

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**OCORRÊNCIAS DE MATERIAL VULCANOCLÁSTICO NA
FORMAÇÃO CORUMBATAÍ (NEOPALEOZÓICO), BACIA DO
PARANÁ**

Michele Torres Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

Co-Orientador: Prof. Dr. Antenor Zanardo

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF –2007/30)**

**SÃO PAULO
2007**

**TF
F363
MT.o**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024329

OCORRÊNCIAS DE MATERIAL VULCANOCLÁSTICO NA
FORMAÇÃO CORUMBATAÍ (NEOPALEOZÓICO), BACIA DO
PARANÁ



Michele Torres Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

Co-Orientador: Prof. Dr. Antenor Zanardo

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2007/30)

SÃO PAULO
2007

TF
F363
MT.8

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

OCCORRÊNCIAS DE MATERIAL VULCANOLÁSTICO NA
FORMAÇÃO CORUMBATAI (NEOALÉZICO), BACIA DO
PARANÁ



Michèle Torres Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

Co-Orientador: Prof. Dr. Alexandre Lamas

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2007/80)

SÃO PAULO
2007

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABELAS

ÍNDICE DE QUADROS

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
3. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.....	3
4. TRABALHOS PRÉVIOS	5
5. MATERIAIS E MÉTODOS	8
5.1. A SISTEMÁTICA U-PB NOS LABORATÓRIOS DO CPGEO-IGC-USP	9
5.1.1. METODOLOGIA.....	9
5.1.1.1. BASES CONCEITUAIS	11
5.1.1.2. MÉTODO URÂNIO – CHUMBO	11
5.1.2. AQUISIÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS EM MINERAIS.....	15
5.1.2.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	15
5.1.2.2. METODOLOGIA U-PB	15
6. CRONOGRAMA DAS ATIVIDADES REALIZADAS	17
7. RESULTADOS OBTIDOS.....	17
7.1. SEÇÃO COLUNAR LEVANTADA A PARTIR DO LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO.....	17
7.2. DATAÇÃO RADIOMÉTRICA	22
7.2.1. CARACTERÍSTICAS DAS POPULAÇÕES ANALISADAS	22
7.2.2. IDADES U-PB	24
7.3. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	26
7.4. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X.....	29
8. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	29
9. CONCLUSÕES.....	35
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	37

ANEXO 1 – SEÇÃO COLUNAR

ANEXO 2 – DIFRATOGRAMAS DAS AMOSTRAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1 – Localização das áreas de estudo.	3
Figura 3.2 - Foto panorâmica da frente de lavra da Jazida Cruzeiro.	4
Figura 3.3 - Foto panorâmica da frente de lavra da Mineração Paganotti.	4
Figura 4.1 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani <i>et al</i> 1993).	6
Figura 5.1 - Diagrama Concórdia com pontos analíticos posicionando-se segundo a reta Discórdia. Quanto mais afastado da curva, maior será o grau de discordância do material analisado (Mod. Basei <i>et al</i> 1995).	13
Figura 5.2 – O zircão primário perde Pb por difusão. Caso algum evento termal afete esses cristais de zircão ($t = 0$ Ma), eles perderão mais Pb durante esse evento em que os cristais recristalizam. Isso pode resultar numa regressão do zircão devido a perda parcial de Pb, definindo idades do intercepto superior e inferior sem significado geológico (Mod. Geabuer & Grunenfelder 1979 <i>apud</i> Mezger & Krogstad 1997).	13
Figura 5.3 – Exemplo de cristais de zircão herdados de granitóide neoproterozóico em diagrama Concórdia. O intercepto inferior indica a idade de cristalização do zircão neoformado e o superior, a provável idade do protólito.	14
Figura 7.1 – Nível decimétrico de argilito amostrado (amostra CC-01).	18
Figura 7.2 – Intercalações lenticulares de arenito fino, descontínuas lateralmente, apresentando espessuras entre 0,2 e 0,5 centímetro, por vezes esgarçadas lateralmente formando lâminas.	18
Figura 7.3 – Material concrecionário esbranquiçado, irregular, esgarçado no plano da estratificação.	20
Figura 7.4 – Concreção (amostra CC-03A) sobre um nível <i>bone bed</i> (amostra CC-03B).	20
Figura 7.5 - Foto panorâmica da falha e do rejeito, destacados pelas linhas vermelha e amarela (amostra CC-04), respectivamente.	21
Figura 7.6 – Nível <i>bone bed</i> ou microconglomerado descontínuo (amostra CC-05).	22
Figura 7.7 – Imagens dos cristais de zircão da amostra MP-01. Apesar de terem sido escolhidos os melhores cristais, todas as frações são compostas por zircão de origem detrítica (todas as fotos apresentam 0.8 mm como largura maior).	23
Figura 7.8 - Imagens das frações de zircão extraídas da amostra MP-02 e utilizadas nas análises geocronológicas. A fração B, apesar de serem compostas por cristais semelhantes as demais frações, é constituída por cristais de origem detrítica (todas as fotos apresentam 0.8 mm como largura maior).	24

Figura 7.9 – Diagrama Tera Wasserburg, constituído pelas frações analisadas das amostras MP-01 e MP-02. Ressalta-se a idade de 257.5 ± 2.2 Ma, atribuída à sedimentação da Formação Corumbataí. Várias frações refletem a presença marcante de zircão de origem detrítica.	26
Figura 7.10 - Diagrama de classificação de rochas vulcânicas, Winchester e Floyd (1977).	28
Figura 8.1 - Cronoestratigrafia do fanerozóico da Bacia do Paraná (Milani <i>et al</i> 2004 <i>in</i> Rocha-Campos 2006).	30
Figura 8.2 - Diagrama Tera Wasserburg, Formação Estrada Nova (Rocha-Campos <i>et al</i> 2006).	31
Figura 8.3 - Diagrama Tera Wasserburg, Formação Rio do Rasto, Membro Serrinha (Rocha-Campos <i>et al</i> 2006).	31
Figura 8.4 - Possível distribuição de material vulcânico de vulcanismo no neopaleozóico, a partir de complexo vulcânico da região centro-sul da Argentina (Rocha-Campos <i>et al</i> 2006).	32
Figura 8.5 - Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Winchester e Floyd (1977), para amostras da Bacia do Paraná e do Complexo Choiyoi (Rocha-Campos <i>et al</i> 2006).	33
Figura 8.6 - Diagrama de ambientes tectônicos (Pearce <i>et al</i> 1984 <i>in</i> Rocha-Campos 2006).	34

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 7.1 - Resultados analíticos U-Pb das frações estudadas para as amostras MP-01 e MP-02.	25
Tabela 7.2 - Resultados de Fluorescência de RX, obtidos através de análise de rocha total.	27

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 6.1 - Cronograma de planejamento das atividades.	17
Quadro 7.1 - Minerais identificados por difração de Raios-X a partir da fração argila.	29

AGRADECIMENTOS

É com imensa alegria e gratidão a DEUS que concluo este trabalho!

Obrigada, Mãe Natureza, por me permitir desvendar os seus mistérios, guardados por tanto tempo!

Obrigada, Luna, filhinha querida, luz da minha vida, que muito aprendeu nas aulas que assistiu comigo e nas noites inteiras em que dormiu em cadeiras, nos laboratórios, enquanto eu trabalhava, sempre tão compreensiva. Obrigada, Emerson, pela paciência e pelo mais belo presente que já recebi, nossa filhinha.

Obrigada aos meu Pais, Antonio e Terezinha, por nunca deixarem minhas perguntas sem respostas, fazendo com que eu mantivesse a curiosidade aguçada e o olhar atento a tudo o que fosse novidade, qualidade comum às crianças e que, muitas vezes, morrem por tanto ouvirem respostas como: "porque sim", "porque não" ou "porque estou mandando". Obrigada, irmãozinhos: Maurício, Patrícia e Eric, pela paciência e apoio nas minhas decisões. Obrigada, Ricardo, meu "primo gêmeo" querido, companheiro de tantas aventuras.

Obrigada, Tuga, amiga querida de tantos anos, que reencontrei neste período da graduação, depois de mais de uma década sem contatos, e que como eu, não deixou que o tempo apagasse tanto carinho. Sua dedicação foi essencial para a conclusão deste trabalho.

Muito obrigada, Professor Paulinho, por toda a atenção dedicada e por nunca deixar de esclarecer minhas dúvidas. Tão "gracinha" que, para ficar perfeito, escolheu torcer pelo São Paulo (Oh, Tricolorôôôor...).

Muito obrigada, Professor Rocha-Campos, pela credibilidade que me depositou e pelos magníficos trabalhos de campo.

Obrigada, Professor Zanardo e sua equipe, pela hospitalidade e atenção nos trabalhos de campo deste projeto. Obrigada a todos os professores e funcionários deste e dos outros institutos por onde passei, principalmente aos Professores Basei e Oswaldinho, por todo auxílio e envolvimento neste trabalho.

Obrigadíssima, Fernanda! Talvez nem tenha percebido, também foi minha professora, não só de Geologia, mas também sobre vários aspectos da vida. Gozadinha, nunca vou esquecer o seu apoio, naquele dia, lembra? Obrigada a todos os alunos da turma de 2002, sempre tão alegre e unida. Saudades! Obrigada aos veteranos, que me receberam com tanta atenção. E aí, Koró Kerida!

Obrigada aos amigos do CRUSP... Mariana, Leandro, Carlos, Sussu, Michele, Renatinha, Rosa, Eva, Paulinha, Sérgio, Lú, Érica, Lina, André... amigos de momentos tão "curiosos". Se eu contasse, ninguém acreditaria...

MUITA LUZ A TODOS AQUI CITADOS E, PRINCIPALMENTE, AOS NÃO CITADOS, POR SABEREM COMPREENDER QUE A MEMÓRIA FALHA, ÀS VEZES, DEPOIS DE TANTAS NOITES INSÔNES.

RESUMO

Depósitos de cinza vulcânica têm sido identificados em unidades neopaleozóicas da Argentina e Paraguai, e também em unidades permo-carboníferas do Supergrupo Karoo, na África do Sul que, tradicionalmente, estão correlacionados com as rochas da superseqüência neopaleozóica brasileira da Bacia do Paraná.

Na década de 90, a descoberta de esférulas vítreas e dados geoquímicos indicativos de área-fonte vulcânica levaram à conclusão de que intercalações dos depósitos de cinza vulcânica tefra ocorrem nos grupos Tubarão e Passa Dois, que representam o registro da seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná. Recentemente, novas ocorrências de materiais vulcânicos foram identificadas nas formações Rio Bonito e Rio do Rastro. Entretanto, o projeto de pesquisa "Calibragem geocronológica da seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná, por meio de idade SHRIMP em zircões e palinologia", publicado em 2006, do acordo assinado entre o Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e a Petrobras, tem demonstrado que estas concentrações podem ocorrer em quase todas as outras unidades que compõem a seqüência.

A origem dos depósitos de cinza vulcânica foi atribuída ao extenso episódio vulcânico de natureza félsica, documentada no complexo vulcânico Choiyoi, de idade permo-triássica, expostos no Bloco de San Rafael, em Mendoza, Argentina.

Este projeto visou complementar essas descobertas, através do estudo da Formação Corumbataí, que ainda não havia sido explorada para este fim. Para isso, um levantamento estratigráfico foi realizado associado com análises laboratoriais químicas, isotópicas e mineralógicas, a fim de caracterizar os possíveis níveis identificados. A metodologia geocronológica utilizada foi o método de datação U – Pb, por meio de cristais primários de zircão e a idade de $257,5 \pm 2,2$ Ma obtida apresenta adequada precisão analítica, devido ao pequeno erro. No entanto, devido a divergências no que se refere à Bacia do Paraná, pesquisas adicionais nas colunas estratigráficas ainda são necessárias.

ABSTRACT

Deposits of volcanic ash have been identified in neopaleozoic units of Argentina and Paraguay, and also in carboniferous-permian units of Karoo Supergroup, South Africa which, traditionally, are correlated to the rocks of brazilian neopaleozoic supersequence of Paraná Basin.

In the decade of 90, the discovery of glass shards and geochemical data indicative of a volcanic source area led to the conclusion that intercalations of deposits of gray volcanic tephra occur in the Tubarão and Passa Dois groups that represent the record of carboniferous-permian sequence of Paraná Basin. Recently, new occurrences of volcanic material were identified in Rio Bonito and Rio do Rastro formations. Meanwhile, the research project "Geochronological Calibration of the sequence permo-coal of the Parana Basin, through SHRIMP U-Pb age in zircon and palynology", published in 2006, from agreement signed between the Geosciences Institute of the University of Sao Paulo and the Petrobras, has shown that these concentrations can occur in almost all other units that make up the sequence.

The origin of the deposits of volcanic ash has been attributed to extensive volcanic episode of felsic nature, documented in the Choiyoi volcanic complex of triassic-permian age, exposed in the Block of San Rafael in Mendoza, Argentina.

This project aimed to supplement these discoveries, through the study of the Corumbatai Formation that had not yet been exploited for this purpose. For this, a stratigraphic survey was held associated with laboratory chemical isotopic and mineralogical analysis in order to characterize the possible levels identified. The geochronometric methodology used was the U-Pb dating method through crystals of primary zircon and the age of 257.5 ± 2.2 My is considered as radiometrically sound and in general show adequate analytical precision. However, due to differences regarding the Paraná Basin's stratigraphic column additional scrutiny is needed.

1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, depósitos de cinza vulcânica foram identificados em unidades neopaleozóicas da Argentina e Paraguai (López-Gamundi *et al* 1995 *apud* Rosa 2006) e, também, nas unidades permo-carboníferas do Supergrupo Karoo, sul da África (McLachlan & Jonker 1990 *apud* Rosa 2006) que, tradicionalmente, são correlacionadas às rochas da superseqüência neopaleozóica brasileira.

No Brasil, a descoberta de esquistos vítreos e de mineralogia indicativa de natureza vulcânica em amostras estudadas levaram Coutinho *et al* (1991 *apud* Rosa 2006) a concluir que intercalações de depósitos de cinza vulcânica dispersos ocorrem em rochas dos grupos Tubarão e Passa Dois, seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná. Alguns anos depois, ocorrências de material de origem vulcânica concentrado foram identificadas na Formação Rio Bonito (Formoso *et al* 1999 *apud* Rosa 2006) e na Formação Rio do Rastro (Calarge *et al*, 2003, *apud* Rosa, 2006). Entretanto, o projeto de pesquisa "Calibragem geocronológica da seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná, por meio de idade SHRIMP em zircões e palinologia", coordenado pelo Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha Campos, entre 2003 e 2005, a partir de convênio firmado entre o Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e a Petrobrás, demonstrou que essas concentrações podem ocorrer em quase todas as outras unidades que compõem a seqüência. Quase todos os autores atribuem a origem dos materiais vulcânicos presentes na seqüência permo-carbonífera da Bacia do Paraná ao extenso episódio vulcânico de natureza félsica, documentado pelas rochas do Grupo ou complexo vulcânico Choiyoi exposto no Bloco de São Rafael, em Mendoza, na Argentina (Rocha-Campos *et al* 2004 *apud* Rosa 2006). Neste projeto, a Formação Corumbataí, unidade indivisa correlacionada à Formação Estrada Nova e que só ocorre no Estado de São Paulo, não foi amostrada e, conseqüentemente, não foi incluída nas pesquisas desenvolvidas.

A Formação Corumbataí, quando não é interrompida por sills e diques de diabásio ou falhas, aflora continuamente no divisor de águas dos rios Tietê e Piracicaba para norte, até próximo ao limite com o Estado de Minas Gerais. É relativamente rica em fósseis e apresenta espessura aproximada de 130 metros que se reduz em direção ao Norte até quase se anular, próximo ao limite com Minas Gerais. O que a difere da formação Estrada Nova é a coloração predominantemente avermelhada dos lamitos, pela maior freqüência de estruturas denotativas de águas rasas, exposição subaérea e pela maior abundância de calcários, particularmente os coquinóides, silicificados ou não (Rohn 1989 *apud* Christofolletti 1999).

Inúmeros trabalhos foram efetuados na região a partir da segunda metade do século passado, principalmente para caracterizar as diferentes litologias, os ambientes de sedimentação, os sistemas deposicionais, a caracterização faciológica, os fósseis e outros

assuntos. No final dos anos 90 surgiu uma nova perspectiva no estudo de suas rochas sedimentares, em virtude dessa formação representar a principal fonte de matéria-prima para as indústrias de cerâmicas de revestimento de moagem via-seca do Pólo Cerâmico Santa Gertrudes, considerado atualmente o maior do país nesse segmento. Com o financiamento da FAPESP, o Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP-Rio Claro idealizou o projeto "Qualidade em Cerâmicas" (Costa 2006). Oito temas foram desenvolvidos neste projeto, mas nenhum abrangeu a possibilidade de ocorrência de contribuição de material vulcânico aos sedimentos da formação.

Também em recente trabalho, Toledo (2001) efetuou uma análise paleoictiológica da Formação Corumbataí e descreveu, principalmente na parte superior, vários níveis *bone beds* formados essencialmente por escamas e dentes de peixes e interpretou sua origem a partir de eventos de tempestades. Entretanto, há uma possibilidade de ter ocorrido uma mortandade maciça em decorrência de queda de material proveniente de episódios vulcânicos.

O presente projeto almejou complementar as pesquisas efetuadas e verificou a ocorrência de material vulcanoclástico na Formação Corumbataí, seja concentrado sob a forma de camadas/lâminas ou dispersos nas rochas.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal deste projeto foi identificar ocorrências de material vulcanoclástico disperso nas rochas da Formação Corumbataí ou concentrados sob a forma de camadas e/ou lâminas e se pretendeu analisar possíveis variações de intensidade dentre os eventos vulcânicos sin-contemporâneos à sedimentação.

Para isto, as características físicas dos depósitos foram descritas durante a elaboração do levantamento de seções estratigráficas, como estruturas sedimentares, litologia, granulometria, espessuras dos estratos e variações, além de relações de contato. Possíveis níveis de material vulcanoclástico concentrado foram amostrados em trabalhos de campo e, posteriormente, analisados através de técnicas laboratoriais físicas e químicas visando o reconhecimento de suas composições químicas e mineralógicas destacando, como principal método, a datação radiogênica da Formação Corumbataí pelo método U-Pb.

A partir desses elementos, almejou-se interpretar os sistemas e ambientes deposicionais, a fim de verificar as informações contidas nos trabalhos prévios e acrescentar novas descobertas.

3. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

A área de estudo compreende afloramentos de duas frentes de lavra da região centro-oriental do Estado de São Paulo, no flanco nordeste da Bacia do Paraná. A primeira frente pertence à Jazida Cruzeiro, situada na porção Norte do Município de Limeira, com coordenadas UTM 7505069N x 0248628E e a segunda é propriedade da Mineração Paganotti, localizada no Bairro Morro Alto, em Araras, com coordenadas UTM 7531345N x 0251455E (Figura 3.1).

