



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



**Ambiente deposicional e evolução diagenética da
Formação Corumbataí no nordeste do Estado de São
Paulo**

Autora: Anna Elisa Pacheco Furlan Jonas

Orientador: Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Campinas – SP

Novembro 2013



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



Ambiente deposicional e evolução diagenética da Formação Corumbataí no nordeste do Estado de São Paulo

Anna Elisa Pacheco Furlan Jonas

Trabalho de conclusão de curso do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), sob a orientação do Prof. Dr. Alessandro Batezelli, como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Campinas – SP

Novembro de 2013

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer imensamente todo apoio familiar que tive ao longo destes 5 anos de faculdade. Em especial agradeço a minha mãe que soube respeitar meus momentos difíceis e sempre esteve ao meu lado, não importando à hora, o lugar ou a dificuldade. Ela é minha grande inspiração de vida, se conseguir um dia ser metade do que ela é estarei muito feliz, te amo.

Agradeço também a oportunidade de pesquisa oferecida pelo Prof. Dr. Alessandro Batezelli. Este professor e orientador me ensinou diversas coisas em campo e em gabinete, não só referentes à geologia, mas a como me virar e conseguir alcançar meus objetivos. Agradeço também o Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva por ter disponibilizado seu laboratório para uso de equipamentos e análises, além de me dar uma aula sobre geoquímica de argilas, ajudando assim no meu aprendizado.

Ao longo do desenvolvimento do meu relatório de pesquisa pude também conhecer e conviver com pessoas maravilhosas. Tive altas conversas com a Érica Tonetto, que me ajudou muito com minhas análises de MEV, conheci a aluna Luiza Mendes que me auxiliou demais na preparação de lâminas para DRX e desenvolvi uma amizade duradoura com a Júlia Cristina Galhardo que me ajudou ao longo de todo o processo de confecção do relatório, bem como me apoiou, animou e motivou durante este último semestre de graduação. Acho que sem elas e sem tantos outros não teria conseguido chegar aonde cheguei e agradeço a Deus por tê-los em minha vida.

Nestes 5 anos de faculdade conheci muitas pessoas que irão sempre fazer parte das minhas lembranças e memória, aprendi muito sobre como conviver e lidar com as diferentes e como um sorriso no rosto e um olhar sincero fazem toda a diferença. Entre estas, tenho um carinho especial pelos integrantes da minha sala e pelo pessoal do Instituto de Geociências no geral. Além dos alunos, dedico também grande parte dos agradecimentos aos professores e funcionários que me ajudaram, me ensinaram e fizeram parte da minha vida.

Um grande abraço para Oton, Mesquita, Helena, Braian, Dipe, Furlan, Kurumas, Paulinha, entre outros, e um muito obrigada por todas as risadas, festas, companheirismo, amor, carinho e confidências trocadas, sem vocês não teria crescido e tido os melhores momentos de minha vida até agora.

Além de ter um ótimo relacionamento com as pessoas do meu Instituto pude conhecer outras através do meu envolvimento com as artes circenses e com o mundo empresarial junior. Quero dizer que isto também fez total diferença em minha vida, entre outras coisas, acho que foi a peça fundamental para toda minha alegria e dedicação. Com isto finalmente consegui encontrar algo que sempre irei me dedicar algo que sempre irei procurar para minha vida pessoal e que será, com certeza, transmitido para minha vida profissional. Novamente, um grande abraço para todas as pessoas que conheci nestes dois mundos paralelos, e digo paralelos porque são pessoas com diferentes estilos de pensar, agir e se expressar, mas uma dedicação em especial ao Carlos Zunino que foi o responsável por tudo isto ter acontecido em minha vida.

Pude também conviver com pessoas de outros Institutos quando morei em uma república feminina. Neste momento era mais jovem e com muito que aprender, mas as pessoas que conviveram comigo me mostraram tantas coisas diferentes, tanta alegria, união e cumplicidade que não poderia deixar de agradecê-las. Elas foram uma peça fundamental para a construção de um eu melhor, e foram responsáveis também pelo meu envolvimento com Henrique Paier Milanez, meu atual companheiro, namorado, cúmplice e melhor amigo. Amo-te mais que hoje e menos que amanhã e com certeza isto não dói mais, só me trás alegria e paz. Agradeço imensamente por toda a diferença que fez e que faz na minha vida e espero que nossos planos possam se concretizar, tanto juntos como separadamente.

Resumo

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica Sul-Americana que está presente na parte meridional do Brasil, na metade oriental do Paraguai, na região mesopotâmica da Argentina e na metade ocidental do Uruguai. A Formação Corumbataí, motivo de estudo deste relatório de pesquisa, esta inserida dentro do Grupo Passa Dois que faz parte da Supersequência Gondwana I, de idade Neopermiana-Eotriássica. Esta formação tem como principal característica a abundância de material siltoso e argiloso, com pequenas porções de areia muito fina, fina à média, intercalados. A coloração varia de vermelho, arroxeadado, acinzentado e esverdeado, com presença de estruturas laminares, onduladas, de estratificação de baixo porte, flaser de argila e concreções. Há também espículas de peixe, entre outros, como os principais fósseis encontrado.

O trabalho de campo foi realizado em 3 afloramentos presentes nas cidades de Porto Ferreira e Tambaú, nordeste do Estado de São Paulo. Foram descritos as principais características observadas para posterior confecção de seções geológicas, classificação de fácies, associações e definição do paleoambiente envolvido no momento de sua formação para formulação de um modelo deposicional. Também foram coletadas amostras para análise laboratorial com o intuito de caracterizar a evolução diagenética e os tipos de minerais envolvidos neste processo. Assim, o presente relatório de pesquisa apresenta os resultados, além de análise bibliográfica que permitiu correlações e interpretação dos principais aspectos deposicionais e a evolução diagenética.

