

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**Balanço químico em seis conjuntos solo-
saprolito do Rio Grande do Sul**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CRISTIANE REGINA MICHELON

Santa Maria, RS, Brasil

2006

Balanço químico em seis conjuntos solo-saprolito do Rio Grande do Sul

por

Cristiane Regina Michelin

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós- Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Físicos e Morfogenéticos do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para a obtenção do grau de **Mestre em Ciência do solo**

Orientador: Prof Antonio Carlos de Azevedo

Santa Maria, RS, Brasil

2006

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Rurais
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada
aprova a Dissertação de Mestrado

**Balanço químico em seis conjuntos solo-saprolito do Rio
Grande do Sul**

elaborada por
Cristiane Regina Michelin

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Ciência do Solo

COMISSÃO EXAMINADORA:

**Antonio Carlos de Azevedo, Ph.D.
(Presidente/ Orientador)**

José Luiz Silvério da Silva, Dr. (UFSM)

Ricardo Simão Diniz Dalmolin, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 11 de abril de 2006

À minha família pelo carinho, apoio e
compreensão em todos os momentos

DEDICO este trabalho

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Santa Maria, ao Centro de Ciências Rurais, ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo e a CAPES, pela concessão da bolsa e possibilidade de realização deste curso.

Ao professor Antonio Carlos de Azevedo pela orientação e ensinamentos, importantes na contribuição de minha formação científica e principalmente pela amizade e confiança depositada na execução deste trabalho.

Aos professores Ricardo S. D. Dalmolin e José L. Silvério da Silva pela colaboração para a realização deste trabalho.

Ao laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP (DMG-IG), em São Paulo (SP) pelas análises químicas totais.

Ao NUPEGEL (Núcleo de Pesquisa em Geologia) da ESALQ por disponibilizar o uso do Difratorômetro de Raios-X.

Ao meu irmão Cleudson J. Michelon pelo carinho e pela força em todos os momentos.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Morfologia, Gênese e Classificação de solos, em especial, a Caroline Moller, Fabrício de Araújo Pedron, Juliana Lorensi Gonçalves, e ao Paulo Luciano de Mello, que além de colegas, demonstraram-se grandes amigos.

As colegas e amigas Lílian C. Santos, Renata D. Silveira e Tiane R. de Quadros, pela amizade, convívio e momentos agradáveis compartilhados.

Aos colegas e professores do Programa de Pós Graduação em Ciência do Solo pelo convívio e conhecimento compartilhado ao longo desse período.

A todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a execução deste trabalho.

A Deus pela vida, força e saúde.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo
Universidade Federal de Santa Maria

BALANÇO QUÍMICO EM SEIS CONJUNTOS SOLO-SAPROLITO DO RIO GRANDE DO SUL

Autor: Cristiane Regina Michelin

Orientador: Prof Antonio Carlos de Azevedo

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 11 de abril de 2006

O conhecimento e a determinação do fluxo e produção de elementos pelo intemperismo são importantes, uma vez que permitem entender as interações entre fenômenos biológicos, hidrológicos e climatológicos, servindo assim, de subsídio para o entendimento da modelagem das fontes naturais de nutrientes e movimentação de poluentes. Nesse contexto, o objetivo do trabalho foi estimar os processos de intemperismo através da avaliação dos ganhos e perdas de elementos para diferentes solos no RS. Realizou-se o estudo em seis perfis representativos de unidades de mapeamento formados a partir de distintos materiais de origem. No que diz respeito ao balanço geoquímico, o titânio pareceu ser o mais adequado para uso como elemento índice. A análise química total acoplada ao balanço geoquímico se mostrou uma análise interessante em estudos pedogenéticos. Na maior parte dos casos, houve coerência entre o comportamento dos elementos totais, os processos pedogenéticos e a composição mineralógica dos solos. Este trabalho se constituiu numa aplicação das bases pedológicas em perfis de campo, que tanto mostraram suas potencialidades quanto suas limitações. Assim, em relação aos solos estudados, várias frentes de estudos podem ser desenvolvidas a partir dos resultados.

Palavras Chaves: Intemperismo, balanço geoquímico, pedogênese

ABSTRACT

Dissertation of Master degree
Program of Masters Degree in Soil Science
Federal University of Santa Maria

BALANCE CHEMICAL IN SIX GROUPS SOIL-SAPROLITO OF THE RIO GRANDE DO SUL STATE/ BRAZIL

Author: Cristiane Regina Michelon
Advisor: Prof Antonio Carlos de Azevedo
Dates and Place of the Defense: Santa Maria, April 11, 2006

The knowledge and the determination of the flow and production of elements for the bad weather are important, once they allow understanding the interactions among biological phenomena, hydrological and climatologically, serving of subsidy for the understanding of the modeling of the natural sources of nutrients and movement of pollutant. In that context, the objective of the work was to estimate the weathering processes through the earnings and losses of elements for different soils in RS. The study took place in six representative profiles of units of formed state southern Brazil mapping starting from different origin materials. In what it concerns the geochemical variation, the titanium seemed to be the most appropriate for use as element of index. The total chemical analysis associated to the geochemical variation revealed an interesting analysis in pedogenetic studies. In most of the cases, there was coherence among the behavior of the total elements, the pedogenetic processes and the mineralogical composition of the soils. This work was constituted in an application of the pedologic bases in field profiles that so much showed their potentialities as their limitations. Therefore, in relation to the studied soils, several fronts of studies can be developed starting from the results.

Keywords: Weathering, geochemical balance, pedogenesis.

SUMÁRIO

1-INTRODUÇÃO	11
2-REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	12
2.1-Intemperismo e balanço geoquímico.....	12
2.2-Mobilidade de elementos químicos no solo.....	13
2.2.1-Escolha do elemento índice.....	15
3-METODOLOGIA	18
3.1-Localização e caracterização da área de estudo	18
3.2. Materiais e Métodos	20
3.2.1-Análise química total.....	20
3.2.2-Análises físicas.....	21
3.2.2.1-Densidade do solo.....	21
3.2.2.2-Análises granulométricas e sedimentológicas.....	21
3.2.3-Análises mineralógicas.....	21
3.2.3.1-Difratometria da fração argila.....	21
3.2.4-Análises químicas.....	22
3.2.5-Cálculo do balanço geoquímico.....	23
4-RESULTADOS E DISCUSSÃO	25

4.1-Escolha do elemento índice.....	25
4.1.1-Série de Polinov–Hudson.....	25
4.1.2-O intemperismo produz perdas.....	27
4.2- Balanço geoquímico dos solos estudados.....	28
4.2.1--Unidade de mapeamento Vacaria.....	29
4.2.2-Unidades de mapeamento São Pedro, Alto das Canas e São Jerônimo.....	32
4.2.3-Unidades de mapeamento São Gabriel e Vacacaí.....	39
5- Testes de apoio.....	43
6-CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	46
7-BIBLIOGRAFIA.....	47
8-ANEXOS.....	53

1. INTRODUÇÃO

Os estudos de pedogênese e evolução do solo nos últimos anos vêm despertando o interesse de vários pesquisadores. Solos podem conter informações a cerca de mudanças climáticas, eventos tectônicos recentes, estratigrafia, paleoclimas, taxas de erosão e transformações geoquímicas. Assim, o conhecimento e a determinação do fluxo e produção de elementos pelo intemperismo são importantes, uma vez que permitem entender as interações entre fenômenos biológicos, hidrológicos e climatológicos, servindo assim, de subsídio para o entendimento da modelagem das fontes naturais de nutrientes, e movimentação de poluentes.

Nesse sentido, conhecer a mobilidade de substâncias exógenas adicionadas ao solo e as condições que afetam seu comportamento é de suma importância para a manutenção ou recuperação da qualidade do solo e da água. As dificuldades de modelagem destes processos compreendem a ampla natureza dos compostos antrópicos que podem ser adicionados ao solo, a complexidade do sistema solo, e contemplam ainda a questão temporal, ou seja, processos lentos que podem não ser detectáveis em curto período, mas significativos a médio e longo prazo. O balanço químico do solo oferece informações sobre a mobilidade e perda de elementos químicos do solo em períodos de tempo longos, e pode se tornar uma ferramenta prática e regionalizada de avaliação. Nesse contexto, o objetivo do trabalho foi estimar os processos de intemperismo através do balanço químico de seis conjuntos solo-saprolito do RS.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Intemperismo e balanço geoquímico

Os processos de intemperismo constituem em alterações físicas e químicas das rochas e minerais na superfície terrestre em resposta às condições ambientes. Na natureza existe uma tendência ao estabelecimento de um equilíbrio físico-químico entre as substâncias e as condições de entorno. Assim quando as rochas são expostas a determinadas condições se tornam instáveis e se alteram (BIRKELAND, 1974). Por isso o intemperismo é entendido como um processo onde as rochas e minerais em desequilíbrio tendem a se transformar em substâncias mais estáveis (BLAND & ROLLS, 1998).

Intemperismo também já foi conceituado como “o caminho das rochas em direção ao mar”. Ao longo deste caminho, passa-se pela decomposição física e química das rochas e a formação e evolução dos solos. Na escala de tempo geológico, os solos podem ser fonte de sedimentos para a formação de rochas sedimentares ou serem preservados sob outros solos que se desenvolvem em um novo ciclo climático-paisagístico (paleossolos).

Estimar o intemperismo permite entender os processos de formação e funcionamento da paisagem, a mobilidade de elementos, a composição da água subterrânea, o potencial agrícola dos solos, a localização de jazidas minerais e até mesmo a ocorrência de problemas de saúde relacionada à disponibilidade de nutrientes e/ou de elementos tóxicos (WHITE & BLUM, 1995). Os processos de acidificação das microbacias, o suprimento de nutrientes e solutos no solo, nos rios e oceanos também são regulados pelos processos de intemperismo, além de seu importante papel no que se refere à construção de paisagens, principalmente em termos de relevo e paleoclimas (BOUCHARD & JOLICOEUR, 1999).

Durante a evolução dos solos, os processos de intemperismo envolvem mudanças físicas e químicas como: variações na espessura, volume, massa, densidade e concentração de elementos dos horizontes (BIDDLE, CHITTLEBOROUGH, FITZPATRICK, 1998). As mudanças de densidade são influenciadas pela dissolução de minerais iniciada pela lixiviação dos constituintes mais solúveis, o enriquecimento de elementos residuais menos solúveis, e o conseqüente incremento na porosidade (CHADWICK, et al, 1990). Existem vários

métodos para descrever e quantificar o intemperismo. Em pesquisas envolvendo a relação entre solo e a paisagem, os modelos físicos e químicos que se baseiam em princípios de conservação de massa são bastante utilizados para estimar os elementos durante o intemperismo, formação de novos minerais e os processos de lixiviação (CHADWICK, et al, 1990). Os cálculos são geralmente baseados em estimativas quantitativas dos constituintes do solo e relativizados por substâncias consideradas estáveis.

Utilizando-se elementos pouco móveis como índice, pode-se analisar as relações entre a composição química, densidade e mudanças de volume em relação ao material de origem. Esta análise é chamada de balanço geoquímico. Os estudos geoquímicos permitem estimar e quantificar o fluxo de elementos durante o intemperismo, o processo de lixiviação, e os ganhos e perdas em relação ao material de origem (CHADWICK, et al, 1990). Constitui-se também um importante indicador dos processos hidrogeoquímicos de transporte ocorridos durante o intemperismo. As análises químicas envolvendo solo, saprolito e material de origem são usadas para estimar a mobilidade de elementos durante o intemperismo e avaliar quanto são perdidos e passíveis de sofrerem lixiviação.

Dessa forma constitui-se numa importante ferramenta para estudos de pedogênese, uma vez que fornece informações acerca dos ganhos e perdas de elementos e de mudanças físicas no solo. Contribuem também para o entendimento do funcionamento do solo e retroalimentam o entendimento da evolução do ambiente, bem como colaboram na solução de problemas práticos, como a mobilidade de substâncias no solo e as perdas toleráveis por erosão.

2.2. Mobilidade de elementos químicos no solo

Durante a pedogênese a composição química do solo é controlada em parte pela composição do material de origem, onde os solos mais desenvolvidos refletem mais intensamente os efeitos do intemperismo condicionado pelas propriedades do ambiente. Com o tempo, a composição mineralógica do solo pode diferir daquela do material de origem, devido às influências dos fatores e processos pedogenéticos atuantes. Esta diferença na composição mineralógica reflete as perdas e redistribuição de elementos e/ou ainda pela adição de material externo ao perfil do solo. A perda e redistribuição de elementos depende da sua mobilidade durante os processos de intemperismo e pedogenéticos, tais como: dissolução de minerais

primários, formação de minerais secundários, processos de redução, transporte de materiais e trocas de íons, os quais afetarão diferentemente cada elemento (THANACHIT, et al, 2005).

A distribuição dos elementos químicos no perfil do solo contribui com informações para compreender os processos geoquímicos, hidrológicos, biológicos, climatológicos e geomórficos na superfície da terra. Análises químicas no perfil do solo envolvendo o saprolito e as rochas são usados para estimar a mobilidade dos elementos químicos durante o intemperismo e indiretamente para inferir paleotopografias e paleoprocessos (BRIMHALL, et al, 1986).

Os processos de intemperismo servem de suporte básico para a vida no planeta Terra porque disponibilizam os nutrientes básicos para a biosfera, e tem importante papel nas principais reações biogeoquímicas (ZIEGLER, et al, 2004). Estudos comprovam a existência de cerca de 90 elementos químicos que participam da formação dos mais variados tipos de minerais. Dentre eles os mais abundantes na crosta terrestre são o O, Si, Al, ocupando cerca de 85% do volume (HUDSON, 1995).

POLINOV (1937) em estudos com rochas ígneas propôs uma seqüência decrescente de solubilidade dos elementos: $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Si} > \text{Fe} > \text{Al}$. Para tal considera menos solúveis os elementos que apresentam maior energia de formação. Assim o Cl^- e o SO_4^{2-} são considerados mais solúveis ao passo que o Al^{3+} constitui-se no menos solúvel. Posteriormente, HUDSON (1995) demonstrou que o Na é mais solúvel que o Ca^{2+} . Esta consideração mudou a série, colocando o Na em posição de maior solubilidade em relação ao Ca^{2+} .

Diversas aproximações foram desenvolvidas para estudar a mobilidade de elementos químicos durante o intemperismo de rochas basálticas. Um dos primeiros estudos levou em conta a seqüência de mobilidade dos elementos para um grupo de rochas caracterizado pelo aumento no grau de alteração. Dessa forma foram considerados estáveis os elementos Al^{3+} , Fe^{3+} e Ti^{4+} , ao passo que Na^+ , K^+ e o Si foram considerados mais móveis (AIUPPA, et al, 2000).

ANDERSON & HAWKES (1958) e CHESWORTH (1973) estabeleceram a mobilidade dos vários elementos químicos durante as reações de intemperismo, e com isso avaliaram a estabilidade dos minerais. Destaca-se também o trabalho de MONIZ et al (1973), o quais apresentam diversas séries de mobilidades dos principais elementos constituintes das rochas para o estado de São Paulo.

2.2.1. Escolha do elemento índice

Estudos de intemperismo envolvem a análise do material de origem e seus produtos de alteração quanto aos teores dos elementos constituintes a fim de determinar quais apresentaram ganhos e perdas (DEMATTE, et al, 1991). Os cálculos são geralmente baseados em estimativas quantitativas dos constituintes do solo relativas à quantidade de pelo menos um elemento considerado imóvel.

Os elementos imóveis são enriquecidos residualmente em relação àqueles mais móveis, perdidos de minerais solúveis nas zonas de lixiviação no perfil (STILES, et al., 2003). Entretanto, nenhum elemento no solo deve ser considerado como perfeitamente imóvel, visto que todos apresentam certa mobilidade que é condicionada pelo ambiente de intemperismo. Sendo assim, o elemento de menor mobilidade é o melhor para ser usado como índice na avaliação do balanço geoquímico (PRICE & VELBEL, 2003).

KHAN (1959) em trabalhos com solos formados por rochas calcáreas usou o zircônio como elemento índice, demonstrando que o silício, alumínio e o titânio 'apresentaram perdas quando comparados com a rocha original. JOFFE (1936) sugere que os constituintes usados devem ser escolhidos de acordo com o clima. Assim, sugere o titânio para os Argissolos e silício para Chernossolos. DEMATTE et al, (1991) em estudos sobre a evolução do intemperismo em solos originados de diabásio em São Paulo consideraram o alumínio como elemento índice. MONIZ, et al (1973) consideram o titânio e o alumínio como estáveis ao avaliarem a mobilidade dos constituintes de rochas básicas em São Paulo.

Tanto o zircônio como o titânio são bastante usados neste tipo de estudos. Métodos quantitativos que utilizam o titânio e o zircônio como minerais resistentes em estudos de intemperismo são descritos em vários trabalhos (BRIMHALL & DIETRICH, 1987; BRIMHALL et al., 1991; WHITE, 1995).

O titânio (Ti) é considerado um elemento imóvel devido à natureza relativamente insolúvel dos minerais em que ele faz parte, como o rutilo e o anatásio (TiO₂). O Ti pode ocorrer em diferentes fases minerais, em materiais geogênicos ou pedogênicos. Pode também substituir o Fe em oxi-hidróxidos de Fe e ser conservado na fração argila do solo (STILES et al., 2003). Entretanto alguns estudos demonstram que o Ti pode ser móvel nas diferentes camadas no solo. CORNU et al (1999) consideram que ocorrem perdas no titânio com os processos de lixiviação e translocação em condições tropicais.

O Al pode ser considerado imóvel durante o intemperismo, embora alguns autores têm evidenciado a sua mobilidade diante de certas condições ambientais, principalmente em pH abaixo de 4,5 e na presença de alguns ácidos orgânicos (GARDNER, 1980; GARDNER, 1992). Outra desvantagem do alumínio é sua presença em muitos minerais, especialmente nos silicatos de alumínio, que são minerais muito comuns em solos.

Assim, dependendo das condições do ambiente em que se encontra, o Al pode se apresentar de forma bastante solúvel até mesmo para se tornar tóxico para as plantas. A toxicidade do alumínio constitui-se num dos principais fatores limitantes no que se refere ao crescimento das plantas e acidificação dos solos, sendo absorvido pelas raízes e translocado para a parte aérea das plantas, prejudicando seu desenvolvimento (RUFYIKIRI, et al, 2003).

Além do pH, a matéria orgânica também influencia no aumento da solubilidade/mobilidade do alumínio. Os ácidos orgânicos favorecem o intemperismo tanto pelo incremento da acidificação do solo quanto pela complexação dos elementos liberados, diminuindo sua atividade na solução. Alguns cátions como o alumínio e o manganês podem se ligar à matéria orgânica, pois possuem uma grande afinidade por radicais orgânicos formando complexos organo-metálicos. Ao formar estes complexos, aqueles metais aumentam sua mobilidade porque as macromoléculas orgânicas funcionam como transportadores impondo sua solubilidade sobre a dos metais. Além disto, mesmo não sendo retirados do sistema, a complexação e a quelatação de metais por moléculas orgânicas diminui sua atividade iônica nas soluções do meio, favorecendo a solubilização dos elementos que ainda se encontram na fase cristalina (SILVA et al, 2000).

LI et al (2005) citam que ácidos orgânicos de baixo peso molecular são exudados pelas raízes de plantas, produzidos pela decomposição de resíduos e pelo metabolismo dos microrganismos. Sabe-se que estes ácidos orgânicos podem acelerar a dissolução do Al da fase sólida do solo formando complexos solúveis Al - íons orgânicos. A formação destes complexos pode aumentar a perda de Al pela lixiviação.

MELFI & PEDRO (1978) fazem uma descrição das diferentes zonas de intemperismo do Brasil. Neste trabalho é apontado o predomínio do processo de hidrólise em ambientes de clima quente (tropicais), onde a mobilidade do Al seria menor, potencializando-o como elemento índice no estudo do intemperismo de

rochas e solos. Contudo, na região Sul do Brasil, em altitudes acima de 500 metros, com temperaturas médias abaixo de 18° C, ocorre o predomínio do processo de complexação, onde a mobilidade do Al seria maior devido a sua reação com ácidos orgânicos. Neste caso, o Ti apresentaria maior potencial indicativo do grau de intemperismo dos materiais estudados.

Nesse contexto, o objetivo do trabalho foi estimar os processos de intemperismo através dos ganhos e perdas de elementos para diferentes solos no RS.

3. METODOLOGIA

3.1. Localização e caracterização das áreas de estudo

Este trabalho foi realizado através da análise de seis perfis representativos de unidades de mapeamento formadas a partir de distintos materiais de origem: dois Planossolos (Unidade de Mapeamento São Gabriel e Vacacaí); três Argissolos (Unidades de Mapeamento Alto das Canas, São Jerônimo e São Pedro) e um Latossolo (Unidade de Mapeamento Vacaria), conforme a tabela 1.

Tabela 1 - Classificação taxonômica e principais características físicas dos solos estudados.

Classe de solo ⁽¹⁾	Unidade de mapeamento /símbolo ⁽¹⁾	Material de origem ⁽²⁾	Temperatura ⁽³⁾ Min/ Méd/Máx	Precipitação média anual ⁽³⁾ (mm)
Latossolo Bruno distrófico típico	Vacaria/ Lba1	Basalto/riodacitos	10,2 15,2 22,3	1412
Argissolo Vermelho distrófico arênico	São Pedro/PVd2	Arenito	13,9 19,2 25,5	1508
Argissolo Vermelho distrófico arênico típico	São Jerônimo/PVd7	Granito	12,3 16,8 22,4	1588
Argissolo Vermelho distrófico latossólico	Alto das Canas/PVd3	Argilitos e siltitos	12,3 16,5 22,2	1504
Planossolo Háplico eutrófico típico	São Gabriel/SXe1	Folhelhos argilosos e siltosos	13,3 18,5 25,2	1355
Planossolo Hidromórfico eutrófico arênico	Vacacaí/SGe1	Sedimentos aluviais recentes	12,5 17,2 25,4	1370

⁽¹⁾ Streck, et al (2002), ⁽²⁾ Brasil (1973), ⁽³⁾ Atlas Agroclimático do RS (1989).

O solo da unidade de mapeamento Vacaria constitui-se num Latossolo Bruno distrófico típico. São solos profundos, bem drenados, apresentam pouco incremento de argila com a profundidade e transição difusa ou gradual entre os horizontes. São solos bastante intemperizados com acentuada acidez e baixa reserva de nutrientes para as plantas (STRECK et al, 2002). Localizam-se na porção nordeste do Planalto Sul-Riograndense, na região fisiográfica denominada Campos de Cima da Serra. Essa área caracteriza-se por apresentar baixas temperaturas na maior parte do ano, com valores médios anuais oscilando em torno de 15,6°C. As altitudes variam de 900 a 1000 m. O clima de acordo com a classificação de Köeppen corresponde ao

temperado úmido (Cfb) (MORENO 1961). O relevo caracteriza-se por apresentar coxilhas alongadas com declives suaves. A cobertura vegetal corresponde aos campos de altitude e alguns resquícios das matas de araucária. O substrato geológico pertence a Formação Serra Geral com presença de basaltos e rochas mais ácidas como riodacitos (ROISENBERG, 1974). A Formação Serra Geral é constituída por duas seqüências vulcânicas: uma de caráter básico e outra ácida, com intercalação de sedimentação eólica, nos períodos de recesso da atividade vulcânica, conhecidos como arenitos “intertrapps” (MACIEL FILHO, 1990).

Dois dos três Argissolos (unidades de mapeamento São Pedro e Alto das Canas), e os planossolos (unidade de mapeamento São Gabriel e Vacacaí), localizam-se na região geomorfológica denominada Depressão Periférica Sul-Riograndense (também conhecida como Depressão Central do RS). Os Argissolos são solos profundos, bem drenados e geralmente apresentam uma seqüência de horizontes A-Bt-C ou A-E-Bt-C. A gênese destes solos está relacionada à transferência vertical de colóides e sua deposição nos horizontes subsuperficiais (processo de podzolização). Os planossolos são solos imperfeitamente ou mal drenados, típicos de ambientes redutores. Apresentam um horizonte B com incremento de argila (Bt) e um E (eluvial), com mudança textural abrupta.