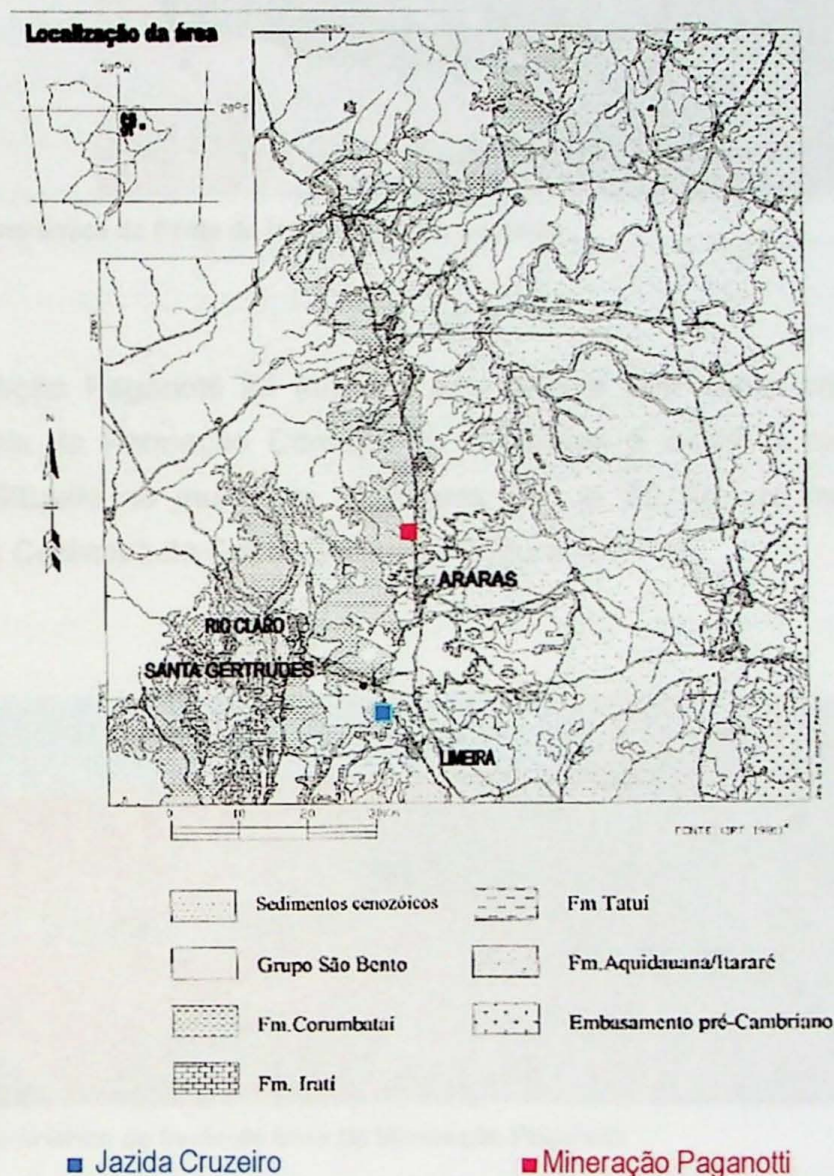


Figura 3.1 – Localização das áreas de estudo.

A Jazida Cruzeiro iniciou sua exploração em 1957 com a extração de calcário da Formação Irati, para a utilização como corretivo de solo na agricultura. A partir de 1990, passou-se a explorar a argila da Formação Corumbataí, destinada à indústria cerâmica.

Esta frente de lavra compreende rochas das formações Irati, Serra Alta e Corumbataí (Figura 3.2).



Figura 3.2 - Foto panorâmica da frente de lavra da Jazida Cruzeiro.

A Mineração Paganotti foi fundada em 1998 e tem como principal atividade a extração de argila da Formação Corumbataí, destinada a indústria cerâmica de pisos e revestimentos. Situada no município de Araras SP, a 50 Km do maior polo cerâmico brasileiro, o Polo Cerâmico de Santa Gertrudes (Figura 3.3).

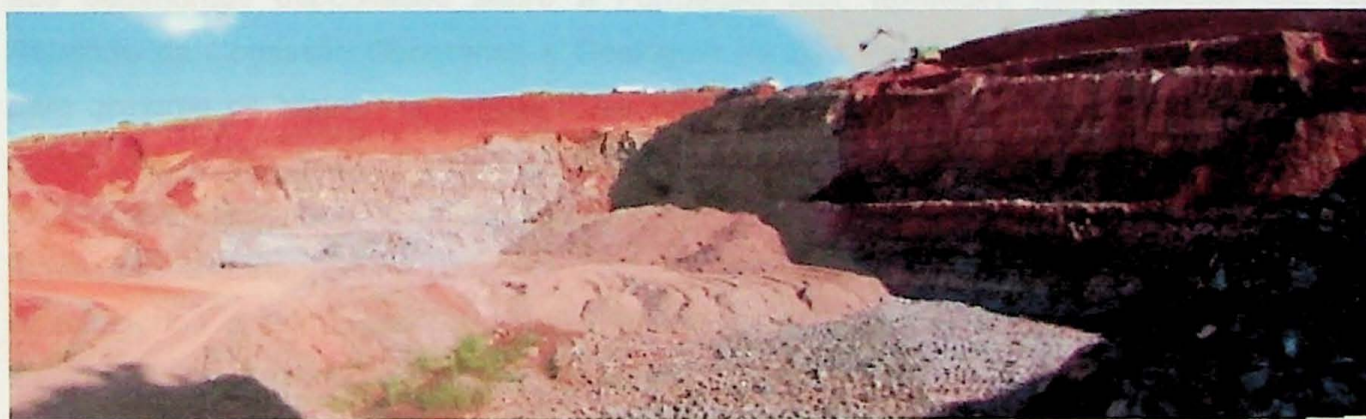


Figura 3.3 - Foto panorâmica da frente de lavra da Mineração Paganotti.

Um terceiro afloramento foi visitado apenas para um reconhecimento regional. Trata-se de uma mina desativada que expõe aproximadamente 10 metros de rochas das proximidades do topo da Formação Corumbataí, que pertence à Rochas Araras e com coordenadas UTM 7531167N x 0250587E.

4. TRABALHOS PRÉVIOS

A Formação Corumbataí está contida na Bacia do Paraná, cuja extensão de área totaliza 1.700.000 km², com aproximadamente 60% dela localizada em território brasileiro e o restante nos países vizinhos Paraguai, Argentina e Uruguai. A Bacia do Paraná é composta por diversas unidades geológicas, sedimentadas em seis grandes seqüências limitadas por importantes discordâncias regionais (Soares *et al* 1978) (Figura 4.1). Geralmente, estas seqüências se caracterizam por depósitos continentais na base, seguidos por um ciclo transgressivo/regressivo, finalizando com uma fase erosiva posterior (Sloss 1963).

Um importante ciclo transgressivo/regressivo marcou a história da bacia, deixando feições inconfundíveis no registro sedimentar. Trata-se da seqüência carbonífera-eotriássica, a terceira das seis grandes seqüências (Milani *et al* 1994). Nesta, um importante período na evolução da bacia foi a retomada da sedimentação, com a passagem de rochas depositadas sob a ação de regimes glaciais para sedimentos depositados em ambientes costeiros e plataformais. Uma ampla deposição de sedimentos transgressivos teve início após a elevação do nível do mar, devido à completa fusão da calota de gelo. Após a máxima inundação, condições de águas cada vez mais rasas, associadas a variações climáticas, culminaram na instalação de bacias hipersalinas com circulação restrita e grande acúmulo de matéria orgânica que, no Estado de São Paulo, estão representados pelo Grupo Passa Dois, através das formações Irati e Corumbataí (Costa 2006).

O termo Corumbataí, muitas vezes associado ao termo Estrada Nova, para se referir aos sedimentos depositados sobre a Formação Irati, apareceu pela primeira vez no Relatório da Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo, referente ao ano de 1916, para designar os "xistos argilosos e xistos betuminosos com fósseis" (Mezzalana 1964 *apud* Costa 2006). Em 1927, Pacheco identificou exposições destas rochas no vale do Rio Corumbataí, designou o local como área tipo e utilizou o termo Corumbataí para nomear a formação. Entretanto, foi Bourien (1954, 1955 *apud* Costa 2006) quem primeiro correlacionou a Formação Corumbataí à porção superior do "Grupo" Estrada Nova, no Estado do Paraná, subdividido nas "camadas" Serra Alta e Teresina. Schneider *et al* (1974) revisou a estratigrafia da Bacia do Paraná e empregou o termo Corumbataí como equivalente às formações Serra Alta, Teresina e Membro Serrinha, parte da Formação Rio do Rastro, nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso do Sul. Finalmente, Souza (1985 *apud* Costa 2006) agrupou os termos Serra Alta e Teresina como membros inferior e superior, respectivamente, da Formação Estrada Nova e correlacionou a Formação Corumbataí como unidade indivisa, restrita ao Estado de São Paulo que, quando não é interrompida por sills e diques de diabásio ou falhas, aflora continuamente no divisor de

águas dos rios Tietê e Piracicaba para norte, até próximo ao limite com o Estado de Minas Gerais (Christofolletti 1999).

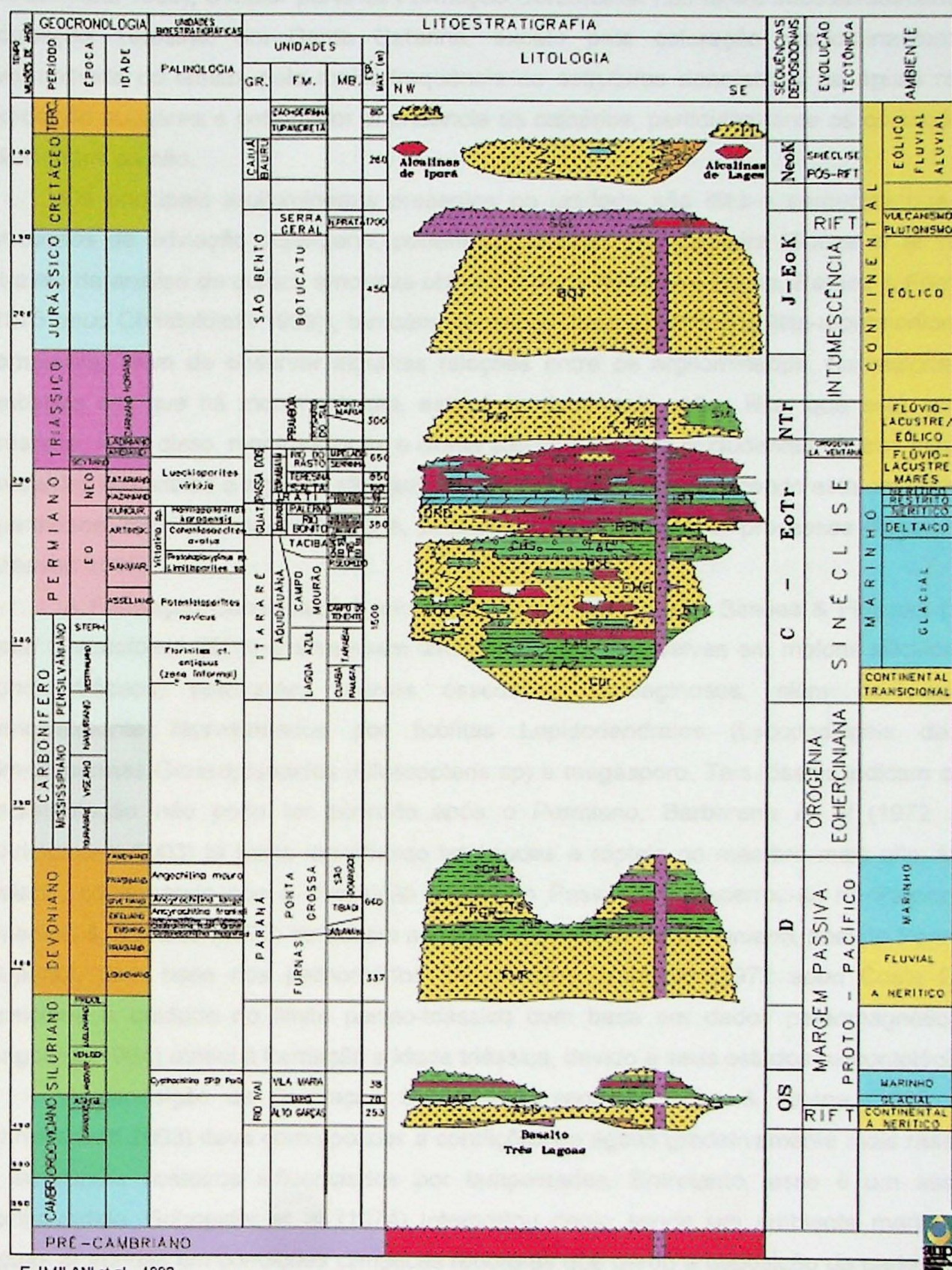


Figura 4.1 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al 1993).

Petri & Coimbra (1982) descrevem as rochas da Formação Corumbataí como uma associação de siltito e argilito roxos, verdes, castanhos e chocolates, com intercalações de arenito fino, calcarenito e leitos ou níveis de sílex relacionados à coquinas. A alternância de lâminas de siltito e argilito geram verdadeiros ritmitos. Segundo Rohn (1993 *apud* Christofolletti 1999), a maior parte da Formação Corumbataí não difere substancialmente da Formação Teresina, em Santa Catarina, exceto pela coloração predominantemente avermelhada do lamito, pela maior frequência de estruturas denotativas de águas rasas, exposição subaérea e pela maior abundância de calcários, particularmente os coquinóides, silicificados ou não.

Os principais argilominerais presentes na unidade são illita e esmectita que, por processos de lixiviação supérgena, podem se degradar em caulinita (Souza *et al* 1997). Através da análise de quinze amostras obtidas a partir de quatro poços, Ramos & Formoso (1975 *apud* Christofolletti 1999)), também identificou interestratificados illita-montmorilonita e vermiculita, além de observar algumas relações entre os argilominerais. Na maioria das amostras em que há montmorilonita, esta é predominante sobre illita, que está sempre presente. Além disso, montmorilonita e clorita são mutuamente excludentes. Outros minerais presentes nos siltitos e argilitos são quartzo, hematita e albita, aparecendo esta em pequena quantidade, restrita a alguns níveis e, possivelmente, formada por processos diagenéticos (Masson 1998).

A Formação Corumbataí é relativamente rica em fósseis. Simões & Fittipaldi (1992 *apud* Christofolletti 2003) descreveram lamelibrânquios ou bivalves em moldes silicificados, conchostráceos, ostracodes, peixes ósseos e cartilagosos, além de vegetais principalmente representados por licófitas *Lepidodendrales* (*Lycopodiopsis derbyi*), gimnospermas *Glossopteridales* (*Glossopteris* sp) e megásporo. Tais fósseis indicam que a sedimentação não pode ter ocorrido após o Permiano. Barbarena *et al* (1972 *apud* Christofolletti 2003) já havia identificado tetrápodes e répteis no membro mais alto, Morro Pelado, confirmando que a deposição do Grupo Passa Dois encerrou-se no Paleozóico. Daemon & Quadros (1970) atribuíram a idade da formação ao Kazaniano, final do Permiano Superior, com base nos palinomorfos identificados. Valencio (1972 *apud* Costa 2006) posiciona a unidade no limite permo-triássico com base em dados paleomagnéticos e Ragonha (1984) atribui à formação a idade triássica, devido a seus estudos paleontológicos.

A deposição da Formação Corumbataí, segundo Rohn & Lavina (1993 *apud* Christofolletti 2003) deve corresponder a condições de águas gradativamente mais rasas ou a ambientes costeiros influenciados por tempestades. Entretanto, esse é um assunto controvertido. Schneider *et al* (1974) interpretou como sendo um ambiente marinho de águas profundas em condições climáticas redutoras que gerou a deposição da parte inferior da formação. Entretanto, atribuiu a deposição da parte superior a um ambiente de águas rasas em condições oxidantes sob influência de marés. Um estudo posterior, publicado por

Gama Jr. (1979 *apud* Costa 2006), indicou uma planície de maré como ambiente deposicional devido às características faciológicas observadas, interpretando-se, esporadicamente, depósitos de *offshore*, admitindo condições mais continentais para o topo. Souza (1985 *apud* Christofolletti 2003) classificou os depósitos como de alto mar, face de praia (*shoreface*) e planície de maré (*tidal flat*), a partir da distinção de oito fácies e cinco sub-fácies. Depósitos de laguna e barras de maré de ocorrência restrita também foram diagnosticados. Uma zona de transição entre alto-mar e face de praia foi interpretada como ambiente preferencial da sedimentação da Formação Corumbataí, sendo sua disposição marcada por flutuações do nível do mar, em condições mais oxidantes que as da Formação Estrada Nova, unidade correlata que aflora na porção sudoeste do estado. Eventos de tempestade foram interpretados, principalmente na parte superior da formação, devido à ocorrência de vários níveis de *bone beds* descritos por Toledo (2001).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Trabalhos de campo, análises mineralógicas e químicas laboratoriais, além da confecção de perfis estratigráficos detalhados, constituem a metodologia utilizada no desenvolvimento deste projeto.

Os trabalhos de campo realizados incluíram o levantamento de perfis através da descrição litológica macroscópica, onde foram identificadas as litologias, estruturas, granulometria, presença de fósseis, espessuras, contatos, além de suas variações ao longo da seção. No decorrer dessas análises, foram coletados possíveis níveis de material vulcanoclástico concentrado e, na ausência destes, os níveis de granulometria mais fina, além de amostras de níveis *bone beds*, fósseis isolados e concreções. Os afloramentos escolhidos da Formação Corumbataí estão situados próximos aos municípios de Limeira e Araras, interior do Estado de São Paulo, onde amostras foram coletadas e analisadas em laboratório: uma mina a céu aberto de extração de argila (Formação Corumbataí) e calcário (Formação Irati), da Jazida Cruzeiro, localizado na porção norte de Limeira, região Nordeste do estado, onde afloram o topo da Formação Irati, Formação Serra Alta e aproximadamente 75 metros da Formação Corumbataí; e uma mina de siltito, correspondente ao topo da Formação Corumbataí, pertencente à Mineração Paganotti, situada no Bairro Morro Alto, em Araras.

As amostras coletadas foram analisadas por diferentes métodos, para diferentes parâmetros mineralógicos e químicos. A idade de um dos níveis pôde ser definida através de determinações radiométricas, pelo método U-Pb, em cristais de zircão primário, o que

indicou a sua procedência vulcânica. Também foram datados cristais de zircão detrítico, pelo mesmo método, determinando idades de rochas-fonte, contribuindo para o conhecimento da história da deposição da rocha amostrada. Este constituiu o principal método para este estudo e, por esta razão, será descrita detalhadamente. Os demais métodos foram incluídos neste trabalho com a finalidade de se encontrar outras evidências para corroborar com os resultados obtidos no método U-Pb.

Para a identificação de minerais e texturas diagnósticas de contribuição vulcanoclástica, foram confeccionadas lâminas delgadas para análise, em microscópio petrográfico. Entretanto, nenhuma feição diagnóstica foi identificada.

A Difração de Raios-X visou a constituição e a caracterização mineralógica das amostras, além de ser o principal método utilizado na identificação e classificação dos argilominerais. Para isto, foram analisadas as frações argila das amostras. Cada amostra foi pulverizada manualmente, dissolvida em água deionizada e acondicionada em uma proveta. Uma pipeta foi utilizada para coletar o material que permaneceu em suspensão após duas horas de repouso e, posteriormente, a solução foi centrifugada. A partir do precipitado obtido, lâminas da fração argila foram confeccionadas. São três as condições submetidas pelas amostras para se identificar os principais argilominerais presentes: *in natura*; com etilenoglicol (por 12 horas), que provoca a expansão do espaçamento interplanar dos argilominerais suscetíveis; e aquecida por quatro horas a 500°C, para promover a destruição de argilomineral suscetível. Os gráficos resultantes foram coletados em equipamento Siemens/Brucker, modelo D5000, com tubo de CuKalfa a 40Kw e 40 microA. As amostras naturais foram obtidas no intervalo de 2 a 65 (graus 2 theta) com um passo de 0,05 (graus 2 theta) e 1seg/ passo. As amostras glicoadas e aquecidas foram coletados no intervalo de 2 a 20 (graus 2 theta) com um passo de 0,05 (graus 2 theta) e 1seg/ passo.

A determinação quantitativa dos elementos maiores, menores e traços foi efetuada através de análises de fluorescência de Raios-X. Para isto, foi necessário confeccionar pastilhas prensadas das amostras, através de quarteamento, pulverização (usando um moinho de anéis de ágata), micronização (7,6 gramas), homogeneização manual adicionado 20% de cêra ligante e prensagem. Após esta etapa, um grama de amostra foi misturado a nove gramas de borato de lítio (fundente) e uma pequena quantidade de nitrato de amônia. A mistura foi acondicionada em um cadinho e submetida a uma temperatura aproximada de 1000°C para a obtenção das pastilhas.

5.1. A SISTEMÁTICA U-PB NOS LABORATÓRIOS DO CPGEO-IGC-USP

5.1.1. METODOLOGIA

O método U-Pb constitui uma ferramenta importante que permite a resolução de

problemas geológicos complexos devido, não só à excepcional resistência dos minerais datados, notadamente o zircão, com relação às modificações posteriores à sua formação, como também à possibilidade da obtenção de idades em titanita, monazita e baddeleyita.

A aplicação dessa metodologia em mais de um desses minerais favorece o estudo da evolução de terrenos policíclicos, pois cada mineral apresenta um comportamento próprio em relação às condições de PT em que foram gerados ou submetidos. Além disso, a grande resistência desses minerais aos processos intempéricos permite a aplicação dessa sistemática também em minerais detríticos oriundos de rochas sedimentares. É também um método muito utilizado na cronologia de deformações polifásicas onde, associados aos dobramentos, tem-se a geração de mobilizados portadores de zircão, titanita ou monazita.

