

**FRAÇÕES DE FÓSFORO EM SOLOS DE CLIMAS TROPICAIS EM
FUNÇÃO DO INTEMPERISMO**

NAYARA MARIA PEDROSA PRAÇA

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO NORTE FLUMINENSE

DARCY RIBEIRO

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ

JUNHO – 2023

FRAÇÕES DE FÓSFORO EM SOLOS DE CLIMAS TROPICAIS EM
FUNÇÃO DO INTEMPERISMO

NAYARA MARIA PEDROSA PRAÇA

Tese apresentada ao Centro de Ciências e
Tecnologias Agropecuárias da Universidade
Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro,
como parte das exigências para obtenção do
título de Doutorado em Produção Vegetal.

Orientador: Prof. Antônio Carlos da Gama-Rodrigues

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ
JUNHO – 2023

FICHA CATALOGRÁFICA

UENF - Bibliotecas

Elaborada com os dados fornecidos pela autora.

P895

Praça, Nayara Maria Pedrosa.

Frações de Fósforo em Solos de Climas Tropicais em Função da Pedogênese / Nayara Maria Pedrosa Praça. - Campos dos Goytacazes, RJ, 2024.

115 f. : il.

Bibliografia: 64 - 76.

Tese (Doutorado em Produção Vegetal) - Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias, 2024.

Orientador: Antonio Carlos da Gama-Rodrigues.

Coorientador: Seldon Aleixo.

1. Nutriente. 2. Pedogênese. 3. Minas Gerais . I. Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro. II. Título.

CDD - 630


FRAÇÕES DE FÓSFORO EM SOLOS DE CLIMAS TROPICAIS EM FUNÇÃO DO INTEMPERISMO

NAYARA MARIA PEDROSA PRAÇA


Tese apresentada ao Centro de Ciências e
Tecnologias Agropecuárias da Universidade
Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro,
como parte das exigências para obtenção do
título de Doutorado em Produção Vegetal.

Aprovada em 30 de junho de 2023


Comissão Examinadora

Documento assinado digitalmente
 **GABRIEL RAMATIS PUGLIESE ANDRADE**
Data: 02/08/2024 15:24:04-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>


Prof. Gabriel Ramatis Pugliese Andrade (D.Sc., Solos e Nutrição de Plantas) - UENF

Documento assinado digitalmente
 **JOSE JOAO LELIS LEAL DE SOUZA**
Data: 03/08/2024 08:49:35-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. João José Lelis Leal de Souza (*Ph.D.*, Ciência do Solo) - UFV

Documento assinado digitalmente
 **PABLO VIDAL TORRADO**
Data: 13/08/2024 16:28:24-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Pablo Vidal Torrado (D.Sc., Solos e Nutrição de Plantas) - Esalq - USP

Documento assinado digitalmente
 **ANTONIO CARLOS DA GAMA RODRIGUES**
Data: 15/08/2024 14:22:45-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Antônio Carlos Gama-Rodrigues (D.Sc., Ciência do Solo) - UENF
(Orientador)

A Deus;
À minha Mãe;
Dedico

AGRADECIMENTO

A Deus, na certeza que esteve sempre comigo nos dias de êxito, nos dias exaustivos e quando ninguém pôde ver; à Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, ao Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias, ao Laboratório de Solos, ao Programa de Pós-Graduação em Produção Vegetal, pela oportunidade de desenvolver um projeto no curso de Doutorado em prol da minha capacitação profissional, e à CAPES pelo financiamento da bolsa de pesquisa;

Ao meu orientador, Prof. D.Sc. Antônio Carlos da Gama Rodrigues, pela orientação e por ter confiado a mim este trabalho. Ao Prof. D.Sc. Gabriel Ramatis, por todo apoio, paciência e incentivo à pesquisa realizada;

Ao Seldon Aleixo, pela coorientação durante a pesquisa de laboratório e desenvolvimento do trabalho;

Aos técnicos de laboratório, Vanilda, Kátia, Aderaldo e André, agradeço. Ao Museu de Solos de Minas Gerais, por ceder as amostras usadas na pesquisa, ao Laboratório de Ciências Ambientais (UENF) e ao Laboratório de Geoquímica e Mineralogia (Esalq) pela parceria nas análises realizadas.

À minha família, que sempre esteve comigo, em especial à minha mãe Maria das Dores, a qual me espelho e tento honrar a cada passo dado. Ao meu noivo, Gustavo Carmo, pelos momentos de companheirismo e incentivo.

Aos meus amigos de jornada acadêmica e de vida, Nágila Scarpi, Tiago Rodrigues, Franck Marques, Carlos Luz, Martha Eliza, João Victor, Stener, Rafael Cabral, Yure, Josiane Knupp, Israel Santos e Silas, pelas inúmeras conversas e ajudas que fizeram toda a diferença nessa caminhada.

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Solos de climas tropicais.....	4
2.2. Fósforo no solo e suas formas	9
3. MATERIAL E MÉTODOS	13
3.1. Material de estudo	13
3.2. Atributos do solo	15
3.3. Relações moleculares K_i e K_r	18
3.4. Difractometria de raios-X	18
3.5. Óxidos de Fe e Al totais, amorfos e de baixa cristalinidade.....	19
3.6. Relação dos óxidos de Al sobre cátions semitotais	20
3.7. Fracionamento sequencial de P segundo o método de Hedley	20
3.8. Análise dados	22
4. RESULTADOS	24
4.1. Caracterização geoquímica e mineralógica dos solos.....	24
4.2. Distribuição das frações de P.....	27
4.3. Distribuição das frações em um gradiente de intemperismo segundo o índice relações moleculares K_i	32
4.4. Distribuição das frações de P segundo o índice F_{OX}/F_{DIT}	34
4.5. Distribuição das frações de P segundo a ordenação determinada pela relação do óxido de Al sobre os cátions semi-totais.	37
4.6. Relação entre as frações de P e os índices k_i , F_{OX}/F_{DIT} e relação do óxido de Al sobre os cátions semi-totais.	39
4.7. Relação entre as frações de P e os atributos químicos e mineralógicos do solo	40

4.8. Modelo de caminhos direcionados entre os atributos e fósforo do solo.....	43
4.9. Relações entre C, N e P _O -Total.....	44
4.10. Análise de componentes principais	45
5. DISCUSSÃO	48
5.1. Mineralogia do solo e índices de variação pedogenética	48
5.2. Distribuição das frações de P.....	50
5.3. Distribuição das frações de P segundo os índices pedogenéticos	52
5.3.1. Distribuição das frações segundo o índice K _i	52
5.3.2. Distribuição das frações segundo o índice F _{OX} /F _{EDIT}	54
5.3.3. Distribuição das frações segundo a ordenação determinada pela relação dos teores semi-totais (Al/cátions móveis).....	56
5.4. Relação entre as frações de P e atributos físico-químicos e mineralógicos do solo.....	57
5.4.1. Relação entre as frações de P e atributos do solo.	57
5.4.2. Relação entre as frações de P, os óxidos de Fe e Al e os índices mineralógicos.	58
5.5. Modelo estrutural entre os atributos dos solos e fósforo dos solos	59
5.6. Relações entre C, N e P _O -Total	59
5.7. Análise de componentes principais	60
6. CONCLUSÕES	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
APÊNDICE A	76
APÊNDICE B	96
APÊNDICE C	98

RESUMO

PRAÇA, Nayara Maria Pedrosa; D.Sc.; Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro; junho, 2023; Frações de Fósforo em Solos de Climas Tropicais em Função do Intemperismo; Orientador: Antônio Carlos da Gama-Rodrigues; Coorientador: Seldon Aleixo.

Apesar do fósforo (P) ser considerado um dos nutrientes mais importantes para a nutrição vegetal, o entendimento da dinâmica desse elemento terrestre ainda é prejudicado pela falta de medições consistentes de P no solo, principalmente em climas tropicais, onde sua disponibilidade é limitada. O fracionamento de fósforo segundo o método de Hedley permite uma avaliação abrangente dos *pools de P* do solo e tem sido amplamente utilizado nas últimas décadas. O objetivo do presente trabalho foi correlacionar os dados de fracionamento de P obtidos em uma variedade de solos tropicais com atributos geoquímicos e mineralógicos associados aos processos pedogenéticos, em busca de compreender a dinâmica do P em solos com diferentes estágios de desenvolvimento. Para isso, realizou-se um levantamento de dados sobre frações de P em diferentes tipos de solos provenientes do estado de Minas Gerais (MG). Trabalhos clássicos, como o de Walker e Syers (1976), preveem um modelo, onde ao longo do intemperismo do solo ocorre um gradual esgotamento do mineral primário (principalmente do P ligado ao cálcio), o aumento contínuo e eventual dominância do P-residual, a diminuição geral do P-total, e o aumento do P_O-total (fósforo orgânico total) em relação ao P_I-total (fósforo inorgânico total). Todos os índices pedogenéticos avaliados se adequaram (K_i, Fe_{OX}/Fe_{DIT} e Elementos pouco móveis / Elementos móveis) ao modelo de Walker e Syers (1976) na maioria dos eventos investigados. As proporções das frações de P_I-Lábil e o P_I-Ca diminuíram ao longo da evolução pedogenética, e houve um aumento do P-residual e do P_O-Total sobre o P_I-Total. No entanto, discorda na avaliação do P-Total, pois foi encontrada uma grande variação de teores de P em diferentes estágios de intemperismo das

classes de solos. Os atributos do solo (argila, pH, T, SB) se correlacionaram com as frações de P do solo, indicando influência sobre a dinâmica de P no sistema. Os resultados também revelam que o carbono (C) e o nitrogênio (N), na matéria orgânica do solo, estão intimamente ligados em todos os solos estudados. O P também mostrou uma forte correlação com o carbono (C), principalmente se tratando do P-total e total-P_o, tornando evidente a importância do aporte de matéria orgânica para o aumento do *pool* de P do solo.

Palavras-chave: Nutriente, Pedogênese, Minas Gerais

ABSTRACT

PRAÇA, Nayara Maria Pedrosa; D.Sc.; Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro; June, 2023; *Phosphorus Fractions in Tropical Soils as a Function of Weathering*; Advisor: Antônio Carlos da Gama-Rodrigues; Co-advisor: Seldon Aleixo.

Although P is considered one of the most important nutrients for plant nutrition, the understanding of terrestrial P dynamics is still hampered by the lack of consistent measurements of P in the soil, especially in tropical climates, where its availability is limited. The Hedley method allows a comprehensive assessment of soil P and has been widely used in recent decades. The objective of the present work was to correlate P fractionation data obtained in a wide variety of tropical soils with geochemical and mineralogical attributes associated with pedogenetic processes, seeking to understand P dynamics in soils with different stages of pedogenetic development. For this, we carried out a data survey of soil P fractions in different types of soils from the State of Minas Gerais (MG). Classical works, such as that of Walker and Syers (1976), provide a model where, over the course of soil weathering, there is a gradual depletion of the primary mineral (mainly P bound to calcium), the continuous increase and eventual dominance of P-residual, the overall decrease in P-total, and the increase in PO-total (total organic phosphorus) in relation to PI-total (total inorganic phosphorus). All evaluated pedogenetic indices were adequate (Ki, FeOX/FeDIT and Little mobile elements / Mobile elements) to the model of Walker and Syers (1976) in most of the investigated events. The proportions of PI-Labil and P-Ca decreased throughout the pedogenetic evaluation, and there was an increase in P-residual and PO-Total over PI-Total. However, it disagrees with the evaluation of the P-Total, since a great variation of P contents was found in different stages of weathering of the soil classes. Soil attributes (clay, pH, T, SB) correlated with soil P fractions, indicating influence on soil P dynamics. The results also reveal that carbon (C) and nitrogen (N) in soil organic matter are closely linked in all soils studied. P also showed a strong correlation with

carbon (C), especially when it comes to total-P and total-PO, making evident the importance of organic matter input to increase the soil P pool.

Keywords: Nutrient, Weathering, Minas Gerais

1. INTRODUÇÃO

As características de um determinado solo estão intrinsecamente relacionadas aos seus fatores de formação, tais como, material de origem, relevo, clima, biota e tempos distintos de desenvolvimento (Buol et al., 2011). A heterogeneidade destes fatores resulta em uma variação de atributos físicos e químicos, afetando diretamente o teor dos elementos presentes no solo e modificando o ciclo biogeoquímico de alguns nutrientes importantes para a produção vegetal, como o fósforo (P) que, em condições de intemperismo mais intenso, tende a se tornar menos disponível às plantas (Dieter et al., 2010).

No campo da nutrição vegetal, o P é considerado um dos nutrientes mais importantes, principalmente em regiões de climas tropicais, onde a sua presença é limitada pela ação acelerada do intemperismo. Uma vez que o fósforo é liberado nestes solos através de minerais primários, tende a precipitar-se com os fosfatos de ferro (Fe) ou alumínio (Al), ou ainda, ser adsorvido à superfície de alguns argilominerais como os do tipo 1:1 e dos óxidos presentes no meio. Essas reações de adsorção estão relacionadas ao processo de fixação que leva à redução de sua solubilidade e biodisponibilidade (Elser et al., 2007).

Walker e Syers (1976) sugeriram um modelo de transformação do P ao longo do intemperismo no qual o P inorgânico lábil tende a diminuir com o desenvolvimento do solo. Em solos altamente intemperizados, a maior proporção do P se encontra sob as formas não-lábeis, ou sob formas orgânicas recalcitrantes. Estas formas não-lábeis de P são compostas por frações estáveis de fósforo orgânico (P_o) e fósforo inorgânico insolúvel (P_i) e, portanto, não disponíveis em curto prazo.

Tiessen et al. (1984) afirmam que, em ecossistemas naturais sobre solos jovens, a disponibilidade de P pode ser controlada pela dissolução de fosfatos primários. Já em solos mais intemperizados, a decomposição e mineralização da matéria orgânica do solo (MOS) é uma das principais fontes de P para as plantas (Walker e Syers, 1976; Smeck, 1985). À medida que o fósforo disponível do solo

diminui, a reposição de outras formas de P torna-se importante, ocorrendo por manejos conservacionistas, como aumento do teor de matéria orgânica ou pela aplicação de fertilizantes fosfatados (Cella e Rossi, 2010; Aleixo et al., 2020).

O crescimento da produção agrícola, em ambientes tropicais é relacionado ao aumento da aplicação de fertilizantes, gerando altos gastos com este insumo (Laclau et al., 2010; Ifa, 2020).

De acordo com os dados da Associação Nacional para Difusão de Adubos, em 2020 a importação de fertilizantes totalizou 32.872.543 toneladas, volume 11% superior ao volume registrado no ano de 2019. O crescimento das importações de fertilizantes ao longo dos anos partiu de, aproximadamente, 7,4 milhões de toneladas em 1998 para quase 33 milhões em 2020, totalizando um crescimento de 445% em pouco mais de duas décadas, dos quais, 33% destas importações são representadas por fertilizantes fosfatados (Anda, 2021).

Além da inviabilidade econômica através dos gastos com importação, existe uma preocupação com os estoques minerais de P, pois sua fonte é tida como finita no ecossistema terrestre, e renovável apenas em longo prazo (Cross e Schlesinger, 1995). Os resultados apresentados por Cooper et al. (2011) mostram que 70% da produção global, atualmente, originam-se de reservas que poderão ser esgotadas dentro de 100 anos. Dessa maneira, estima-se que o aumento da demanda resultará em um déficit de produção global significativo (Cooper et al., 2011).

Há, portanto, uma necessidade de estudos mais aprofundados sobre o comportamento do P em diferentes classes de solos, possibilitando assim, uma melhoria na eficiência do sistema de produção nesses ambientes, e uma redução na aplicação de insumos de P. Para isso, faz-se necessário maior compreensão a respeito da distribuição e da dinâmica do P no solo (Gatiboni e Condrón, 2021).

Durante alguns anos, diversas técnicas foram desenvolvidas para estudar as formas, quantidades e o ciclo do P (Bowman e Cole, 1978; Chang e Jackson, 1957; Hedley et al., 1982; Tiessen et al., 1992). O fracionamento químico sequencial desenvolvido por Hedley et al. (1982) tem sido amplamente utilizado para estudar as frações de P do solo, o que auxilia as interpretações a respeito do seu comportamento (Chimdi et al., 2014).

Apesar de se tratar de um método que ainda encontra desafios pela grande complexidade da dinâmica de P no solo, resultante da variação das condições de solo, clima, manejo, por exemplo (Condrón e Newman, 2011), o método de fracionamento

químico possui a grande vantagem de viabilizar a localização e o tipo de ligação do P na matriz do solo, assumindo que extratores com forças variáveis estimam frações de fósforo inorgânico (P_i) e fósforo orgânico (P_o) de diferentes disponibilidades e ligações químicas (Hedley et al., 1982, Yang e Post, 2011).

Apesar da relevância deste tema, poucos estudos abordam o comportamento das frações de P em diferentes solos de climas tropicais, uma vez que, a maioria dos estudos estão relacionados a um pequeno grupo de solos, não levando em consideração a grande variedade de áreas e a gama de fatores que influenciam os processos pedogenéticos (Gatiboni et al., 2007; Rodrigues et al., 2021).

Assim, o objetivo do presente trabalho foi correlacionar os dados de fracionamento de P obtidos em uma variedade de solos tropicais com atributos geoquímicos e mineralógicos associados aos processos pedogenéticos. Esses solos se desenvolveram em condições pedogenéticas distintas e possuem matrizes mineralógicas diversificadas (Banco de Solos de Minas Gerais, 2016).

Pretende-se, portanto, elucidar como a dinâmica do P do solo varia em uma escala de intemperismo, e como isso pode afetar os teores e proporções de P em seus diferentes *pools* dentro do sistema solo, possibilitando averiguar se há uma diminuição do P disponível, e um aumento das formas indisponíveis de fósforo à medida que o intemperismo do solo aumenta.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Solos de Climas tropicais

A pedologia se fez relevante como ciência na Rússia, período marcado por Dokuchaev, pesquisador que anunciou os solos como originados da interação de uma rocha-mãe com o clima, relevo e organismos num dado intervalo de tempo (Dokuchaev, 1879). Sua importante produção científica rendeu-lhe o título de “Pai da Pedologia” (Yarilov, 1904). Já na segunda metade do século dezenove, subordinou a origem do solo à ação do relevo, junto aos demais fatores de formação, que Jenny (1941) eternizou numa clássica formulação matemática: Solo = f (material de origem, relevo, clima, organismos, tempo). Trazer este contexto para regiões de climas tropicais se tornou um grande desafio, pois, com a alternância de períodos secos e chuvosos, conferiu à pedogênese tropical uma real complexidade. Novos atributos poderiam ser acrescentados/modificados a cada nova condição climática, pois há sobreposições de processos, e determinadas feições originárias são apagadas e outras deixadas como testemunhas (Espindola, 2010).

A definição específica de solos tropicais, intuitivamente, poderia ser simplesmente “solos que ocorrem em regiões de clima tropical”, ou seja, situados entre os trópicos de Câncer e Capricórnio. No entanto, o termo "solos tropicais" não é tão geograficamente inclusivo como pode ser inferido a partir do nome. Do ponto de vista pedológico, o termo tradicionalmente não inclui todos os solos que ocorrem em ambientes tropicais como alguns solos pedogeneticamente jovens (pouco desenvolvidos) (Chesworth et al., 2008). Assim, dentro de ambientes tropicais, como no Brasil, pode existir uma diversidade de solos com propriedades intrínsecas às suas condições de formação.

Nestas regiões, os solos são mais desenvolvidos do que em ambientes frios, devido às altas temperaturas e chuvas, que facilitam, principalmente, a hidrólise dos silicatos, a remoção de bases e o acúmulo de elementos menos móveis, ocasionando

grandes concentrações de óxidos de Fe e Al em grande parte dos casos, além da presença de ilita, vermiculita e montmorilonita em algumas situações (Silva et al., 2012).

A partir do ano de 1999, foi disponibilizado o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS) (Santos et al., 2013). Por meio dele, os solos foram agrupados em categorias, seguindo características comuns, com denominações próprias e de acordo com o estágio atual do conhecimento científico. Esta classificação também é baseada em propriedades originadas por meio dos processos de gênese do solo (Lima et al., 2011).

O SiBCS identifica 13 diferentes classes de solos no país, classificadas até o quarto nível categórico, sendo elas: Argissolo, Cambissolo, Chernossolo, Espodossolo, Gleissolo, Latossolo, Luvisolo, Neossolo, Nitossolo, Organossolo, Planossolo, Plintossolo e Vertissolo (SiBCS, 2018).

As classes predominantes no Brasil são os Latossolos e Argissolos, seguidos pelos Neossolos, Plintossolos, Cambissolos e Gleissolos. Algumas classes ocorrem de forma menos frequente, como Luvisolos, Espodossolos, Planossolos, Nitossolos, Chernossolos, Vertissolos e Organossolos (SiBCS, 2018). No entanto, a menor quantidade desses solos não diminui a sua relevância, especialmente em termos regionais.

Considerada a classe mais recorrente em climas tropicais, os Latossolos ocupam uma área de aproximadamente 39% da área total do país. O principal processo responsável pela formação de solos é a ferralitização e latossolização, conceituado como um forte processo de intemperização do material de origem do solo, envolvendo dessilicação e uma perda considerável de bases [*i.e.* Cálcio (Ca), Magnésio (Mg), Potássio (K) e Sódio (Na)] do perfil, com acumulação residual de óxido de ferro ou de alumínio (SiBCS, 2018).

A intensidade destes processos é devido aos fatores de formação e a um importante agente da formação de solos com diferentes composições mineralógicas. Caulinita, gibbsita, goethita e hematita, em distintas proporções, são os principais minerais da fração argila dos Latossolos brasileiros (Ker, 1995).

Ocupando a segunda posição de maior ocorrência dentro do território brasileiro, os Argissolos encontram-se em diferentes posições na paisagem, com profundidade e cores variáveis, com drenagem que varia de forte a imperfeitamente drenados. São caracterizados pela presença do horizonte B textural (Bt), com

atividade de argila baixa, e/ou alta se tiver caráter alumínico, sendo que o Bt se encontra abaixo de qualquer horizonte superficial, com exceção do horizonte hístico (SiBCS, 2018).

De acordo com o SiBCS, os Neossolos são solos pouco evoluídos e com ausência de horizontes diagnósticos. O critério de classificação para este solo é a insuficiência de atributos diagnósticos que caracterizam sua pedogênese, como pouca distinção entre horizontes, tendo o horizonte "A" seguido pelo horizonte "C" ou "R" (SiBCS, 2018). São caracterizados por não possuírem alterações expressivas em relação ao material de origem, em consequência da baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, devido à resistência do próprio material de origem ao intemperismo ou ao conjunto dos demais fatores de formação, que impedem a evolução destes solos (Oliveira, 2001). Geralmente, possuem baixo teor de matéria orgânica, bem como outros elementos essenciais às plantas, como P e N (Oliveira, 2008).

A classe dos Plintossolos compreende os solos originados sob condições de restrição à percolação de água, sujeitos ao efeito temporário de excesso de umidade tendo como consequência a formação de um horizonte plíntico. Normalmente, são quimicamente pobres, estando associados aos ambientes originalmente ligados aos solos com alto grau de intemperismo, nos quais a mineralogia resultante é, em sua maioria, caulinítica ou oxídica (Lima et al., 2006).

Os Cambissolos são uma das maiores classes de solo do planeta em termos de área ocupada, cobrindo cerca de 15% da superfície livre de gelo da Terra (Eswaran; Reich, 2005). Esses solos são pouco desenvolvidos e podem apresentar algumas limitações físicas ao crescimento das plantas (elevados teores de silte e influência da horizontalidade das rochas) e em sua maioria possuem um adensamento natural, nas características morfológicas (muito duros quando secos), na restrição à infiltração de água e lixiviação ao longo do perfil, com consequente desaceleração da frente de intemperismo (Torres et al., 2010).

Comum em áreas de sedimentação fluvial e com má drenagem, cuja morfologia reflete essa característica, sobretudo pelas cores neutras e presença de mosqueado, o Gleissolo é formado através do acúmulo de materiais minerais e orgânicos de grande heterogeneidade, ou são eventualmente formados em áreas inclinadas sob influência do afloramento de água subterrânea (surgentes), o que se reflete em suas propriedades químicas, físicas e mineralógicas bastante

diversificadas. Assim, podem apresentar uma grande variação de CTC (capacidade de troca de cátions) e soma de bases, por exemplo (Coringa et al., 2012). A mineralogia destes solos encontra-se associada às condições de relevo rebaixado ou suavizado, facilitando processos de decomposição de sedimentos de áreas adjacentes e o surgimento de novos minerais, que ocorrem em áreas mal drenadas (Kampf et al., 2009).

Os Luvisolos possuem alta relevância na região semiárida brasileira, estando sua maioria localizada no Nordeste brasileiro. São solos que apresentam argila de alta atividade, assim, espera-se que sejam constituídos predominantemente por minerais de elevada capacidade de troca catiônica, como esmectitas e a vermiculita (Oliveira et al., 2008).

A maior ocorrência de Espodosolos no Brasil está situada no litoral do país e no território de planícies pantaneiras, de acordo com Fernandes et al. (2007). É formado a partir da translocação da matéria orgânica ligada ao ferro e/ou alumínio com o posterior acúmulo no horizonte B em ambiente de decomposição ácida, processo facilitado em horizontes de textura mais arenosa, como é o caso da maioria dos Espodosolos no mundo e no Brasil (Moura Filho et al., 1998; Corrêa et al., 1999).

Segundo a FAO (*Food and Agriculture Organization*), os Planossolos ocupam aproximadamente 130 milhões de hectares do território mundial, dos quais cerca de 40% estão na América Latina. Todas as regiões do Brasil apresentam áreas de ocorrência de Planossolo, no entanto, as áreas mais expressivas estão nas regiões Nordeste e Sul (Oliveira et al., 1992). Esta classe inclui solos eutróficos e distróficos, devido à sua diversidade de materiais de origem, podendo ser essencialmente compostos por argilas cauliníticas ou mesmo esmectíticas, porém, sempre com baixos teores de óxidos de Fe e Al (Fernandes, 2005). São solos caracterizados pela presença de um horizonte de acumulação de argila e feições parciais de redução (cores neutras e mosqueadas), marcados pela transição abrupta com relação aos horizontes superficiais mais arenosos.

Os Nitossolos são comumente encontrados em áreas de solos formados a partir de basaltos e outras rochas eruptivas associadas à formação Serra Geral no Sul e Sudeste do Brasil (Lima et al., 2011). Segundo o SiBCS, os Nitossolos são definidos como solos profundos, homogêneos, bem drenados, constituídos por material mineral, com horizonte B nítico, em sequência a qualquer tipo de horizonte A, com pequeno

gradiente textural. O horizonte B nítico é caracterizado por ser um horizonte mineral subsuperficial, de textura argilosa ou muito argilosa.

Os Chernossolos são normalmente originários de rochas ricas em cálcio e magnésio e com forte presença de argilominerais esmectíticos que possuem elevada atividade. Alguns Chernossolos possuem acumulação de carbonato de cálcio, ocasionando reação próxima ao neutro ou moderadamente ácida a fortemente alcalina, com teores altos de matéria orgânica (Melo et al., 2017). Esta classe de solos distribui-se em, aproximadamente, 0,5% do território brasileiro, com uma pequena ocorrência no Sul e Nordeste e em algumas áreas do Centro-Oeste (Santana, 2021).

Os Vertissolos são caracterizados pelo seu teor de argila superior ou igual a 30% em todos os horizontes, com o horizonte vértico, na fração argila destacam-se as espécies minerais do grupo das esmectitas e caulinita, podendo ser encontrado também outras espécies de minerais (Pal et al., 2012).

A elevada quantidade de argila expansiva confere a este solo propriedades físicas e morfológicas distintas, marcadas pela presença de fendas e agregados que mantêm feições decorrentes de ciclos de expansão e secagem pronunciados, como o formato paralelepípedo e *slickensides*. São solos com elevada CTC e grande quantidade de cátions não ácidos nutrientes de plantas, e normalmente se formam a partir de materiais de origem como calcários, rochas sedimentares pelíticas e basaltos, embora outras rochas também possam estar associadas.

Os Organossolos são denominados assim pelo seu alto teor de matéria orgânica, associada aos ambientes onde o acúmulo de resíduos orgânicos é maior que a sua decomposição (Chimner e Ewel, 2005). O acúmulo da massa vegetal morta ocorre em condições de excessiva umidade, baixo pH e escassez de oxigênio, passando por processos de mineralização lenta e de humificação (Valladares, 2008). Este solo é considerado raro no Brasil, pois o clima tropical não favorece o acúmulo da matéria orgânica. São mais frequentes nas regiões Sudeste e Sul do Brasil, estando associados aos ambientes de várzeas interioranas ou na baixada litorânea, ocorrendo ainda em ambientes de elevadas altitudes (Pereira et al., 2005).

A grande variedade na forma de atuação dos fatores de formação sobre os solos, resultam em uma heterogeneidade nas propriedades e características de cada classe de solo, causando mudanças na dinâmica dentro do sistema. Tais mudanças refletem na dinâmica do sistema solo-planta tornando cada vez mais importante tratar classes de solos de forma individualizada (Ross et al., 1992).

2.2. Fósforo no solo e suas formas

O elemento fósforo (P) é um dos nutrientes essenciais para a sobrevivência das plantas, pois está presente em componentes estruturais das células, como nos ácidos nucleicos, fosfolipídios estruturais de membranas, além de integrantes metabólicos móveis estocadores de energia como o trifosfato de adenosina (ATP). Apesar de ser o décimo segundo elemento mais abundante da crosta terrestre, é o segundo elemento que mais limita a produtividade em solos tropicais, além de se tratar de um recurso natural não renovável a curto prazo (Laclau et al., 2010).

O P é encontrado no solo em duas formas principais: inorgânica (P_i) e orgânica (P_o) e sua dinâmica no solo está diretamente interligada aos agentes ambientais e pedogenéticos (Gatiboni et al., 2007). A sua disponibilidade é associada a fatores como o pH do solo (Eriksson et al., 2015), o teor de óxidos de Fe e Al que são capazes de causar adsorção específica (Novais e Smyth, 1999), assim como a mineralização de P_o (Duda et al., 2013). Em função de fatores como estes, autores têm considerado o P como o nutriente com a dinâmica de disponibilidade mais reduzida em solos (Menezes-Blackburn et al., 2018).

Em solos considerados jovens, e presente em ecossistemas naturais, a maior parte da disponibilidade de P é controlada pela dissolução de estruturas quimicamente funcionais compostas por fosfatos primários. Já em solos com maior intemperismo, a decomposição e mineralização de formas de P ligadas à MOS (matéria orgânica do solo) tende a ser o mecanismo predominante no suprimento de P_i à cobertura vegetal, e assumindo que uma parcela significativa do P-mineral teria sido perdida (*i.e.*, lixiviação) ou mesmo se transformado dentro do sistema solo (Walker e Syers, 1976; Yang e Post, 2011).

Segundo alguns autores, as formas de P nos solos variam de acordo com a ação do intemperismo. Um dos modelos de variação do P dentro do sistema é o de Walker e Syers (1976), que sugere que a distribuição das frações de P em ambientes naturais está intimamente interligada com o processo de desenvolvimento dos solos. No início do processo de intemperismo, todo o P está em sua forma mineral primária. Com o tempo, os minerais primários se desgastam, dando origem ao fósforo em outras formas, tais como fósforo orgânico (P_o) e fósforo ocluso (P-Ocluso), por exemplo. O P liberado pelos minerais pode ser absorvido pela biota, passando a fazer parte do

P_o , ou mesmo, pode ser adsorvido por minerais secundários (P-Lábil, P-Moderadamente Lábil). Com o tempo, o P adsorvido nessas formas se transforma em P-residual, onde há uma formação de complexos de alta energia e difícil reversibilidade por óxidos de Fe e Al. Logo, em solos em estágio de intemperismo mais avançado, a presença de P é dominada pela formação de P_o e pelo P-residual (Yang e Post, 2011) (Figura 1).

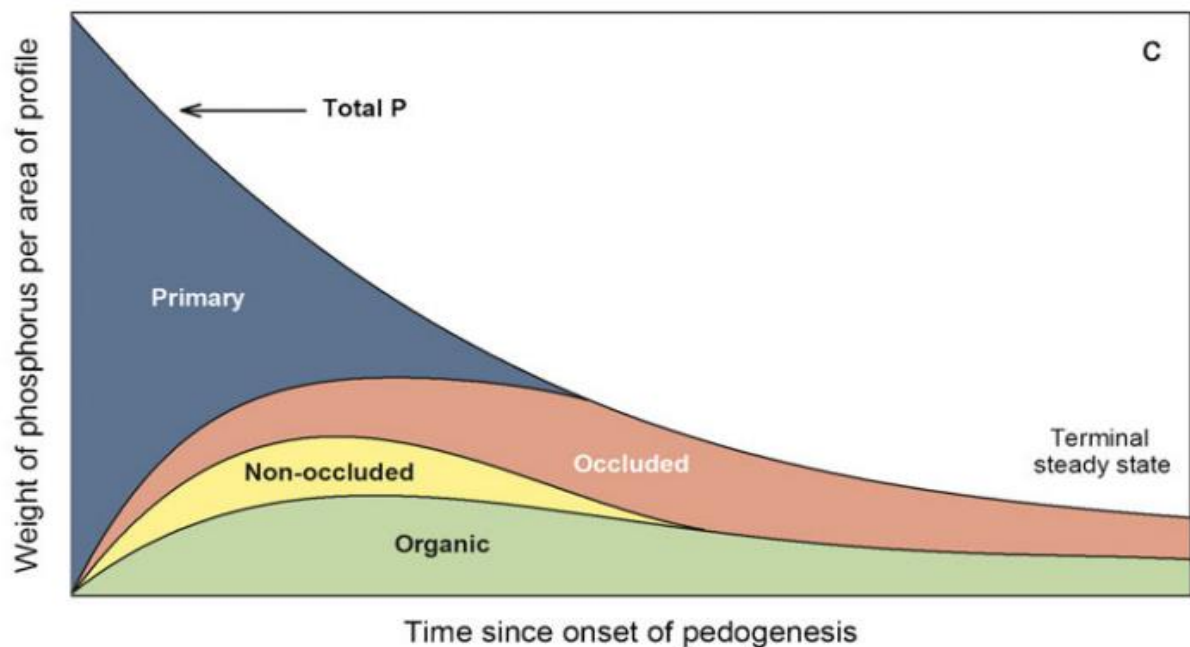


Figura 1. Modificações nas formas de fósforo do solo com o avanço do intemperismo. Adaptado de Walker e Syers (1976), apresentado por Gatiboni et al. (2013). Total P: P-Total, Primary: P-HCL, Non-Occluded: P_i -Lábil e P_i -Moderadamente Lábil, Occluded: P-Residual, Organic: P_o -Total.

Walker e Syers (1976) também defendem um declínio de P-total de acordo com o intemperismo. No entanto, estudos recentes mostram que o teor de P-total presente nos solos é dependente de um conjunto de fatores e, não necessariamente, demandado apenas pelo processo de intemperismo. Wilson et al. (2022) fizeram diversas ressalvas ao paradigma de que a ação do tempo (e.g. grau de intemperismo) tem o controle dominante do teor de P do solo. De acordo com seu trabalho, as interações entre a litologia e o clima são capazes de regular a quantidade e tipos de produtos do intemperismo e, por esse motivo, controlam a presença do P, assim como sua disponibilidade no ecossistema.

Dados de uma cronossequência de basalto havaiano (até 4 milhões de anos) mostraram que os valores de P-Total não diminuíram com o tempo, mas aumentaram com o intemperismo, observando uma grande variação nos teores de P que eram demandados de acordo com as litologias presentes (Crews et al., 1995; Porder e Ramachandran, 2013). O material de origem afeta a dinâmica do P no solo através da concentração total de P presente nele, assim como pela quantidade e formas de Fe/Al-(hidro)óxidos (Dieter et al., 2010; Mage e Porder, 2013; Porder e Ramachandran, 2013; Wilson et al., 2022).

A alta variedade de fatores que agem diretamente na formação dos solos, faz com que haja uma grande diversidade de características entre as classes, logo, não tratar os solos como grandes grupos homogêneos para que não ocorra um manejo padronizado, tem sido um dos maiores objetivos da ciência do solo na atualidade (Wilson et al., 2022).