Sumário

Resumo	5
Sumário.....	6
Índice de Figuras	7
Índice de Tabelas	10
1. Introdução	11
2. Objetivos.....	13
3. Localização da área de estudo	13
4. Materiais e Métodos	16
4.1. Análise Bibliográfica	16
4.2. Descrição e coleta de amostras	19
4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	20
4.4. Análise granulométrica	21
4.5. Difratometria de Raios X (DRX)	22
4.6. Discussão dos dados adquiridos e confecção do relatório final de pesquisa	26
5. Geologia Regional	27
5.1. Generalidades da Bacia do Paraná.....	27
5.2. Síntese Evolutiva da Bacia do Paraná.....	28
5.3. Evolução dos conhecimentos sobre a Formação Corumbataí.....	30
5.4. A Formação Corumbataí.....	33
5.5. Aspectos Paleoambientais da Formação Corumbataí	35
5.6. Aspectos diagenéticos da Formação Corumbataí e a influência da circulação de fluídos	38
6. Resultados.....	40
6.1. Descrição dos afloramentos a partir de classificação de fácies	40

6.1.1. Afloramento 1 – Porto Ferreira, cava desativada pertencente à empresa de mineração de cerâmica Rio Corrente.....	40
6.1.2. Afloramento 2 – Tambaú, cava em operação pertencente à empresa de mineração de cerâmica Rio Corrente.....	45
6.1.3. Afloramento 3 – Tambaú, cava em operação pertencente à empresa de mineração de cerâmica Rio Corrente.....	50
6.2. Correlação entre os 3 afloramentos	57
6.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	59
6.4. Análise granulométrica	63
6.5. Difractometria de Raios X (DRX).....	64
7. Discussões	67
7.1. Ambiente deposicional	67
7.2. Evolução diagenética	70
8. Conclusão	75
9. Referências Bibliográficas.....	78

Índice de Figuras

Figura 1: Localização da Bacia do Paraná no Brasil (modificado de TAOLINI, 2000)	11
Figura 2: Mapa de localização dos afloramentos estudados, principais litologias encontradas e cidades da região	15
Figura 3: Localização da Bacia do Paraná no Continente Sul-Americano (adaptado de MILANI & THOMAZ FILHO, 2000)	27
Figura 4: Seção Geológica 1 representativa do afloramento 1 localizado em Porto Ferreira. As amostras indicadas são aquelas que foram analisadas em laboratório (MEV e DRX).....	41
Figura 5: Foto Panorâmica do afloramento 1 e delimitação das principais superfícies hierárquicas presentes.....	42
Figura 6: Siltito laminado, compactado, de coloração	43
Figura 7: Siltito laminado intercalado com lentes de areia fina (A).....	43
Figura 8: Bioturbações que são vistas ao longo do afloramento todo	43

Figura 10: Contato de siltito com arenito fino (A)	44
Figura 11: Detalhe figura 5 da laminação cruzada cavalgante indistinta nas camadas de arenito fino (A)	44
Figura 9: Siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino; presença de laminação cruzada cavalgante indistinta (A) e bioturbação (B)	44
Figura 12: Contato entre camada de siltito laminado e camada de arenito fino a médio/grosso (A) e contato aproximado de camada de arenito fino a médio/grosso e siltito laminado (B) ..	45
Figura 13: Detalhe da figura 6 mostrando injeção de arenito no siltito (A)	45
Figura 14: Seção Geológica 2 representativa do afloramento 2 localizado em Tambaú. As amostras indicadas são aquelas que foram analisadas em laboratório (MEV e DRX).....	46
Figura 15: Foto Panorâmica do afloramento 2 e delimitação das principais superfícies hierárquicas presentes.....	47
Figura 16: Contato aproximado entre pacote de siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino (inferior) e camada de siltito laminado	48
Figura 17: Detalhe da figura 18 com camadas de arenito fino com laminação cruzada hummocky (A).....	48
Figura 18: Contato aproximado (A) de camada de siltito laminado (inferior) com camada de arenito fino (superior); camada de arenito fino (B); e contato aproximado (C) de camada de arenito fino (inferior) e camada de siltito intercalado com arenito fino (superior)	49
Figura 19: Detalhe da camada de arenito fino	49
Figura 20: Contato aproximado (A) entre camada de arenito fino (inferior) e siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino (superior) e camadas de arenito fino no siltito laminado(B).....	49
Figura 22: Contato aproximado (A) entre o horizonte mais próximo a rocha sedimentar (inferior) com horizonte mais alterado (superior); contato aproximado (B) entre horizonte mais alterado (inferior) com horizonte com presença de matéria orgânica (superior)	50
Figura 21: Limite inferior da rocha sedimentar com o horizonte mais próximo a esta (A) e contato superior com horizonte mais alterado (B), aproximados.....	50
Figura 23: Seção Geológica 3 representativa do afloramento 3 localizado em Tambaú. As amostras indicadas são aquelas que foram analisadas em laboratório (MEV e DRX).....	51
Figura 24: Foto Panorâmica do afloramento 3 e delimitação das principais superfícies hierárquicas presentes.....	52
Figura 25: Visão geral do afloramento com gradação ascendente	53