Posteriormente a uma seleção, os minerais são submetidos a um processo de abrasão mecânica (15 min) através de um sistema que envolve ar comprimido e pirlita, visando a eliminação de suas porções mais externas, que contém alto teor em chumbo (Pb) comum.

Através de estudos de catodoluminescência, pode ser verificado se os cristais de zircão apresentam núcleo antigo circundado por uma parte externa relacionada a um sobre crescimento mais jovem. Nesses casos, as idades híbridas, que seriam obtidas com a análise do grão integral, podem ser evitadas com a abrasão, de modo a serem analisados somente as suas porções mais internas. Tal processo permite, muitas vezes, a caracterização da idade dos terrenos antigos envolvidos em processos de retrabalhamento crustal. Para esses estudos, é de grande importância a possibilidade de serem analisadas quantidades muito pequenas de zircão, o que evidencia a necessidade da obtenção de brancos laboratoriais bastante baixos.

Aos trabalhos de Ahrens (1995) e posteriormente de Wetheril (1956) deve-se o conceito de Curva Concórdia, que representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidas pelos dois cronômetros U^{238}/Pb^{207} e, por conseguinte, Pb^{207}/Pb^{206} . Desde que um ponto analítico não esteja situado sobre a Curva Concórdia, as três idades deixam de ser iguais. Os resultados fornecidos pelos cronômetros, separadamente são diferentes, tendo-se então uma discordância. A reta que contém os diferentes pontos discordantes recebe o nome de Discórdia.

A intercessão superior da reta Discórdia com a Curva Concórdia caracteriza a época de cristalização desses minerais. Para o intercepto inferior, existem interpretações que o relacionam com uma perda episódica ou então, a uma perda contínua de Pb. Por outro lado, a idade definida pelo intercepto superior será mais confiável quanto mais concordantes forem os pontos analíticos.

Acredita-se que a instalação da metodologia U-Pb em monocristais na Universidade

de São Paulo deva-se concretizar em breve, permitindo sua utilização em rotina pela comunidade geológica interessada.

5.1.1.1. BASES CONCEITUAIS

As seguintes premissas devem ser obedecidas para que os resultados obtidos por qualquer uma das sistemáticas, descritas a seguir, sejam válidos:

- (a) não pode ter havido perda ou ganho de núclídeos pais e filhos, a não ser através de processos de decaimento radioativo espontâneo do núclídeo pai;
- (b) a meia-vida do núclídeo pai tem de ser conhecida com exatidão;
- (c) a quantidade original do produto final tem de ser perfeitamente conhecida ou calculada, isto é, todo o sistema deve possuir a mesma razão inicial; e
- (d) a formação do mineral ou rocha tem de ser processada num intervalo de tempo que seja considerado pequeno quando comparado com sua idade real.

Os principais aspectos teóricos dos métodos geocronológicos e isotópicos utilizados neste trabalho serão descritos a seguir. Serão discutidos ainda os procedimentos laboratoriais utilizados para obtenção dos resultados obtidos neste trabalho.

5.1.1.2. MÉTODO URÂNIO – CHUMBO

A ocorrência de minerais detentores do elemento urânio em grande parte das rochas de composição ácida, intermediária e por vezes básica, permite que o sistema geocronológico U-Pb seja amplamente reconhecido como um dos métodos de datação mais precisos e eficazes para a obtenção das idades de cristalização de rochas ígneas e também na identificação cronológica de uma série de eventos geológicos superpostos durante toda a história de uma região em estudo.

Em uma datação U-Pb, o zircão é o mineral preferido, pois apresenta qualidades físicas e químicas que justificam o seu uso, tais como: resistência intempérica e estabilidade geocronológica, pois mesmo em condições metamórficas de alta intensidade, capazes de reomogeneizar isotopicamente outros cronômetros radiométricos, o zircão pode preservar idades mais antigas; riqueza em urânio e incompatibilidade com o chumbo, sendo este quase todo radiogênico (Basei *et.al.*, 1995). Minerais como a titanita e monazita também são utilizados pelo método U-Pb em estudos geocronológicos, e os dados obtidos podem fornecer idades de eventos geológicos tardios à cristalização da rocha.

Independente do sistema mineral adotado, seja em zircão, titanita ou monazita, o método U-Pb baseia-se em certas características. O elemento U possui dois isótopos naturais, o U^{235} e U^{238} . Esses isótopos originam duas séries de desintegração, tendo como produto os isótopos radiogênicos estáveis de Pb, Pb^{207} e Pb^{206} , respectivamente. Para os isótopos de U, as meia-vidas e as constantes de desintegração são dadas por:

$$U^{235}: T_{1/2} = 0,7038 \times 10^9 \text{ anos} \quad \lambda(1) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$U^{238}: T_{1/2} = 4.468 \times 10^9 \text{ anos} \quad \lambda(2) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

No cálculo das idades radiométricas utiliza-se o seguinte procedimento:

$$Pb^{206} = U^{238} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

$$Pb^{207} = U^{235} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Resolvidas na equação abaixo, fornece o tempo t ou a idade radiométrica:

$$t = 1/\lambda \{ \ln[1 + (Pb^{206}/Pb^{204})_t - (Pb^{207}/Pb^{204})_0] / (U^{238}/Pb^{204}) \}$$

O Pb^{204} é o chumbo comum do material analisado, somado com o Pb presente no laboratório. Esse mesmo raciocínio é utilizado também para o par U^{235} - Pb^{207} . Verifica-se então, e quando comparado a outros métodos, que o sistema geocronológico U-Pb é o único a fornecer dois cronômetros radiométricos para um mesmo par de elementos obtidos de um único material. Além disso, a idade Pb^{207}/Pb^{206} também pode ser calculada.

Aos trabalhos de Ahrens (1955) e posteriormente de Wetherill (1956) deve-se o conceito de Curva Concórdia, que representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidos através dos dois cronômetros U^{238}/Pb^{206} e U^{235}/Pb^{207} e, por conseguinte, também do par Pb^{207}/Pb^{206} . Caso o sistema U-Pb tenha permanecido fechado, os dados analíticos devem estar situados sobre essa curva. Normalmente os dados obtidos não se encontram sobre a curva Concórdia. Portanto, as três idades deixam de ser iguais.

A reta que contém os diferentes pontos discordantes recebe o nome de Discórdia. Sua intersecção com a curva Concórdia (intercepto superior) é interpretada como a idade de um evento geológico (cristalização da rocha, metamorfismo etc). A idade definida pelo intercepto superior será mais confiável quanto mais concordante forem as análises (Figura 5.1). Para o intercepto inferior da curva Concórdia existem interpretações que o relacionam a uma perda contínua de Pb (sem significado geológico) ou a uma perda episódica de Pb, associada a um evento tectônico (com significado geológico).

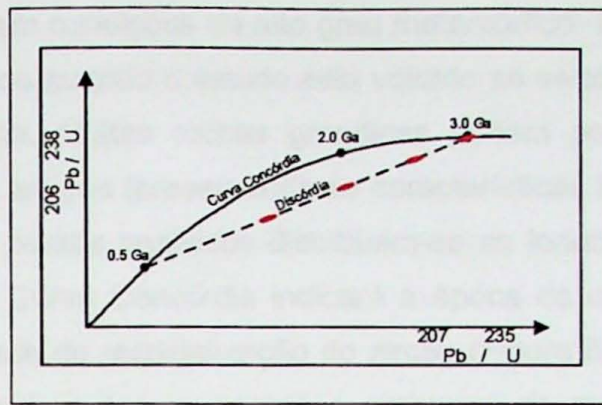


Figura 5.1 - Diagrama Concórdia com pontos analíticos posicionando-se segundo a reta Discórdia. Quanto mais afastado da curva, maior será o grau de discordância do material analisado (Mod. Basei *et al* 1995).

Entretanto, a difusão contínua de Pb pode estar associada, muitas vezes, a processos de metamictização, que refletem instabilidades na rede cristalina dos cristais de zircão. Neste caso, o intercepto inferior só terá significado geológico se suportado por uma outra evidência geológica confirmada por outra metodologia (Dickins, 1995). Em determinados casos, a discordância dos cristais de zircão devido à perda de Pb pode indicar idade dos interceptos superior e inferior sem significado geológico (Figura 5.2).

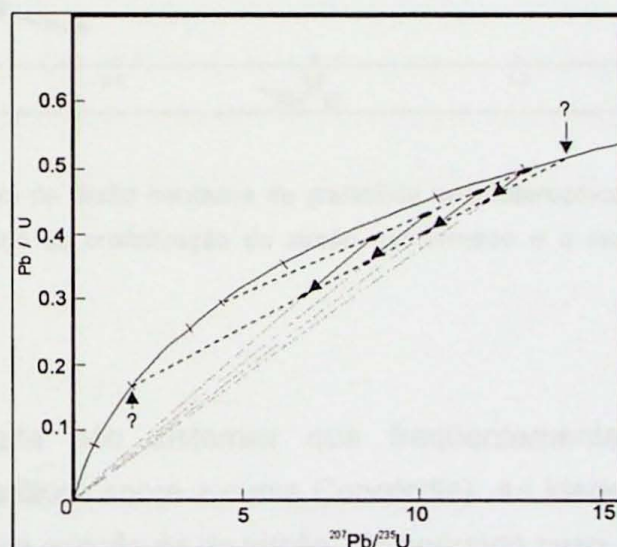


Figura 5.2 – O zircão primário perde Pb por difusão. Caso algum evento termal afete esses cristais de zircão ($t=0$ Ma), eles perderão mais Pb durante esse evento em que os cristais recrystalizam. Isso pode resultar numa regressão do zircão devido a perda parcial de Pb, definindo idades do intercepto superior e inferior sem significado geológico (Mod. Geabuer & Grunenfelder 1979 *apud* Mezger & Krogstad 1997).

Outro aspecto muito comum da análise U-Pb em zircão está relacionado à herança. Os cristais de zircão, ou muitas vezes seus núcleos, preservam a memória isotópica de

rochas pretéritas, mesmo em condições de alto grau metamórfico. Essa característica pode ser uma limitação do método quando o estudo está voltado ao estabelecimento da idade de cristalização de uma rocha. Muitas rochas graníticas podem possuir cristais de zircão neoformados com núcleos antigos (preservando as características isotópicas pretéritas). Ao analisar esses cristais, os pontos analíticos distribuem-se ao longo de uma discórdia, cujo intercepto superior com a Curva Concórdia indicará a época de cristalização primária (do protólito), e o inferior a idade de recrystalização do zircão (Figura 5.3). Esta interpretação é simplista e o pesquisador deve ter em mente o problema da metamictização (perda de chumbo) que pode ocorrer nos estágios de evolução do zircão, levando-o a conclusões erradas. Nesses casos é imprescindível a utilização de outras técnicas que envolvam o sistema U-Pb, bem como outras metodologias (Muir *et al.* 1994; Dickin 1995; Roddick & Bevier 1995).

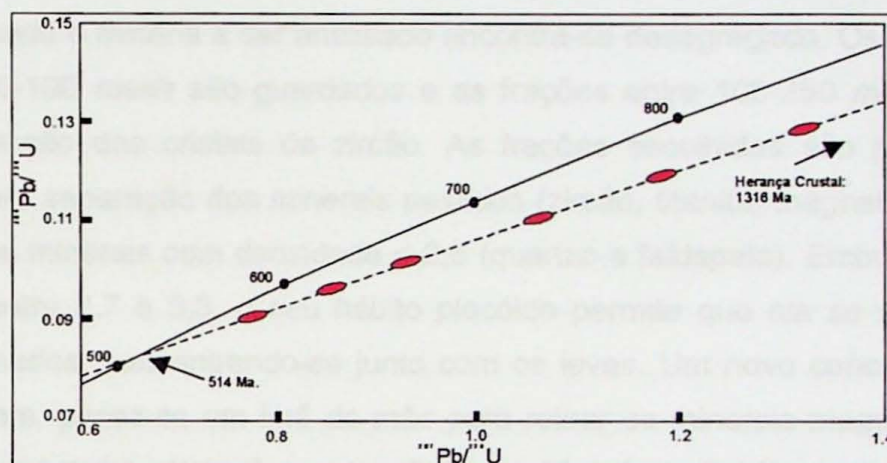


Figura 5.3 – Exemplo de cristais de zircão herdados de granitóide neoproterozóico em diagrama Concórdia. O intercepto inferior indica a idade de cristalização do zircão neoformado e o superior, a provável idade do protólito.

Titanita e monazita são sistemas que freqüentemente resultam em idades concordantes (pontos analíticos sobre a curva Concórdia). As idades obtidas podem ser as mesmas ou mais jovens em relação às do zircão. No segundo caso, os dados podem indicar a idade de eventos geológicos superpostos em áreas policíclicas, desde que estes tenham atingido temperaturas entre 550 a 750°C (Basei *et al.* 1995; Viana *et al.* 1995; Machado *et al.* 1996; Pidgeon *et al.* 1996; Zhang & Schärer 1996).

A metodologia U-Pb é uma técnica em constante aprimoramento. Até pouco tempo atrás, o Laboratório U-Pb do CPGeo-USP contava com análises em zircão utilizando-se o traçador isotópico *spike*-Pb²⁰⁸. Atualmente, a utilização do *spike*-Pb²⁰⁵ representou um

refinamento da qualidade dos dados obtidos. As análises U-Pb em zircão, apresentadas neste trabalho, configuram os dados pioneiros da nova metodologia.

5.1.2. AQUISIÇÃO DE DADOS GEOCRONOLÓGICOS EM MINERAIS

5.1.2.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

As datações em minerais, no presente trabalho, envolveram as metodologias U-Pb a partir de cristais de zircão. O procedimento na preparação das amostras consiste em coleta, britagem e preparação das amostras a serem analisadas.

As amostras coletadas nas etapas de campo, entre 15 a 20 kg, são quebradas, fragmentadas no britador de mandíbula e moídas no moinho de disco. O material resultante é peneirado mecanicamente numa seqüência de peneiras que cobre o intervalo de 60, 100 e 250 *mesh*, onde o mineral a ser analisado encontra-se desagregado. Os concentrados finos da fração 60-100 *mesh* são guardados e as frações entre 100-250 *mesh* são separadas para a obtenção dos cristais de zircão. As frações escolhidas são passadas na mesa vibratória para separação dos minerais pesados (zircão, titanita, magnetita, alanita, apatita, anfibólio) dos minerais com densidade < 2,6 (quartzo e feldspato). Embora a biotita possua densidade entre 2,7 a 3,3, o seu hábito placóide permite que ela se separe dos demais minerais pesados, concentrando-se junto com os leves. Um novo concentrado é obtido e, após secagem, passa-se um ímã de mão para retirar os minerais magnéticos (magnetita). Após isso, uma outra etapa de separação magnética é realizada no aparelho *Frantz*, com amperagem de 0,5, para uma melhor purificação dos minerais não magnéticos (zircão e titanita) dos magnéticos (biotita e anfibólio).

5.1.2.2. METODOLOGIA U-PB

Após a etapa de separação magnética a 0,5 A, o material não magnético é tratado em líquidos pesados, como o Bromofórmio ($d=2,85 \text{ g/cm}^3$) e o Iodeto de Metileno ($d=3,2 \text{ g/cm}^3$), para uma melhor purificação dos cristais de zircão e titanita, que possuem densidades de $4,2 \text{ g/cm}^3$ e $3,5 \text{ g/cm}^3$, respectivamente. O concentrado pesado é novamente passado no separador *Frantz* a 1.0 e 1.5 A para separar os cristais de zircão dos de titanita. A titanita possui uma suscetibilidade magnética maior que a do zircão. Quando necessário, realiza-se a lavagem com ácido nítrico (HNO_3) a frio, principalmente para a eliminação de sulfetos.

Após a lavagem, os cristais de zircão são passados novamente no separador *Frantz*,

com diferentes inclinações, para a realização do *Split* (obtenção de frações com diferentes susceptibilidade magnéticas conhecidas por M10, M6, M4...M0, M-1, M-2 etc). Esse processo é importante, pois geralmente existe uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a concentração de Pb no zircão.

A purificação final de cada uma das frações magnéticas (preferencialmente as menos magnéticas - M-3, M-4, etc) é realizada por catação manual criteriosa sob lupa binocular, dando preferência a uma mesma população e aos cristais mais limpos (sem inclusões). Nesta etapa, é ou não realizada, dependendo da amostra, a abrasão de pequena quantidade de cristais de zircão com quantidade semelhante de pirita, por aproximadamente 1 a 2 horas. Em seguida, a fração é lavada com HNO₃ (50%) a quente para a retirada da pirita, e posteriormente com água MILLIQ, no ultrassom.

A pesagem dos cristais de zircão, normalmente realizada através da relação Volume/densidade, não deve ultrapassar 100µg (cerca de 60 cristais, dependendo da amostra). Após a pesagem, é realizada a lavagem com HNO₃ (50%) para limpeza de eventual material orgânico, e posterior condicionamento em HNO₃ (concentrado).

O ataque químico é realizado com Ácido Fluorídrico (HF) e HNO₃ em micro-bombas de Teflon. O conjunto, já com *spike* Pb²⁰⁵ (7µL) é colocado em estufa a 200° C, por três dias, para a total dissolução dos minerais. Posteriormente, evapora-se o HF e se adiciona HCl (6N) dentro das bombas de Teflon, voltando à estufa por mais 24 horas. Após a verificação da total dissolução do material, a solução é transferida para um *savillex* de 7ml; evaporada a seco e retomada com 2 gotas (~80 µL) de HCl (3N). A solução resultante é então passada em colunas de troca iônica previamente lavadas, utilizando resina aniônica Eichrom 1 x 8.200 a 400 *mesh*, para a separação e a purificação do U e Pb, através da lixiviação de outros elementos químicos por diferentes concentrações de HCl. O U e o Pb são coletados com 8 gotas de água MILLIQ.

A solução final da etapa das colunas é depositada em filamentos de rênio, para a posterior leitura no espectrômetro de massa, que fornece as medidas das razões isotópicas. Utiliza-se o espectrômetro Finnigan MAT 262 com multicoletores e os resultados obtidos são tratados em programas de *software* PbDAT de Ludwing(1993) e ISOPLOT de Ludwing (1999), para a confecção dos diagramas. As constantes utilizadas nos cálculos das idades são as apresentadas por Steiger & Jäeger (1978):

$$\lambda_{\text{U}}^{238} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{\text{U}}^{235} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{U}^{238}/\text{U}^{235} = 137,88$$

6. CRONOGRAMA DAS ATIVIDADES REALIZADAS

Os trabalhos foram realizados de acordo com o quadro a seguir (Quadro 6.1):

Quadro 6.1 - Cronograma de planejamento das atividades.

Atividades	Meses					
	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Trabalhos de campo						
Aquisição e estudos bibliográficos						
Elaboração de perfis estratigráficos						
Confecção e análise de lâminas petrográficas						
Determinação radiométrica pelo método U/Pb						
Fluorescência de Raios-X						
Interpretação dos resultados						
Elaboração da Monografia						

7. RESULTADOS OBTIDOS

7.1. SEÇÃO COLUNAR LEVANTADA A PARTIR DO LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO

A seção colunar levantada a partir do levantamento estratigráfico realizado na Jazida Cruzeiro, iniciou-se a partir do contato brusco plano-paralelo entre os níveis carbonáticos do topo da Formação Irati com a base da Formação Serra Alta, situado na cota de 637 metros, e estendeu-se até a cota de 671 metros, resultando numa seção colunar de 34 metros (Anexo I).

A partir do contato, ocorre um intervalo de 65 centímetros, composto por laminito argiloso com interlaminações silticas e estratificação plano-paralela, passando gradualmente para siltito cinza esverdeado finamente estratificado plano-paralelamente e, por vezes, maciço. Localmente, nota-se microlaminações cruzadas e intercalações de leitos argilosos mais escuros, com espessuras que variam entre 0,5 e 1,0 centímetro, mais rico em argilominerais e matéria orgânica.

Sobre este primeiro intervalo, há um nível decimétrico de uma rocha mais fina e mais clara, que foi amostrada (CC-01) (Figura 7.1).

