânico (KAMPF et al., 2012).

Para os perfis estudados, a goethita apresentou teores de $1,4 \text{ g.kg}^{-1}$ a 245 g.kg^{-1} (Tabela 6). No entanto, para o Perfil 1, a goethita apresentou teores semelhantes aos de hematita. Vários fatores contribuem para este comportamento dos óxidos de Fe. Entre eles está a maior altitude em relação ao nível do mar, o que implica em clima mais frio, com menor evapotranspiração, maior umidade do solo além maior teor de matéria orgânica no solo. Assim, a atividade do Fe em solução é limitada e restringe a formação de ferrihidrita, precursora da hematita. Resultados semelhantes foram encontrados por Machado (2013), no entanto a autora associa à pequena presença da goethita a dissolução preferencial da maghemita, a qual não se aplica a este caso pela falta de identificações recorrentes de maghemita. Outra hipótese para o maior teor de Gt nesses perfis é a mudança climática observada no Holoceno (~ 2.000 anos AP – CALEGARI et al., 2017), que induziria parte da Hm a ser transformada em Gt, em um processo denominado de Xantização (MELO et al., 2021) resultando em solos com policromia, como é comumente observado em Latossolos Brunos (CHIAPINI, 2021).

Os solos estudados apresentaram baixos teores de minerais de baixa cristalinidade o ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{OAA}}$), variando de $0,8 \text{ g.kg}^{-1}$ a $3,8 \text{ g.kg}^{-1}$ (Tabela 6), como consequência do alto grau evolutivo dos solos, que favorece a cristalinidade dos minerais (MELO et al., 2008). Já os teores de óxidos de ferro cristalinos do solo ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Dcor}}$) variaram de 45 g.kg^{-1} a 267 g.kg^{-1} nos perfis de solo estudados (Tabela 6), com os maiores valores observados para os Perfis 1 e 2. Isto pode ser explicado pela diferença na composição química e mineralógica das rochas mãe, pois o intemperismo do material de origem é a principal via da formação dos óxidos de ferro.

Apesar do Perfil 2 ser composto por rochas denominadas ácidas, as quais são associadas a baixos teores de óxidos de ferro em sua composição, este Perfil apresenta elevados teores de óxidos de ferro em seus horizontes. Isto se deve ao intenso grau de dessilicação, demonstrado por elevados teores de gibbsita no perfil de solo (Tabela 6), mineral tido como o resultado final do processo dessilicação. Neste caso, o processo acarretou na ferratização, ou seja, dando origem a uma elevada concentração residual dos óxidos de Fe no Perfil de solo. Valores semelhantes foram encontrados por Canton et al. (2021) ao estudarem Latossolos derivados de rochas ácidas, onde os autores também reportam o acúmulo residual do Fe no perfil de solo. Ademais, menores teores de Fe cristalino foram observados

em zonas de alteração da rocha para o Perfil 2 e 3, o que pode ser gerado pela maior umidade residual no solo atrelado ao processo de desferrificação (GHIDIN et al., 2006; MELO et al., 2008).

Os valores da relação entre Fe_2O_{3OAA} e Fe_2O_{3Dcor} , foram baixos, sendo estes inferiores/iguais a 0,03 (Tabela 6), indicando a dominância de formas cristalinas de óxidos de ferro, característico de solos com alto grau de desenvolvimento. Estes valores estão coerentes com os estabelecidos por Kampf et al. (1988), onde os autores estabeleceram valores da relação entre Fe_2O_{3OA} e Fe_2O_{3D} , abaixo/igual ao limite de 0,03 para Latossolos em diferentes regiões do Brasil. Valores semelhantes aos obtidos foram encontrados por Ghidin et al. (2006), em uma topossequência de Latossolos da regiões Oeste do Paraná, evidenciando o alto grau de evolução destes solos.

Os tratamentos para identificação dos possíveis minerais 2:1 não apresentaram resultados conclusivos, denotando a maior intensidade do processo de intemperismo, apresentando apenas minerais 1:1 e óxidos de Al, Fe e Ti.

3.3.4.1 CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS DOS PRINCIPAIS ARGILOMINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA

Considerando a dimensão média de cristalito (DMC) da caulinita no plano 002, mineral predominante na fração argila, foi observado comportamento distinto para os Perfis 1 e 2 em relação aos demais. Nestes dois primeiros perfis, os valores de DMC da caulinita não apresentaram grandes variações ao longo do perfil, mas próximo a zona de alteração da rocha houve o incremento do DMC, chegando à 13,22 nm e 14,27 nm respectivamente (Tabela 7). O oposto foi observado para o perfil 3, onde a DMC da caulinita decresce de 15,57 nm em superfície à 7.41 em profundidade, comportamento similar ao observado para os Perfis 4 e 5.

O índice de assimetria (IA) da caulinita calculado com base no plano d (001), considerando-se a predição matemática do formato do pico e considerando o melhor ajuste pelo método de refinamento, variou de 0,8 a 1,9 onde os maiores valores de IA foram obtidos em superfície para o Perfil 3, 4 e 5, os quais podem estar correlacionados com a influência de compostos orgânicos em superfície, interferindo na cristalinidade do mineral (MELO et al., 2002). O IA da caulinita apresentou

correlação inversa com teor de Hm no solo (g.kg^{-1}), substituição isomórfica na Hm (SI HM) e, óxidos de ferro cristalinos (Fe_{DCOR}) (-0,45, - 0,42 e -0,44 respectivamente) (Tabela 8.

Tabela 7 - CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS DOS MINERAIS NA FRAÇÃO ARGILA.

Perfil	Horiz. ¹	Prof. ²	DMC					Gt/ (Gt+Hm)	SI Hm
			Ct (001)	Gb (002)	Hm (104)	Gt (110)	IA Ct (001)		
		cm	-----nm-----					mmol mol ⁻¹	
1	A1	0-20	9.88	89.4	20.2	19.1	1.1	0.1	127
	A3	55-80	9.19	90.5	18.9	15.1	1.1	0.4	191
	AB	80-120	9.92	88.9	17.1	15.8	1.2	0.3	180
	BA	120-140	10.54	82.0	17.7	20.0	1.2	0.2	149
	B1	140-160	10.28	70.5	16.7	13.6	0.9	0.5	147
	B2	160-190	11.65	93.0	16.4	14.1	1.2	0.5	127
	B3	190-280	13.22	42.9	11.6	11.9	1.2	0.5	155
	BC1	280-330	10.62	84.9	19.4	16.6	1.4	0.3	92
	Bw/Cr	360 cm+	11.61	99.3	19.5	14.9	1.3	0.3	128
2	Ap	0-30	10.10	57.0	17.2	16.8	1.3	0.0	132
	AB	30-75	11.62	59.7	16.8	-	1.2	0.0	114
	BA	75-105	11.14	64.6	17.3	16.9	0.8	0.0	147
	B1	105-140	10.56	69.0	16.9	17.3	1.2	0.0	127
	BC1	410-475	10.41	65.7	14.4	16.9	1.6	0.3	99
	BCg	500	13.18	66.9	11.5	24.6	1.7	0.5	96
		Saprolito	650-660	14.37	118.8	19.3	18.2	1.5	0.2
3	Ap	0-20	15.57	65.6	-	-	1.5	0.0	126
	BA	60-120	12.88	199.3	18.7	-	1.2	0.0	146
	B1	120-260	12.18	151.9	18.7	-	1.2	0.0	99
	B2	265-360	13.48	82.2	19.7	-	1.1	0.0	141
	B3	360-745	11.20	60.2	17.4	-	1.5	0.0	133
	BC1	860-910	10.45	72.6	16.8	14.5	1.3	0.1	109
		BCr	1025	9.24	73.3	16.7	12.7	1.1	0.3
	Saprolito	-	7.41	69.1	16.6	11.4	1.3	0.5	94
4	A	0-10	12.48	46.7	12.6	11.5	1.4	0.5	134
	AB	10-45	12.33	47.8	13.9	11.4	1.5	0.4	87
	B1	45-105	13.93	48.4	13.4	11.8	1.4	0.5	121
	B2	105-190	12.22	97.1	17.5	19.3	1.4	0.3	140
	B5	335-510	12.11	81.1	19.2	-	0.9	0.0	93
	B6	510-600	13.73	109.6	18.4	-	1.1	0.0	103
	Alteria2	660+	5.97	-	14.1	11.3	1.9	0.6	73
5	A	0-40	10.17	100.2	17.7	-	1.4	0.0	112
	AB	40-100	9.37	98.2	17.6	14.3	1.2	0.1	99
	B1	100-250	9.76	66.4	17.4	20.6	1.2	0.0	124
	B2	250-400	10.55	-	18.5	-	1.3	0.0	120
		C	400+	6.30	-	18.9	15.1	0.7	0.4

LEGENDA: (1) Horiz.= horizonte; (2) Prof. = profundidade; (-) indica a ausência do mineral; "DMC" = diâmetro médio do cristalito; "Ct" = caulinita; "Gb" = gibbsita; "Hm" = hematita; "Gt" = goethita; "IA" = índice de assimetria; "SI" = substituição isomórfica.

O DMC da Gb no plano d (002) variou entre 46,7 nm à 199,3 nm, bem superior ao observado para Ct (Tabela 7). Os maiores valores foram observados para os Perfis 1 e 3, revelando a maior cristalinidade e estabilidade da Gb dentro do perfil de solo. Já para o Perfil 4, observa-se o aumento da cristalinidade do mineral com a profundidade do solo. Outros autores, utilizando-se da mesma metodologia para determinação do DMC também obtiveram valores semelhantes (GHIDIN et al.

2006; Melo et al., 2001a). O contrário foi observado para Machado (2013), ao estudar Latossolos da região Oeste do Paraná, onde o DMC da Gb variou de 20,20 a 29,53 nm.

Além disso, o DMC da Gb foi maior do que a dos óxidos de ferro, obtendo-se ainda correlação positiva com o DMC da hematita (0,52) e goethita (0,31) respectivamente (Tabela 8), indicando que as condições pedoambientais influenciam a cristalinidade dos óxidos de Fe e Al da mesma forma. No entanto, o DMC da Gb apresentou correlação inversa (-0,32) com o teor de Gb no solo, indicando não haver uma relação direta entre o processo de ferralitização e grau de cristalinidade da Gb.

Observa-se a predominância da Hm como óxido de Fe (Tabela 6 e 7) dentre os perfis de solo, com valores de DMC no plano (104) variando de 11,6 à 20,2 nm (Tabela 7). Associada a predominância da Hm, o efeito do material de origem foi observado na relação $Gt/(Gt+Hm)$, como reportado por Ghidin et al. (2006), Melo et al. (2001b) e Palmieri (1996), onde também obtiveram valores baixos para a relação $Gt/(Gt+Hm)$, em solos derivados de rochas basálticas. Para os perfis estudados, a relação entre Gt e Hm, apresentou correlação inversa com Fe_D (-0,34) e DMC Hm (-0,55) (Tabela 8), indicando que o principal fator de formação da hematita nos Latossolos estudados foi a maior atividade de ferro em solução do solo, em decorrência do intemperismo dos minerais ferromagnesianos presentes nos diferentes magmas basálticos do Grupo Serra Geral.