Figura 26: Detalhe com laminações onduladas assimétricas em camada de arenito fino (A) e com laminações cruzadas cavalgantes indistintas em camada de arenito fino (B)	53
Figura 27: Visão geral do afloramento com contato abrupto preto (A), aproximado, entre camada de siltito laminado (inferior) e camada de siltito intercalado com camadas de arenito fino com lâminas onduladas assimétricas.....	54
Figura 29: Detalhe do contato abrupto e sua espessura aproximada (A)	54
Figura 28: Detalhe de camada de arenito fino com laminações onduladas assimétricas (A)...	54
Figura 30: Visão geral de camada de conglomerado com grãos de areia grossa a muito grossa (A); contato gradual com camada preta de óxidos (B); e contato entre camada preta e camada de siltito laminado (C)	55
Figura 31: Detalhe de contato gradual aproximado (A) entre camada de conglomerado (inferior) e camada, de contato, preta de óxidos (superior).....	55
Figura 32: Detalhe de injeção de arenito fino no siltito presente na camada de intercalação (A) e camada, de contato, preta óxidos (B).....	55
Figura 33: Visão geral de contatos aproximados: contato (A) entre camada de siltito laminado (inferior) e camada de conglomerado intraformacional com granulometria descendente; contato (B) entre pacotes de conglomerados intraformacionais; e contato (C) de conglomerado intraformacional com camada de arenito fino a médio/grosso.....	56
Figura 34: Detalhe da camada superior de conglomerado intraformacional (A)	56
Figura 36: Detalhe camada de arenito fino a médio/grosso	57
Figura 35: Visão geral de contatos aproximados: contato (A) entre camada de siltito laminado (inferior) e camada de conglomerado intraformacional com granulometria descendente; contato (B) entre pacotes de conglomerados intraformacionais; contato (C) de conglomerado intraformacional com camada de arenito fino a médio/grosso; contato (D) de camada de arenito fino a médio/grosso com camada de siltito laminado; e contato (E) de camada de siltito laminado e solo em desenvolvimento.....	57
Figura 37: Correlação das 3 seções geológicas feitas a partir das descrições dos 3 afloramentos presentes nas cidades de Porto Ferreira e Tambaú	58
Figura 38: Foto da amostra 1 do afloramento 1 mostrando grãos maiores sendo envoltos por grãos menores (sem diagênese), ambos subangulares.....	60
Figura 39: Foto da amostra 2 do afloramento 1 mostrando, em maior detalhe, os grãos menores envolvendo os grãos maiores (A) de feldspato potássico, ambos subangulares.....	60

Figura 40: Foto da amostra 7 do afloramento 1 mostrando grãos finos, subangulares e placóides (A), com diagênese evidente e alto grau de alteração da illita detrítica	60
Figura 41: Foto da amostra 8 do afloramento 1 mostrando grãos maiores (A) de quartzo envolvidos por grãos menores, ambos subangulares, e já com processo de diagênese.....	60
Figura 42: Foto da amostra 2 do afloramento 2 mostrando grãos finos, subangulares, sem processo de diagênese evidente	61
Figura 43: Foto da amostra 3 do afloramento 2 mostrando grãos maiores, subangulares (A) de feldspatos potássico, sendo consumidos, formando outros minerais (B), como illita autigênica (evidência de diagênese).....	61
Figura 44: Foto da amostra 3 do afloramento 2 mostrando grãos subangulares, placóides de illita detrítica com alto grau de alteração (A), de caulinita (B) e outros grãos cominuídos, indício de processo de diagênese.....	61
Figura 45: Foto da amostra 1 do afloramento 3 mostrando grão maior, subangular, placóide de illita detrítica (A), envolto por grãos menores, em formato de favo de mel (illita autigênica), demonstrando assim processo de diagênese.....	61
Figura 46: Gráfico da amostra 1 do afloramento 1 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos.....	65
Figura 47: Gráfico da amostra 8 do afloramento 1 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos.....	66
Figura 48: Gráfico da amostra 2 do afloramento 2 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos.....	66
Figura 49: Gráfico da amostra 1 do afloramento 3 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos.....	67
Figura 50: Diagrama An-Ab-Or ilustrando a série de feldspatos alcalinos e plagioclásios (modificado de Putnil & McConnell, 1980).....	72
Figura 51: Modelo deposicional para o recorte da Formação Corumbataí presente nas cidades de Porto Ferreira e Tambaú	76

Índice de Tabelas

Tabela 1: Localização das cavas de argila em coordenadas planas.....	14
Tabela 2: Código de fácies utilizado para classificação e individualização em associações ...	18

Tabela 3: Associações faciológicas encontradas nos afloramentos e suas principais características.....	18
Tabela 4: Principais características e significados das superfícies hierárquicas (Miall, 1988a)	19
Tabela 5: Intervalo granulométrico a partir da Escala de Udden-Wentworth.....	22
Tabela 6: Distâncias interplanares características de argilominerais (Albers, 2002).....	24
Tabela 7: Posições referentes aos picos principais dos argilominerais em condições normais, após glicolagem e aquecimento (Albers, 2002).....	26
Tabela 8: Composição química parecida com illita detrítica (Figura 44) presente na amostra 3 do afloramento 2.....	62
Tabela 9: Composição química parecida com feldspato alcalino presente na amostra 7 do afloramento 1.....	62
Tabela 10: Composição química parecida com feldspato potássico (ortoclásio) presente na amostra 2 do afloramento 2	62
Tabela 11: Composição química parecida com a caulinita (Figura 44) presente na amostra 3 do afloramento 2.....	63
Tabela 12: Resultados adquiridos no pré-peneiramento para as 6 amostras e suas duplicatas e triplicata.....	63
Tabela 13: Porcentagem (%) de cada tipo de granulometria presente para as 6 amostras	64
Tabela 14: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para argilomineral illita (extraído do site webmineral)	72
Tabela 15: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para feldspato alcalino sanidina (extraído do site webmineral).....	73
Tabela 16: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para o feldspato potássico ortoclásio (extraído do site webmineral)	73
Tabela 17: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para a caulinita (extraído do site webmineral).....	74

1. Introdução

A área de estudo está localizada entre as cidades de Porto Ferreira e Tambaú, nordeste do Estado de São Paulo. Foram realizadas descrições e coletas de amostras em 3 afloramentos, sendo 2 deles localizados em Tambaú e o outro, em Porto Ferreira. Estas duas cidades, assim como Araras, Rio Claro, Santa Gertrudes, Cordeirópolis, Limeira e Piracicaba, estão inseridas no pólo de cerâmica do Estado de São Paulo, sendo a Formação Corumbataí a principal fonte de matéria-prima, ou seja, argilominerais.