O relevo dessa área caracteriza-se por apresentar uma topografia suave com baixas cotas altimétricas, onde destacam-se planícies aluviais e as coxilhas sedimentares. Conforme a classificação climática de Köeppen, a área corresponde ao clima mesotérmico brando Cfa (temperado quente) apresentando como características invernos frios, com temperatura média do mês mais frio entre 13°C e 15°C. Os verões são quentes, com temperatura média do mês mais quente superior a 24°C (MORENO 1961).

Quanto ao substrato geológico, a área da Depressão Central assenta-se sob várias formações geológicas: Formação Santa Maria (membro Passo das Tropas e Membro Alemoa), Formação Caturrita, Formação Botucatu e Sedimentos Atuais do Quaternário. O Membro Passo das Tropas é o membro inferior da Formação Santa Maria representado por rochas com textura mais grosseira. O Membro Alemoa é superior na Formação Santa Maria e constitui-se por rochas sedimentares de textura maciça (sem orientação) de caráter argiloso a síltico (lamito com pequena ocorrência de concreções calcárias). A Formação Caturrita é constituída por camadas de arenitos finos a médios, de cor cinza claro de composição essencialmente quartzosa

a matriz argilosa. O arenito basal geralmente é mais grosseiro e menos argiloso. Apresenta estratificação cruzada acanalada e planar, intercalados com siltitos vermelhos de ambiente fluvial (MACIEL FILHO, 1990). A Formação Botucatu constitui-se de arenitos eólicos com laminação cruzada de grande porte, com eventuais intercalações de lavas basálticas. Esta formação é composta por arenitos essencialmente quartzosos contendo feldspatos alterados, cimentados por sílica. Os depósitos quaternários são originados da dinâmica presente e pré-atual de acumulação sedimentar e encontram-se associados aos atuais agentes de sedimentação (MACIEL FILHO, 1990).

O terceiro Argissolo, correspondente a unidade de mapeamento São Jerônimo é formado a partir de rochas graníticas. Os granitos correspondem ao grupo das rochas ígneas ácidas, ricas em quartzo e feldspatos. Localizam-se na região geomorfológica correspondente ao Escudo Sul-Rio-Grandense, na porção meridional do RS, sobre a região geologicamente mais antiga do estado. São várias as teorias que explicam a origem das rochas graníticas. Alguns propõem que as rochas graníticas derivaram dos magmas produzidos pelo aquecimento e fusão parcial da crosta. Quando o movimento das placas produziu o dobramento das camadas originando montanhas, o magma foi comprimido em direção a superfície. Assim as rochas graníticas constituem o núcleo das antigas cadeias de montanhas. Essa idéia, entretanto, não é muito aceita por alguns geólogos, que consideram que as rochas graníticas são resultantes do metamorfismo do material sedimentar ou vulcânico, acompanhado de pequena movimentação do material (BIGARELLA, et al, 1994).

3.2. Material e Métodos

As coletas foram realizadas nos horizontes principais (A e B) e no saprolito (Cr). Após a identificação dos perfis, foi procedida a descrição morfológica e coleta de amostras conforme LEMOS & SANTOS (2002). Foram coletadas também amostras para a determinação da densidade do solo conforme EMBRAPA (1997).

3.2.1. Análise química total

O conteúdo total de silício (Si), alumínio (Al), ferro (Fe), cálcio (Ca), magnésio (Mg), potássio (K), sódio (Na), fósforo (P), manganês (Mn), zinco (Zn) e titânio (Ti) foi

determinado por fluorescência de raios X (XRF), no Laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP (DMG-IG), em São Paulo (SP).

3.2.2. Análises físicas

3.2.2.1. Densidade do solo

Utilizou-se amostras indeformadas coletadas com anel de Koppek. A densidade do solo foi calculada através da razão entre a massa seca da amostra e o volume do anel, segundo a metodologia proposta pela EMBRAPA (1997), nos laboratórios do Departamento de Solos/CCR, da Universidade Federal de Santa Maria (RS).

3.2.2.2. Análises granulométricas e sedimentológicas

A análise granulométrica foi determinada após a dispersão de 50g de solo com NaOH $0,1 \text{ mol}^{-1}$ em 230 mL de água destilada. As amostras foram deixadas em repouso por 12 horas e posteriormente agitadas por 15 minutos (EMBRAPA 1997). Para obtenção das subfrações da areia, foi utilizado um agitador horizontal (30 ciclos de 10 cm por minuto, durante um período de 5 minutos) e peneiramento a seco em um conjunto de 6 peneiras de diferentes diâmetros com a finalidade de separar a areia total em frações.

3.2.3. Análises mineralógicas

3.2.3.1. Difratomia da fração argila:

Para a análise de DRX, escolheu-se três unidades de mapeamento que representassem litologias bastante distintas: Unidade de mapeamento Vacaria (magmática extrusiva – basalto); São Jerônimo (magmática intrusiva– granito) e Alto das Canas (sedimentar-siltito/lamito). Foram analisadas amostras dos horizontes A, B e Cr de cada um destes perfis em todas as frações da Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), (areia, silte e argila). A TFSA destas amostras foi dispersa com NaOH 1N, 25 mL para 50 gramas de amostra, mais 250 mL de água destilada. A amostra foi

deixada em contato com a solução por uma noite e agitada por 12 horas em agitador horizontal tipo vai-e-vem. Após a agitação, as amostras foram transferidas para provetas de 1 L através de uma peneira com malha de 0,053 mm para separação da fração areia.

A fração silte e argila foram separadas por decantações sucessivas, sendo o tempo para decantação do silte calculado pela equação de Stokes. O conteúdo restante nas provetas foi completado com solução NaOH de 0,1 N, para manter a concentração final do dispersante constante. A coleta da fração argila foi repetida até que a suspensão se mostrasse límpida. A fração argila coletada foi floculada com gotas de HCl concentrado, saturada com K (KCl 1N), e Mg (MgCl₂). Após a saturação, as amostras foram lavadas com álcool para retirada do excesso de sais. As frações areia e silte foram moídas em um moinho petrológico Siemens modelo micromaster, em velocidade 50 por 5 minutos.

Das amostras da fração argila floculadas, alíquotas foram saturadas com K e Mg (solução 1N dos respectivos cloretos), lavadas com álcool etílico 96GL a 50%, para a remoção de sais. Para análise e identificação da fração argila, utilizou-se radiação de cobre (K α) em voltagem 30Kv e corrente de 30mA, disponibilizado pelo NUPEGEL (Núcleo de pesquisa em geoquímica da litosfera) da ESALQ- Piracicaba-SP.

3.2.4. Análises químicas

O pH do solo foi determinado pelo método potenciométrico, conforme a metodologia da EMBRAPA (1997). O Ca e Mg trocáveis foram extraídos com cloreto de potássio (KCl 1N) e determinados por espectroscopia de absorção atômica, conforme TEDESCO et al (1995). O Al trocável foi extraído com solução de KCl 1N e titulado com NaOH 0,01N. A acidez trocável foi extraída com acetato de cálcio a pH 7,0 e determinado por titulação de NaOH. A CTC a pH 7,0, a CTC efetiva e a saturação por Al e por bases foram calculadas segundo a metodologia proposta por EMBRAPA (1997). O ferro nos óxidos secundários ou pedogênicos foi extraído com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB), de acordo com o método proposto por HOLMGREN (1967).

3.2.5. Cálculo do balanço geoquímico

Existem várias propostas para este cálculo, que levam em conta não só as transformações químicas, mas também modificações nas relações volumétricas dos materiais do solo, saprolito e no material de origem. Para tal, utilizou-se o método baseado nos pressupostos de BREWER (1964) no qual o balanço é estabelecido conhecendo-se a concentração dos elementos de interesse e de um elemento índice de baixíssima mobilidade como o titânio, zircônio ou o alumínio. As mudanças nas propriedades físicas do solo são calculadas conhecendo-se a densidade do solo, já que o solo, por ser mais poroso, apresenta uma expansão em relação ao volume original da rocha. Esta expansão é estimada com base na concentração do elemento índice. Os cálculos do balanço geoquímico são baseados em vários parâmetros:

R_p : Concentração do constituinte estável no material de origem (%)

R_s : Concentração do constituinte estável no horizonte do solo (%)

V_p : Volume do material de origem (cm^3)

V_s : Volume do horizonte do solo (cm^3)

ΔV : Mudança no volume resultante do desenvolvimento do solo

D_p : Densidade do material de origem (g/cm^3)

D_s : Densidade do horizonte do solo

T_p : Espessura do material de origem (cm)

T_s : Espessura do horizonte do solo

ΔT : Mudança na espessura resultante do desenvolvimento do solo (cm)

W_p : Peso do material de origem (g)

W_s : Peso do horizonte do solo (g)

ΔW : Mudança resultante do desenvolvimento do solo (g)

X_p : Peso dos constituintes no material de origem (g)

X_s : Peso dos constituintes no horizonte do solo (g)

X_g : Peso dos constituintes ganhos e perdidos no horizonte do solo (g)

X_{gp} : Porcentagem dos constituintes perdidos e ganhos no horizonte do solo

P_x : Porcentagem do peso dos constituintes no material de origem

P_x : Porcentagem do peso dos constituintes no horizonte do solo

A porcentagem dos ganhos e perdas dos constituintes são calculados através da seguinte fórmula:

$$X_{\text{zp}} = \left(\frac{X_s - X_p}{X_p} \right) 100. \quad (1)$$

onde x_s constitui-se no peso dos constituintes no horizonte do solo, dado pela seguinte equação:

$$X_s = \frac{V_s \cdot D_s \cdot P_x}{100}. \quad (2)$$

e x_p constitui-se no peso dos constituintes no material de origem expresso pela seguinte relação:

$$X_p = \frac{V_s \cdot D_s \cdot R_s \cdot P_x}{R_p \cdot 100}. \quad (3)$$

Dessa forma o balanço geoquímico foi realizado com o algoritmo FLUX, escrito em FORTRAN por BIDDLE et al (1998). Os cálculos foram efetuados para cada horizonte em um volume correspondente a uma coluna de 1cm^2 de área de seção. Os cálculos foram realizados utilizando-se como elemento índice o alumínio, e depois foram refeitos utilizando-se o titânio. Os valores obtidos são relativos ao saprolito coletado, sendo as porcentagens de ganho (valores positivos) ou de perda (negativos) dos elementos ao longo do perfil do solo em relação ao saprolito.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Escolha do elemento índice

Os processos de intemperismo podem ser estimados a partir dos ganhos e perdas de elementos ao longo do perfil em relação ao material de origem, considerando pelo menos um elemento como imóvel. A escolha desse elemento é bastante variável dependendo das condições climáticas e geoquímicas atuantes. Sendo assim, cabe analisar e justificar a escolha de um dos elementos índices, para desenvolver as discussões posteriores. A tabela 2 apresenta os valores da análise química total utilizados para desenvolver os cálculos.

Tabela 2- Dados de análise química total obtidos por Fluorescência de Raios-X.

Solo	H _z	Prof	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃
Lba1	A1	0-90	51,2	20,53	0,031	0,17	0,02	0,03	0,12	2,317	0,15	9
	B1	90-180	44,27	28,13	0,053	0,17	0,01	0,04	0,16	2,766	0,18	12,31
	B2	180-370	37,81	28,45	0,254	0,07	0,01	0,02	0,23	2,913	0,18	12,67
	Cr	370-410	34,75	26,87	0,155	0,08	0,01	0,02	0,23	3,16	0,425	12,77
PVd2	A2	0-65	91,35	2,51	0,021	0,09	0,02	0,02	0,25	1,331	0,025	1,64
	E2	80-95	78,91	7,13	0,014	0,17	0,02	0,02	0,17	1,296	0,017	7,74
	Bt	115-160	73,09	13,30	0,044	0,60	0,38	1,48	2,21	0,679	0,038	3,79
	Cr	180-230	68,43	14,70	0,025	0,98	0,24	0,06	0,38	1,228	0,067	5,57
PVd3	A	26-72	63,47	19,46	0,037	0,15	0,02	0,02	0,46	1,454	0,043	6,38
	Bt	148-210	92,00	2,50	0,021	0,11	0,02	0,02	0,26	1,337	0,025	1,65
	Cr	210+	87,48	4,13	0,033	0,13	0,03	0,02	0,22	1,269	0,044	2,23
PVd7	A2	32-60	74,33	12,68	0,021	0,18	0,06	0,02	0,57	1,021	0,057	3,73
	Bt	130-150	62,31	20,76	0,018	0,26	0,06	0,02	0,53	0,893	0,048	5,83
	Cr	150+	58,60	23,39	0,017	0,07	0,15	1,30	5,59	0,251	0,028	3,32
SXe1	A2	20-37	86,51	5,00	0,018	0,18	0,15	0,61	0,59	0,848	0,036	1,27
	E	37-58	89,90	3,85	0,017	0,13	0,12	0,69	0,63	0,904	0,020	0,98
	Bt2	76-111	86,00	6,22	0,015	0,24	0,19	0,70	0,65	0,817	0,022	1,73
	Cr	146-220	85,17	6,57	0,067	1,13	0,52	0,94	1,13	0,668	0,021	1,37
SGe1	A1	0-33	86,97	5,05	0,022	0,20	0,12	0,36	0,78	0,645	0,045	1,36
	E	67-76	9131	3,25	0,016	0,09	0,10	0,57	1,04	0,849	0,021	0,79
	Btg	76-112	69,70	15,17	0,015	0,57	0,34	0,37	0,98	0,836	0,025	4,58
	Cr	112-150	80,04	9,81	0,021	0,46	0,34	0,74	1,33	0,901	0,020	2,69

Para a escolha do melhor elemento índice considerou-se os seguintes critérios:

4.1.1. Série de Polinov (1930) – Hudson (1995)

Polinov foi um geoquímico russo que, baseado na concentração de elementos nas águas superficiais, propôs uma seqüência de solubilidade dos principais elementos químicos constituintes dos minerais e rochas.

A série proposta por Polinov é a seguinte:

Cl>SO₄>Ca>Na>Mg>K>Si>Fe>Al

Mais recentemente, Hudson reavaliou a proposta de Polinov e realizou uma pequena modificação:

Cl>SO₄>Na>Ca>Mg>K>Si>Fe>Al

Esta seqüência será chamada neste texto, de série Polinov-Hudson.

Assim, um primeiro critério foi observar qual elemento índice produz uma série de perdas dos outros elementos mais próxima da proposta por Polinov - Hudson. As seqüências encontradas para cada unidade de mapeamento (UM) utilizando-se os dois elementos índices estão expressas na tabela 3.

Tabela 3- Seqüência de perdas de elementos solo.

Solo	Seqüência de perdas de elementos
Lba1	
Al	Fe>K> Si>Ca>Na>Mg
Ti	Fe>K>Al>Si>Ca>Na>Mg
PVd2	
Al	Fe>Mg>Si>K>Ca>Na
Ti	Al>Fe>Si>Na>Mg>K>Ca
PVd3	
Al	Fe>Si> Ca>Mg> Na>K
Ti	Ca>Si> >Na>Mg> Ca> Fe>Al
PVd7	
Al	Na> K>Ca >Si> Fe> Mg
Ti	K>Na>Ca>Al>Fe>Si>Mg
SXe1	
Al	Ca>Fe>K>Mg>Na>Si
Ti	Ca>K>Fe>Mg>Na>Al>Si
SGe1	
Al	Mg>Ca>Fe>K>Si>Na
Ti	Ca>Mg>K>Fe>Al>Na>Si

De um modo geral observa-se que utilizando-se o titânio como índice as seqüências se aproximam mais da série Polinov - Hudson. Nas seqüências do Al como índice, a posição de alguns elementos coincidem com a série Polinov - Hudson, no entanto, a maioria apresenta um comportamento diferenciado,

desviando-se da série. Por exemplo a posição do Na na UM São Jerônimo (PVd7) coincide com a série Polinov-Hudson. No entanto observa-se que o Mg apresenta-se muito estável, contrariando dessa forma a série proposta por Polinov- Hudson. Isso também é observado na UM Vacacaí (SGe1), cujos elementos Mg, Fe e Na desviaram-se da série proposta.

4.1.2. O intemperismo produz perdas

Como processo de decomposição de rochas, pressupõe-se que o intemperismo deva produzir perda de elementos. Internamente ao perfil do solo pode haver movimentação de materiais, magnificando as perdas em um horizonte e minimizando, ou até mesmo representando um ganho relativo, em outro, como por exemplo, a perda de argila do horizonte E, e ganho no horizonte Bt dos Planossolos. Estes mecanismos serão discutidos no próximo capítulo. Ainda assim, na falta de elementos mais precisos, também se postulou como mais adequado o elemento índice que produzisse maiores perdas, quer em massa, quer na frequência de horizontes com índices negativos (perdas). Assim, a tabela 4 mostra os resultados obtidos.

Tabela 4- Frequência de perdas e ganhos por elemento índice

Solo/Índices	Quantidade de elementos			%	
	Positivos	Negativos	Total	Ganhos	Perdas
Lba1					
Ti	22	14	36	845,59	-380,15
Al	12	24	36	673,58	-469,5
PVd2					
Ti	17	19	36	2455,71	-548,87
Al	30	6	36	6174,06	-37,92
PVd3					
Ti	5	13	18	348,48	-200,71
Al	8	10	18	161,69	-550,56
PVd7					
Ti	1	17	18	2,64	-860,51
Al	12	6	18	1485,81	-327,13
SXe1					
Ti	5	31	36	73,49	-1412,21
Al	18	18	36	1218,75	-514,01
SGe1					
Ti	7	29	36	123,5	-759,41
Al	20	16	36	1353,54	-284,58

Observa-se que as perdas de elementos são mais evidentes utilizando-se o titânio como índice. O Ti constitui-se num elemento bastante insolúvel uma vez que geralmente encontra-se alocado em minerais (geralmente anatásio e rutilo) na fração areia que se apresenta menos móvel. Além disso, os minerais primários que contém o titânio geralmente são difíceis de serem intemperizados. Assim os ganhos encontrados em alguns elementos podem estar relacionados à própria composição do material de origem e a outros processos como a biociclagem ou a adição de materiais externos, como a calagem.

No caso do uso do alumínio como índice observa-se que os ganhos predominaram sobre as perdas para a maioria dos solos. A solubilidade do Al é bastante variável dependendo das condições climáticas e geoquímicas dominantes. Alguns dos minerais primários que contém Al, como o feldspato, por exemplo, são instáveis nas condições de superfície, e, portanto facilmente intemperizáveis. Assim as perdas no Al podem ser expressas em ganhos nos demais elementos.

De um modo geral observa-se que para as condições climáticas e geoquímicas dos solos estudados as estimativas de intemperismo funcionam melhor com o Ti como elemento índice. O Al demonstrou ser muito móvel influenciando nas quantidades dos demais elementos. Portanto, os processos de intemperismo serão discutidos a seguir tomando por base os resultados calculados usando o titânio como elemento índice.

4.2. Balanço geoquímico dos solos estudados

Na natureza os elementos químicos não estão distribuídos homogeneamente, nem estão presentes na mesma forma química através do ecossistema todo. O padrão de ciclagem dos nutrientes não é igual para todas as regiões e depende da ação de fluxos entre componentes disponíveis e não-disponíveis (ODUM, 1988). Nas regiões frias uma grande parcela de matéria orgânica e dos nutrientes permanecem no solo, ao passo que nas regiões tropicais, uma porcentagem muito maior está na biomassa reciclada dentro das estruturas orgânicas do sistema.

Assim calculou-se o balanço geoquímico das diferentes unidades de mapeamento, objetivando verificar o comportamento dos elementos ao longo do perfil. Para tal considerou-se o Ti como elemento imóvel.

4.2.1. Unidade de mapeamento Vacaria

A tabela 5 representa o balanço geoquímico da unidade de mapeamento Vacaria (Lba1). Os valores positivos indicam ganhos e os negativos, perdas de elementos.

Tabela 5- Ganhos e perdas de elementos percentuais calculados através do algoritmo FLUX para o Latossolo.

Solo	Hz	DS	Si	Al	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Fe
Lba1		g cm^{-3}			%						
	A1	0,95	47,20	2,22	-56,31	114,46	123,47	77,57	-23,94	-22,63	-23,68
	B1	1,11	21,28	10,36	-47,18	86,09	10,17	95,31	-17,03	-22,52	-19,05
	B2	1,05	26,66	3,16	-60,99	110,82	9,64	10,01	-21,55	-25,92	-28,19
	Cr	0,92	8,42	7,85	60,22	-3,06	6,05	6,21	7,03	-8,10	1,39

Observa-se através da figura 1 ganhos de Si, Ca e Al nos horizontes superficiais.

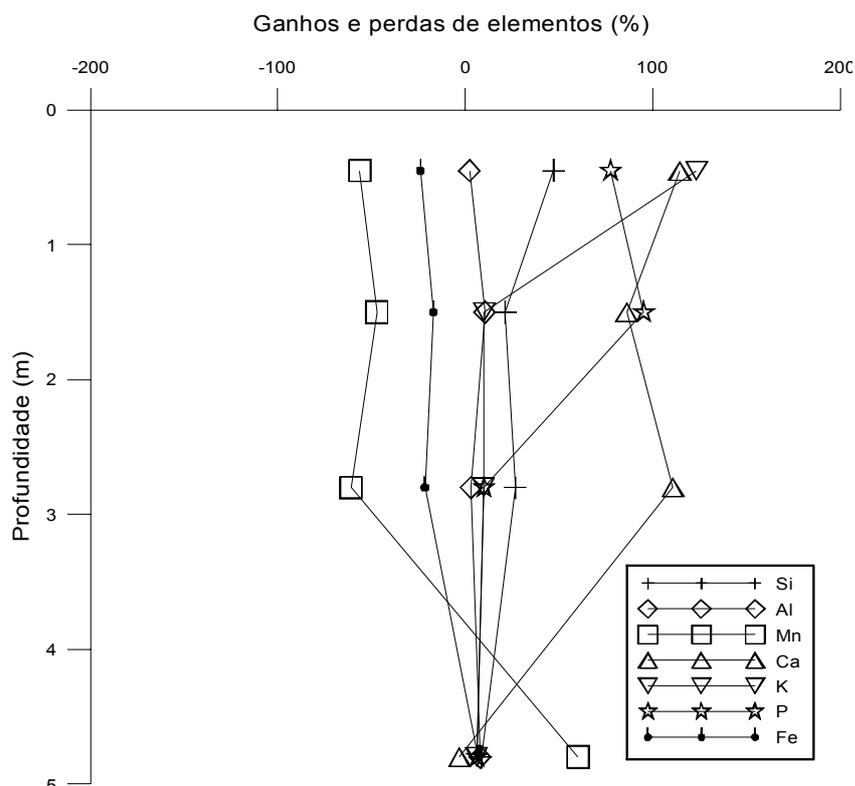


Figura 1- Ganhos e perdas de elementos do Lba1 (UM Vacaria)

O processo de latolização promove intensa lixiviação de bases e sílica, o que deveria ser expresso por uma diminuição nos teores dos respectivos elementos. Uma das razões possíveis para o aumento relativo de silício é a concentração

residual de areia, conforme a tabela 6, que apresenta um pequeno incremento em direção à superfície.