Em solos tropicais, onde a presença de óxidos de Fe e Al promovem de forma muito mais acentuada a fixação do P, esse processo tem sido encarado como uma das maiores causas de indisponibilidade de P para a cobertura vegetal (Novais et al., 2007), ocasionando assim, o uso excessivo de fontes de P na produção agrícola (Menezes-Blackburn et al., 2018). Nos últimos anos, o Brasil tem ocupado um dos primeiros lugares no ranking mundial de consumo de fertilizantes, chegando a consumir 8,5% de todo o fertilizante utilizado em todo o mundo (Embrapa, 2020). Os suprimentos de matérias-primas para fertilizantes com alto teor de P estão diminuindo, podendo até mesmo se esgotar ainda neste século (Cordell e White, 2011), tornando cada vez mais real a chamada “Crise do Fósforo” (Abelson, 1999).

Conseqüentemente, a ciência tem buscado não só um maior entendimento sobre o ciclo de P, mas também busca soluções viáveis para aumentar o aporte de P do solo. Estudos como o de Turner et al. (2003) e Aleixo et al. (2020) mostram a relevância do uso da terra no contexto ambiental, objetivando a criação de um ecossistema sustentável, onde se visa à ciclagem de P nos solos (Zaia et al., 2008).

O processo de mineralização do P ligado à MOS envolve uma dinâmica bioquímica que converte o P_o em ortofosfato inorgânico (Nash et al., 2014). Os microrganismos são responsáveis pela produção de enzimas que quebram o grupo éster de fosfato e, juntamente, liberam ortofosfato (Belinque et al., 2015; Gerke, 2015).

Alguns compostos como as proteínas são mineralizados primeiro, outros compostos com cadeias químicas mais estáveis (*i.e.*, fitatos) podem ser acumulados

preferencialmente no solo. A intensidade da atividade microbiana e a qualidade do resíduo vegetal depositado interferem diretamente na ciclagem de P e nas formas mais estáveis de P_0 , principalmente aqueles fortemente intemperizados, como os encontrados no Brasil, pois o P_0 possui uma elevada contribuição para a nutrição vegetal, principalmente onde há deficiências de P_1 no solo (Zaia et al., 2008).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Material de estudo

O presente estudo foi realizado a partir de amostras derivadas do Banco de Solos do Estado de Minas Gerais, estabelecido a partir de uma parceria entre a Fundação Estadual do Meio Ambiente (FEAM) com a Universidade Federal de Viçosa (UFV), Universidade Federal de Lavras (UFLA), Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e a Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC). Trata-se de um dos trabalhos realizados pelo Banco de Solos do Estado de Minas Gerais chamado “Solos de Minas”, constituído de 20 ordens e subordens de solos, contendo horizontes superficiais (Figura 2). As características químicas, físicas e ambientais estão descritas na Tabela 1.

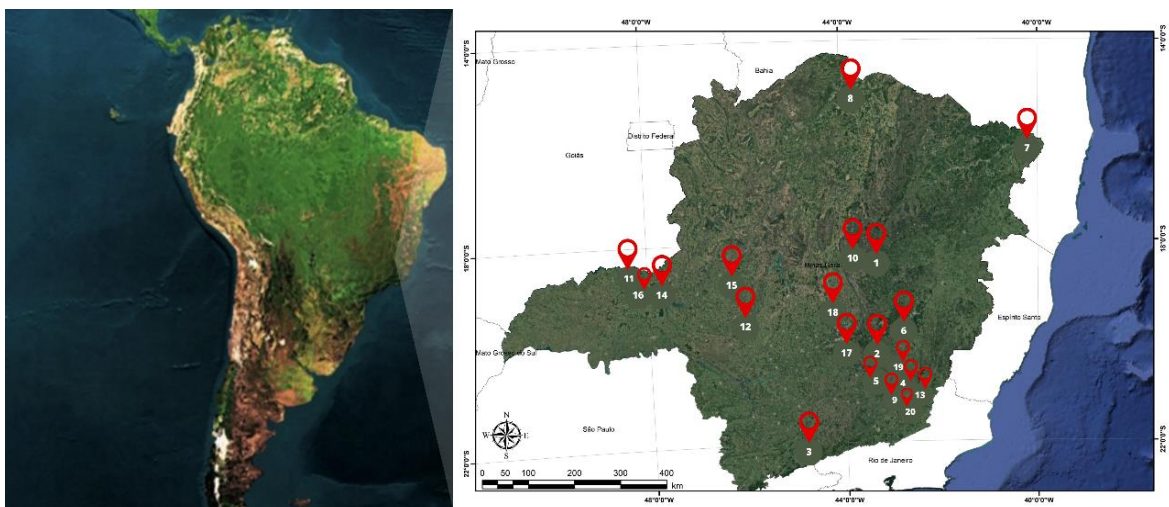


Figura 2. Distribuição dos pontos de amostras das vinte classes de solos em municípios do estado de Minas Gerais. 1:RRd; 2:RYq; 3:CHd 4: PVe; 5: PVAd; 6:PAAd; 7: TCp; 8: SXeg; 9:NVe; 10: EKo; 11: MXo; 12: FTd; 13: GXa; 14: OXs; 15: VEO; 16: LVwf; 17: LVj; 18: LVd, 19: LVAd; 20: LAd.

Tabela 1. Descrição ambiental das vinte classes de solos de Minas Gerais.

<i>Classe</i>	<i>Ho</i>	<i>Mun</i>	<i>Litologia e formação geológica</i>	<i>Relevo</i>	<i>Clima</i>	<i>Uso atual</i>	<i>Erosão</i>
NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico léptico (RRd)	A1	Serro	Quartzitos do Supergrupo Espinhaço	Ondulado	Cwa	Área de reserva permanente	Laminar forte
NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico (RYq)	A	Mariana	Sedimentos do quaternário	Suave ondulado	Cwa	Pastagem	Não aparente
CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico saprolítico (CHd)	A1	Itamonte	Sienitos do complexo plutônico alcalino da Formação Itatiaia	Montanhoso	Cwb	Unidade de conservação ambiental com vegetação nativa	Ligeira laminar
ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico típico (PVe)	A1	São Geraldo	Ortognaisses do Complexo Piedade	Ondulado	Cwa	Pastagem	Ligeira laminar
ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico (PVAd)	A	Senhora de Oliveira	Gnaisses do Complexo Barbacena	Suave ondulado	Cwa	Cultura anual (cana de açúcar)	Ligeira laminar
ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico (PAd)	A	São José do Goiabal	Ortognaisses do Complexo Piedade	Suave ondulado	Cwa	Reflorestamento de eucalipto	Ligeira laminar
LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto (TCp)	A1	Salto da Divisa	(Hornblenda) Biotita-Ortognaisse com níveis de anfíbolito, do Complexo Itapetinga.	Suave ondulado	Aw	Pastagem	Ligeira laminar
PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico gleissólico (SXeg)	Ap1	Jaíba	Sedimentos argilo-arenosos recobrimdo calcário da Formação Lagoa do Jacaré, Quaternário/Pré-Cambriano.	Plano	Aw	Capoeira e pastagem natural	Não aparente
NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico (NVe)	A	Guiricema	Rochas máficas intrusivas, em meio a Ortognaisse do Complexo Piedade.	Forte Ondulado	Cwa	Pastagem	Moderada laminar
ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico (EKo)	A	Datas	Quartzitos do Supergrupo Espinhaço	Suave ondulado	Cwa	Área de extração de areia	Moderada laminar
CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico léptico (MXo)	A	Araguari	Basalto - Grupo São Bento - Formação Serra Geral	Forte Ondulado	Aw	Pedreira	Ligeira laminar
PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico (FTd)	A	Santa Rosa da Serra	Siltitos do Subgrupo Paraopeba - Formação Serra da Saudade	Plano	Aw	Pastagem	Não aparente
GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico (GXa)	A	São Geraldo	Sedimentos inconsolidados depositados por processos erosivos e fluviais.	Plano	Cwa	Pastagem	Não aparente
ORGANOSSOLO HÁPLICO Sáprico (OXs)	H1	Indianópolis	Depósitos turfosos	Plano	Cwa	Área de reserva permanente	Não aparente

Tabela 1, Cont.

VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico (VEo)	A	Patos de Minas	Tufitos da Formação Mata da Corda	Plano	Aw	Pastagem	Ligeira laminar
LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico (LVwf)	A	Uberlândia	Basaltos do Grupo São Bento, Formação Serra Geral.	Suave ondulado	Aw	Pastagem	Ligeira laminar
LATOSSOLO VERMELHO Perférico típico (LVj)	A	Nova Lima	Itabiritos, ocasionais lentes de hematita compacta e filitos hematíticos (canga associada). Supergrupo Minas.	Suave ondulado	Cwa	Região de exploração mineral	Ligeira laminar
LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico (LVd)	A	Sete Lagoas	Rochas metapelíticas com elevados teores de carbonato (Margas) associadas a rochas calcárias do Grupo Bambuí/Formação Santa Helena	Ondulado	Cwb	Cerrado Nativo preservado	Ligeira laminar
LATOSSOLO VERMELHO- AMARELO Distrófico típico (LVAd)	A	Teixeiras	Ortognaisses do Complexo Piedade	Forte Ondulado	Cwb	Área de regeneração natural	Ligeira laminar
LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico (LAd)	A	Cataguase s	Ortognaisses do Complexo Juiz de Fora	Forte Ondulado	Cwa	Pastagem	Forte laminar/ Sulcos

Fonte: Adaptado de Abrahão et al. (2016).

3.2. Atributos do solo

Amostras de solos, previamente transformadas em terra fina seca ao ar (TFSA) após maceração e peneiramento (malha de 2,0 mm), foram usadas para determinações de carbono total (C), nitrogênio total (N total) e fósforo total (P-total do solo). C e N total foram determinados através de combustão seca em sistema analisador elementar automatizado Perkin Elmer's Series II 2400 CHNS/O Analyzer. A relação C/N, C/P₀ e N/P₀ foram calculadas através da transformação dos valores em dados molares e, posteriormente, divididos entre si para encontrar suas respectivas razões. O P-total do solo foi extraído a partir de 0,1g de amostras de solo seco maceradas e adicionadas em tubos de digestão com 1,0 ml de MgCl₂, 2,0 ml de H₂SO₄, e aquecidas por 1h em bloco digestor a 200°C. Após o resfriamento, foram adicionados 4,0 ml de H₂O₂, seguido de aquecimento em bloco digestor a 100°C. Os extratos foram analisados pelo método colorimétrico de Dick e Tabatabai (1977), após o ajuste do pH, utilizando *p*-nitrofenol como indicador (Hedley et al., 1982). Os demais atributos químicos determinados foram: pH em H₂O e KCl - Relação 1:2,5; P - Na - K

- Fe - Zn - Mn - Cu - Extrator Mehlich-1; Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} - Extrator: KCl - 1 mol/L; H + Al - Extrator Acetato de Cálcio 0,5 mol/L - pH 7,0 (Abraão, 2016).

Tabela 2. Propriedades químicas e físicas dos horizontes superficiais das vinte classes de solos do estado de Minas Gerais.

	(dag kg ⁻¹)		pH _(KCl)	(dag kg ⁻¹)		(mg dm ⁻³)					(cmol _c dm ⁻³)		V(%)	Classe Textural
	Argila	pH _(H₂O)		C _{total}	N _{total}	K ⁺	P _{Mehlich} ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	SB	T		
RRd	2	4,3	3,9	1,04	0,09	14	3,1	0,31	0,06	0,29	0,41	2,21	18,6	Areia
RYq	10	5,6	4,7	0,67	0,09	43	1,4	0,95	0,45	0	1,51	3,61	41,8	Franco-Arenoso
CHd	36	5,1	4,2	12,1	1,07	93	27	0,35	0,23	2,24	0,82	17,92	4,6	Franco-Argiloso
PVe	22	5,8	4,8	1,27	0,16	18	1,2	2,36	1,09	0	3,5	5,4	64,8	Franco-Argilo-Arenoso
PVAd	50	5,3	4,5	3,67	0,28	85	2,7	2,14	1,01	0,1	3,37	10,17	33,1	Argila
PAd	39	4,8	4,2	1,47	0,2	40	2,5	0,91	0,51	0,39	1,52	5,52	27,5	Argilo-Arenoso
TCp	17	5,9	4,9	0,85	0,13	0,22	12,9	1,82	2,12	0	4,5	6,8	66,1	Franco-Arenoso
SXeg	22,4	5,7	4,6	0,88	0,14	0,32	1	3,9	2,9	0	7,1	10,7	66	Franco
NVe	42	6,2	5,4	2,61	0,25	168	7,7	3,24	2,4	0	6,07	8,67	70	Argilo
EKo	3	4,8	3,9	1,01	0,13	12	4,6	0,17	0,05	0,2	0,25	3,65	6,8	Areia
MXo	41	6,9	4,9	2,16	0,2	0,41	6,7	15,07	8,07	0	23,55	28,05	82,7	Muito Argiloso
FTd	49	5,4	4,4	2,11	0,19	22	0,9	0,17	0,08	0,39	0,31	4,81	6,4	Argilo-Arenoso
GXa	17	6,4	4,7	1,59	0,19	12	3,5	0,95	1,26	0	2,24	4,64	48,3	Franco-Arenoso
OXs	22,1	4,0	3,8	15,4	0,94	0,44	17	0,4	1	6,2	1,9	63,6	3	Franco-Argilo-Arenoso
VEo	52	6,4	5,4	4,82	0,39	348	736	6,1	7,46	0	14,45	18,95	76,3	Argila
LVwf	68	5,8	4,7	1,55	0,13	0,12	6,8	0,59	0,27	0,29	0,98	7,88	12,4	Muito Argiloso
LVj	42	5,5	4,6	2,46	0,29	0,11	< 1	0,8	0,8	0,3	0,94	8,3	11	Argila
LVd	77	5,9	5,3	3,06	0,25	49	19	5,34	0,17	0	5,64	9,64	58,5	Muito Argiloso
LVAd	68	4,5	4	3,53	0,3	0,03	0,5	0,1	0,1	2,1	0,24	11,04	2,2	Muito Argiloso
LAd	62	4,5	3,9	2,24	0,23	48	2,9	0,15	0,2	1,27	0,47	7,27	6,5	Muito Argiloso

RRd - NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico léptico , RYq - NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico, CHd - CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico saprolítico, PVe - ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico típico, PVAd - ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico , PAd - ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, TCp - LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abrupto, SXeg - PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico gleissólico, NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico, EKo - EPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico, MXo - CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico léptico, FTd - PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico , GXa - GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico, OXs - ORGANOSSOLO HÁPLICO Sáprico típico, VEo - VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico, LVwf - LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico, LVj - LATOSSOLO VERMELHO Perférico típico , LVd, - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico, LVAd - LATOSSOLO VEMELHO-AMARELO Distrófico típico, LAd - LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico. P-Total^b: Extraído por digestão H₂O₄ e H⁺ H₂O₂, +, gCl₂

3.3. Relações Moleculares Ki e Kr

Os índices Ki e Kr são utilizados como referência no estudo da taxa de intemperismo em solos tropicais (Kehrig, 1949; Carvalho, 1956; Melo et al., 1995; Embrapa, 1997). Pela baixa solubilidade do Al em relação ao Si, eles são relacionados conjuntamente a fim de avaliar o grau de evolução de materiais em decomposição, por meio da relação molecular entre sílica e alumínio ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) denominado índice Ki. Mostrando-se assim um indicador adequado no processo de dessilicação (e.g. caracterizado pela transformação de minerais primários e secundários com a liberação e posterior lixiviação do silício nos solos). Já o índice Kr representa a relação molecular entre a sílica (alta mobilidade) e Al + Fe (baixa mobilidade). O índice Kr é empregado para separar solos cauliniticos de solos oxídicos (Resende e Santana, 1998; IBGE, 2005).

O ataque sulfúrico foi usado na TFSA para extração de Fe e Al da fração argila dos solos, seguido de posterior extração da sílica no resíduo. O tratamento constituiu em colocar amostras de TFSA em contato com solução de H_2SO_4 (proporção 1:1) sob fervura durante meia hora sob refluxo, seguido por um resfriamento natural e filtragem. No filtrado foram determinados os teores de Fe e Al e, no resíduo, foi obtido o teor de Si (Embrapa, 2017). Os teores dos referidos elementos são expressos na forma de óxidos (Fe_2O_3 , Al_2O_3 e SiO_2). As relações moleculares foram calculadas a partir de:

$$K_i = \left(\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \right) \times 1,7 \quad (\text{Eq. 1})$$

$$K_r = (\text{SiO}_2/0,6) / \left(\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{1,02} \right) + \left(\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{1,60} \right) \quad (\text{Eq. 2})$$

3.4. Difractometria de raios-X

A difratometria de raios-X (DRX) foi usada para a caracterização mineralógica das amostras. A análise foi realizada no Laboratório de Mineralogia do Solo, do Departamento de Ciência do Solo da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” da Universidade de São Paulo (ESALQ-USP). As amostras de solo foram maceradas

e passadas integralmente por peneira com malha de abertura de 0,053 mm. Posteriormente, foram colocadas em porta-amostras de alumínio, sem exercer pressão (para evitar orientação do material) e levadas ao difratômetro para leitura.

As mesmas foram processadas em um DRX de bancada Rigaku Miniflex II, usando radiação $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 0.1540562$ nm), operando a 30 kV e 15 mA, com monocromador de grafite, e detecção com um cintilador de NaI e janela de Be. As análises foram processadas no intervalo de 4 a 60° 2 θ , passo de 0,02° 2 θ , e velocidade de escaneamento de 1,0 s passo⁻¹.

Os difratogramas foram interpretados com base na lista de fases candidatas geradas pela última versão disponível da base COD (*Crystallographic Open Database*) através da interface do *software Match! 3.0 (Crystal Impact, Germany)*. Também foram consultados os textos de Brindley e Brown (1980) e Moore e Reynolds (1997) para a confirmação da existência das fases nas amostras. Os difratogramas estão apresentados nos anexos do presente trabalho.

3.5. Óxidos de Fe e Al totais, amorfos e de baixa cristalinidade

Os teores totais de Fe (Fe_{DIT}) e Al (Al_{DIT}) foram determinados por meio da combinação de soluções contendo ditionito-citrato e bicarbonato de sódio (Mehra e Jackson, 1960). Pesou-se 1,0g de solo (terra fina seca ao ar), que foi colocado em tubo de centrífuga de 100 mL. Posteriormente, foram adicionados 40 mL da solução de citrato de sódio 0,3 mol L⁻¹, 5,0 mL de solução de bicarbonato de sódio 1,0 mol L⁻¹ e 3,0 g de ditionito de sódio, levado em banho-maria à temperatura entre 75°C e 80°C. Após a etapa anterior, já em temperatura ambiente, as amostras foram centrifugadas durante 10 minutos a 3.000 rpm e o líquido sobrenadante foi transferido para balão de 50 mL. Os teores de Fe e Al nos extratos foram determinados por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-AES).

Para as extrações de Fe (Fe_{Ox}) e Al (Al_{Ox}) amorfos, foi pesado 1 g de solo e transferido para tubo tipo falcon de 50 mL, adicionando-se 20 mL da solução de oxalato ácido de amônio 0,2 mol L⁻¹ em pH 3,0 e agitados por 4,0 horas no escuro. Posteriormente, o conjunto foi centrifugado por 10 minutos a 2.000 rpm. Os teores de Fe, Al no sobrenadante foram determinados por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-AES).

O Fe cristalino (Fe_{CRIS}) foi determinado pela diferença do Fe_{DIT} e o Fe_{OX} ($Fe_{DIT} - Fe_{OX} = Fe_{CRIS}$).

3.6. Relação dos óxidos de Al sobre cátions semitotais

Para extração dos elementos da fração argila dos solos, foi utilizado o ataque sulfúrico. O tratamento constituiu em colocar amostras TFSA em contato com solução de H_2SO_4 (proporção 1:1) sob fervura durante meia hora sob refluxo.

A relação entre o Al e os cátions semitotais foi fundamentada através do conceito utilizado pelo índice CIA (*Chemical Index Alteration*) descrito por Nesbitt e Young (1982). Este índice foi utilizado por se basear na razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e pouco móveis (Al), evento relacionado ao processo de intemperismo, assim, quanto maior o valor, mais intemperizada a amostra (Nesbitt e Young, 1984; Fedo et al., 1995; Maynard et al., 1995).

$$CIA: \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO) \times 100} \quad (Eq. 3)$$

3.7. Fracionamento sequencial de P segundo o método de Hedley

A extração e determinação das frações de P no solo foi efetuada a partir da metodologia proposta por Hedley et al. (1982), onde o P é separado em cinco frações inorgânicas, três orgânicas e uma residual (Tabela 3).

Cada etapa da extração sequencial e seus extratores associados encontram-se na Tabela 3. O tempo de extração de cada uma foi de 16 horas, com material agitado em agitador horizontal, a 120 rpm em temperatura ambiente. A posteriori, realizou-se a centrifugação do conjunto a 5.000 rpm por 15 minutos. Adicionaram-se mais 5 mL de NaCl 0,5 mol L⁻¹ às porções de solo remanescente nos tubos, com o objetivo de evitar a superestimação do teor de P, para evitar a presença de resíduo de NaOH no fundo dos tubos, seguido de uma centrifugação a 5000 rpm por cinco minutos, sendo o sobrenadante colocado nos mesmos recipientes do extrato anterior.

Tabela 3. Fracionamento sequencial segundo a metodologia de Hedley et al. (1982).

Sequência de extração ^a	Fração	Propriedade ^b
0,5g de solo em água deionizada + resina trocadora de ânions	P _I -Resina	Fração inorgânica de “P prontamente disponível” às plantas
0,5 mol L ⁻¹ NaHCO ₃ (pH8,5),	P _I -NaHCO ₃ ; P _O -NaHCO ₃	Fração inorgânica e orgânica de “P-lábil” capaz de suprir a solução do solo
0,1 mol L ⁻¹ NaOH	P _I -NaOH; P _O -NaOH	Fração inorgânica e orgânica de P ligadas com maior energia ao Ferro e Alumínio do solo, nomeada “P-moderadamente lábil”
0,1 mol L ⁻¹ NaOH + Sonificação,	P _I -NaOH Sonic; P _O -NaOH Sonic	Fração inorgânica e orgânica de “P ocluso” em agregados
1,0 mol L ⁻¹ HCl,	P _I -HCl	Formas de “P ligado ao Ca” que possuem disponibilidade restrita às plantas
H ₂ SO ₄ + H ₂ O ₂ , +, gCl ₂ 200°C por 2h	P-Residual	Formas de “P não disponível” em curto prazo às plantas

^a Extração sequencial de Hedley et al. (1982)

O P-Total (P_T) (extraído em solução de NaHCO₃ 0,5 mol L⁻¹ NaOH 0,1 mol L⁻¹ e NaOH 0,1 mol L⁻¹ adicionado de sonificação) foi determinado em uma alíquota do extrato resultante das etapas iniciais de extração e submetido à autoclavagem a 121°C e 103 KPa, por três horas, adicionando-se 1,0 mL de H₂SO₄ mol L⁻¹ e 10 ml de (NH₄)₂S₂O₈, após resfriamento, sendo o volume completado para 20 mL com água destilada. As frações de P_T nestes extratos foram analisadas pelo método colorimétrico de Murphy e Riley (1962), após o ajuste do pH, utilizando o *p*-nitrofenol como indicador. Para a quantificação das frações inorgânicas e do fósforo residual (P-Residual), todos os extratos foram determinados como proposto por Dick e Tabatabai (1977). O fósforo orgânico (P_O) foi calculado pela diferença entre a concentração do fósforo inorgânico (P_I) em cada extrato. Além disso, para análise de dados, também foi utilizada uma nova distribuição das frações de acordo com o grau de labilidade de P presente no solo (Tabela 4).

Tabela 4. Terminologia das frações de P do solo utilizadas no presente estudo e suas respectivas frações correspondentes segundo o método de extração sequencial de Hedley et al. (1982), baseado em Yang e Post (2011).

Formas de P de acordo com sua labilidade	Método de Hedley
P _i -Lábil	P _i -Resina P _i -NaHCO ₃
P _i -Moderadamente Lábil	P _i -NaOH P _i -NaOH Sonic
P _i -HCL	P _i -Ca
P _o -Total	P _o -NaHCO ₃ P _o -NaOH P _o -NaOH Sonic
P-Residual	P-Residual

Fonte: Yang e Post (2011).

3.8. Análise dados

Foram realizadas análises estatísticas descritivas dos dados e a correlação de Pearson entre as frações de P ($n = 20$), e entre as frações de P e os atributos químicos e físicos do solo, após a normalização dos dados realizada através do programa R (R Core Team, 2016) e pacote *Hmisc* (Frank e Harrell, 2013).

A análise de regressão linear foi efetuada para verificar a relação entre o carbono orgânico total, nitrogênio total e P_o-total.

A orientação geral do modelo de caminho foi baseada nas interrelações do C e Argila com o P-Total. O método de mínimo quadrado generalizado (GLS) foi utilizado para estimar o parâmetro do modelo. Qui-quadrado, grau de liberdade e nível de probabilidade associados ao modelo foram usados no teste para o ajuste do modelo. As análises estatísticas foram realizadas utilizando o pacote estatístico Jamovi 2.3.21. No teste Shapiro-Wilk todas as variáveis apresentaram normalidade (valor de $p > 0,05$). Também foi verificado que os dados apresentam ausência de multicolinearidade. Após as observações mencionadas, aplicou-se a análise de caminho.

Os dados referentes às frações de P do solo nas diferentes classes de solos avaliadas foram submetidos à análise de componentes principais (ACP). Segundo Alexo et al. (2017), o ACP busca uma explicação viável com o máximo de variação e o menor número de componentes possíveis. Assim, foram adotados três componentes considerados significativos a fim de facilitar a interpretação dos gráficos bidimensionais mostrados. Considerou-se uma carga vetorial maior ou igual a 0,7 para indicar os componentes principais mostrados. As análises foram realizadas com programa R (R Core Team, 2016) e foram, então, analisadas usando o pacote Vegan 2.4-0 (Oksanen et al., 2016) com a função de rotação varimax.

4. RESULTADOS

4.1. Caracterização geoquímica e mineralógica dos solos

Os teores de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e SiO_2 das classes de solo variaram de 0,05 a 54,8 dag kg^{-1} , 0,22 a 33,1 dag kg^{-1} e 0,18 a 25,55 dag kg^{-1} , respectivamente (Tabela 5). Os solos com menor grau de intemperismo, de acordo com o índice K_i , foram representados pelo VEO, TCp e o SXeg, por possuírem os maiores valores ($> 3,0$).

O GXa foi classificado como moderadamente intemperizado, com um valor de K_i de 2,65. Os solos com valores de K_i abaixo de 2,6 foram divididos em dois grupos: solos intemperizados cauliníticos com um intervalo de K_i de 1,13 a 2,53 e com $K_r > 0,75$ (PVd, NVe, MXo, CHd, RRd, RYq, PAd, OXs, EKO, LVAd e LVd) e o grupo dos intemperizados oxídicos, com $K_i < 1,0$ e $K_r < 0,75$ (LAd, FTd, LVwf e LVj).

As concentrações de Fe_{DIT} variaram de 0,18 a 48,91 g kg^{-1} , enquanto o Al_{DCB} variou entre 0,16 a 16,75 g/kg^{-1} solo. Os valores de Fe_{OX} e o Al_{OX} variaram entre 0,12 e 13,35 e 0,08 a 17,47 g kg^{-1} solo, respectivamente. As maiores concentrações de Fe_{DIT} foram encontradas no LVj (48,91 g kg^{-1}) e de Al_{DIT} no CHd (16,75 g kg^{-1}). Os maiores valores de Fe_{OX} e o Al_{OX} foram observados no VEO (13,35 g/kg^{-1}) e no CHd (17,47 g/kg^{-1}). O EKO e o RRd apresentaram as menores médias de Fe_{DIT} e Al_{DIT} (0,18 e 0,16 g kg^{-1} , respectivamente).

Já os menores valores de Fe_{OX} (0,12 g kg^{-1}) e o Al_{OX} (0,08 g kg^{-1}) foram observados no RRd. A razão de $\text{Fe}_{\text{OX}}/\text{Fe}_{\text{DIT}}$ variou de 0,03 a 0,93. Esta razão indica a proporção de óxidos de ferro total sobre ferro amorfo dentro de cada classe de solo, sendo que, o GXa apresentou o maior valor entre os solos avaliados.

Os resultados da análise de DRX mostraram a presença de minerais como quartzo, caulinita, gibbsita, hematita e goethita na maior parte das amostras (Tabela 5). A caulinita foi identificada pelos picos basais em 0,72 e 0,36 nm, além de inúmeros picos não-basais distribuídos nas regiões próximas a $20^\circ 2\theta$ e na faixa de $30-40^\circ 2\theta$ (Anexos). Minerais do grupo da mica, que podem incluir a illita (argilomineral) e micas

primárias, foram reconhecidos pelos espaçamentos basais em 1,0, 0,50 e 0,33 nm e mais espaçamentos não-basais próximos a $20^\circ 2\theta$. Um mineral 2:1 expansivo foi detectado, sobretudo, pelo pico próximo a 1,4 nm. A gibbsita foi detectada pelo espaçamento a 0,485 nm. A goethita foi identificada com base nos picos a 0,42 e 0,24 nm, e a hematita, pelos picos a 0,36 e 0,27 nm (Apêndice A).

Com relação aos primários, o quartzo foi detectado em todas as amostras por meio dos picos principais a 0,426, 0,333, 0,198 e 0,181 nm. Feldspatos e plagioclásios foram identificados em algumas amostras como o RRd, RYq, CHd, TCp, SXeg, MXo, FTd e o GXa pela série de picos na faixa 0,320-290 nm. A apatita foi identificada nas amostras VEo a partir dos picos em 0,32 nm (Apêndice A).

Em solos mais desenvolvidos, como os Latossolos e Argissolos, os minerais aparentemente predominantes foram os filossilicatos do tipo 1:1 como a caulinita, e os óxidos de Fe e Al, representados pela goethita, hematita e gibbsita. Em solos menos intemperizados, como VEo e o TCp, foram encontrados filossilicatos 2:1 expansivos, muscovita, ortoclásio, micas e albita (Apêndice A).

Tabela 5. Teores de óxidos, Fe, Al e Si determinados por ataque sulfúrico e índices de intemperismo Ki e kr; formas de Fe e Al extraídos por ditionito (Fe_{DIT} e Al_{DIT}), oxalato (Fe_{OX} e Al_{OX}), e índice Fe_{OX}/Fe_{DIT} ; composição mineralógica estudada por DRX

Solos	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	Ki	Kr	Fe_{DIT}	Al_{DIT}	Fe_{OX}	Al_{OX}	Fe_{CRIS}	Fe_{OX}/Fe_{DCB}	Mineralogia do solo ¹
	Dag kg ⁻¹											
RRd	0,26	0,97	1,25	2,21	1,86	0,98	0,16	0,12	0,08	0,85	0,13	Qz; Ili; Al; Ca
RYq	8,35	5,30	5,38	1,72	0,89	9,36	0,95	1,09	0,31	8,26	0,12	Qz; 2:1; Ili; Alb; Ca
CHd	6,37	11,46	15,11	2,24	1,68	20,12	16,8	8,19	17,5	8,92	0,56	Qz; Gi; 2:1; Ili; Alb; Ca
PVe	3,8	6,57	9,77	2,53	1,88	9,07	0,97	1,24	0,39	7,83	0,14	Qz; Ca; He; Go
PVAd	7,06	18,73	15,42	1,4	1,14	28,81	7,22	2,99	1,99	25,82	0,1	Qz; Ca; Go
PAd	5,03	15,49	13,89	1,52	1,28	14,13	2,19	0,9	0,66	8,32	0,09	Qz; Ca; Go; Gi
TCp	1,48	3,06	5,49	3,05	2,36	4,68	0,58	0,45	0,16	4,22	0,1	Qz; Mus; Ort; Ca
SXeg	1,27	5,64	10,19	3,07	2,69	2,29	0,17	1,2	0,12	1,09	0,52	Qz; Ort; Ca
NVe	7,53	12,38	18,21	2,49	1,8	21,56	2,28	0,89	0,43	20,66	0,04	Qz; Ca; Go; Gi
EKo	0,05	0,22	0,18	1,39	1,23	0,18	0,09	0,14	0,07	0,37	0,11	Qz; Ca
MXo	14,62	13,69	18,41	2,29	1,39	17,21	1,48	2,11	1,39	15,08	0,12	Qz; Mus; Mon; Mi; Alb; Ca; He
FTd	4,56	22,33	8,03	0,61	0,54	6,61	2,95	0,91	2,09	12,69	0,07	Qz; Gi; Ort; Ca
GXa	2,45	4,26	6,65	2,65	1,97	5,48	0,26	5,26	0,22	0,21	0,96	Qz; Mi; Alb; Ca
OXs	0,78	19,66	16,49	1,43	1,39	0,87	7,23	0,74	8,83	0,13	0,84	Qz; Gi; Ca; 2:1
VEo	23,9	10,26	25,55	4,23	1,77	22,52	1,9	13,4	1,41	9,16	0,59	Qz; Gi; Go; 2:1; Ca; Apa; Rut
LVwf	21,68	26,82	8,07	0,51	0,34	40,04	4,06	2,79	2,36	37,24	0,07	Qz; Gi; Go; He; Ca
LVj	54,48	12,48	1,44	0,2	0,05	48,92	9,05	4,43	3,25	44,48	0,09	Qz; He; Ka; Gi; Mag
LVd	16,51	33,1	22,06	1,13	0,87	39,04	6,13	2,07	3,16	36,96	0,05	Qz; Go; Ca; He; Rut
LVAAd	10,41	21,93	17,03	1,33	1,02	30,89	8,67	2,29	1,88	28,60	0,07	Qz; Ca; He; Go; Gi
LAd	6,86	27,94	15,77	0,96	0,75	26,16	5,95	0,68	0,87	25,47	0,03	Qz; Ca; He; Gi;
Média	9,88	13,61	11,9	1,87	1,36	17,45	3,95	2,59	2,35	14,81	0,24	

Fe_{CRIS} : ($Fe_{DIT} - Fe_{OX}$); ¹Classe Mineralógica: 2:1: 2:1Expansivo; Ili: Illita; Mus: Muscovita; Mon: Montmorilonita; Apa: Apatita; Mi: Microclina; Mag: Magnetita; Alb: Albita; Ort: Ortoclásio; Ca: Caulinita; He: Hematita; Go: Goethita; Gi: Gibbsita; Rut: Rutilo; Qtz: Quartzo. Os difratogramas se encontram nos Anexos.

4.2. Distribuição das frações de P

As frações de P variaram significativamente entre as classes de solos estudadas (Tabela 6). O teor de P_i extraído pela resina variou de 1,94 a 79,19 mg kg^{-1} , o $P_i\text{-NaHCO}_3$ variou de 2,81 a 299,5 mg kg^{-1} , e o $P_o\text{-NaHCO}_3$ apresentou teores entre 6,94 e 129,45 mg kg^{-1} . A maior proporção de P_i -lábil foi apresentada pelo RRd, com 14,5 % ($P_i\text{-Resina} + P_i\text{-NaHCO}_3$), enquanto o LVd obteve apenas 0,92 % (Apêndice 1C).

O $P_i\text{-NaOH}$ variou de 6,09 a 644,37 mg kg^{-1} , enquanto o $P_o\text{-NaOH}$ variou entre 15,63 e 854,17 mg kg^{-1} . Os valores médios do P-ocluído ficaram entre 7,54 e 239,25 mg kg^{-1} para $P_i\text{-Sonic}$, e entre 7,55 e 363,65 mg kg^{-1} para $P_o\text{-Sonic}$. O P proveniente de mineral primário, representado pela fração $P_i\text{-HCL}$ (P ligado ao Ca) apresentou valores entre 1,59 e 448,31 mg kg^{-1} , sendo teores mais altos encontrados no VEO, MXo e no CHd.