A Formação Corumbataí encontra-se alocada no Grupo Passa Dois, Supersequência Gondwana I, dentro da Bacia do Paraná. Essa bacia se trata de uma vasta bacia intracratônica Sul-Americana, desenvolvida completamente sobre a crosta continental e preenchida por rochas vulcano-sedimentares, cujas idades variam entre o Siluriano e o Cretáceo. Segundo Zalán et al. (1990), compreende a parte meridional do Brasil, como mostrado na Figura 1, a metade oriental do Paraguai, a região mesopotâmica da Argentina e a metade ocidental do Uruguai.



Figura 1: Localização da Bacia do Paraná no Brasil (modificado de TAOLINI, 2000)

Segundo Ibrahim (2008), a Formação Corumbataí, em sua parte inferior, apresenta siltitos, argilitos e folhelhos, podendo possuir cimentação calcária. Segue-se uma sucessão de camadas siltosas, ritmicamente alternadas com lâminas, ou delgadas camadas, cuja litologia varia entre argilosa e arenosa fina, tanto vertical como horizontalmente. As cores avermelhadas e arroxeadas passam a predominar na parte média e superior da formação, onde também ocorre a existência de lentes e bancos calcários, bem mais escassos. Estas características litológicas e sedimentares da parte inferior da formação indicam deposição em ambiente marinho de águas mais rasas, em condições climáticas redutoras. A porção superior é resultado de deposição em águas rasas, sob condições climáticas oxidantes e influência de marés, com freqüentes avanços gradacionais de sedimentação litorâneas. Além disso, ainda segundo Ibrahim (2008), a ocorrência de fósseis na Formação Corumbataí é representada por fragmentos de restos atribuídos a peixes com escamas, dentes, espinhos, além de fósseis vegetais, como raízes e caules de *Licopodiopsys derbii*.

No trabalho de campo realizado em Porto Ferreira e Tambaú, adquiriu-se informações litoestratigráficas, faciológicas, estruturais, mineralógicas e de superfícies hierárquicas para posterior confecção de 3 seções geológicas, com o intuito de melhor visualização dos pacotes sedimentares envolvidos, bem como individualização de fácies e classificação de associações para a estruturação de um modelo de ambiente deposicional (paleoambiente) vigente para as regiões em estudo.

Coletaram-se amostras de campo, sendo que 7 foram escolhidas para análise em Microscopia Eletrônica de Varredura, 6 para Difractometria de Raios X e para análise granulométrica. Com os resultados em mãos pôde-se saber, com melhor precisão, a evolução diagenética dos afloramentos e da região que os compõem. Assim, delimitou-se os argilominerais formados por diagênese (autigênicos) ou aqueles que foram transportados e depositados nos pacotes sedimentares (detríticos), bem como sua qualidade para produção de cerâmicos.

Logo, concluiu-se que a área estudada da Formação Corumbataí tinha como principal paleoambiente mar raso, sob maior influência de ondas do que de marés, que sofreu episódios de transgressão marinha ao longo de sua formação. A parte inferior dos afloramentos possuía minerais detríticos, que foram depositados e retrabalhados, e a parte superior, argilominerais autigênicos, que se originaram a partir da diagênese e do intemperismo do pacote sedimentar superior. Estes últimos são a mais importante fonte

matéria prima para a indústria de cerâmica da região, sendo comparados em qualidade com os argilominerais presentes na Formação Corumbataí na cidade de Rio Claro e arredores.

2. Objetivos

Os principais objetivos desta pesquisa científica foram à definição dos aspectos paleoambientais e da evolução diagenética da Formação Corumbataí na área de estudo.

Para que isso fosse possível, ocorreu, primeiramente, uma caracterização dos processos sedimentares (estruturas observadas em campo) vigentes no momento da deposição dos pacotes estudados. Esta caracterização deposicional foi feita através da individualização de fácies e agrupamento em associações, das estruturas, mineralogia e litologias encontradas em campo. Estes dados foram comparados com os descritos na literatura, gerando assim um modelo deposicional da área estudada.

Já com relação à evolução diagenéticas, esta foi inferida a partir de análise laboratorial (Microscopia Eletrônica de Varredura, Difractometria de Raios X e análise granulométrica) de amostras coletas em campo e com a visualização das seções geológicas, sempre se comparando os dados obtidos com a literatura vigente.

Logo, gerou-se maiores informações a respeito do paleoambiente e da história evolutiva da Formação Corumbataí no nordeste do Estado de São Paulo.

3. Localização da área de estudo

A área de estudo esta localizada entre as cidades de Porto Ferreira e Tambaú, nordeste do Estado de São Paulo, como mostrado na Figura 2. Estas cidades estão inseridas no pólo de cerâmica do Estado de São Paulo, sendo a Formação Corumbataí (Permiano Superior à Triássico Inferior, Bacia do Paraná) a principal fonte de argila. Hoje em dia Porto Ferreira possui o slogan “A Capital da Decoração e das Artes Cerâmicas”, demonstrando assim a força deste tipo de indústria na região.

Foram coletadas amostras e informações de três afloramentos da região, com as coordenadas UTM (Universal Transversa de Mercator) indicadas na Tabela 1.