Tabela 6- Distribuição do tamanho de partículas do Lba1 (UM Vacaria)

Hz	Prof	Areia	Silte	Argila
	cm			g kg ⁻¹
A1	0-90	58,59	320,06	571,24
B1	90-180	49,80	234,50	670,70
B2	180-270	49,70	265,70	633,80

Outra possibilidade não excludente é que o aumento no ganho relativo de silício no horizonte superficial esteja relacionado aos processos de biociclagem e absorção pelas gramíneas. O perfil do solo situa-se numa área de campo nativo com grande quantidade de raízes que favorecem os processos de biociclagem próximo à superfície, minimizando suas perdas.

O silício constitui-se num dos elementos mais comuns na crosta terrestre. Tem importante papel no que se refere ao crescimento das plantas. O silício é hidratado na forma de partículas denominadas fitólitos, que são absorvidos pelas raízes e precipitados nos tecidos das plantas. A quantidade absorvida depende da espécie da planta e do tipo de solo. LUCAS et al (1993) consideram os fitólitos como uma das principais fontes de silício nos solos tropicais. A biociclagem tem importante papel também no que se refere a neoformação dos minerais no solo, como a caulinita, por exemplo. Diversos outros mecanismos explicam o papel das plantas nas taxas de intemperismo: o aumento dos processos de hidrólise pela acidez através das raízes, e a liberação do silício pela decomposição da matéria orgânica (MEUNIER, 2003).

Os ganhos de Ca, Mg e Na nos horizontes superficiais podem estar associados a uma possível calagem realizada no campo nativo. O caráter distrófico do solo denota elevada acidez e baixa reserva de nutrientes, necessitando de correção. AZEVEDO, et al (1993) em trabalho realizado na estação experimental zootécnica de Vacaria - RS consideram que a calagem aumentou os teores de Ca, Mg, Na e a CTC, e provocou a diminuição do C orgânico, Al trocável e acidez extraível.

A análise química da amostra na tabela 7 indica uma pequena elevação do pH em água, nos teores trocáveis de Ca e Mg, que suportam esta hipótese, embora uma possível calagem não deva ter sido recente.

Tabela 7- Caracterização química do Lba1 (UM Vacaria)

Hz	M.O (%)	pH H ₂ O	pH KCl	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	H+Al	CTC	%Al	%V	
						cmol _c Kg ⁻¹	Efetiva pH7				
A1	4,3	4,2	3,9	0,8	0,3	2,0	13,1	4,9	14,3	80,0	8,6
B1	0,7	4,1	4,0	0,5	0,1	0,2	9,3	3,7	9,9	84,0	6,0
B2	0,3	4,5	4,0	0,4	0,1	0,2	7,5	3,3	8,1	81,6	7,3
Cr	0,1	-	-	0,4	0,1	0,2	10,8	4,3	11,3	88,2	4,7

O manganês sofreu perdas nos horizontes superficiais, e um aumento considerável com a profundidade do perfil. Assim como o Fe, o Mn pode sofrer redução e ter sua solubilidade drasticamente alterada, dependendo das condições ambiente. Dessa forma, as perdas podem estar associadas a períodos de redução que podem ocorrer em microsítios do perfil de solo, durante a estação mais chuvosa, de maio a outubro. Os ganhos no horizonte C1 podem ser devidos tanto à migração a partir das camadas superiores como pela proximidade com a fonte, o material de origem. A birnessita, um óxido de manganês, aparece como um componente menor nas frações silte e areia destas amostras, conforme a análise dos difratogramas de raios X (anexos 1,2,3 e 4). Neste caso, ela deve estar associada a outros óxidos, dentre os quais foi possível identificar a goethita, em concreções. Na fração argila não foi identificada a birnessita, mas nesta fração aparecem os reflexos da caulinita que se sobrepõem aos da birnessita, sendo necessário procedimentos específicos para uma identificação positiva.

O Al se manteve estável ao longo do perfil. Dependendo das condições ambiente o Al pode se apresentar como um elemento bastante solúvel. Nessas condições, os ganhos podem estar associados à composição do material de origem. Os solos desta UM desenvolveram-se sobre riodacitos, que se constituem em rochas vulcânicas mais ácidas do que o basalto. Grande parte do RS é recoberto por derrames basálticos sobrepostos ou intercalados com unidades ácidas, que constituem a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (HOLZ & ROS, 2000).

O P é liberado por processos de intemperismo e hidrólise de minerais primários e incorporado na matéria orgânica, absorvido nos argilominerais ou precipitado (SOMMER, et al, 1996). Não está diretamente envolvido nas reações de oxidação e redução, mas devido a sua reatividade com os compostos passíveis de redução (Fe e Mn), seu comportamento pode ser afetado. A disponibilidade do fósforo aumenta em condições de redução devido à redução do ferro, com liberação do fósforo retido por adsorção.

4.2.2. Unidades de mapeamento São Pedro, Alto das Canas e São Jerônimo.

Os Argissolos são solos profundos, bem drenados e geralmente apresentam uma seqüência de horizontes A-Bt-C ou A-E-Bt-C. A gênese destes solos está relacionada à transferência vertical de colóides e sua deposição nos horizontes subsuperficiais (processo de podzolização).

Neste processo é observado geralmente a perda de elementos e argila no horizonte E (eluviação), e acúmulo no B (iluviação). Apresentam tipicamente um perfil com um gradiente textural, onde o horizonte B é sempre mais argiloso do que o A e/ou E. A feição morfológica mais típica da podzolização é a formação do horizonte diagnóstico B textural ou do B plânico. As unidades de mapeamento São Pedro, São Jerônimo e Alto das Canas são representativas de Argissolos. A tabela 8 representa os ganhos e perdas de elementos para estes solos.

Tabela 8- Ganhos e perdas de elementos percentuais calculados através do algoritmo FLUX para os três Argissolos.

Solo	Hz	DS	Si	Al	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Fe
		g cm ⁻³			%						
PVd2	A2	1,16	14,54	-46,67	-7,67	-41,49	-50,00	-7,35	-46,35	-24,36	-55,13
	E2	1,34	7,62	-34,79	-29,67	-23,82	-49,42	-5,54	-57,41	-30,18	1,80
	Bt	1,25	49,38	11,46	209,08	185,43	724,81	145,33	552,20	13,77	-2,87
	Cr	1,31	3,01	-13,54	12,56	161,63	207,65	143,11	-22,61	12,33	-15,44
PVd3	A	1,22	-17,14	164,53	-1,85	0,42	-29,88	-9,43	68,74	-6,41	104,69
	Bt	1,25	-0,08	-22,48	-30,66	-11,86	-26,24	-3,76	10,10	-20,10	-20,82
PVd7	A2	1,24	-32,16	-45,82	-53,92	-22,18	-64,43	-73,90	-80,93	-21,79	-50,62
	Bt	1,19	-32,77	-54,39	-54,39	2,64	-63,42	-70,92	-80,79	-22,60	-35,41

A unidade de mapeamento São Pedro (PVd2) constitui-se num Argissolo Vermelho distrófico arênico, (STRECK et al., 2002). São solos profundos, avermelhados, com textura superficial arenosa e bem drenados. São formados a partir de arenitos que constituem em rochas sedimentares originadas de depósitos sedimentares grosseiros. A composição mineralógica das rochas sedimentares é bastante variada: minerais resistentes provindos da desintegração mecânica das rochas, e os minerais recém-formados oriundos da decomposição química (MASON, 1971). O quartzo e os feldspatos são minerais predominantes originados da desintegração mecânica das rochas sedimentares. O quartzo é muito resistente ao

ataque químico nas condições de superfície ao passo que os feldspatos são menos resistentes.

A figura 2 representa os ganhos e perdas de elementos de acordo com a profundidade do perfil para a unidade de mapeamento São Pedro.

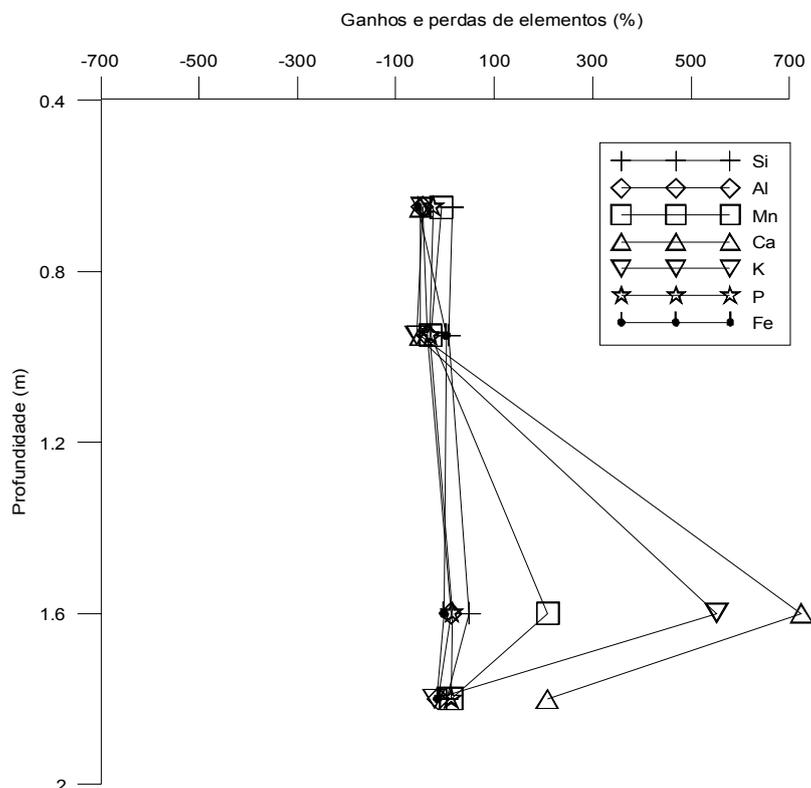


Figura 2- Ganhos e perdas de elementos do PVd2 (UM São Pedro)

Observa-se que a maioria dos elementos apresenta comportamento semelhante quanto aos ganhos e perdas, com exceção do Ca, K e Mn que apresentaram considerável aumento no horizonte Bt. Os ganhos de Ca, Mg e K podem ser explicados por processos de translocação juntamente com as argilas e ainda, pela captura de elementos que estejam sendo lixiviados dos horizontes A e E pela CTC mais alta do Bt. (tabela 9).

Tabela 9- Caracterização química do PVd2 (UM São Pedro)

Hz	M.O (%)	pH H ₂ O	pH KCl	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	H+Al	CTC	%Al	%V	
						cmol _c Kg ⁻¹		Efetiva pH7			
A2	6,6	4,4	3,9	1,6	0,1	1,2	4,1	3,3	5,8	49,5	29
E1	0,6	4,5	4,0	0,9	0,1	0,7	2,6	2	3,6	49,5	28
E2	0,5	4,6	4,0	1,0	0,8	0,8	2,5	2,9	4,3	36	43
Bt	0,6	4,3	-	2,5	0,8	1,8	4,7	6,1	8	46	42
Cr	0,3	4,6	-	1,7	0,6	2,0	3,7	5,0	6,1	52	39,5

Os solos da UM São Pedro apresentam textura arenosa, conforme tabela 9. A textura arenosa deste solo favorece a perda de elementos, como pode ser observado para a maioria dos elementos, com exceção do Si nos horizontes A e E. Os ganhos relativos de silício (tabela 8) devem-se provavelmente porque o Si encontra-se alocado na fração areia na forma de quartzo. No horizonte Bt, estes ganhos relativos são acentuados pelo acúmulo de argilas silicatadas de alumínio, o que explica ser este o único horizonte com ganho relativo de alumínio.

No horizonte E, o menor ganho relativo de silício deve estar relacionado à densidade deste horizonte, que é levada em consideração nos cálculos, e que se apresenta muito semelhante à do saprolito, o que minimiza a contabilidade do ganho relativo. Ainda neste horizonte observou-se a presença muito freqüente de concreções ferruginosas, confirmada pelo ganho relativo de Fe, o que também colabora para o menor ganho relativo de Si.

Tabela 10- Distribuição granulométrica dos três Argissolos.

Solo	Hz	Prof cm	Areia	Silte	Argila
			g kg ⁻¹		
PVd2	A2	0-65	634,7	332,4	32,9
	E2	80-95	565,8	461,4	21,1
	Bt	115-160	376,1	315,5	308,3
	Cr	180-230	397,1	324,6	278,4
PVd3	A	26-72	246,0	47,6	488,1
	Bt	148-210	211,1	45,9	510,2
	Cr	210+	242,2	12,3	542,5
PVd7	A2	32-60	521,8	42,0	436,2
	Bt	130-150	332,0	12,6	655,4

A unidade de mapeamento Alto das Canas (PVd3) constitui-se num Argissolo Vermelho distrófico latossólico (STRECK, et al, 2002). Apresenta um B textural com algumas feições de B latossólico, sendo, portanto considerado intermediário para a classe dos Latossolos. A figura 3 representa os ganhos e perdas de elementos para este solo, de acordo com a profundidade do perfil.

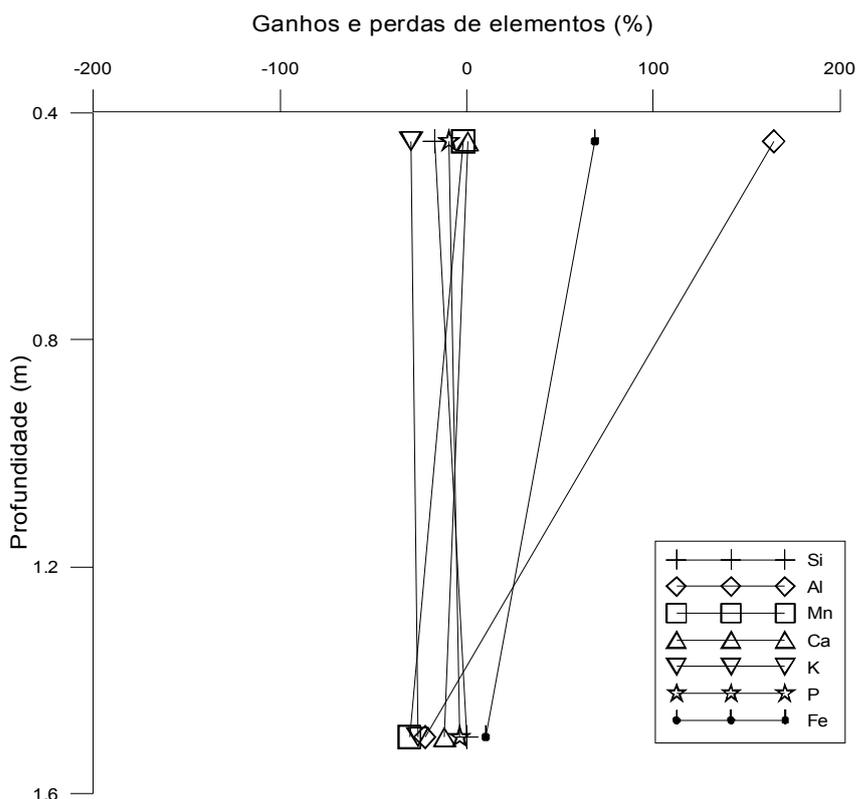


Figura 3- Ganhos e perdas de elementos do PVd3 (UM Alto das Canas)

Observa-se através da figura 3 ganhos relativos pronunciados de Al e Fe nos horizontes superficiais, diminuindo à medida que o perfil se aprofunda. Os demais elementos mantêm comportamento semelhante de acordo com a profundidade do perfil. O Al é considerado um elemento pouco solúvel segundo a série de Polinov, mas sob determinadas condições ambientes pode tornar-se bastante móvel, o que explicaria suas perdas de acordo com o aumento da profundidade do perfil.

Observa-se através dos valores expressos na tabela 8 que os processos de podzolização não são muito evidenciados neste perfil. Apenas o Ca, Na e o Si apresentaram valores menos negativos no Bt demonstrando um pequeno enriquecimento nesse horizonte. Isso pode ser explicado pelo caráter latossólico do solo que pode influenciar nos processos de transferência de elementos ao longo do perfil. Este caráter indica que este solo se encontra próximo ao limite entre os Argissolos e os Latossolos, como pode ser notado pelo pequeno incremento de argila entre o A e o Bt (tabela 10) e pelo predomínio de perdas tanto no horizonte A quanto no Bt (tabela 8).

Assim como no perfil coletado na UM São Pedro, a maior concentração de Si no horizonte Bt está relacionada à mobilização da fração argila pelo processo de

podzolização. Na fração areia deste solo, observou-se, além da presença dominante do quartzo, pequena quantidade de mica e óxidos metálicos (Mn e Fe) no horizonte C. Estes minerais desaparecem dos difratogramas nos horizontes B e A, indicando que foram intemperizados (anexos 5, 6 e 7). Os padrões se repetem na fração silte. Na fração argila, há a presença de um mineral 2:1 HE com alto grau de intercalação nos horizontes A e B. Este mineral desaparece no horizonte C, dando lugar à mica. Esta seqüência sugere que parte da mica existente no HZ C é intemperizada, e o grande ganho relativo de potássio no horizonte A levanta suspeita de que esta seja uma mica potássica (anexos 11 ao 18) .

Durante o processo de intemperização da mica, é formado um mineral 2:1 que parece ser prontamente intercalado por polímeros de alumínio, já que este apresentou pouca expansão quando saturado com K, Mg e Mg + glicerol. Uma pequena quantidade de mica pode ainda ser detectada pela difratometria de raios X no horizonte A. O mineral predominante na fração argila deste solo é caulinita, que pela agudez e largura dos reflexos, deve ser de alto grau de organização, considerando o ambiente solo. Estas características se acentuam no horizonte C.

Além destes minerais, foi ainda detectada hematita em pequena quantidade, em todos os horizontes, o que está em harmonia com a coloração avermelhada das amostras. Os reflexos de hematita tendem a se destacar mais em direção aos horizontes mais superficiais, o que está de acordo com o aumento de Fe no HZ A (tabela 8).

A unidade de mapeamento São Jerônimo (PVd7) constitui-se num Argissolo Vermelho distrófico típico (STRECK et al, 2002) desenvolvido sob substrato geológico de granito. Constitui-se numa rocha ígnea plutônica composta essencialmente de feldspato, quartzo e pequenas quantidades de micas e anfibólios.

A figura 4 representa os ganhos e perdas dos elementos de acordo com a profundidade do perfil.

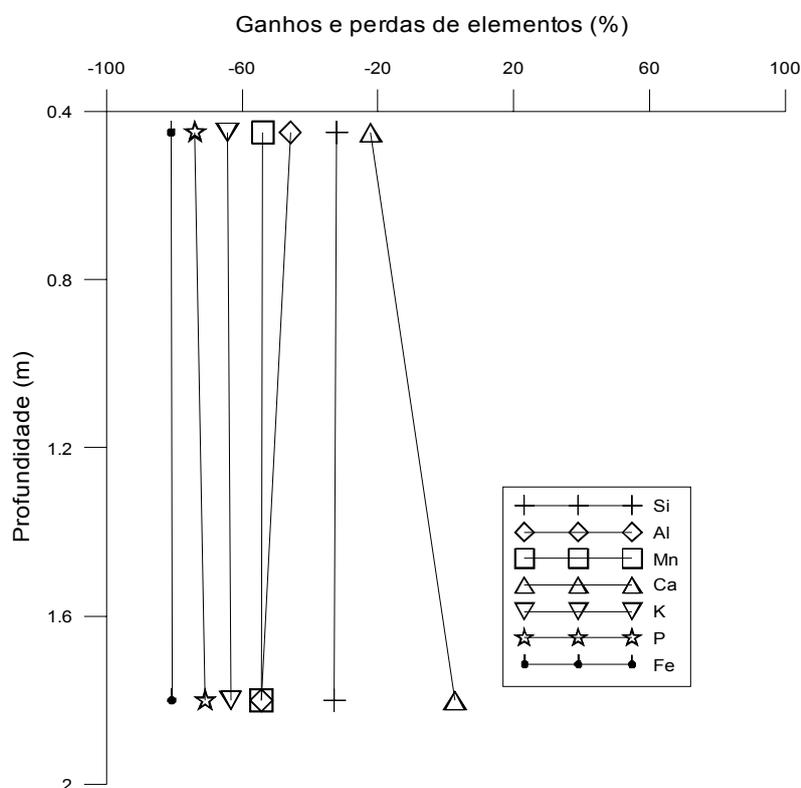


Figura 4- Ganhos e perdas de elementos do PVd7 (UM São Jerônimo).

Observa-se que todos os elementos sofreram perdas, e esse padrão se manteve com o aumento da profundidade. Apenas o Ca apresentou um pequeno aumento de acordo com a profundidade do perfil. O padrão de perdas e ganhos relativos do solo São Jerônimo é parecido com o do Alto das Canas, porém a distribuição granulométrica mostra maior translocação de argila (tabela 10). Uma diferença essencial entre a gênese destes dois solos é que o Alto das Canas possui material argiloso já no material de origem, enquanto no São Jerônimo, toda argila se originou no ciclo atual de pedogênese.

As perdas relativas de silício foram praticamente iguais nos dois horizontes. A transformação de minerais primários pouco resistentes ao intemperismo, como feldspatos e micas trioctaedrais, ainda está em curso neste solo. Aparentemente, a lixiviação de Si e sua conseqüente perda parcial por lixiviação ainda dominam a contabilidade química do horizonte Bt, não sendo superadas pelo aporte de Si

resultante da translocação de argila do A para o Bt. Comentário semelhante parece caber para os demais elementos, exceto o Mg.

O Al apresentou perdas relativas bastante significativas, maiores que as de silício. O material de origem é rico em silicatos de alumínio primários, como feldspatos e micas. Hipotetiza-se que a decomposição destes minerais no clima atual é mais rápida que a formação de minerais secundários, principalmente caulinita, que neste solo apresenta alto grau desordenamento, ainda que não tanto quanto a caulinita do Alto das Canas. Não se detectou formação de gibsite, mas apenas um mineral 2:1 com alto grau de intercalação. Assim, as perdas relativas menores de silício parecem estar relacionadas a sua manutenção no sistema pela permanência do quartzo na fração areia. Como não há um mineral primário estável que contenha Al em quantidade significativa, sua perda relativa é maior.

Feldspatos Ca-Na foram identificados na fração areia do horizonte C do São Jerônimo, desaparecendo nos horizontes superiores. Como o balanço químico é feito em comparação com o horizonte C, as perdas destes elementos foram praticamente iguais no horizonte A e B. A identificação de feldspato potássico não pode ser feita com segurança, porque seus reflexos principais ficam encobertos pelos do quartzo, porém o aparecimento de assimetrias nos reflexos do quartzo levam a supor sua presença no horizonte C, o que se confirmado, poderia explicar as perdas relativas de K pelo mesmo mecanismo do Ca e Na.

Pequena quantidade de mica foi detectada pelo DRX na fração areia do horizonte C e na fração argila (ilita) de todos os horizontes (anexo 19). A mica da fração argila provavelmente é uma mica potássica dioctaedral, provavelmente muscovita, para resistir às condições de intemperismo existentes. Por outro lado, é possível que a mica na fração areia do horizonte C possa ser, pelo menos em parte, uma mica magnesianas triocotaedral, provavelmente biotita, o que explicaria a fonte de Mg no horizonte Bt, já que o Mg foi o único elemento que apresentou ganho relativo no horizonte Bt.

O K, Na e o Ca foram os elementos que sofreram as maiores perdas evidenciando a maior solubilidade, em concordância com a série de Polinov (1930). Os processos de enriquecimento no horizonte Bt foram expressos por valores menos negativos quando comparados ao horizonte A2.

O Si e o Fe considerados elementos menos solúveis apresentaram perdas menores do que os outros elementos. Em contrapartida o Al, também considerado

bastante insolúvel apresentou perdas consideráveis em todas as profundidades do perfil, demonstrando que a solubilidade do elemento não é constante em todas as condições pedogenéticas atuantes.