As frações orgânicas superaram as frações inorgânicas de P em solos com grau pedogenético mais avançado, como os Latossolos. Os maiores teores de P foram encontrados na fração recalcitrante P-residual que variaram de 11,37 a 4519,2 mg kg^{-1} , representados pelo RRd e pelo VEO, respectivamente. As maiores proporções de P-residual também foram encontradas nos latossolos (Apêndice 4C). Ao analisar as diferentes classes de solos, foi possível observar que o maior valor médio de $P_i\text{-Total}$ e $P_o\text{-Total}$ foi encontrado no VEO (1710,62 e 1315,95 mg kg^{-1} , respectivamente). O FTd apresentou o menor valor médio de $P_i\text{-Total}$ (39,50 mg kg^{-1}) e o RRd o menor valor de $P_o\text{-Total}$ (56,17 mg kg^{-1}).

Tabela 6. Frações de P do solo em vinte classes de solo do estado de Minas Gerais.

Solos	P _i -Resina	P _i -NaHCO ₃	P _o -NaHCO ₃	P _i -NaOH	P _o -NaOH	P _i -Sonic	P _o -Sonic	P _i -HCl	P-Residual	P _i -total	P _o -total
RRd	4,5	13,5	6,9	31,9	26,6	8,1	22,7	1,6	11,4	59,7	56,2
RYq	2,5	16,6	21,4	57,6	44,6	24,1	38,3	4,5	79,5	105,3	104,3
CHd	13,6	81	63,5	224	656,1	36,1	193,2	37,8	736,4	392,5	912,8
PVe	3,1	26,9	17,9	65,1	43,5	25,9	44	3	131,8	123,9	105,4
PVAd	4,7	6,3	20,4	22,7	132,6	29,1	26,7	3	376,2	65,7	179,7
PAd	4,4	20,9	15,5	31,3	96,4	30,6	50,9	2,8	221,3	90	162,9
TCp	9,4	10,3	19,2	17,6	41,9	17,1	32,5	8,6	28,7	63	93,7
SXeg	1,9	4,1	12,8	16,3	34,8	31,6	11,7	3,3	50,7	57,2	59,3
NVe	8,3	8,8	16,3	27,8	93,4	25,4	39,7	6,9	298,4	77,3	149,3
EKo	7,6	12,2	15,2	16,3	15,6	7,5	34,5	2,1	22,9	45,8	65,3
MXo	7,9	6,9	38,3	39,7	151,8	34,4	55,7	83	903,1	171,9	245,9
FTd	3,7	2,8	10,4	6,1	108,9	25	31	1,9	349	39,5	150,3
GXa	4,4	11,3	22,7	75,7	31,6	23,2	45,7	5	23,1	119,5	99,9
OXs	11,1	47,7	129,6	349,8	435,4	83,1	117,7	4,9	406,7	496,6	682,6
VEo	79,2	330,5	98,1	644,4	854,1	239,3	363,7	448,3	4519,2	1741,6	1315,9
LVwf	6,2	13,4	7,3	20,1	228,3	20,8	56,0	1,9	676	62,3	291,6
LVj	2,2	9,7	21,8	68,8	136,3	44,7	50,3	4,9	751,9	130,4	208,3
LVd	9,1	7,5	16,9	67,2	334,6	38,1	83,9	12,5	1231,9	134,4	435,5
LVAd	4,2	4,9	30,9	74,7	117,1	32	9,7	5,1	241,5	120,8	157,7
LAd	4,8	12,6	24,2	45,4	141,9	47,5	66	3,5	101,2	113,8	232,1
Média	9,6	30,9	30,5	95,1	186,3	41,2	68,7	32,2	558,6	209	285,4
CV%	172,8	213,2	103,3	160,6	120,1	119,7	117,4	309,4	178,7	177,8	114,1
Amp	78,4	305,2	149,5	659,9	932,8	232,9	358,9	464,4	4650,9	1690,9	1627,1

P_i-Total: soma de resina-P_i, NaHCO₃-P_i, NaOH-P_i, Sonic-P_i e HCl-P_i. P_o-total: soma de NaHCO₃-P_o, NaOH-P_o e Sonic-P_o. P-total (frac): soma de P_i-total (frac) e P_o-total (frac) CV%: Coeficiente de variação entre as repetições dos fatores; Amp: Amplitude entre as médias. Solos: RRd - NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico léptico, RYq - NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico, CHd - CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico saprolítico, PVe - ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico típico, PVAd - ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, PAd - ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico, TCp - LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abruptico, SXeg - PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico gleissólico, NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico, EKo - ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico, MXo - CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico léptico, FTd - PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico, GXa - GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico, OXs - ORGANOSSOLO HÁPLICO Sáprico típico, VEo - VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico, LVwf - LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico, LVj - LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico, LVd, - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico, LVAd - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico, LAd - LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico.

Os parâmetros avaliados, média, mediana, limite superior e limite inferior foram superiores na fração P-Residual ($349,56 \text{ mg kg}^{-1}$, $241,46 \text{ mg kg}^{-1}$, $1231,92 \text{ mg kg}^{-1}$ e $11,36 \text{ mg kg}^{-1}$, respectivamente) (Figura 3i). Já a fração extraída por $\text{P}_I\text{-HCl}$, apresentou os menores valores de média ($10,33 \text{ mg kg}^{-1}$), mediana ($4,53 \text{ mg kg}^{-1}$), limite superior ($83,03 \text{ mg kg}^{-1}$) e limite inferior ($1,58 \text{ mg kg}^{-1}$) (Figura 3h).

Todos os *boxplot* apresentaram pontos *outliers*, exceto o $\text{P}_I\text{-Resina}$. Estes *outliers* foram representados pelos solos CHd ($\text{P}_I\text{-NaCO}_3$, $\text{P}_O\text{-NaOH}$, $\text{P}_O\text{-Sonic}$), OXs ($\text{P}_O\text{-NaCO}_3$, $\text{P}_I\text{-NaOH}$, $\text{P}_I\text{-Sonic}$), MXo ($\text{P}_I\text{-HCl}$) e LVd (P-Residual).

O $\text{P}_O\text{-total}$ se sobressaiu em relação ao $\text{P}_I\text{-total}$, apontando uma maior mediana, sendo que 25% dos valores estão acima de $238,97 \text{ mg kg}^{-1}$, enquanto no somatório de P_I estão acima de $127,17 \text{ mg kg}^{-1}$ (figura 3j).

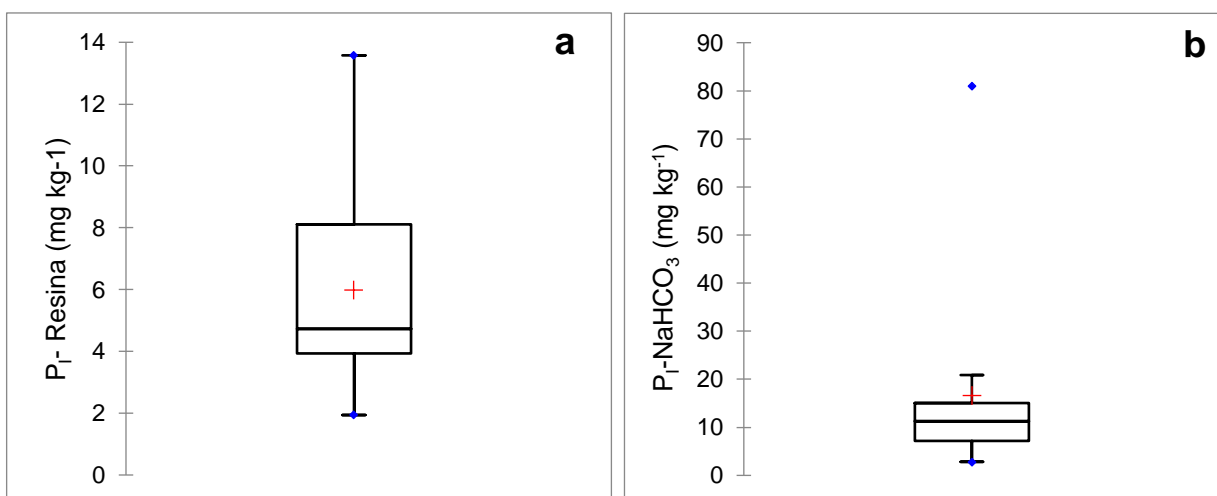


Figura 3. As figuras a, b, c, d, e, f, g, h e i, representam os valores médios das frações de fósforo. A Figura j indica a somatória do P_I ($\text{P}_I\text{-Resina} + \text{P}_I\text{-NaCO}_3 + \text{P}_I\text{-NaOH} + \text{P}_I\text{-Sonic} + \text{P}_I\text{-HCl}$) e P_O ($\text{P}_O\text{-NaHCO}_3 + \text{P}_O\text{-NaOH} + \text{P}_O\text{-Sonic}$) O limite da caixa mais próximo de zero indica o 1º quartil (25%), uma linha dentro da caixa marca a mediana, o símbolo (+) marca a média e o limite da caixa mais distante de zero indica o 3º quartil (75%). As barras de erro acima e abaixo da caixa indicam os limites máximo e mínimo e os pontos pretos indicam pontos periféricos (*outliers*). O VEO não foi incluído no *boxplot* por representar o ponto *outlier* de todas as frações.

Figura 3, Cont.

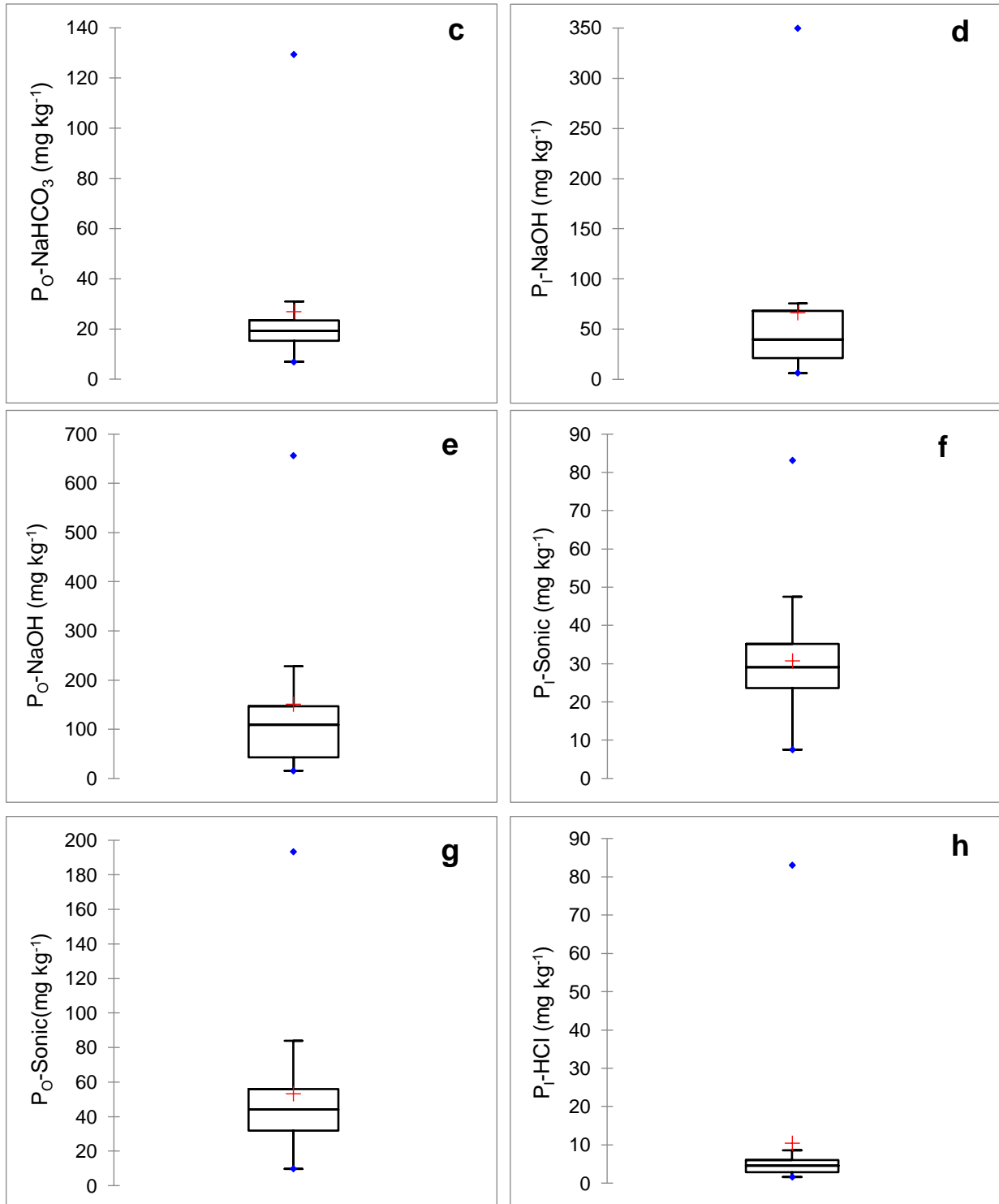
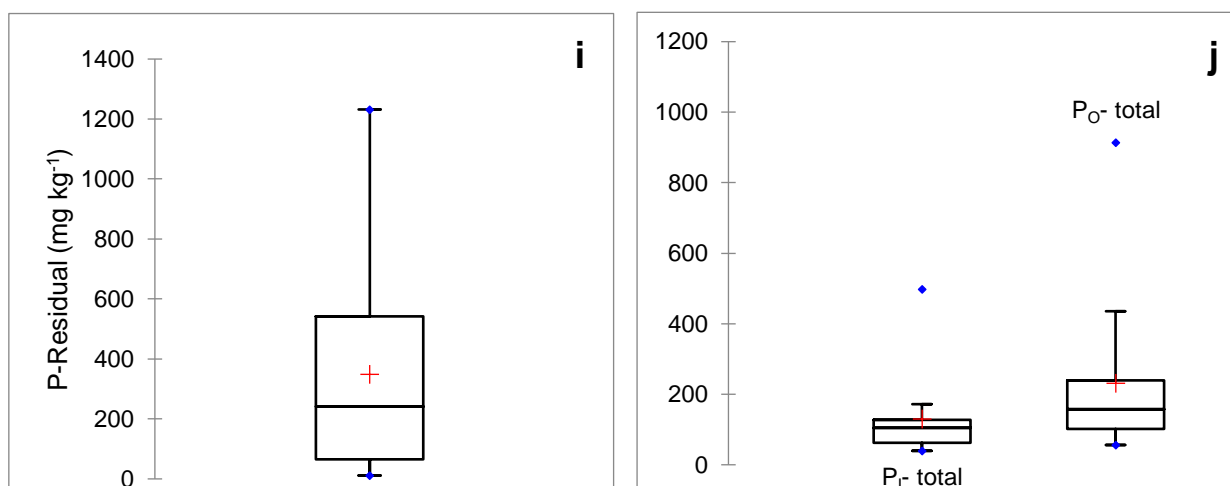


Figura 3, Cont.



Os valores de P-Total variaram entre 127,2 e 7576,8 mg kg⁻¹ e foram divididos em quatro grupos. No grupo 1 encontram-se solos com o teor de P-Total de 100 a 500 mg kg⁻¹, as menores médias foram representadas pelo SXeg (167,2 mg kg⁻¹), EKo (144,2 mg kg⁻¹) e RRd (127,20 mg kg⁻¹). Grupo 2 e 3, em um intervalo de 500 a 1000 e 1000 a 2000, respectivamente. E um quarto grupo que é composto por solos com o P-total maior que 2000, esses maiores valores médios foram encontrados no VEo (7576,8 mg kg⁻¹), seguido pelo CHd (2041,7 mg kg⁻¹) (Tabela 7).

Tabela 7. Grupos de solos formados através dos intervalos dos teores de P-Total.

P-Total mg kg ⁻¹							
Grupo 1 (Baixo)		Grupo 2 (Médio)		Grupo 3 (Alto)		Grupo 4 (Extremamente Alto)	
Solos	100 a 500	Solos	500 a 1000	Solos	1000 a 2000	Solos	>2000
RRd	127,2	LVAAd	520	LVwf	1030	CHd	2041,7
EKo	144,2	FTd	538,8	LVj	1090,6	VEo	7576,8
SXeg	167,2	NVe	525	MXo	1320,8		
TCp	175,4	PVAAd	621,6	OXs	1585,9		
GXa	242,6			LVd	1801,8		
RYq	289,1						
PVe	361,2						
PAd	474,2						
LAd	447,1						

4.3. Distribuição das frações em um gradiente de intemperismo segundo o índice relações moleculares K_i

As classes de solos foram ordenadas de acordo com um gradiente de intemperismo determinado pelo índice K_i , seguindo a ordenação do menor para o maior grau de intemperismo (Figura 4). Os solos foram classificados como: pouco intemperizados (VEo, SXeg e TCp), moderadamente intemperizados (GXa), solos intemperizados caulíníticos (PVe, NVe, MXo, CHd, RRd, PAd, OXs, PVAd, EKo, LVAd e LVd) e solos intemperizados oxídicos (LAd, FTd, LVwf e LVj)

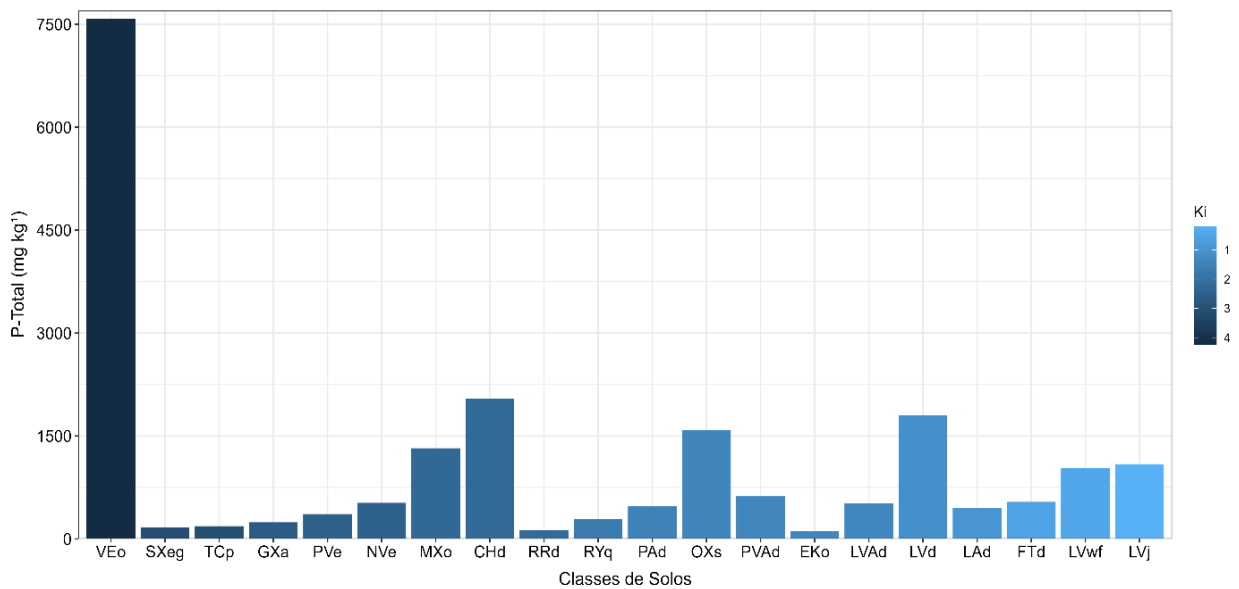


Figura 4. Valor médio de P-total em cada classe de solo do estado de Minas Gerais, ordenados em um gradiente de intemperismo segundo o índice K_i , onde a cor azul escura corresponde aos solos menos intemperizados, enquanto a cor azul mais clara aos solos mais intemperizados.

As formas de P em suas diferentes labilidades foram apresentadas em proporção em relação ao P-Total digerido do solo (Figura 5). O P_i -Lábil (P_i -Resina+ P_i - NaHCO_3) é considerado prontamente disponível para as plantas e constitui uma pequena parcela do P-Total do solo, variando de 0,92% a 14,15%. O P_i -Moderadamente lábil (P_i - NaOH + P_i -Sonic) é representado pelo fósforo inorgânico adsorvido à superfície de minerais secundários, como os óxidos de Fe e Al, apresentando uma variação de 4% a 40,73%. A fração do P ligado ao cálcio (P_i -HCl)

também apresentou ampla variação, sendo observado que esta fração diminui à medida que o Ki reduziu (e.g. maior grau de intemperismo). O maior valor de $P_i\text{-HCl}$ foi verificado no MXo, correspondendo a um percentual de 6,3% do total, enquanto a menor proporção foi verificada no LVwf, com 0,18% (Figura 5). Em contraste ao $P_i\text{-HCl}$, o P-residual tende a aumentar nas amostras com menor valor de Ki. Esta fração corresponde, em média, a 35,50% do P-Total nos solos pouco intemperizados, 37,5% nos solos intemperizados cauliníticos e 54,63% nos solos intemperizados cauliníticos (Figura 5).

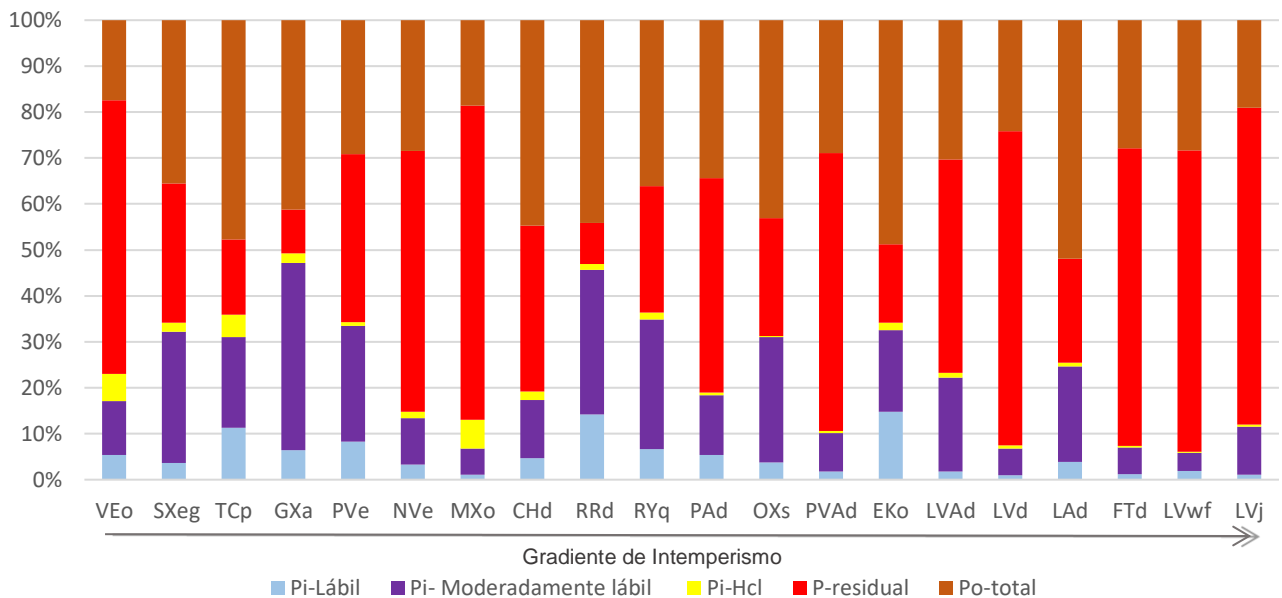


Figura 5. Frações de P em um gradiente de intemperismo segundo o índice Ki expressas em porcentagem em relação ao P-total do solo de vinte classes de solos do estado de Minas Gerais. Pi-Lábil: Pi-Resina + Pi-NaHCO₃; Pi-Moderadamente Lábil: Pi-NaOH + Pi-Sonic; P_o-Total: P_o-NaHCO₃ + P_o-NaOH + P_o-Sonic.

As proporções de $P_i\text{-Total}$ variaram de 6,05 a 49,28%, e as de $P_o\text{-Total}$ de 17,37 a 51,91%. Foi possível observar que as proporções de $P_i\text{-Total}$ diminuíram à medida que há um avanço no intemperismo do solo de acordo com o índice Ki. (Figura 6). Os solos pouco intemperizados apresentaram, em média, 31,04% de $P_i\text{-total}$, enquanto os solos intemperizados oxidicos obtiveram apenas 12,8%.

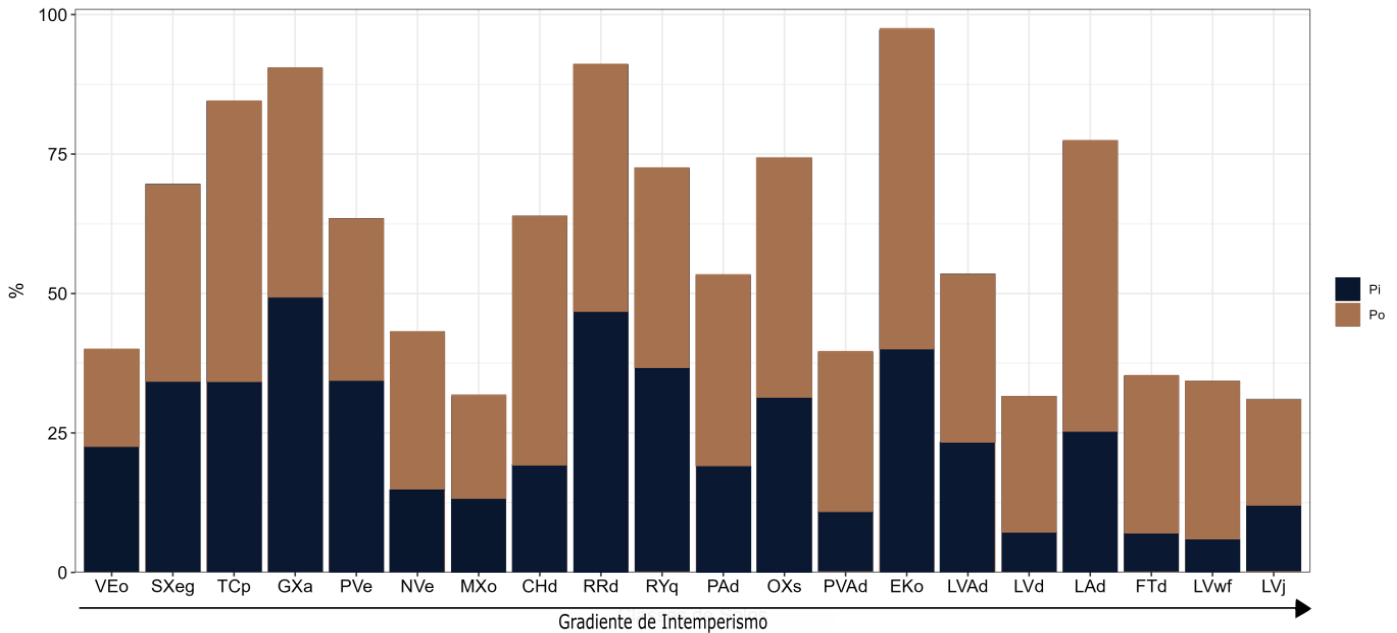


Figura 6. Percentual médio obtido pelos teores de Po e Pi em um gradiente de intemperismo segundo o índice Ki expresso em porcentagem em relação ao P-total de vinte classes de solos do estado de Minas Gerais. Pi-Total: Pi-Resina+ Pi-NaHCO³ + Pi-NaOH + Pi-HCL; Po-Total: Po-NaHCO³ + Po-NaOH + Po-Sonic.

4.4. Distribuição das frações de P segundo o índice F_{OX}/F_{DIT} .

O índice determinado pela relação F_{OX}/F_{DIT} é usado como uma proporção de cristalinidade dos óxidos de Fe. Os valores desta relação possibilitaram uma reordenação das classes de solos estudadas a partir das mesmas médias utilizadas na ordenação das classes pelo índice de Ki. Não houve uma modificação expressiva na reordenação das classes mais intemperizadas, mas sim, nas classes que apresentaram um menor grau de desenvolvimento do solo (Figura 7).

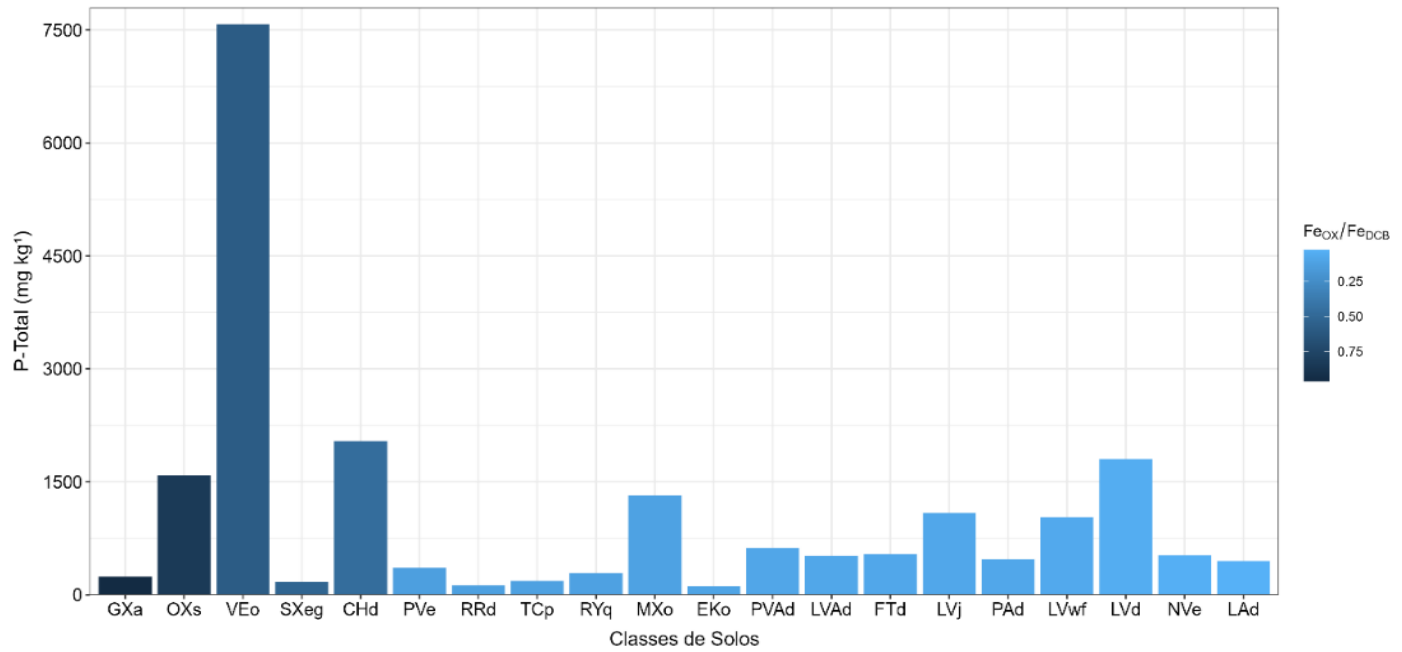


Figura 7. Valor médio de P-total em cada classe de solo do estado de Minas Gerais, ordenados em um gradiente de proporção de cristalinidade do Fe segundo o índice Fe_{ox}/Fe_{DIT} , onde a cor azul escura corresponde aos solos com menor proporção de Fe cristalino e azul mais claro com maior proporção de Fe cristalino.

As frações de P ordenadas pelo índice Fe_{ox}/Fe_{DIT} também apresentam uma diminuição das formas do P_1 - Lábil, P_1 -HCL e um aumento do P-Residual de acordo com o gradiente de intemperismo. (Figura 8).

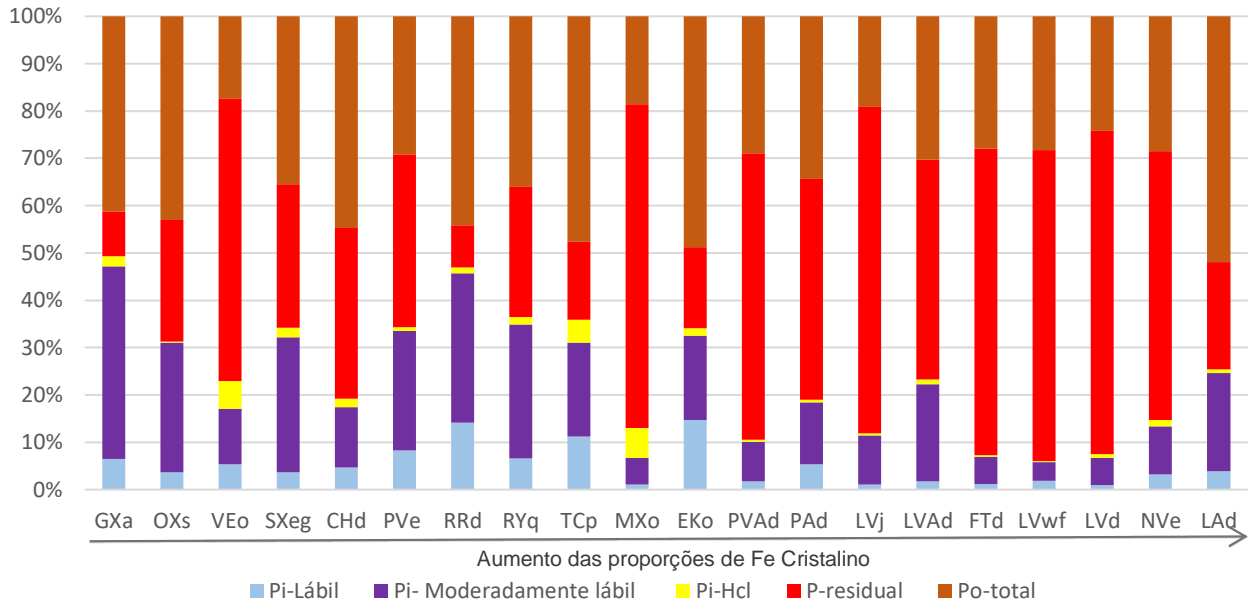


Figura 8. Frações de P em um gradiente de proporção de cristalinidade do Fe segundo o índice Fe_{OX}/Fe_{DIT} expressas em porcentagem em relação ao P-total do solo de vinte classes de solos do estado de Minas Gerais.

A reordenação dos solos, de acordo com o índice Fe_{OX}/Fe_{DIT} , mostrou que o P_i -total também diminui nesta escala de intemperismo, assim como apresentado pelo índice de Ki. (Figura 9)

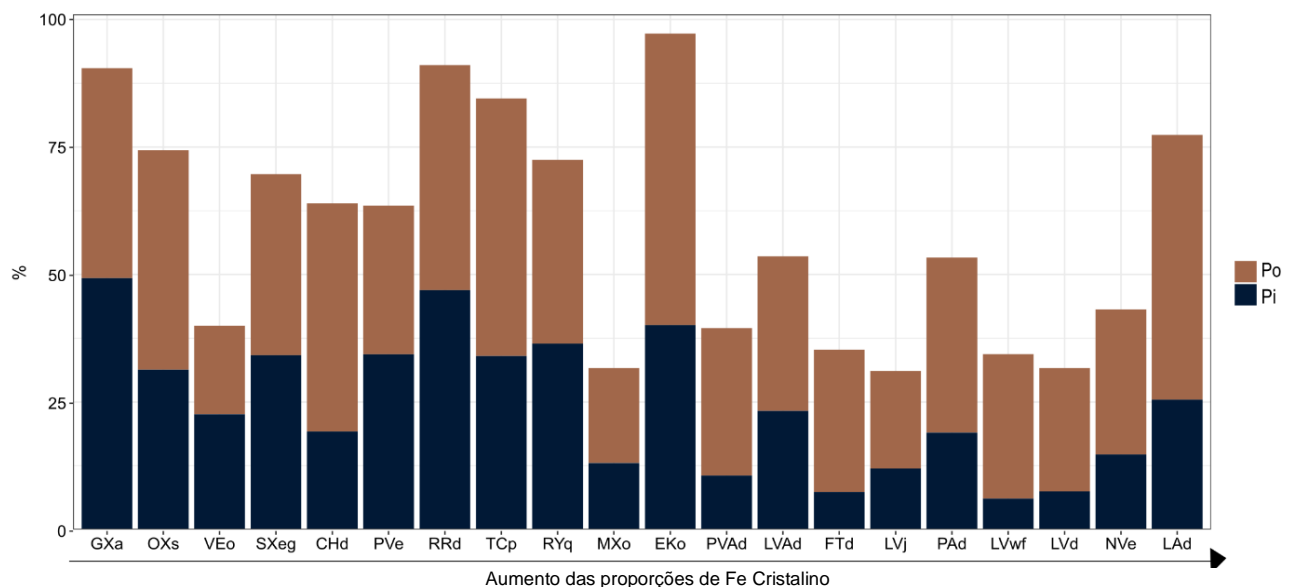


Figura 9. Percentual médio obtido pelos teores de Po e Pi em um gradiente de proporção de cristalinidade do Fe segundo o índice Fe_{OX}/Fe_{DIT} , expressos em porcentagem em relação ao P-total de vinte classes de solos do estado de Minas Gerais.