Tabela 1: Localização das cavas de argila em coordenadas planas

Afloramentos	Latitude (m)	Longitude (m)
Afloramento 1 (Porto Ferreira)	240607	7582269
Afloramento 2 (Tambaú)	264233	7604792
Afloramento 3 (Tambaú)	264730	7605143

Mapa de Pontos - Nordeste Estado de São Paulo

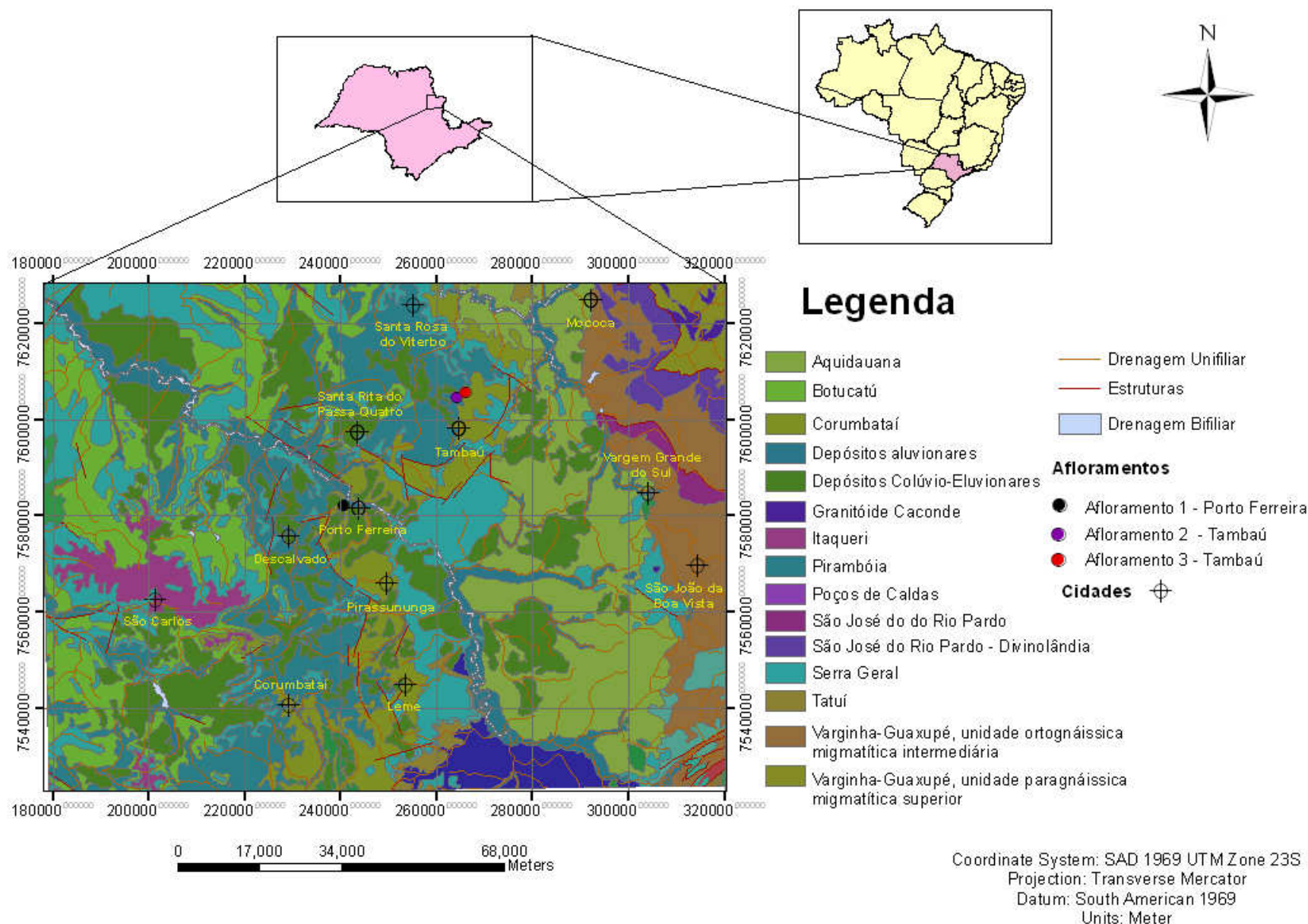


Figura 2: Mapa de localização dos afloramentos estudados, principais litologias encontradas e cidades da região

4. Materiais e Métodos

4.1. Análise Bibliográfica

Em um primeiro momento levantou-se informações a respeito da área a ser estudada, ou seja, os afloramentos das cidades de Porto Ferreira e Tambaú que contemplaram a Formação Corumbataí. Procurou-se informações a respeito dessa região em artigos, revistas científicas e teses de mestrado e doutorado que tratavam da mesma formação. A partir disso conseguiu-se ter embasamento teórico adequado para um melhor aproveitamento do trabalho de campo.

Este levantamento bibliográfico inicial foi muito importante para determinar as diretrizes a serem seguidas em campo, ou seja, como descrever o que foi observado para extrair uma maior quantidade de informações que auxiliaram na resolução dos objetivos apresentados pela pesquisa, e como coletar as amostras adequadamente para posteriores análises laboratoriais.

Como um dos objetivos apresentados para este trabalho de pesquisa foi a caracterização dos aspectos paleoambientais vigentes durante a deposição da Formação Corumbataí, utilizou-se de análise estratigráfica, mais especificamente individualização de fácies sedimentares e definição de associações faciológicas, a fim de identificar os processos sedimentares e propor um modelo deposicional. Para que isso acontecesse, primeiramente confeccionaram-se seções geológicas, em programa Corel Draw X5, dos afloramentos de campo para que depois, com todos os dados disponíveis visualmente, fosse possível realizar uma análise estratigráfica.