4.2.3. Unidades de mapeamento São Gabriel e Vacacaí

Os planossolos são solos imperfeitamente ou mal drenados, típicos de ambientes redutores. Apresentam um horizonte B com incremento de argila (Bt) e um E (eluvial), com mudança textural abrupta. A unidade de mapeamento São Gabriel (SXe1) constitui num Planossolo Háplico eutrófico típico (STRECK, et al, 2002). Analisando a tabela 11 observa-se um pequeno enriquecimento de Si (valores menos negativos) no horizonte E. Isto se dá porque este é o horizonte de perda máxima de materiais por eluviação, havendo uma concentração residual da fração areia (tabela 12). As perdas de Fe podem estar associadas aos períodos de redução. O Fe em sua forma reduzida apresenta-se bastante solúvel e conseqüentemente passível de ser lixiviado ao longo do perfil.

Tabela 11- Ganhos e perdas de elementos percentuais calculados através do algoritmo FLUX para os dois planossolos.

Solo	H _z	DS	Si	Al	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	Fe
SXe1		g cm ⁻³	%								
	A2	1,04	-1,29	-35,89	-45,49	-53,05	-65,36	-47,35	-61,04	-30,94	-52,42
	E	1,13	-0,08	-40,60	-59,48	-55,39	-66,88	-45,71	-60,99	-37,02	-57,26
	Bt2	1,24	-2,82	-30,95	-49,81	-50,27	-63,44	-42,22	-57,88	-35,59	-45,17
	Cr	1,34	-13,29	-24,56	73,49	-2,55	-44,61	-21,69	-29,58	-35,59	-45,95
SGe1											
	A1	1,15	20,47	-26,81	6,86	-42,32	-48,89	-11,83	-35,60	49,80	-35,11
	E	1,27	6,86	-40,12	-30,85	-54,15	-57,17	0,8	-34,99	-10,50	-54,57
	Btg	1,35	-3,70	7,50	-33,08	-20,76	-22,11	-24,74	-37,05	-3,58	20,52
	Cr	1,59	-2,45	-16,63	-24,37	-30,70	-25,67	17,55	-25,14	-13,90	-20,64

A figura 6 representa os ganhos e perdas dos elementos de acordo com a profundidade do perfil.

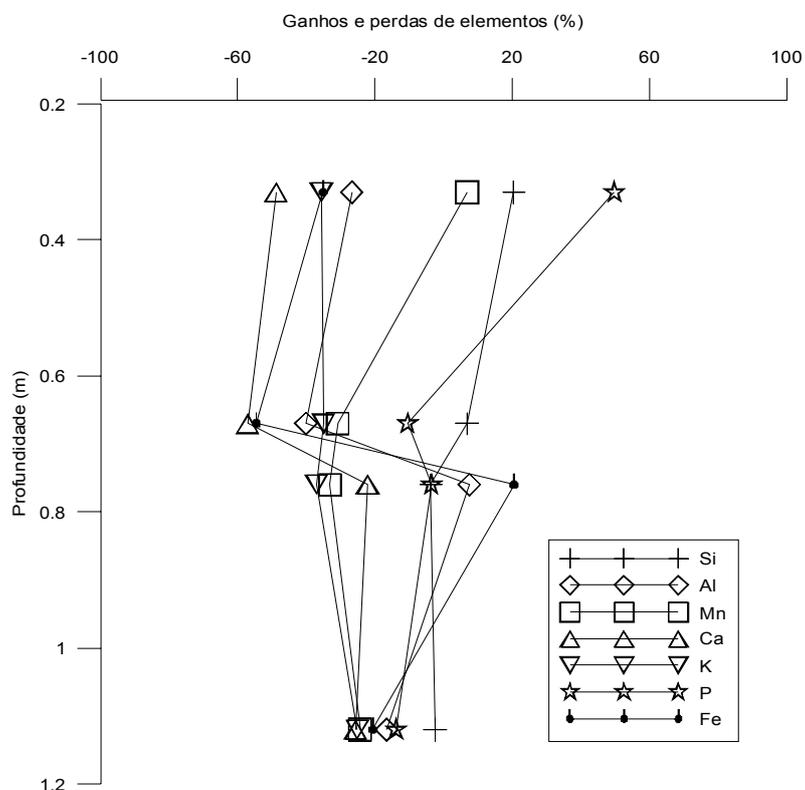


Figura 6-Ganhos e perdas de elementos da unidade de mapeamento Vacacaí

Os ganhos de Si no horizonte E podem estar relacionados aos processos de eluição, já que se constitui num horizonte de perda máxima. Assim há a perda dos outros elementos e o silício permanece alocado na fração areia na forma de quartzo, conforme pode-se observar através da tabela 12 que representa a distribuição granulométrica.

Tabela 12- Distribuição granulométrica dos dois planossolos.

Solo	Hz	Prof	Areia	Silte	Argila
		cm		g. kg ⁻¹	
SXe1	A2	20-37	275,0	443,5	281,5
	E	37-58	345,5	479,8	174,7
	Bt2	76-111	290,7	260,1	449,1
	Cr	146-220	117,9	431,4	450,7
SGe1	A1	0-33	688,9	93	218,1
	E	67-76	827,8	75,7	96,5
	Btg	76-112	426,6	67,8	505,6
	Cr	112-150	492,5	30,3	477,2

Observa-se através da tabela 11 que o Fe apresentou perdas consideráveis nos horizontes A, E e C e acúmulo no Btg. As perdas estão associadas aos processos de redução, bastante comuns em ambientes mal drenados e anaeróbicos. O ferro em sua forma reduzida torna-se muito solúvel e passível de ser transportando pela água percolante. Em condições aeróbicas pode rapidamente se oxidar novamente, precipitando em manchas de tons laranja avermelhado até concreções endurecidas, condição esta que pode explicar o acúmulo no Btg.

O acúmulo de alumínio no Btg deve-se aos processos de migração de filossilicatos de alumínio assim como o discutido para os Argissolos. Para o caso do fósforo, segue o mesmo comportamento descrito para o Latossolo. O cálcio, magnésio, potássio e o sódio apresentaram perdas em todos os horizontes demonstrando o maior grau de solubilidade representado pela série de Polinov. O horizonte Btg apresentou perdas menores (valores menos negativos) evidenciando assim os processos de iluviação. Os ganhos de silício, manganês, fósforo e ferro no horizonte A também podem ser consequência de uma possível contribuição alóctone de material pré-intemperizado, uma vez que o solo é derivado de sedimentos recentes.

4. Testes de apoio.

No caso dos Argissolos e Planossolos, a possibilidade de contribuição alóctone é maior porque o contraste textural, indicativo potencial de deposição de materiais, pode ser confundido com o processo de podzolização. A contribuição de material alóctone pode ser verificada através de algumas análises de apoio. Estes testes foram utilizados quando os índices químicos mostraram mudanças abruptas. Geralmente devem ser aplicados em frações grosseiras, que não são, ou são pouco móveis e pouco modificadas durante o processo de pedogênese.

Tabela 12- Conteúdo total de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , razão molecular entre silício e alumínio, e ferro extraído com DCB (Fe_d) e ferro total (Fe_t)

Solo	Hz	SiO_2	Al_2O_3 %	Fe_2O_3	Si:Al	Fed:Fet
PVd2	A	91,35	2,51	1,64	30,87	0,63
	E2	78,91	7,13	7,74	9,39	0,10
	Bt	73,09	13,30	3,79	4,66	0,82
	Cr	68,43	14,70	5,57	3,95	0,79
PVd3	A	63,47	19,46	6,38	2,77	0,54
	Bt	92,00	2,50	1,65	31,21	2,84
	Cr	87,48	4,13	2,23	17,97	1,61
PVd7	A2	74,33	12,68	3,73	4,97	0,54
	Bt	62,31	20,76	5,83	2,55	0,60
	Cr	58,60	23,39	3,32	2,13	0,27
SXe1	A2	86,51	5,00	1,27	14,68	0,24
	E	89,90	3,85	0,98	19,81	0,33
	Bt2	86,00	6,22	1,73	11,73	0,38
	Cr	85,17	6,57	1,37	11,00	0,47
SGe1	A1	86,97	5,05	1,36	14,61	0,19
	E	91,31	3,25	0,79	23,83	0,19
	Btg	69,70	15,17	4,58	3,90	0,22
	Cr	80,04	9,81	2,69	6,92	0,23

Dentro desse contexto, observa-se uma anomalia no horizonte Bt do Alto das Canas. A anomalia identificada na relação Si:Al encontra sustentação também na relação $\text{Fe}_d:\text{Fe}_t$. A rigor, esta última não deve ser maior que 1 para materiais autóctones, situação em que todo o ferro contido nos minerais primários estaria alocada nos óxidos pedogênicos. Embora este pressuposto possa ser desafiado com base em algumas limitações metodológicas, será aqui assumido como correto.

Assim, este resultado sugere uma adição ao perfil, provavelmente de material pré-intemperizado, isto é, adição de material que contenha ferro na forma de óxidos pedogênicos e não de minerais primários. A fim de testar essa hipótese realizou-se a análise granulométrica através da sedimentologia com as UM São Jerônimo, Alto das Canas e Vacacáí.

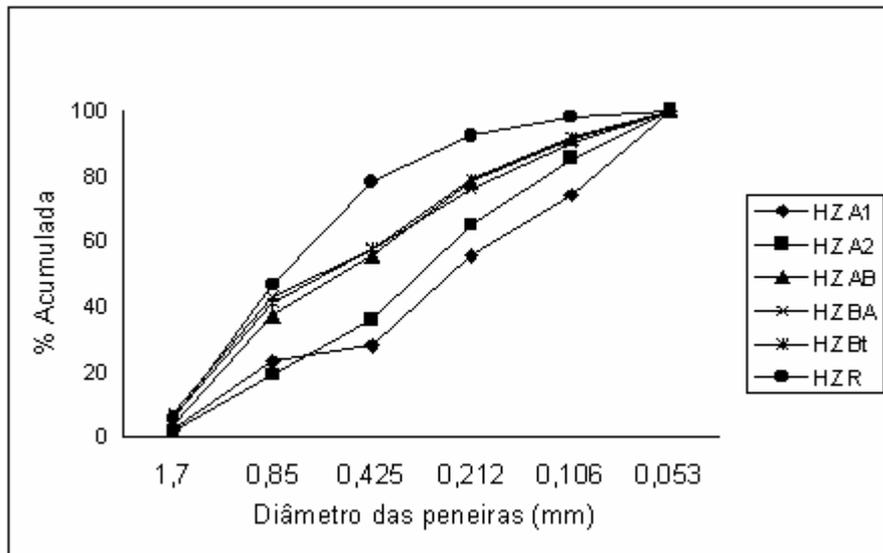


Figura 7- Granulometria do solo PVd7 (UM São Jerônimo).

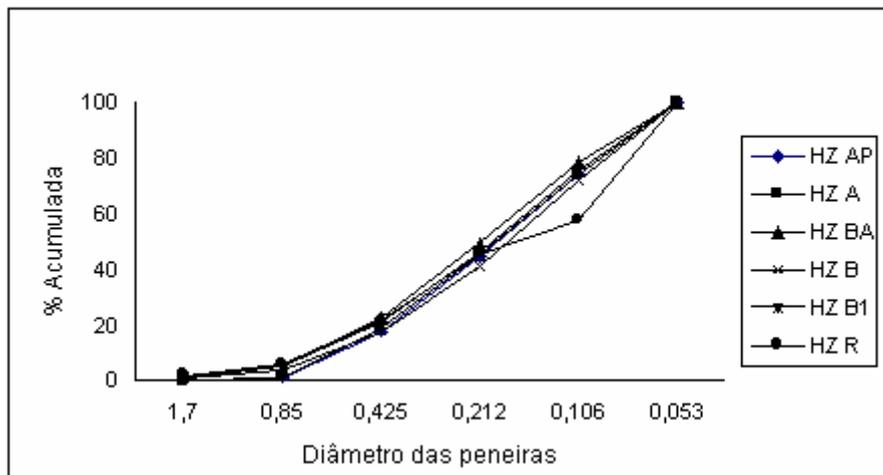


Figura 8- Granulometria do solo PVd3 (UM Alto das Canas).

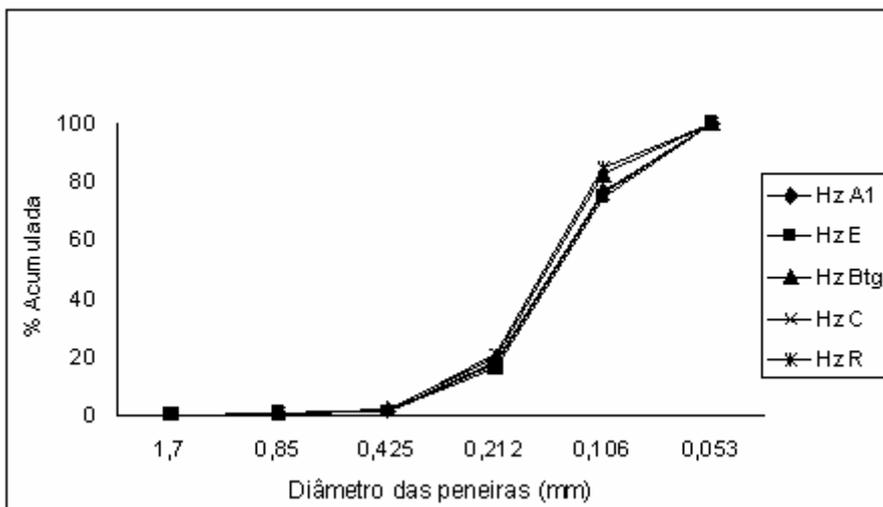


Figura 9- Granulometria do solo SGe1 (UM Vacacaí).

As subfrações da areia para o solo São Jerônimo demonstram uma diminuição do tamanho dos grãos em direção ao horizonte A, coerente com o intemperismo físico a partir do material de origem magmático, enquanto para os outros dois solos, a natureza sedimentar do material de origem produz curvas quase indistintas entre os horizontes. Em relação às curvas do Alto das Canas, pode-se concluir que, se houve contribuição alóctone, esta se deu através de material com granulometria mais fina que a fração areia.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para o conjunto de solos estudados, no que diz respeito ao balanço geoquímico, o titânio pareceu ser o mais adequado para uso como elemento índice. A análise química total acoplada ao balanço geoquímico se mostrou uma análise interessante em estudos pedogenéticos. Na maior parte dos casos, houve coerência entre o comportamento dos elementos totais, os processos pedogenéticos e a composição mineralógica dos solos.

Este trabalho se constituiu numa aplicação das bases pedológicas em perfis de campo, que tanto mostraram suas potencialidades quanto suas limitações. Assim, em relação aos solos estudados, várias frentes de estudos podem ser desenvolvidas a partir dos resultados:

1- Métodos de escolha do melhor elemento índice para cálculo do balanço geoquímico em solos.

2- No solo Vacaria, a expectativa inicial era de se observar uma grande mobilidade do alumínio, haja vista ser o solo que mais se enquadra nas condições discutidas por MELFI & PEDRO (1977) como de predomínio de complexação e mobilidade do alumínio. Paradoxalmente, este solo foi o único que apresentou equivalência entre o titânio e o alumínio como elemento índice.

2- Nos Argissolos, a análise química total e o balanço geoquímico foram úteis para levantar a suspeita de aloctonismo no solo Alto das Canas, embora esta não tenha sido confirmada pela análise da fração areia. Portanto, uma nova frente de estudos pode se abrir aqui voltada para o aprimoramento de métodos para identificar aloctonismo em solos.

3- Outro resultado interessante é que as discontinuidades texturais, muitas vezes tomadas como evidência de aloctonismo, e que são tão abruptas nos Planossolos, se mostraram, exatamente nestes solos, completamente de origem pedogenética.

6-BIBLIOGRAFIA

AIUPPA, A; ALLARD, P; D'ALESSANDRO, W; MICHEL, A; PARELLO, F TREUIL, M; VALENZA, M. Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Vol. 64, No. 11, 2000.

ANDERSON, D. H; HAWKES, H.E. Relative mobility of the common elements in weathering of some schist and granite areas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. V.14, 1958.

ATLAS AGROCLIMÁTICO DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL. Vol 1, Porto Alegre, 1989.

AZEVEDO, A. C; KAMPF, N; BOHNEN, H. Alterações na dinâmica evolutiva de Latossolo Bruno pela calagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**.20:191-198, 1993.

BALL-COELHO, B.; SALCEDO, I. H.; TIESSEN, H.; STEWART, W. B. Short and long-term phosphorus dynamics in a fertilized ultisol under sugarcane. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 4,1993.

BATES, T. F. Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. **Clay and clay mineralogy**, 1962.

BIDDLE, D. L; CHITTLEBOROUGH, D. J; FITZPATRICK, R. W. **An algorithm to model mass balances quantitatively**. **Computers & Geosciences**, 24:77-82, 1998.

BIGARELLA, J. J; BECKER, R. D; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Vol 1, Florianópolis, 1994.

BIRKELAND, P. W. **Pedology, weathering and geomorphological research**. New York. Oxford University Press, 1974.

BIRKELAND, P. W. **Soils and Geomorphology**. 3rd. New York, USA, Oxford University Press, 1999. 430p.

BLAND, W; ROLLS, D. **Weathering an introductin to the scientific principles**. Great Britain, Arnold, 1998, 271p.

BLUM, A. E; WHITE, A. F. Effects of climate on chemical weathering in weathersheds. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. Vol 59, nº9, 1995.

BLUTH, G. J. S; LEE, R. K. Lithologic and climatologic controls of river chemistry. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 58[10], 2341-2359

BOUCHARD, M; JOLICOEUR, S. Chemical weathering studies in relation to geomorphological research in southeastern Canada. **Geomorphology** 32[3-4], 213-238. 2000.

BORMANN, B.T; WANG, D; BORMANN, F.H; BENOIT, G; RICHARD, A; SNYDER, M.C. Rapid, plant-induced weathering in an aggrading experimental ecosystem. **Biochemistry** 43, 129-155, 1998.

BRASIL. **Levantamento de Reconhecimento dos Solos do Estado do Rio Grande do Sul**. 1st. Recife, PE, Brasil, Ministério da Agricultura - Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (SNLCS), 1973. 431p.

BREWER, R. **Fabric and analysis of soils**. Nova Iorque, 1964.

BRIMHALL, G. H; DIETRICH, W. E. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. **Geochimica et Cosmochimica Acta** V.51, 1986.

BRIMHALL, G.H; CHRISTOPHER, A; LEWIS A. J; FORD, C.B; BRATT, J; TAYLOR, G; WARIN, O. Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. **Geoderma**, V.51, 1991.

CARROLL, D. **Rock Weathering**. New York: Plenum Press, 1970.

CHADWICK, A. O; BRIMHALL, G.H; HENDRICKS, D. M. From a black to a gray box a mass balance interpretation of pedogenesis. **Geomorphology**. V.3, 1990.

CHESWORTH, W. The residual system of chemical weathering a model for the chemical breakdown of silicate rocks at the surface of the earth. **J. Soil Sci.** 245, 1973.

COOK, R. B., K. A. ROSE, A. L. BRENKER; RYAN, P.F. Systematic comparison of ILWAS, MAGIC, and ETD watershed acidification models: 3. Mass balance budgets for acid neutralizing capacity. **Environmental Pollution** 77[2-3], 1992.

CORNU, S; LUCAS, Y; LEBON, E; AMBROSI, J. P; LUIZAO, F; ROUILLER, J; BONNAY, M; NEAL, C. Evidence of titanium mobility in soil profile Manaus, central Amazonia. **Geoderma** 91, 1999.

CREMEENS, D. L.; RANDALL, B. B; HUDDLESTON, J. H. **Whole regolith pedology**. Madison, USA, Soil Science Society of America, Inc., 1994. 136p.

CROSS, A. F.; SCHLESINGER, W. H. A literature review and evaluation of the Hedley fractionation: applications to the biogeochemical cycle of soil phosphorus in natural ecosystems. **Geoderma**, Amsterdam, v. 64, n. 3/4, 1995.

DEMATTE, J. L. I; MARCONI, A. A drenagem na mineralogia de solos desenvolvidos em diabásio em Piracicaba (SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 15:1-8, 1991.

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

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solos**. 2 ed. Rio de Janeiro, EMBRAPA, 1997.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa, 1999.

GALEGO, H. R; ESPINDOLA, C.R. Mineralogia da argila de solos desenvolvidos de produtos de alteração de rochas eruptivas básicas em Botucatu- SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 3:131-135, 1979

GARDNER, L. R. Long-term isovolumetric leaching of aluminum from rocks during weathering: implications for the genesis of saprolite. **Catena**, v. 19, p. 521-537, 1992.

GARDNER, L. R. Mobilization of AL and Ti during weathering - isovolumetric geochemical evidence. **Chemical Geology**, v. 30, p. 151-165, 1980.

HOLMGREN, G. G. S. A rapid citrat-dithionite extractable iron procedure. **Soil Society of America Journal**.31, 1967.

HOLZ, M; ROS, De, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul**: CIGO/UFRGS, Porto Alegre,2002.

HUDSON, B. D. Reassessment of Polynov' s Ion Mobility Series. **Soil Sci. Soc. Am. J.** 59:1101-1103, 1995.

JOFFE, J.S. **Pedology**. Rutgers Univ. Press, New Brunswich, N.J, 1936.

KAMPF, N; KANT, E. Mineralogia e gênese de latossolos e solos podzólicos da Região Nordeste do Planalto Sul-Riograndense. **Revista Brasileira de Ciência do Solo** 2:68-73, 1978.

KER, J. C; RESENDE, M. Caracterização química e mineralógica de solos brunos subtropicais do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 14:215-225, 1990.

KHAN, D. H. Studies on translocation of chemical constituents in some red-brown soils, terra rossas, and redzinas, using zirconium as a weathering index. **J.Soil.Sci.** 88, 196-200, 1959.

KURTZ, A. C., DERRY, L. A., CHADWICK, O. A., ALFANO, M. J. Refractory element mobility in volcanic soils. **Geology**. V.28, p-683-686, 2000.

LEMOS, R. C; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4 ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo: EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2002.

LEVI, F, MELFI, A. J. Geochemical and mineralogy study of the first stages of weathering of basic and related rocks. Part 2- Mineralogical study. **Revista Brasileira de Geociências**, 2(1)1-7.

LI, J; XU, R; XIAO, S; JI, G. Effect of low-molecular-weight organic anions on exchangeable aluminum capacity of variable charge soils. **Journal of Colloid and Interface Science**. v. 284, p. 393–399, 2005.

LOEPPERT, R. L; NSKEEP, W. P. Chapter 23: Iron. In: SPARKS, D. L. **Methods of Soil Analysis** -Part 3: Chemical Methods , 2nd.Madison, WY, USA , Soil Science Society of America, Inc. 1996. 639-664.

LUCAS, Y; LUIZÃO, F. J; CHAUVEL, A;. ROUILLER, J; NAHON, D. The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils, **Science** 260: 521–523, 1993.

MACIEL FILHO, C. L. **Carta Geotécnica de Santa Maria**. Imprensa Universitária Santa Maria, UFSM. 1990.

MACHADO, M. I. C. S.; BRAUNER, J. L.; VIANNA, A. C. T. Formas de fósforo na camada arável de solos Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, V.17, 1993.

MAGID, J. Vegetation effects on phosphorus fraction in set-aside soils. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 149, n. 1, 1993.

MASON, B. **Princípios de geoquímica**: Editora da USP, São Paulo, 1971.

MELFI, A, J. **Intemperismo de granito e diabásio no município de Campinas e Arredores, estado de São Paulo**. Tese inédita, IGA, USP, 1967.

MELFI, A. J; GEORGES, P. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil- Caracterização e repartição geoquímica dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**. Vol 7. São Paulo, 1977.

MELFI, A .J; GEORGES, P. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil- Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**.Vol 8, São Paulo, 1978.

MELFI, A. J; LEVI, F. Geochemical and mineralogy study of the first stages of weathering of basic and related rocks. Part 1- Mineralogical study. **Revista Brasileira de Geociências**, 1(1) 22-38.