4.5. Distribuição das frações de P segundo a ordenação determinada pela relação do óxido de Al sobre os cátions semitotais.

A razão determinada pela relação do Al entre os cátions semitotais possibilitou uma nova ordenação das classes de solos estudadas, a partir das mesmas médias utilizadas pelos outros índices utilizados no presente estudo. Nota-se que, dentro da presente ordenação, os solos considerados de menor evolução pedogenéticas, como o VEO, RRd, RYq, TCp, MXo, SXeg e CHd, se colocaram nos primeiros lugares da ordenação. Já os demais solos, incluindo os Latossolos, FTD, e o PAd, se colocaram nas últimas colocações da ordenação, indicando uma remoção dos cátions móveis e a predominância do Al (Figura 10).

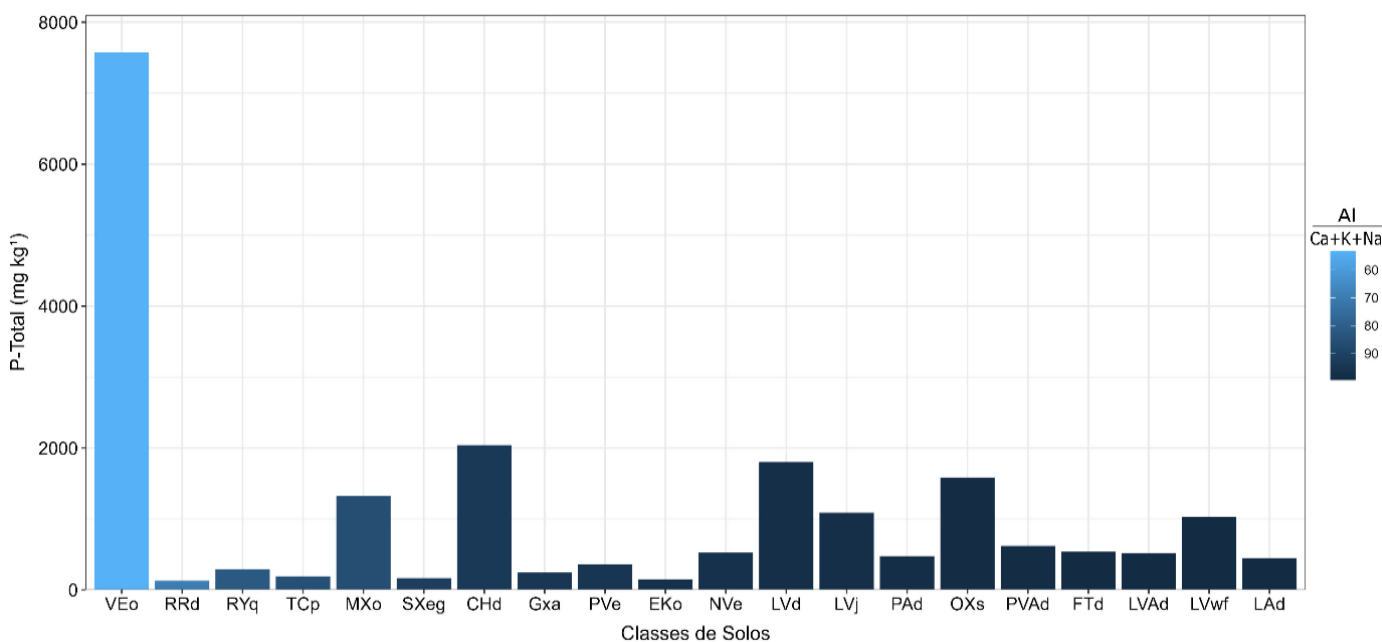


Figura 10. Valor médio de P-total em cada classe de solo do estado de Minas Gerais, ordenados através da razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e imóveis (Al), onde a cor azul obedece ao gradiente de cor do mais claro ao mais escuro correspondendo à ordem da menor razão para a maior razão.

As frações de P, ordenadas através da relação dos teores semitotais de Al sobre os cátions móveis, também mostraram um decréscimo das formas do P₁-Lábil, P₁-HCL e um aumento do P-Residual, de acordo com o gradiente de intemperismo (Figura 11).

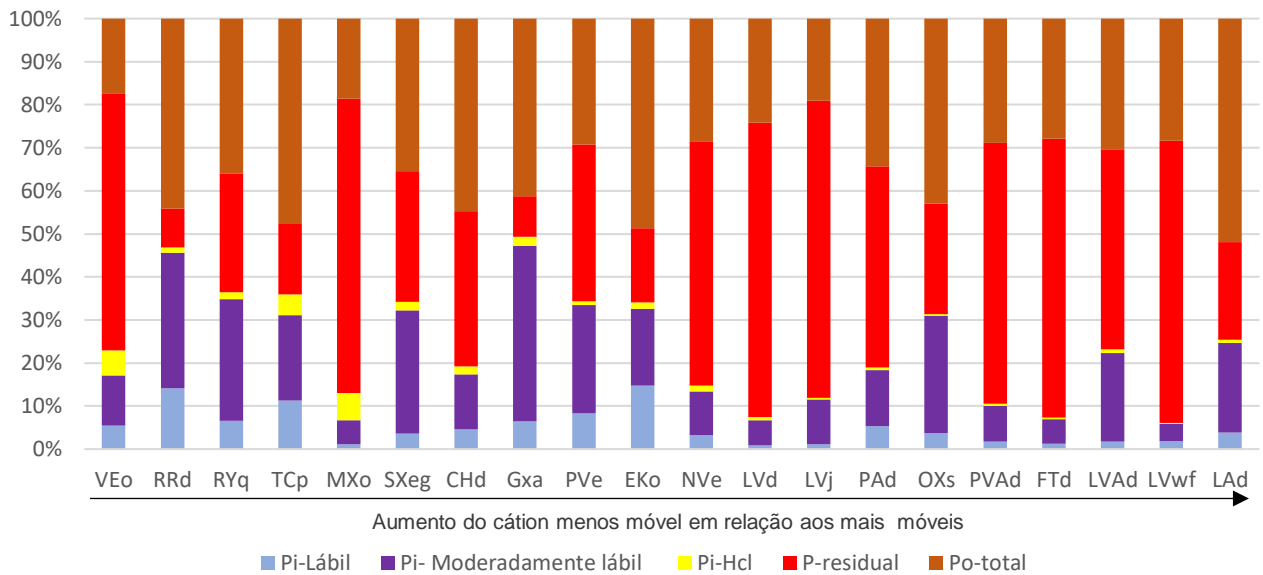


Figura 11. Frações de P ordenadas através da razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e imóveis (Al), expressas em porcentagem em relação ao P-total do solo de vinte classes de solos do estado de Minas Gerais.

A reordenação dos solos mostrou que o P_i -total também diminuiu nesta escala de intemperismo, assim como apresentado pelo índice de Ki e pelo grau de cristalização do Fe (Figura 12).

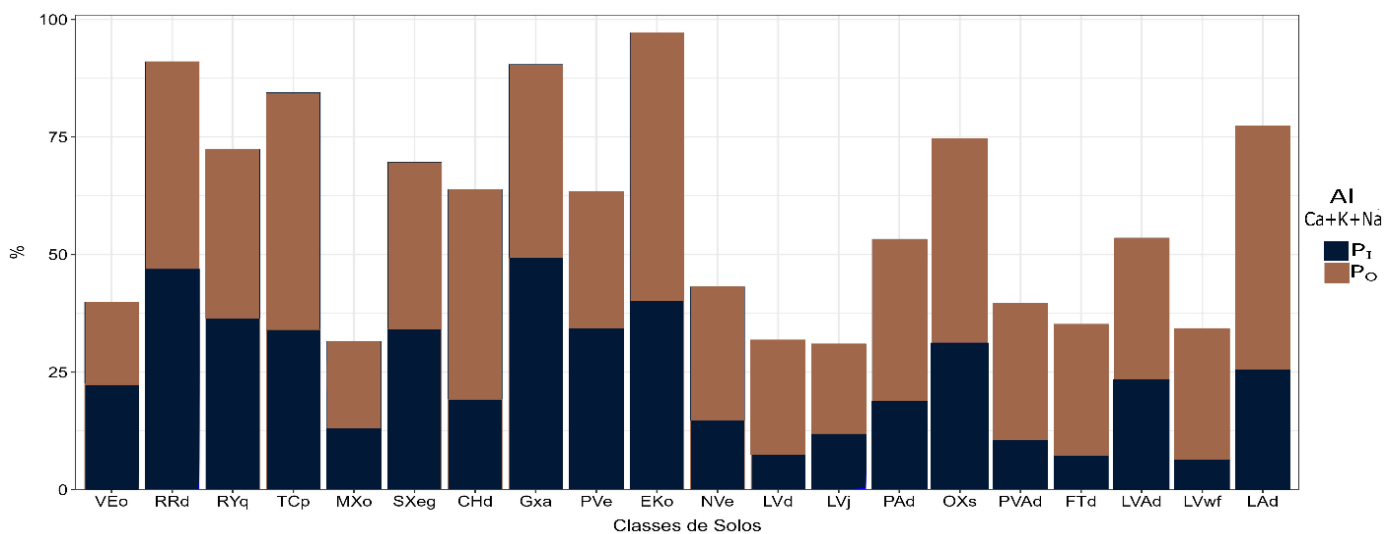


Figura 12. Percentual médio obtido pelos teores de P_o e P_i ordenados através da razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e imóveis (Al), expresso em porcentagem em relação ao P-total de vinte classes de solos do estado de Minas Gerais.

4.6. Relação entre as frações de P e os índices K_i , F_{OX}/F_{DIT} e relação do óxido de Al sobre os cátions semitotais.

O índice de intemperismo K_i obteve correlações positivas significativas com P_I -Lábil, P_I -HCl, P_I -total, P_I/P_O e F_{OX}/F_{DIT} , e correlação negativa com P-residual e a razão $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)$.

A relação F_{OX}/F_{DIT} correlacionou-se positivamente com P_I -Lábil, P_I -Moderadamente Lábil, P_I -total, P_I/P_O e K_i , e negativamente com P-residual e a razão $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)$, evidenciando que quanto maior a proporção de Fe cristalino formado, maior será o teor de P-residual e maior será a relação do Al sobre os cátions semitotais.

A razão do Al sobre os cátions semitotais apresentou correlação negativa significativa com o P_I -Lábil, P_I -HCl, P_I -total, P_I/P_O , K_i e F_{OX}/F_{DIT} , indicando que quanto maior o teor de AL presente no solo, menor será o teor de P associado a estas frações. Tal razão também se mostrou correlacionada positivamente com o P-Residual (Tabela 8).

Tabela 8. Coeficientes de correlação de Pearson entre as proporções das frações, a razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e imóveis (Al), o índice de intemperismo K_i e a proporção de cristalinidade do Fe de P do solo das vinte classes de solos de Minas Gerais ($n = 20$).

Variáveis	K_i	F_{OX}/F_{DIT}	$\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO}$
P_I -Lábil	0,61**	0,45*	-0,55*
P_I -Moderadamente Lábil	0,40†	0,44*	-0,29†
P_I - Hcl	0,80***	0,30†	-0,76***
P-Residual	-0,57**	-0,52*	0,52*
P_O -Total	0,02†	0,13†	0,09†
P_I	0,53*	0,54*	-0,47*
P-Total	-0,16†	-0,07†	0,14†
P_I/P_O	0,67**	0,60**	-0,65**
$\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO}$	-0,71***	-0,54*	1
K_i	1	0,52*	-0,71***
F_{OX}/F_{DIT}	0,52*	1	-0,54*

Significativo a *** $p < 0,01$; ** $p < 0,1$; * $p < 0,5$; † não significativo

4.7. Relação entre as frações de P e os atributos químicos e mineralógicos do solo

De acordo com os resultados obtidos através da correlação de Pearson, praticamente todas as frações de P estudadas apresentaram correlações positivas entre si e com propriedades químicas dos solos, exceto para as frações P_O-NaOH, P-residual, P_I-Sonic e P_I-HCL, que não apresentaram correlações significativas com o P_I-Resina e P_I-NaHCO₃ (Tabela 9).

Tabela 9. Coeficientes de correlação de Pearson para as frações de P do solo das vinte classes de solos de Minas Gerais ($n = 20$).

Variáveis	P _I - Resina	P _I - NaHCO ₃	P _O - NaHCO ₃	P _I - NaOH	P _O - NaOH	P _I - Sonic	P _O - Sonic	P _I - HCL	P- Residual	P _I total	P _O - total
P _I -NaHCO ₃	0,53*										
P _O -NaHCO ₃	0,46*	0,49*									
P _I -NaOH	0,41†	0,76***	0,77***								
P _O -NaOH	0,54*	0,36†	0,55*	0,55*							
P _I -Sonic	0,28†	0,33†	0,72***	0,63**	0,80***						
P _O -Sonic	0,67**	0,76**	0,53*	0,61**	0,67**	0,54*					
P _I -HCL	0,53*	0,36†	0,78***	0,63**	0,56**	0,63**	0,53*				
P-Residual	0,41†	0,23†	0,45*	0,45*	0,91***	0,80***	0,58**	0,58*			
P _I -total	0,44*	0,69***	0,84***	0,96***	0,67**	0,76***	0,67**	0,76***	0,60**		
P _O -total	0,61**	0,46*	0,64**	0,62**	0,97***	0,78***	0,77***	0,61**	0,88***	0,74***	
P-Total	0,51*	0,37†	0,58**	0,59**	0,96***	0,82***	0,70***	0,62**	0,97***	0,72***	0,96***

Significativo a *** $p < 0,01$; ** $p < 0,1$; * $p < 0,5$; † não significativo

A relação entre as frações de P e as propriedades do solo apresentaram diversas correlações significativas. A fração P-Mehlich⁻¹ se correlacionou positivamente com o P_I-Resina, P_I-NaHCO₃, P_O-NaOH, P_O-Sonic, P_I-HCL, P_O-total e P-total. O teor de argila obteve uma correlação positiva com as frações P_O-NaOH, P_I-Sonic, P-residual, P_O-total e o P-Total. O pH mostrou uma correlação positiva com a fração P_I-HCL. A CTC (T) do solo e se correlacionou positivamente com praticamente todas as frações de P, exceto com o P_I-NaHCO₃. A soma de bases se mostrou

correlacionada apenas com o P_I-Sonic e com P_I-HCL. Os teores de carbono (C) do solo apenas não se correlacionaram com as frações P- Resina, P_I-NaHCO₃ e P_I-HCL. O nitrogênio total do solo apresentou correlações significativas com P_O-NaHCO₃, P_I-NaOH, P_I-total e P-total. A relação C:N correlacionou-se com P_O-NaOH, P-Residual, P_O-total e o P-Total

A relação C:P_O não apresentou correlação significativa como as frações de P, o N:P_O se correlacionou negativamente com a fração P_O-NaOH, P_O-Sonic, P-residual, P_O-total e P-Total (Tabela 10)

Tabela 10. Coeficientes de correlação de Pearson entre propriedades físicas e químicas dos solos e as frações de P das vinte classes de solos de Minas Gerais ($n = 20$).

Variáveis	P _{-Mehlich} ⁻¹	Argila	pH	T	SB	C	N	C:N	C:P _O	N:P _O
P _I -Resina	0,87***	0,20†	0,18†	0,44*	0,33†	0,34†	0,17†	0,11†	-0,02†	-0,29†
P _I -NaHCO ₃	0,61**	0,23†	0,10†	0,30†	0,32†	0,36†	0,41†	0,17†	-0,14†	-0,24†
P _O -NaHCO ₃	0,34†	0,13†	0,11†	0,72***	0,28†	0,68***	0,46*	0,24†	-0,16†	-0,02†
P _I -NaOH	0,40†	0,11†	0,01†	0,48*	0,35†	0,64**	0,62**	0,38†	-0,05†	-0,16†
P _O -NaOH	0,46*	0,71***	0,02†	0,76***	0,29†	0,75***	0,42†	0,44*	-0,14†	-0,48*
P _I -Sonic	0,25†	0,57**	0,10†	0,77***	0,46*	0,63**	0,32†	0,29†	-0,21†	-0,41†
P _O -Sonic	0,77***	0,18†	0,16†	0,48*	0,30†	0,52*	0,33†	0,29†	-0,33†	-0,52*
P _I -HCl	0,59**	0,20†	0,44*	0,59**	0,63*	0,42†	0,19†	0,12†	-0,19†	-0,15†
P-Residual	0,36†	0,74***	0,25†	0,67***	0,41†	0,63***	0,29†	0,44*	-0,35†	-0,59**
P _I -Total	0,43†	0,43†	0,07†	0,64***	0,39†	0,68***	0,56**	0,36†	-0,09†	-0,26†
P _O -Total	0,52**	0,65**	0,02†	0,76***	0,24†	0,78***	0,43†	0,45*	-0,19†	-0,50*
P-Total	0,44*	0,69***	0,14†	0,74***	0,34†	0,74***	0,74***	0,47*	-0,27†	-0,54*

Significativo a *** $p < 0,01$; ** $p < 0,1$; * $p < 0,5$; † não significativo

O Fe_{DIT} apresentou correlações positivas significativas com as frações P_O-NaOH, P_I-Sonic, P-Residual, P_O-total e P-Total, e uma correlação negativa com a relação P_I/P_O. O Fe_{OX} se correlacionou positivamente com a maioria das frações de P do solo, exceto a fração P_I-Resina, P_I-NaHCO₃ e a relação P_I/P_O. Os óxidos de Al do

solo apresentaram correlações parecidas com as do Fe, se diferenciando apenas em suas correlações positivas entre Al_{DIT} e P_I-Sonic e P_I-total.

A relação Fe_{OX}/Fe_{DIT} correlacionou-se com as frações, P_I-NaOH, P-Total e obteve correlação negativa com a relação P_I/P_O. O Fe e o Al extraído pelo ataque sulfúrico mostraram correlações positivas com P_O-NaOH, P_I-Sonic, P-residual, P_O-total, P-Total e negativa com P_I/P_O. O teor SiO₂, extraído no ataque sulfúrico, se correlacionou com P-resina, P_O-NaHCO₃, P_O-NaOH, P_I-Sonic, P_I-HCL, P-residual, P_I-total, P_O-total e P-Total.

O índice de intemperismo Ki se correlacionou positivamente com a razão do P_I-HCL e P_I/P_O, o Kr apresentou apenas uma correlação com a razão P_I/P_O. A razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e imóveis (Al) se correlacionou negativamente com o P_I/P_O (Tabela 11).

Tabela 11. Coeficientes de correlação de Pearson entre teores de ferro e alumínio extraídos por ditionito-citrato-bicarbonato (Fe_{DCB} e Al_{DCB}) e oxalato de amônio (Fe_{OX} e Al_{OX}), teores de silício, Fe, Al e Si determinados por digestão sulfúrica (apresentados como óxidos), índices de intemperismo ki e kr e razão molecular entre elementos móveis (Ca, K e Na) e imóveis (Al) e as frações de P das vinte classes de solos de Minas Gerais ($n = 20$).

Variáveis	Fe _{DIT}	Fe _{OX}	Al _{DIT}	Al _{OX}	Fe _{OX} / Fe _{DIT}	Fe _{Sul}	Al _{Sul}	Si _{Sul}	Ki	Kr	Al/ Ca, K e Na
P- Resina	0,07†	0,24†	0,23†	0,34†	0,15†	0,04†	0,16†	0,53*	0,35†	0,19†	-0,08†
Pi-NaHCO ₃	-0,16†	0,28†	0,11†	0,19†	0,41†	0,02†	-0,18†	0,15	0,34†	0,16†	-0,33†
Po-NaHCO ₃	0,07†	0,49*	0,42†	0,50*	0,43†	0,19†	0,14†	0,53*	0,30†	0,12†	-0,09†
Pi-NaOH	0,14†	0,55*	0,38†	0,44*	0,46*	0,28†	0,22†	0,42	-0,18†	0,08†	-0,22†
Po-NaOH	0,60**	0,68**	0,81***	0,89***	0,06†	0,62**	0,72***	0,72***	0,18†	-0,30†	0,17†
Pi-Sonic	0,44*	0,70***	0,56**	0,64**	0,22†	0,59*	0,55*	0,73***	0,19†	-0,10†	0,04†
Po-Sonic	0,16†	0,46*	0,36†	0,50*	0,23†	0,31†	0,21†	0,37	0,11†	-0,12†	0,14†
P _I -HCL	0,30†	0,62**	0,30†	0,39†	0,29†	0,43†	0,13†	0,62**	0,47*	0,24†	-0,35†
P-Residual	0,71***	0,73***	0,68***	0,79***	0,30†	0,79***	0,67**	0,70***	-0,17†	-0,33†	0,29†
P _I -Total	0,25†	0,65**	0,46*	0,55*	0,42†	0,41†	0,23†	0,57**	0,27†	0,05†	-0,20†
P _O -Total	0,57**	0,67**	0,78***	0,86***	0,09†	0,60**	0,67**	0,68**	0,11†	-0,33†	0,19†

Tabela 11, Cont.

P-Total	0,65**	0,74***	0,74***	0,86***	0,10†	0,72***	0,67**	0,70***	-0,09†	-0,34†	0,12†
Pi/Po	-0,50*	0,19†	-0,57**	-0,52*	0,60**	-0,45*	-0,67**	-0,16	0,67**	0,54*	-0,65**

Significativo a *** $p < 0,01$; ** $p < 0,1$; * $p < 0,5$; † não significativo

4.8. Modelo de caminhos direcionados entre os atributos e fósforo do solo.

O modelo de caminho direcionado representando apenas as inter-relações entre os atributos químicos das vinte diferentes classes de solos e o P-total do solo (*i.e.*, uma simplificação do modelo de equação estrutural) é exibido na Figura 13.

Pode-se verificar pelo coeficiente de variação R^2 , que a variável T explicou 77% da variação da variável Fósforo Total. Também se observa que há efeito direto positivo de T sobre o Fósforo Total. As variáveis Carbono (C) e Argila (A) explicaram 75%, conforme o coeficiente de variação R^2 , da variação de T (Figura 13).

Verifica-se ainda, que somente a variável Carbono teve efeito direto positivo e significativo sobre a variável T. A variação do Carbono foi pouco explicada pela variável Argila conforme apontado pelo R^2 no valor de 17%. Esta também apresentou efeito direto positivo e não significativo sobre a variável Carbono. Efeitos indiretos significativos sobre a variável P-total só foi observado da variável Carbono *via* variável T. Esta relação foi indireta e positiva. O modelo se mostrou satisfatório com o p -valor= 0,049, Chi-quadrado $\chi^2= 6.02$, grau de liberdade $df = 2$ e razão $\chi^2/df = 3$.

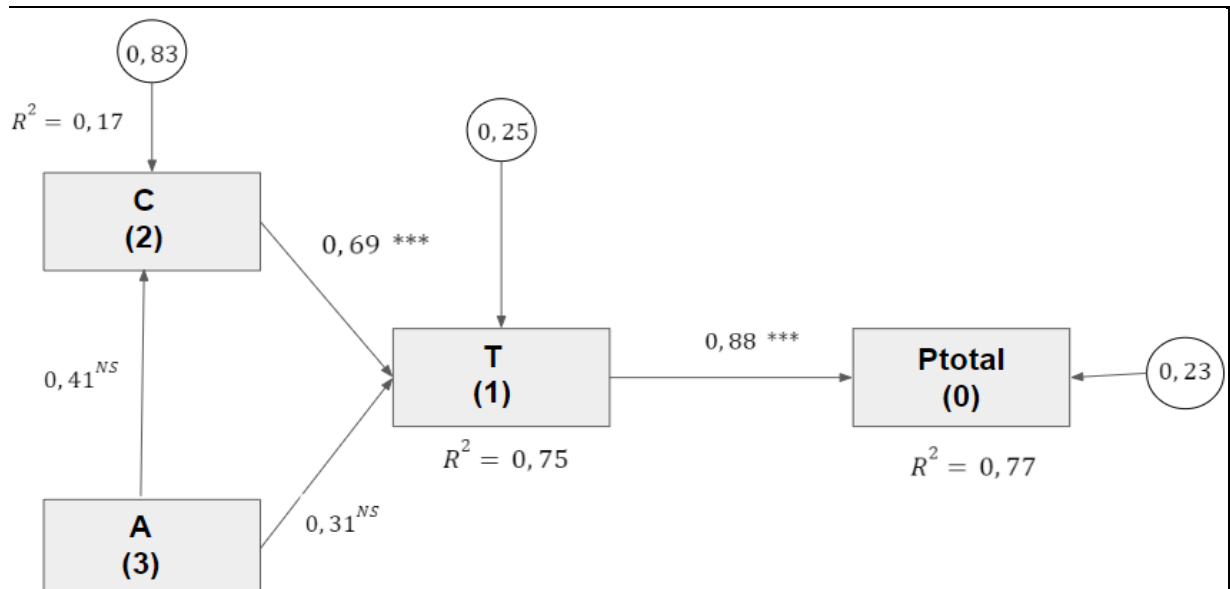


Figura 13. Modelo de diagrama de caminho para argila, carbono total e P-total do solo ($n = 20$). Todas as variáveis medidas são representadas como indicadores de causas e efeitos. Os valores correspondem aos parâmetros estimados padronizados ($***p < 0,01$; $**p < 0,1$; $*p < 0,5$; NS - não significativo). A: argila, C: carbono total, T: CTC total, P: Fósforo Total.

4.9. Relações entre C, N e Po-Total.

O Po-Total apresentou relação significativa tanto com o Carbono ($R^2 = 0,44$), quanto com o nitrogênio ($R^2 = 47$), assim, à medida que há um aumento no teor de C e N, o pool de Po-Total também aumenta (Figura 13). O Carbono e Nitrogênio são altamente relacionados em todos os solos com valor de R^2 de 0,94.

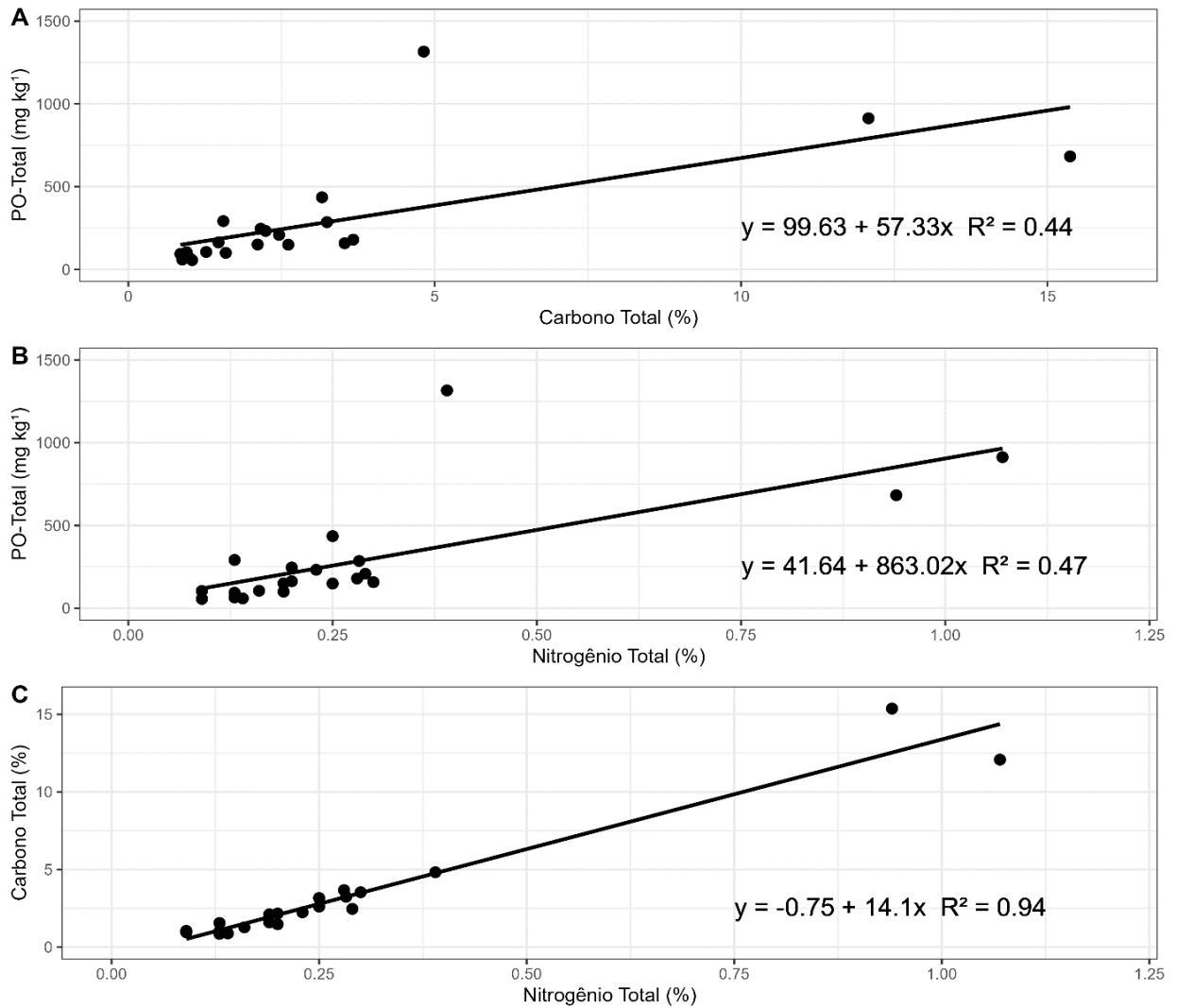


Figura 14. Análise de regressão linear P_O-Total sob a influência do (A) Carbono orgânico total do solo e (B) Nitrogênio total do solo.

4.10. Análise de componentes principais

O diagrama de ordenação baseado na análise de componentes principais (ACP) indicou que as vinte diferentes classes de solos amostradas se distribuíram em cinco grupos heterogêneos de acordo com os dois componentes principais (CPs) mostrados (Figura 15). O CP₁ explicou 42,0% e o CP₂ 25,82% da variância total dentro do conjunto de dados. Assim, o diagrama de ordenação do ACP para as diferentes classes, indica que os pontos mais distantes da origem do eixo representam as áreas com maior representatividade para com as cargas fatoriais.

Foram formados cinco grupos de amostras, a partir da similaridade do conjunto de dados: Grupo 1 (VEo e MXo), Grupo 2 (SXeg, GXa, RYq, NVe, PVe) e o

Grupo 3 (LVj, LVAd, LVd, FTd, PVAd, LVwf), Grupo 4 (OXs, PAd, LAd, CHd) e o Grupo 5 (RRd, EKo). O solo TCp mostrou dissimilaridade com os demais grupos distribuindo-se de forma individual.

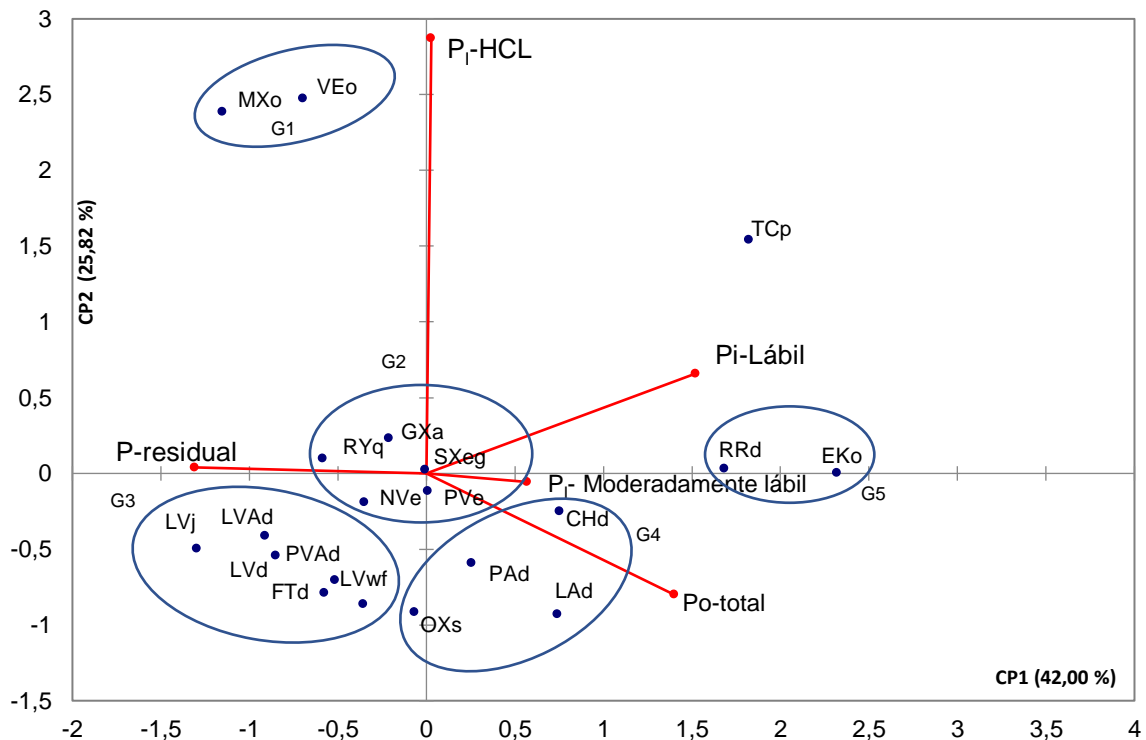


Figura 15. Diagrama de ordenação produzido pela análise de componentes principais das formas de P em suas proporcionalidades nas diferentes classes de solos do estado de Minas Gerais.

Foi considerada uma carga vetorial maior ou igual a 0,7 para indicar uma alta relação a fim de interpretar os três componentes principais. As frações de P_i- Lábil, P-Residual e o P_o-Total se associaram ao componente principal 1 (ACP1). O componente principal 2 (ACP2) foi determinado pelo P_i-Hcl, e o terceiro componente (ACP3) por influências do P_i-Moderadamente Lábil. (Figura 15).

Tabela 12. Cargas fatoriais para as diferentes labilidades das frações de P para as 20 classes de solos de Minas Gerais

Frações de P	CP1	CP2	CP3
P _i -Lábil	0,877*	0,225†	0,218†
P _i -Moderadamente Lábil	0,328†	-0,019†	0,939*
P _i -Hcl	0,016†	0,982*	0,020†
P-Residual	-0,755*	0,014†	-0,652†
P _o -Total	0,808*	-0,274†	0,364†

Componentes principais >0,6*; † não significativo

5. DISCUSSÃO

5.1. Mineralogia do solo e índices de variação pedogenética

Os resultados de DRX mostram a dominância de quartzo e caulinita em todas as classes de solos, uma vez que o quartzo é um mineral primário residual, altamente resistente ao intemperismo, mais comum nas frações grossas do solo. Já a caulinita, que é pedogênica, é o mineral mais comum nos solos brasileiros (Melo et al., 2001), e está presente até mesmo em solos pouco intemperizados, formada a partir do intemperismo de minerais primários ou de outros argilominerais, em condições mais ácidas.

Minerais do grupo da mica (*e.g.* provavelmente, incluindo illita) foram encontrados em alguns solos intemperizados caulíníticos, como RRd, RYq e CHd. Estes minerais são comumente encontrados em amostras de camadas rochosas e saprolíticas (Andrade et al., 2019), e em solos pouco/moderadamente intemperizados. A maior variedade de minerais foi encontrada no VEO, sendo identificada a apatita (*e.g.* mineral portador de P), e minerais 2:1 expansivos, feldspatos, apatita, rutilo, dentre outros, característicos comuns de solos originados de tufito (Silva et al., 2005).

Os solos com o grau de desenvolvimento mais avançado, como os Latossolos, e o FTd, apresentaram como base: quartzo, caulinita e óxidos de ferro e alumínio, onde a ocorrência destes óxidos é geralmente atribuída à neoformação a partir do intemperismo de minerais primários contendo Fe em sua estrutura (Barbosa e Lagoeiro, 2010; Costa et al., 2014) e goethita (Curi e Franzmeier, 1987).