A análise estratigráfica consiste em quatro métodos, ou seja, análise de fácies, análise de elementos arquitetônicos, de superfícies hierárquicas e de macroformas, e análise estatística para definição do padrão de paleocorrentes. Neste trabalho de pesquisa, por se tratar de áreas relativamente menores, a análise de fácies foi à chave mestra para a caracterização dos aspectos deposicionais, para a separação em associações faciológicas e para a definição de superfícies hierárquicas.

O termo fácies está relacionado ao caráter descritivo e interpretativo da rocha. Com relação à parte descritiva, as fácies caracterizam os atributos sedimentares e promovem respostas para o tipo de processo sedimentar vigente, que pode estar ou não associado a

diferentes contextos deposicionais e processos biológicos. De acordo com Miall (1985), a fácies é uma unidade da rocha sedimentar definida a partir de suas feições litológicas, expressas por composição, tamanho do grão, esfericidade, seleção, características do acamamento e das estruturas sedimentares. Cada fácies representa um evento deposicional individual que pode ser agrupado em associações ou em conjuntos, caracterizando assim um ambiente sedimentar particular. Estes corpos constituem a base para a definição de modelos faciográficos (Miall, 2000).

Em uma análise de fácies e individualização de associações faciográficas é necessário a observação da feição e o estabelecimento do processo responsável pela sua formação (Miall, 1985). A confecção de seções verticais e perfis laterais são importantes visualizadores dos processos atuantes durante a deposição do sítio deposicional. Assim, a partir do agrupamento de fácies correspondentes a um mesmo tipo de ambiente é possível delimitar-se as associações envolvidas e as características do mesmo.

Para o estabelecimento dos tipos de ambientes deposicionais envolvidos, definiu-se uma correlação tridimensional que configurou um tipo de sistema deposicional. A Tabela 2 propõe uma classificação de fácies devido ao que foi observado e descrito nos afloramentos de Porto Ferreira e Tambaú. Esta tabela baseiou-se no código proposto por Miall (1985), com a litologia indicada por letra maiúscula (C = conglomerado, A = arenito, S = siltito) seguida de características relevantes de estruturas e arranjos, representadas por letras minúsculas.

Tabela 2: Código de fácies utilizado para classificação e individualização em associações

Conjunto de Fácies	Fácies	Características
C	Cma	Conglomerado com matriz fina e grãos de granulometria de areia grossa a muito grossa
	Cid	Conglomerado intraformacional com granulometria descendente
A	Afs	Arenito fino intercalado com siltito
	Afg	Arenito fino a médio/grosso
	Afh	Arenito fino com laminação cruzada hummocky (tempestitos)
	Afl	Arenito fino com flaser de lamito
	Alo	Arenito fino com laminações onduladas assimétricas
	Alc	Arenito fino com laminação cruzada cavalgante indistinta
S	Sl	Siltito laminado
	Sla	Siltito laminado com lentes de areia muito fina à fina
	Sca	Siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino
	Sll	Siltito laminado com lentes de lamito

A definição das associações presentes e qual sistema deposicional elas representam foi baseada nas características descritas em cada fácies. Assim, delimitou-se dois tipos de associações, descritos na Tabela 3 abaixo.

Tabela 3: Associações faciológicas encontradas nos afloramentos e suas principais características

Elemento	Símbolo	Principal conjunto de fácies	Características
Upper Shoreface (inframaré)	US	Sca, Afs, Alc, Alo, Afl, Afg, Cma e Cid	Depósito de material mais grosso sob influência de movimentos oscilatórios de ondas e de marés
Lower Shoreface	LS	Sll, Sl, Sla, Sca, Alo e Afh	Depósito de material mais fino sob pequena influência oscilatória, só em momentos de tempestade

Já com relação às superfícies hierárquicas, Miall (1988 a e b) determinou uma hierarquia de superfícies limítrofes, que segue na Tabela 4 abaixo.

Tabela 4: Principais características e significados das superfícies hierárquicas (Miall, 1988a)

Ordem	Forma	Características	Significado	Tempo de deposição
1.a	Plana ou côncava	Limita estratos cruzados do mesmo tipo com pouca ou nenhuma erosão interna	Separa sequencias cíclicas de pequena escala	De algumas horas a um ou dois dias
2.a	Plana ou côncava	Limita conjuntos de fácies geneticamente relacionadas. Pode haver erosão.	Variações na direção ou nas condições de fluxo sem que haja parada significativa na sedimentação	De alguns dias a alguns meses

Os limites determinados pelas superfícies de primeira e segunda ordem são referentes a depósitos dentro de microformas e mesoformas. As superfícies de primeira ordem referem-se às camadas frontais de estratificações cruzadas (foresets) e camadas plano-paralelas. Sets de estratificações cruzadas ou feições erosivas de pequena escala são alguns exemplos. As superfícies de segunda ordem são aquelas que limitam conjuntos de estratificações (cosets), podendo, ainda, indicar variações de fluxo em um mesmo evento deposicional. Esta superfície limita fácies, superfícies de truncamento, indicando mudança na direção do fluxo ou evidências de pequenas erosões internas (Miall, 1988 a e b).

Com as associações faciológicas e as superfícies hierárquicas definidas, propôs-se um modelo deposicional para a região em análise e confeccionou-se um bloco diagrama, em programa Corel Draw X5, para melhor visualização do paleoambiente dominante para a Formação Corumbataí em Porto Ferreira e Tambaú.