MEURER, E. J. **Fundamentos de química do solo**:Gênesis, Porto Alegre, 2000.

MONIZ, A. C; JACKSON, M.L. Quantitative mineralogical analysis of Brazil soils derived from basic rocks and slates. **Wisconsin Soil Science Report**. v 212, 1973.

MORENO, J. A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Secretaria da agricultura do Rio Grande do Sul. Seção Geografia. Porto Alegre, 1961.

ODUM, E. P. **Ecologia**. Rio de Janeiro: Guanabara, 1988.

POLINOV, B. B. **The Cycle of Weathering**. London, 1937.

PRICE, J. R; VELBEL, M. A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. **Chemical Geology**. V.202, 2003.

ROISENBERG, A. **Argilominerais em rochas basálticas frescas. Mineralogia dos estádios primários de intemperismo de rochas basálticas**. Dissertação de Mestrado. Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 1974.

RUFYIKIRI, G; NOOTENS, D; DUFEY, J. E; DELVAUX, B. Mobilization of aluminium and magnesium by roots of banana (*Musa spp.*) from kaolinite and smectite clay minerals. **Applied Geochemistry** v.19, 2004.

SILVA, L. S; CAMARGO, F, de, O; CERETTA, C. A. Composição da fase sólida orgânica do solo. In **Fundamentos de química do solo**, Porto Alegre, 2000.

SMITH, I. C., CARSON, B. L., Trace Metals in the Environment, vol. 3: Zirconium. **Ann Arbor Science**, MI, 1978, 405p.

SOMMER, M; STHAR, K. The use of element: clay-ratios assessing gains and losses of iron, manganese and phosphorus in soil of sedimentary rocks on a landscape. **Geoderma**, v.71, p.173-200,1996.

STILES, C. A; MORA, C. I; DRIESE, S. G. Pedogenic processes and domain boundaries in a Vertisol climosequence: evidence from titanium and zirconium distribution and morphology. **Geoderma**, v. 116, p. 279– 299, 2003.

STRECK, E. V.; KAMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, EMATER / UFRGS, 2002.

SUMNER, M. E. **Handbook of soil science**. London, New York, 1999.

TABOADA, T; CORTIZAS, A. M; GARCIA, C; RODEJA, E. G Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. **Geoderma**, 2005.

THANACHIT, S; SUDDHIPRAKARN, A; KHEORUENROMNE, I, GILKES, R. J. The geochemistry of soils on a catena on basalt at Khon Buri, northeast Thailand. **Geoderma**, 2005.

TEDESCO, M. J; GIANELLO, C; BOHNEM, H; VOLKWEISS, S. J. **Análises de solo, plantas e outros materiais**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 ed, 1995. (Boletim técnico,5).

WHITE, A. F; VELBEL M. A. Weathering and pedogenesis at the watershed scale: Some recent lessons from studies of acid-deposition effects. **Chemical Geology** 107[3-4], 1993.

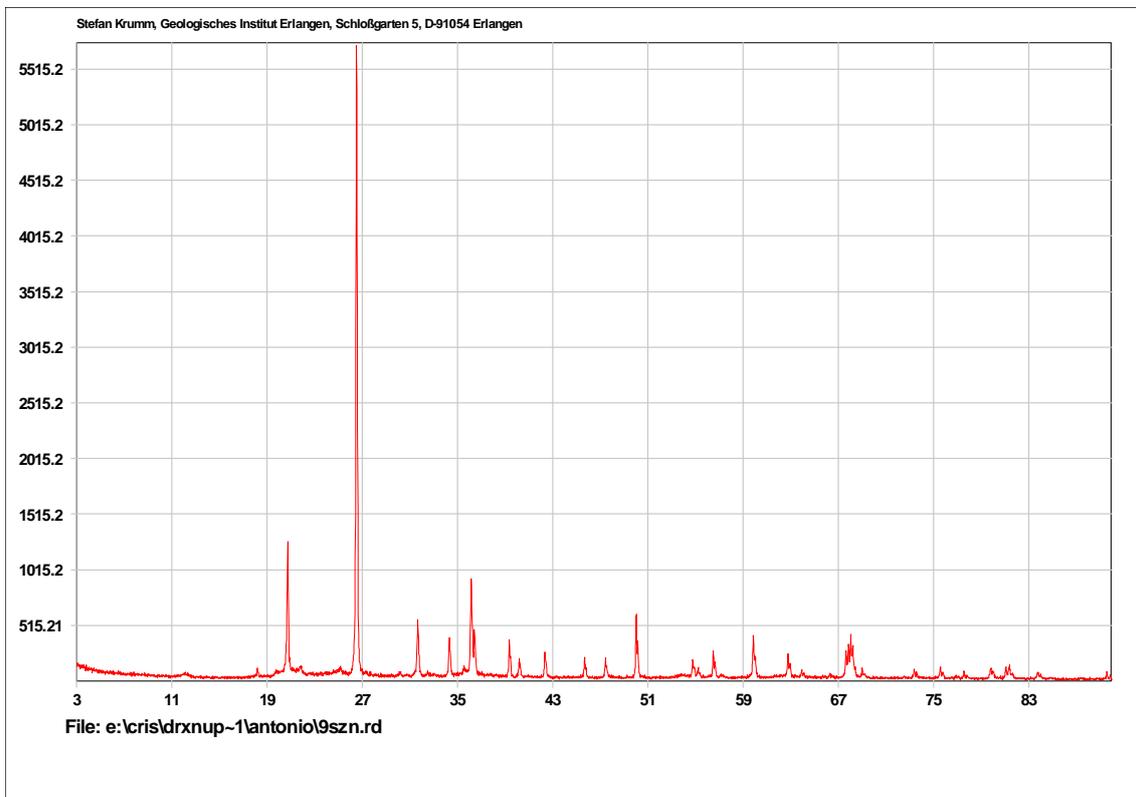
WHITE, A. F; BLUM, A. E. Effects of climate on chemical, weathering in watersheds. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Vol. 59, No. 9, 1995.

WHITE, A. F.; BRANTLEY, S. L. Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals. Washington, USA. **Mineralogical Society of America**, 1995.

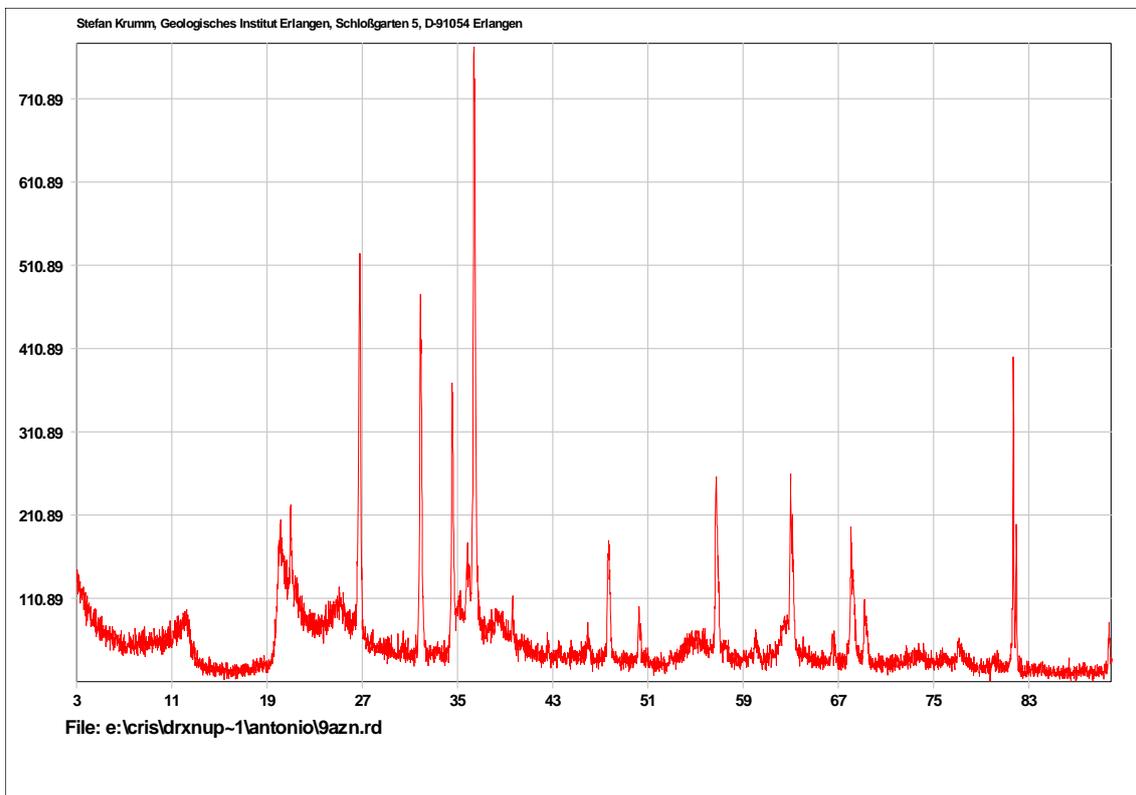
WHITE, A. F; BLUM, A. E; SCHULZ, R.S; VIVIT, D.V; STONNASTROM, D.A; LARSEN, M; MURPHI, S.F; EAERL, D. Chemical Weathering in a tropical weathershed, Luquillo Montains, Puerto Rico: I.Long Term versus short term weathering fluxes. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. Vol 62, nº2, 1998.

ZIEGLER, K; CHADWICH, O, A; BRZEZINSKI, M, A; KELLY, E, F. Natural variations of $\delta^{30}\text{Si}$ ratios during progressive basalt weathering, Hawaiian Islands. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Vol. 69,2005.

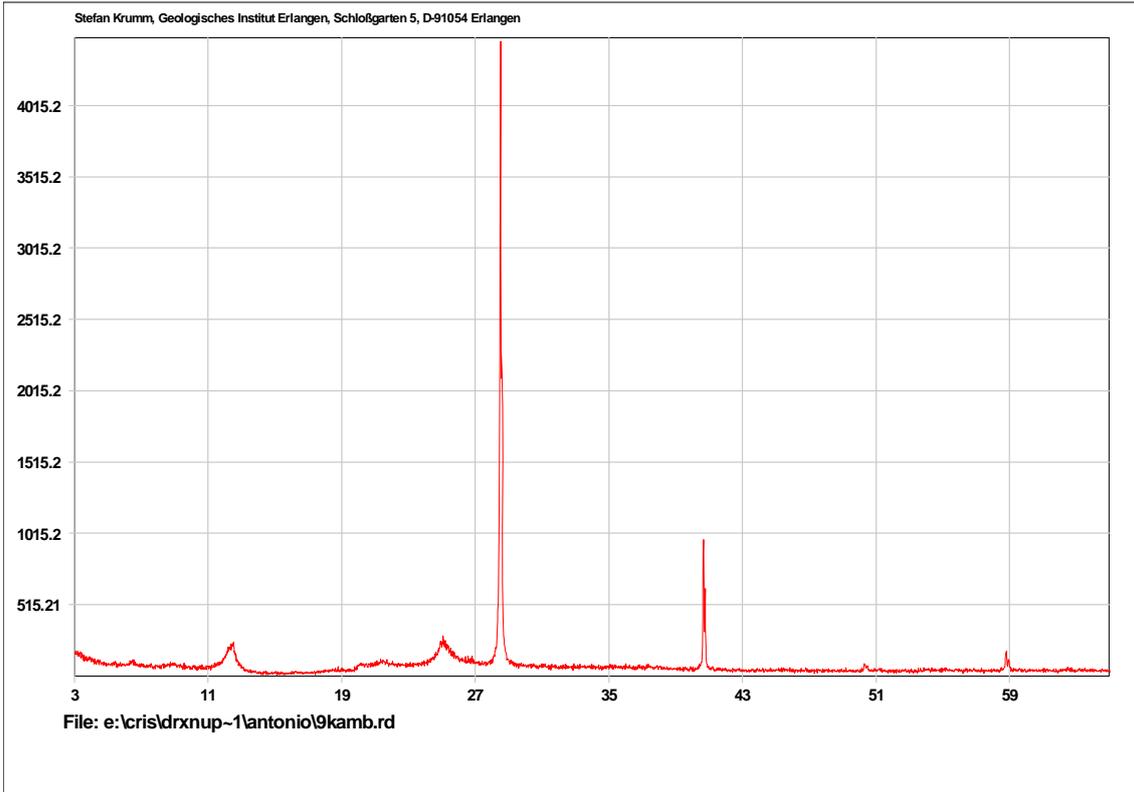
7-ANEXOS



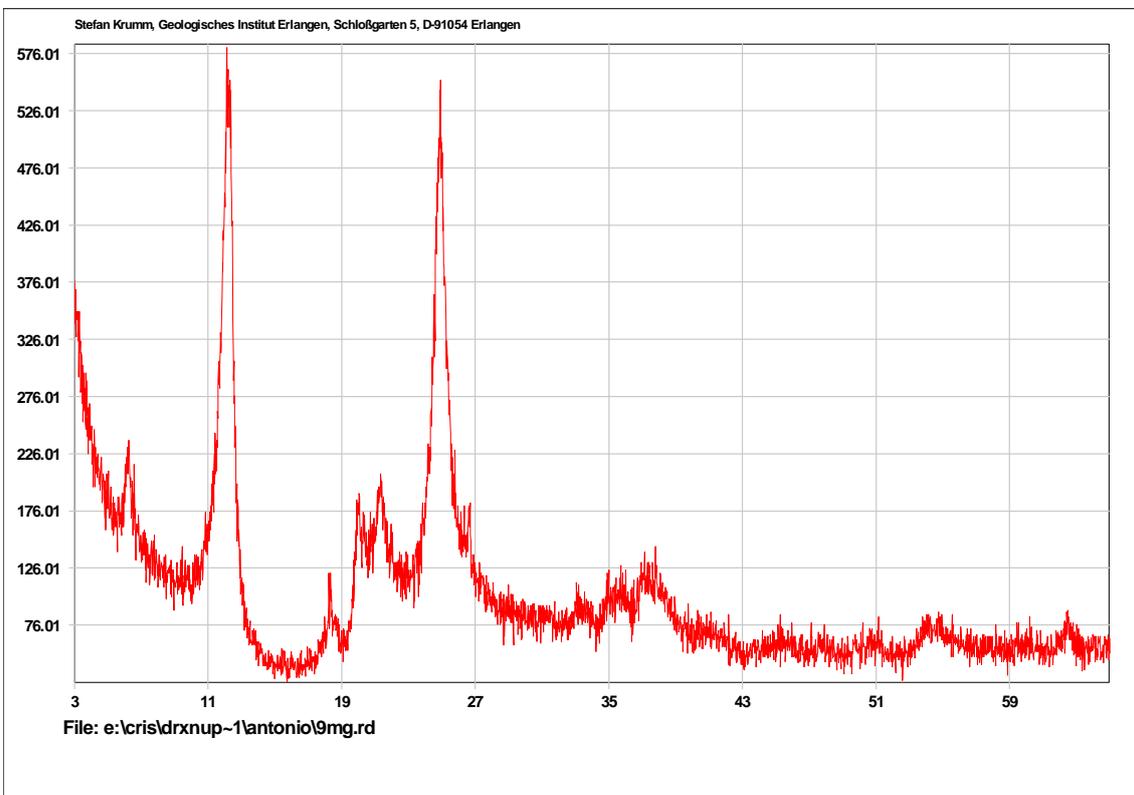
ANEXO 1-Difratograma do solo Lba1-Horizonte Cr (fração silte)



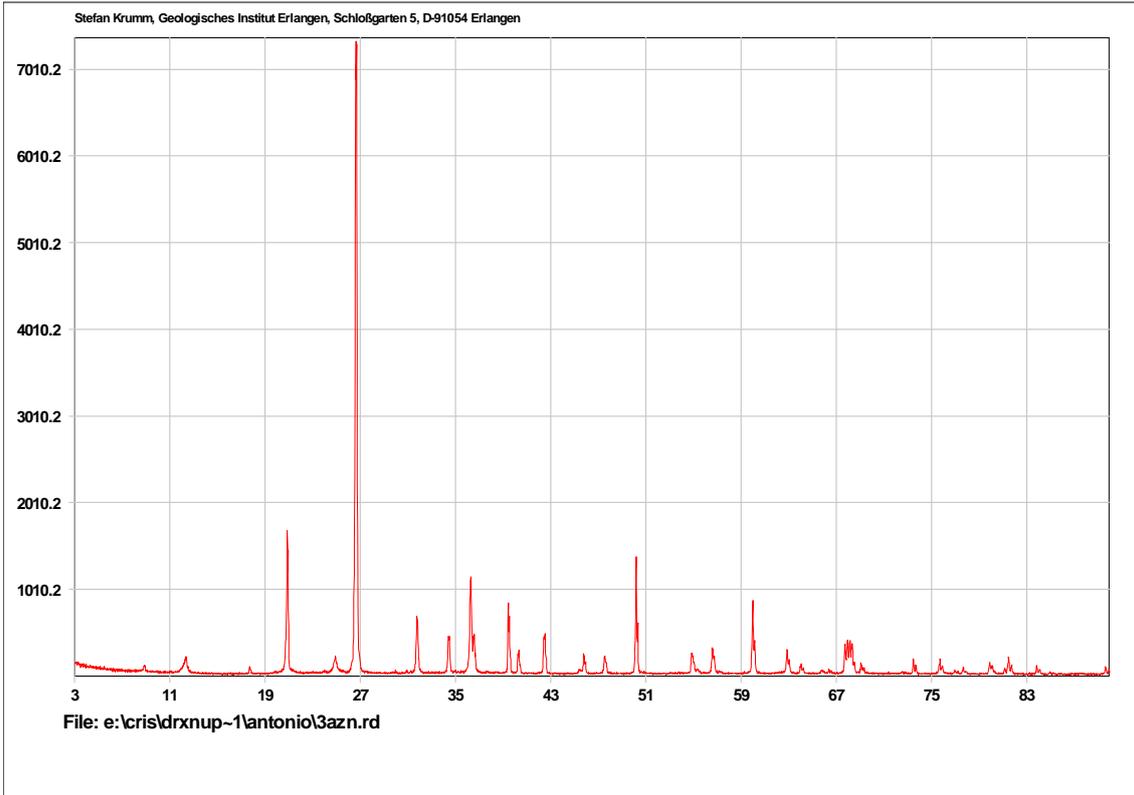
ANEXO 2 - Difratograma do solo Lba1-Horizonte Cr (fração areia)



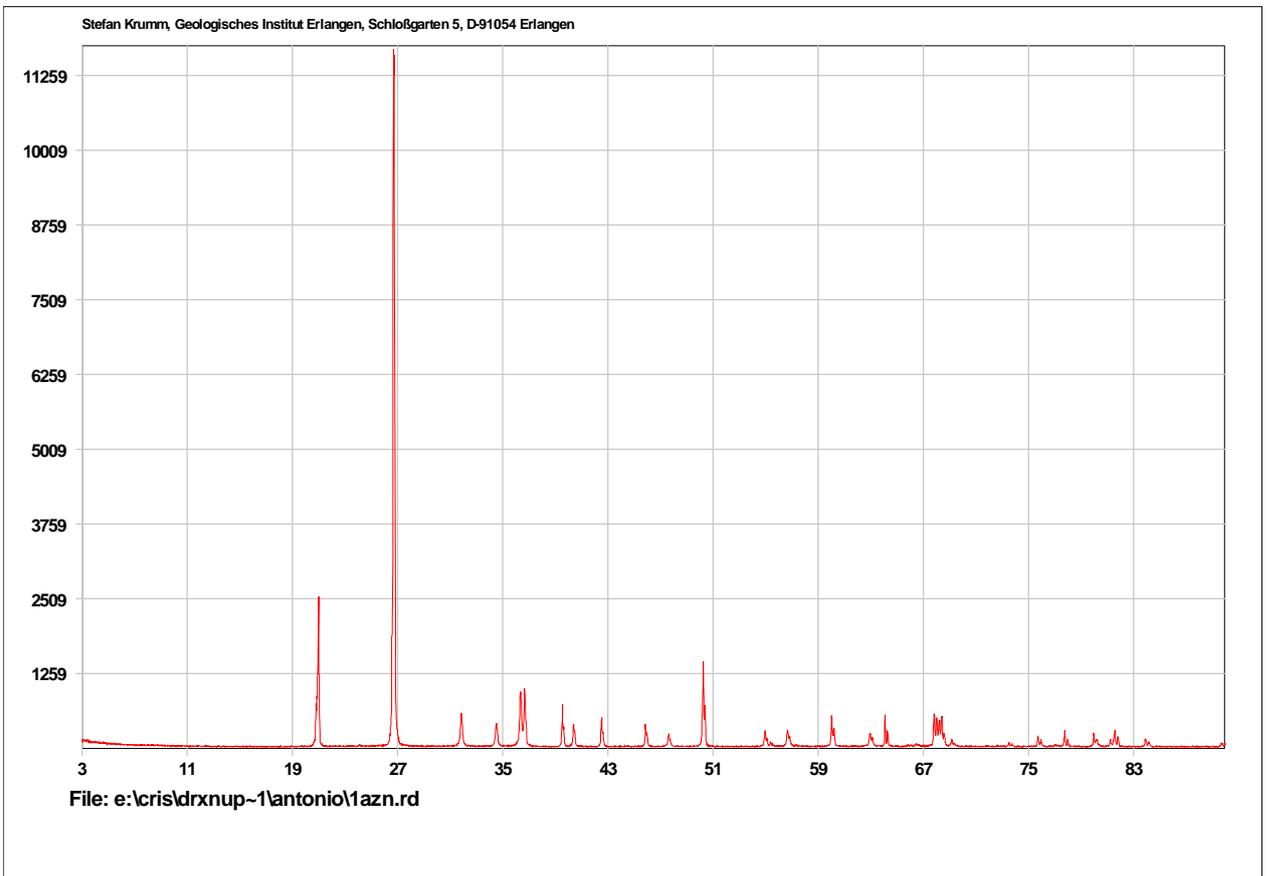
ANEXO 3- Difratoograma do solo Lba1-Horizonte Cr (argila tratada com K a 25C)



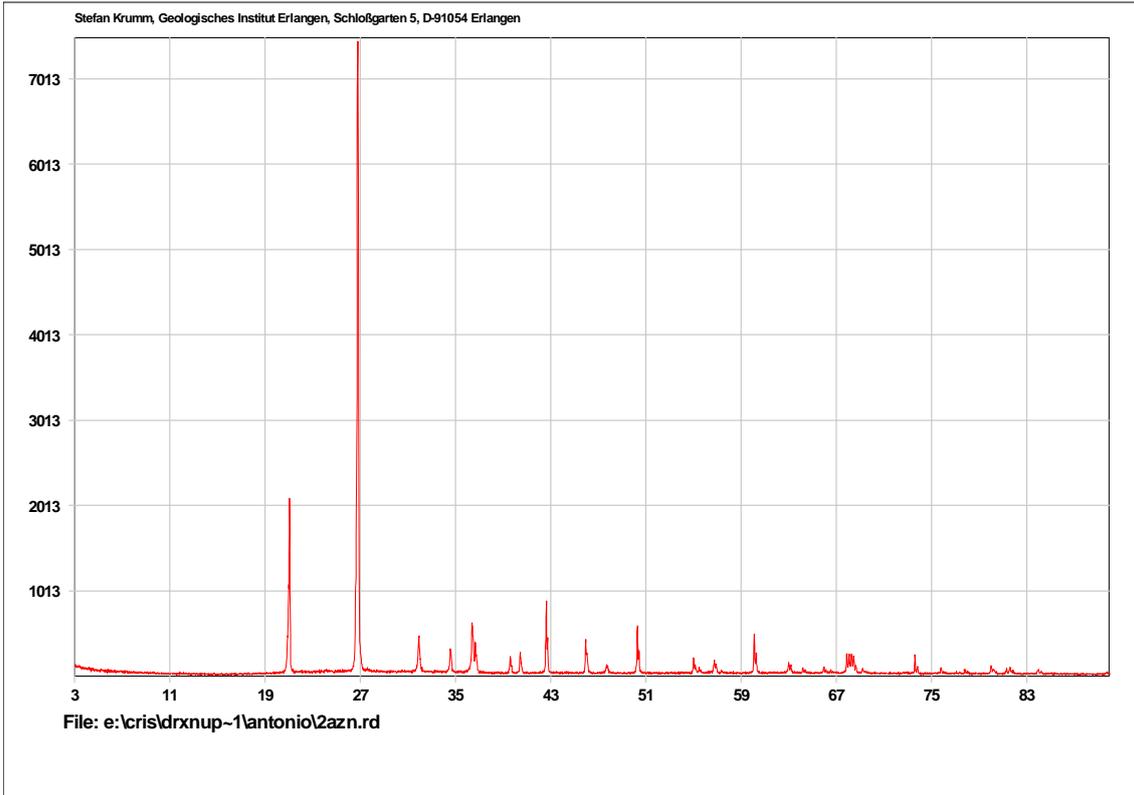
ANEXO 4- Difratoograma do solo Lba1-Horizonte Cr (argila tratada com mg)