O grau de substituição isomórfica (SI) de Fe^{3+} por Al^{3+} na hematita variou entre 73 a 191 $mmol\ mol^{-1}$, com os maiores valores atribuídos ao Perfil 1. Os valores encontrados corroboram os resultados obtidos por Ghidin et al. (2006) e Melo et al. (2008). No entanto, os autores reportam maiores valores de SI para a Gt, mas no presente estudo não foi possível calcular esse atributo pela baixa intensidade dos picos (110) da Gt. Também observou-se correlação inversa entre SI Hm, teor de caulinita (-0,46) e IACt (-0,44) (Tabela 8), o qual pode estar atrelado à atividade do silício e do ferro em solução do solo, além disso, a SI da Hm apresentou correlação direta com os teores de ferro cristalinos (0,52) e amorfo (0,41).

A goethita ocorreu em baixas quantidades nos perfis de solo, sendo ausente para algumas amostras (Tabela 6 e 7), pela difícil identificação de seus picos, os quais se apresentavam com baixa intensidade ou até mesmo inexistentes. Sendo assim o Perfil 3, 4 e 5 demonstram a presença da Gt de maneira irregular, sendo

relacionada às possíveis mudanças pedoambientais ao longo da pedogênese, atrelada principalmente a mudanças climáticas, as quais geram reflexos no ambiente, interferindo no teor de compostos orgânicos os quais promovem a intensa complexação do Fe, além da temperatura e precipitações pluviométricas, em que ambientes frios e altas índices de precipitação pluviométricas auxiliam na baixa atividade do Fe (da COSTA; BIGHAM, 2012). A correlação inversa entre DMC da Gt no plano d (110), teor de Gt no solo, e relação entre Gt/(Gt+Hm), sendo ambas -0,64 (Tabela 8), denota a irregularidade na formação do cristal da Gt, além de sua heterogeneidade nos perfis de solo.

No entanto para os Perfis 1 e 2, representados pela Formação Pitanga, foram obtidos os maiores valores de DMC da Gt no plano d (110), com valores entre 13,6 à 24,6 nm (Tabela 6), semelhantes aos reportados por Ghidin et al. (2006) e Melo et al. (2008). Atrelado a estes valores, o DMC da Gt apresentou correlação direta (0,43) com o DMC da Hm, indicando, principalmente para estes perfis, que apesar da formação de um mineral ocorrer em detrimento do outro, as condições pedoambientais influenciaram a formação dos óxidos de ferro de uma mesma maneira.

Tabela 8 - MATRIZ DE CORRELAÇÃO ENTRE A MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA E SUAS CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS.

Matriz de Correlação													
	Ct	Gb ^T	Hm ^T	Gt ^T	Fe _D	Fe _{OAA}	DMC Ct (002)	DMC Gb (002) ^T	DMC Hm (104) ^T	DMC Gt (110) ^T	IA Ct (001)	Gt / (Gt+Hm)	SI Hm
Ct	1												
Gb ^T	-0.74*	1											
Hm ^T	-0.48*	0.41*	1										
Gt ^T	-0.38*	0.37*	-0.08	1									
Fe _D	-0.45*	0.34*	0.97*	-0.17	1								
Fe _{OAA}	-0.54*	0.53*	0.43*	0.27	0.4*	1							
DMC Ct (002)	-0.11	0.14	-0.01	-0.2	0.07	-0.27	1						
DMC Gb (002) ^T	0.31	-0.32*	0.08	-0.23	0.08	-0.1	0.11	1					
DMC Hm (104) ^T	0.3	-0.37*	0.02	-0.57*	0.1	-0.09	0.03	0.43*	1				
DMC Gt (110) ^T	0.32*	-0.19	0.26	-0.64*	0.2	-0.09	0.16	0.31*	0.43*	1			
IA Ct (001)	-0.03	0.16	-0.45*	0.12	-0.42*	0.06	0.23	-0.2	-0.32	-0.16	1		
Gt / (Gt+Hm)	-0.27	0.28	-0.27	0.95*	-0.34*	0.16	-0.14	-0.24	-0.55*	-0.64*	0.23	1	
SI Hm	-0.46*	0.29	0.52*	0.1	0.52*	0.41*	-0.03	0.03	0.02	0.02	-0.44*	-0.03	1

LEGENDA: (^T) = variável transformada Box-Cox; (*) = correlações significativas com 5% de significância; "Ct" = teor de caulinita (g.kg⁻¹); "Gb" = teor de gibbsita (g.kg⁻¹); "Hm" = teor de hematita (g.kg⁻¹); "Gt" = teor de goethita (g.kg⁻¹); "Fe_D" = teor de óxido de ferro cristalino (g.kg⁻¹); "Fe_{OAA}" = teor de óxido de ferro amorfo (g.kg⁻¹); "DMC Ct (002)" = diâmetro médio do cristal da Ct no plano d (002) (nm); "DMC Gb (002)" = diâmetro médio da Gb no plano d (002) (nm); "DMC Hm (104)" = diâmetro média da Hm no plano d (104) (nm); "DMC Gt (110)" diâmetro médio da Gt no plano d (110) (nm); "IA Ct (001)" = índice de assimetria da Ct no plano d (001); "SI Hm" = substituição isomórfica da Hm (mmol mol⁻¹).

3.3.4.2 ANÁLISE ENTRE A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E CRISTALOGRAFIA DA FRAÇÃO ARGILA, E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO.

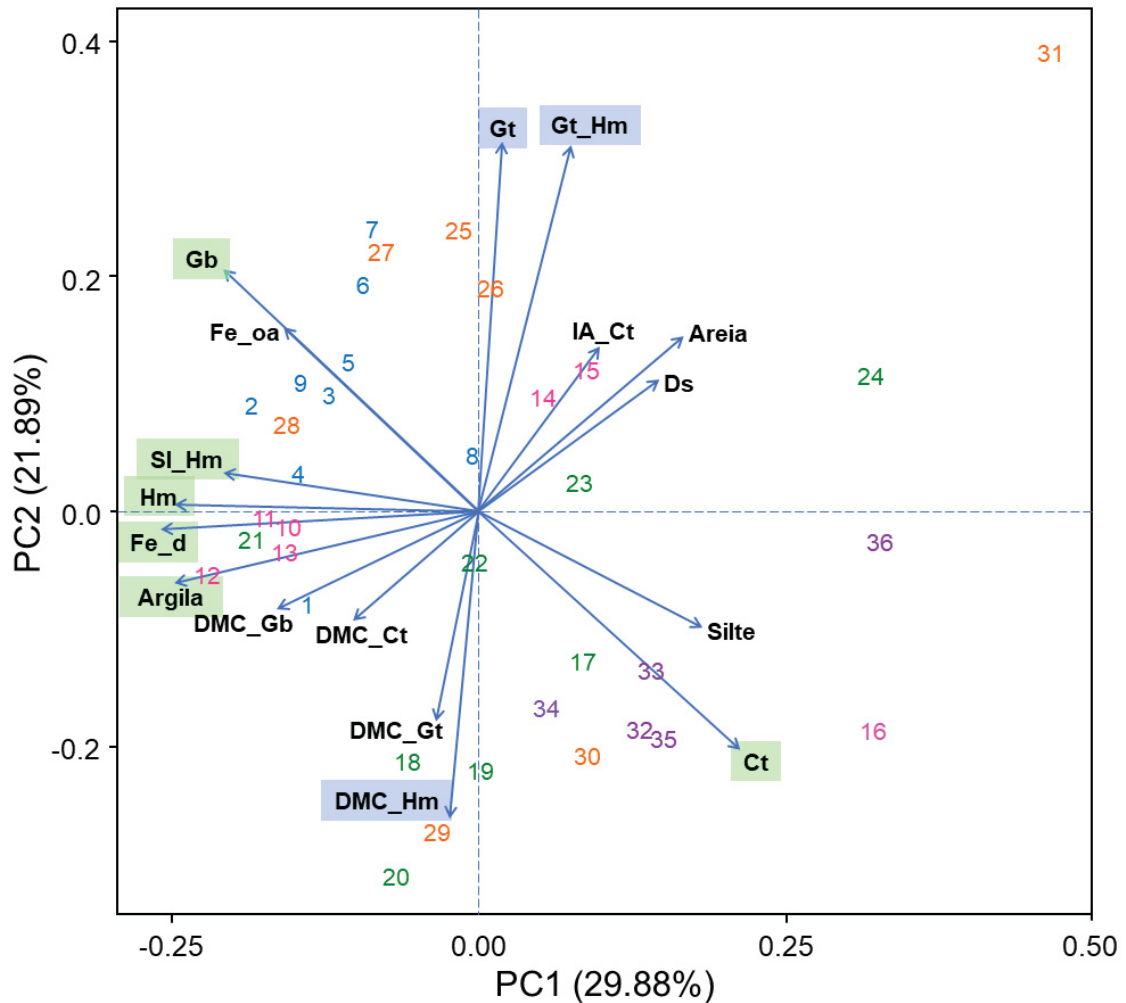
Para compreender melhor os processos responsáveis pela variação dos diversos atributos estudados neste trabalho, foi utilizada a análise de componentes principais (ACP). Nessa análise, os atributos são colocados em componentes principais (CP) que contemplam a maior variabilidade possível dos dados e que a princípio estão relacionados a um processo pedogenético ou condição ambiental. Ao plotar os componentes fatoriais 1 e 2, que representaram 29,9% e 21,9 % da variância dos dados, respectivamente, obteve-se o plano fatorial que acumula 51,8% da variância total dos dados (Figura 7). As principais variáveis do CP 1 são a Ct, Gb, Hm, Fe_D, Si Hm e Argila, e para o CP 2 destacam-se a Gt, DMC Hm (104) e Gt/(Gt+Hm), a qual está representada por Gt_Hm.

Com relação ao CP 1, nota-se que para este componente existe o predomínio do processo de intemperismo químico, podendo ser identificado pela oposição entre argila e silte no eixo x (Figura 7), além da oposição entre Gb e Ct, demonstrando o processo de hidrólise e ferralitização.

A Gb apresenta alta correlação direta com Fe amorfo (Figura 7) e ambos possuem uma importância considerável na CP 2, que por sua vez representa o processo de ferralitização. Este processo fica evidente quando observamos a correlação inversa da Gb e Fe amorfo em relação à Ct. As amostras correlacionadas à presença de Gb e Fe amorfo pertencem ao Perfil 1, em que estas apresentam maiores valores de Gb em detrimento da Ct, indicando o processo intenso de dessilicação. A relação do Perfil 1 com o Fe amorfo se deve ao fato deste perfil estar situado à uma maior altitude em relação ao nível do mar, permitindo maior acúmulo de material orgânico, conseqüentemente na maior complexação de Fe e em maiores teores da forma pouco cristalina do seu óxido (KAMPF et al., 2012).