4.2. Descrição e coleta de amostras

O trabalho de campo foi realizado em afloramentos das cidades de Porto Ferreira e Tambaú. Neste momento foram coletas e identificadas amostras em sacos plásticos para

posterior análise laboratorial. Esta análise teve como intuito ajudar a caracterizar a evolução diagenética da região. Os afloramentos foram descritos da base para o topo, sendo medida e delimitada a espessura de cada pacote sedimentar para confecção de seções geológicas que auxiliaram na classificação de fácies, associações e ambientes deposicionais envolvidos. A descrição de estruturas, materiais envolvidos, granulometria, textura, contatos, entre outros, também proporcionou maiores informações para classificação de fácies e posterior entendimento dos aspectos deposicionais. Outras informações, como dados de GPS, foram importantes para a confecção do mapa de localização da área de estudo e para a visualização das possíveis litologias envolvidas e as regiões que elas abrangem.

4.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Segundo Roveri (2010), em um microscópio eletrônico de varredura, um feixe de elétrons com energia entre 1 e 40 KeV é focalizado sobre a superfície de uma amostra, descrevendo trajetórias paralelas. Antes de atingir a superfície da mesma, este feixe é alinhado ao passar por lentes eletromagnéticas e é focalizado em uma região muito pequena da amostra. Bobinas adequadamente posicionadas promovem a varredura desse feixe sobre a área da amostra a ser examinada. A interação feixe-amostra gera uma série de sinais como, por exemplo, elétrons secundários que são captados por um detector.

A principal vantagem de utilizar o MEV é a excelente profundidade de foco adquirida que permite a visualização de superfície de fraturas ou superfícies irregulares com alta definição. Este método também é utilizado para observação de amostras espessas, que não são transparentes a elétrons.

A partir do objetivo exposto, ou seja, caracterização de argilas e suas formas de ocorrência ao longo das seções geológicas para posterior definição da evolução diagenética da Formação Corumbataí, a microscopia eletrônica de varredura permitiu a visualização de minerais muito finos a finos, bem como as texturas e estruturas envolvidas no arcabouço da amostra em análise. Além disso, determina-se semi-quantitativamente a composição dos minerais em observação devido à presença de espectrômetro acoplado ao MEV. Este espectrômetro não consegue quantificar os elementos leves, como H, He, Li e Be, por isso não foram levados em consideração para efeito de comparação e classificação do mineral presente. Logo, é possível definir a origem do mineral, ou seja, detrítico ou autigênico, sua forma de ocorrência e a composição relativa dos elementos que o compõe, podendo assim inferir quais foram os minerais envolvidos e a sua gênese.

Em um primeiro momento as amostras 7 amostras escolhidas para análise foram quebradas, à mão, em blocos pequenos de 2 a 5 centímetros, colocadas em placa de vibro e levadas a estufa de 60° C para secagem durante 4 horas. Depois estes blocos secos foram impregnados com resina para diminuir a porosidade e metalizados com carbono (C), a vácuo. Este procedimento é necessário para se ter uma melhor qualidade das imagens. A perda de qualidade se deve ao fato de os elétrons presentes no feixe se acumularem na superfície da amostra, alterando assim a mesma. A partir da metalização das amostras, gera-se uma superfície condutora que desviará os elétrons incidentes sobre ela, não deixando que estes se acumulem. Assim evita-se o carregamento das amostras e permite-se uma melhor qualidade das imagens e um maior tempo de observação.

O procedimento de impregnação das amostras com resina foi realizado no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Unicamp. Já a parte de metalização e observação das imagens ocorreu no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, localizado no mesmo Instituto. Nesta última etapa, com o auxílio da técnica Érica Tonetto, foram utilizados o metalizador EMITECH K450, o microscópio eletrônico de varredura LEO 430i que possui varredura digital e que é controlado por um programa de computador fabricado pela Companhia Zeiss, e um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da Oxford Instruments acoplado ao MEV (medidas semi-quantitativas de composição). A energia dos feixes de elétrons pode ser ajustada de 300 Volts (V) a 30 kiloVolts (kV) e a da corrente do feixe, 1 picoAmperè a 1 microAmperè. Estes valores podem adequados de acordo com o tipo de amostra e objetivos da análise.

4.4. Análise granulométrica

Esta etapa consistiu na análise da granulometria de 5 amostras dos afloramentos presentes em Tambaú e Porto Ferreira. Isto foi importante para definição das amostras que realmente continham argilominerais, ou seja, dentre as 5 apenas 4 possuíam quantidades significativas para posterior análise de Difractometria de Raios X. O procedimento foi realizado da seguinte forma:

- 1) Pesar, em duplicata, de 1 grama de cada amostra, previamente moída em moinho planetário, em tubo Falcon de 50 mL;
- 2) Completar volume com dispersor hexametáfosfato de sódio 4%;
- 3) Colocar os tubos em agitador orbital por 48 horas;
- 4) Passar a solução em granulômetro CILAS 1090L e fazer leitura granulométrica;

O equipamento permite analisar partículas com diâmetros entre 0,02 e 500 micrômetros. Por isso, um pré-peneiramento úmido das amostras em peneiras de 500, 1000 e 2000 micrômetros foi realizado e apenas a fração inferior a 500 micrômetros foi analisada no equipamento. O padrão P3 ACIL foi usado como controle de qualidade das medidas adquiridas. Os resultados foram baseados na Escala de Udden-Wentworth do intervalo granulométrico, que segue na Tabela 5 abaixo.

Tabela 5: Intervalo granulométrico a partir da Escala de Udden-Wentworth

Intervalo granulométrico (mm)	Definição
>256	Matacão
256 a 64	Bloco ou Cascalho
64 a 4,0	Seixo
4,0 a 2,0	Grânulo
2,0 a 1,0	Areia muito grossa
1,0 a 0,50	Areia grossa
0,50 a 0,250	Areia média
0,250 a 0,125	Areia fina
0,125 a 0,062	Areia muito fina
0,062 a 0,031	Silte grosso
0,031 a 0,016	Silte médio
0,016 a 0,008	Silte fino
0,008 a 0,004	Silte muito fino
<0,004	Argila

Todas as etapas anteriores foram feitas no Laboratório de Análise Ambiental do Instituto de Geociências, sob a supervisão do Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva.