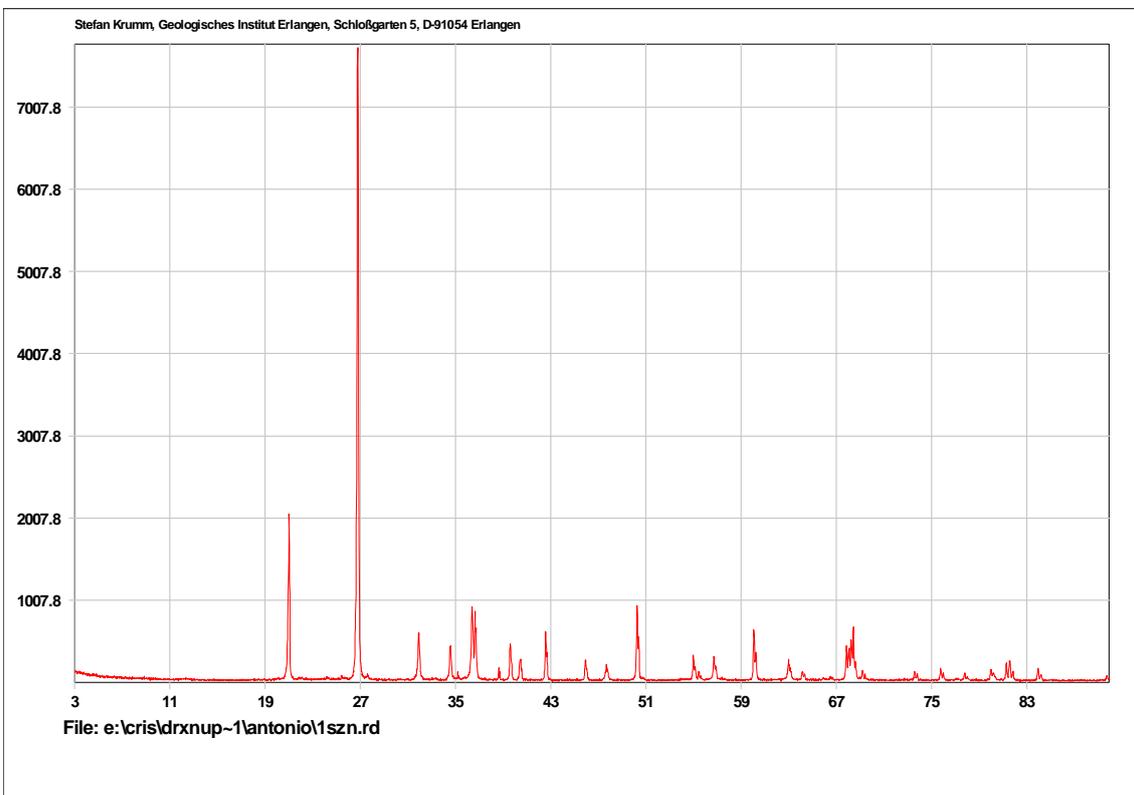
ANEXO 5- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte C (Fração areia)



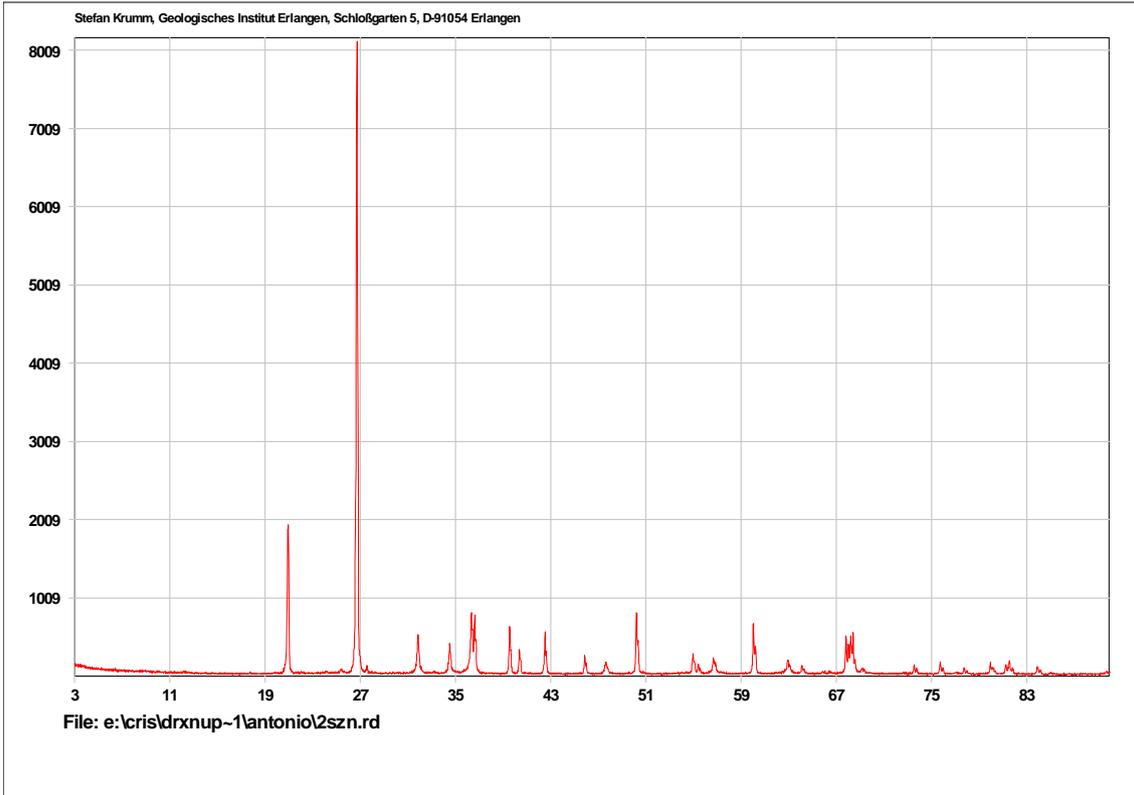
ANEXO 6- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte A (Fração areia)



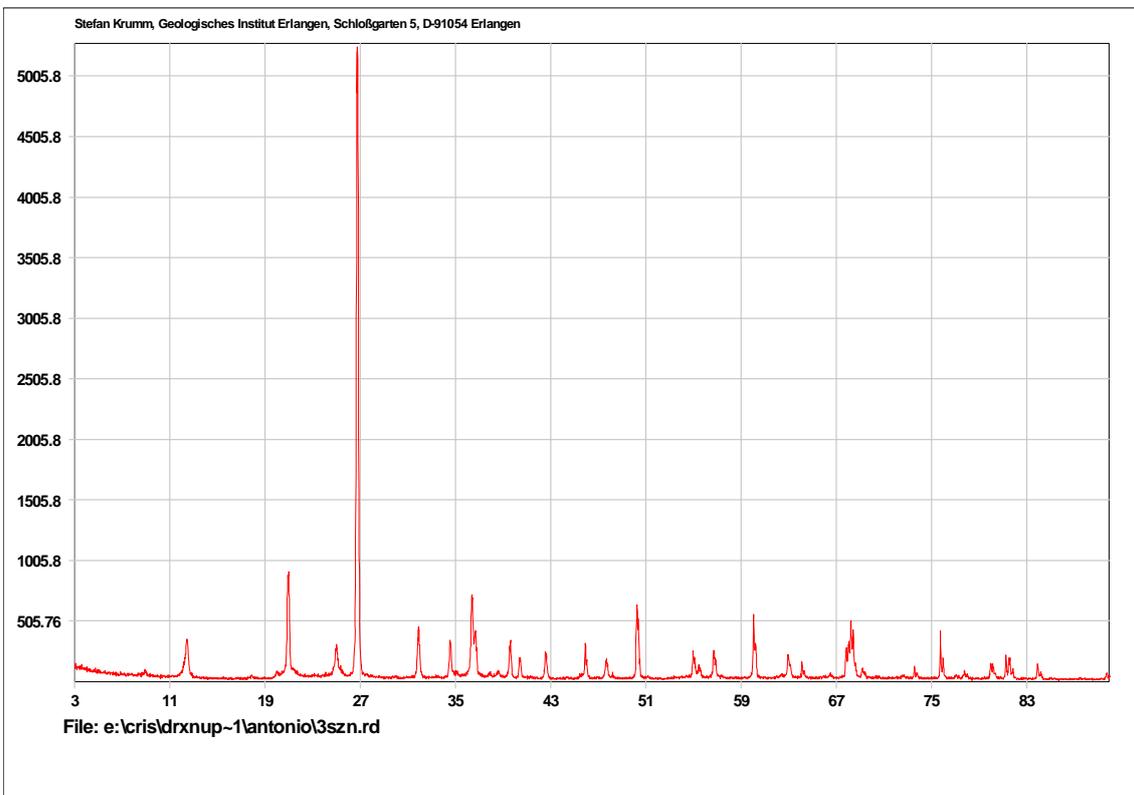
ANEXO 7- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte B (Fração areia)



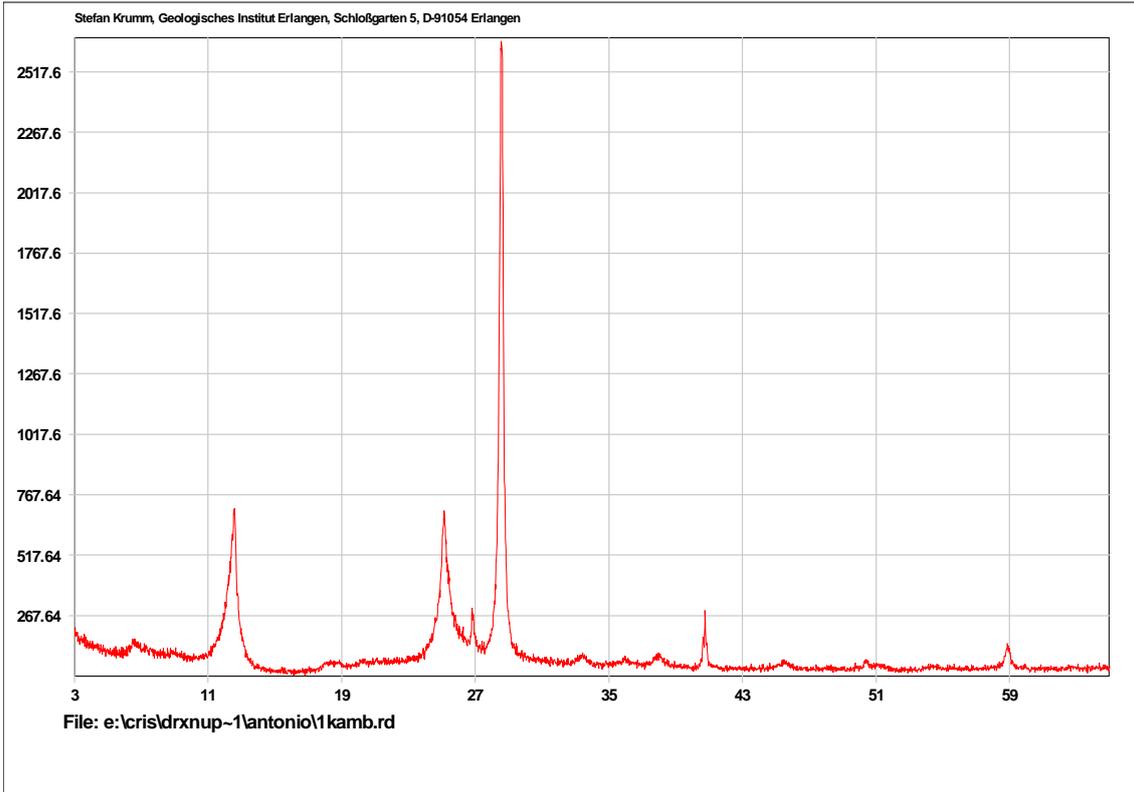
ANEXO 8- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte A (Fração silte)



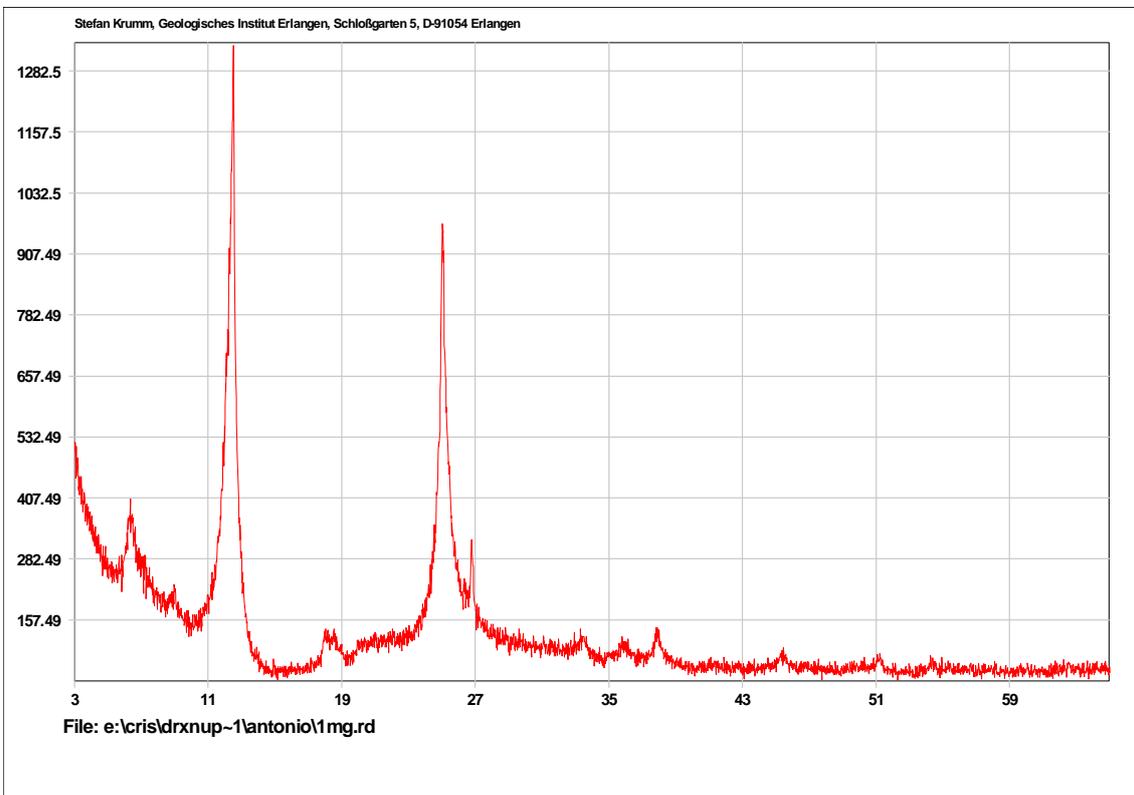
ANEXO 9- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte B (Fração silte)



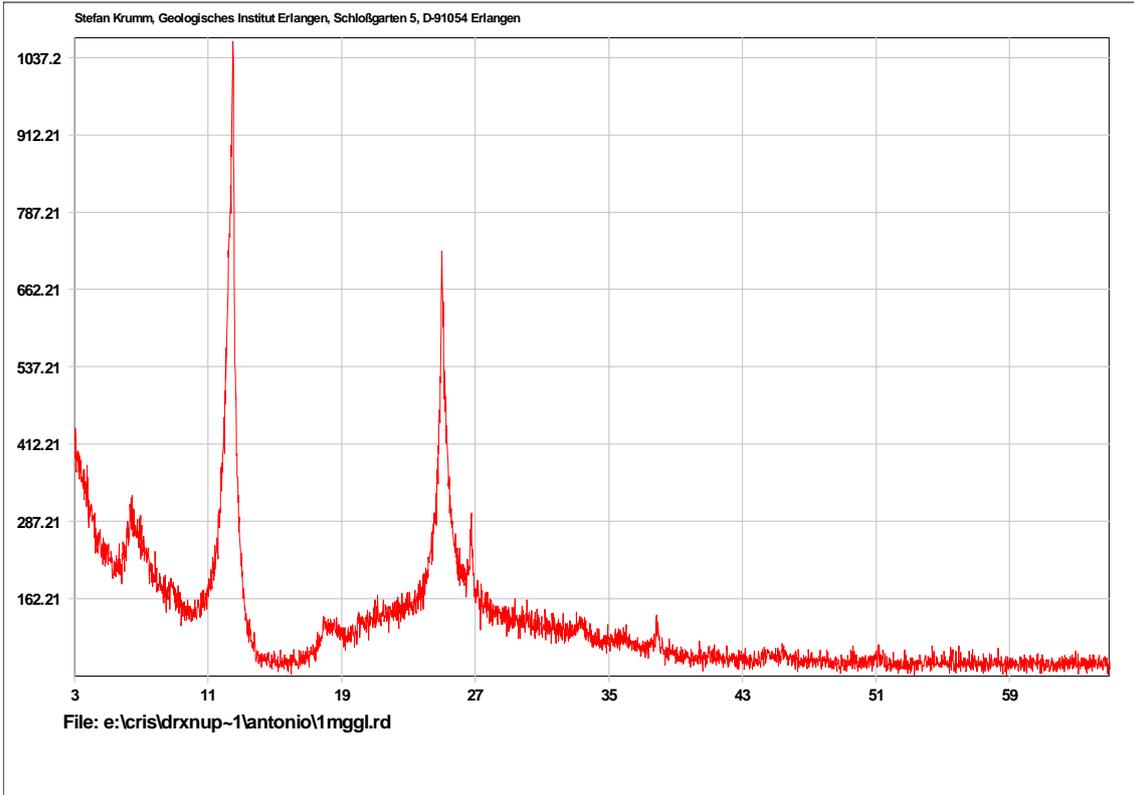
ANEXO 10- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte C (Fração silte)



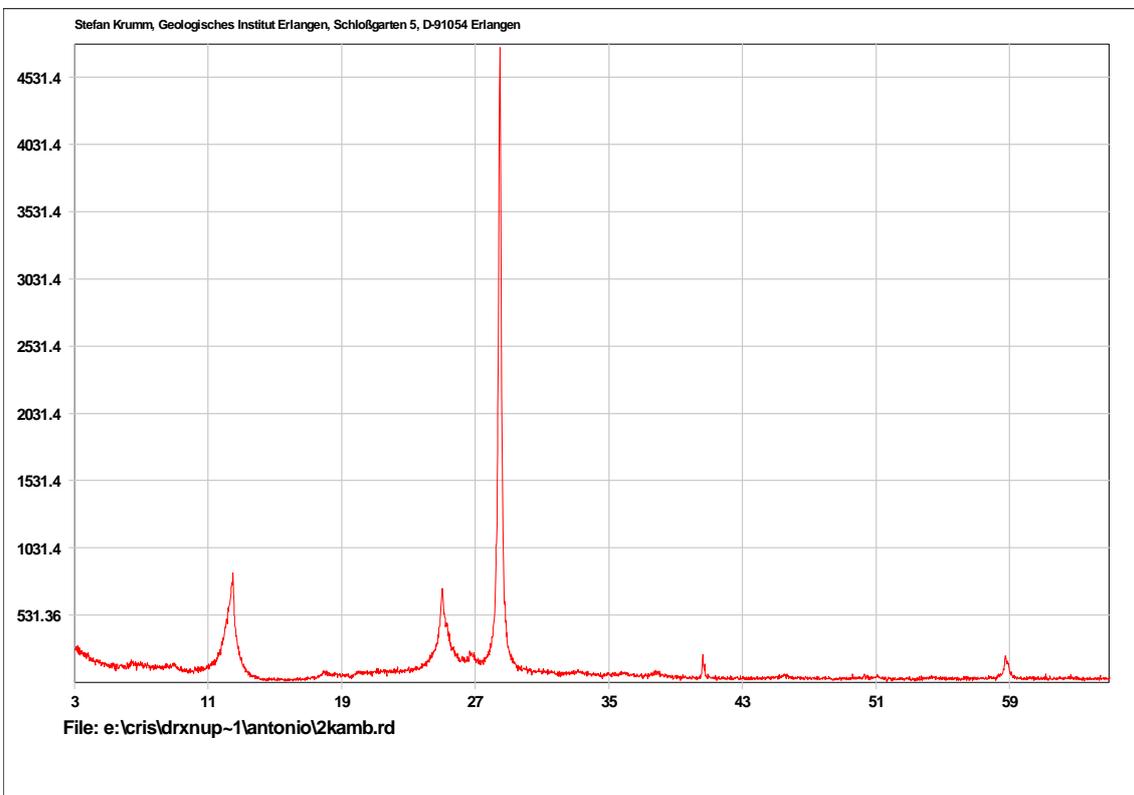
ANEXO 11- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte A (argila tratada com K a 25C)



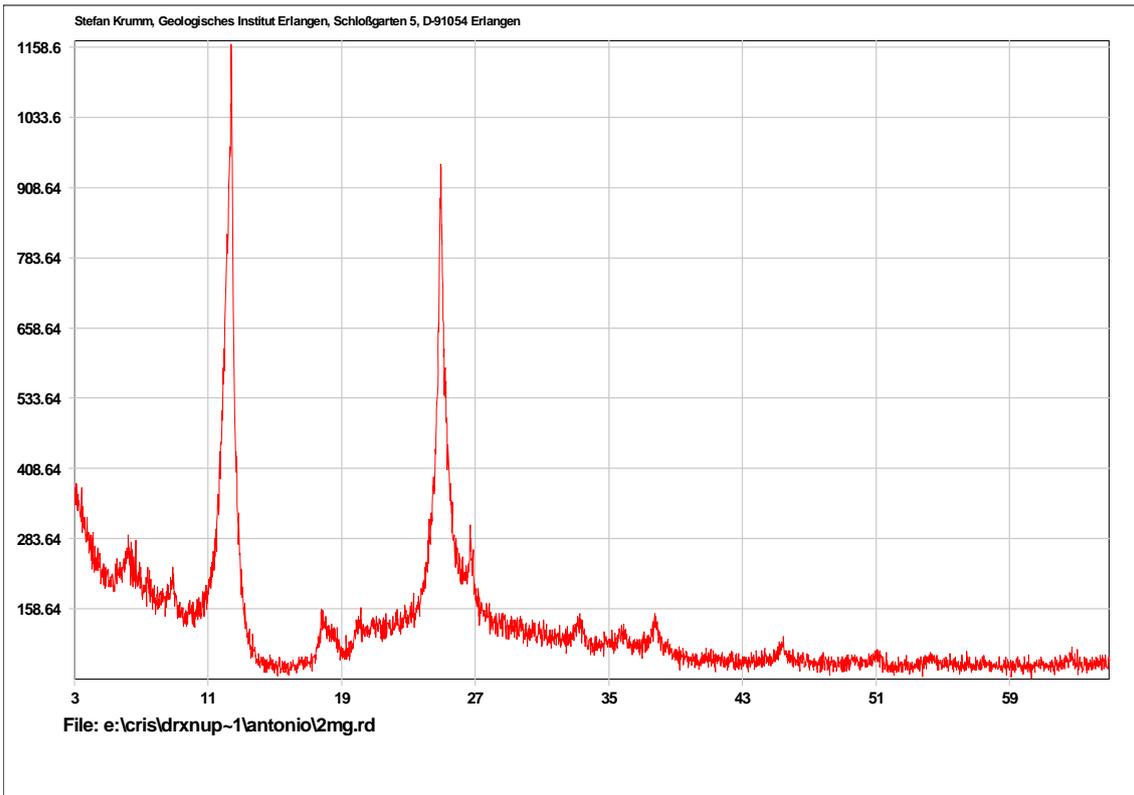
ANEXO 12- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte A (argila tratada com Mg)