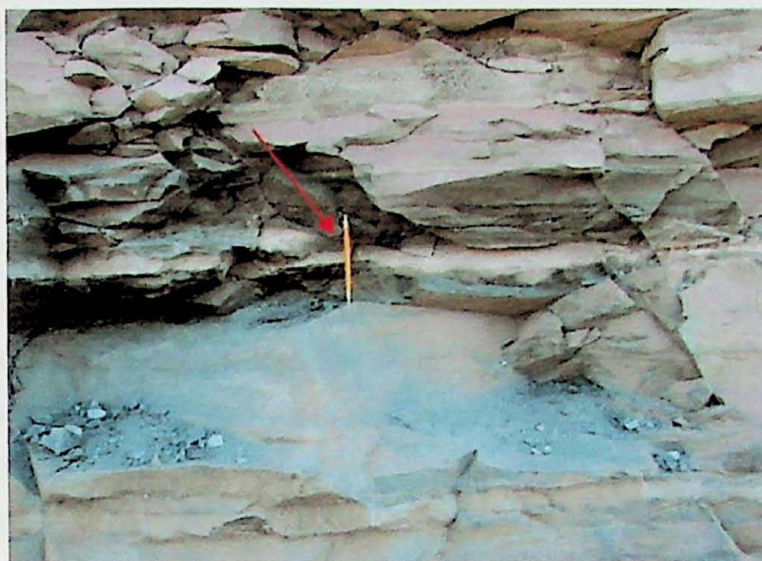


Figura 7.1 – Nível decimétrico de argilito amostrado (amostra CC-01).

Imediatamente acima deste nível diferenciado, ocorre siltito argiloso com predominância de estratificação fina plano-paralela e níveis de intercalações lenticulares de arenito fino, descontínuos lateralmente, com espessuras entre 0,2 e 0,5 centímetro, por vezes esgarçadas lateralmente formando lâminas (Figura 7.2). Localmente, ocorrem fragmentos placóides escuros, dispostos segundo o plano do acamamento, que aparentam serem compostos de matéria vegetal. Esta litologia estende-se verticalmente por 2,80 metros.



Figura 7.2 – Intercalações lenticulares de arenito fino, descontínuas lateralmente, apresentando espessuras entre 0,2 e 0,5 centímetro, por vezes esgarçadas lateralmente formando lâminas.

Os próximos 75 centímetros são compostos por dois bancos, um de 30 centímetros sobreposto por outro de 45 centímetros, onde as lentes milimétricas de arenito fino são mais abundantes e a granulometria da matriz grada levemente de silte para argila. Os 65 centímetros superiores são constituídos pela mesma litologia reconhecida nos 2,80 metros anteriores a estes dois bancos.

Os 6 metros imediatamente superiores correspondem a siltito argiloso acinzentado (cinza escuro quando fresco). Sua aparência geral é maciça, mas apresenta uma tênue estratificação plano-paralela. Apresenta concentrações fossilíferas de escamas de peixe e concreções, aparentemente de sílex, isoladas e esgarçadas lateralmente, acompanhando o plano da estratificação. Sobre este intervalo, há um nível com espessura de cerca de 4 centímetros, com escamas e dentes de peixes (*bone bed*) contidos numa matriz mais grossa e cimentada, com granulometria parecendo de arenito fino a médio. Lateralmente, a camada espessa-se atingindo aproximadamente 20 centímetros de espessura, acompanhado de uma mudança gradual da granulometria da matriz, tornando-se mais argilosa e adquirindo uma coloração esverdeada escura (amostra CC-02). A litologia imediatamente subjacente do *bone bed* sobrepõe-se por mais 26 centímetros.

Acima do trecho descrito, há um predomínio de rochas de tons avermelhados, típicas da Formação Corumbataí. Os primeiros 70 centímetros correspondem a siltito semelhante ao descrito imediatamente subjacente a ele, diferenciando-se apenas pela mudança na coloração, que muda bruscamente de acinzentada para avermelhada. Nos próximos 1,60 metro, embora a matriz continue a ser de siltito argiloso, desta vez com coloração variando de tons avermelhados à cor chocolate, as finas estratificações são destacadas por filmes de siltito amarelado, com fragmentos de dentes de peixe dispersos na matriz.

Os 2,00 metros seguintes são compostos por intercalações de intervalos de siltito/argilito empastilhado (folhelho) avermelhado, com espessuras variando entre 10 e 20 centímetros alternando com camadas do siltito argiloso finamente estratificado, cujas espessuras variam de 10 a 15 centímetros. Escamas de peixe dispersas são, também, observadas.

Acima dessa intercalação, ocorre siltito de coloração avermelhada a chocolate, por 1,60 metros. Apresenta-se levemente estratificado plano-paralelamente como resultado de finas intercalações de siltito e arenito muito fino e esbranquiçado.

Nos 1,60 metro seguinte, aflora siltito, aparentemente maciço, localmente contendo finas intercalações de siltito ou arenito fino mais claro. Concentrações de material concrecionário ocorrem dispersas na matriz, que são irregulares, esbranquiçadas e esgarçadas no plano da estratificação (Figura 7.3). Concreções maiores, contendo escamas de peixe (amostra CC-03A), ocorrem imediatamente acima de uma seqüência de três níveis *bone bed*, associadas com concreções de sílex dispostas em meio aos fósseis (amostra CC-

03B) (Figura 7.4). Acima dos níveis *bone beds*, a mesma rocha que os contém se mantém por mais 6,40 metros.



Figura 7.3 – Material concrecionário esbranquiçado, irregular, esgarçado no plano da estratificação.

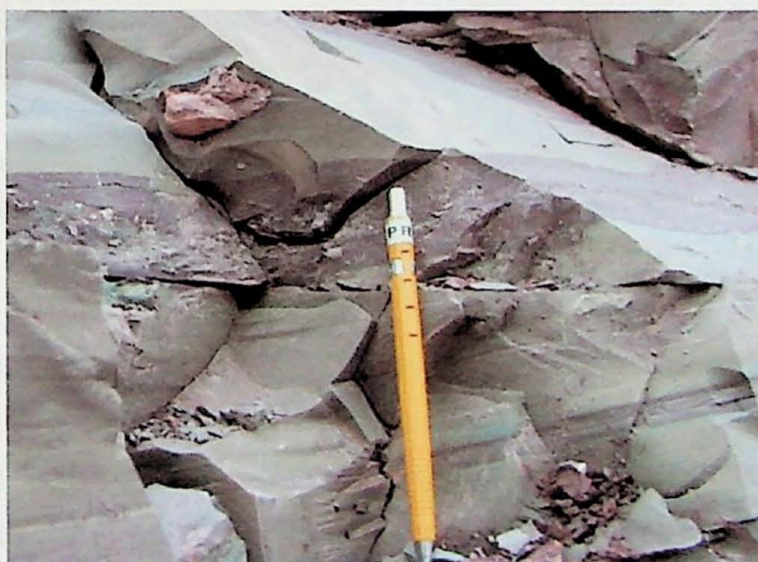


Figura 7.4 – Concreção (amostra CC-03A) sobre um nível *bone bed* (amostra CC-03B).

Imediatamente acima, ocorre uma camada de 1,20 metros de espessura de siltito finamente estratificado com leitos milimétricos descontínuos siltosos a arenosos, com evidência de estarem intensamente cisalhados. Segue-se um nível composto por arenito

fino esbranquiçado, maciço, mal selecionado, com grãos dispersos de areia de granulometria média, contendo um mineral opaco esbranquiçado associado a um mineral possivelmente máfico de granulometria muito fina a fina (amostra CC-04). Este trecho foi afetado por uma falha normal, com um rejeito de 1 a 1,5 metros (Figura 7.5). Os próximos 3,00 metros são compostos pelo mesmo siltito descrito anteriormente.

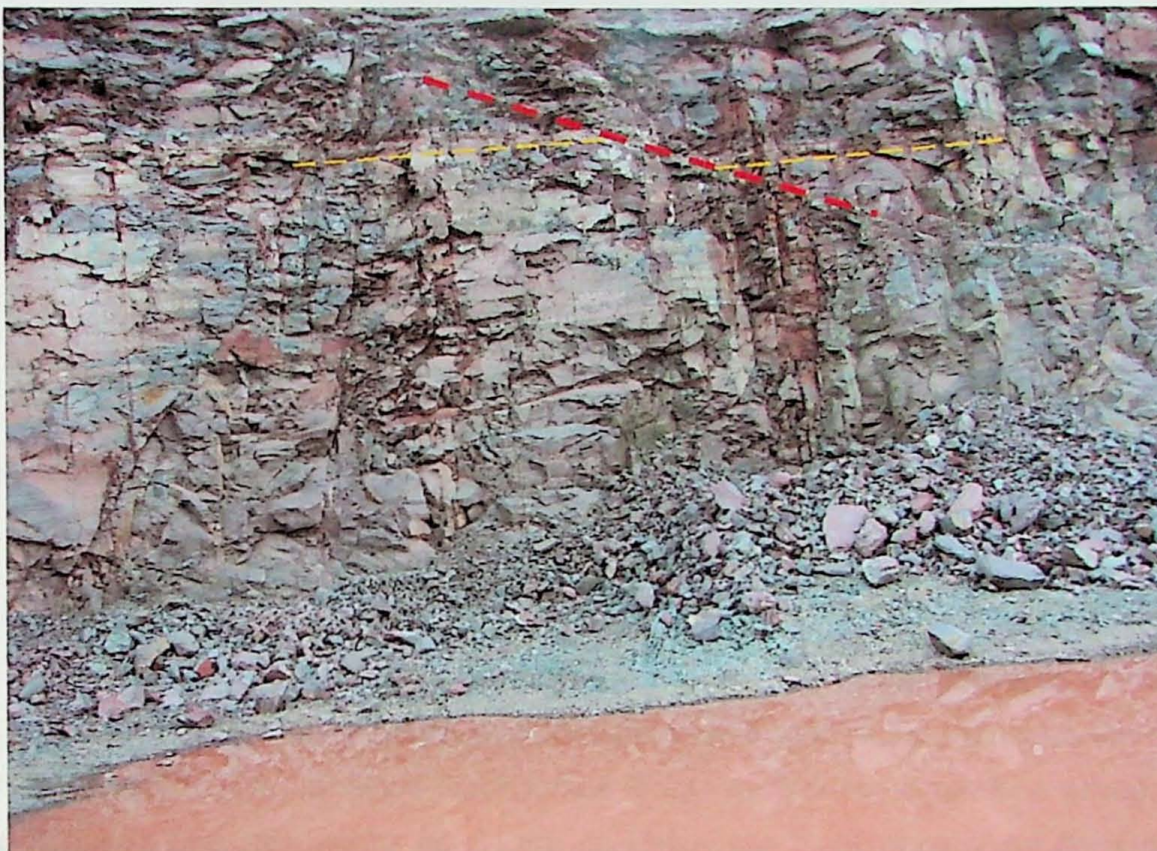


Figura 7.5 - Foto panorâmica da falha e do rejeito, destacados pelas linhas vermelha e amarela (amostra CC-04), respectivamente.

Nos 2,70 metros seguintes, ocorre siltito argiloso cinza avermelhado que apresenta estratificação plano-paralela bem marcada como resultado de uma intercalação de níveis mais argilosos de cor chocolate com níveis mais siltsos mais claros. Nos próximos 50 centímetros, a argila se intercala num padrão rítmico formado por concentrações de 2 a 3 centímetros de conjuntos repetitivos de níveis argilosos de coloração amarronzada com níveis siltsos mais claros. O aparente aspecto rítmico descrito no intervalo anterior se mantém por mais 20 metros, com arenito muito fino substituindo o siltito. Acima deste, observa-se um nível de 8 a 10 centímetros de siltito branco e argilito esverdeado interestratificados, com um nível *bone bed* ou microconglomerado descontínuo (amostra CC-05) no contato com o pacote superior (Figura 7.6).



Figura 7.6 – Nível *bone bed* ou microconglomerado descontínuo (amostra CC-05).

7.2. DATAÇÃO RADIOMÉTRICA

7.2.1. CARACTERÍSTICAS DAS POPULAÇÕES ANALISADAS

Na tentativa de se obter a idade de deposição das rochas da Formação Corumbataí, foram analisadas 7 frações de zircão, extraídas de duas amostras selecionadas em meio ao conjunto amostrado. Os trabalhos laboratoriais foram realizados segundo o procedimento padrão utilizado nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGc - USP conforme descritos em Basei *et al* (1995) e Passarelli *et al* (em preparação).

Os resultados foram obtidos a partir de duas amostras representativas de níveis com claras indicações de contribuição vulcânica, representando sedimentos pelíticos em meio aos quais teria ocorrido queda de cinzas vulcânicas. Desta forma, as populações analisadas apresentam tanto cristais de zircão de origem detrítica quanto vulcânica. Esses últimos, por seu sincronismo com a época da sedimentação, indicariam a idade mais antiga possível para a deposição dos sedimentos.

A escolha dos cristais de zircão para compor as populações analisadas baseou-se exclusivamente na tipologia dos mesmos, evitando-se a seleção de cristais que apresentassem arestas e faces arredondadas, indicações de provável transporte mecânico dos cristais e, conseqüentemente, de sua origem detrítica. Apesar desses cuidados e de se ter utilizado tão somente cristais das frações menos magnéticas de cada amostra, 4 das 7 populações estudadas eram compostas por zircão detrítico, conforme indicado pelos resultados antigos obtidos.

A amostra MP-01 forneceu tão somente idades bem mais antigas do que as atribuídas para a sedimentação das unidades que os contêm. As imagens dessas frações, MP 01-A, MP 01-B e MP 01-C (Figura 7.7), mostram fragmentos de cristais bem formados, prismáticos, biterminados, com faces e arestas que não denotam grande transporte, feições estas comuns ao material vulcânico neopaleozóico presente na Bacia do Paraná. A fração A é composta por cristais com prismas longos, com relação comprimento/largura da ordem de 4/1. Nas frações B e C, predominam cristais curtos e equidimensionais.

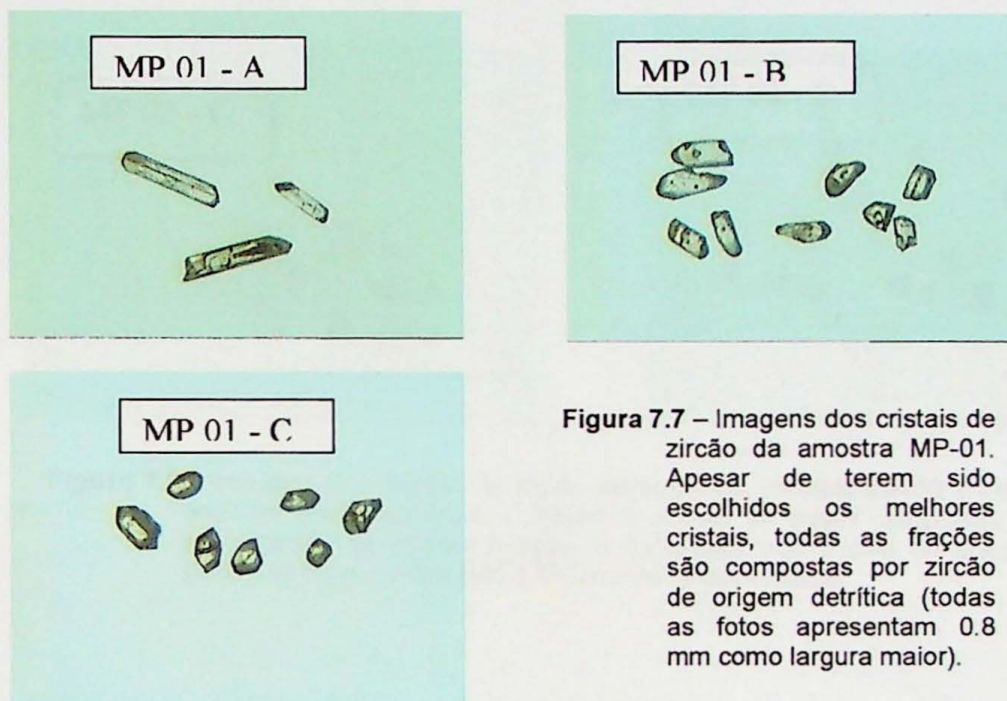


Figura 7.7 – Imagens dos cristais de zircão da amostra MP-01. Apesar de terem sido escolhidos os melhores cristais, todas as frações são compostas por zircão de origem detrítica (todas as fotos apresentam 0.8 mm como largura maior).

A amostra MP-02, apesar de apresentar as mesmas características sedimentares da MP-01, forneceu uma população de zircão de muito melhor qualidade, refletida nos resultados obtidos. Isto decorre, provavelmente, da maior contribuição vulcânica presente nesta amostra. Das quatro frações analisadas, somente a fração MP 02-B (Figura 7.8), apesar de também ser composta por cristais bem formados, euédricos e biterminados, indicou idade mesoproterozóica, refletindo sua origem detrítica. As demais frações, MP 02-A, MP 02-C e MP-02 E (Figura 7.8), são constituídas por cristais equidimensionais, euédricos e com faces e arestas perfeitas, não indicando qualquer influência de possível transporte mecânico em meio aquoso, o que seria responsável pela abrasão dos cristais e, conseqüentemente, pelo arredondamento de suas terminações. As idades obtidas são bem mais jovens que a da fração B e compatíveis com a idade de sedimentação da unidade que as contêm, refletindo sua provável origem vulcanogênica, pela queda de cinzas vulcânicas que se misturaram aos sedimentos relacionados ao preenchimento da bacia.

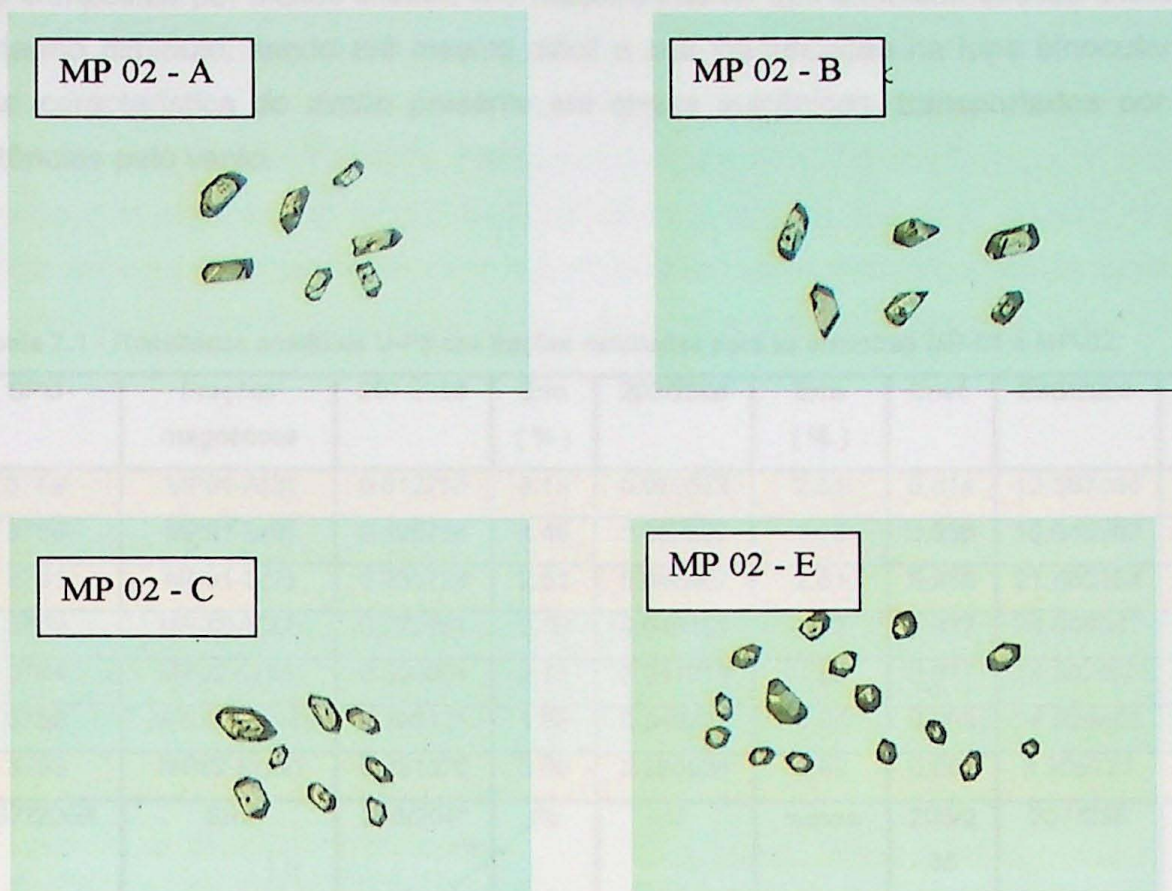


Figura 7.8 - Imagens das frações de zircão extraídas da amostra MP-02 e utilizadas nas análises geocronológicas. A fração B, apesar de serem compostas por cristais semelhantes as demais frações, é constituída por cristais de origem detrítica (todas as fotos apresentam 0.8 mm como largura maior).