Podemos observar também a correlação forte e positiva entre Ct e silte, em que dentre as amostras correlacionadas a estas variáveis encontram-se as zonas de alteração do Perfil 2 e 5, onde a Ct está mais associada a fração silte, o que pode ser explicado pelo início do processo de intemperismo, correlacionado a maiores agregados de Ct nas zonas de alteração de rocha, semelhante ao observado por Marcolin et al. (2015). Todavia, no CP1, os maiores teores de Ct se opõem ao DMC deste mineral, sugerindo que o maior ordenamento da Ct ocorre em solos mais intemperizados.

Figura 7 - ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS RELACIONANDO OS ATRIBUTOS MINERALÓGICOS DA FRAÇÃO ARGILA, E ATRIBUTOS FÍSICOS DO SOLO.



Legenda: "PC 1" = Componente Principal 1; "PC 2" = Componente Principal 2; Cada perfil foi associado à uma cor, em que a numeração segue de acordo com a profundidade do perfil de solo: Perfil 1 = azul; Perfil 2= rosa; Perfil 3 = verde; Perfil 4 = alaranjada e Perfil 5 = roxa.

Nota-se ainda a correlação positiva entre densidade do solo (Ds) (Figura 7), fração areia e IACt, indicando que solos que apresentam maiores Ds também apresentam maiores teores de areia em sua composição devido ao grau de intemperismo do saprolito (zonas de alteração da rocha), além de Ct de baixa cristalinidade, o qual é observado para zonas de alteração dos Perfis 2 e 3. Além disso, a Ds se correlaciona forte e negativamente com o Ct_{DMC} (002), Gb_{DMC} (002), fração argila e Fe_D, além de correlação inversa fraca com Hm_{DMC} (104) e Gt_{DMC} (110), indicando que a presença de argilominerais cristalinos auxilia na redução da densidade do solo, principalmente a presença do Fe_D, pois segundo Botula et al.

(2015), ao realizar análises de Ds em Latossolos, Nitossolos, Argissolos e Neossolos, foi observada a correlação inversa entre a Ds e Fe_D , em que de acordo com os autores a melhor agregação dos solos é decorrente da ação cimentante dos óxidos de ferro cristalinos, pois resulta no aumento da porosidade e consequentemente redução da Ds.

Apesar da Ds se correlacionar diretamente com Ct (Figura 7), ressalta-se que os maiores teores de Ct estão associadas a menores índices de cristalinidades deste mineral, conforme discutido anteriormente. Assim, depreende-se que além da quantidade e tipo de mineral, o grau de ordenamento do mesmo tem influência direta na estruturação do solo e consequentemente em sua porosidade. Resultados similares foram encontrados por Ghidin et al. (2006), onde os autores observaram em uma topossequência de Latossolos, considerando o horizonte diagnóstico Bw até 2 metros de profundidade, sujeitos as mesmas variações de ciclos de umedecimento e secagem, padronizando assim a análise, que quanto maior a presença de Hm, menores os valores de Ds, o que se aplica a este estudo, visto que para todos os perfis de solo há a predominância do óxido de Hm em todo o perfil, o que inclui a faixa observada pelos autores.

Com relação ao CP 2, observamos principalmente o processo de formação dos óxidos de Fe, os quais estão relacionados com a formação da Gt em detrimento da Hm de maior cristalinidade (Figura 7). Observamos forte correlação positiva entre Hm_{DMC} (104) e Gt_{DMC} (110), associadas às amostras do Perfil 3, as quais possuem óxidos de Fe mais cristalinos, em relação aos demais Perfis. Camargo (2008) e Ghidin et al. (2006), afirmam que locais com maior umidade favorecem a formação da Gt, e Hm de baixa cristalinidade, enquanto que para posições mais planas e de menor umidade tem-se a formação preferencial de óxidos de Fe mais cristalinos. Existe também a correlação inversa entre o DMC dos óxidos de ferro e a presença da Gt e a relação $Gt/(Gt+Hm)$ no solo, como já observado (Tabela 8). Associados aos maiores teores de Gt tem-se os horizontes superficiais do Perfil 4, a qual pode ter seu desenvolvimento favorecido em decorrência do material orgânico residual no solo, além de fatores climáticos como alta umidade do solo (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; KAMPF et al., 2012).

3.3.5 ELEMENTOS TOTAIS DA ROCHA E DO SOLO E SUA INFLUÊNCIA NA FORMAÇÃO DOS SOLOS.

Na Tabela 9 estão apresentados os valores dos óxidos maiores, os quais são utilizados pela MINEROPAR (2018) como forma de distinção entre os magmas Tipo, além de teores de óxidos relevantes ao perfil de solo. Nota-se que os valores obtidos para os magmas Tipo corroboram o proposto pelos autores com exceção do Perfil 5.

Para os perfis de solo que correspondem a Formação Pitanga, temos as rochas do Perfil 1, classificado como magma Tipo 4 pertencendo ao Membro Três Pinheiros, apresentando valores de $\text{SiO}_2 = 46,88\%$, $\text{Zr} = 500$ ppm, $\text{TiO}_2 = 4,12\%$, e $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,73\%$, já o Perfil 2 pertencente ao Membro Guarapuava, o qual apresenta em sua constituição três possíveis Tipos magmáticos, sendo eles o Tipo 10, 13 e 14, para estes perfil de solo foram encontrados valores de $\text{SiO}_2 = 62,02\%$, $\text{Zr} = 900$ ppm, $\text{TiO}_2 = 1,4\%$, e $\text{P}_2\text{O}_5 = 1,33\%$, onde este Perfil pode ser classificado como magma Tipo 14.

Já os Perfis correspondentes a Formação Paranapanema, trazem em sua constituição o Tipo magmático 1CN, sendo suas rochas representadas pelo Perfil 3 e 4. Os valores propostos encontrados para os Perfis foram respectivamente: SiO_2 : 49,32 %; Zr : 300 ppm; TiO_2 : 1,71 %; e P_2O_5 : 0,24 %. Embora o Perfil 5, Membro Salto do Lontra, seja corresponde a Formação Paranapanema, seu Tipo magmático 1CN apresenta pontos de intercalação com o basalto Tipo 2 (Mineropar, 2018), como observado para este Perfil de solo. Portanto, os valores dos óxidos maiores encontrados foram: SiO_2 : 47,51 %; Zr : 300 ppm; TiO_2 : 2,06 %; e P_2O_5 : 0,64 %, classificando este Perfil como magma Tipo2, em que a sua diferenciação para o Tipo 1CN ocorre devido aos teores de P_2O_5 maiores que 0,413 %.

Para agrupar as amostras de rocha, foi realizada a análise de agrupamentos em que, cada vez que se obtém a variação expressiva nos valores de distância euclidiana entre as variáveis, é possível observar a formação de grupos. Esses grupos quais são formados com base na similaridade das amostras de solo e rocha, para tanto foi utilizada a distância euclidiana de 8, onde foram obtidas a formação de 4 grupos bem definidos (Figura 8).

Ao analisarmos o dendrograma da Figura 8, temos que as amostras de rocha formaram um agrupamento destacado Grupo 4 (G4), no entanto ao

detalharmos este grupo pode se notar que as amostras 25 e 33, que compõe a Formação Paranapanema em sí, se diferiram das demais amostras de rocha, e se agrupando entre sí, devido aos seus mais baixos teores de óxido de P. Além disso, esta diferença foi fator determinando para que a amostra de rocha do Membro Salto do Lontra (amostra 39), não estivesse presente neste subagrupamento. Nota-se também que existe a presença de uma amostras de saprolito (amostra 24), pertencente ao Perfil 3, indicando que a zona de alteração da rocha pode ter apresentado algum tipo de contaminação, em que seus altos teores de óxido de Si condicionaram sua diferenciação.

O Perfil 1 possui os maiores valores de óxidos de Ti (Tabela 9), como já mencionado, picos de rutilo e anatásio, na fração grossa do solo sendo também presentes na fração argila, além de apresentar elevados teores de óxidos de P (MACHADO, 2013; MARCOLIN 2015). Logo, pode-se afirmar que a principal característica que difere este perfil dos demais são seus elevados teores de Ti, onde o agrupamento G2 (Figura 8) corresponde as amostras do Perfil 1. Além disso, o Perfil 2 também associado a rochas da Formação Pitanga, diferencia-se dos demais perfis de solo como observado pelo agrupamento G1 (Figura 8), onde destaca-se seus elevados teores de óxidos de Si nas zonas de alteração de rocha, caracterizando solos de rochas ácidas (MINEROPAR, 2018; LICHT, 2018; PEATE et al., 1992), além de elevados teores de Zr e óxidos Tina composição do solo. A diferenciação dos perfis de solo da Formação Pitanga corrobora com a análise definida pela tipologia magmática proposta pela MINEROPAR (2018), as quais levam em consideração as diferenças geoquímicas encontradas nos Membros formados da Formação Pitanga.

Tabela 9 - ÓXIDOS MAIORES E ÓXIDO DE FE E AL, PRESENTES NA ROCHA E PERFIL DE SOLO.

Perfil	Horiz. ¹	SiO ₂	TiO ₂	Zr	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
		-----%-----		ppm	-----%-----		
1	A1	26.26	7.75	1100	0.72	32.5	31.43
	A3	25.43	7.56	1100	0.62	33.57	31.51
	AB	25.73	7.65	1100	0.63	33.44	31.23
	BA	26.06	7.55	1100	0.58	33.74	30.78
	B1	26.31	7.4	1000	0.62	34.45	29.94
	B2	25.39	7.62	1100	0.59	33.98	31.11
	B3	23.35	7.01	1000	0.63	35.63	32.09
	BC1	22.43	6.98	1000	0.63	36.33	32.38

	Bw/Cr	12.29	6.59	1100	0.98	38.79	40.04
	R	46.88	4.12	500	0.73	13.93	19.41
2	Ap	28.93	5.27	2400	0.63	41.04	22.6
	AB	28.56	5.46	2500	0.52	40.91	23.21
	BA	27.37	5.49	2500	0.52	41.48	23.78
	BC1	34.11	5.08	2400	0.49	40.22	18.87
	BCg	35.23	5.55	2700	0.5	37.47	19.98
	Saprolito	47.66	4.22	2300	0.44	39	7.89
	R	62.02	1.4	900	1.33	15.62	8.34
3	Ap	25.49	4.17	800	0.56	32.21	35.92
	B1	20.25	4.17	900	0.47	34.2	39.55
	B2	20.87	3.95	900	0.46	34.95	38.46
	B3	22.62	3.77	800	0.45	34.89	37.01
	BC1	30.94	2.9	600	0.5	30.52	33.98
	BCr	32.06	2.31	600	0.49	30.24	33.59
	Saprolito	61.6	1.4	900	0.48	15.62	8.34
R	49.32	1.71	300	0.24	16.14	16.65	
4	A	37	4.71	1000	0.56	30.53	25.51
	AB	37.14	3.99	800	0.47	32.73	24.33
	B1	36.51	3.64	800	0.48	33.07	24.97
	B2	36.82	3.83	800	0.44	33.48	24.22
	B5	36.1	3.98	900	0.39	33.3	25.17
	B6	35.43	3.95	800	0.43	32.89	26.23
	Cr	37.4	1.67	700	0.8	26.06	32.53
R	49.32	1.71	300	0.24	16.14	16.65	
5	A	34.43	4.14	700	0.53	27.85	31.12
	AB	35.92	2.98	600	0.47	31.66	27.56
	B1	35.47	3.22	600	0.45	31.08	28.47
	B2	34.55	3.47	600	0.44	30.34	29.91
	C	35.33	2.48	500	0.59	28.71	31.21
R	47.51	2.06	300	0.64	14.61	17.61	