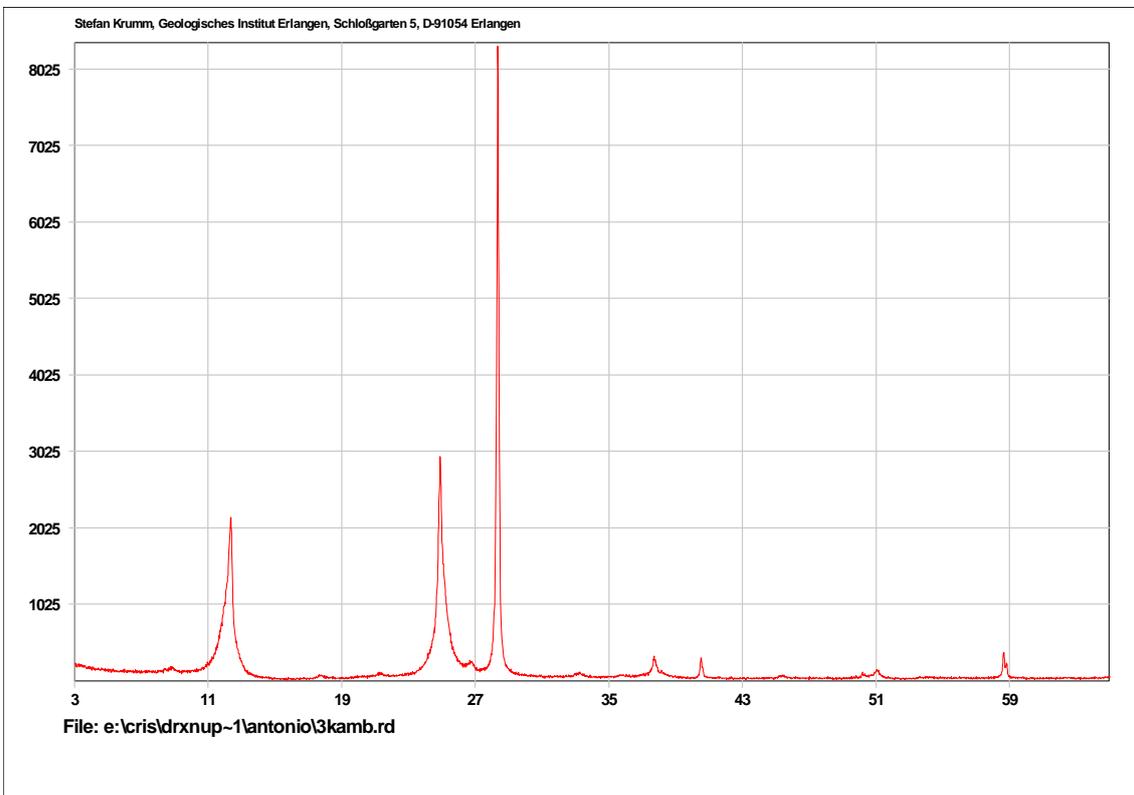
ANEXO 13- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte A (argila tratada com Mg+ glicerol)



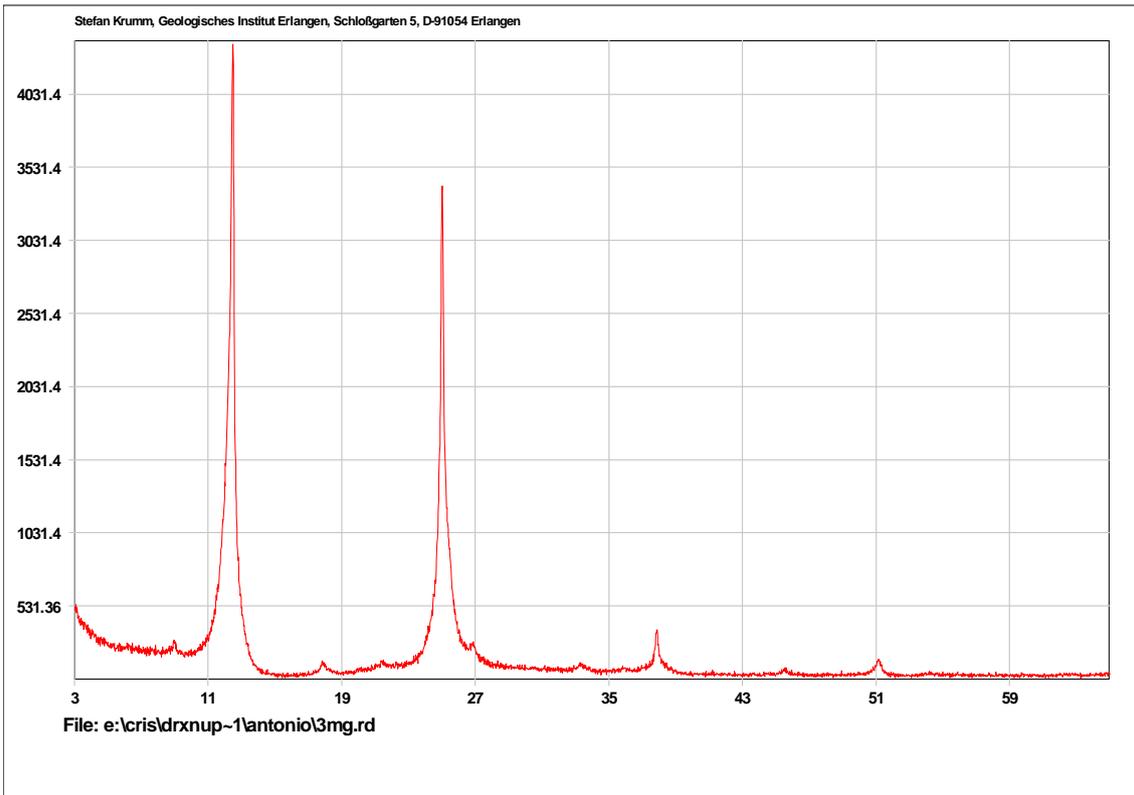
ANEXO 14- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte B (argila tratada com K a 25C)



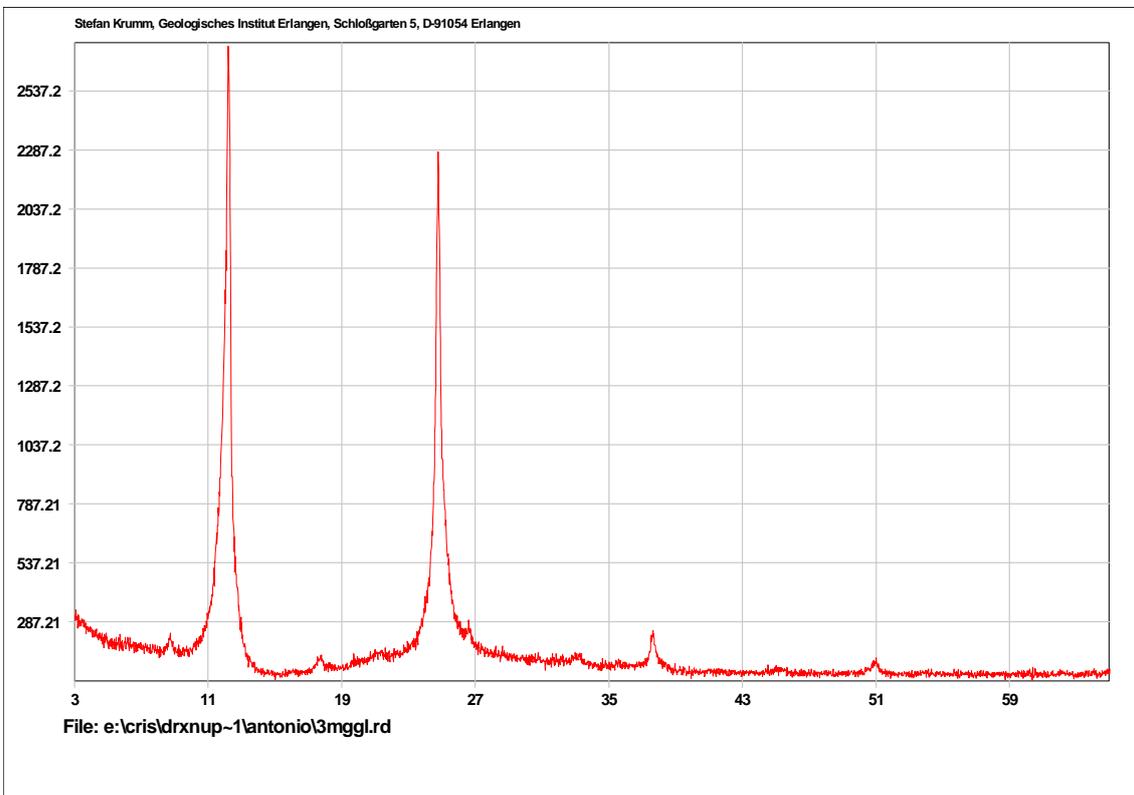
ANEXO 15- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte B (argila tratada com Mg)



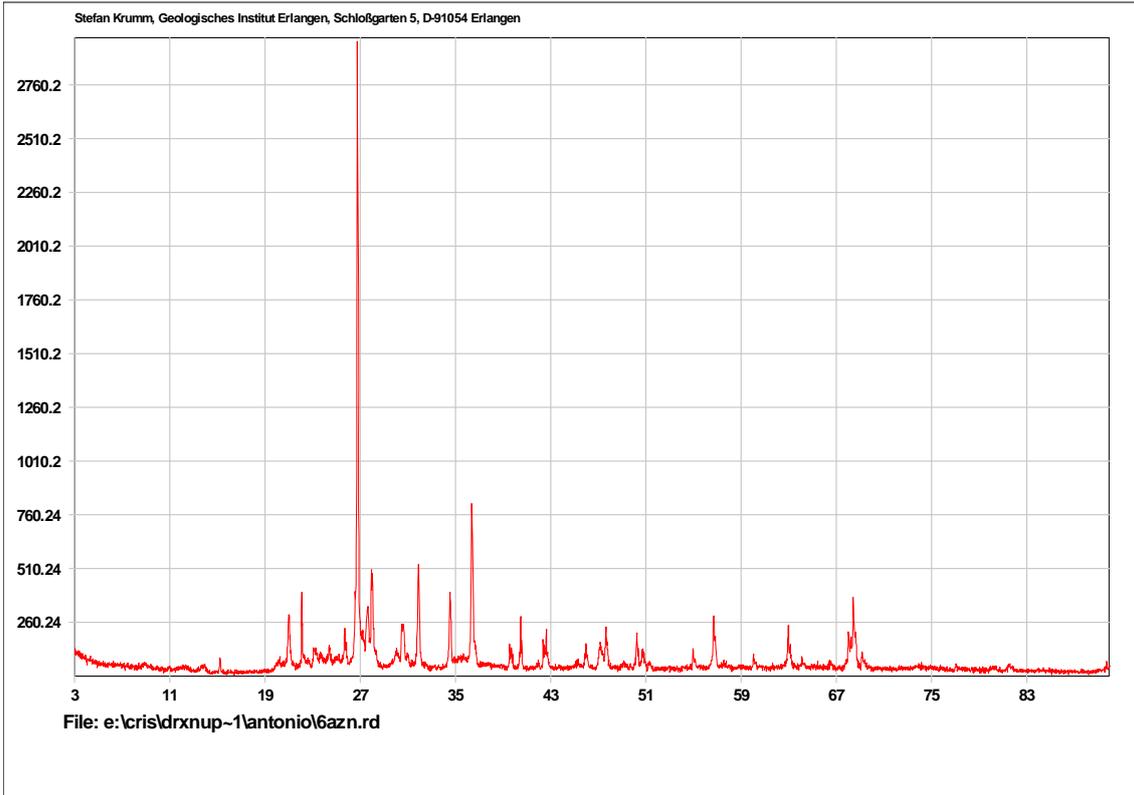
ANEXO 16- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte C (argila tratada com K a 25C)



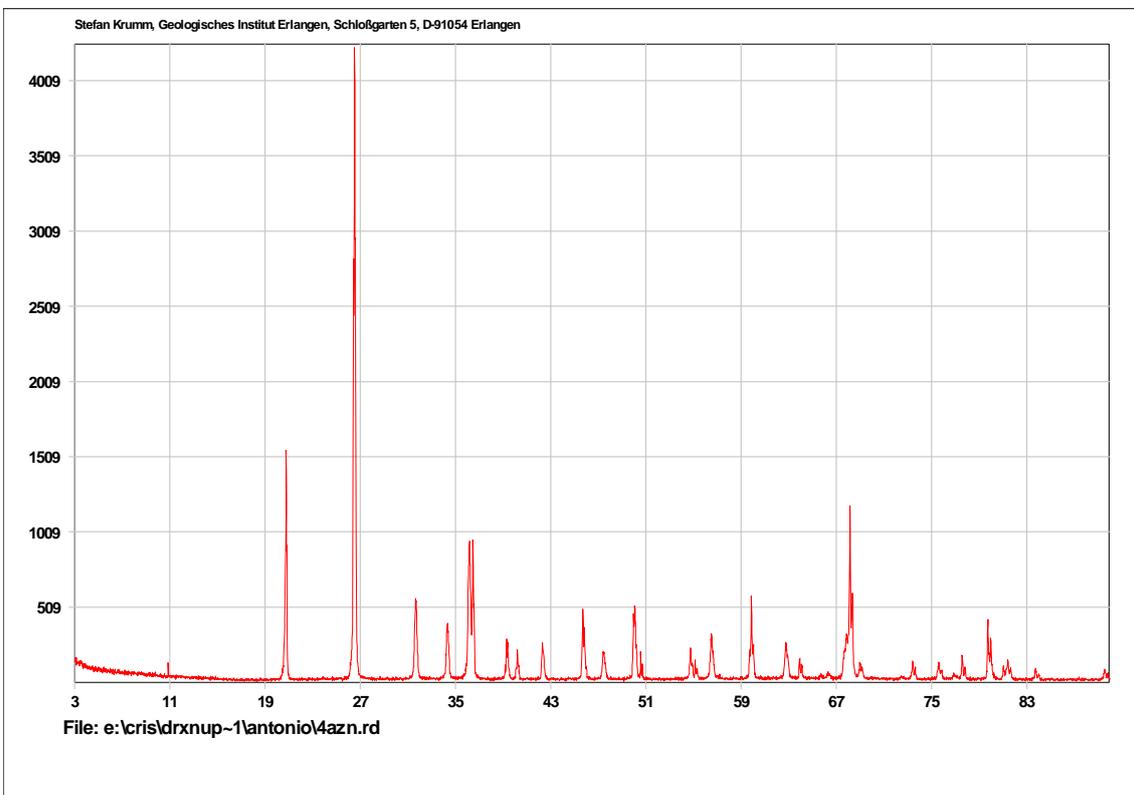
ANEXO 17- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte C (argila tratada com Mg)



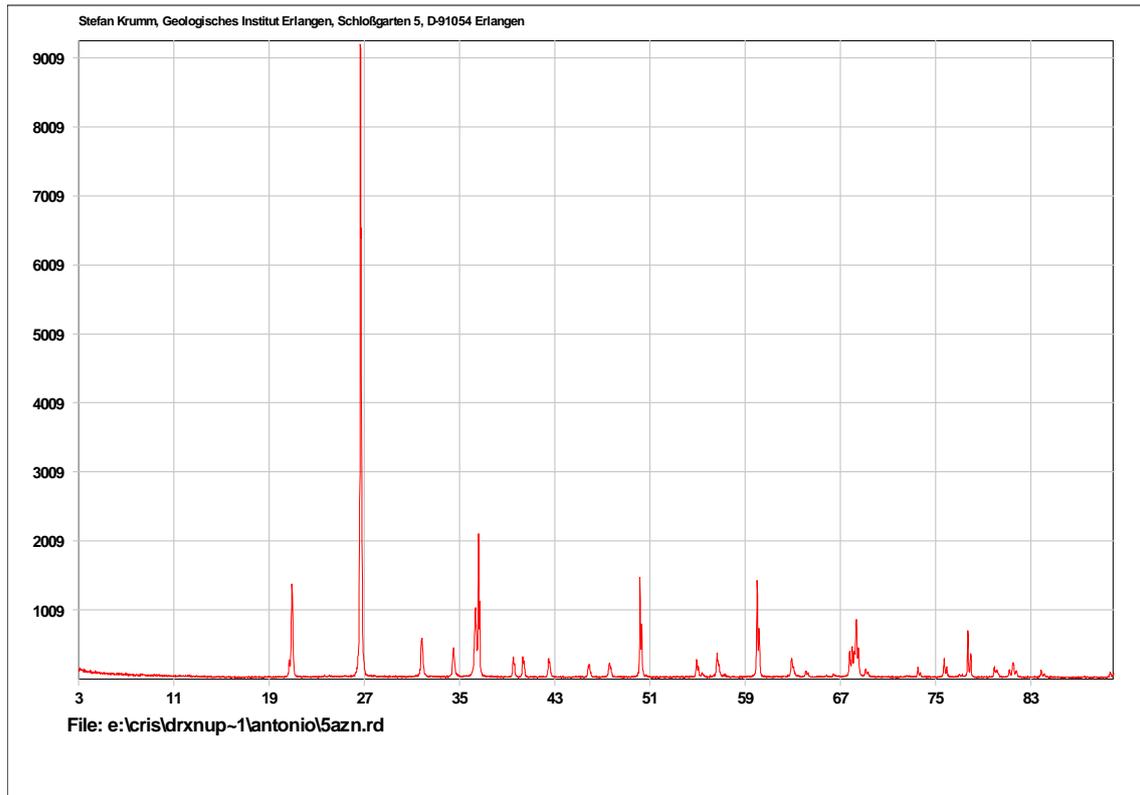
ANEXO 18- Difratoograma do solo PVd3 -Horizonte C (argila tratada com Mg+glicerol)



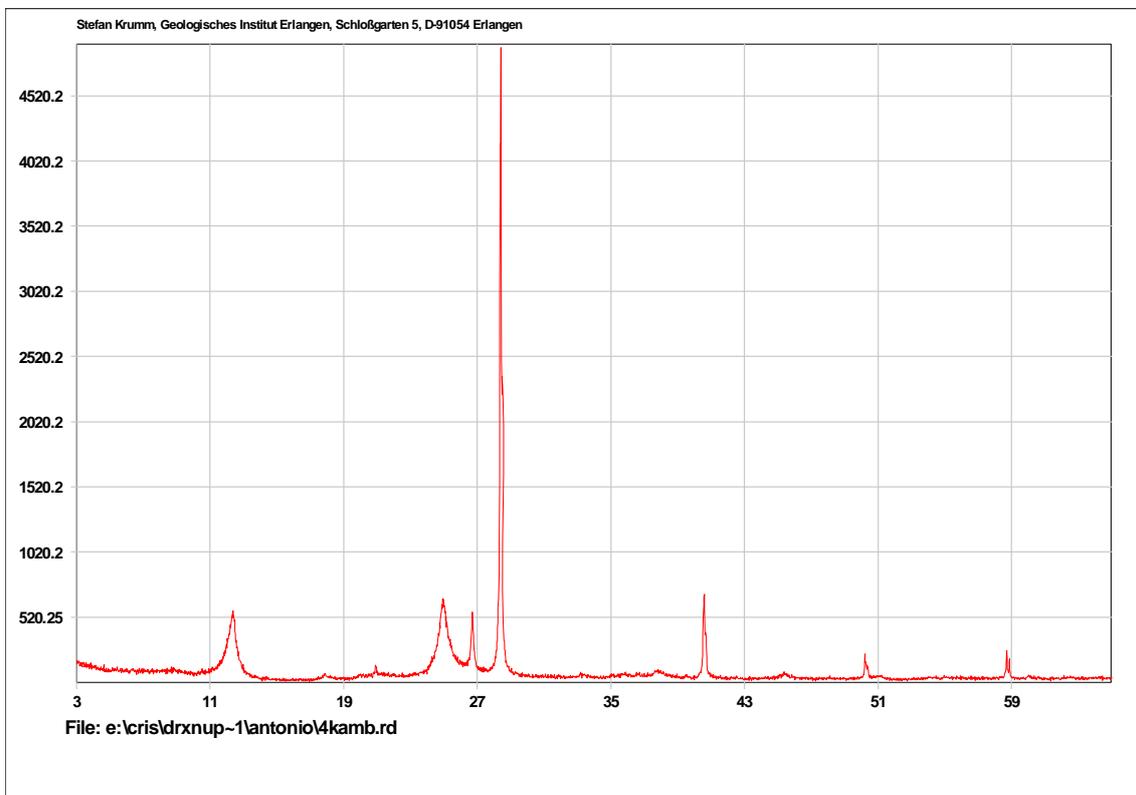
ANEXO 19-Difratograma do solo PVd7 -Horizonte C (Fração areia)



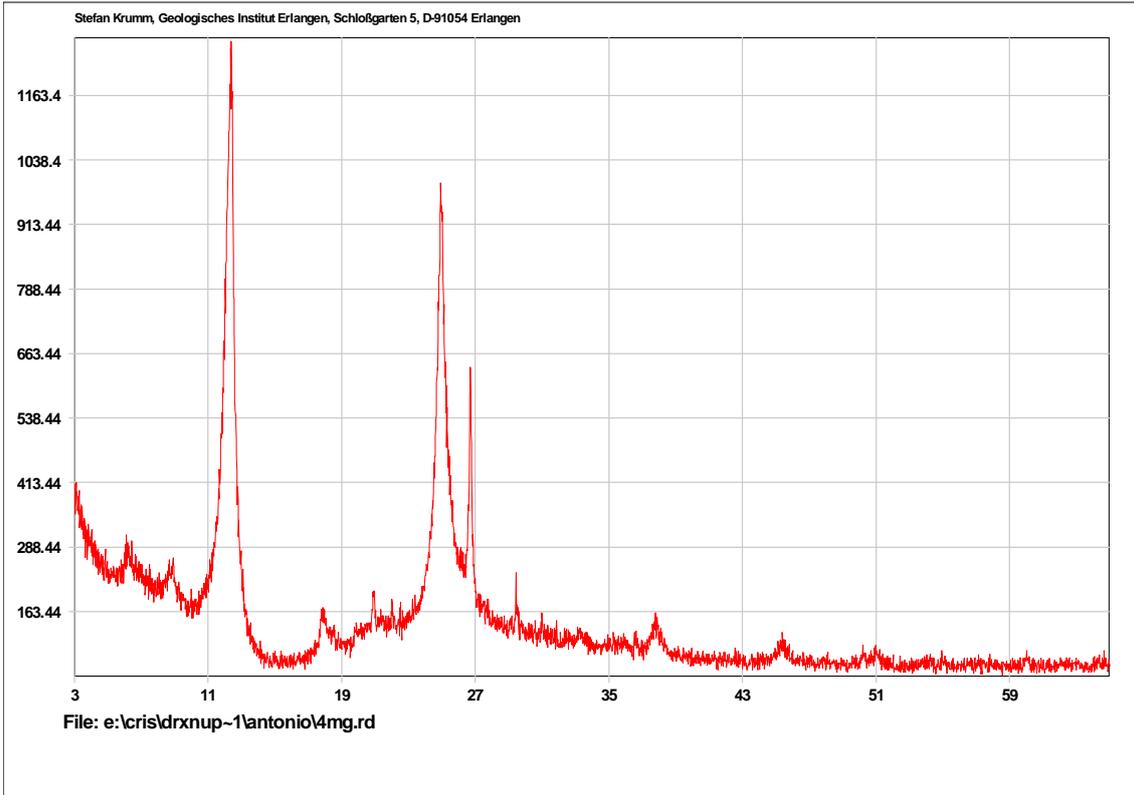
ANEXO 20- Difratograma do solo PVd7 -Horizonte A (Fração areia)