7.2.2. IDADES U-PB

Por se tratar de um estudo envolvendo a aplicação de uma técnica convencional a qual, diferentemente da sistemática SHRIMP, trabalha com o cristal de zircão como um todo, é necessário que se faça a escolha do cristal de zircão a ser datado, separando os cristais detríticos dos vulcanogênicos. No presente estudo, das 7 frações analisadas, três delas forneceram idades próximas entre si e compatíveis com a idade permiana esperada para a época de sedimentação da unidade, devendo refletir a boa seleção efetuada durante a seleção dos cristais na lupa binocular. As demais frações podem refletir uma mistura entre cristais jovens e detríticos, possibilitando a obtenção de idades híbridas sem significado geológico. Por outro lado, não está descartada a possibilidade das idades intermediárias indicarem a presença de atividades vulcânicas pretéritas, de idade paleozóica.

Na tabela abaixo (Tabela 7.1), estão relacionados os resultados analíticos obtidos para as frações estudadas. Pode ser verificado que os pesos das frações são bastante baixos, da ordem de alguns microgramas, mesmo considerando que várias dessas frações

são compostas por muitos cristais. Isto reflete o fato de que a maioria desses cristais possui tamanho diminuto, sendo até mesmo difícil a sua identificação na lupa binocular. Essa é uma característica do zircão presente em cinzas vulcânicas, transportados por grandes distâncias pelo vento.

Tabela 7.1 - Resultados analíticos U-Pb das frações estudadas para as amostras MP-01 e MP-02.

SPU	Frações magnéticas	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	Coef.	238/206#	Erro (%)
3759	MP01-A(3)	0.612795	3.15	0.079573	2.51	0.814	12.567045	2.51
3760	MP01-B(9)	0.426738	4.46	0.052507	4.15	0.936	19.045007	4.15
3761	MP01-C(7)	0.356723	2.61	0.046587	2.51	0.965	21.465354	2.51
3762	MP02-A(32)	0.272851	3.09	0.040151	2.72	0.887	24.906042	2.72
3764	MP02-C(56)	0.300864	2.17	0.041013	1.89	0.877	24.382632	1.89
3766	MP02-E(149)	0.296121	1.08	0.040767	1.04	0.968	24.529403	1.04
3763	MP02-B(22)	5.231570	0.50	0.256034	0.49	0.991	3.905731	0.49
207/206#	Erro	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	massa (mg)	206/238 Idade (Ma)	207/235 Idade (Ma)	207/206 Idade (Ma)
0.055853	1.83	103	33.6	263.0	3.50	494	485	447
0.058944	1.57	142	12.5	184.5	4.90	330	361	565
0.055535	0.68	213	2.9	50.9	3.40	294	310	434
0.049287	1.43	183	15.3	304.7	6.00	254	245	161
0.053205	1.04	156	18.1	316.3	8.00	259	267	338
0.052681	0.27	509	17.6	382.2	14.00	258	263	315
0.148195	0.07	2637	265.4	970.2	6.20	1470	1858	2325

Legenda

SPU: número de identificação da amostra no laboratório

Frações magnéticas: os números entre parênteses indicam o número de grãos selecionados

: o Pb radiogênico foi corrigido por branco e Pb inicial; o U foi corrigido por branco

*** :** sem correção por branco ou Pb não-radiogênico

(As concentrações totais de U e Pb foram corrigidas por branco analítico)

Idades: expresso em Ma utilizando o software Isoplot/Ex (Ludwig 1998), por constante decaimento recomendado por Steiger & Jäger (1977).

Três das 4 frações analisadas para a amostra MP-02 forneceram valores ao redor de 255 Ma, concordantes entre si, permitindo estabelecer, através da média ponderada das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, um valor de 257.5 ± 2.2 Ma (Figura 7.9) como a melhor estimativa para a idade da contribuição vulcânica presente nesta amostra. Por outro lado, o ponto 3763, correspondendo a fração MP 02-B dessa mesma amostra, forneceu a idade mais antiga obtida entre as 7 frações analisadas, refletindo uma provável contribuição de zircão oriundo de terrenos mesoproterozóicos (ou mais antigos, pois o ponto é bastante discordante), que foram erodidos.

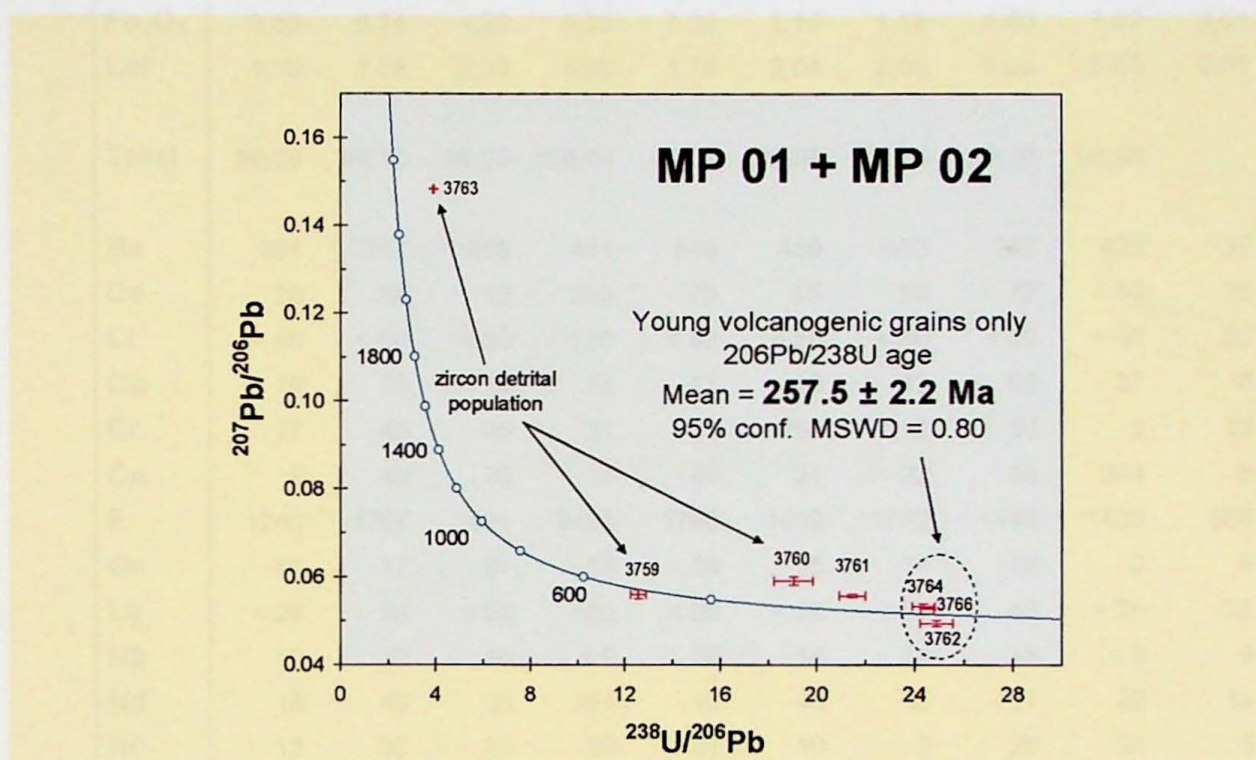


Figura 7.9 – Diagrama Tera Wasserburg, constituído pelas frações analisadas das amostras MP-01 e MP-02. Ressalta-se a idade de 257.5 ± 2.2 Ma, atribuída à sedimentação da Formação Corumbataí. Várias frações refletem a presença marcante de zircão de origem detritica.

7.3. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X

As análises visaram estabelecer a filiação magmática das amostras da Formação Corumbataí e verificar suas afinidades e diferenças, por meio do diagrama de Winchester e Floyd (1977).

Na Tabela a seguir (Tabela 7.2), os resultados obtidos são expressos em porcentagem para elementos maiores e menores, e em ppm para os elementos traços.

Tabela 7.2 - Resultados de Fluorescência de RX, obtidos através de análise de rocha total.

	CC-01	CC-02	CC-03A	CC-03B	CC-04	CC-05	MP-01	MP-02	LD	
SiO ₂	75,45	70,04	68,29	43,03	66,89	72,79	72,86	63,81	60,63	0,03
Al ₂ O ₃	10,27	11,79	14,49	8,40	13,59	12,32	12,32	15,48	13,31	0,01
MnO	0,017	0,02	0,033	0,38	0,082	0,057	0,056	0,101	0,206	0,002
MgO	1,84	1,65	1,95	1,58	1,30	0,91	0,93	3,17	5,69	0,01
CaO	0,35	0,68	0,39	16,16	0,66	1,92	1,94	1,73	1,95	0,01
Na ₂ O	3,63	1,5	3,21	2,24	3,98	4,31	4,33	3,14	5,04	0,02
K ₂ O	1,83	2,91	3,50	1,71	2,87	2,35	2,35	3,24	0,31	0,01
TiO ₂	0,402	0,500	0,677	0,367	0,597	0,500	0,491	0,664	0,208	0,007
P ₂ O ₅	0,108	0,268	0,078	12,698	0,280	0,577	0,576	0,106	0,033	0,003
Fe ₂ O ₃	3,60	6,24	4,28	9,39	7,02	1,15	1,16	4,40	7,92	0,01
Loi	1,70	3,55	2,30	4,08	1,78	2,04	2,04	3,55	3,65	0,01
Total	99,20	99,15	99,20	100,04	99,05	98,92	99,05	99,39	98,95	
Ba	394	747	485	461	649	465	453	757	426	37
Ce	29	48	48	283	76	55	50	72	58	35
Cl	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	50
Co	19	15	19	18	11	13	12	62	37	6
Cr	27	45	46	31	33	208	212	50	2	13
Cu	9	40	36	14	45	21	22	38	331	5
F	1240	1707	1491	9458	1746	1442	1612	1143	1403	550
Ga	12	17	21	12	18	15	14	19	9	9
La	< 28	39	< 28	180	< 28	< 28	34	49	< 28	28
Nb	13	12	16	< 9	16	14	14	15	< 9	9
Nd	18	49	23	154	49	48	55	37	22	14
Ni	12	37	25	26	21	10	8	28	24	5
Pb	4	18	14	44	42	5	6	13	36	4
Rb	72	158	203	95	173	126	125	149	9	3
S	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	300
Sc	< 14	< 14	14	30	17	< 14	< 14	21	25	14
Sr	184	131	193	1118	219	314	311	269	406	2
Th	8	20	10	120	17	18	17	14	24	7
U	< 3	5	< 3	29	4	4	4	4	3	3
V	47	84	82	83	178	78	87	61	56	9
Y	19	38	22	319	33	63	62	27	17	2
Zn	40	96	95	74	75	50	50	118	196	2
Zr	155	175	152	137	204	156	156	157	181	2

As quantidades anômalas observadas na composição química da amostra CC-03B (CaO, P₂O₅, F, Ce, La, Nd, Sr, Th, Y), além de maior quantidade de material perdido por

ignição (Loi), devem-se ao fato de corresponderem a um nível *bone bed*, sendo, portanto, resultado da composição dos fósseis presentes.

A filiação vulcânica do material analisado foi identificada através do diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Figura 7.10).

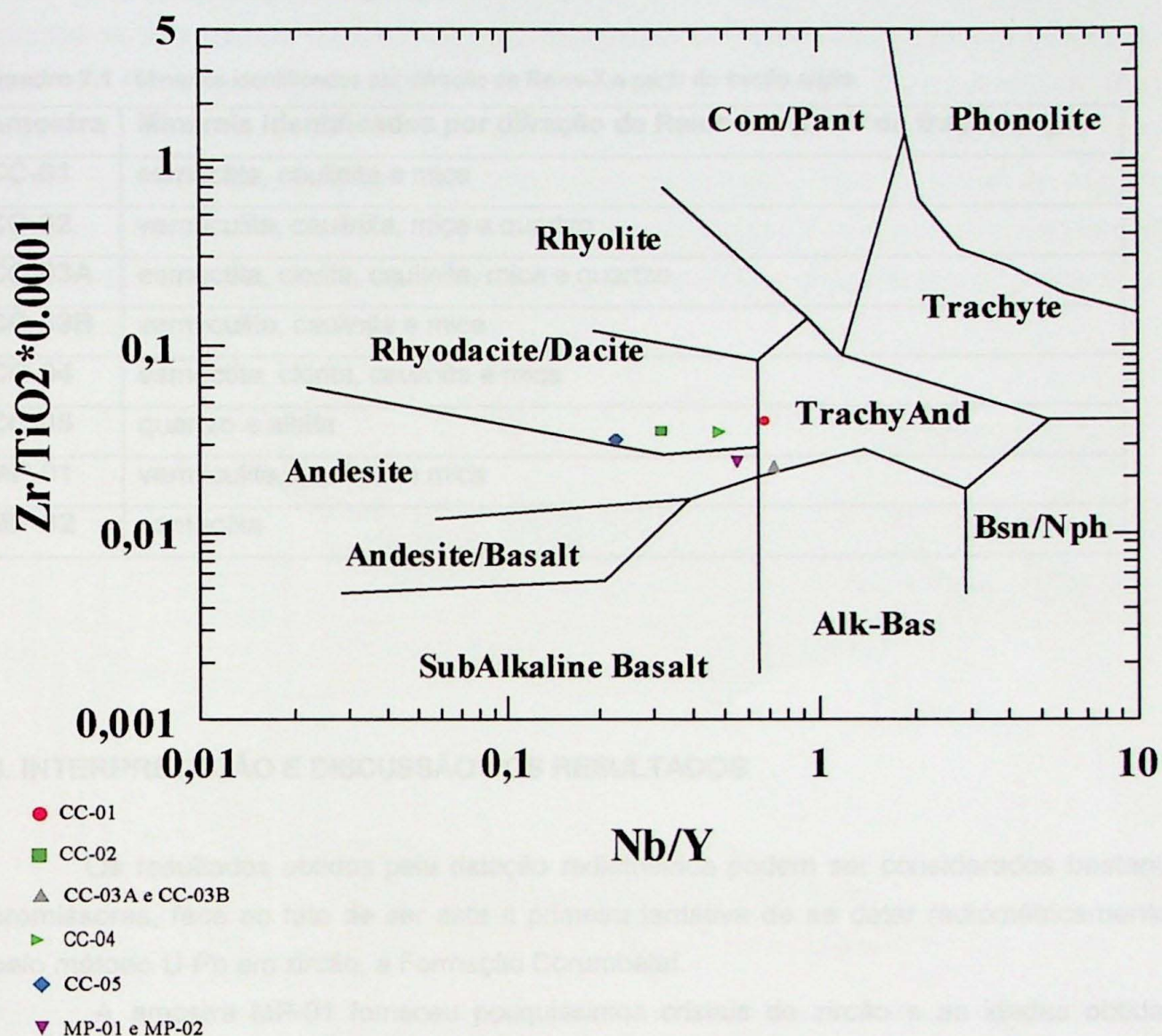


Figura 7.10 - Diagrama de classificação de rochas vulcânicas, Winchester e Floyd (1977).

O diagrama mostra que as composições das amostras não são homogêneas. As amostras CC-01, CC-03A e CC-03B apresentam composições químicas similares, de composição traqui-andesítica. Da mesma forma, as amostras CC-02, CC-04 e CC-05 apresentam composição riodacítica/dacítica. Sendo assim, a base da Formação Corumbataí contém sedimentos vulcanoclásticos cujas composições variam entre riodacítica/dacítica a traqui-andesítica, diferentemente das amostras MP-01 e MP-02, provenientes do topo da formação, que apresentam composição química andesítica.

7.4. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Os difratogramas obtidos a partir da fração argila das amostras da Formação Corumbataí são apresentados no Anexo II. Os minerais identificados pelo método estão relacionados no Quadro a seguir (Quadro 7.1).

Quadro 7.1 - Minerais identificados por difração de Raios-X a partir da fração argila.

Amostra	Minerais identificados por difração de Raios-X a partir da fração argila
CC-01	esmectita, caulinita e mica
CC-02	vermiculita, caulinita, mica e quartzo
CC-03A	esmectita, clorita, caulinita, mica e quartzo
CC-03B	vermiculita, caulinita e mica
CC-04	esmectita, clorita, caulinita e mica
CC-05	quartzo e albita
MP-01	vermiculita, caulinita e mica
MP-02	esmectita

8. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos pela datação radiométrica podem ser considerados bastante promissores, face ao fato de ser esta a primeira tentativa de se datar radiometricamente, pelo método U-Pb em zircão, a Formação Corumbataí.

A amostra MP-01 forneceu pouquíssimos cristais de zircão e as idades obtidas indicaram somente valores antigos, refletindo o caráter detrítico desses cristais. Os três valores obtidos apresentaram idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (tabela XX) mais jovens que o conhecido para os terrenos que compõem o embasamento da Bacia do Paraná, na região sudeste brasileira. Mesmo o valor mais antigo obtido, de 494 Ma, é mais jovem que os granitóides pós-tectônicos que ocorrem nesse domínio. Os dois outros valores, de 330 e 294 Ma, podem ter suas origens no retrabalhamento de níveis de material vulcânico antigos, derivados de depósitos de cinzas de idade carbonífera a permiana inferior.

A idade de 257.5 Ma deve ser entendida como a época mais antiga possível para a sedimentação do topo dessa unidade, podendo corresponder à idade da deposição, caso os cristais de zircão presentes sejam de fato, como parecem sê-lo, relacionados a contribuições vulcânicas sin-deposicionais.

A despeito do seu caráter preliminar, os dados aqui apresentados permitem adiantar alguns comentários sobre as possíveis consequências para o entendimento da cronoestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná.

Interpretações recentes da estratigrafia da Bacia do Paraná (e.g. Milani *et al* 1994; Milani *et al* 1998) (Figura 8.1) consideram que a porção superior da seqüência carbonífera-eotriássica é composta, entre outras, pelas formações Teresina e Rio do Rastro que, para o norte da Bacia do Paraná, são cronoequivalentes à Formação Corumbataí, de idade tatariana, com base na palinologia (Daemon & Quadros 1970). Entretanto, embora ainda sejam úteis, os zoneamentos bioestratigráficos disponíveis para a bacia apresentam algumas limitações referentes à interpretação geocronológica das zonas, em comparação com tabelas cronoestratigráficas internacionais do Carbonífero e do Permiano, proposta por vários autores.

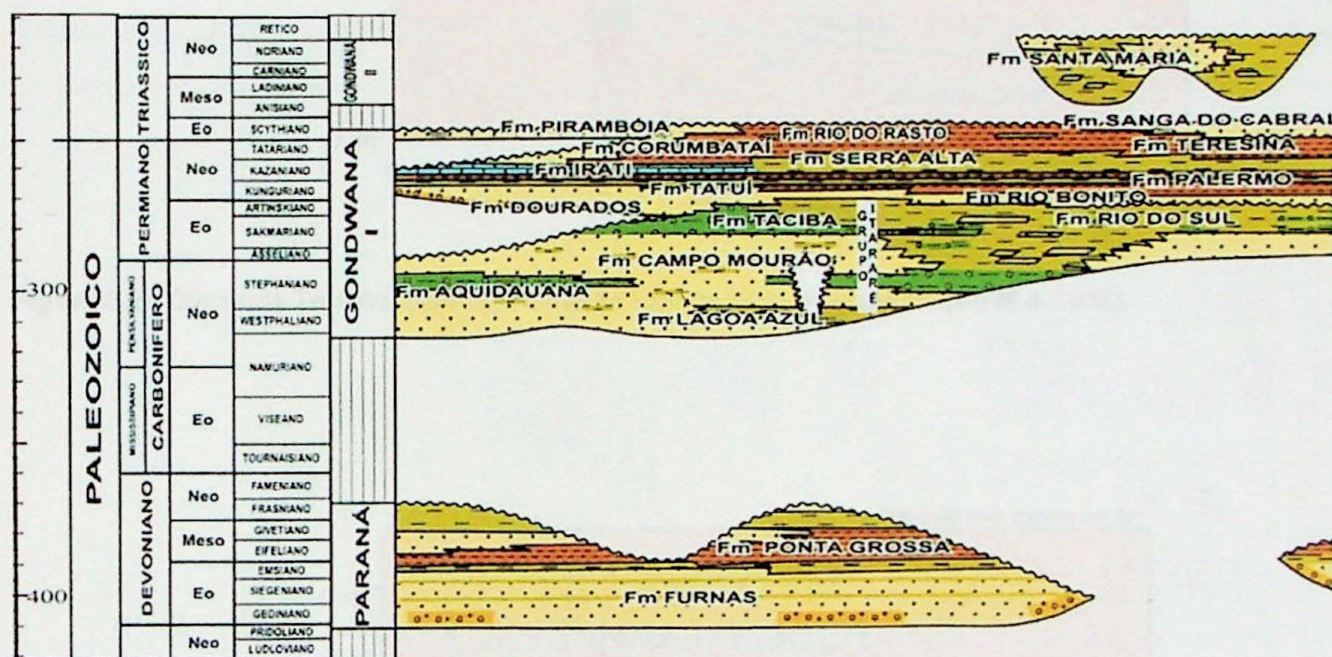


Figura 8.1 - Cronoestratigrafia do fanerozóico da Bacia do Paraná (Milani *et al* 2004 in Rocha-Campos 2006).