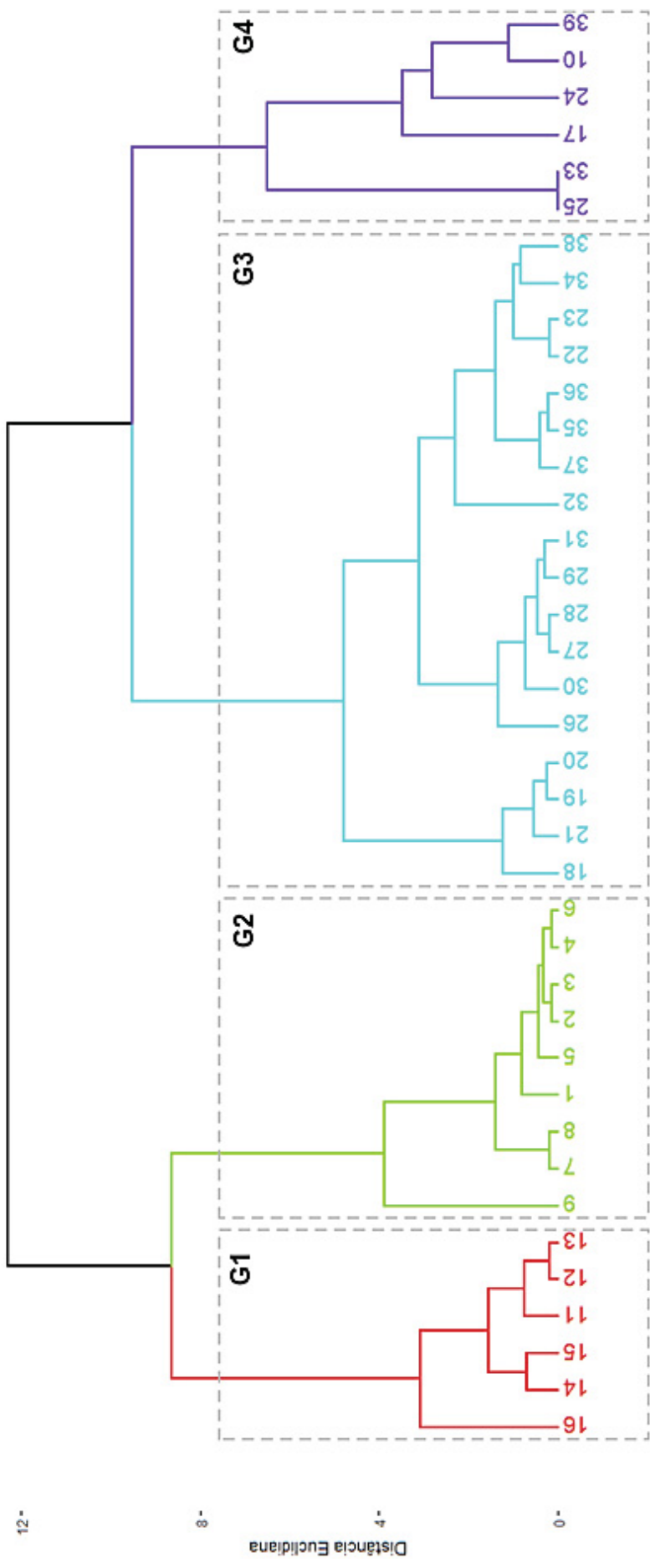
LEGENDA: (¹) Horiz.= horizonte.

No entanto, o mesmo não foi observado para os perfis que compõem a Formação Paranapanema, pois os Perfis 3, 4 e 5 formaram um único agrupamento, tendo suas amostras agrupadas de forma heterogênea, como demonstrada pelo G3 (Figura 8). Esperava-se que o Perfil 5, o qual representa o Membro Salto do Lontra obtivesse agrupamento isolado, levando em consideração sua tipologia magmática enriquecida com pegmatitos básicos (MINEROPAR, 2018, FERREIRA et al., 2014). No entanto, não houveram diferenças entre os perfis de solo. Logo, pode-se afirmar que a Formação Paranapanema e seu Membro Salto do Lontra possuem uma assembleia geoquímica semelhante, não sendo capaz de diferenciar-se.

A utilização do método multivariado de análise de cluster obtém resultados satisfatórios na ciência do solo, pois neste caso, possibilitou a identificação de

características semelhantes entre amostras de tal forma a conseguir agrupá-las em apenas um grupo isolado, ou mostrar-nos que apesar das variações geoquímicas trazidas, a geoquímica do solo se comporta de maneira semelhante no agrupamento G4.

Figura 8 - DENDROGRAMA COM BASE NA GEOQUÍMICA DAS AMOSTRAS DE SOLO E ROCHA



Amostras

LEGENDA: "G1" = Grupo 1; "G2" = Grupo 2; "G3" = Grupo 3; "G4" = Grupo 4.

CONCLUSÕES

A mineralogia dos materiais de origem da Formação Serra Geral Centro-Norte, foi composta principalmente por plagioclásio e augita, com exceção do Perfil 2 (Membro Guarapuava, Formação Pitanga), o qual apresentou predominância de quartzo e plagioclásio. Na fração argila houve predomínio de Ct em todas as amostras, seguido por Hm e Gb.

Os maiores teores de Gb e Gt para perfis 1 e 2, embora estes perfis pertençam a mesma Formação geológica, o Perfil 2 tem seu material de origem ácido, ao contrario do Perfil 1. Sendo o Perfil 1, dominado por plagioclásios e piroxênios, enquanto o Perfil 2 apresenta predominância de quartzo e plagioclásios. Logo, a maior presença de Gb nestes perfis, nos indica o maior grau de evolução destes solos, favorecido pelo processo de dessilicação destes plagioclásios (principalmente), associado a condições climáticas favoráveis. Já o maior teor de Gt está atrelado à condição climática atual, deixando dúvidas acerca do processo de xantização e mudanças climáticas no Quaternário.

A Ds é influenciada não só pelos teores de argila, mas pelo tipo de mineral presente nesta fração e ao grau de ordenamento do mesmo. As amostras com maiores teores de Ct foram encontrados em materiais de origem com composição mais básica e apresentaram menor ordenamento do cristalito e também maiores valores de densidade.

Levando em consideração a geoquímica do solo, os Perfis formaram 3 grupos, em que o Grupo 1 (Perfil 2) diferenciou-se dos demais por seus elevados teores de SiO₂ nas zonas de alteração da rocha e elevados teores de Zr, Grupo 2 (Perfil 1) por elevados teores de TiO₂ e P₂O₅, e Grupo 3 (Perfil 3, 4 e 5), agruparam-se em decorrência da não heterogeneidade de suas amostras, sendo assim a Formação Paranapanema e Membro Salto do Lontra possuem em sí, uma assembleia geoquímica semelhante, não sendo capaz de diferenciar-se.

Apesar da mineralogia e geoquímica do Membro Três Pinheiros, Membro Guarapuava e da Formação Pitanga serem diferentes, as características da fração argila do solo, a qual nos revela o comportamento do solo ao passar dos anos, foi semelhante. Este fato fica expressivo quando se observa os maiores teores de Gb e Gt apenas para os Perfis 1 e 2, além de apresentarem maiores cristalinidades de Ct em profundidade, Gb e Gt. Sendo assim, os fatores que diferem estes perfis de solo

são suas composições geoquímicas, e a mineralogia do material de origem, no entanto estes fatores não influenciaram a mineralogia destes solos de modo a diferenciá-los de maneira expressiva.

As amostras da Formação Paranapanema, apresentaram mineralogia e geoquímica semelhantes, em decorrência disto os Perfis 3 e 4 tiveram suas características da fração argila se diferenciando apenas nos teores de Ct e Gb. Para ambos os perfis o DMC da Ct apresenta decréscimo com a profundidade. O Perfil 5, difere dos Perfis 3 e 4, principalmente pela presença da augita, derivada de seu enriquecimento com pegmatitos básicos, apresentado os maiores teores de Ct e os mais baixos teores de Gb, em decorrência da atividade da augita. Apesar da diferenciação mineralógica, a geoquímica deste solo foi semelhante, não sendo a análise de agrupamento capaz de identificar diferenças entre a Formação Paranapanema e seu Membro Salto do Lontra. Sendo assim, o fator que influenciou as diferenças mineralógicas dos Perfis de solo, foi a composição mineralógica da rocha, em que a presença dos pegmatitos básicos, influenciou de maneira expressiva a mineralogia do Perfil 5.

4 REFERÊNCIAS

- AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, Vermiculita, Minerais com Hidróxi Entrecamadas e Clorita. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos.1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 381-426.
- BOTULA, Yves-Dady et al. Hierarchical pedotransfer functions to predict bulk density of highly weathered soils in Central Africa. **Soil Science Society of America Journal**, v. 79, n. 2, p. 476-486, 2015.
- BOX, G.E.P.; COX, D.R. An analysis of transformations. **Journal of the Royal Statistical Society**, 26:211–252, 1964.
- CALEGARI, M. R. et al. Phytolith signature on the Araucarias Plateau–vegetation change evidence in Late Quaternary (South Brasil). **Quaternary International**, v. 434, p. 117-128, 2017.
- CHIAPINI, M. Long and short-term pedogenetic processes in ferralsols from magmatic province of Paraná, Brazil. 2021. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Piracicaba, 2021. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/11/11140/tde-12112021-125229/en.php>. Acesso em: 01 dez. 2021.
- Camargo L.A., Marques Júnior J., Pereira G.T., Horvat RA (2008) Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas do relevo: I-mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, p.2269-2277.
- CAMÊLO, D. de Li. et al. Pedogenic iron oxides in iron-rich Oxisols developed from mafic rocks. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 41, 2017.
- CANTON, L. C. et al. Identification and quantification of iron oxides by diffuse reflectance spectroscopy with Praying Mantis accessory and integration sphere. **Catena**, v. 196, p. 104899, 2021.
- COSTA S.A.D. et al. Pedogênese e classificação de Latossolos desenvolvidos de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero, MG. **Rev Bras Cienc Solo**. 2014;38:359-71.
- Da COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M. Óxidos de Ferro. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos.1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 506-520.
- FABRIS, J. D. et al. Métodos físicos de análises em Mineralogia do Solo. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos. 1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 611-695.

FERREIRA, B. A. et al. Óxidos de ferro das frações areia e silte de um nitossolo desenvolvido de basalto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 405-413, 2003.

FERREIRA, C. H. Nalin et al. Arquitetura interna e petrografia do derrame Salto do Lontra, sudoeste do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 71, 2014.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N.. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 23, p. 507-514, 1999.

GUZZO, P.L. (2008) Quartzo. In : **Rochas e Minerais Industriais** : Usos e Especificações. Ed.: A.B. Luz e F.A.F. Lins. Editora do CETEM, 2ª edição, Rio de Janeiro, pp. 681-721.