O ataque sulfúrico mostrou uma grande amplitude nos teores de Fe_2O_3 , evidenciando as diferenças em suas litologias e processos pedogenéticos (Tabela 5). Os menores teores de Fe_2O_3 foram encontrados nos EKO e no RRd, o que é explicado pelos baixos teores de Fe no material de origem (*i.e.*, quartzito) desses solos (Tabela 1) (Oliveira, 2007).

Os elevados valores de Fe_2O_3 presentes no LVj e no LVwf estão relacionados às suas características férricas descritas pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2018) em vigor, e o elevado grau de intemperismo dos solos, que propiciam elevadas taxas de acúmulo residual do elemento precipitado como óxidos da fração argila, além de serem derivadas de rochas básicas com alto teor de Fe, como o basalto.

O VEO, apesar do baixo grau de intemperismo, também apresentou alto teor de Fe_2O_3 , explicado pelo seu material de origem, um tufito pertencente ao Grupo Mata da Corda (e.g. rochas vulcânicas e vulcanoclásticas) (Cetec, 1983; Campos e Dardenne, 1997). Resultados como este também foram descritos por Carmo et al. (1984), Ferreira et al. (1994), Rolim Neto et al. (2009) e Camêlo (2018) em solos do Alto Paranaíba e do Triângulo Mineiro do Estado de Minas Gerais.

O Al_2O_3 esteve presente em valores expressivos no LVd evidenciando o acúmulo de Al em solos mais desenvolvidos (Zhang et al., 2000; Miranda et al., 2020).

Os maiores valores de Ki foram identificados no VEO, SXeg e TCp, indicando uma menor solubilização e menor saída de sílica do sistema, o que é uma característica de solos com menor grau de intemperismo (Medeiros et al., 2013; Ratke et al., 2020).

Os Latossolos apresentaram baixos valores de Ki, comprovando o seu avançado grau de intemperismo, em concordância com os critérios de classificação para esta ordem ($K_i < 2,2$), conforme Embrapa (2018). Valores de Kr acima de 0,75 indicam o predomínio do mineral caulinita na fração argila, enquanto baixos teores deste valor, apontam a prevalência de óxidos (Curi et al., 1988). Todos os Latossolos estudados apresentaram valores de Kr que os denominam como solos oxídicos, exceto o LVAd e LVd, que possuem valor de Kr típico de solos cauliniticos. Resultados semelhantes a este foram encontrados nos Latossolos estudados em topossequência por Ghidin et al. (2006), Ferreira (2008), e por Abrahão et al. (2016).

Assim como os resultados encontrados através do ataque sulfúrico, os dados extraídos por ditionito-citrato-carbonato e oxalato mostraram que os Latossolos apresentaram maior riqueza em Fe_{DIT} e Al_{DIT} , evidenciando baixa solubilidade e mobilidade do Fe e Al durante o intenso processo de intemperismo fazendo com que ambos sejam os principais componentes da estrutura dos minerais secundários, sobretudo na forma de óxidos de Fe/Al pedogênicos (Reimann e Caritat, 1998) (Tabela 5).

O VEO, cujo material originário é um tufito, naturalmente rico em Fe, também apresentou elevados valores de Fe_{DIT} . (Costa et al., 1999; Costa et al., 2014; Camêlo et al., 2018). O mesmo ocorre com o CHd, que apresenta altos teores de Al (Al_{DIT} e Al_{OX}), por ter como origem o Sienito do complexo plutônico alcalino da Formação Itatiaia, material rico neste elemento (Ribeiro Filho, 1964).

Foram encontrados valores maiores de óxidos de ferro amorfo no CHd, VEO, GXa e MXo. A ocorrência de formas menos cristalinas associadas ao Fe no solo, também pode estar interligada à inibição da cristalização através da presença de matéria orgânica e/ou hidromorfismo (Montanari et al., 2010; Silva Neto, 2013). De maneira geral, todos os solos com alto teor de matéria orgânica, também apresentaram elevados teores de Fe_{OX} .

Apesar das interferências ambientais, a razão Fe_{OX}/Fe_{DIT} ainda tem sido muito utilizada como índice de intemperismo, onde valores mais próximos de 1, indicam uma menor ação da pedogênese. Os Latossolos apresentaram uma baixa relação Fe_{OX}/Fe_{DIT} , apontando maiores proporções de Fe associadas às formas cristalinas (Fe_{CRIS}), evidenciando maiores taxas de intemperismo (Camêlo et al., 2017).

5.2. Distribuição das frações de P

Embora alguns solos em específico tenham apresentado teores bem mais elevados de P_i -Resina, como o VEO (79,19 mg kg⁻¹), a média dos valores dessa fração se encontra dentro de um intervalo observado por alguns autores em solos tropicais (< 10 mg kg⁻¹) (Gatiboni et al., 2007; Gama-Rodrigues et al., 2014) (Tabela 6).

As menores médias foram encontradas no estoque de P_i -lábil (P_i -Resina, P_i - $NaHCO_3$). Yang e Post (2011), ao analisar dados de frações de P obtidas com a mesma metodologia do presente estudo em ecossistemas naturais não fertilizados, constataram que, em diversas classes de solo, o estoque de P_i -lábil corresponde a uma fração variando de 5 a 10% do P-Total.

As frações P_i -Resina, P_i - $NaHCO_3$ e P_o - $NaHCO_3$ são consideradas prontamente disponíveis às plantas (Hedley et al., 1982). No entanto, são pouco representativas em relação ao P-total, uma vez que a sua ciclagem ocorre de forma mais rápida.

O P_i -NaOH e o P_o -NaOH são frações que estão associadas aos teores de Fe e Al presentes nos óxidos do solo. Logo, a evidente variação dos valores presentes

nesta fração é explicada não só pelo grau de desenvolvimento do solo, mas também por outros importantes fatores de formação, como o seu material originário (Yang e Post, 2011).

De forma geral, solos com alto grau de intemperismo apresentam teores mais elevados da fração extraída com NaOH, quando comparados à fração $P_i\text{-NaHCO}_3$. Isso ocorre porque o P ligado ao Fe e Al tem maior facilidade de interação com os constituintes inorgânicos e orgânicos do solo, dificultando a sua mineralização e favorecendo o seu acúmulo (Rheinheimer et al., 2003).

Foi observada também uma predominância do $P_o\text{-NaOH}$ sobre os valores médios de $P_i\text{-NaOH}$ em praticamente todos os solos. Isso ocorre devido à proteção química que a interação organomineral exerce, principalmente por ligações covalentes que são geradas entre as duas frações, exigindo dos microrganismos decompositores um alto gasto energético para a quebra dessas ligações (Sposito, 1989).

A fração $P_o\text{-Sonic}$ sobressai em relação ao $P_i\text{-Sonic}$ na maioria dos solos, sendo mais evidente nos solos com grau de intemperismo mais avançado. Essa tendência se associa ao fato de os agregados estabilizados pela matéria orgânica do solo atuarem fisicamente diminuindo o acesso à microbiota e ao sistema enzimático (Novais et al., 2007).

O $P_i\text{-HCl}$, que extrai formas de $P_i\text{-Ca}$ associadas aos minerais apatíticos, teve uma participação pequena no montante extraído pelo fracionamento da maioria dos solos estudados, principalmente os que apresentaram um grau de intemperismo avançado, onde possivelmente, as formas de P ligadas ao Ca foram dissolvidas e redistribuídas em outros compartimentos (Walker e Syers, 1976; Cross e Schlesinger, 1995; Yang e Post, 2011). O VEO, MXo, CHd e o LVd (este último derivado de rochas metapelíticas com elevados teores de carbonato (Margas) associadas às rochas calcárias), apresentaram valores elevados de P ligado ao Ca, explicados pelo seu material de origem naturalmente rico em Ca (Tabela. 1).

De acordo com o desenvolvimento do solo, a tendência é que haja mais acúmulo de P em formas residuais (P-residual). O P associado a esta fração pode ser eventualmente mineralizado da matéria orgânica e capturado pelo alto poder de sorção em coloides inorgânicos, e isso a partir de uma formação de complexos com oxi-hidróxidos e componentes orgânicos que podem fomentar a sua estabilização de longo prazo, sobretudo os representados pelos estereoisômeros de inositol. Os fosfatos de inositol podem ser considerados como uma das formas de P orgânico

quimicamente funcional com o maior grau de estabilidade química nos solos tropicais e temperados (Walker e Syers, 1976; Yang e Post, 2011; Turner et al., 2012., Velásquez et al., 2016).

5.3. Distribuição das frações de P segundo os índices pedogenéticos

5.3.1. Distribuição das frações segundo o índice Ki

O índice Ki é utilizado pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SIBCS) para caracterizar os solos que sofreram com intenso processo de intemperismo e lixiviação (Santos et al., 2018). Por meio deste índice, foi possível ordenar as classes de solos ao longo do gradiente de intemperismo e entender como as proporções de P se comportam ao longo desta escala de desenvolvimento (Figura 3, 4 e 5).

Foi observado que os valores médios de P-total variaram entre as classes de solos. Contudo, a ordenação dessas classes pelo índice Ki não se enquadrou no modelo de Walker e Syers (1976), o qual ilustra uma diminuição do P-total em uma escala de intemperismo (Figura 3).

Segundo o modelo citado, o efeito do tempo é o principal fator atuante na trajetória de limitação progressiva de P (Walker e Syers, 1976). Entretanto, vale ressaltar que as variações climáticas, a cobertura vegetal e, principalmente, o material de origem, influenciam diretamente a evolução das propriedades e mineralogia do solo. Este efeito, integrado aos fatores de desenvolvimento dos solos, interfere nas quantidades relativas de minerais primários, óxidos de Fe, Al e de diferentes argilominerais, que influenciam os teores de P (Wilson et al., 2022).

Pesquisas realizadas através de uma consequência em solos originados de basalto havaiano mostraram que os valores de P-Total não diminuíram com o tempo, mas aumentaram com o intemperismo (Crews et al., 1995; Porder e Ramachandran, 2013). A permanência de oxihidróxidos em solos máficos, por exemplo, pode aumentar o *pool* de P via estabilização e, portanto, reduzir a exportação de P-Total do ecossistema (Wilson et al., 2022).

É importante enfatizar que os conceitos são de extrema importância para uma análise de efeitos. Terminologias como litossequência, cronossequência e topossequência não se enquadram no presente estudo, já que estamos lidando com

uma grande diversidade de materiais sem correlação genética entre si. Assim, algumas características como o teor total de P, podem não se adequar a modelos como o de Walker e Syers (1976).

O RRd, EKo, SXeg e o TCp apresentaram valores de P-Total menores que 200 mg kg^{-1} (Tabela 2). Os valores de RRd e EKo podem ser explicados por sua matriz arenosa, naturalmente pobre em P. A baixa quantidade deste nutriente no sistema se deve principalmente à baixa adsorção do fósforo às partículas de areia do solo (Klein, 2014). O SXeg e o TCp também possuem materiais de origem pobres em P (ortognaisses e sedimentos argilo-arenosos, respectivamente) (Corrêa, 2014), além de apresentarem um baixo teor de C total e pH próximo de 6, o que diminui a adsorção de P (Cunha et al., 2007; Turner e Engelbrecht, 2011; e Costa et al., 2016).

O RYq, PVe, PAd, GXa e o LAd apresentaram valores médios de P-total entre 200 e 500 mg kg^{-1} . Os teores de P-Total no PVAd, NVe, FTd e LVAd foram maiores (500 a 1000 mg kg^{-1}), fato que deve estar associado ao teor mais elevado de argila nesses solos (Tabela 2) e aos altos teores de óxidos de Fe e Al (Tabela 5) que proporcionam maior superfície de adsorção de P.

O mesmo ocorre em alguns solos que apresentaram valores médios de P mais elevados que os demais ($>1000 \text{ mg kg}^{-1}$), como no LVwf, LVj, LVd, fato associado aos seus elevados teores de argila, apesar de serem altamente intemperizados (*i.e.* solos oxídicos). Neste caso, a elevada predominância de óxidos de Fe e Al decorrente da pedogênese leva à fixação de P na fase sólida, principalmente em materiais parentais ricos em Fe (Crews et al., 1995; Mage e Porder, 2013; Porder e Ramachandran, 2013).

Outras classes de solos como o VEo, CHd e o OXs também apresentaram valores de fósforo total muito superiores às demais classes estudadas, o que está associado ao seu baixo grau de intemperismo. O VEo carrega características muito específicas do seu material de origem (Tufito), especialmente com relação à presença de apatita, mineral rico em P (Tabela 1) (Silva et al., 2005).

O CHd e o OXs foram os solos que apresentaram os maiores valores médios de Po-total, em sua maioria atribuídos ao alto teor de COS, o que evidencia a dependência ao fósforo orgânico em relação à MOS para o aporte de P no solo (Cunha et al., 2007; Turner e Engelbrecht, 2011; e Costa et al., 2016).

De forma geral, as proporções das frações de P variaram de acordo com o grau de desenvolvimento pedogenético, atendendo ao modelo clássico de Walker e

Syers (1976). Houve uma diminuição gradual e um eventual esgotamento do P_i -lábil e P_i -HCL.

Assim como uma elevação contínua do P-residual de acordo com o grau de intemperismo dos solos, resultados similares também foram encontrados por Cross e Schlesinger (1995) ao avaliar diferentes classes de solos através do fracionamento sequencial de Hedley. Este evento ocorre através da transformação de minerais primários e secundários do solo, com a subsequente liberação e lixiviação de silício e cátions não ácidos (Ca, Mg, K, Na), causando o acúmulo residual de óxidos de ferro e, ou de alumínio e, conseqüentemente, o decréscimo do pH do solo, onde o P é adsorvido fortemente e estabilizado em sua forma residual (Walker e Syers, 1976; Guo e Yost, 1998; Yang e Post, 2011).

Walker e Syers (1976) sugerem que as proporções das formas de fósforo no solo se modificam à medida que o solo se desenvolve, e que ocorre um aumento do P_o -total sobre o P_i -total. Este comportamento também foi observado no presente estudo: solos com um grau de intemperismo mais avançado apresentaram um predomínio de P_o -total sobre o P_i -total, quando comparados aos solos com menor grau de intemperismo, pois à medida que os solos se desenvolvem, existe uma tendência de perdas de P mineral e um maior acúmulo de matéria orgânica no sistema, levando a um aumento da fração orgânica de P (Yang e Post, 2011).

5.3.2. Distribuição das frações segundo o índice F_{OX}/F_{DIT} .

A razão Fe_{OX}/Fe_{DIT} pode indicar a influência de regimes redutores ou oxidantes nas formas minerais do ferro (Vasconcelos et al., 2013), sendo que ambientes saturados com água e com altos teores de matéria orgânica apresentam razões elevadas (Schwertmann e Kämpf, 1983), enquanto ambientes bem drenados apresentam baixíssimas razões devido ao maior grau de cristalização dos óxidos, como tende a ocorrer em solos mais desenvolvidos, como os Latossolos, por exemplo (Kämpf et al., 1983). As interferências ambientais levadas em consideração no presente índice, causaram uma reordenação das classes de solos quando comparados ao índice Ki. O solo que anteriormente tinha sua fase mineral considerada moderadamente intemperizado como o GXa, e os solos intemperizados caulíníticos, como o OXs e o CHd, mudaram consideravelmente suas posições dentro do gradiente de intemperismo, passando a ocupar os primeiros lugares da ordenação

(Figura 6). Tal fato ocorre pelas suas condições ambientais específicas, citadas no parágrafo anterior, que inibem a cristalização dos óxidos de Fe no ambiente. No caso do hidromorfismo, como ocorre no solo GXa, a estagnação da água condiciona a redução microbiana do ferro, o que também diminui a velocidade de decomposição da matéria orgânica do solo.

A condição redox nesses ambientes faz com que haja preservação da matéria orgânica, viabilizando um possível desenvolvimento da população de microrganismos específicos, que são capazes de transformar o Fe através do processo de redução, impedindo a sua cristalização (Franzmeier et al., 1983). Os solos OXs apresentaram elevados teores de matéria orgânica, criando uma maior quantidade de ligantes orgânicos, como ácidos carboxílicos, que complexam o Fe na superfície dos óxidos, diminuindo a cristalização e aumentando o teor de ferro amorfo em relação ao ferro cristalino (Turner et al., 2011). Já o CHd já apresentava em sua composição mineralógica altos teores de Fe amorfo, dado ao seu material de origem rica neste elemento.

Avaliando o teor de P-total dos solos, a presente ordenação (Fe_{OX}/Fe_{DIT}) também não atendeu ao modelo de Walker e Syers (1976) (Figura 6). Reforçando que os valores absolutos dos teores de P não podem atender a uma regra, uma vez que é preciso levar em consideração a heterogeneidade dos importantes fatores que influenciam o processo pedogenético, tais como: litologia, clima, tempo, relevo e organismos que são capazes de interferir diretamente na evolução das propriedades e da mineralogia do solo (Wilson, 2022).

Já as proporções das frações de P, ordenadas pelos valores de Fe_{OX}/Fe_{DIT} , se enquadram dentro do modelo de Walker e Syers (1976). De forma geral, ocorreu uma diminuição tanto das formas P_1 -Lábil quanto P_1 -HCL, e um aumento gradativo do P-residual de acordo com o desenvolvimento dos solos, corroborando os resultados encontrados por Yang e Post (2011) (Figura 7).

Rolim Neto et al. (2004), ao estudar um conjunto de Latossolos de Minas Gerais, com textura e materiais de origens distintas, observaram que as maiores proporções de óxidos de Fe e Al cristalinos (goethita, hematita e gibbsita, respectivamente) causam o aumento da adsorção de fosfato. De acordo com estes mesmos autores, os teores e a superfície específica da caulinita não se correlacionaram de forma significativa na adsorção de P, evidenciando a sua baixa

influência neste processo e a alta interação e estabilização do P com os óxidos de Fe e Al, refletindo no aumento em proporção do P-residual.

O modelo de Walker e Syers (1976) sugere que, à medida que o solo se desenvolve, ocorre um aumento das proporções de P_o -total sobre o P_i -total (Figura 8). Essa tendência também foi observada no presente trabalho pois, o P ligado às fontes de minerais primários foram perdidas através do intemperismo, tornando a fração orgânica de P maior em relação ao P_i (Yang e Post, 2011).

5.3.3. Distribuição das frações segundo a ordenação determinada pela relação dos teores semitotais (Al/cátions móveis).

A presente relação foi utilizada a partir do princípio do índice “*Chemical index of Alteration*” (CIA), que considera a transformação do feldspato em minerais da fração argila, como a caulinita, um dos processos de maior expressão do intemperismo (Nesbitt and Young, 1982; Rasmussen et al., 2010). Como a relação foi construída para os solos estudados, com base nos dados de ataque sulfúrico, presume-se que a relação não vai expor o grau de alteração dos minerais primários em relação à presença de argilominerais, já que o ataque sulfúrico não dissolve minerais das frações grossas. Entretanto, como argilominerais 2:1 possuem mais cátions “móveis” nas suas estruturas (como K, Ca, Mg e Na), e estes se concentram em solos menos intemperizados, assume-se que este índice também seja sensível ao grau de intemperismo dos solos estudados. Assim, menores valores indicam maior presença de argilominerais 2:1, em detrimento de caulinita e óxidos de Al e, conseqüentemente, um menor grau de intemperismo.

O resultado desta relação mostrou que os menores valores representados pelos VEO, RRd, RYq, TCp, MXo, SXeg e CHd, indicam maiores teores de cátions móveis presentes na fração mais fina dos solos, característica comum em solos com menor grau de intemperismo (Babechuck et al., 2014) (Tabela 5). Já os solos mais intemperizados, como os Latossolos e o FTd, por exemplo, apresentam uma maior relação do Al sobre os cátions semitotais, evidenciando a remoção dos cátions móveis.

Avaliando o teor de P-total dos solos, a ordenação através da relação (Al/cátions móveis) também não atendeu ao modelo de Walker e Syers (1976) (Figura 9). Já as proporções das frações de P também se enquadram dentro do modelo de Walker e Syers (1976), assim como nos ordenamentos, considerando o K_i e a relação

Fe_{OX}/Fe_{DIT} . De forma geral ocorreu uma diminuição tanto das formas P_I -Lábil quanto P_I -HCL, um acréscimo gradativo do P-residual, e um aumento em proporções do P_O sobre o P_I de acordo com o aumento do valor da relação (Al/cátions móveis), resultados também encontrados por Yang e Post (2011).

A relação indica alta permanência do Al (predominantes na caulinita e na gibbsita, o hidróxido de Al mais comum dos solos intemperizados) e remoção dos cátions antes presentes nos argilominerais 2:1. O P lábil e o P ligado à apatita também são transformados à medida que esta evolução mineralógica se evidencia. No entanto, o P ainda pode estar presente no solo através de ligações mais estáveis, dificultando a sua saída do sistema (Porder e Ramachandran, 2013; Wilson et al., 2022).

5.4. Relação entre as frações de P e atributos físico-químicos e mineralógicos do solo

5.4.1. Relação entre as frações de P e atributos do solo.

A correlação significativa e positiva do P-Mehlich¹ com as frações lábeis (P_I -Resina, P_I -NaHCO₃), moderadamente lábeis (P_O -NaOH e P_O -sonic), P_O -total e P-total, indicam uma dependência do P disponível sobre tais formas de P, ressaltando a importância da reciclagem do P_O pela mineralização da biomassa microbiana na manutenção da disponibilidade de P para as plantas (Stewart e Tiesen, 1987) (Tabela 9).

A correlação significativa e positiva do P-Mehlich¹ com o P_I -HCl pode ser explicada pelo fosfato de cálcio ser menos estável em meio ácido, onde o aumento de sua solubilidade pode ser causado pela diminuição do pH do meio (Novais, 1999). Logo, extratores ácidos como o Mehlich¹, conseguem extrair do solo grande parte do fósforo ligado ao cálcio (Rocha et al., 2000).

As correlações positivas e significativas entre o teor de argila e a fração orgânica, especificamente na fração de moderada labilidade (P_O -NaOH, P_I -Sonic), não lábil (P-residual), P_O -total e P-total sugerem que há uma proteção do P pela formação de complexos organominerais (Viana et al., 2018; Rinaldi et al., 2019; Aleixo et al., 2020).

A diminuição do pH do solo pode causar a dissolução dos fosfatos de cálcio e, assim, se torna clara a relação do pH com o fósforo ligado a ele ($P_1\text{-HCL}$) (Beegle, 2005). Além disso, solos altamente intemperizados com pH baixo são caracterizados pelo seu baixo teor de bases trocáveis (Araújo et al., 2014). A CTC (T) do solo se mostrou extremamente importante para a manutenção das frações de P no solo (Viana et al., 2018).

As correlações positivas entre a maioria das frações de P com o COS, mostram o quanto o P do solo é sensível à presença da MOS, indicando que o aumento dos seus teores também eleva o *pool* de P. A presença de N também mostrou ser um fator importante para o aporte de P (Cunha et al., 2007; Turner e Engelbrecht, 2011; e Costa et al., 2016). As relações negativas e significativas entre N e P_0 evidenciam a relevância do N para o processo de mineralização do P (Conte et al., 2002; Martinazzo et al., 2007). Relações mais estreitas podem resultar em maior mineralização de P enquanto relações mais largas podem levar à imobilização dos mesmos (Novais et al., 2007).

5.4.2. Relação entre as frações de P, os óxidos de Fe e Al e os índices mineralógicos.

A presença de óxidos de Fe e Al no solo condiz ao avançado estado de intemperismo representando a intensa perda de sílica (dessilicatização), com resultante acúmulo de óxidos insolúveis de ferro e alumínio (Uehara, 1988). Estes minerais exercem marcante influência nos atributos eletroquímicos de solos altamente intemperizados dos trópicos. (Nascimento et al., 1988). As correlações positivas do Fe_{DIT} e Al_{DIT} propõem uma capacidade dos minerais associados a essas frações (óxidos de Fe de mais alto ordenamento e gibbsita, respectivamente) a adsorção e estabilização de P, especialmente em sua fração orgânica ($P_0\text{-NaOH}$) e residual (P-Residual). Essas correlações são esperadas na maioria dos solos de climas tropicais, uma vez que cargas positivas das superfícies dos Fe/Al-oxihidróxidos, argilominerais e substâncias húmicas se manifestam em função de mudanças no pH (Gérard, 2016; Barber, 1995) (Tabela 10).

Óxidos de baixa cristalinidade, representados tanto pela fração Fe_{OX} quanto pela Al_{OX} , estão correlacionados com a maioria das frações de P, indicando uma alta capacidade de adsorção (Dieter et al., 2010). O grau de cristalinidade dos óxidos interfere diretamente no seu poder de adsorção, sendo atribuído aos óxidos amorfos

um importante papel na adsorção de fosfato por apresentarem uma maior superfície específica e, conseqüentemente, uma alta quantidade de sítios de adsorção (Boorgard, 1983; Lin et al., 1983) (Tabela 10).

Motta et al. (2002) concluíram, a partir de dados de um conjunto de Latossolos da Região Sudeste do Brasil, que as formas de P ligadas mais fortemente a Al e Fe aumentaram com o caráter oxídico dos solos. A correlação negativa significativa entre a razão P_i/P_o e as formas de Fe e Al extraídos por ditionito, ácido sulfúrico e, significativa positiva entre P_i/P_o e os índices Fe_{ox}/Fe_{DIT} , K_i e k_r , indicam uma predominância das proporções de P_o sobre o P_i de acordo com o desenvolvimento do solo. Walker e Syers (1976), Cross e Schlesinger (1995), Yang e Post, (2011) e Boit, (2014) também encontraram resultados semelhantes ao avaliar os percentuais de P_i e P_o durante o intemperismo de diferentes classes de solos.

5.5. Modelo estrutural entre os atributos dos solos e fósforo dos solos

O modelo estrutural apresentado enfatiza a interconexão entre o P e as propriedades do solo, evidenciando que os níveis de MOS influenciaram os teores de P-total do solo, como observado por outros autores (Guerra et al., 1996; Lardy et al., 2001; Cunha et al., 2007; Turner e Engelbrecht, 2011) (Figura 12).

Apesar das fortes associações da MO com o P-total, elas não exerceram influência direta sobre os estoques de P do solo, mas indiretamente via T (Figura 12). Como nos solos tropicais a fase mineral é dominada por argilas de baixa atividade, a MOS constitui o principal regulador de T nestes solos e isso pode explicar a relação direta entre T e P-total do solo, já que a MOS também é uma fonte de P (Costa et al., 2016).

5.6. Relações entre C, N e Po-Total

A fração de P orgânico do solo se mostrou associada ao carbono total do solo (Figura 13a). Viana et al. (2018) e Cunha et al. (2007) também observaram uma forte relação entre estes fatores ao analisar as frações de P em diferentes classes de solos na Região da Mata Atlântica do Brasil (Figura 13a).

De acordo com Tipping et al. (2016), os dois elementos (N e P) exibem enriquecimentos paralelos na matéria orgânica do solo, indicando que tais nutrientes

estão intimamente relacionados ao carbono orgânico do solo, fazendo assim com que haja uma ligação direta entre eles (Figura 13b). Em sua análise dos dados obtidos usando o método de fracionamento de Hedley, Yang e Post (2011) também encontraram que o C e o N estão fortemente correlacionados nas classes de solos estudados (Figura 13c).

Estudos mostram que, de maneira geral, na região tropical a diminuição no teor de matéria orgânica do solo causa perdas de mesma magnitude para C, N e Po-Total (Stewart e Tiessen, 1987).

5.7. Análise de componentes principais

As proporções das formas de P demonstraram alta dissimilaridade entre as classes de solos. Os fatores que afetam a formação do solo possuem alta influência sobre as frações de P presentes no sistema (Wilson et al., 2022) (Figura 14).

O grupo 1 é representado por classes de solos fortemente marcadas pela alta presença de fósforo ligado ao cálcio, característica esperada tratando-se de um Chernossolo (Embrapa, 2018) e de Vertissolo, este último com tufito como seu material originário. Os tufos contêm minerais acessórios de rochas ultrabásicas, tais como a apatita (Hasui e Haralyi, 1991). O grupo 2 formou-se por solos que se mostraram menos influenciados individualmente pelas frações de P.

O grupo 3 apresentou relação com o P-residual. Agrupamento composto pelos solos com o processo pedogenético mais avançado, corroborando os resultados encontrados através dos índices anteriormente mostrados neste trabalho, evidenciando a relação do avanço do processo pedogenético com o acúmulo do P-residual (Walker e Syers, 1976; Cross e Schlesinger, 1995; Yang e Post, 2011).

O grupo 4 foi formado por solos que se mostraram mais dissimilares dos demais pela proporção do P_o-Total, estando presente nele solos com proporções mais elevadas de MO, o que contribui ao aporte de fósforo orgânico nestes solos (Turner e Engelbrecht, 2011).

O grupo 4 foi o menor grupo formado, dissimilar dos demais pela influência do P_i- Moderadamente Lábil. São solos com características texturais similares e com baixo teor de P. O TCp não se incluiu em nenhum dos grupos formados, onde o mesmo foi demandado pelo P_i- Lábil, o que pode ter ocorrido por ser um solo pouco

desenvolvido com proporções maiores de P menos estabilizado no solo (Medeiros et al., 2013).

6. CONCLUSÕES

Houve variação da dinâmica do P de acordo com as características distintas encontradas em cada classe de solo. Foi possível observar que os teores de P-total, ordenados pelos índices mineralógicos, não se enquadram no modelo de Walker e Syers (1976). A grande influência dos fatores de formação dos solos em climas tropicais refletiu em uma alta variação dos valores médios de P-total dentro de diferentes estágios de intemperismo.

No entanto, as proporções das diferentes frações de P no sistema dentro dos diferentes estágios de intemperismo se adequam ao modelo. Os atributos do solo se mostraram interligados de forma direta à dinâmica do P, uma vez que os teores das diferentes frações de P foram influenciados pela argila, pH, T, SB, C, N e óxidos de Fe e Al do solo, e assim se mostraram determinantes para a formação dos seus compartimentos dentro do sistema. O P-Total apresentou relação com a T do solo, indicando a MOS como a principal reguladora de T em solos de climas tropicais.

Ocorreu uma diminuição das formas lábeis ($P_i\text{-Resina} + P_i\text{-NaHCO}_3$), o aumento das formas mais estáveis (P-residual) e a predominância das proporções de P_o -total sobre P_i -total em solos mais intemperizados do que em solos menos intemperizados, dentro da ordenação de vinte classes de solos de Minas Gerais, evidenciando a importância da presença da MO para a manutenção do *pool* de P em solos tropicais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aleixo, S., Gama-Rodrigues, A.C., Gama-Rodrigues, E.F., Campello, E.F.C., Silva, E.C., Schripsema, J., (2020). Can soil phosphorus availability in tropical forest systems be increased by nitrogen-fixing leguminous trees? *Science of the Soil Total Environ.*, 712:136-405.
- Aleixo, S., Gama-Rodrigues, A. C., Costa, M. G., Sales, M. V. S.; Gama-Rodrigues, E. F., Marques, J. R. B. (2017) . P transformations in cacao agroforests soils in the Atlantic Forest region of Bahia, Brazil. *Agroforestry Systems*, v. 91, p. 423-437.
- Abelson, P.H. (1999) A potential phosphate crisis. *Science*, Washington, 283:2015-2016.
- Anda - Associação Nacional para Difusão de Adubos (2021). Estatísticas. São Paulo 120p.
- Andrade, G. R. P., Azevedo, A. C.L., Assis, J.k., Correa, T. (2019). Weathering of Permian sedimentary rocks and soil clay minerals transformations under subtropical climate, southern Brazil (Paraná State). *Geoderma*, 336:31-48.
- Araújo, M. A., Pedroso, A.V., Amaral, D.C., Zinn, Y.L. (2014). Paragênese mineral de solos desenvolvidos de diferentes litologias na região sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 38:11-25.
- Banco de solos do Estado de Minas Gerais: monolito: descrição dos perfis / Fundação Estadual do Meio Ambiente, Universidade Federal de Viçosa. (2016). Fundação Estadual do Meio Ambiente. Belo Horizonte – MG. 102p.
- Barber, S.A. (1995). Soil Nutrient Bioavailability: A Mechanistic Approach. *New York, J. Wiley*, 2:414.
- Barbosa, P.F., Lagoeiro, L. (2010). Textura cristalográfica da transformação magnetita hematita: evidências de relações topotáticas em amostras naturais do Quadrilátero Ferrífero. *Sou Mineiro. Brasil*. 95:118-25

- Babechuck, M.G., Widdowson, M., Kamber, B.S. (2014). Quantifying Chemical Weathering Intensity and Trace Element Release From Two Contrasting Basalt Profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*. 363:56-75.
- Beegle, D. (2005). Assessing soil phosphorus for crop production by soil testing. In: SIMS, J. T. Sims and A. N. Sharpley. (Ed.). *Agriculture and the environment*. Madison: SSSA. p 123-144
- Belinque, H., Pucheu, N., Kerber, N., Rubio, G. (2015). Utilization of organic phosphorus sources by oilseed rape, sunflower, and soybean. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 178:339-344.
- Benedetti, Marcelo M., Sparovek, G., Cooper, M., Curi, N., Carvalho Filho, A. (2008). Representatividade e potencial de utilização de um banco de dados de solos do Brasil. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 32(6):2591-2600.
- Boorgard, O. K. (1983). The influence of iron oxides on the surface area of soil. *Soil Science*, London,34:333-341.
- Bowman, R.A., Cole, C.V. (1978) An exploratory method for fractionation of organic phosphorus from grassland soils, *Soil Sci*. 125,49-54.
- Buol, S.W., Southard, R. J., Graham, R. C., Mcdaniel, P. A. (2011). Soil Genesis and Classification. *Chichester: Wiley-Blackwell*, 543p.
- Camêlo, D. D. L., Ker, J. C., Fontes, M. P. F., Corrêa, M. M., Costa, A. C. S. D., & Melo, V. F. (2017). Pedogenic iron oxides in iron-rich Oxisols developed from mafic rocks. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 41:e0160379.
- Camêlo, D.L., Ker, J.C., Fontes, M.P.F., Costa, A.C.S., Corrêa, M.M., Leopold, M. (2018). Mineralogy, magnetic susceptibility and geochemistry of Fe-rich Oxisols developed from several parent materials. *Scientia Agricola*, 75:410-419.
- Campos J. E. G., Dardenne M. A. (1997). Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira Geociências*, 27:283-294.
- Carmo, D.N., Curi, N. & Resende, M. (1984). Caracterização e gênese de Latossolos da Região do Alto Paranaíba -MG. *R. Bras. Ci. Solo*, 8:235-240.
- Cella, D., Rossi, M.C.L. (2010) Análise do mercado de fertilizantes no Brasil. *Interface Tecnológica* – 7(1):41-50.
- Chang, S. C., Jackson, M. L. (1957). Fractionation of soil phosphorus. *Soil Science*, *Baltimore*, 84:133-144.
- Chesworth, Ward. (2008). Tropical soils. 2.ed. *Encyclopedia of Soil Science*. Springer Netherlands, p793-803

- Chimdi, A., Martti, E., e Kari, Y., (2014). Sequential Fractionation Patterns of Soil Phosphorus Collected from Different Land Use Systems of Dire Inchine District, West Shawa Zone, Ethiopia. *American-Eurasian Journal of Scientific Research* 9(3):51-57.
- Chimner, R.A. e Ewel, K.C. A (2005). tropical freshwater wetland: II. Production, decomposition, and peat formation. *Wetlands Ecol. Manage.*, 13:671-684.
- Conte, E., Anghinoni, I., Rheinheimer, D.S. (2002) Fósforo da biomassa microbiana e atividade de fosfatase ácida após aplicação de fosfato em solo no sistema plantio direto. *R. Bras. Ci. Solo*, 26: 925-930.
- Cooper, J., Lombardi, R., Boardman., D, Carliell-Marquet, C. (2011). The future distribution and production of global phosphate rock reserves. *Resources Conservation and Recycling*, 57:9.
- Cordell, D., Rosemarim, A., Schröder, J. J., Smit, A. L. (2011). Towards global phosphorus security: A systems framework for phosphorus recovery and reuse options. *Chemosphere*, 48:747-758.
- Coringa, E.A.O., Couto, E. G., Otero, P.X., Vidal, P. T. (2012). Atributos de Solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. *Acta Amazônica*,42:19-28.
- Corrêa, L. W. C., Macambira, M. J. B. (2014). Evolução da região de Santana do Araguaia (PA) com base na geologia e geocronologia em zircão de granitoides. *Geologia USP. Série Científica*, 14:45-66.
- Corrêa, M.M., Moreal, A.M., Ker, J.C., Carvalho Filho, A. (1999). Avaliação de critérios de classificação de Espodossolos do Pantanal Matogrossense e de Tabuleiros Costeiros relacionados ao Grupo Barreiras. *Congresso Bras, Ci, Solo*, Brasília.
- Costa, A.C.S., Bigham, J.M., Rhoton, F.E., Traina, S.J. (1999). Quantification and characterization of maghemite in soils derived from volcanic rocks in southern Brazil. *Clays Clay Miner*, 47: 466-473.
- Costa, M.G., Gama-Rodrigues, A.C., Gonçalves, J.L.D.M., Gama-Rodrigues, E.F., Sales, M.V.D. S., Aleixo, S. (2016). Labile and Non-Labile Fractions of Phosphorus and Its Transformations in Soil under Eucalyptus Plantations, Brazil. *Forests*, 7(1):15.