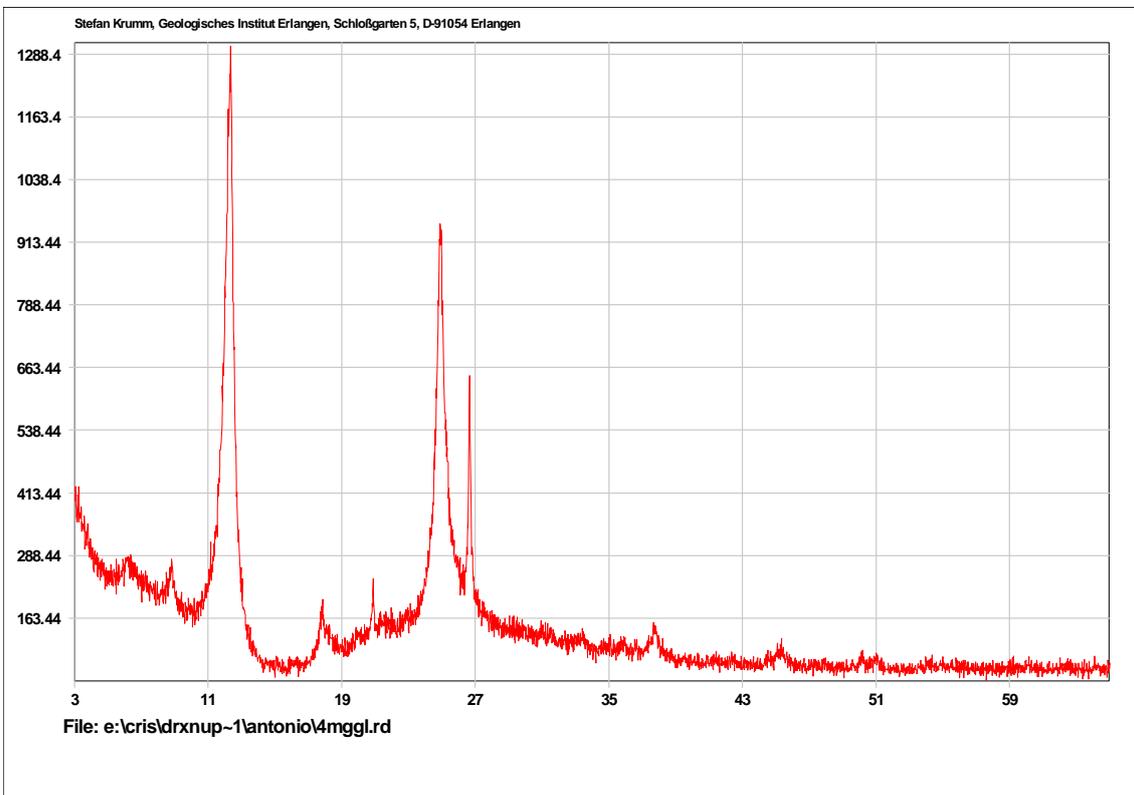
ANEXO 21- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte BA (Fração areia)



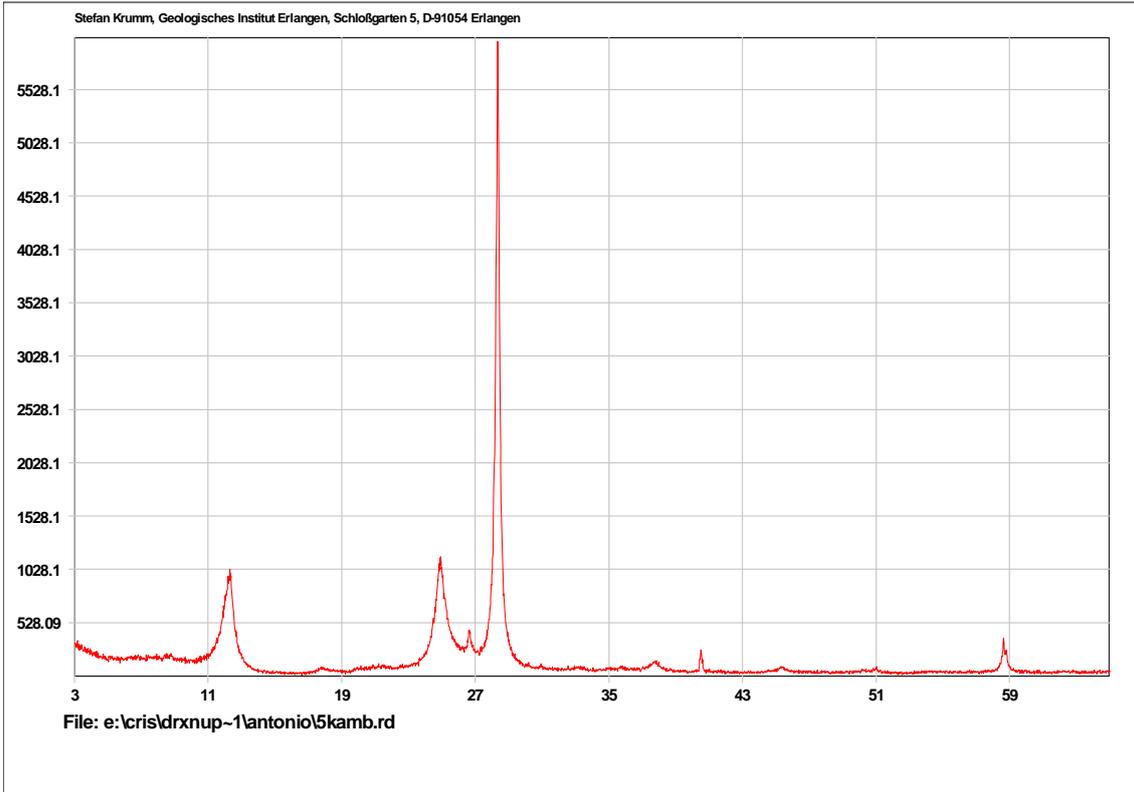
ANEXO 22- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte A (argila tratada com K a 25C)



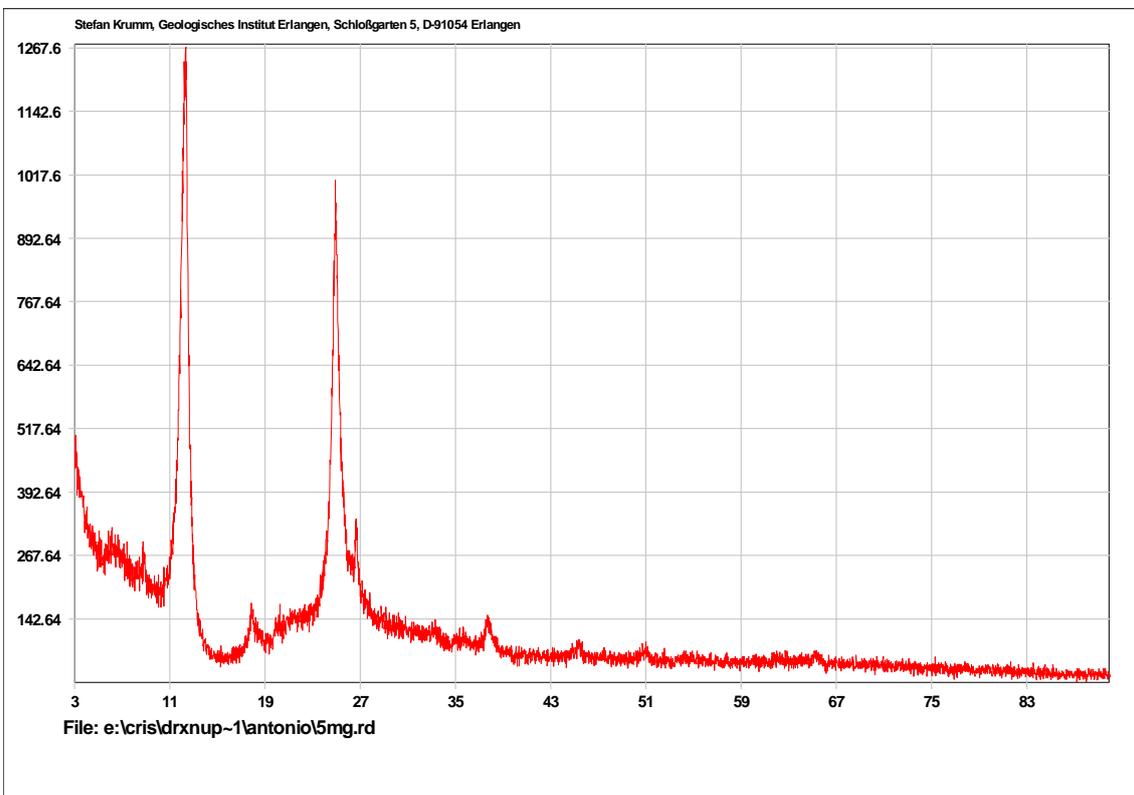
ANEXO 23- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte A (argila tratada com Mg)



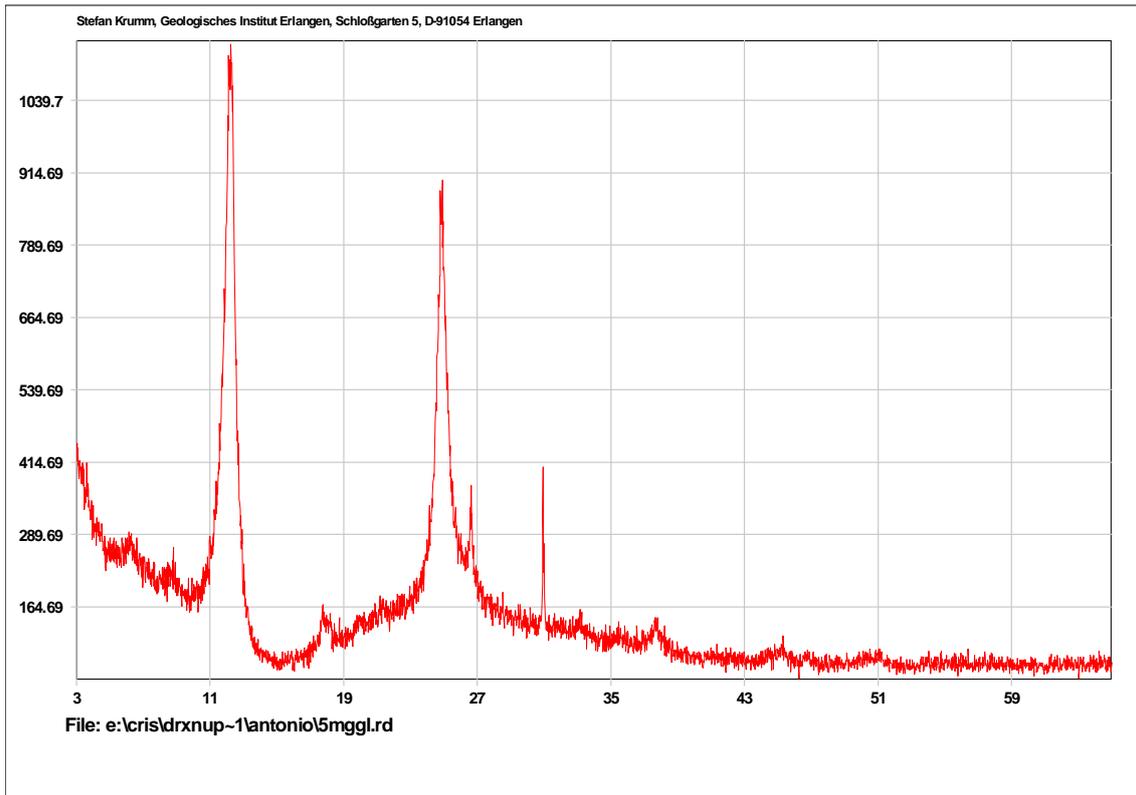
ANEXO 24- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte A (argila tratada com Mg+glicerol)



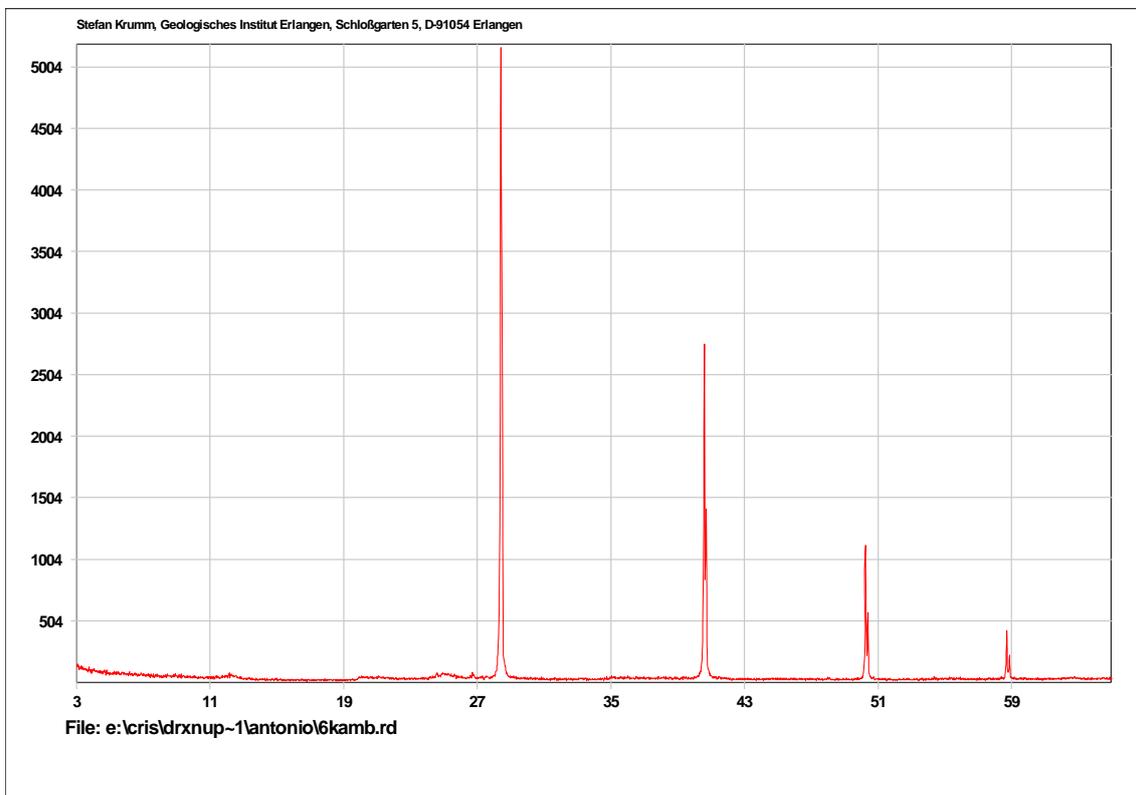
ANEXO 25- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte BA (argila tratada com K a 25C)



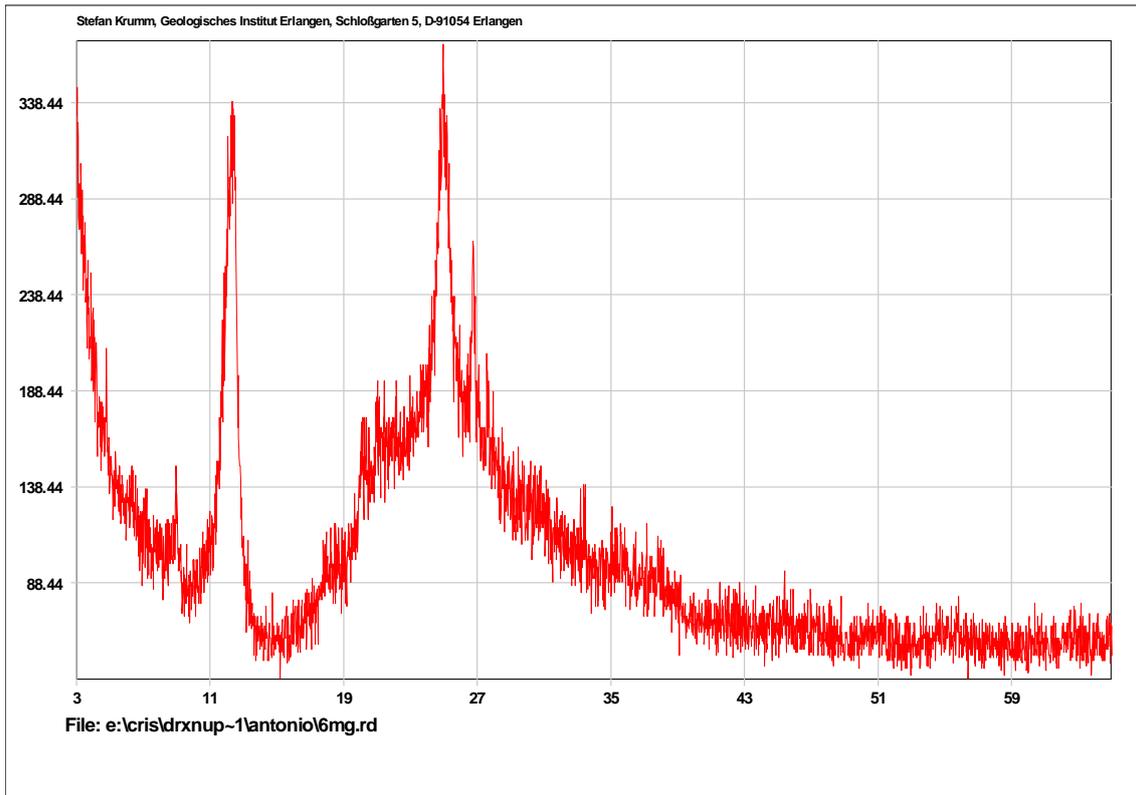
ANEXO 26- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte BA (argila tratada com Mg)



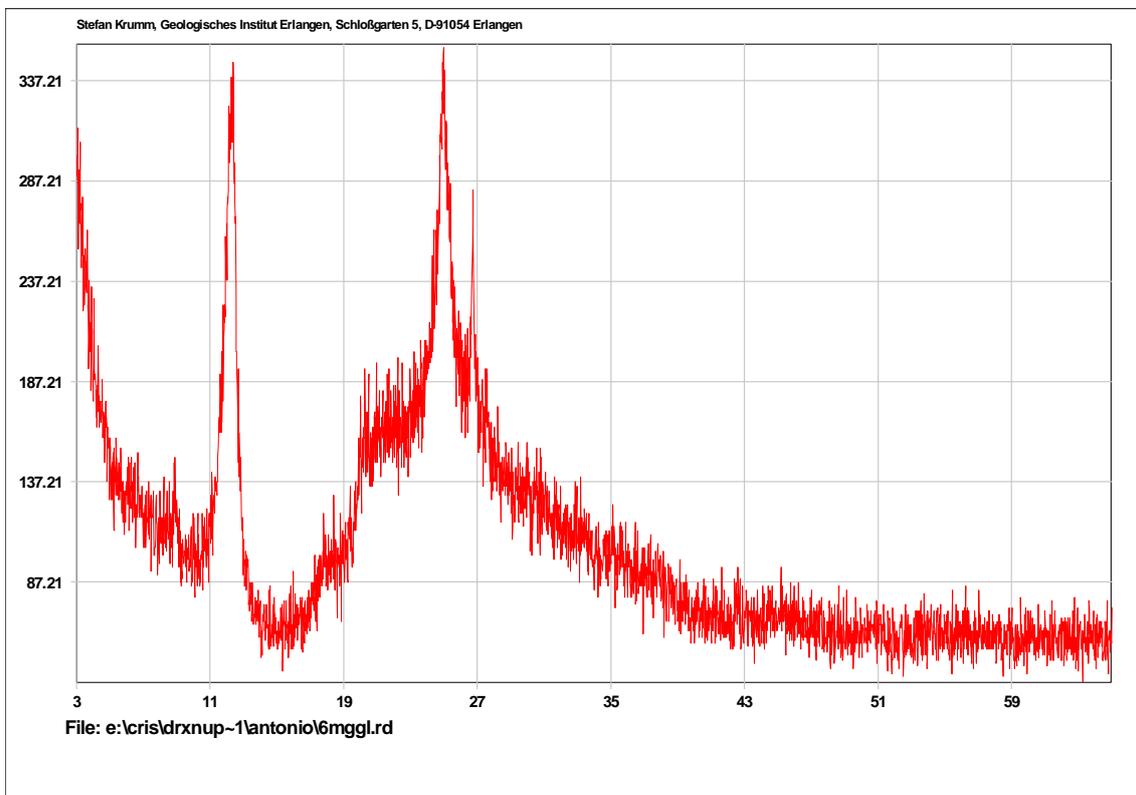
ANEXO 27- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte BA (argila tratada com Mg+glicerol)



ANEXO 28- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte Cr (argila tratada com K a 25 C)



ANEXO 29- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte Cr (argila tratada com Mg)



ANEXO 30- Difratoograma do solo PVd7 -Horizonte Cr (argila tratada com Mg+glicerol)

ANEXO 31-Tabela 14- Caracterização química do PVd3 (UM Alto das Canas).

Hz	M.O (%)	pH H ₂ O	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	H+Al	CTC		%Al	%V
			cmol _c Kg ⁻¹					Efetiva		
A	2,1	5,2	3,6	1,2	1,4	4,3	6,5	9,1	26	53
Bt	0,5	5,3	2,7	1,8	1,2	2,9	5,4	8,7	17	62

ANEXO 32- Tabela 15- Caracterização química do PVd7 (UM São Jerônimo).

Hz	M.O (%)	pH H ₂ O	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	H+Al	CTC		%Al	%V
			cmol _c Kg ⁻¹					Efetiva		
A2	1,1	5,0	1,3	0,5	1,4	3,6	3,8	3,8	42	38
Bt	0,3	4,9	2,0	1,2	2,2	3,3	4,9	5,5	35	49

ANEXO 33-Tabela 16- Caracterização química do SXe1 (UM São Gabriel).

Hz	M.O (%)	pH H ₂ O	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	H+Al	CTC		%Al	%V
			cmol _c Kg ⁻¹					Efetiva		
A	2,3	5,0	3,3	1,3	0,6	6,1	5,8	6,8	44	45
E	0,8	5,2	2,2	0,4	0,4	4,3	4,7	6,3	47	32
Bt	1,0	4,9	3,8	5,1	0,3	6,1	8,5	14,3	34	41
Cr	0,2	5,8	2,7	5,5	0,1	1,2	7,5	12,0	7	77

ANEXO 34-Tabela 17- Caracterização química do SGe1 (UM Vacacaí).

Hz	M.O (%)	pH H ₂ O	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	H+Al	CTC		%Al	%V
			cmol _c Kg ⁻¹					Efetiva		
A	1,7	4,5	1,6	0,4	0,5	3,3	3,2	5,2	40	37
E	0,2	4,9	0,8	0,1	0,1	2,1	1,3	2,5	35	31
Btg	0,4	5,6	7,4	7,3	0,5	4,3	11,7	13,9	21	69
Cr	0,1	5,7	6,5	7,1	0,6	2,5	9,3	10,5	9	79