INDA JUNIOR, A. V.; KAMPF, N. Variabilidade de Goethita e Hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 29: 851-866. 2005.

KAMPF N., RESENDE M., CURI N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: **8th International Soil Classification Workshop**: Classification, Characterization and Utilization of Oxisols; 1988; Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: Embrapa-SNLCS/SMSS/USDA-SCS/UPR; 1988. p.71-7.

KER, J. C.. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, 1997.

MACHADO, A. T. da S. **Atributos químicos e mineralógicos de uma cronosequência em sistema de plantio direto de latossolos vermelhos férricos**. 2013. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Maringá.

MARCOLIN, L. Caracterização mineralógica e gênese de latossolo em Marechal Cândido Rondon-PR. 2015.

MARCOLIN, L.; CALEGARI, M. R. Atributos químicos, físicos e mineralogia de Latossolos e sua relação com a paisagem no oeste do Paraná. **Revista Do Departamento De Geografia**, v. 39, p. 48-61, 2020.

MELO V. F. et al. Goethite and hematite in bichromic soil profiles of southern Brazil: Xanthization or yellowing process. **Catena**, v. 188, p. 104445, 2020.

MELO, G. W.; MEURER, E. J.; PINTO, L. F. S. Fontes de potássio em solos distroféricos cauliniticos originados de basalto no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p. 597-603, 2004.

MELO, V. de F. et al. Caracterização química e mineralógica de agregados de diferentes classes de tamanho de Latossolos Bruno e Vermelho localizados no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 67-83, 2008.

MELO, V. F. et al. Propriedades químicas e cristalográficas da caulinita e dos óxidos de ferro em sedimentos do Grupo Barreiras no município de Aracruz, estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 1, p. 53-64, 2002.

MELO, V. F. et al. Relationship between heavy metals and minerals extracted from soil clay by standard and novel acid extraction procedures. **Environmental monitoring and assessment**, v. 188, n. 12, p. 1-18, 2016.

MELO, V.F.; NOVAIS, R.F.; FONTES, M.P.F. & SCHAEFER, C.E.G.R Potássio e magnésio em minerais das frações areia e silte de diferentes solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 24:269-284, 2000.

MORIMOTO, N. Nomenclatura de piroxênios. **Brazilian Journal of Geology**, v. 20, n. 1, p. 318-328, 1990.

NARDY, A. J.R.; MACHADO, F. B.; DE OLIVEIRA, M. A. F.. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Brazilian Journal of Geology**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.

POPP, José Henrique. **Geologia geral**. LTC- livros técnicos e científicos, 5ª edição. 376p, 1998.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZRNDE, S.B.; CORRÊA, G.F. Pedologia: Base para distinção de ambientes. 3ed. Viçosa: NEPUT, 1999. 338p.

RIGO, M. L.. Mineralogia, intemperismo e comportamento geotécnico de solos saprolíticos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. 2005.

SHAPIRO, S.S.; WILK, M.B. **An analysis of variance test for normality (complete samples)**. *Biometrika*, 52:591–611, 1965.

SPEARMAN, C. The proof and measurement of association between two things. **The American journal of psychology**, v. 100, n. 3/4, p. 441-471, 1987.

THEOCHAROPOULOS, S. P.; PETRAKIS, P. V.; TRIKATSOULA, A. Multivariate analysis of soil grid data as a soil classification and mapping tool: the case study of a homogeneous plain in Vagia, Viotia, Greece. **Geoderma**, v. 77, n. 1, p. 63-79, 1997.

WILSON, B. M. **Igneous petrogenesis a global tectonic approach**. Springer Science & Business Media, 2007.

YOUNG, A.. **Tropical soils and soil survey**. CUP Archive, 1980.

5 LISTA DE REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo: Paulipetro, 1980, 187 p. (Relatório IPT no 14.091).
- ANTONELLO, L. L. **Gênese de uma seqüência de solos de rochas alcalinas do maciço do Itatiaia, RJ; mineralogia geoquímica e micromorfologia**. Rio de Janeiro, 1983. Tese (doutorado em Ciência) Universidade Federal de Rio de Janeiro – Instituto de Geociências.
- ARIOLI, E. E. **Arquitetura faciológica da seqüência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de elementos do grupo da platina (EGP) e metais associados no sistema magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil**. Curitiba: UFPR, 2008.
- ASMUZ, H. E.; BAISCH, P. R. Geological evolution of the Brazilian continental margin. **Episodes**, v. 4, p. 3-9. 1983.
- AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, Vermiculita, Minerais com Hidróxi Entrecamadas e Clorita. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos. 1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 381-426.
- BELLIENI, G. et al. High- and low-TiO₂ flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Miner. Abh.**, Stuttgart, v. 150, (3) p. 272-306, 1984.
- BERTONI, J.; LOMBARDI, N. F. **Conservação do solo**. 4. ed. São Paulo: Ícone, 1999.
- BEST, M. G. **Igneous and metamorphic petrology**. John Wiley & Sons, 2013.
- BOTULA, Yves-Dady et al. Hierarchical pedotransfer functions to predict bulk density of highly weathered soils in Central Africa. **Soil Science Society of America Journal**, v. 79, n. 2, p. 476-486, 2015.
- BOX, G.E.P.; COX, D.R. An analysis of transformations. **Journal of the Royal Statistical Society**, 26:211–252, 1964.
- BRYAN, S.E .; ERNST, R.E. Definição revisada de grandes províncias ígneas (LIPs). **Earth-Science Reviews** , v. 86, n. 1-4, p. 175-202, 2008.
- CABRAL, J. B. P. Estudo do processo de assoreamento em reservatórios. **Caminhos de Geografia**, Brasil, v. 6, n. 14, p.62-69, 15 dez. 2004. Disponível em: <<http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/article/viewFile/15371/8670>> . Acesso em: 18 ago. 2021.
- CALEGARI, M. R. et al. Phytolith signature on the Araucarias Plateau–vegetation change evidence in Late Quaternary (South Brasil). **Quaternary International**, v. 434, p. 117-128, 2017.

CAMARGO L.A., MARQUES JUNIOR J., PEREIRA G.T., Horvat RA (2008) Variabilidade espacial de atributos mineralógicos de um Latossolo sob diferentes formas do relevo: I-mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, p.2269-2277.

CAMÊLO, D. de Li. et al. Pedogenic iron oxides in iron-rich Oxisols developed from mafic rocks. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 41, 2017.

CAMPODONICO, V. A. et al. Chemical weathering in subtropical basalt-derived laterites: A mass balance interpretation (Misiones, NE Argentina). **Catena**, v. 173, p. 352-366, 2019.

CANTON, L. C. et al. Identification and quantification of iron oxides by diffuse reflectance spectroscopy with Praying Mantis accessory and integration sphere. **Catena**, v. 196, p. 104899, 2021.

CARVALHO, D.F.et al. Perdas de solo e água em um Argissolo Vermelho Amarelo, submetido a diferentes intensidades de chuva simulada, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 6, n. 3, p. 385-389, 2001.

CARVALHO, W. A. **Relações entre relevo e solos da bacia do rio capivara – município de Botucatu, SP**. Botucatu, 1981, 193f. Dissertação (Livre Docência) – Universidade Estadual de São Paulo.

CASTRO, M. N.; CASTRO, R. M.; SOUZA, P. C. A importância da mata ciliar no contexto da conservação do solo. Renefara - **Revista Eletrônica de Educação da Faculdade Araguaia**, Goiânia, v. 4, n. 4, p.230-241, jan. 2013. Disponível em: <<http://www.fara.edu.br/sipe/index.php/renefara/article/view/172/156>>. Acesso em: 18 ago. 2021.

CHIAPINI, M. Long and short-term pedogenetic processes in ferralsols from magmatic province of Paraná, Brazil. 2021. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. Piracicaba, 2021. Disponível em: <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/11/11140/tde-12112021-125229/en.php>. Acesso em: 01 dez. 2021.

CLEMENTE, C. A. **Alterações e solos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral nos Planaltos de Guarapuava e Palmas, região centro sul do Estado do Paraná**. Piracicaba, 1988. 211p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

CLEMENTE, C. A. **Intemperismo de riólitos e riodacitos da formação Serra Geral (jurássico-cretáceo, das regiões sul e sudeste do Brasil**. Piracicaba, 2001. 216p. Dissertação (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

CLEMENTE, C. A.; AZEVEDO, A. C. de. Mineral weathering in acid saprolites from subtropical, Southern Brazil. **Scientia Agrícola**, v. 64, n. 6, p. 601-607, 2007.

COELHO, R. M., CHAVES, A. O. Petrografia e litoquímica de diques máficos mesozoicos e cambrianos (?) de Minas Gerais: comparações com basaltos da província Paraná-Etendeka e com diques da Suíte Fundão. **Geonomos**, 2016.

COGO, N. P.; LEVIEN, R.; SCHWARZ, R. A. Perdas De Solo E Água Por Erosão Hídrica Influenciadas Por Métodos De Preparo, Classes De Declive E Níveis De Fertilidade Do Solo. **R. Bras. Ci. Solo**, Brasil, v. 1, n. 27, p.743-753, jan. 2003. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbcs/v27n4/a19v27n4.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2021.

COSTA S.A.D. et al. Pedogênese e classificação de Latossolos desenvolvidos de itabiritos no Quadrilátero Ferrífero, MG. **Rev Bras Cienc Solo**. 2014;38:359-71.

COSTA, A. C. S. da; BIGHAM, J. M. Óxidos de ferro. In: MELO, V.F.; ALEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**: Parte I – Conceitos básicos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2009. p. 505-573.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the central plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, n. 2, p. 341-346, 1984.
CURTI, D. K. **Tipologia e origem das fraturas sub-horizontais em basaltos da Formação Serra Geral, Brasil**. 2011. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Da COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M. Óxidos de Ferro. In: MELO, V.de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos.1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 506-520.

DEMATTE, J. L. I.; MARCONI, A.; SPAROVEK, G.; VIDAL TORRADO, P. Estimativa da evolução do intemperismo mediante ganhos e perdas de íons numa seqüência de solos desenvolvidos de diabásio e influenciados pela drenagem em Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Campinas, v 15, p. 69-73, 1991.

DIXON, J.B. Montmorillonite and other smectite minerals. In: Dixon, J. B., Weed, S. B. Minerals in soil environments. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, p. 293-321, 1989.

DOKUCHAEV, V. V. Russkiy chernozem [Russian chernozem]. **St. Petersburg**, 1883.

EGGLETON, R. A.; FOUDOULIS, C.; VARKEVISSER, D.. Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy. **Clays and Clay Minerals**, v. 35, n. 3, p. 161-169, 1987.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Paraná. Londrina, IAPAR/SUDESUL, 1984. 2v. (**Boletim Técnico**, 57).

ERNESTO, M. M. I. B. et al. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 321-340, 1999.

FABRIS, J. D. et al. Métodos físicos de análises em Mineralogia do Solo. In: MELO, V. de F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e Mineralogia do Solo**. Parte I: Conceitos Básicos. 1 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 611-695.