- Costa, S.A.D., Ker, J.C., Simões, D.F.F., Fontes, M.P.F., Fabris, J.D., Andrade, F.V. (2014). Pedogenesis and classification of Latosols developed from itabirites in the region of Quadrilátero Ferrífero, MG. *Rev Bras Cienc Solo*. 38: 359-71.
- Crews, T.E., Kitayama K., Fownes, J.H., Riley, R.H., Herbert, D.A., Mueller-Dombois, D, Vitousek, P.M. (1995) Changes in soil phosphorus fractions and ecosystem dynamics across a long chronosequence in Hawaii. *Ecology* 76: 1407-1424
- Cross, A.F., Schlesinger, W.H. (1995) A literature review and evaluation of the Hedley fractionation: Applications to the biogeochemical cycle of soil phosphorus in natural ecosystems, *Geoderma*, 64, 197-214.
- Cunha, G.M., Gama-Rodrigues, A.C., Costa, G.S. e Velloso, A.C.X. (2007) Fósforo orgânico em solos sob florestas montanas, pastagens e eucalipto no te fluminense. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31:667-67.
- Curi, N., Franzmeier, D.P. (1987) Effects of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. *Soil Sci Soc Am J*, 51:153-8.
- Curi, N., Camargo, O.A., Guedes, A. e Silveira, J.V. (1988). Sorção de fósforo em materiais de Latossolos do Brasil Sudeste. Anais da Reunião de Classificação, Correlação de Solos e Interpretação da Aptidão Agrícola, 3., Rio de Janeiro: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p.267-282.
- Dieter, D., Elsenbeer, H., Turner, B. (2010). Phosphorus fractionation in lowland tropical rainforest soils in central Panama, *Catena*, 82:118-125.
- Duda, G. P., Guerra, J. G. M., Pereira, M. G., Dos Anjos, L. H. C., Ribeiro, M. R. (2013). Avaliação da biodisponibilidade de fósforo em diferentes classes de solos do Brasil. *Semana: Ciências Agrárias*, 34:1563-1575.
- Elser, J.J., Bracken, M.E.S., Cleland, E.E., Gruner, D.S., Harpole, W.S., Hillebrand, H. (2007). Global analysis of nitrogen and phosphorus limitation of primary producers in freshwater, marine and terrestrial ecosystems. *Ecol. Lett.*, 10:1135– 1142.
- Embrapa. Nota técnica sobre o Plano Nacional de Fertilizantes: pontos críticos: maio de (2020). Brasília.
- Eriksson, A. K., Gustafsson, J. P., Hesterberg, D. (2015), Phosphorus speciation of clay fractions from long-term fertility experiments in Sweden. *Geoderma*, v. 241–242: 68–74.

- Espindola, C. R. A. (2010). Pedologia e a evolução das paisagens. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 31:67-92.
- Fedo, C. M. (1995) Unraveling the study of soil formation on Isla Santa Cruz, Galapagos. *Pedologie*, 23:921-924.
- Fernandes, F. A., Fernandes, A. H. B. M., Soares, M. T. S, Pellegrin, L. A., Lima, I. B. T. (2007). Atualização do mapa de solos da planície pantaneira para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Comunicado Técnico 61 .1.ed. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. Corumbá: Embrapa Pantanal, 6p.
- Fernandes, L.A. (2005). Solos do Projeto Xingó: caracterização e limitação ao uso com agricultura irrigada. Tese (Mestrado em Agronomia - Ciência do Solo) – Recife-PE - Universidade Rural de Pernambuco, 86p.
- Ferreira, C. A. (2008). Gênese de “Latosolos Acinzentados” em topossequência de Latossolos das chapadas do Alto Vale do Jequitinhonha, MG. Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal). Diamantina -MG – Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri – UFVJM, 85p.
- Ferreira, S.A.D., Santana, D.P., Fabris, J.D., Curi, N., Nunes Filho, E. & Coey, J.M.D. (1994). Relações entre magnetização, elementos traços e litologia de duas sequências de solos do Estado de Minas Gerais. *R. Bras. Ci Solo*, 18:167-174.
- Franzmeier, D. P., Yahner, J. E., Steinhard, G. C., Sinclair, Jr. H. R. (1983). Color Patterns and Water Table Levels in Some Indiana Soils. *Soil Sci. Soc. Am.* 5:1196-1202.
- Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC). (1983). Diagnóstico Ambiental do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: CETEC (Série de Publicações Técnicas, 10), 158p.
- Gama-Rodrigues, A.C., Sales, M.V.S., Silva, P.S.D., Comerford, N.B., Cropper, W.P., Gama-Rodrigues, E.F. (2014). An exploratory analysis of phosphorus transformations in tropical soils using structural equation modeling. *Biogeochemistry* 118:453-469.
- Gatiboni, L. C., Condrón, L. M. A. (2021). Rapid fractionation method for assessing key soil phosphorus parameters in agroecosystems. *Geoderma*, v. 385:114893.
- Gatiboni, L. C., Kaminski, J., Rheinheimer, D. S., Flores, J P C. (2007). Biodisponibilidade de formas de fósforo acumuladas em solo sob sistema plantio direto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31:691-699.

- Gérard, F. (2016). Clay minerals, iron/aluminum oxides, and their contribution to phosphate sorption in soils — A myth revisited. *Geoderma*, 262:213–226.
- Gerke, J. (2015) The acquisition of phosphate by higher plants: Effect of carboxylate release by the roots. A critical review. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 178(3):351–364.
- Ghidin, A.A., Melo, V.F., Lima, V.C. e Lima, J.M.J.C. (2006). Topossequências de Latossolos originados de rochas balsáticas no Paraná. I - Mineralogia da fração argila. *R. Bras. Ci. Solo*, 30:293-306.
- Guerra, J. G. M., Almeida, D. L. d., Santos, G. d. A., Fernandes, M. S. (1996). Conteúdo de fósforo orgânico em amostras de solo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 31(4), 291-299.
- Guo, F., Yost, R. S. (1998) Partitioning soil phosphorus into three discrete pools of differing availability. *Soil Science*, 163(10):822-833.
- Hasul, Y., Haralyi, N. L. E. (1991). Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, São Paulo, 10(1):57-77.
- Hedley, M.J., Stewart J.W.B., Chauhan B.S. (1982) Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Science Society of America Journal*, 46:970-976.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2001). Mapa de solos do Brasil: escala 1:5.000.000, Rio de Janeiro, 15p.
- IFA., (2021). Plano nacional de fertilizantes 2050: uma estratégia para os fertilizantes no Brasil. IFA: Associação Internacional da Indústria de Fertilizantes (2021 Brasília -DF, 195p.
- Kämpf, N., Schwertmann, U. (1983). Relações entre óxidos de ferro e a cor de solos caulínicos do Rio Grande do Sul. *R. Bras. Ci. Solo*, 7: 27-31.
- Kämpf, N., Curi, N., Marques, J.J. (2009). Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo, In: Melo, V.F., Alleoni, L. R. F., eds. Química e Mineralogia do Solo, 1ed. *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, p. 333-380.
- Ker, J.C. (1995). Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Viçosa – MG, Universidade Federal de Viçosa, 181 p.
- Klein, V. A. (2014). Física do solo. 3. ed. Universidade de Passo Fundo. 263p.
- Laclau, J.P., Ranger, J., Gonçalves, J.L.M., Maquère, V., Krusche, A.V., M'Bou, A.T. (2010) Biogeochemical cycles of nutrients in tropical Eucalyptus plantations main

- features shown by intensive monitoring in Congo and Brazil. *Forest Ecology and Management*. 259(9):1771-1785.
- Lardy, L. C., Brossard, M., Assad, M. L. L., Laurent, J. Y. (2002). Carbon and phosphorus stocks of clayey Ferralsols in Cerrado native and agroecosystems, Brazil. *Agriculture Ecosystems Environment*, 92(2-3), 147-158.
- Lemos, R.C., Santos, R.D. (1976). Manual de Método de Trabalho de Campo. 4 ed. *Soc. Bras. Ciência do Solo*, Campinas, 45p
- Lima, H. N., Mello, J. W. V., Schaefer, C. E. G. R., Ker, J. C., Lima, A. M. N. (2006). Mineralogia e Química de três solos de um topossequência da bacia sedimentar de Alto Solimões, Amazônia Ocidental. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, 30:59-68.
- Lima, M.R. (2011) Principais classes de solos do Brasil. Paraná: Universidade Federal do Paraná. Curitiba, Paraná, p. 03-27.
- Lin, C., Motto, H. L., Douglas, L. A., Busscher, W. J. (1983). Multifactor kinetics of phosphate reactions with minerals in acid soil. II Experimental Curve Fitting. *Soil Science*, Madison, 47:1103-1109.
- Mage, S. M., Porder, S. (2013). Parent material and topography determine soil phosphorus status in the Luquillo Mountains of Puerto Rico. *Ecosystems*, 16:284-294.
- Manual de métodos de análise de solo (2017). 3. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa. 2(17):286-287.
- Maranguit, D., Guillaume, T., Kuzyakov, Y., (2017). Land-use change affects phosphorus fractions in highly weathered tropical soils. *Catena*, 149:385-393.
- Martinazzo, R. Santos, D.R., Gatiboni, L.C., Brunetto., Kaminski, J. (2007). Fósforo microbiano do solo sob sistema plantio direto em resposta à adição de fosfato solúvel. *Rev. Bras. Cienc. Solo*, Viçosa, 31(3): 563-570.
- Maynard, J.B., Sutton, S.J., Robb, L., Ferraz, Meyer, F. (1995). A paleosol developed on hydrothermally altered granite from the hinterland of the Witwatersrand basin: characteristics of source of basin fill. *Journal of Geology*, 100:279-289.
- Medeiros, P. S. C. de., Nascimento, P.C., Inda, A. V., Silva, D.S. (2013). Caracterização e classificação de solos graníticos em topossequência na região Sul do Brasil. *Ciência Rural*, 43(7):1210-1217.

- Melo, A. F. D., Souza, C. M. M., Rego, L. G. S., Lima, R. N. S., Moura, I. N. B. M. (2017) Pedogênese de Chernossolos derivados de diferentes materiais de origem no Rio Grande do Norte, Brasil. *Agropecuária Científica no Semiárido*, 1808-6845.
- Melo, V.F., Fontes, M.P.F., Novais, R.F., Singh, B., Schaefer, C.E.G.R. (2001). Caracterização dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. *R. Bras. Ci. Solo.*, 25:19-32.
- Menezes-Blackburn, D., Giles, C., Darch, T., George, T.S., Blackwell, M., Sttuter, M., Shand, C., Lumsdon, D., Cooper, P., Weldler, R., Brown, L., Almeida, D.S., Wearing, Catherine., Zhang, H., Haygarth, P.M. (2018). Opportunities for mobilizing recalcitrant phosphorus from agricultural soils: a review. *Plant Soil*, 427(1-2):5-16.
- Miranda, D., Chaves, A.O., Dussin, I.A., Porcher, C.C. (2020). Paleoproterozoic khondalites in Brazil: a case study of metamorphism and anatexis in khondalites from Itapeçerica supracrustal succession of the southern São Francisco Craton. *International Geology Review*, 63(4):397-421.
- Montanari, R., Júnior, M.J., Campos, M.C.C., Souza, z.m., Camargo, L.A. (2010). Caracterização mineralógica de Latossolos em diferentes feições do relevo na região de Jaboticabal, SP. *Revista Ciência Agronômica*, 41:191-199.
- Motta, P. E. F., Curi, N., Siqueira, J. O., Van Raij, B., Furtini Neto, A. E., Lima, J. M. (2002). Adsorção e formas de fósforo em Latossolos: influência da mineralogia e histórico de uso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, 26(2):349-359.
- Moura Filho, G. Caracterização e Uso de solos arenosos associados à Foz do Rio São Francisco, no Litoral Sul de Alagoas. Viçosa, MG (1998). Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa - MG, 169p.
- Nash, D. M., Haygarth, P, M., Turner, B.L., Condron, L.M., MCDowell, R.W., Richardson, A.E., Watkins, M., Heaven, M.W. (2014). Using organic phosphorus to sustain pasture productivity: a perspective. *Geoderma*, Amsterdam, 221/222:11-19.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elements chemistry of tuffs. *Nature*, 199:715-717.
- Nesbitt, M.W., Young, G.M. (1984), Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks. based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. n.48, 1528-1584.

- Novais, R.F., Smyth, T.J., Nunes, F.N. (2007). Fósforo. In: Novais, R.F., Alvarez V., V.H., Barros, N.F., Fontes, R.L.F., Cantarutti, R.B. & Neves, J.C.L. Fertilidade do Solo. Viçosa, MG, *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, p.276-374.
- Novais, R.F., Smyth, T.J. (1999). Fósforo em solos e plantas em condições tropicais Viçosa, MG: UFV, Viçosa – MG, 399p.
- Oliveira, J. B., Jacomine, P. K. T., Camargo, M. N. (1992). Classes gerais de solos do Brasil. 2.ed. Jaboticabal: FUNEP, 201 p.
- Oliveira, A.P. (2007). Pedogênese de Espodossolos em Ambientes da Formação Barreiras e de Restinga do Sul da Bahia. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) -Viçosa-MG, Universidade Federal de Viçosa- UFV, 40p.
- Oliveira, J. B. de. (2008). Pedologia aplicada. 3. ed. Piracicaba, SP: Fundação de Estudos Agrários Luiz de Queiroz - FEALQ, 592 p.
- Pal, D.K., Wani, S.P., Sahrawat, K.L. (2012). Vertisols of tropical Indian environment: Pedology and edafology. *Geoderma*. 189-190: 28-49.
- Pereira, M.G., Anjos, L.H.C., Valladares, G.S. (2005). Organossolos: Ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo. In: Torrado, P.V., Alleoni, L.R.F., Cooper, M., Silva, A.P., Cardoso, E.J., eds. Viçosa: Tópicos em ciência do solo, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v4, p233-276.
- Pereira, T. T. C, Ker, J.C., Schaefer, E. G.R., Neves. J, C. L., Almeida, C.C. (2010) Gênese de latossolos e cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí – Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*, Brasília, 34:1283-1295.
- Porder, S., Ramachandran, S. (2013) The phosphorus concentration of common rocks—a potential driver of ecosystem P status. *Plant and soil*, 367:41-55.
- Rasmussen, C., Dahlgren, R. A., Southard, R. J. (2010). Basalt weathering and pedogenesis across an environmental gradient in the southern Cascade Range, California, USA. *Geoderma*, 154:473–485.
- Ratke, R. F., Campos, R. A., Inda, A.V., Barbosa, R.S., Silva, Y.J.A.B., Nóbrega, J.C.A., Silva, J.B, L. (2019) Agricultural potential and soil use based on the pedogenetic properties of soils from the cerrado-caatinga transition. *Ciências Agrárias*, 41(4): 1119-1134.
- Reimann, C., Caritat, P. (1998). Chemical elements in the environment: factsheets for the geochemist and environmental scientist. Berlim:Springer-Verlag. 1 ed. 398p.

- Rezende, S. B., Resende, M. (1996). Solos dos mares de morros: ocupação e uso. In: Alvarez, V. H., Fontes, L. E. F. *O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento*. (Ed.) Viçosa: Sociedade Brasileira de Classificação do Solo: UFV, p. 261-288.
- Rheinheimer, D.S., Anghinoni, L. (2003) Accumulation of soil organic phosphorus by soil tillage and cropping systems in subtropical soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 34:2339-2354.
- Ribeiro Filho, E. (1967). Geologia e Petrologia dos Maciços Alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro (Sudeste do Brasil). *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo. Geologia*, 22:9.
- Rinaldi, L.C.B., Aleixo, S., Silva, E.C., Gama-Rodrigues, A.C., Gama-Rodrigues, E.F., Gonçalves, J.L.M., Rocha, J.H.T., Schripsema, J., (2021). ³¹P NMR Spectroscopy and structural models of soil organic phosphorus under Eucalyptus. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 120:83- 97.
- Rocha, W. S. D., Alleoni, L.R.F., Regitano, J.B., Casagrade, J.C., Tornisielo, V.L. (2000). Influência do pH na sorção de imazaquin em um Latossolo Vermelho Acriférico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 24(3)649-655.
- Rodrigues, M., Withers, P.J.A., Soltangheisi, A., Vargas, Vitor. H, M., Pavinato, P. S., (2021). Tillage systems and cover crops affecting soil phosphorus bioavailability in Brazilian Cerrado Oxisols. *Soil And Tillage Research*, 205:104770.
- Rolin Neto, F.C., Schafer, C.E.G.R., Filho, F.F., Corrêa, M.M., Costa, L.M., Parahyba, R. BV., Guerra, S.S., Heck, R. (2009). Topolitossequências de solos do Alto Paranaíba: Atributos físicos, químicos e mineralógicos. *R. Bras. Ci. Solo*, 33:1795-1809.
- Santana, M., Azarias, V. (2021) Solos do Brasil: Chernossolos.
- Santos, L. A. C. (2018). Mineralogia e matéria orgânica de terra preta arqueológica e solos adjacentes não antrópicos na região do Apuí Amazonas. Tese (doutorado em Ciência do Solo) – Santa Maria- RS, Universidade Federal de Santa Maria- UFSM, p175.
- Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (2018). 5.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos.135p.

- Schwertmann, U. & Taylor, R.M. (1989). Iron oxides. In: Dixon, J.B., Weed, S.B., eds. Minerals in soil environments. 2. ed. Madison, *Soil Science Society of America*, 380-42p.
- Silva L.A., Teixeira S.C.G., Pérez D.V., Marques M.R.C. (2012). Impact of Chemical Oxidation on Brazilian Soils. *J. Braz. Chem. Soc.*, 23:367-371.
- Silva, F.D, Couceiro, P.R.C, Fabris, J. D, Goulart, A. T., Ker, J.C. (2005). Magnetoferrita e caminho pedogenético de transformação de óxidos de ferro magnéticos em dois perfis de solo derivados de tufito da região do Alto Paranaíba (MG). *Rev Bras Cienc Solo*. 29:763-75.
- Silva Neto, L. de. F. (2010). Pedogênese e matéria orgânica de solos hidromórficos da região metropolitana de Porto Alegre. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Porto Alegre- RS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRS, 117p.
- Silva Neto, L.F. (2013). Pedogênese e Matéria Orgânica de Solos Hidromórficos da Região Metropolitana de Porto Alegre. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Tese (Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo) – Porto Alegre – RS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul Faculdade de Agronomia – (UFRGS) 115p.
- Smeck N.E. (1985). Phosphorus dynamics in soils and landscapes. *Geoderma*. 36:185-199.
- Sposito, G. (1989). The chemistry of soils. 2 ed. New York, *Oxford University Press*, 304p
- Stewart, J. W. B., Tiessen, H. (1987). Dynamics of soil organic phosphorus. *Biogeochemistry, Dordrecht*, 4:41-60.
- Stewart, J.W., Tiessen, H. (1987). Dynamics of soil organic phosphorus. *Biogeochem.*, 4:41-60.
- Tiessen, H., Salcedo, I.H., Sampaio, E.V.S.B. (1992) Nutrients and soil organic matter dynamic under shifting cultivation in semi-arid northeastern Brazil. *Agriculture, Ecosystems and Environments*, 38:139-159
- Tiessen, H., Stewart, J.W.B. e Cole, C.V. (1984) Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. *Soil Science Society of America Journal*, 48:853-858.
- Tipping, E., Somerville, C. J., Luster, J. (2016). The C: N: P: S stoichiometry of soil organic matter. *Biogeochemistry*, 130(1)117-131.

- Torres, T.C.P, Ker, J.C., Schaefer, C. E.G.R., Barros, N.F., Neves, J.C.L., Almeida, C.C. (2010). Gênese de latossolos e cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí – Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo.* 34:1283-1295.
- Turner, B. L., Cheesman A. W., Godage, H. Y., Riley A. M., Potter B. V. L. (2012). Determination of neo- and D- chiro-inositol hexakisphosphate in soils by solution ³¹P NMR spectroscopy. *Environ. Sci. Technol.* 46:4994–5002
- Turner, B.L., Engelbrecht, B.M.J. (2011) Soil organic phosphorus in lowland tropical rain forests. *Biogeochemistry.* 103:297-315.
- Turner, B.L., Cade-menun, B.J., Condon, L.M., Newman, S. (2005). Extraction of soil organic phosphorus. *Talanta*, 66:294–306
- Turner, B. L., Kasperson, R. E., Matsone, P. A., Mccarthyf, J. J., Corellg, R. W., Christensene, L., Eckleyg, N. Kaspersonb, J. X., Luerse, A., Martellog, M. L., Polskya C., Pulsiphera, A., Schillerb, A. (2003). A framework for vulnerability analysis in sustainability science. *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 100(14): 8074–8079.
- Vasconcelos, V. et al. (2013). Modelo de evolução pedogeomorfológica da Serra da Canastra, MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 14(20)197-212.
- Valladares, G.S., Pereira, M.G., Anjos, L.H.C. & Ebeling, A.G. (2008). Caracterização de solos brasileiros contendo elevados teores de material orgânico. *Magistra*, 20:95-104.
- Velásquez, G., Ngo, T., Rumpel, C., Calabi-Floody, M., Rendel, T., Turner, B. L., Condon, L. M., Mora, M.L. (2016). Chemical nature of residual phosphorus in Andisols. *Geoderma.* Volume 271: 27-31
- Viana, T.O., Gama-Rodrigues, A., Gama-Rodrigues, E.F., Aleixo, S., Moreira, R.V.S., Sales, M.V.S., Marques, J.R.B., (2018). Phosphorus transformations in alfisols and ultisols under different land uses in the atlantic forest region of Brazil. *Geoderma Regional*, 14: e00184.
- Walker, T., Syers, J. (1976) The fate of phosphorus during pedogenesis. *Geoderma*, 15: 1-19.
- Wilson, S. G., Dahlgren, R. A., Margenot, A. J., Rasmussen, C., & O'Geen, A. T. (2022). Expanding the paradigm: The influence of climate and lithology on soil phosphorus. *Geoderma*, 421:115809.

- Yang, X., Post, W.M. (2011) Phosphorus transformations as a function of pedogenesis: A synthesis of soil phosphorus data using Hedley fractionation method. *Biogeosciences*, 8:2907-2916
- Zaia, F.C., Gama-Rodrigues, A.C., Gama-Rodrigues, E.F., Moço, M.K.S., Machado, R.C.R., Baligar, V.C. (2012) Carbon, nitrogen, organic phosphorus, microbial biomass and N mineralization in soils under cacao agroforestry systems in Bahia, Brazil. *Agroforest. Syst.* 86:197–212.
- Zhang, J., Zhang, Z., Xu, Z., Yang, J., Cui, J. (2000). Discovery of khondalite series from the western segment of Altyn Tagh and their petrological and geochronological studies. *Science in China*, 43(3):308-316.

APÊNDICE A

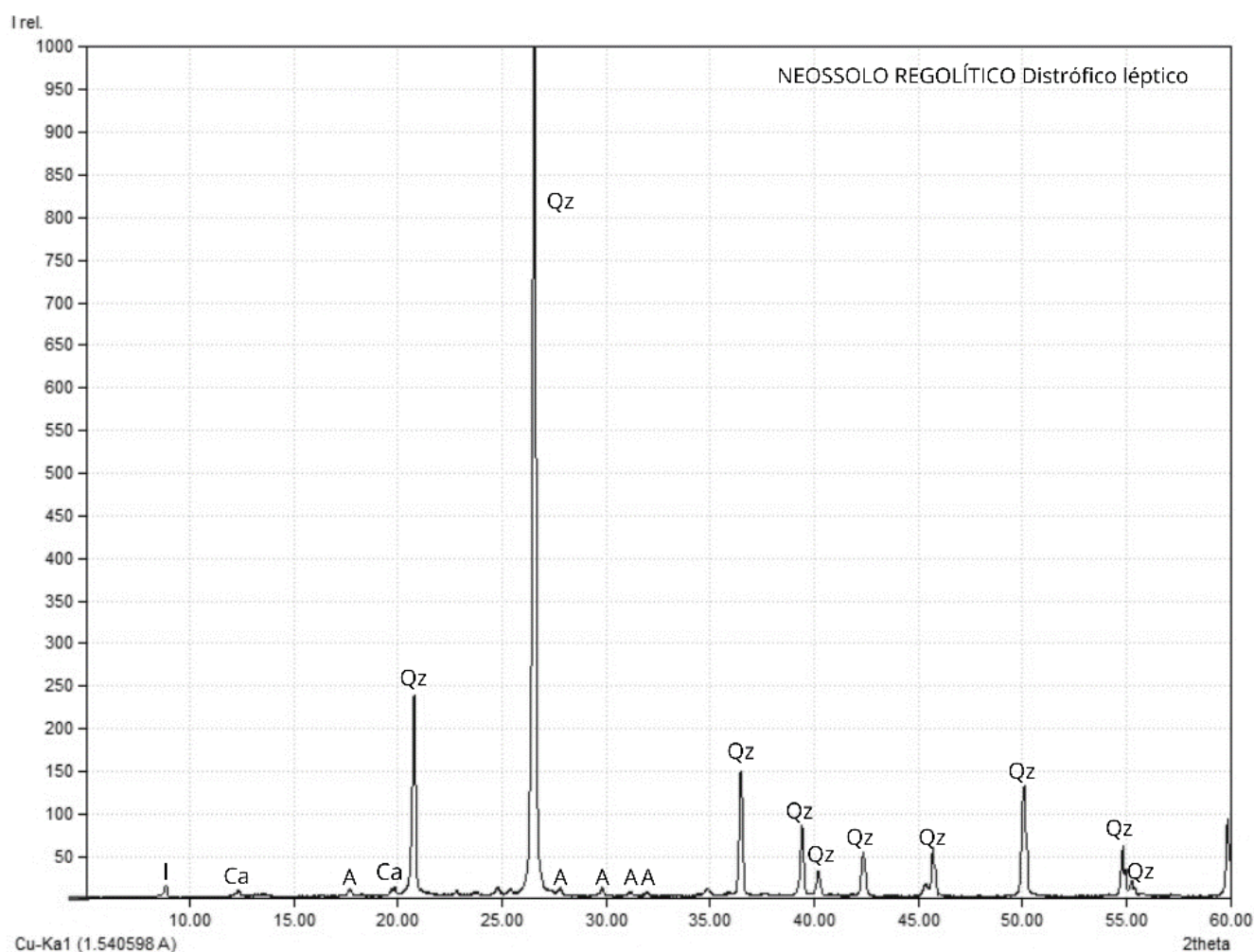


Figura 1A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe NEOSSOLO REGOLÍTICO Distrófico léptico; I - Illita, Ca - Caulinita, Qz - Quartzo, A - Albita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

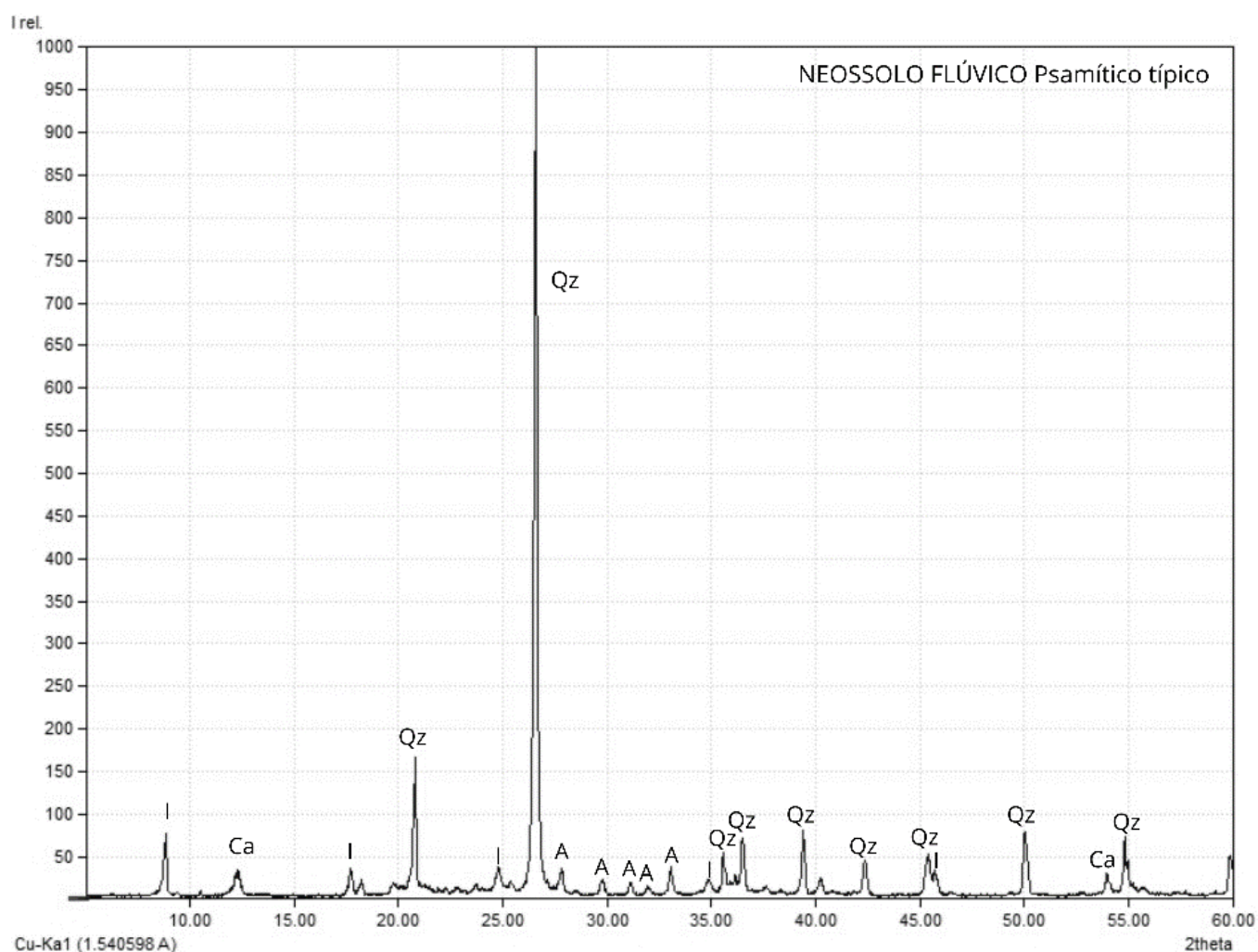


Figura 2A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe NEOSSOLO FLÚVICO Psamítico típico; I - Illita, Ca - Caulinita, Qz - Quartzos, A - Albita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

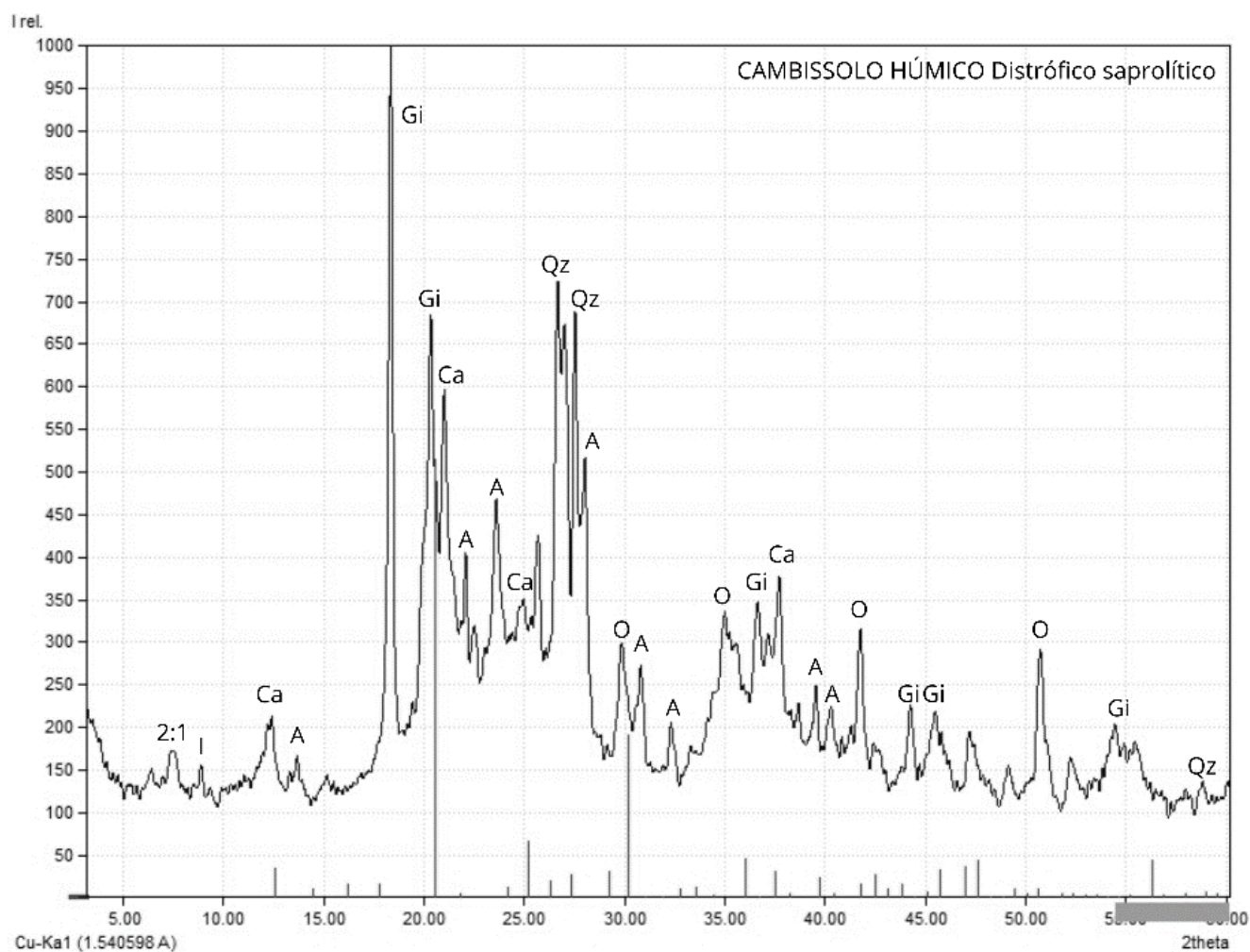


Figura 3A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico saprolítico; 2:1 - Minerais 2:1 expansivos, I - Illita, Ca - Caulinita, Gi - Gibbsita, Qz - Quartzo, A - Albita, O - Ortoclásio. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