Mais recentemente, algumas idades obtidas para unidades, compreendendo as formações Rio Bonito e Rio do Rastro, estão se tornando disponíveis na literatura. Rocha-Campos *et al* (2006) obtiveram idades U-Pb SHRIMP de cristais de zircão, extraídos de cinzas vulcânicas, identificados em rochas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná (Subgrupo Itararé, formações Rio Bonito, Irati, Estrada Nova e Rio do Rastro). Destas, as idades obtidas para as formações Estrada Nova e Rio do Rastro interessam diretamente ao estudo aqui desenvolvido.

Realmente, amostras da Formação Estrada Nova, provavelmente provenientes do Membro Teresina, coletadas entre os intervalos de 966 a 1002 metros do poço Paulipetro 2-RA-1-MS, forneceram a idade de 278.0 ± 15 Ma (Figura 8.2), enquanto que amostras da

Formação Rio do Rastro forneceram a idade de 275.1 ± 5.4 Ma (Figura 8.3), em cristais de zircão considerados como de possível origem vulcânica (Rocha Campos *et al* 2006).

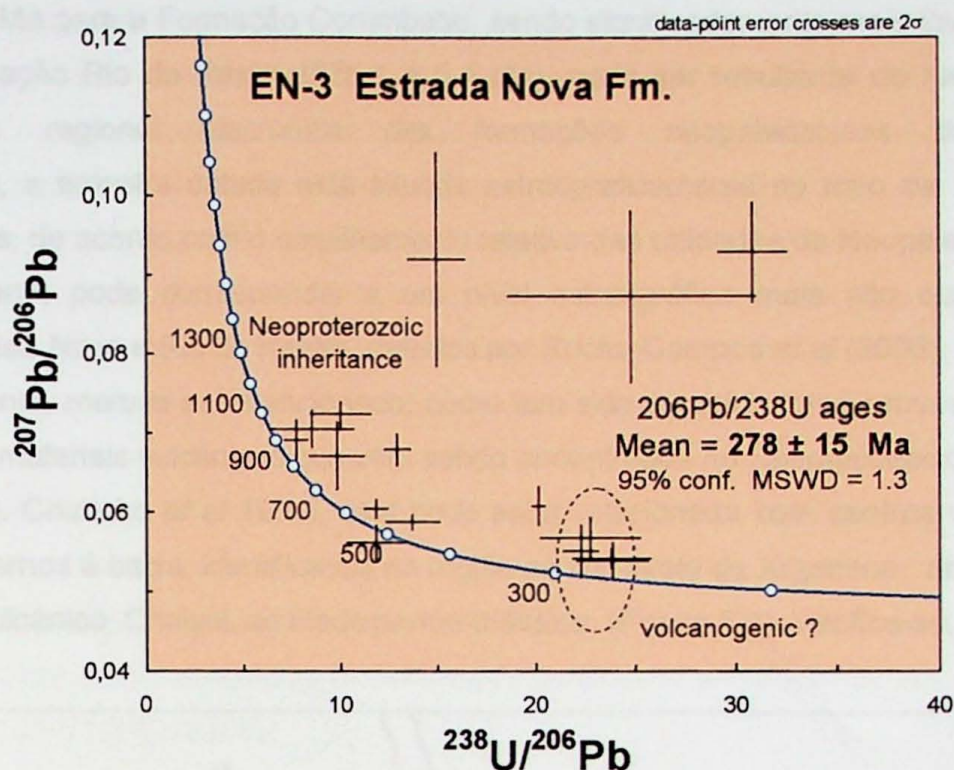


Figura 8.2 - Diagrama Tera Wasserburg, Formação Estrada Nova (Rocha-Campos *et al* 2006).

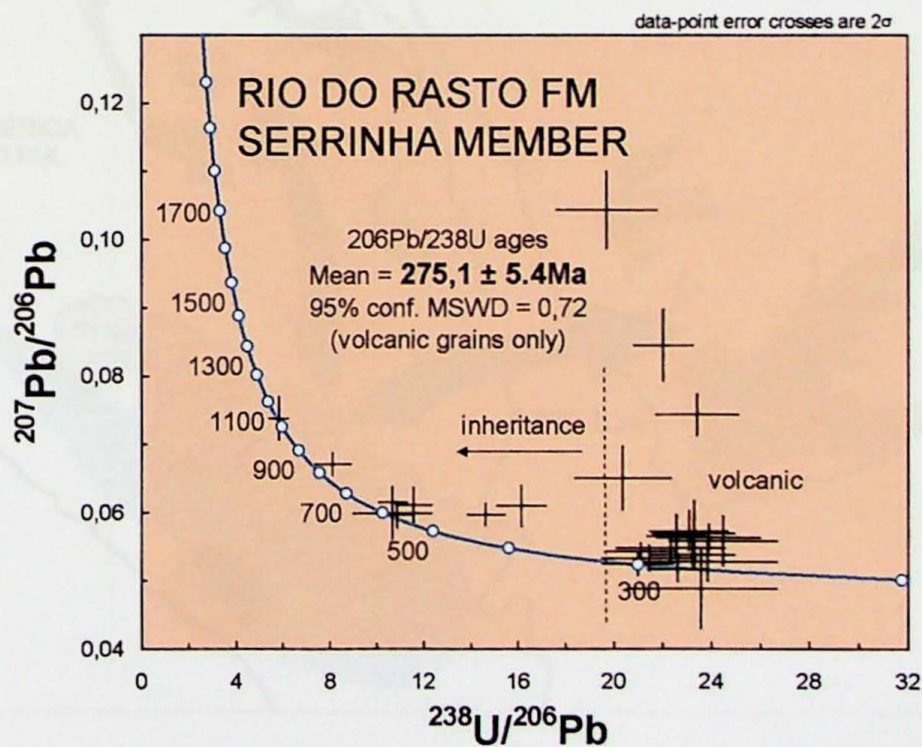


Figura 8.3 - Diagrama Tera Wasserburg, Formação Rio do Rastro, Membro Serrinha (Rocha-Campos *et al* 2006).

Nota-se, de imediato, a incompatibilidade entre os resultados de Rocha-Campos *et al* (2006) e os aqui obtidos, que implica em diferenças na cronoestratigrafia e no empilhamento estratigráfico das formações da Bacia do Paraná. Há de se considerar, contudo, que o valor de 257.5 ± 2.2 Ma para a Formação Corumbataí, sendo significativamente mais jovem que a idade da Formação Rio do Rastro (275.1 ± 5.4 Ma), pode ser resultante do reconhecido comportamento regional diacrônico das formações neopaleozóicas da bacia. Adicionalmente, a amostra datada está situada estratigraficamente no topo da Formação Corumbataí que, de acordo com o empilhamento relativo das unidades do Neopaleozóico da Bacia do Paraná, pode corresponder a um nível estratigráfico mais alto que os das formações Estada Nova e Rio do Rastro, datados por Rocha-Campos *et al* (2006).

Finalmente, merece ser mencionado, como tem sido sugerido, uma provável filiação félsica para os materiais vulcânicos que vêm sendo encontrados no Neopaleozóico da Bacia do Paraná (e.g. Coutinho *et al* 1991), esta pode estar relacionada com centros vulcânicos coetâneos, externos à bacia, identificados na região centro-oeste da Argentina, abrangendo o complexo vulcânico Choiyoi, de idade permo-triássica (Figura 8.4). Verifica-se, portanto,

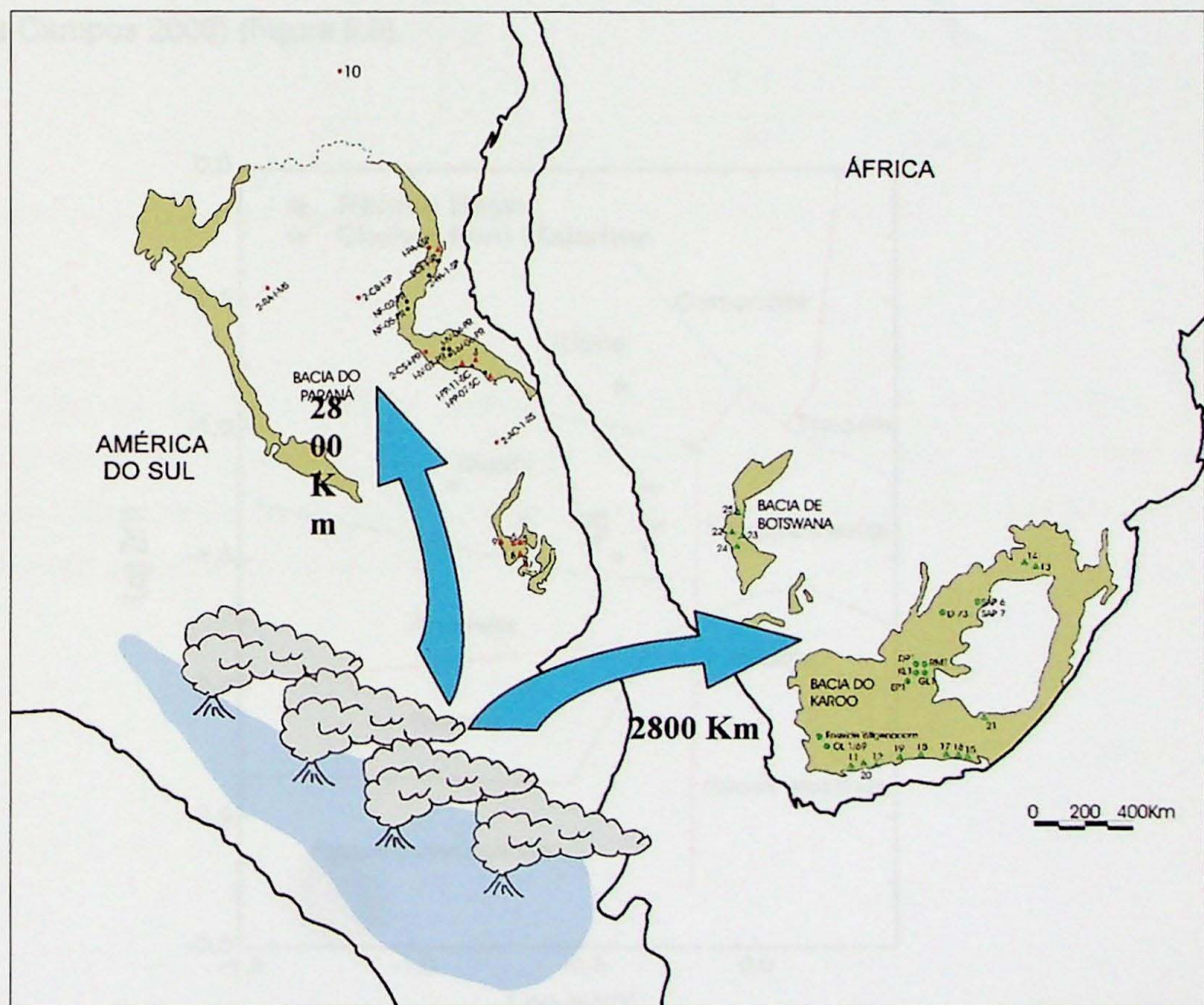


Figura 8.4 - Possível distribuição de material vulcânico de vulcanismo no neopaleozóico, a partir de complexo vulcânico da região centro-sul da Argentina (Rocha-Campos *et al* 2006).

a possibilidade de uma correlação temporal entre os eventos vulcânicos da província de Choiyoi e os relacionados com a deposição de trefa durante a época de sedimentação da Formação Corumbataí na Bacia do Paraná.

As variações composicionais de filiação vulcânica, riodacítica/dacítica, traquiandesítica e andesítica, identificadas através do diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Figura 7.10) e confeccionado a partir de análises químicas quantitativas realizadas pelo método de fluorescência de Raios-X, deve-se, provavelmente, à diferenciação magmática ocorrida na área-fonte vulcânica e indicaram magmatismo do tipo vulcânico ácido, comum em arcos de ilha e margens continentais. Atividades vulcânicas relacionadas a este tipo de magmatismo são responsáveis pela produção de depósitos piroclásticos, tais como, os encontrados na Supersequência Neopaleozóica da Bacia do Paraná.

O dados aqui obtidos são compatíveis com o diagrama de classificação das rochas vulcânicas de Winchester e Floyd (1977) para as amostras da Bacia do Paraná, que caem nos campos dos dacitos (maioria) e riolitos (Figura 8.5), dispendo-se predominantemente no campo dos arcos vulcânicos, com alguns dados situando-se junto ao limite entre estes e o dos granitos intra-placa, no gráfico de ambientes tectônicos de Pearce *et al* (1984 *apud* Rocha-Campos 2006) (Figura 8.6).

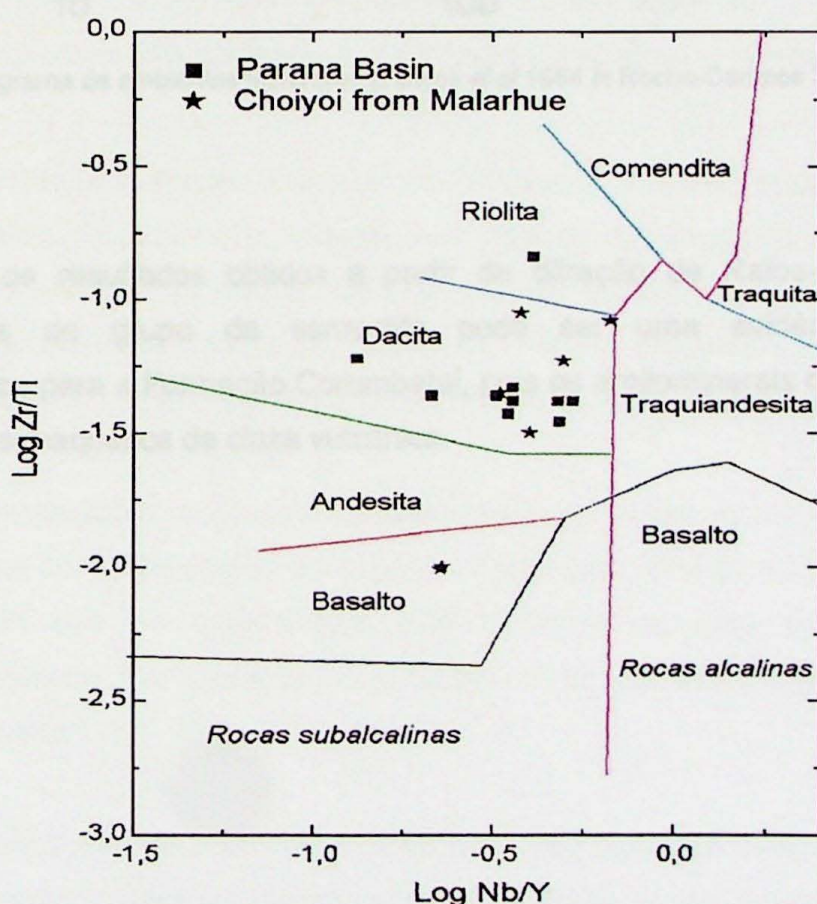


Figura 8.5 - Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Winchester e Floyd (1977), para amostras da Bacia do Paraná e do Complexo Choiyoi (Rocha-Campos *et al* 2006).

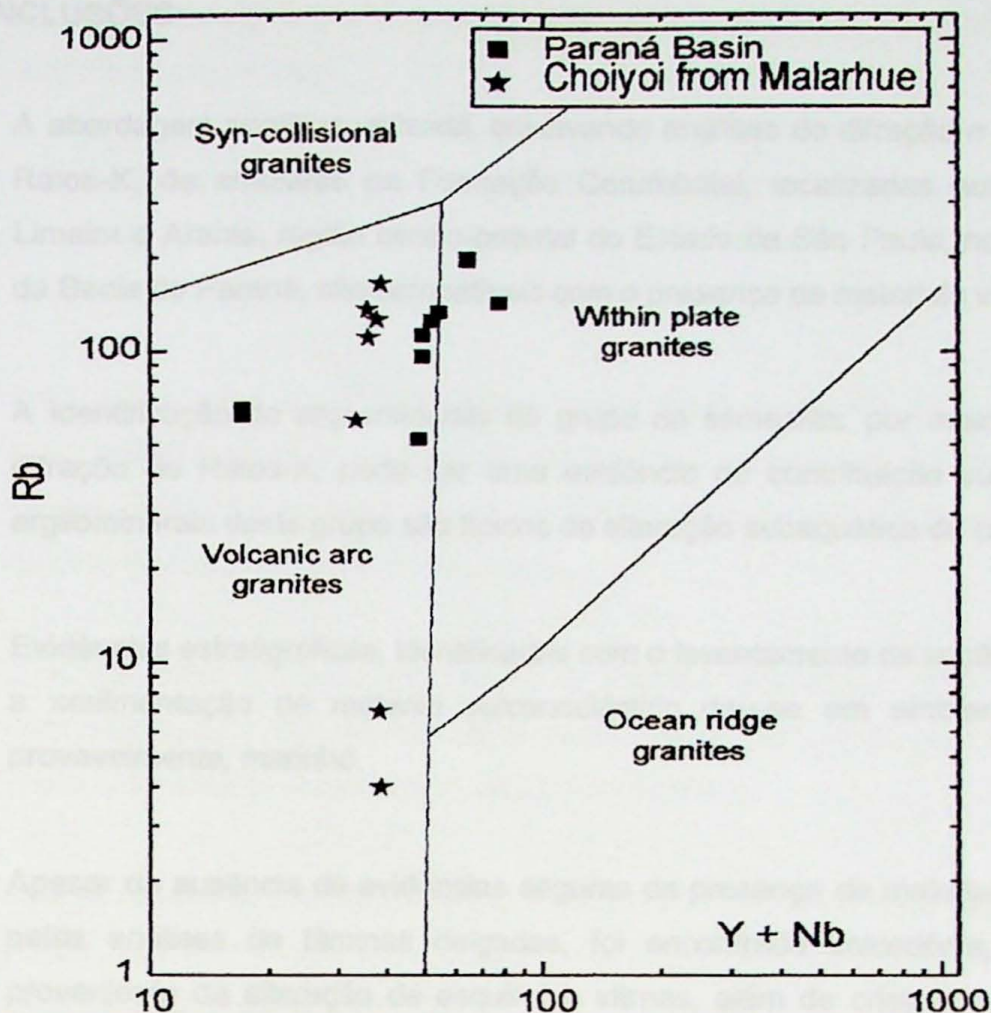


Figura 8.6 - Diagrama de ambientes tectônicos (Pearce *et al* 1984 in Rocha-Campos 2006).

Com os resultados obtidos a partir da difração de Raios-X, a identificação de argilominerais do grupo da esmectita pode ser uma evidência de contribuição vulcanoclástica para a Formação Corumbataí, pois os argilominerais deste grupo são típicos de alteração subaquática de cinza vulcânica.