FERREIRA, B. A. et al. Óxidos de ferro das frações areia e silte de um nitossolo desenvolvido de basalto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 3, p. 405-413, 2003.

FERREIRA, C. H. Nalin et al. Arquitetura interna e petrografia do derrame Salto do Lontra, sudoeste do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 71, 2014.

FERREIRA, M. M. **Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos brasileiros**. Viçosa, 1988, 79 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 515-524, 1999b.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista brasileira de ciência do solo**, v. 23, p. 507-514, 1999a.

FFOLIOTT, P. F.; BROOKS, K. N.; NEARY, D. G; TAPIA, R. P.; CHEVESICH, P. G. **Soil Erosion and Sediment Production on Watershed Landscapes: Processes and Control**. Unesco, 2013. 73 p. International Hydrological Programme for Latin America and the Caribbean (IHP-LAC). Disponível em: <https://www.fs.fed.us/rm/pubs_other/rmrs_2013_ffoliott_p001.pdf>. Acesso em: 20 ago. 2021.

FONTANA, A. et al. Formação e Caracterização do Solo. In: TULLIO L. **Formação, Classificação e Cartografia dos Solos**. Ponta Grossa: Atena, v1 p. 1-388–41, 2019.

FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. In: KER, J.C.; SHAEFER, C.E.G.R; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012.p. 171-205.

FRANK, H.T.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. **Pesquisas em Geociências**, v. 36, n. 1, p. 49-57, 2009.

FÚLFARO, V. J. et al. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 590-610, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 123, p. 105-117, 1994.

GHIDIN, André Ademir. **Influência dos Minerais da Fração Argila nas Propriedades Físicas de Duas Classes de Latossolos no Estado do Paraná**. Dissertação (Mestrado)—Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2003. Disponível em: <<http://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/32959/R%20-%20D%20-%20ANDRE%20ADEMIR%20GHIDIN.pdf?sequence=1>> Acesso em 20 jun 2021.

GLADCZENKO, T. P.; HINZ, K.; ELDHOLM, O.; MEYER, H.; NEBEN, S.; SKOGSEID, J. South Atlantic volcanic margins. **Journ. Geol. Soc. London**. 154: 465-470. 1997.

GOMES, A. S.; VASCONCELOS, P. M. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth-Science Reviews**, p. 103716, 2021.

GOMES, A. S.; VASCONCELOS, P. M.; DE OLIVEIRA C. I. Quantifying the effects of alteration and acid treatment for whole-rock basalt $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Chemical Geology**, v. 560, p. 119998, 2021.

GONÇALVES, P. W.; CARNEIRO, C. Dal Ré. Magmas e rochas ígneas: o estudo do calor interno da Terra. **Revista USP**, n. 72, p. 62-73, 2007.

GORDON Jr. et al. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos**, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, 38:1-20p. 1947.

GUZZO, P.L. (2008) Quartzo. In : **Rochas e Minerais Industriais** : Usos e Especificações. Ed.: A.B. Luz e F.A.F. Lins. Editora do CETEM, 2ª edição, Rio de Janeiro, pp. 681-721.

HAWKESWORTH, C. J. et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B. C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R. J. (Eds.). Magmatism and the causes of continental break-up. **Geological Society Special Publication**, v. 68, p. 221-240, 1992.

HE, Y. et al. The implications of microbial and substrate limitation for the fates of carbon in different organic soil horizon types of boreal forest ecosystems: A mechanistically based model analysis. **Biogeosciences**, v.11, p.4477–4491, 2014.

HSU, Pa Ho. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides In: DIXON, J. B. & WEED, S. B., eds . **Minerals in soil environments** . Madson, Soil Science Society os America, , 1989. p. 331-378.

HUGHES, C. J. **Igneous petrology**. Elsevier, 2013.

HUGHES, J. C.; BROWN, G. A crystallinity index for soil kaolinite and its relation to parent rock, climate and soil maturity. **J. Soil Sci.** London, v.30, p. 557-563, 1979.

INDA JUNIOR, A. V.; KAMPF, N. Variabilidade de Goethita e Hematita via dissolução reductiva em solos de região tropical e subtropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 29: 851-866. 2005.

JENNY, Hans. **Factors of soil formation**. McGraw-Hill, New York. Factors of soil formation. McGraw-Hill, New York., p. -, 1941.

JERRAM, D. A. et al. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, v. 28, n. 4 5, p. 393-418, 1999.

JERRAM, D. A.; WIDDOWSON, M. The anatomy of continental flood basalt provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. **Lithos**, Amsterdam, v. 79, n. 3-4, p. 385 405, 2005.

JIANG, K.; QI, H. W.; HU, R. Z. Element mobilization and redistribution under extreme tropical weathering of basalts from the Hainan Island, South China. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 158, p. 80-102, 2018.

KAMPF N., RESENDE M., CURI N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: **8th International Soil Classification Workshop: Classification, Characterization and Utilization of Oxisols**; 1988; Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: Embrapa-SNLCS/SMSS/USDA-SCS/UPR; 1988. p.71-7.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 207-302, 2012.

KÄMPF, N. Óxidos de Alumínio, Silício, Manganês e Titânio. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo – Conceitos básicos e aplicações**. 1. Ed. Viçosa: SBCS, p. 574-612, 2009b.

KÄMPF, N.; CURI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. **Tópicos em ciência do solo**, v. 1, p. 107-138, 2000.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES J. J.. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo – Conceitos básicos e aplicações**. 1. Ed. Viçosa: SBCS, p. 333-380, 2009a.

KAMPF, N.; SCHWERTMANN, V. Goethite and hematite in a climosequence ins southern Brasil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, v. 29, p. 27-39, 1983.

KELLOG, C.E. Preliminary suggestions for the classification an nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions. **Common. Bur. Soil Sci. Tech. Comm.**, 46: 76-85, 1949.

KER, J. C.. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Geonomos**, 1997.

KERR, A. C.; MENZIES, M. A. **Phanerozoic volcanism**. London: Cardiff University, Royal Holloway University of London, 2004.

KINGSTON, D. R.; DISHROOM, C. P.; WILLIAMS, P. A. Global basin classification system. **AAPG Bulletin**, v. 67, n. 12, p. 2175-2193, 1983.

LAL, R. Erodibility and erosivity. In: LAL, R. et al. **Soil erosion research methods**. Washington: Soil and Water Conservation Society, 1988. p. 141-160.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Univ. S.Paulo**. 103. Geol. p 5-61, 1949.

LEVI, F.; MELFI, A. J. Geochemical and mineralogical studies on the first stage of weatering of basic and related rocks. Part 2 Geochemical Study. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, p.1-8, 1972.

LICHT, O. A. B. A revised chemo-chrono-stratigraphic 4-D model for the extrusive rocks of the Paraná Igneous Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 32-54, 2018.

LICHT, O. A. B. et al. Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná. **Minerpar, Curitiba, PR, Brazil (192 pp.)**, 2012.

LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. Statistic behavior of major and minor elements in basic, intermediate and acidic rocks of the Serra Geral Formation and Arapey Group, Paraná Large Igneous Province, South America. **Pesquisas Geociênc.** 39 (3), 247–267. 2012.

LICHT, O. A. B.; LIMA, E. F. de **A associação dos gaps de Si-Zr-Ti-P na subdivisão das rochas da Província Ígnea do Paraná**. SBG, CONG. BRASIL. GEOLOGIA, 47. Proc., CD-ROM. 2014.

LIMA, J.M. & ANDERSON, S.J. Aggregation and aggregate size effects on extractable iron and aluminum in two Hapludox. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 61:965-970, 1997.

LIMA, V. **Caracterização e classificação de solos derivados de eruptivas básicas do terceiro planalto paranaense**. Piracicaba, 1979. 249f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

LINDSAY, W. L. et al. **Chemical equilibria in soils**. John Wiley and Sons Ltd., 1979. 449p.

LOPES, J. W. B.; ARAÚJO NETO, J. R.; PINHEIRO, E. A. R. Produção de sedimentos e assoreamento em reservatório no semiárido: o caso do Açude Marengo, Ceará. **Geoambiente On-line, Goiás**, v. 1, n. 24, p.16-31, jun. 2015. Disponível em:

<<https://www.revistas.ufg.br/geoambiente/article/download/33954/18855>>. Acesso em: 19 jun. 2021.

MACEDO, J.; BRYANT, R. B. **Morphology, mineralogy, and genesis of a hydrosequence of Oxisols in Brazil**. Soil Sci. Soc. Am.J., 51: 690-698, 1987.

MACHADO, A. T. da S. **Atributos químicos e mineralógicos de uma cronossequência em sistema de plantio direto de latossolos vermelhos férricos**. 2013. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Maringá.

MANTOVANI, M. S. M. et al. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, n. 1, p. 187-209, 1985.

MARCOLIN, L. Caracterização mineralógica e gênese de latossolo em Marechal Cândido Rondon-PR. 2015.

MARCOLIN, L.; CALEGARI, M. R. Atributos químicos, físicos e mineralogia de Latossolos e sua relação com a paisagem no oeste do Paraná. **Revista Do Departamento De Geografia**, v. 39, p. 48-61, 2020.

MCBIRNEY, Alexander R. **Igneous petrology**. Jones & Bartlett Learning, 1993.
MELFI, ADOLPHO JOSÉ; PEDRO, GEORGES. ESTUDO GEOQUÍMICO DOS SOLOS E FORMAÇÕES SUPERFICIAIS DO BRASIL. PARTE 1 Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeológica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 271-286, 1977.

MELLO, V. F.; WYPYCH, F. VII Caulinita e halosita. In: MELO, V.F.; ALEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**: Parte I – Conceitos básicos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo; 2009. p. 427-504.

MELO V. F. et al. Goethite and hematite in bichromic soil profiles of southern Brazil: Xanthization or yellowing process. **Catena**, v. 188, p. 104445, 2020.

MELO, G. W.; MEURER, E. J.; PINTO, L. F. S. Fontes de potássio em solos distroféricos caulíníficos originados de basalto no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, p. 597-603, 2004.

MELO, V. de F. et al. Caracterização química e mineralógica de agregados de diferentes classes de tamanho de Latossolos Bruno e Vermelho localizados no estado do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 67-83, 2008.

MELO, V. F. et al. Propriedades químicas e cristalográficas da caulinita e dos óxidos de ferro em sedimentos do Grupo Barreiras no município de Aracruz, estado do Espírito Santo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 1, p. 53-64, 2002.

MELO, V. F. et al. Relationship between heavy metals and minerals extracted from soil clay by standard and novel acid extraction procedures. **Environmental monitoring and assessment**, v. 188, n. 12, p. 1-18, 2016.

MELO, V. F.; FONTES, N. P. F.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R. Características dos óxidos de ferro e alumínio de diferentes classes de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, v. 25, p.19-32, 2001b.

MELO, V. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F.; FONTES, M. P. F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite – rich Brazilian soils. **Soil Science Society American Journal**. Madison, v. 65 p. 1.324-1.333, 2001a.