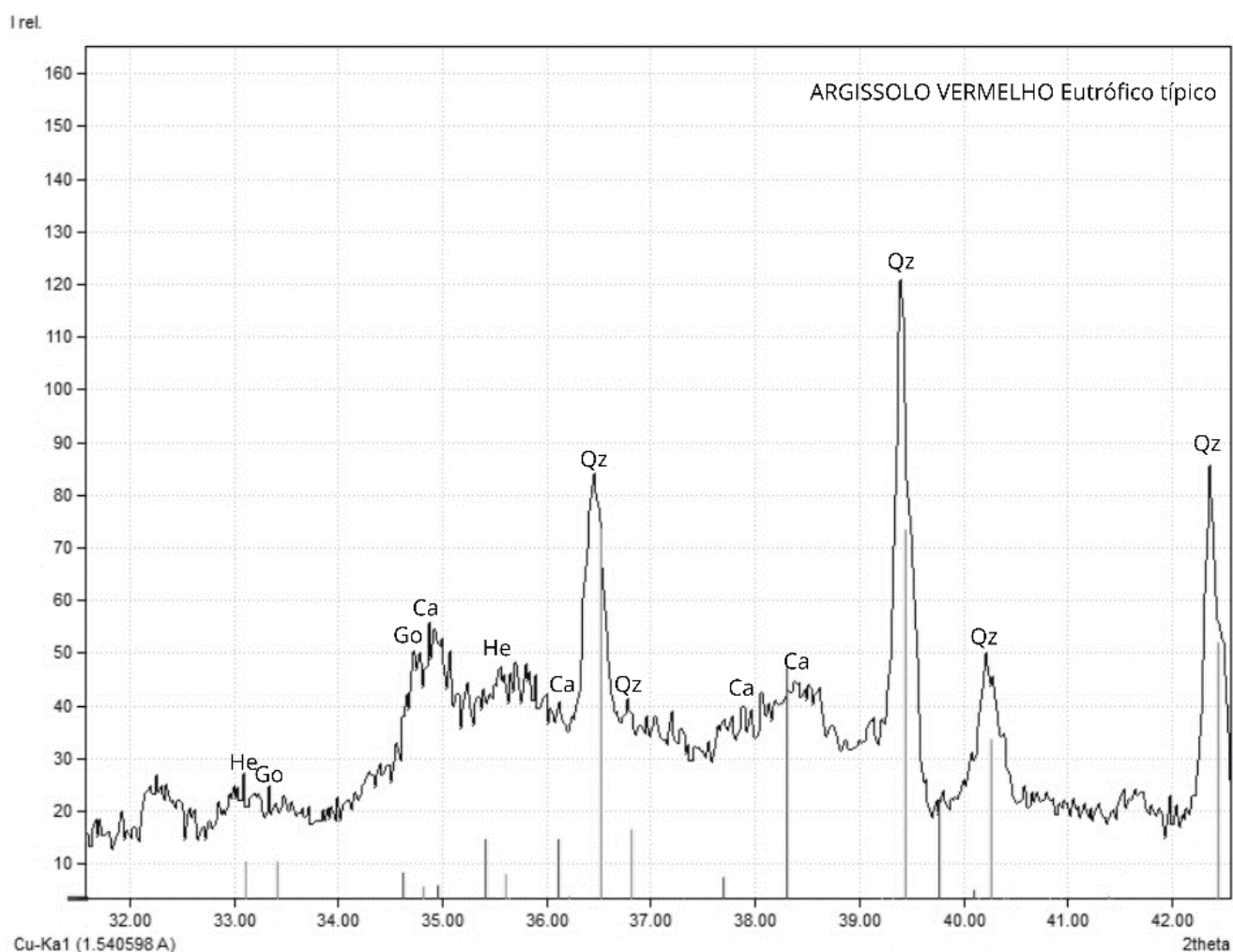


Figura 4A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico típico; He - Hematita, Go - Goethita, Ca - Caulinita, Gi, Qz - Quartzos. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

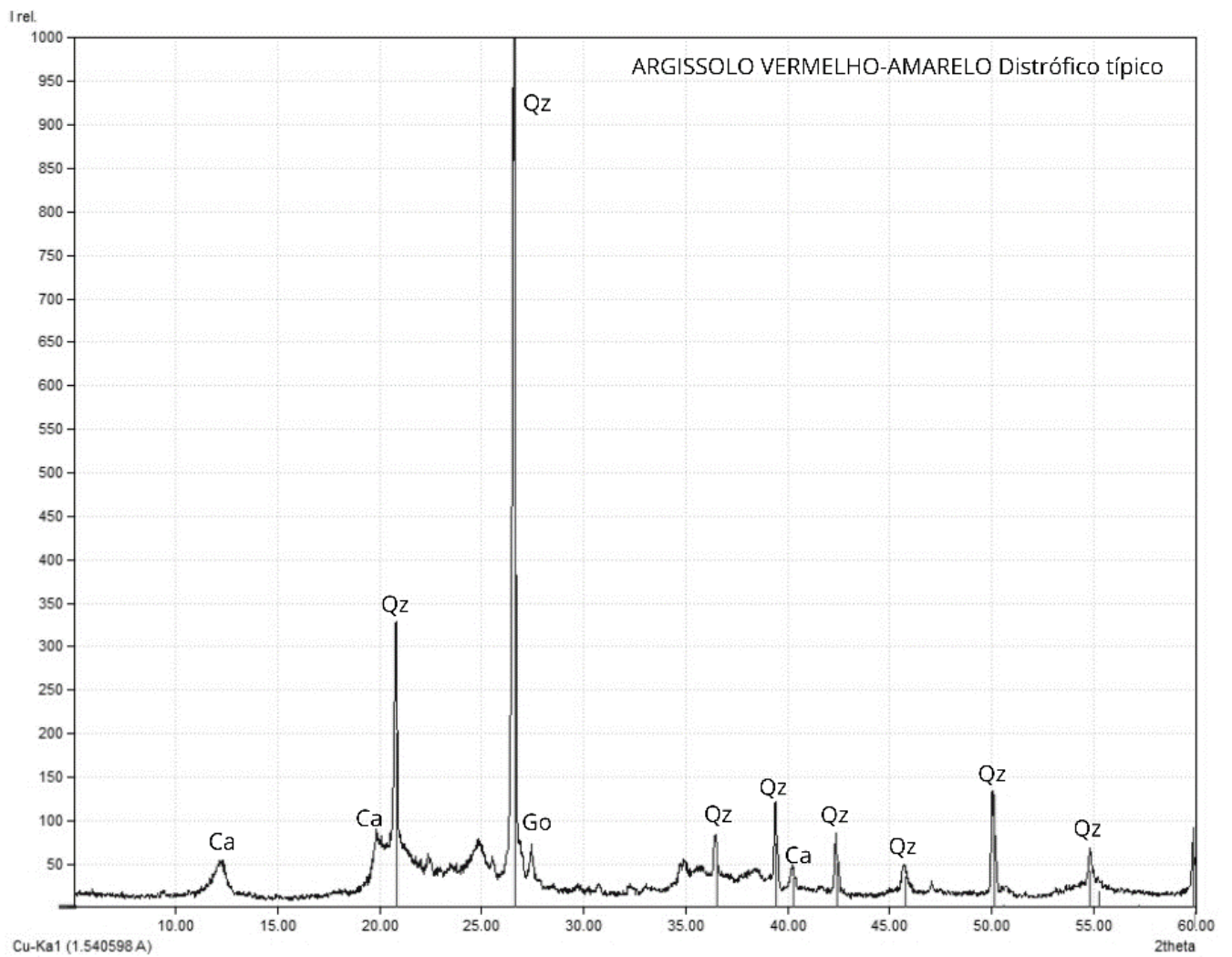


Figura 5A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico; Ca - Caulinita, Go - Goethita, Qz - Quartzo. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

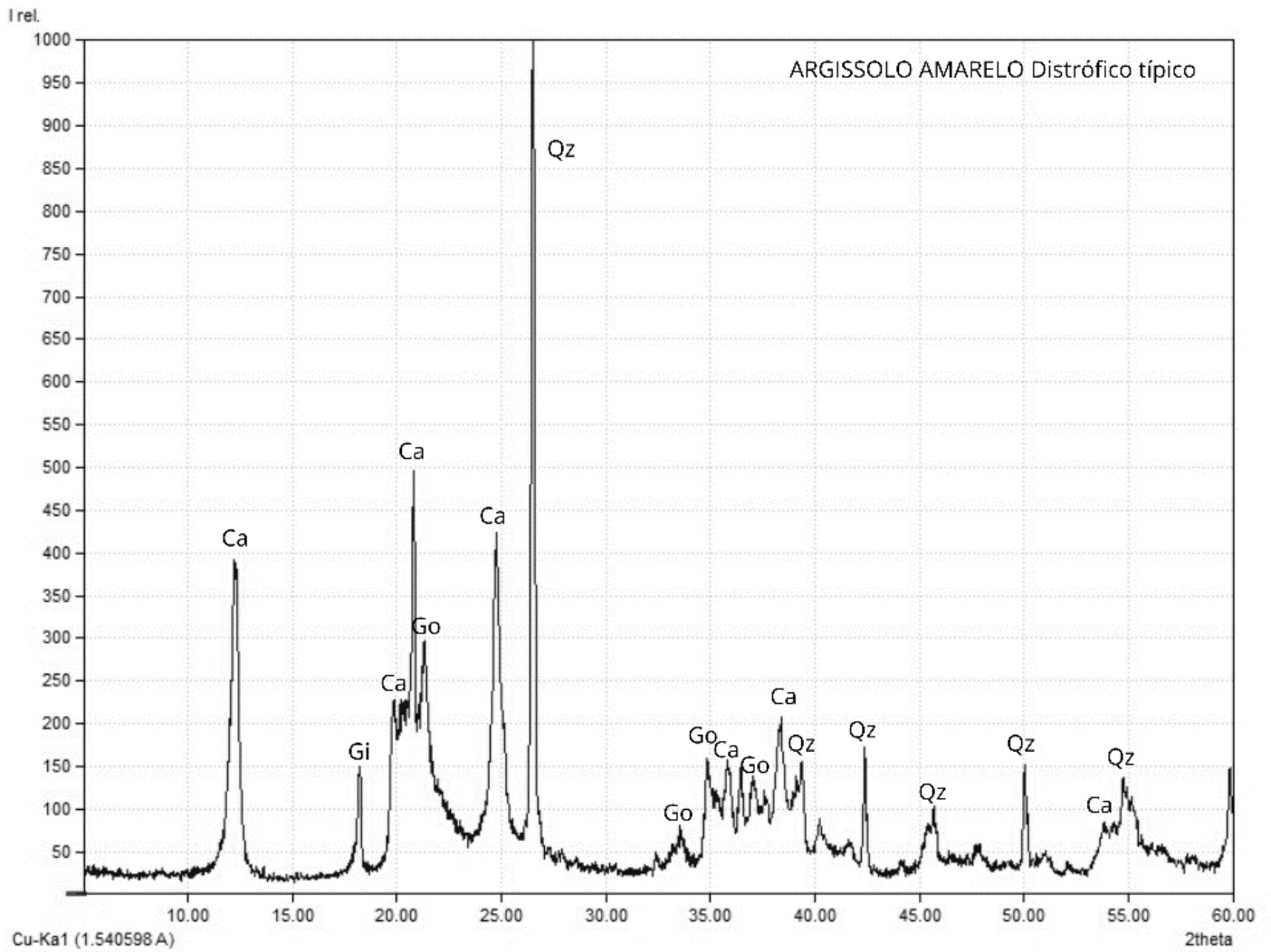


Figura 6A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe ARGISSOLO AMARELO Distrófico típico; Ca - Caulinita, Gi - Gibbsita, Qz - Quartzo, Go - Goethita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

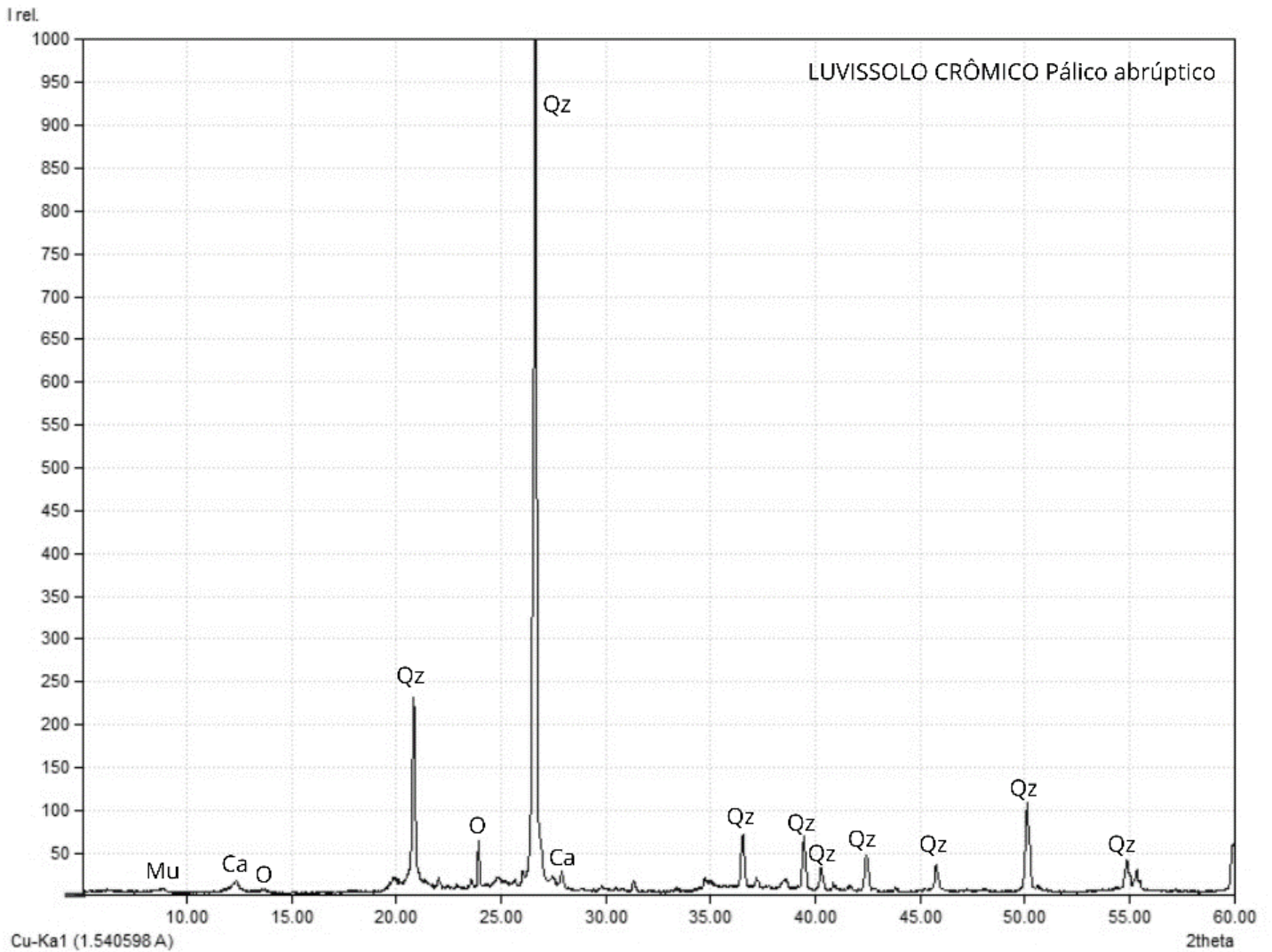


Figura 7A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abruptico; Mu - Muscovita, Ca - Caulinita, O - Ortoclásio, Qz - Quartzito. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

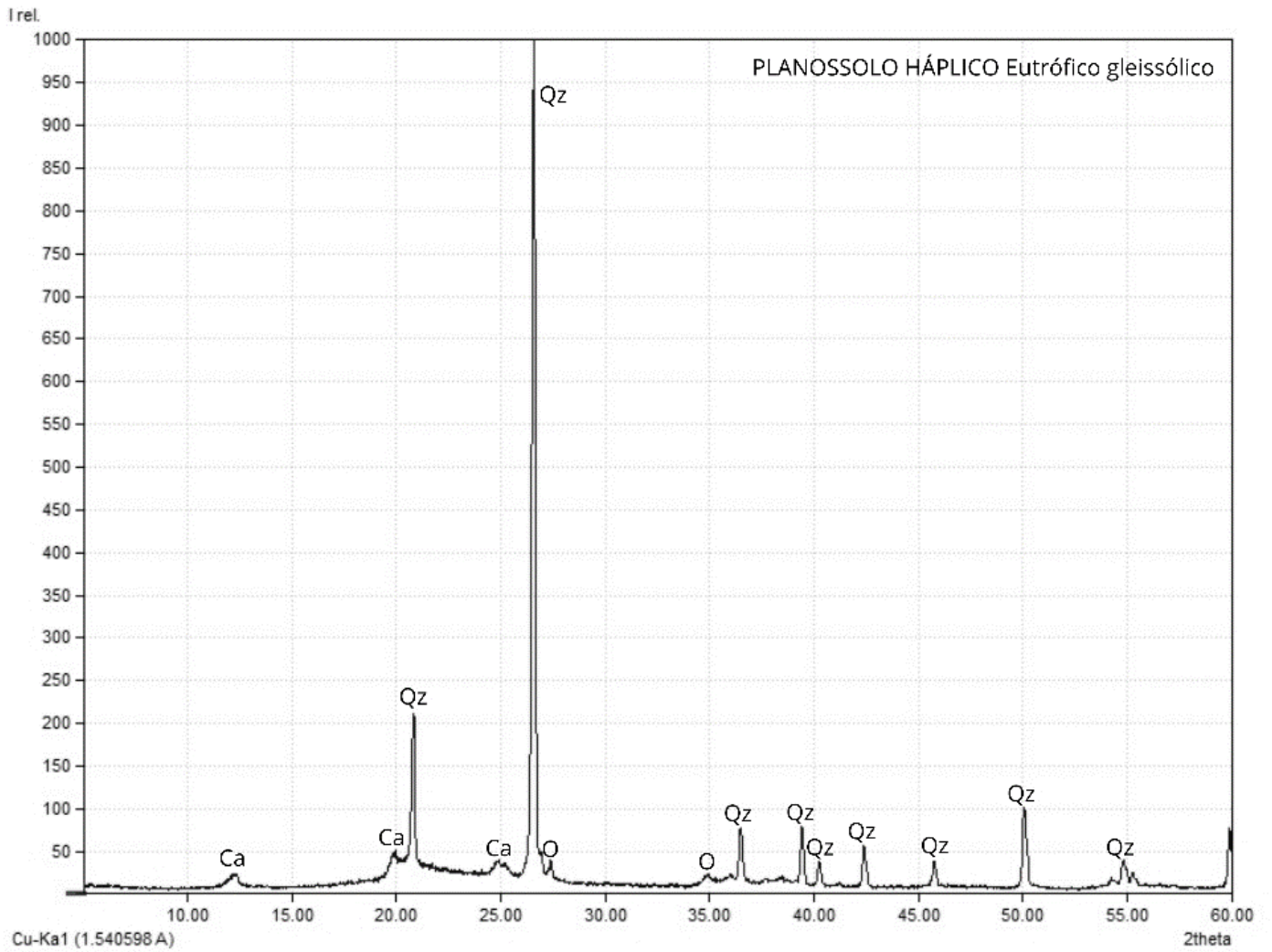


Figura 8A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico gleissólico; Ca - Caulinita, O - Ortoclásio, Qz - Quartzo. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

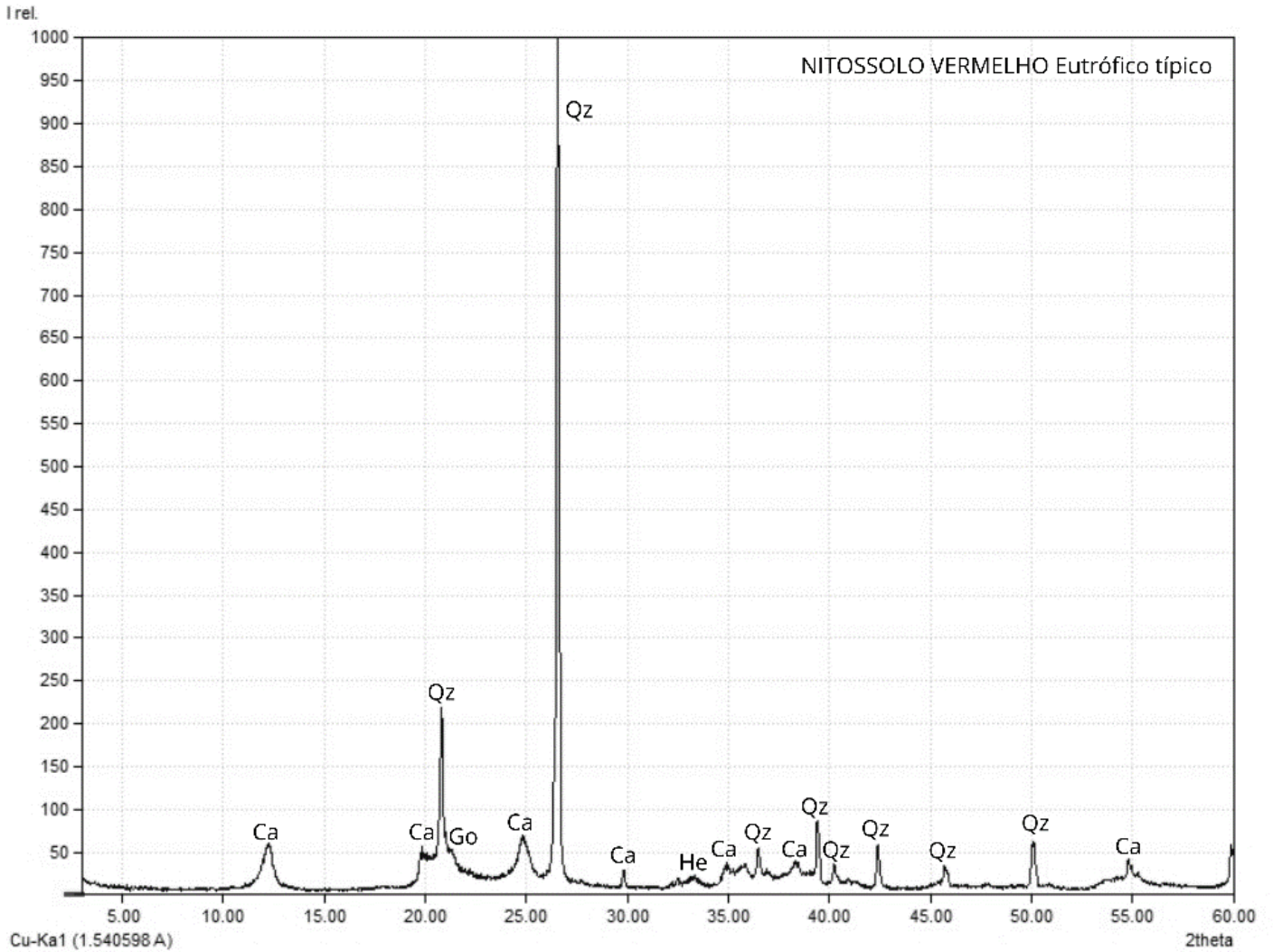


Figura 9A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe NITOSSOLO VERMELHO Eutr3fico t3pico; Ca - Caulinita, Qz - Quartzo, Go - Goethita, He - Hematita. Os n3meros entre par3nteses correspondem 3 dist3ncia interplanar d em nan3metros.

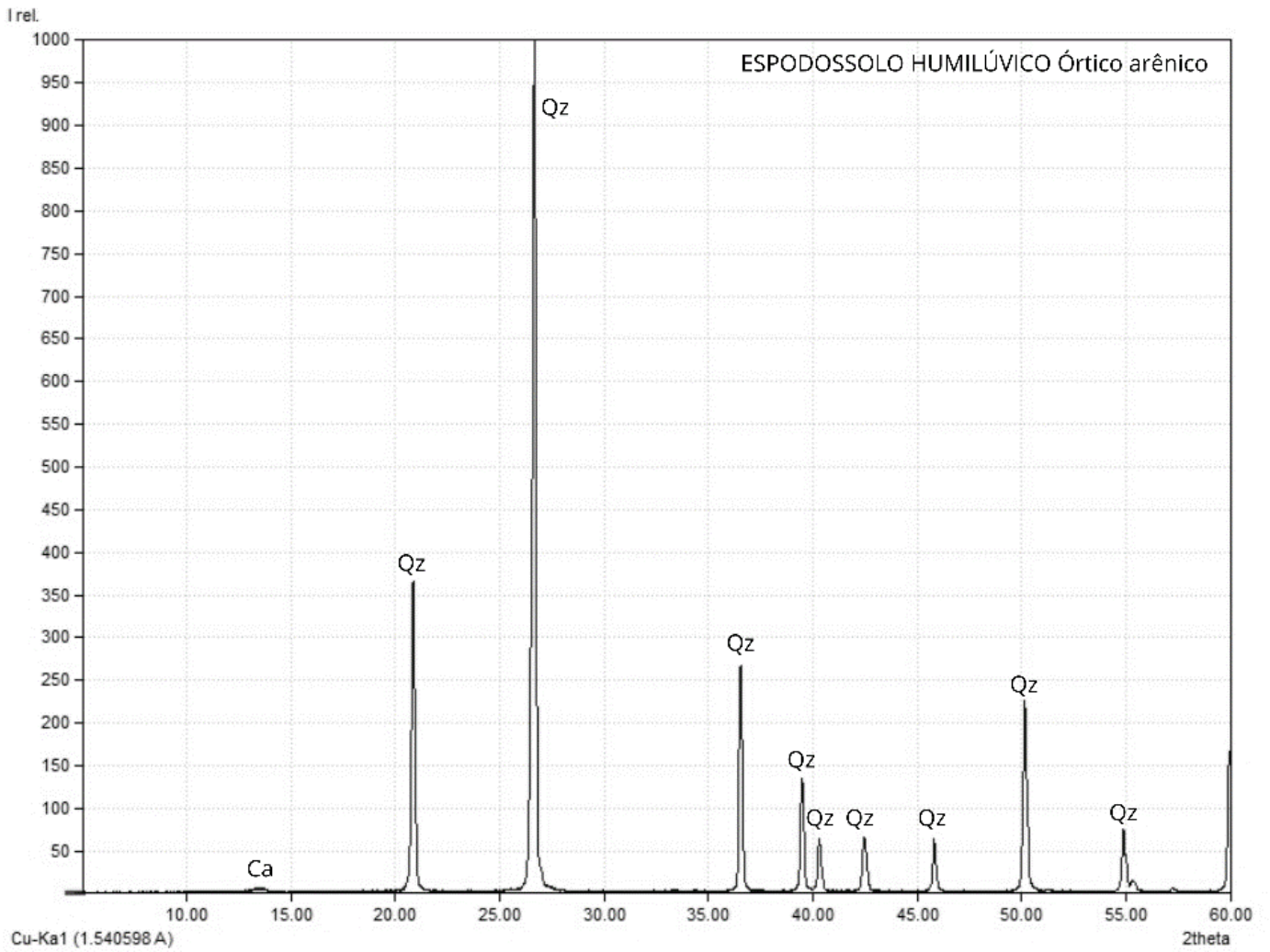


Figura 10A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico arênico típico; Ca - Caulinita, Qz - Quartzo. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

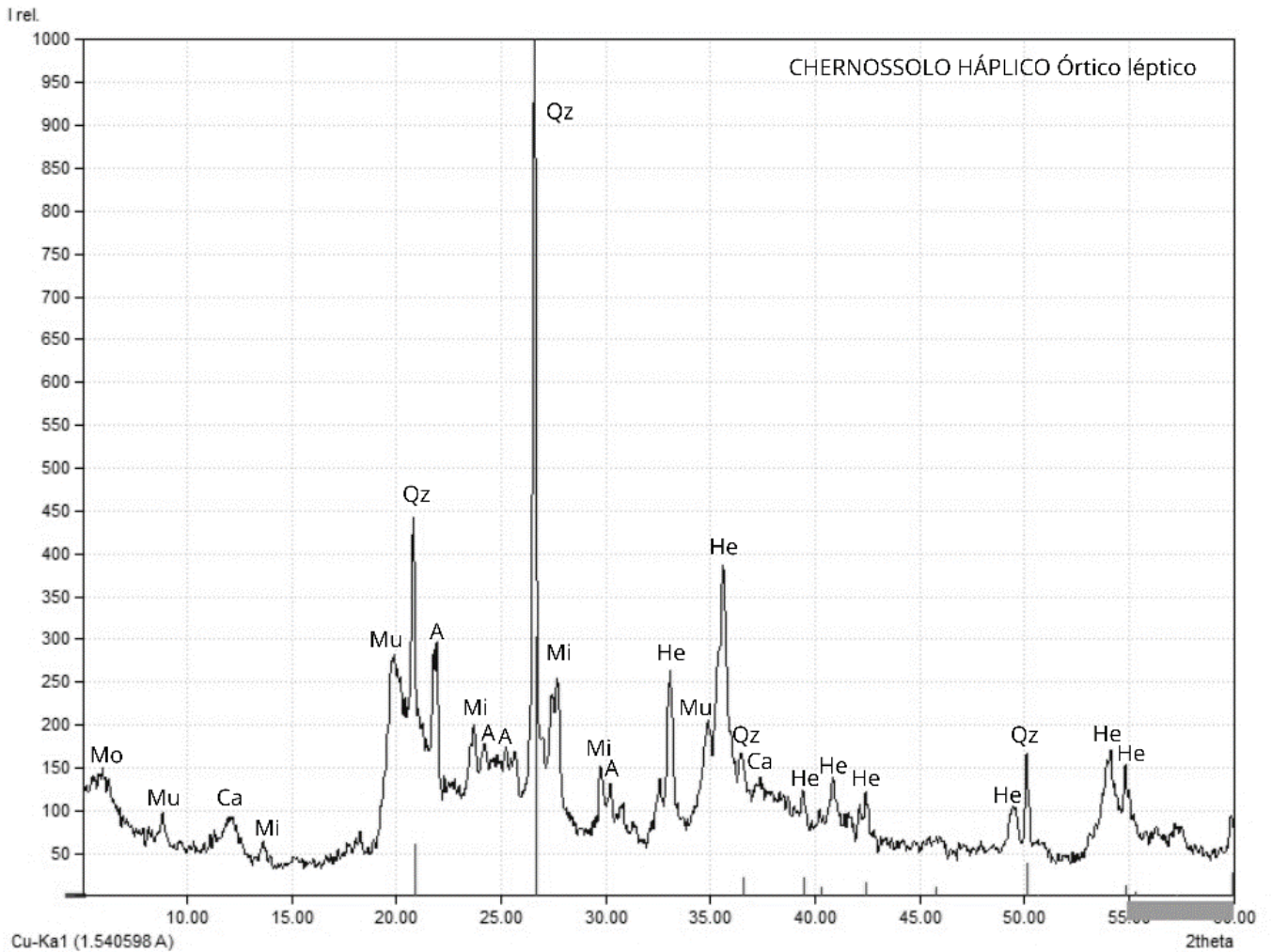


Figura 11A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico léptico; Mo - Montmorilonita, Mu - Muscovita, Ca - Caulinita, Mi - Microclina, Qz - Quartzo, A - Albita, He - Hematita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

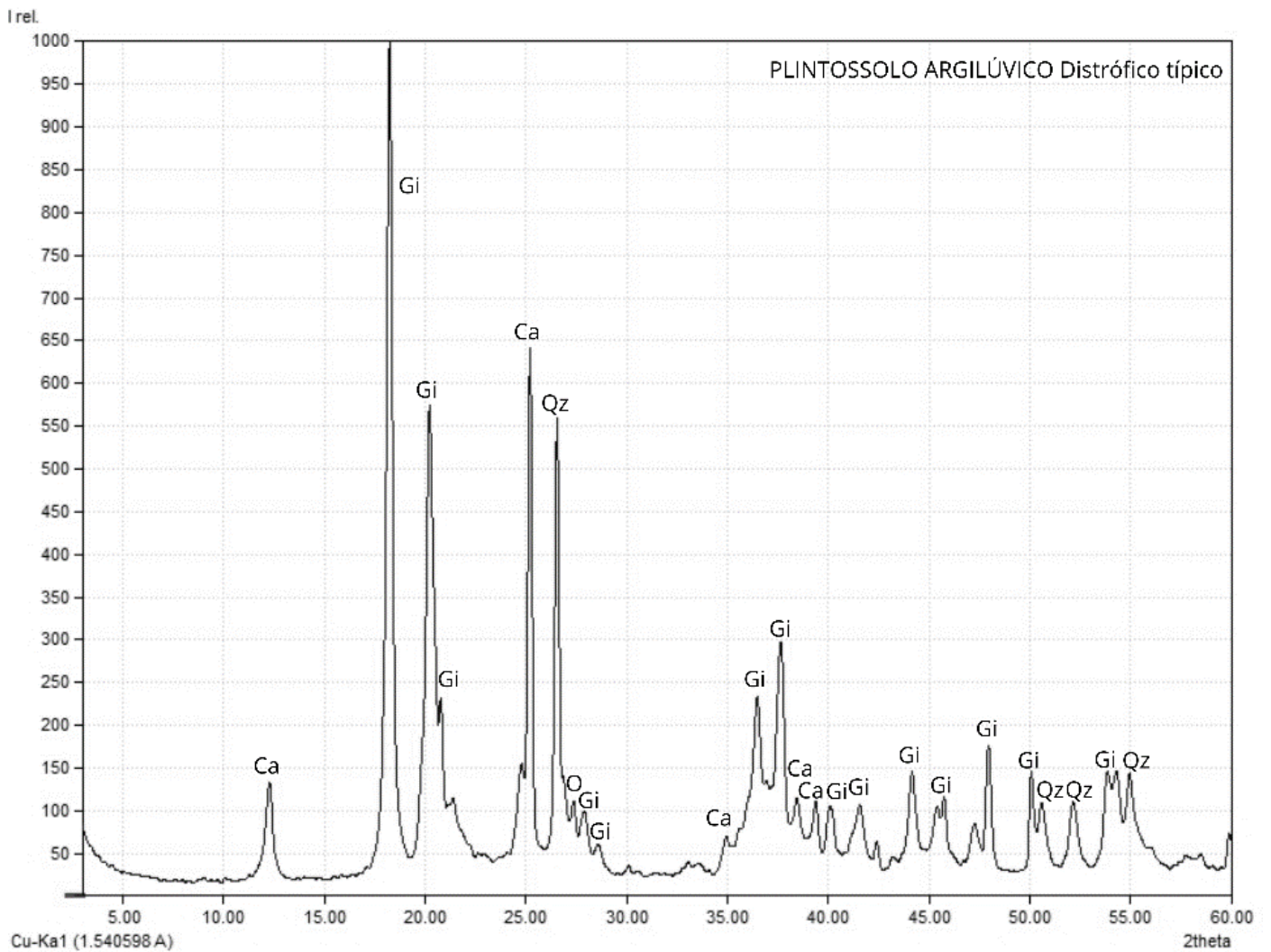


Figura 12A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Distrófico típico; Ca - Caulinita, Gi - Gibbsita, Qz - Quartzo, O - Ortoclásio. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