9. CONCLUSÕES

- A abordagem analítica utilizada, envolvendo análises de difração e fluorescência de Raios-X, de amostras da Formação Corumbataí, localizadas nos municípios de Limeira e Araras, região centro-oriental do Estado de São Paulo, no flanco nordeste da Bacia do Paraná, são compatíveis com a presença de materiais vulcanoclásticos.
- A identificação de argilominerais do grupo da esmectita, por meio de análises de difração de Raios-X, pode ser uma evidência de contribuição vulcânica, pois os argilominerais deste grupo são típicos de alteração subaquática de cinza vulcânica.
- Evidências estratigráficas, identificadas com o levantamento da seção, indicaram que a sedimentação de material vulcanoclástico deu-se em ambiente subaquático, provavelmente, marinho.
- Apesar da ausência de evidências seguras da presença de material vulcanoclástico pelas análises de lâminas delgadas, foi encontrada calcedônia, que pode ser proveniente da alteração de esférulas vítreas, além de cristais de quartzo beta, embora estes não apresentem a corrosão característica (embainhamento).
- As variações composicionais de filiação vulcânica, riodacítica/dacítica, traquiandesítica e andesítica, identificadas através do diagrama de Winchester e Floyd (1977) e confeccionado a partir de análises químicas quantitativas realizadas pelo método de fluorescência de Raios-X, não são homogêneas e, provavelmente, deve-se à diferenciação magmática ocorrida na área-fonte vulcânica.
- As composições de filiação vulcânica indicaram magmatismo do tipo vulcânico ácido, comum em arcos de ilha e margens continentais. Atividades vulcânicas relacionadas a este tipo de magmatismo são responsáveis pela produção de depósitos piroclásticos, tais como, os encontrados na Supersequência Neopaleozóica da Bacia do Paraná.
- Os pesos das frações de zircão datadas são bastante baixos, da ordem de alguns microgramas, mesmo considerando que várias dessas frações são compostas por muitos cristais. Isto reflete o fato de que a maioria desses cristais possui tamanho diminuto, sendo até mesmo difícil a sua identificação na lupa binocular. Essa é uma

característica do zircão presente em cinzas vulcânicas, transportados por grandes distâncias pelo vento.

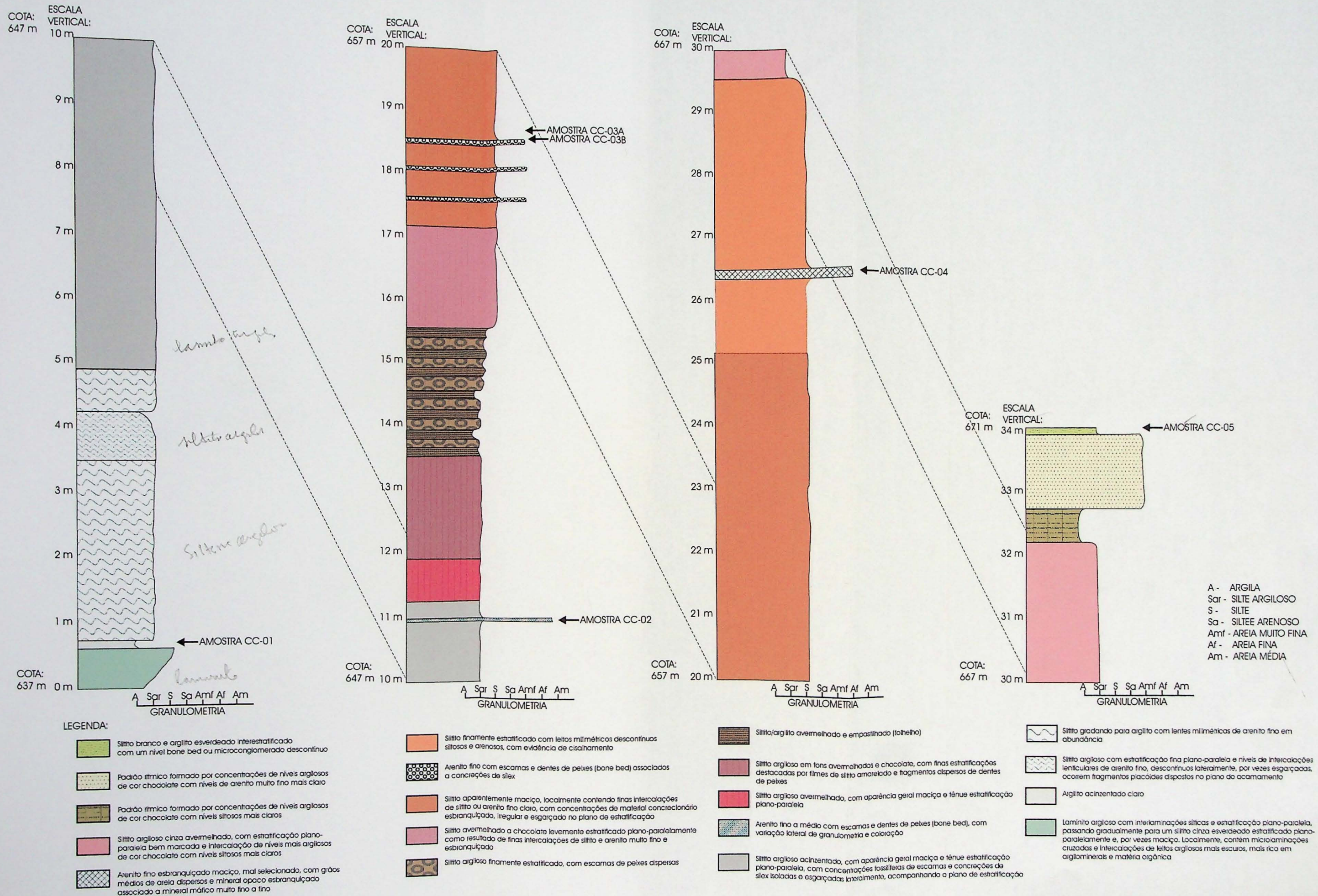
- Os resultados obtidos pela datação radiométrica podem ser considerados bastante promissores, face ao fato de ser esta a primeira tentativa de se datar radiometricamente, pelo método U-Pb em zircão, a Formação Corumbataí.
- Três das frações de zircão analisadas forneceram valores ao redor de 255 Ma, concordantes entre si, permitindo estabelecer, através da média ponderada das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, um valor de 257.5 ± 2.2 Ma como a melhor estimativa para a idade da contribuição vulcânica deste estudo.
- A idade mais antiga obtida entre as frações analisadas reflete uma provável contribuição de zircão oriundo de terrenos mesoproterozóicos (ou mais antigos, pois o ponto é bastante discordante), que foram erodidos.
- Outros valores intermediários obtidos podem ter suas origens no retrabalhamento de níveis de material vulcânico antigos, derivados de depósitos de cinzas de idade carbonífera a permiana inferior.
- É notória a incompatibilidade entre os resultados anteriormente obtidos e os aqui apresentados, que implica em diferenças na cronoestratigrafia e no empilhamento estratigráfico das formações da Bacia do Paraná. Há de se considerar, contudo, que o valor de 257.5 ± 2.2 Ma para a Formação Corumbataí, sendo significadamente mais jovem que a idade da Formação Rio do Rastro (275.1 ± 5.4 Ma), pode ser resultante do reconhecido comportamento regional diacrônico das formações neopaleozóicas da bacia.
- O nível datado está situado estratigraficamente no topo da Formação Corumbataí que, de acordo com o empilhamento relativo das unidades do Neopaleozóico da Bacia do Paraná, podendo corresponder a um nível estratigráfico mais alto que os das formações Estada Nova e Rio do Rastro.
- Verificou-se a possibilidade de uma correlação temporal entre os eventos vulcânicos da província de Choiyoi e os relacionados com a deposição de trefa durante a época de sedimentação da Formação Corumbataí na Bacia do Paraná.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENS, L.H. (1955) Implications of the Rhodesian Age Pattern. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **8 (1)**: 1-15.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A Metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Academia Brasileira de Ciências, Anais* **67(2)**:221-237.
- CHRISTOFOLETTI, S.R. 1999. Estudo mineralógico, químico e textural das rochas sedimentares da Formação Corumbataí "Jazida Cruzeiro", e suas implicações nos processos e produtos cerâmicos. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 120p.
- CHRISTOFOLETTI, S.R. 2003. Um modelo de classificação geológico-tecnológica das argilas da Formação Corumbataí utilizadas nas indústrias do Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 187p.
- COSTA, M.N.S. 2006. Orogênese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares da Formação Corumbataí, Permiano Superior, Mina Granusso, Cordeirópolis/SP. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 140p.
- DAEMON, R.J.; QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: *XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Anais*, p. 359-412.
- FAURE, G. (1986). *Principles of isotope geology*. New York, John Willey of Sons, 589p.
- HARRIS, N. (1996). Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes*, **19 (4)**: 107-113.
- LUDWIG, K.R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 4*. Berkeley, USA.

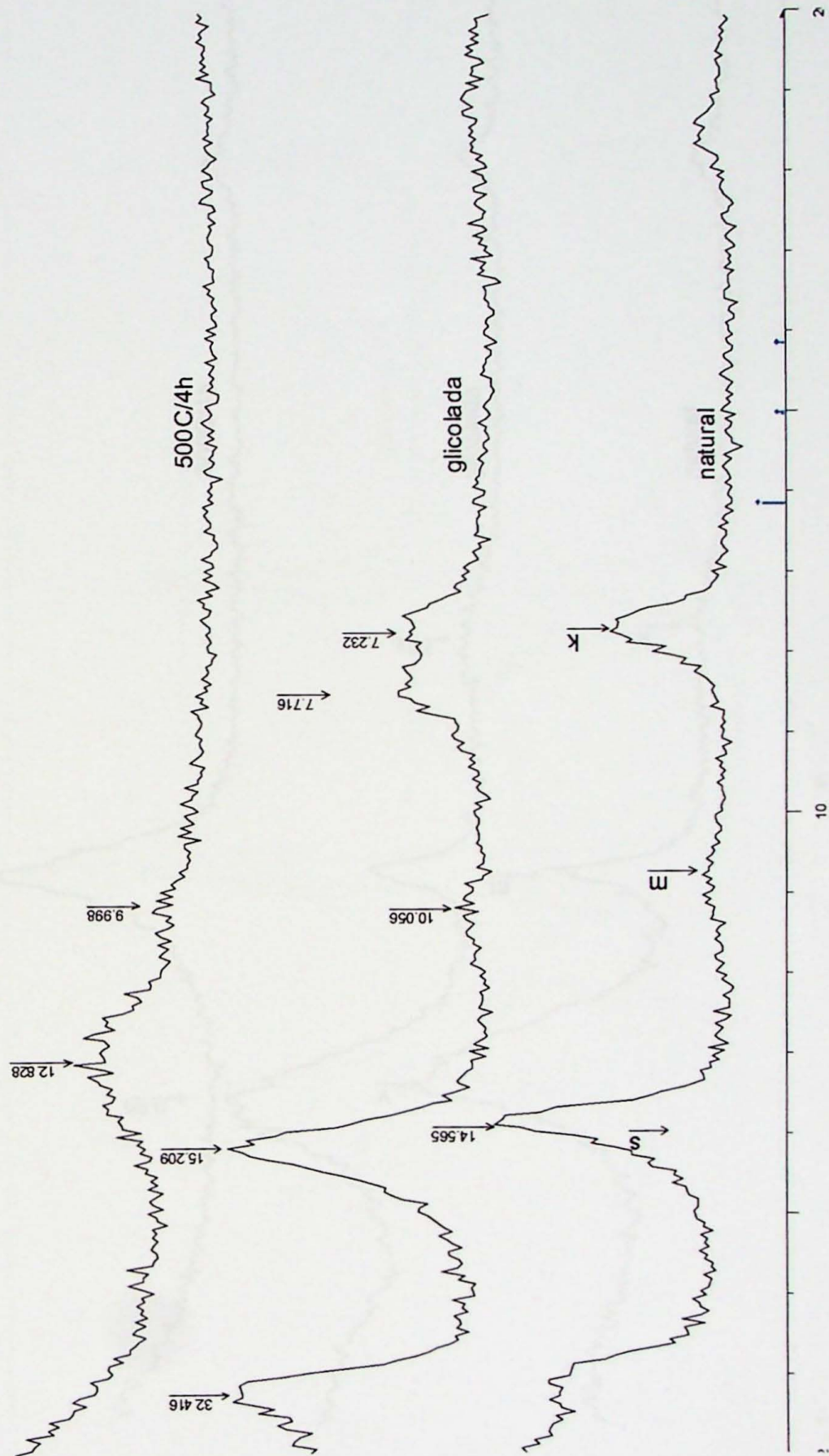
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74**:93-114.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*, **89**:181-191.
- SOUZA, S.H.M. 1985. Fácies sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 142p.
- STEIGER, R. H. & JÁGER, E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet Science Letters* **36**: 359-362.
- TOLEDO, C.E.V. 2001. Análise paleoictiológica da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro, Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 146p.
- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, **20**: 325-343.

SEÇÃO COLUNAR REALIZADA A PARTIR DO LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO



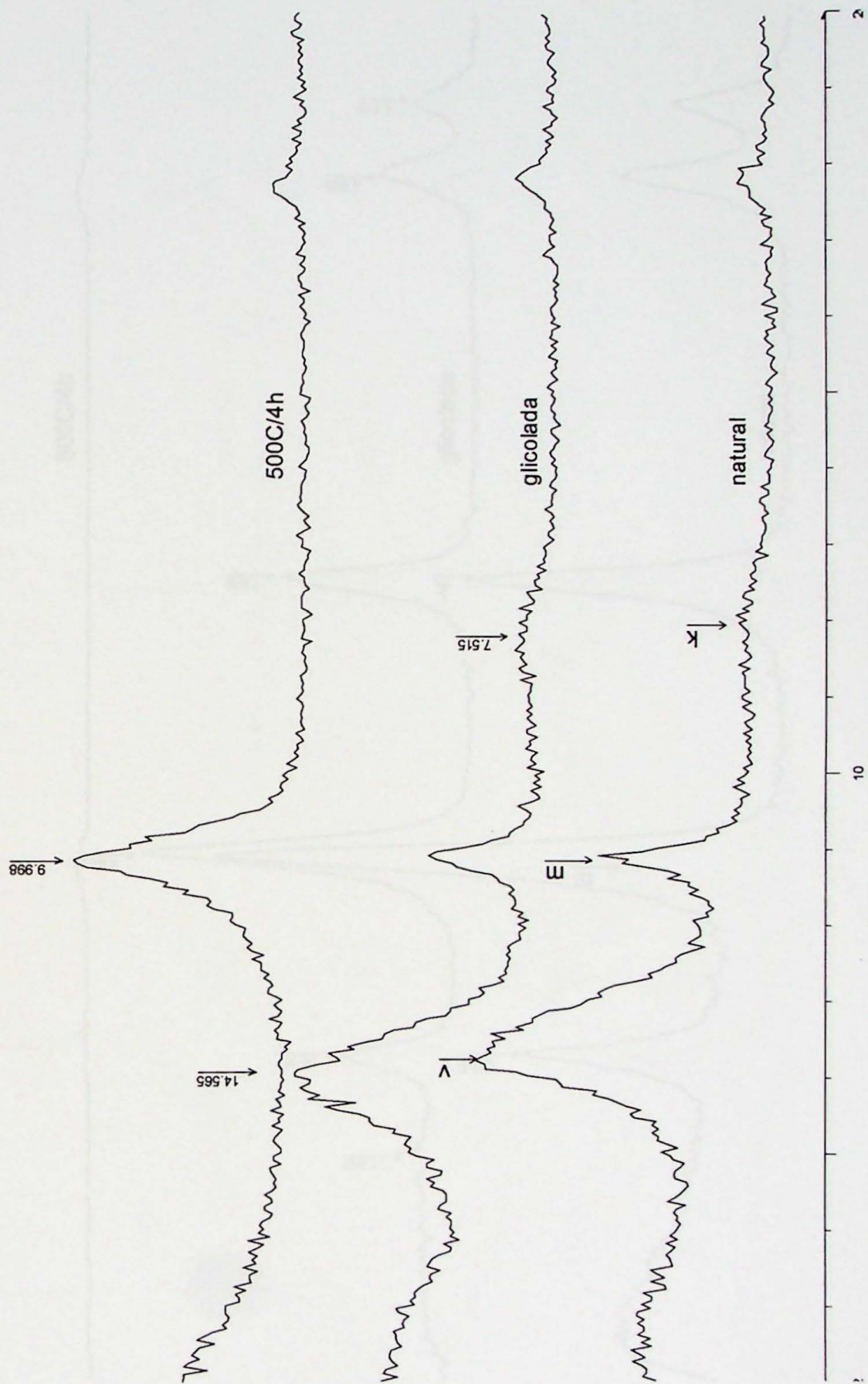
ANEXO 2
DIFRATOGRAMAS

CC 01



Difratograma da Amostra CC-01

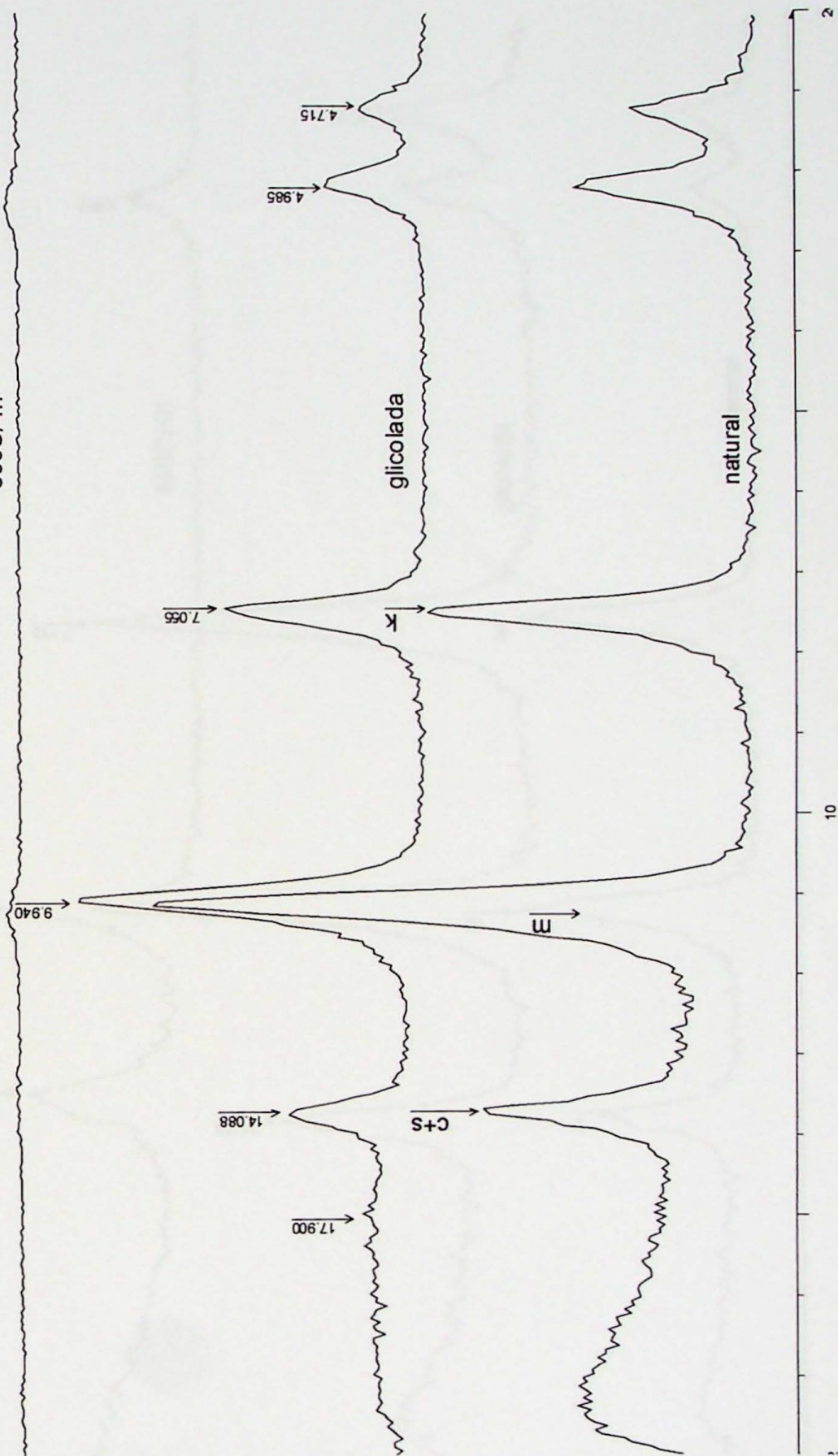
CC02



Difratograma da Amostra CC-02

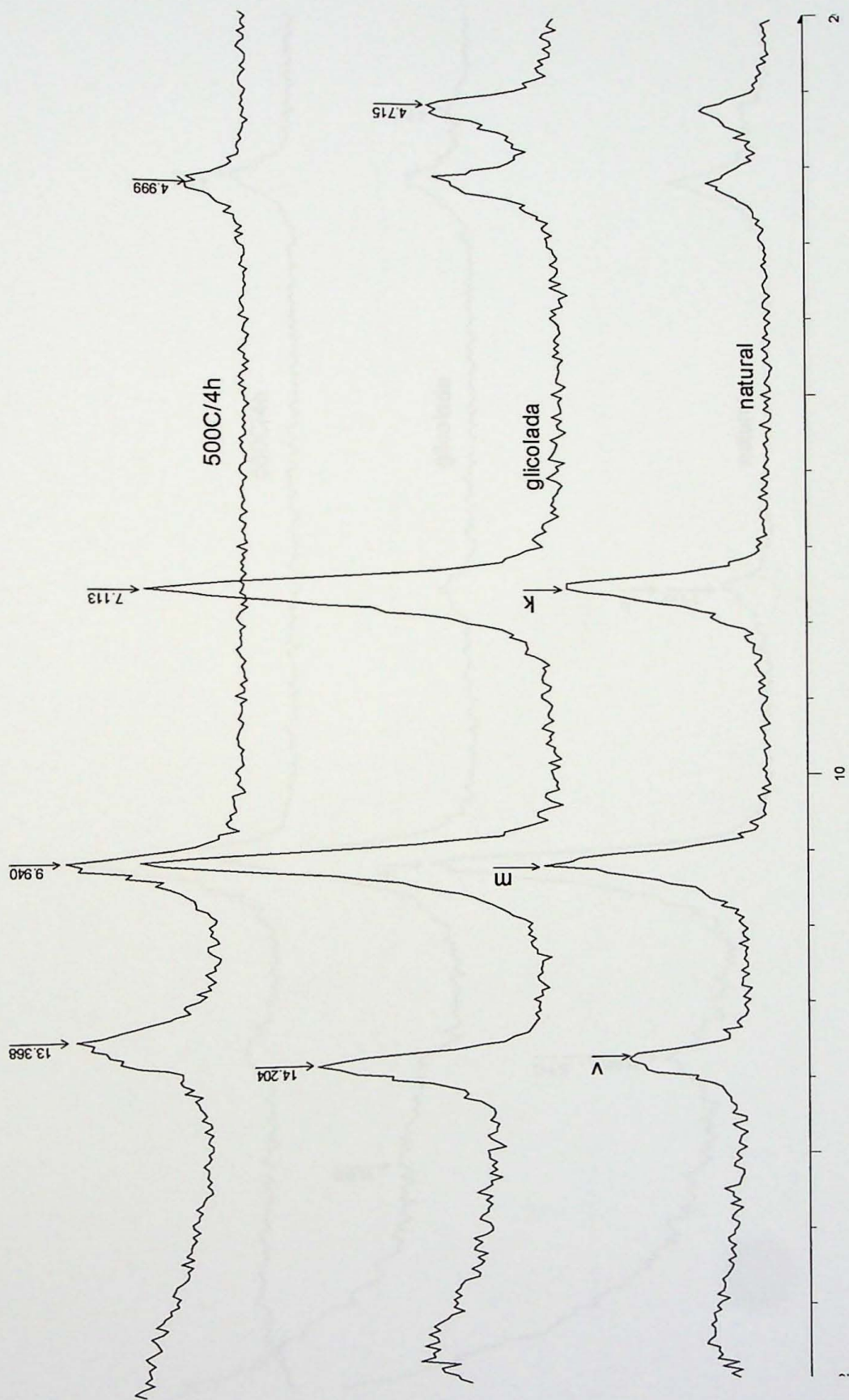
CC 03A

500C/4h



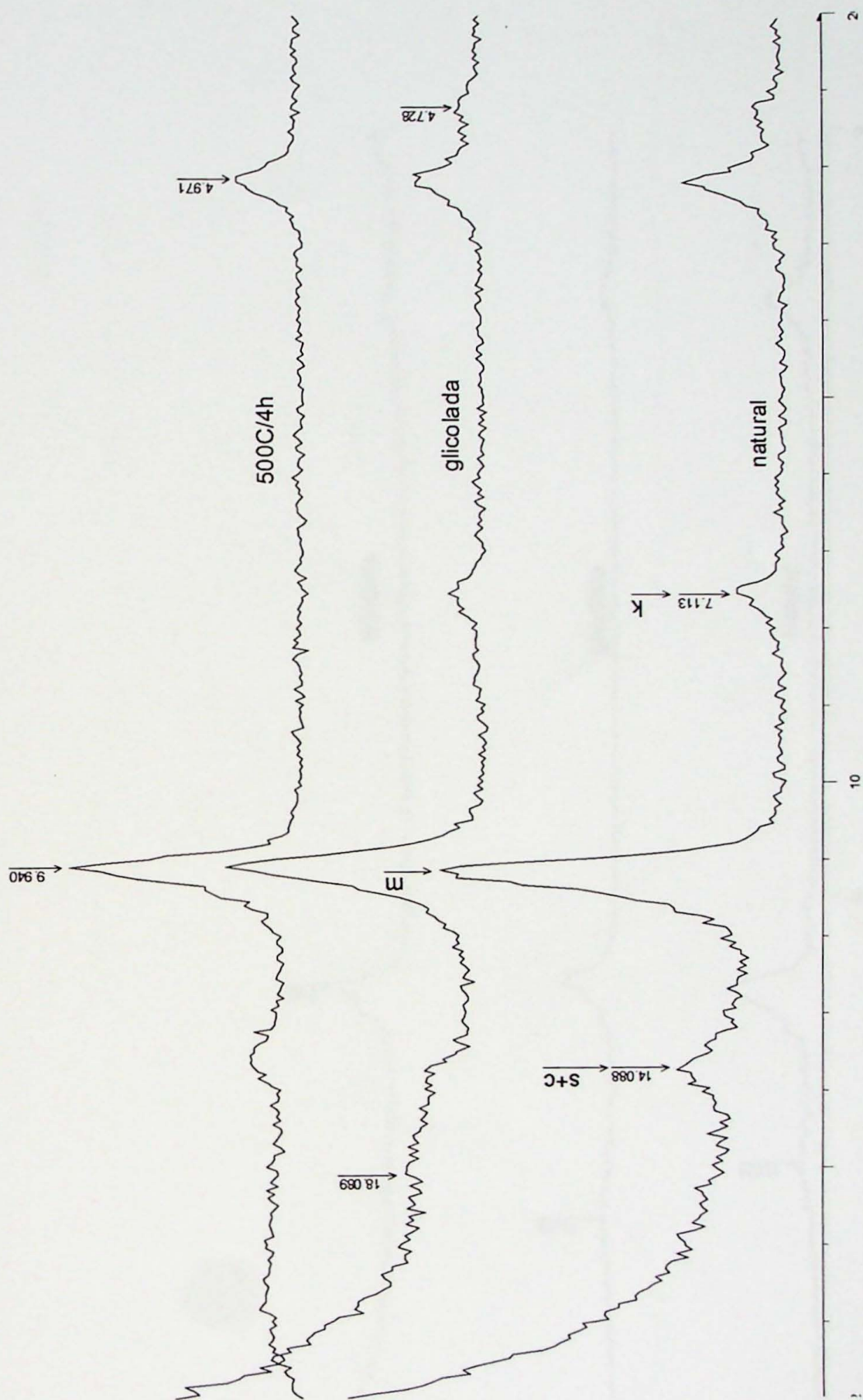
Difratograma da Amostra CC-03A

CC 03B



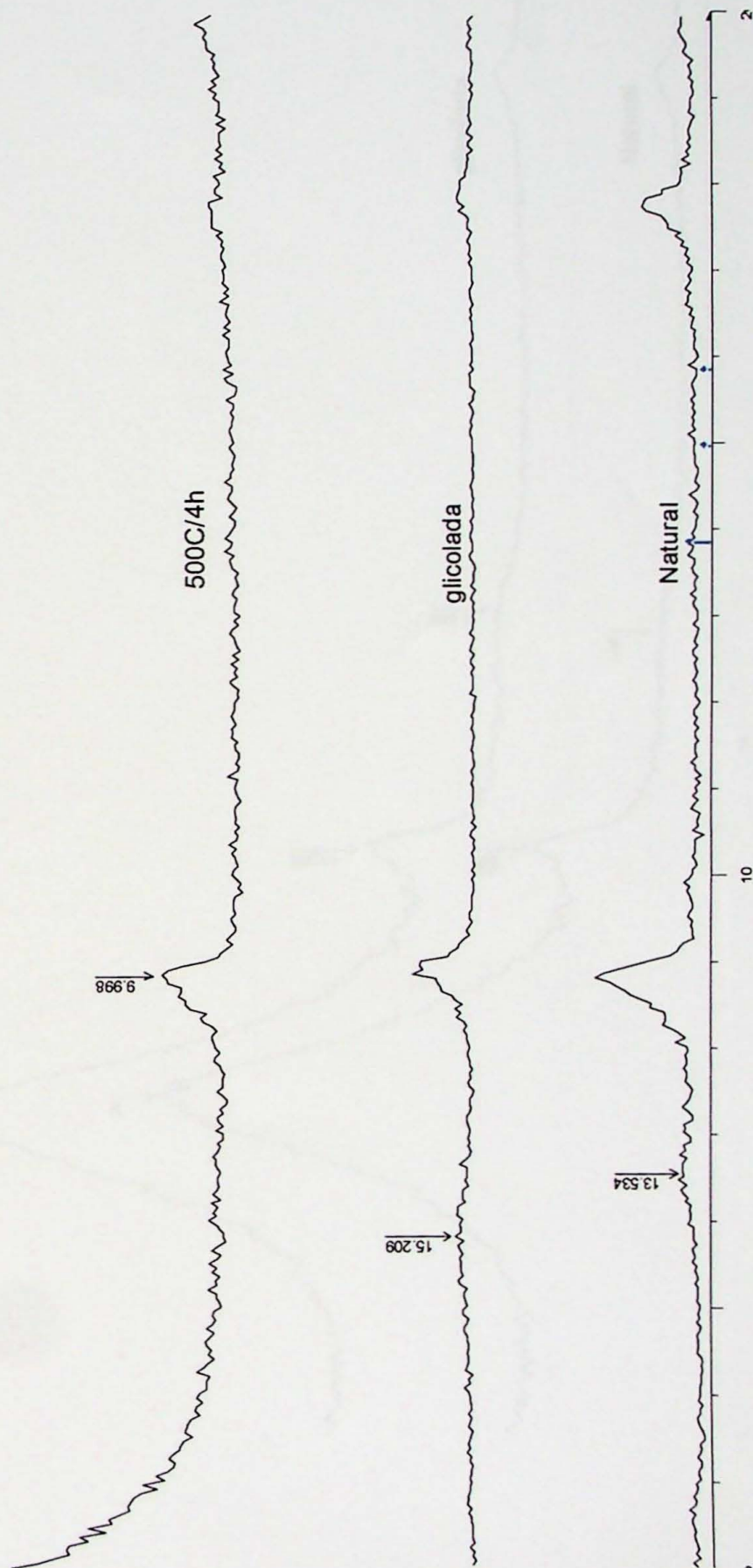
Difratograma da Amostra CC-03B

CC 04



Difratograma da Amostra CC-04

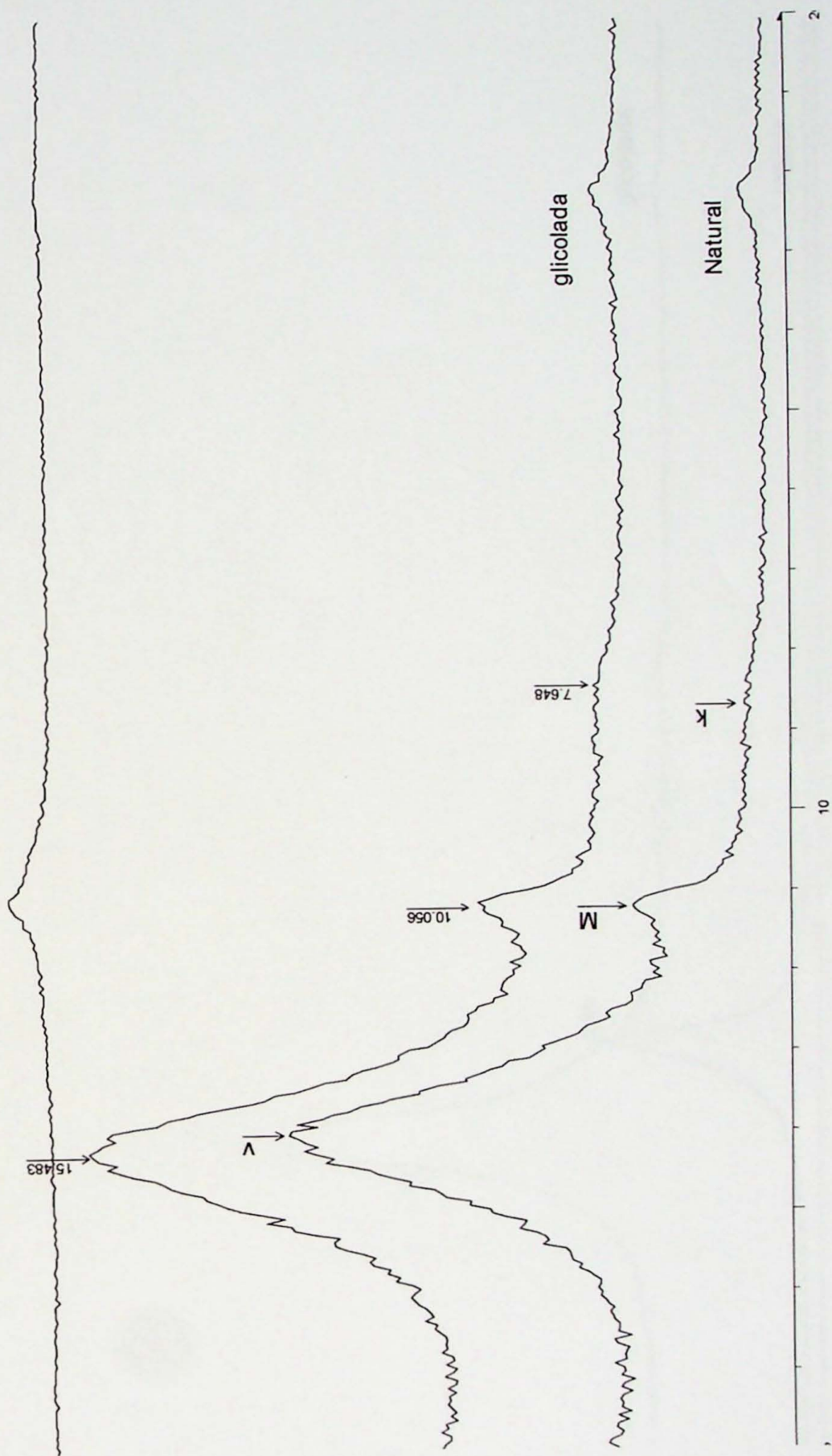
CC 05



Difratograma da Amostra CC-05

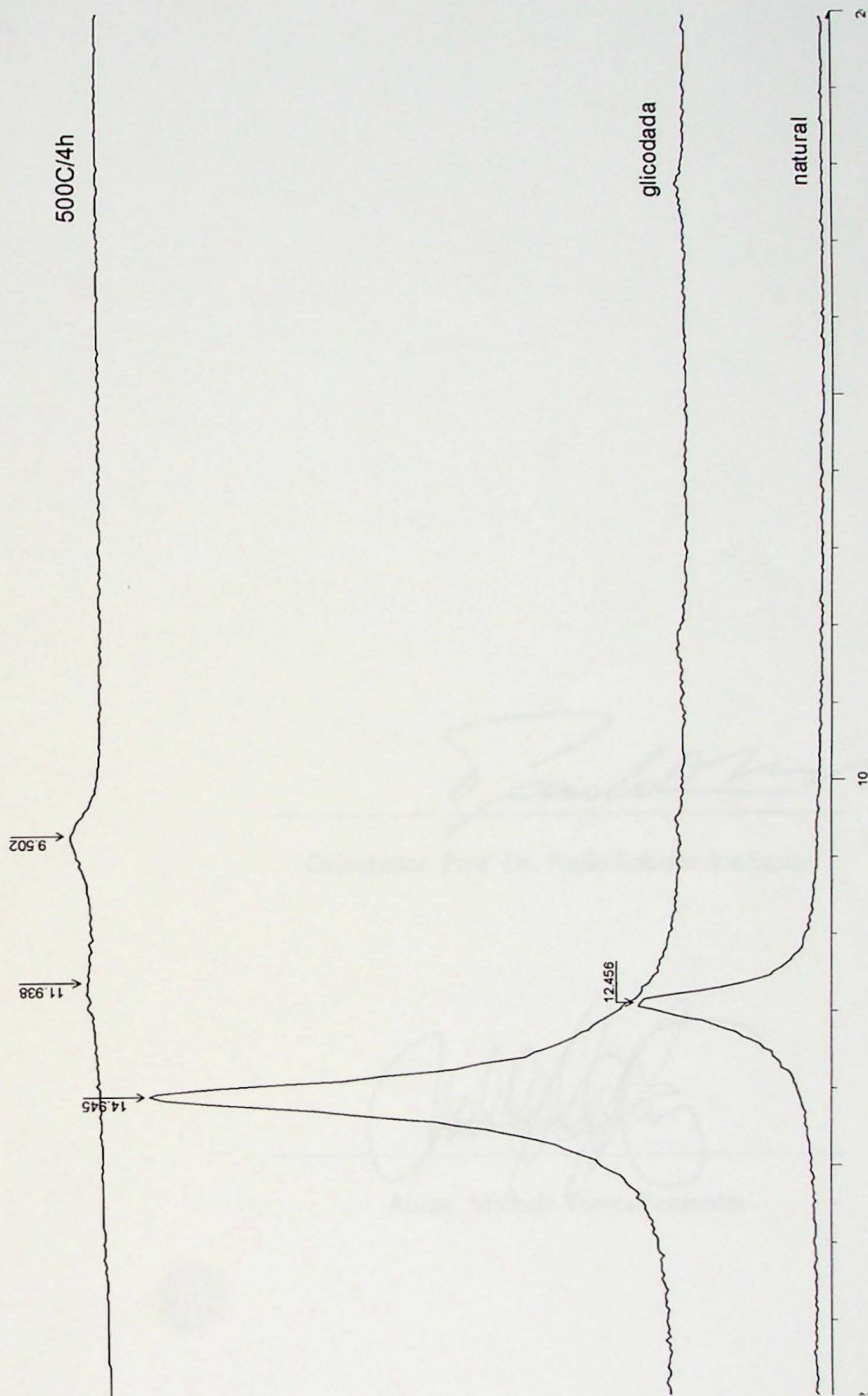
MP 01

500C/4h



Difratograma da Amostra MP-01

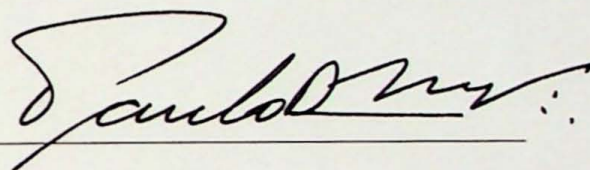
MP 02



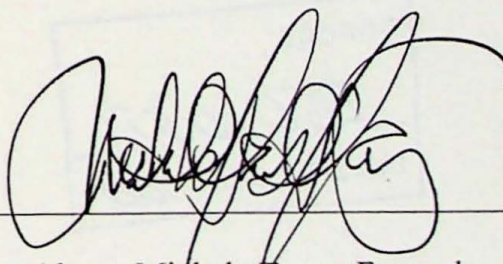
Difratograma da Amostra MP-02

São Paulo, 07 de novembro de 2007

De acordo,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Paulo Roberto dos Santos', written over a horizontal line.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Michele Torres Fernandes', written over a horizontal line.

Aluna: Michele Torres Fernandes

[Faint signature]

Optimizar Para Dr. Paulo Roberto dos Santos

DOACAO
<i>TGC-USP</i>
Data: <i>02.05.08</i>

Aluno: Michel Lopes Fernandes