MELO, V.F.; NOVAIS, R.F.; FONTES, M.P.F. & SCHAEFER, C.E.G.R Potássio e magnésio em minerais das frações areia e silte de diferentes solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 24:269-284, 2000.

MIGÓN P. Weathering mantles and Long-Term Landform Evolution. In: SHRODER, J.; POPE, G. A. (Eds). . **Treatise on Geomorphology - Weathering and Soils Geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. V. 4p. 127 – 144.

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V. et al. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, v.1, p. 265-279, 2004.

MILANI, E. J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. **Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 1, p. 183-205, 2007.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com ageodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental**. 255 f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

MINEROPAR. **Mapa geológico do Grupo Serra Geral no estado do Paraná**. Curitiba: CPRM, 2018, 316p. disponível em: <http://www.documentador.pr.gov.br/documentador/busca.do?action=buscar>. Acesso em 20/01/2020.

MINEROPAR. **O Grupo Serra Geral no estado do Paraná: mapeamento geológico na escala de 1:250.000 (I e II)**. 1ª ed. Curitiba: Mineropar, 2013. V. 1 e 2. MORIMOTO, N. Nomenclatura de piroxênios. **Brazilian Journal of Geology**, v. 20, n. 1, p. 318-328, 1990.

MUGGLER, C. C. **Polygenetic Oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil**. Soil genesis and landscape development. Wageningen, Wageningen University, 1998. (Tese de Doutorado).

NARDY, A. J.R.; MACHADO, F. B.; DE OLIVEIRA, M. A. F.. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações

geoquímico-estratigráficas. **Brazilian Journal of Geology**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.

NUNES, M. R. et al. Inherent and dynamic effects on the structural stability of Brazilian Oxisols. **Geoderma Regional**, v. 27, p. e00426, 2021.

O'CONNOR, J. M.; DUNCAN, R. A. Evolution of the Walvis Ridge – Rio Grande Rise hotspot system: implications for African and South American plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17474-17502, 1990.

OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K. T.; CAMARGO, M. N. **Classes gerais de solos no Brasil**. São Paulo: FUNEP, 1992. 201p.

PALMIERI, F. **A study of a climosequence of soils derived from volcanic rock parent material in Santa Catarina and Rio Grande do Sul states, Brazil**. Indiana, 1986. 259f. Tese (Doctor of Philosophy) - Purdue University West Lafayette.

PARANÁ. Instituto das Águas do Paraná. **Plano Estadual de Recursos Hídricos: Resumo Executivo**. Paraná, 2010. Disponível em: <http://www.aguasparana.pr.gov.br/arquivos/File/PLERH/resumo_executivo_PLERH.pdf>. Acesso em: 28 mar. 2021.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.

PEATE, D.W. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds) Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Washington. **American Geophysical Union**, v.100, p.217-245, 1997.

PEDREIRA, A. J. et al. Bacias sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas brasileiras. In: BIZZI, L. A.; et al. (Eds). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 692 p., 2003.

PEDROTTI, A. et al. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 01-09, 2003.

PEREIRA, J. S. **Avaliação das Perdas de Solos por Erosão Laminar na Área de Influência da UHE Amador Aguiar I**. 2014. 167 p. Dissertação – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2014. Disponível em: <<https://repositorio.ufu.br/bitstream/123456789/16206/1/AvaliacaoPerdasSolos.pdf>>. Acesso em: 19 ago. 2021.

POPP, José Henrique. **Geologia geral**. LTC- livros técnicos e científicos, 5ª edição. 376p, 1998.

REBERTUS, R. A.; WEED, S. B.; BUOL, S. W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Sci Soc. Am. J.** v. 50. p.810 819, 1986.

RENNE, P. R. et al. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975-979, 1992.

RESENDE, M. **Pedologia**. Viçosa: Imprensa Universitária, UFV, 1982. 100p.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C & REZENDE, S.B. **Mineralogia de solos brasileiros interpretação e aplicações**. Lavras, UFLA, 2005. 338p.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S.B.; CORRÊA, G.F. **Pedologia: Base para distinção de ambientes**. 3ed. Viçosa: NEPUT, 1999. 338p.

RESENDE, M.; REZENDE, S.B.; & CORREA, G. F. **Pedologia – Base para distinção de ambientes**. 4 ed. Viçosa, MG, NEPUT, 2002. 338p.

RIGO, M. L.. **Mineralogia, intemperismo e comportamento geotécnico de solos saprolíticos de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral**. 2005.

ROSSETTI, L. et al. Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 98-114, 2018.

RUEGG, N. R. **A composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná (América do Sul) e de outras províncias gonduânicas equivalentes**. Mus. Labor. Mineral. Geol., Univ. Coimbra. Coimbra, Memória e Notícias 70 pp. 26–85. 1970.

RUEGG, N. R. Modelos de variação química na província basáltica do Brasil meridional. **Características de teor, distribuição geográfica e diferenciação." Livro Docente" Thesis. USP, Brasil**, v. 1, 1975.

RUEGG, N. R.; AMARAL, G. Variação regional da composição química das rochas basálticas da Bacia do Paraná. **Boletim IG**, v. 7, p. 131-147, 1976.

SANTANA, K. D. A.; NUMMER, A. V. Estudos sobre processos erosivos na Geografia brasileira: período: 2004 - 2010. In: Lauro César Figueiredo e Adriano Severo Figueiró. (Org.). **Reflexões sobre a Geografia do Rio Grande do Sul: Temas em Debate**. 1ed.Santa Maria/RS: UFSM, 2011, v. 1, p. 199-207.

SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; COELHO, M.R.; ALMEIDA, J.A.; CUNHA, T.J.F.; OLIVEIRA, J. B. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, p. 590, 2018.

SANTOS, P. G. dos; ALMEIDA, J. A. de; SEQUINATTO, L.. Mineralogy of the clay fraction and chemical properties of soils developed from sedimentary lithologies of pirambóia, sanga-the-cabral and guará geological formations in southern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 41, 2017..

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

SCHNEIDER, A. W. Vulcanismo basáltico da bacia do Paraná : perfil Foz do Iguaçu – Serra da Esperança. In: XXIV CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26, 1970. **Anais..** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p.211-217.

SCHOORL, J. M.; SONNEVELD, M. P. W.; VELDKAMP, A. Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. **Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 25, n. 9, p. 1025-1034, 2000.

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. **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 379-438.

SHAPIRO, S.S.; WILK, M.B. **An analysis of variance test for normality (complete samples)**. *Biometrika*, 52:591–611, 1965.

SINGH, B.; GILKES, R.J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. **J. Soil Sci.** Ottawa Canadian, v. 43, p.645-667, 1992.

SPEARMAN, C. The proof and measurement of association between two things. **The American journal of psychology**, v. 100, n. 3/4, p. 441-471, 1987.

SZABÓ, Gergely A.J., BABINSKI, Marly, TEIXEIRA, Wilson. RochasIgneas. In: TEIXEIRA, Wilson et al. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Nacional, 2008.

TEIXEIRA, V. et al. **Decifrando a terra**. São Paulo: Oficina de textos, 2000. 558 p.

THEOCHAROPOULOS, S. P.; PETRAKIS, P. V.; TRIKATSOULA, A. Multivariate analysis of soil grid data as a soil classification and mapping tool: the case study of a homogeneous plain in Vagia, Viotia, Greece. **Geoderma**, v. 77, n. 1, p. 63-79, 1997.

THIEDE, D. S.; VASCONCELLOS, P. M. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**. v 38, n 8, p 747-750. 2010.

THIEDE, D. S.; VASCONCELLOS, P. M. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44° . **Proc...**Curitiba. 2008.

TURNER, S. et al. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, n. 3-4, p. 333-348, 1994.

- VALLE JUNIOR, R. F. **Diagnóstico de áreas de risco de erosão e conflito de uso dos solos na bacia do Rio Uberaba**. 2008. 233 f. Tese (Doutorado) - Curso de Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, Universidade Estadual Paulista, Jaboticabal, 2008. Disponível em: <<http://www.fcav.unesp.br/download/pgtrabs/pv/d/2807.pdf>>. Acesso em: 20 ago. 2021.
- VAN WAMBEKE, A. et al. Oxisols. In: **Developments in Soil Science**. Elsevier, 1983. p. 325-354.
- VANWALLEGHEM, T. et al. A quantitative model for integrating landscape evolution and soil formation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, n. 2, p. 331-347, 2013.
- VIEIRA, L. S. **Manual da ciência do solo**. São Paulo. ed. Agronômica Ceres, 1975. 464p.
- VISCHI FILHO, O. J., et al. Diagnóstico e reabilitação agroambiental de trecho de bacia hidrográfica por sensoriamento remoto e turbidez da água. **Pesq. Agropec. Bras.**, Brasília, v. 9, n. 51, p.1099-1109, set. 2016. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/pab/v51n9/0100-204X-pab-51-09-1099.pdf>>. Acesso em: 19 ago. 2021.
- VITTE, A.C.; MELLO, J.P. Considerações sobre a erodibilidade dos solos e a erosividade das chuvas e suas conseqüências na morfogênese das vertentes: um balanço bibliográfico. **Climatologia e Estudos da Paisagem**, v. 2, n. 2, p. 107-133, 2007.
- WAICHEL, B. L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná**. Porto Alegre, 2006. 108 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- WALKER, G. P. L. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin Volcanologique**, v. 35, n. 3, p. 579-590, 1971.
- WAMBEKE, A. Van et al. **Soils of the tropics: properties and appraisal**. McGraw Hill, 1992.
- WATTEL-KOEKKOEK, E. J. W. et al. Mean residence time of soil organic matter associated with kaolinite and smectite. **European journal of soil science**, v. 54, n. 2, p. 269-278, 2003.
- WHITE, I. C. **Relatório final da comissão de estudos de minas de carvão de pedra no Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I p.1-300; parte II p. 301-617 (Ed. Fac- similar). 1908.**

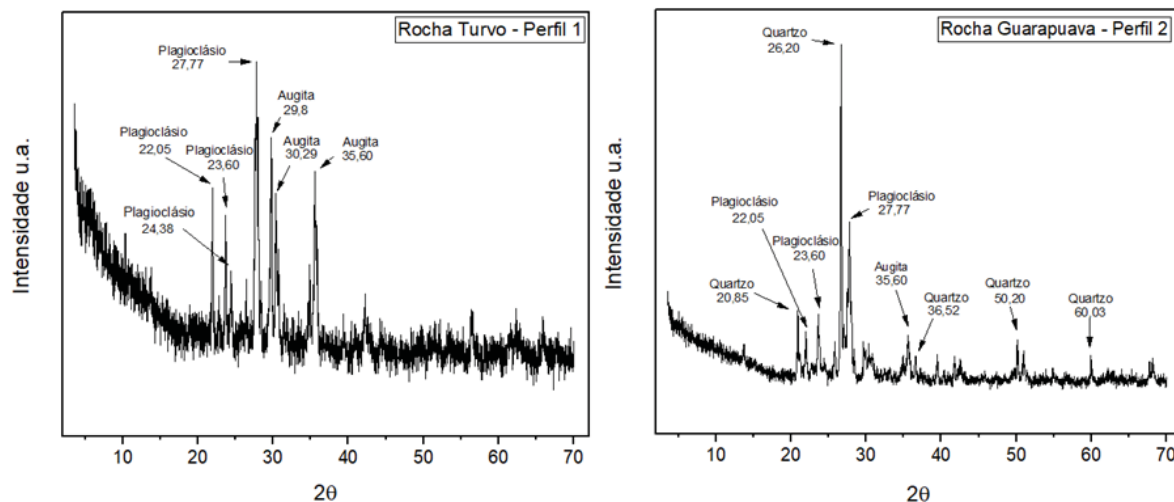
WHITE, R.; MCKENZIE, D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research, AGU**, v. 94, n. B6, p. 7685-7729, 1989.