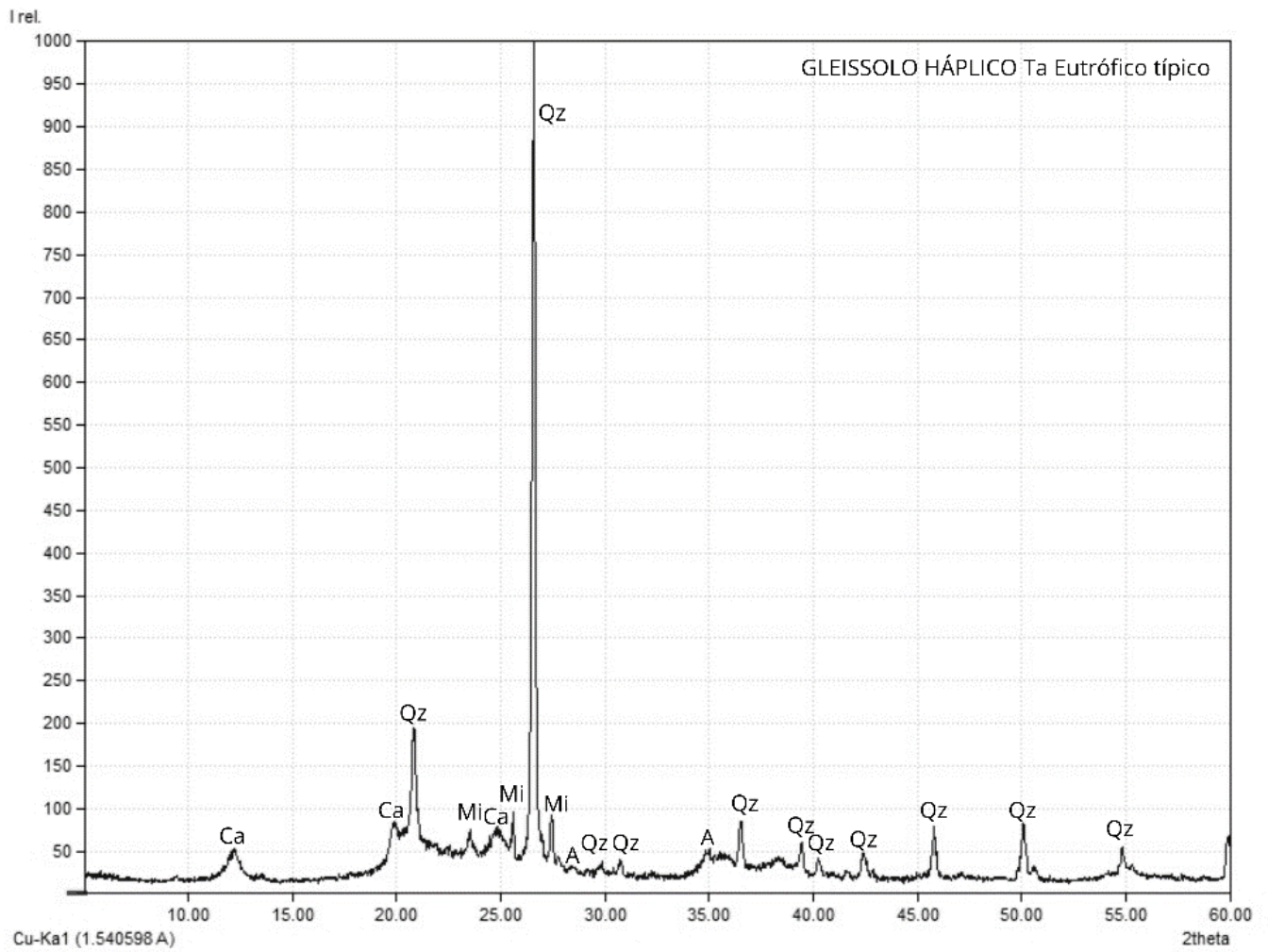


Figura 13A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico; Ca - Caulinita, Mi - Microclina, Qz - Quartzo, A - Albita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

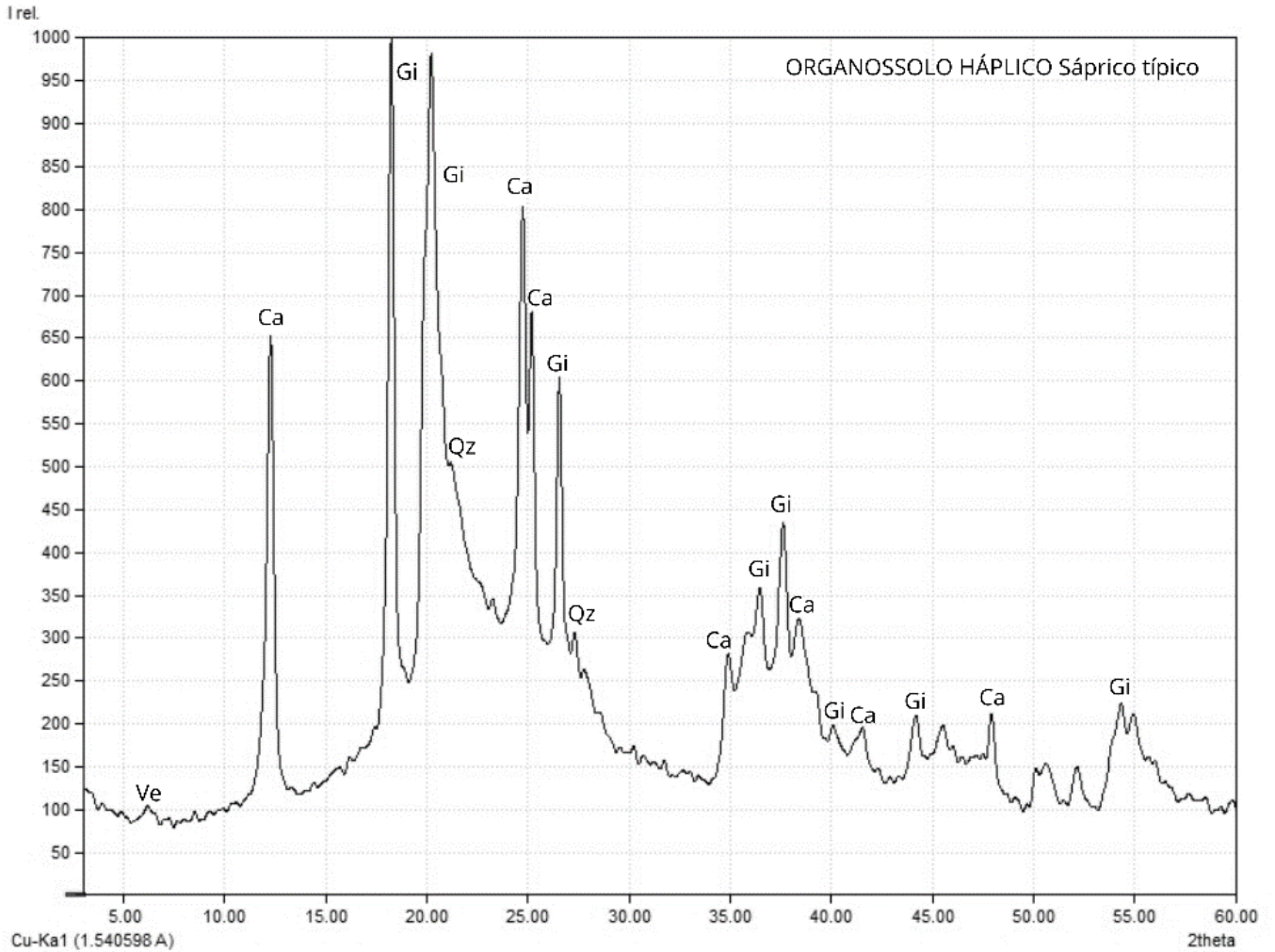


Figura 14A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe *ORGANOSSOLO HÁPLICO Sáprico típico*; Ve - Vermiculita, Ca - Caulinita, Qz - Quartzo, Gi - Gibbsita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

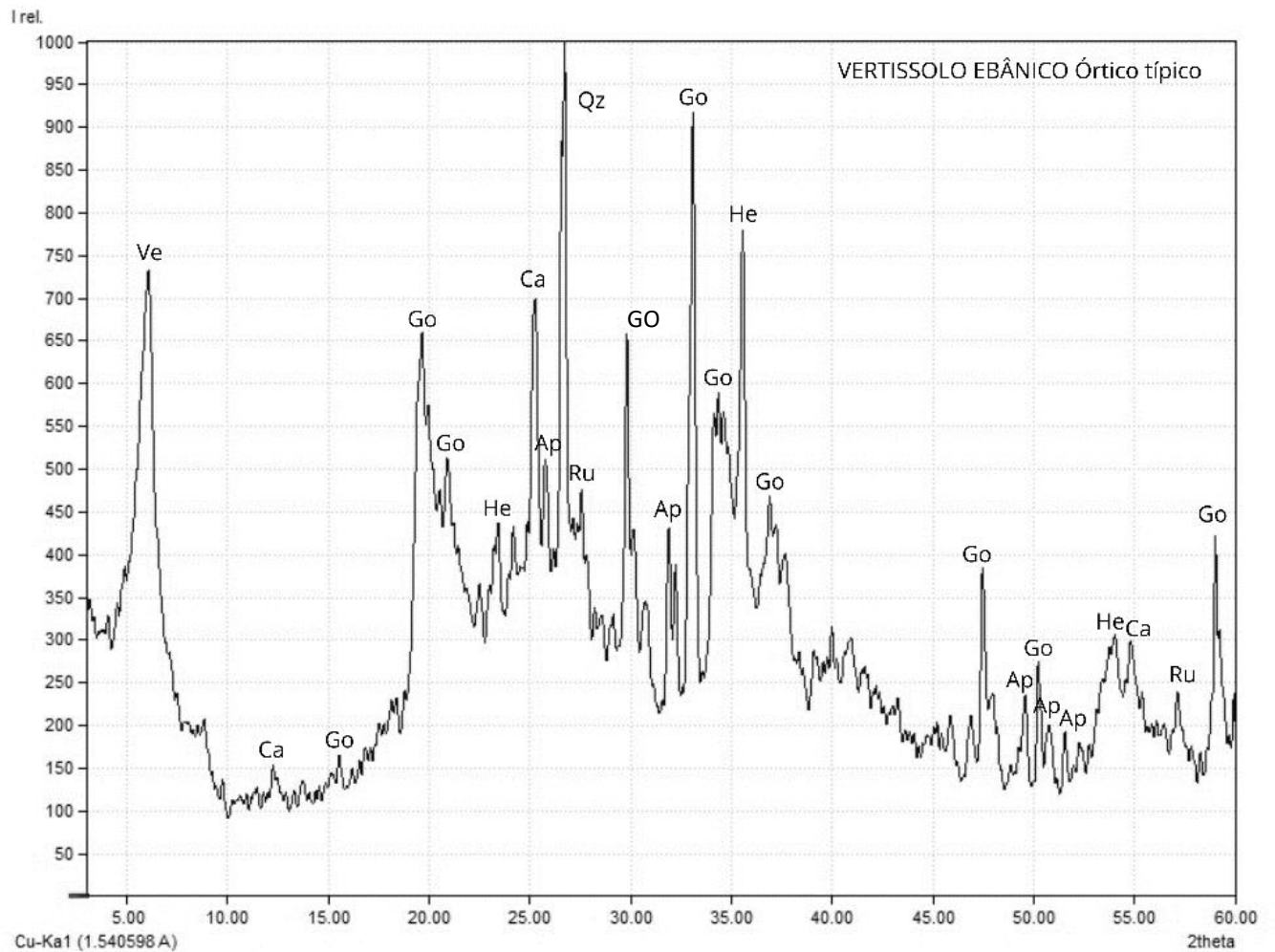


Figura 15A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe VERTISSOLO EBÂNICO Órtico típico; Ve - Vermiculita, Ca - Caulinita, Go - Goethita, He - Hematita, Ru - Rutilo, Qz - Quartzo. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

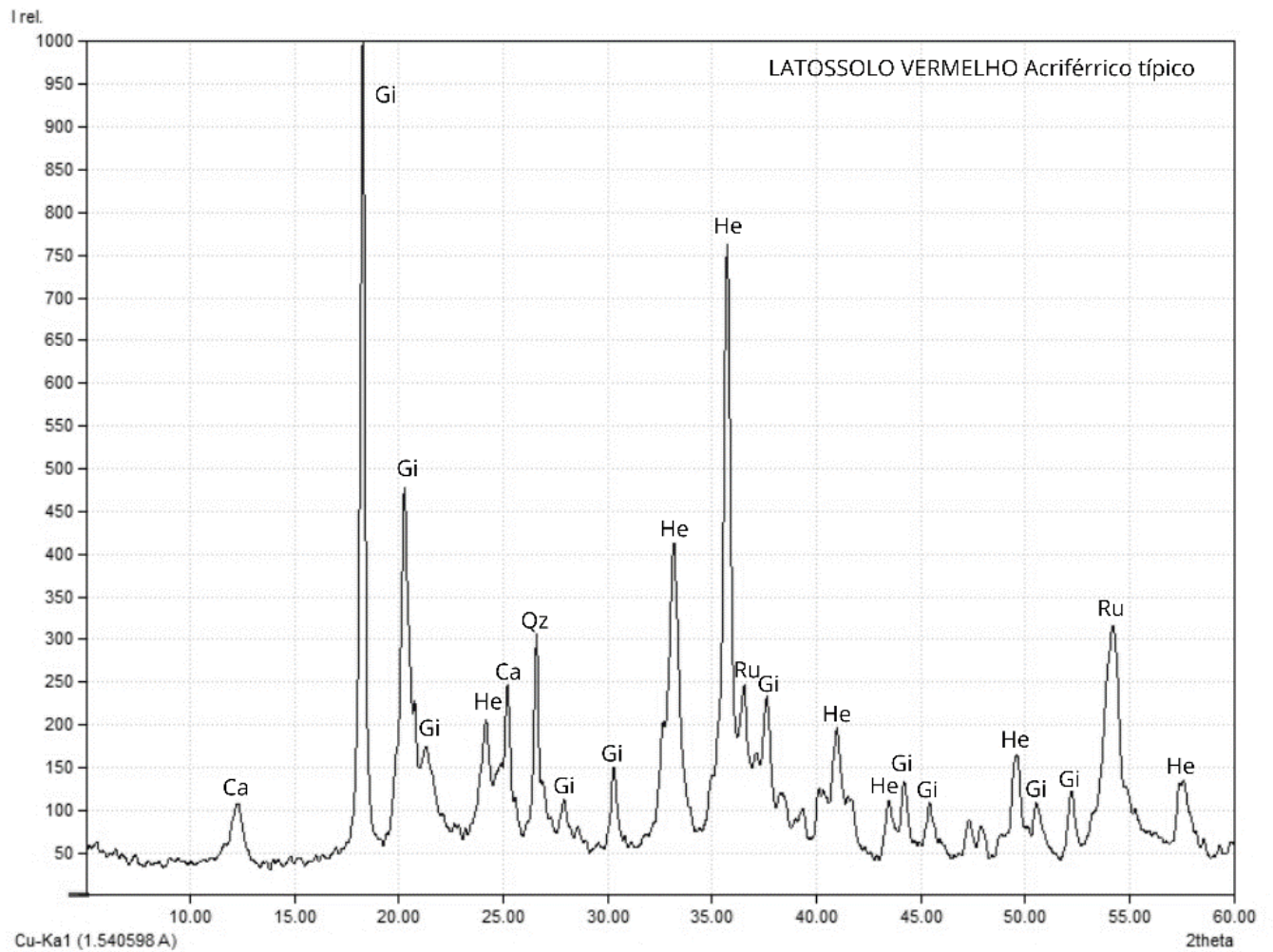


Figura 16A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico; Ca - Caulinita, Gi - Gibbsita, He - Hematita, Ru - Rutilo, Qz - Quartzo. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

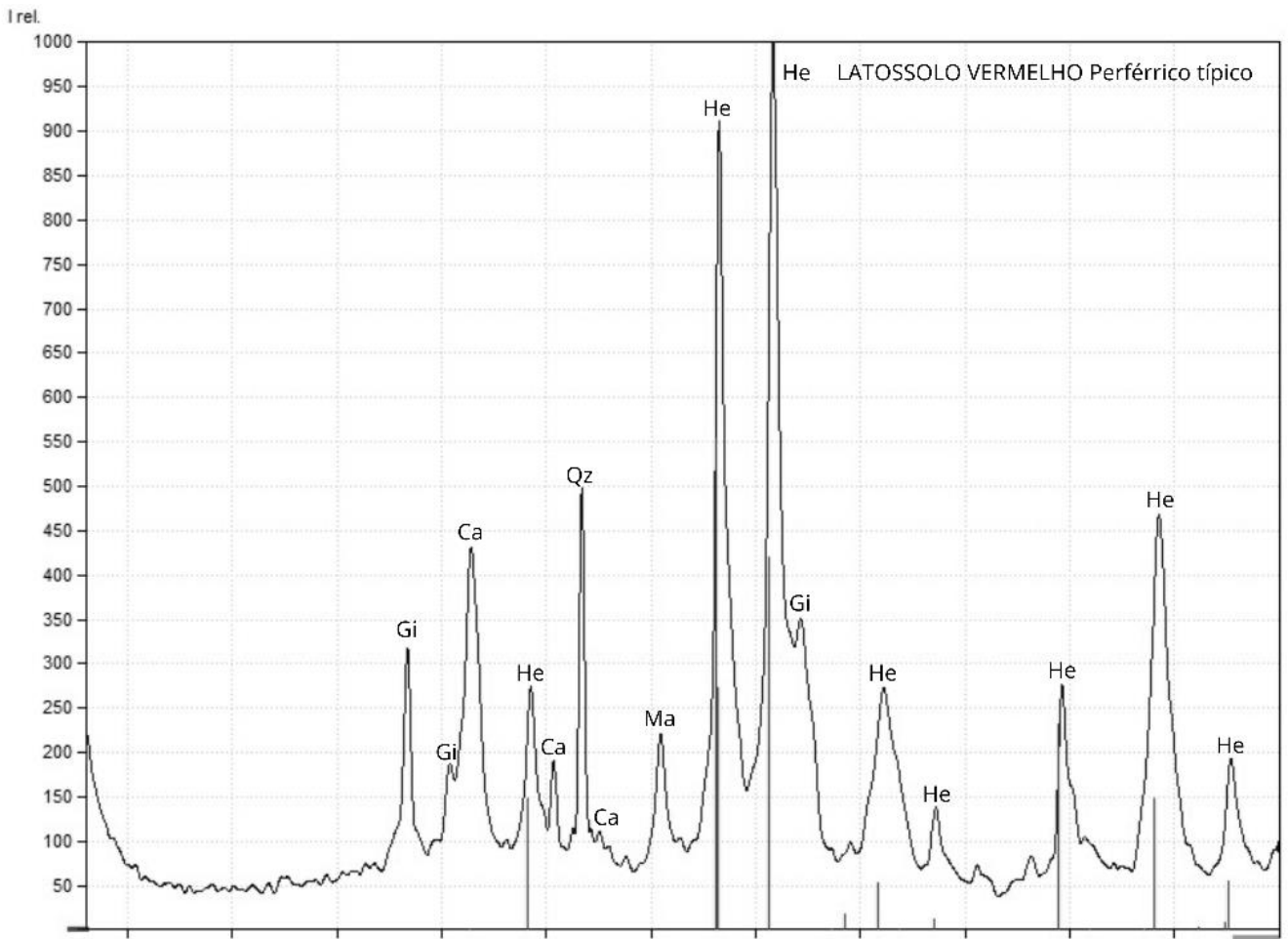


Figura 17A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe LATOSSOLO VERMELHO Perférico típico; Gi - Gibbsita, Ca - Caulinita, Ma - Magnetita, He - Hematita, Qz - Quartzo. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

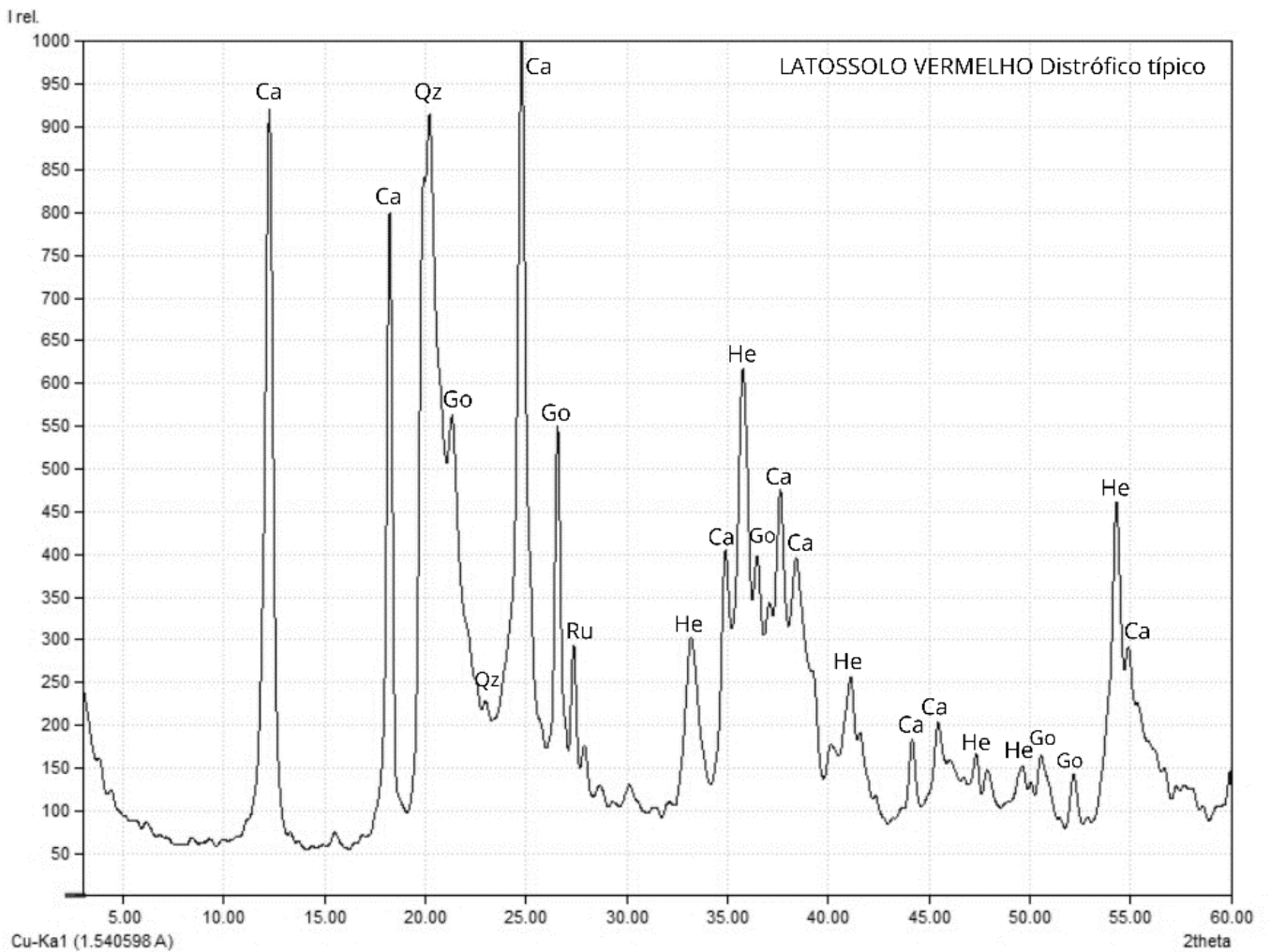


Figura 18A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico; Ca - Caulinita, Qz - Quartzo, Go - Goethita, Ru - Rutilo, He - Hematita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

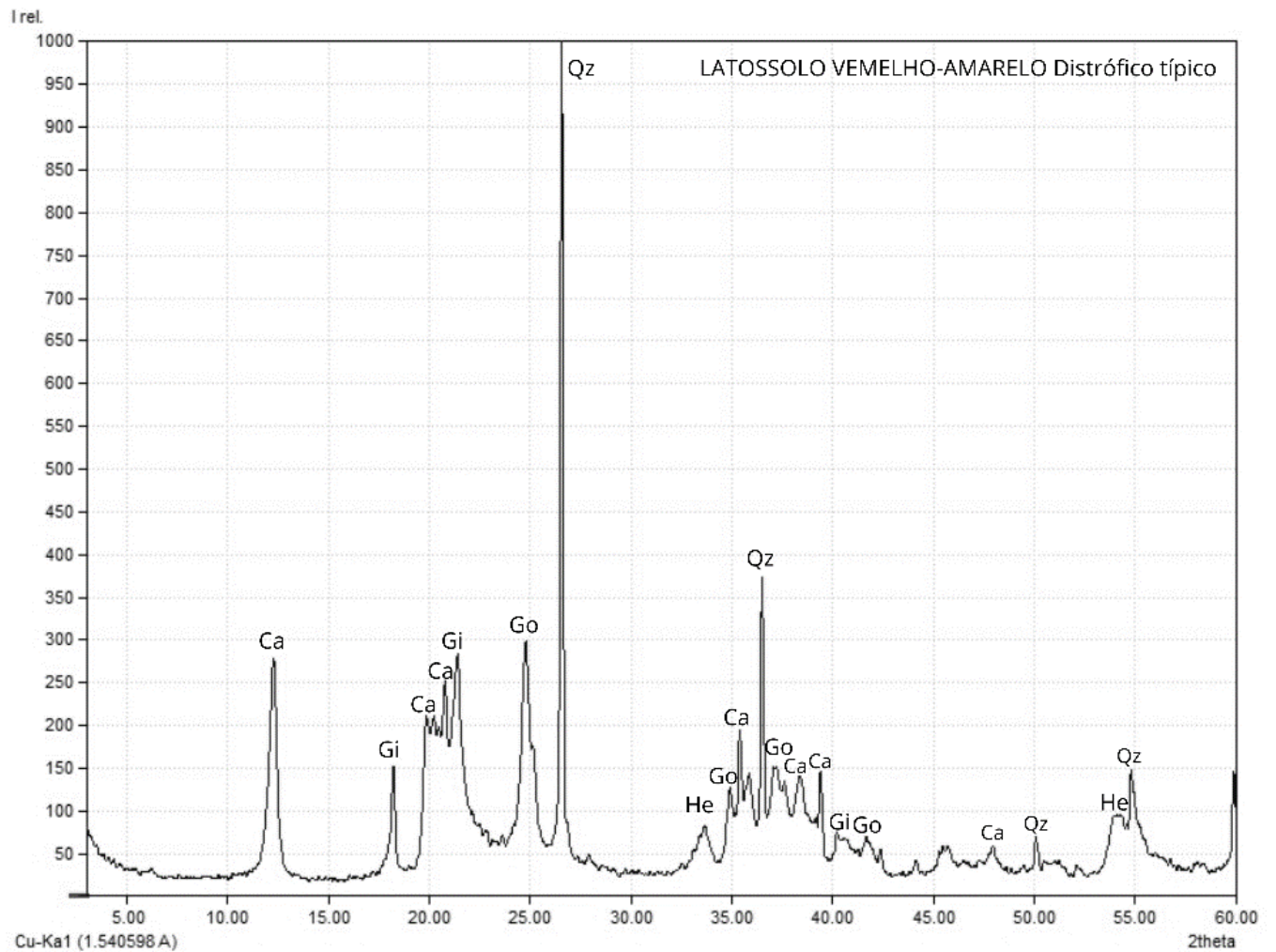


Figura 19A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe *LATOSSOLO VEMELHO-AMARELO Distrófico típico*; Ca - Caulinita, Gi - Gibbisita, Go - Goethita, Qz - Quartzo, He - Hematita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

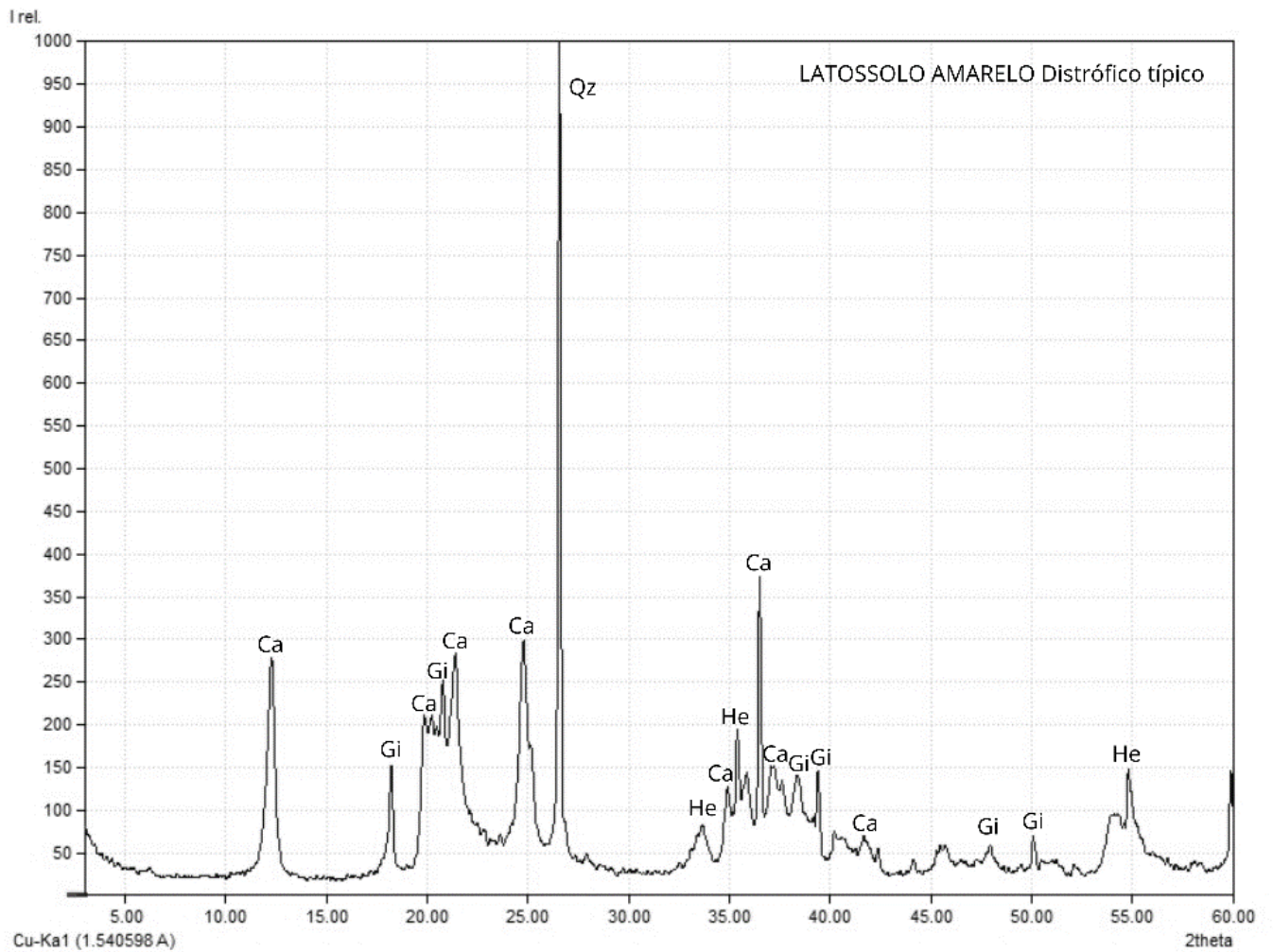


Figura 20A. Difratoograma de Raio - X do horizonte superficial da classe LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico; Ca - Caulinita, Gi - Gibbsita, Qz - Quartzo, He - Hematita. Os números entre parênteses correspondem à distância interplanar d em nanômetros.

APÊNDICE B

Tabela 1B. Grupos de solos formados através dos intervalos dos teores de P_I -Lábil.

		P_I -Lábil mg kg^{-1}					
Solos	<15	Solos	15 a 30	Solos	30 a 60	Solos	>60
FTd	6,50	GXa	15,68	PVe	30,02	CHd	94,59
SXeg	6,07	LVd	16,64	OXs	58,80	VEo	409,89
LVAd	9,06	LAd	17,37				
PVAd	10,98	NVe	17,15				
LVj	11,93	RRd	17,99				
MXo	14,77	RYq	19,12				
		LVwf	19,64				
		TCp	19,71				
		EKo	19,79				
		PAd	25,30				

Tabela 2B. Grupos de solos formados através dos intervalos dos teores de P_I -Moderadamente Lábil.

		P_I - Moderadamente Lábil mg kg^{-1}					
Solo	< 50	Solo	50 a 100	Solo	100 a 200	Solo	>200
EKo	23,82	PVAd	51,73	LVd	105,28	CHd	260,13
FTd	31,11	NVe	53,17	LVAd	106,72	OXs	432,89
LVwf	40,81	PAd	61,95	LVj	113,51	VEo	883,63
RRd	40,09	MXo	74,08				
TCp	34,76	RYq	81,63				
SXeg	47,83	PVe	90,95				
		LAd	92,89				
		GXa	98,84				

Tabela 3B. Grupos de solos formados através dos intervalos dos teores de P_i-HCL.

Solo	P _i -HCl mg kg ⁻¹						
	< 10,0	Solo	10 a 50	Solo	50 a 80	Solo	> 80
RRd	1,59	NVe	6,99	MXo	83,03	VEo	448,31
FTd	1,89	TCp	8,54				
LVwf	1,89	LVd	12,47				
EKo	2,14	CHd	37,8				
PAd	2,75						
PVe	3,02						
PVAd	3,02						
LAd	3,54						
RYq	4,54						
OXs	4,91						
LVj	4,91						
RYq	4,54						
GXa	5,04						
LVAd	5,05						

Tabela 4B. Grupos de solos formados através dos intervalos dos teores de P-residual.

Solo	P-Residual mg kg ⁻¹						
	<100	Solo	100-500	Solo	500-1000	Solo	>1000
RRd	11,37	LAd	101,20	LVwf	676,04	LVd	1231,93
EKo	22,95	PVe	131,79	CHd	736,43	VEo	4519,23
GXa	23,12	PAd	221,32	LVj	751,92		
TCp	28,70	LVAd	241,46	MXo	903,06		
SXeg	50,72	NVe	289,35				
RYq	79,51	FTd	349,01				
		PVAd	376,19				
		OXs	406,65				

Tabela 4B. Grupos de solos formados através dos intervalos dos teores de P_o-Total.

Solo	P _o -Total mg kg ⁻¹								
	<100	Solo	100 a 200	Solo	200 a 400	Solo	400 a 600	Solo	>600
RRd	56,17	RYq	104,29	LVj	208,31	LVd	435,48	OXs	682,64
SXeg	59,32	PVe	105,43	LAd	232,09			CHd	912,77
EKo	65,31	NVe	149,34	MXo	245,35			VEo	1315,95
TCp	93,66	FTd	150,29	LVwf	291,72				
GXa	99,96	LVAd	157,72						
		PAd	162,88						
		PVAd	179,68						

APÊNDICE C

Tabela 1C. Grupos de solos formados através dos intervalos das proporções de Pi-Lábil.

Solos	Pi- Lábil						
	<2%	Solo	2 a 5%	Solo	5 a 10%	>10%	
LVd	0,92	NVe	3,27	PAd	5,34	TCp	11,24
LVj	1,09	SXeg	3,63	VEo	5,45	EKo	13,73
MXo	1,12	OXs	3,71	GXa	6,46	RRd	14,15
FTd	1,21	LAd	3,89	RYq	6,61		
LVAd	1,74	CHd	4,63	PVe	8,31		
PVAd	1,77						
LVwf	1,91						

Tabela 2C. Grupos de solos formados através dos intervalos das proporções de Pi-Moderadamente Lábil.

Solos	Pi- Moderadamente Lábil %				
	<10	Solos	10 a 20	Solos	> 20
LVwf	4,0	NVe	10,1	LVAd	20,5
MXo	5,6	LVj	10,4	LAd	20,8
LVd	5,8	VEo	11,7	PVe	25,2
FTd	5,8	CHd	12,7	OXs	27,3
PVAd	8,3	PAd	13,1	RYq	28,2
		EKo	16,5	SXeg	28,6
		TCp	19,8	RRd	31,5
				GXa	40,7

Tabela 3C. Grupos de solos formados através dos intervalos das proporções de P_i-HCL.

Solos	P _i - HCL%				
	<1	Solos	1 a 5	Solos	> 5
LVwf	0,18	RRd	1,3	VEo	5,9
OXs	0,31	NVe	1,3	MXo	6,3
FTd	0,35	EKo	1,5		
LVj	0,45	RYq	1,6		
PVAd	0,49	CHd	1,8		
PAd	0,58	SXeg	2,0		
LVd	0,69	GXa	2,1		
LAd	0,8	TCp	4,9		
PVe	0,8				
LVAd	0,97				

Tabela 4C. Grupos de solos formados através dos intervalos das proporções de P-Residual

Solos	P- Residual %				
	<30	Solos	30 a 60	Solos	> 60
RRd	8,94	SXeg	30,33	PVAd	60,5
GXa	9,53	CHd	36,07	FTd	64,8
EKo	15,92	PVe	36,49	LVwf	65,6
TCp	16,36	LVAd	43,33	MXo	68,4
LAd	22,64	PAd	46,63	LVd	68,4
OXs	25,64	NVe	56,83	LVj	69,0
RYq	27,5	VEo	59,6		

Tabela 5C. Grupos de solos formados através dos intervalos das proporções de P_o-Total

Solos	P _o -Total				
	<20	Solos	20 a 40	Solos	> 40
VEo	17,37	LVd	24,17	GXa	41,20
MXo	18,61	FTd	27,89	OXs	43,04
LVj	19,10	LVwf	28,31	RRd	44,16
		NVe	28,45	CHd	44,71
		PVAd	28,91	EKo	45,29
		PVe	29,19	TCp	47,70
		LVAd	30,33	LAd	51,91
		PAd	34,35		
		SXeg	35,48		
		RYq	36,08		