WILSON, B. M. **Igneous petrogenesis a global tectonic approach**. Springer Science & Business Media, 2007.

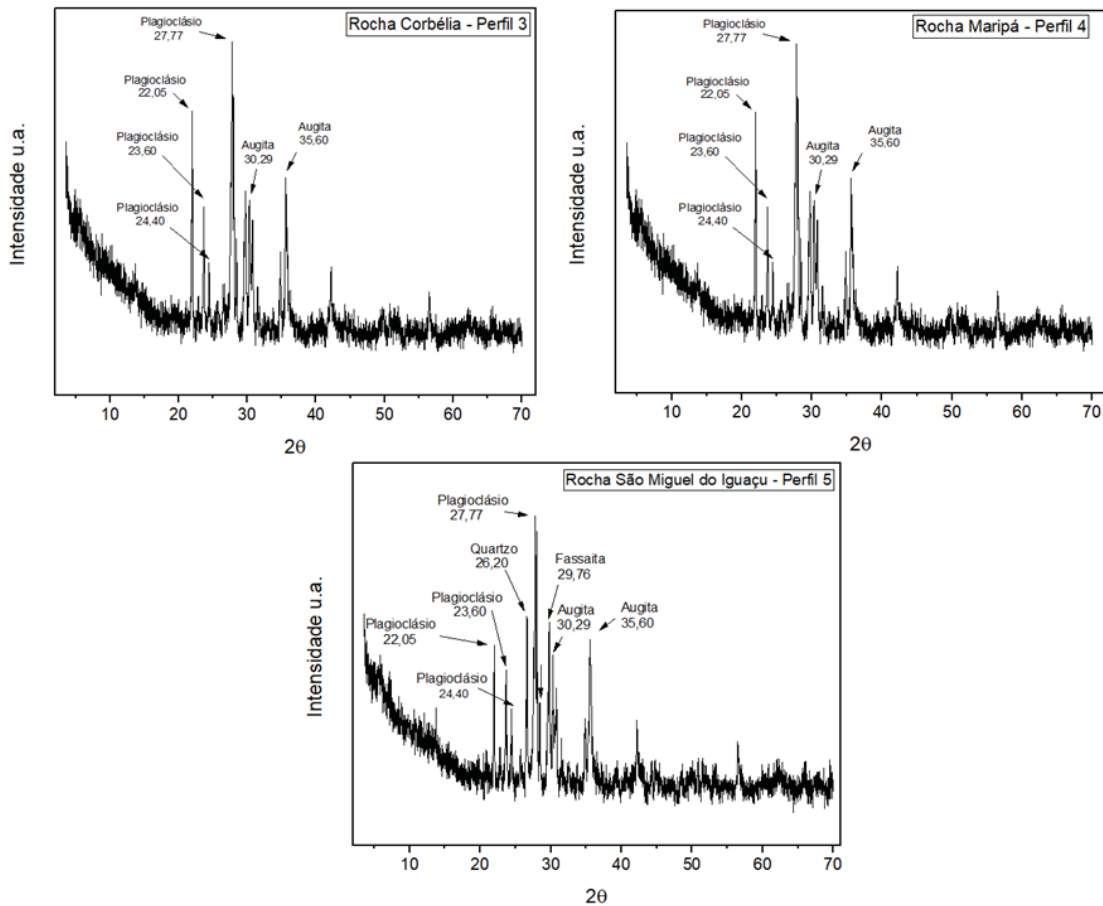
YOUNG, A. **Tropical soils and soil survey**. CUP Archive, 1980.

ANEXOS

ANEXO 1 – DIFRATROGRAMAS DAS AMOSTRAS DE ROCHA.



LEGENDA: Difratoogramas das Rochas da Formação Pitanga. Rocha Turvo – Perfil 1 (Membro Três Pinheiros) e, Rocha Guarapuava – Perfil 2 (Membro Guarapuava).



LEGENDA: Difratogramas das Rochas da Formação Paranapanema. Rocha Corbélia – Perfil 3 e Rocha Maripá – Perfil 4 (apenas Formação Paranapanema) e, Rocha São Miguel do Iguaçu – Perfil 5 (Membro Salto do Lontra).

ANEXO 2 – TABELA REFERENTE A ANÁLISE DE COMPONENTES PRINCIPAIS.

Variáveis	Autovetores das principais variáveis que compõem cada componente		
	Comp. 1	Comp. 2	Comp. 3
Ct	0.31	0.29	
Gb	-0.30	-0.30	
Hm	-0.35		-0.24
Gt		-0.45	
Fe _{DCOR}	-0.37		-0.17
Fe _{OAA}	-0.23	-0.23	-0.25
DMC Ct (002)	-0.15	0.13	0.51
DMC Gb (002)	-0.24	0.12	0.34
DMC Hm (104)		0.37	-0.17

DMC Gt (110)		0.25	-0.11
IA Ct (001)	0.14	-0.20	0.37
Gt / (Gt+Hm)	0.11	-0.45	
SI Hm	-0.30		-0.22
Ds	0.21	-0.16	
Argila	-0.35		0.29
Silte	0.26	0.14	-0.37
Areia	0.24	-0.21	
Proporção da Variância acumulada	30%	52%	65%

ANEXO 3- TABELA ANÁLISE QUÍMICA DOS PERFIS DE SOLO

Perfil	Horiz. ¹	Prof. ² cm	pH SMP	K ⁺	Na ⁺	Al ³⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	H+Al	Valor S	Valor T	Valor V	CO	
				cmol _c /dm ³										%
				cmol _c /Kg										
1	A1	0-20	4.70	0.10	0.06	3.70	0.0	0.21	19.48	0.16	19.64	0.81	3.74	
	A3	55-80	4.85	0.06	0.04	2.78	0.0	0.00	14.51	0.47	14.98	3.13	2.09	
	AB	80-120	5.00	0.05	0.04	2.24	0.0	0.00	11.81	0.57	12.38	4.63	1.75	
	BA	120-140	4.97	0.05	0.04	1.58	0.0	0.21	8.92	0.25	9.17	2.72	1.34	
	B1	140-160	5.15	0.05	0.03	1.07	0.0	0.21	8.03	0.28	8.31	3.37	1.10	
	B2	160-190	5.36	0.05	0.04	0.64	0.0	0.00	6.59	0.60	7.19	8.31	0.92	
	B3	190-280	5.28	0.05	0.04	0.79	0.0	0.00	4.02	0.52	4.54	11.42	0.59	
	BC1	280-330	5.42	0.05	0.04	0.08	0.45	0.21	3.95	0.74	4.70	15.84	0.48	
	Bw/Cr	360 cm+	5.24	0.05	0.04	0.03	0.0	0.20	2.57	0.18	2.75	6.60	0.25	
	2	Ap	0-30	5.86	0.25	0.03	0.06	3.41	1.83	8.74	5.53	14.27	38.76	3.16
AB		30-75	5.26	0.07	0.03	0.28	1.24	1.04	8.04	2.38	10.43	22.85	2.01	
BA		75-105	5.53	0.06	0.04	0.07	1.26	1.45	6.51	2.81	9.32	30.15	1.59	
B1		105-140	5.21	0.06	0.04	0.08	0.0	0.41	4.20	0.24	4.44	5.35	1.01	
BC1		410-475	5.03	0.06	0.03	1.14	0.27	0.20	4.78	0.57	5.34	10.58	0.23	
BCg		500	5.14	0.06	0.04	1.09	0.0	0.00	5.21	0.57	5.78	9.93	0.21	
Saprolito		650-660	4.98	0.05	0.03	2.43	0.27	0.21	5.19	0.56	5.75	9.75	0.13	

Continuação...

Perfil	Horiz. ¹	Prof. ² cm	pH SMP	K ⁺	Na ⁺ -----cmol/dm ³ -----	Al ⁺³	Ca ⁺²	Mg ⁺²	H+Al cmol/Kg	Valor S	Valor T	Valor V	CO
											-----cmol/Kg-----		%
3	Ap	5.70	0.07	0.01	0.06	3.64	1.29	7.90	5.01	12.91	38.80	2.53	2.53
	BA	5.20	0.05	0.01	0.16	1.34	0.71	7.22	2.11	9.33	22.61	1.25	1.25
	B1	5.16	0.03	0.01	0.00	0.54	0.15	3.38	0.72	4.09	17.50	0.57	0.57
	B2	4.99	0.03	0.01	0.00	0.46	0.10	3.56	0.61	4.17	14.60	0.44	0.44
	B3	5.36	0.04	0.01	0.00	0.20	0.12	3.05	0.38	3.42	11.03	0.25	0.25
	BC1	5.56	0.04	0.01	0.24	0.24	0.04	4.48	0.33	4.81	6.81	0.17	0.17
	BCr	5.62	0.06	0.02	0.53	0.31	0.04	5.49	0.43	5.92	7.31	0.11	0.11
	Saprolito	5.66	0.05	0.02	1.52	0.19	0.12	6.83	0.38	7.20	5.24	0.08	0.08
	A	4.70	0.17	0.01	0.78	2.11	1.00	9.45	3.29	12.74	25.83	2.24	2.24
	AB	5.15	0.05	0.01	0.35	2.40	0.60	5.95	3.06	9.01	34.00	1.24	1.24
4	B1	5.85	0.03	0.02	0.04	3.00	0.46	2.38	3.50	5.88	59.47	0.64	0.64
	B2	6.00	0.04	0.01	0.08	3.84	1.65	2.85	5.53	8.38	66.03	0.44	0.44
	B5	4.60	0.04	0.01	1.35	0.25	0.42	4.84	0.72	5.56	12.93	0.17	0.17
	B6	4.73	0.03	0.01	1.22	0.19	0.46	4.55	0.69	5.24	13.21	0.12	0.12
	Alteria2	4.72	0.07	0.02	4.71	0.20	0.41	10.47	0.70	11.17	6.29	0.06	0.06
	A	6.24	0.21	6.2	0	9.6	2.2	4.3	18.21	22.51	77.68	3.28	3.28
	AB	6.54	1.01	5.2	0	6.9	0.9	3.4	14.01	17.41	100.00	2.33	2.33
	B1	5.88	0.12	3.4	0.38	8.1	1.4	5.4	13.02	18.42	100.00	1.44	1.44
5	B2	5.67	0.06	3	0.69	3.1	0.9	6.2	7.06	13.26	97.16	1.48	1.48
	C	5.84	0.13	3.5	0.29	3.8	1.1	5.8	8.53	14.33	91.10	1.72	1.72