4.5. Difratometria de Raios X (DRX)

De acordo com Roveri (2010), a análise mineralógica por Difração de Raios X é um dos métodos mais difundidos para identificação e classificação de minerais, mais especificamente minerais de argila, foco este do presente procedimento e análise.

Segundo Albers (2002), a Difração de Raios X é a mais indicada na determinação das fases cristalinas presentes em materiais argilosos. Isto é possível porque, na maior parte dos

sólidos (cristais), os átomos se ordenam em planos cristalinos separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios X. Assim, ao se incidir um feixe de raios X em um cristal, o mesmo irá interagir com os átomos presentes, originando o fenômeno de difração. Este último ocorre segundo a Lei de Bragg (Fórmula 1), a qual estabelece a relação entre o ângulo de difração e a distância entre os planos que a originam (característico para cada fase cristalina):

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (\text{Fórmula 1})$$

n: número inteiro

λ : comprimento de onda dos raios X incidentes

d: distância interplanar

θ : ângulo de difração

Dentre as vantagens da técnica de DRX para caracterização de fase, destacam-se a simplicidade e rapidez do método, a confiabilidade dos resultados obtidos (o perfil de difração obtido é característico para cada fase cristalina), a possibilidade de análise de materiais compostos por uma mistura de fases, bem como a análise quantitativa destas fases (Albers, 2002).

Ao se caracterizar argilominerais deve-se tomar cuidado com elevados teores de quartzo, em uma determinada amostra, e sua facilidade de orientar-se, resultando em picos bem definidos e de grande intensidade desta fase cristalina, que acaba prejudicando a identificação e caracterização de outras fases presentes (Albers, 2002).

A Difração de Raios X foi realizada em 4 amostras, que possuíam a granulometria e quantidade de material adequada, com o intuito de confirmar os tipos de minerais presentes que já foram pré-determinados por Microscopia Eletrônica de Varredura. As amostras foram previamente secadas em estufa a 60° C por 1 dia, trituradas, homogeneizadas e moídas em Moinho Planetário localizado no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Unicamp. Posteriormente, a fração já fina deste material foi tratada em 3 procedimentos diferentes para a confecção de lâminas de vidro. O procedimento 1 consiste na condição natural do material e foi preparado da seguinte forma especificada abaixo (modificado de Albers, 2002):

- 1) Dissolver 10 mg do material finamente moído em 100 mL de água destilada;
- 2) Homogeneizar o material por 5 minutos em equipamento homogeneizador;

- 3) Transferir sobrenadante para proveta e completar volume;
- 4) Centrifugar pela primeira vez em 700 rpm por 7 minutos, transferir sobrenadante para nova proveta, completar volume;
- 5) Centrifugar novamente, só que a 3000 rpm por 30 minutos, sendo novamente separado sobrenadante do material precipitado;
- 6) Com o auxílio de uma pipeta, retirar a fração fina do precipitado (com ainda um pouco de água no sistema), e gotear em lâmina de vidro (as dimensões da lâmina devem ser compatíveis com o porta-amostra utilizado no difratômetro), do centro para as bordas;
- 7) Esperar secar a lâmina de vidro e proceder com a análise;
- 8) Realizar o ensaio de difração de raios X, varrendo-se de 2 a 30° (escala 2 θ) com velocidade de 1°/min.

Com este primeiro procedimento, as distâncias interplanares (d), referentes aos picos apresentados no difratograma, deverão ser confrontadas com as distâncias interplanares características de cada argilomineral. A Tabela 6 mostra o pico de maior intensidade, bem como os picos secundários, dos argilominerais mais simples e com maior ocorrência no Brasil. De acordo com esta tabela, utilizando-se apenas a reflexão principal, muitas vezes não é possível se determinar com segurança o argilomineral, por isso os procedimentos 2 e 3 são aplicados (Albers, 2002).

Tabela 6: Distâncias interplanares características de argilominerais (Albers, 2002)

Distância Interplanar (Å) (pico principal)	Distância Interplanar (Å) (picos secundários)	Argilomineral
7	3,58	Caulinita
10	5,0 e 3,33	Ilita
14	7,0; 4,7 e 3,5	Clorita
14	7,0; 4,7 e 3,5	Clorita expansível
12 ou 14	5,1 e 3,5	Montmorilonita – 12 ou 14
14	-	Vermiculita

O procedimento 2 consiste na adição de etilenogliceral (glicolagem) nas alíquotas finamente moídas para determinar minerais expansivos. Este procedimento baseia-se na capacidade de alguns argilominerais admitirem, em sua estrutura, ligações com alcoóis, e

estes, por sua vez, com a água (Albers, 2002). As amostras foram preparadas da seguinte forma descrita abaixo:

- 1) Preparar lâmina seguindo o procedimento 1 (pode-se empregar a mesma lâmina utilizada anteriormente);
- 2) Posicionar a lâmina sobre um suporte dentro de um recipiente com tampa (o suporte serve para que a lâmina não fique apoiada no fundo do recipiente);
- 3) Adicionar 100 mL de etilenoglicerol (ou glicerol) no fundo do recipiente, impedindo o contato direto do reagente com a lâmina;
- 4) Tampar o recipiente e deixar durante 17 horas;
- 5) Retirada as lâminas do recipiente, proceder o ensaio de difração de raios X (o ensaio deverá ser realizado em no máximo 1 hora após a retirada da lâmina da estufa), varrendo-se de 2 a 15° (escala 2 θ) com velocidade de 1°/min.

Desta forma aumenta-se a distância interplanar do pico principal dos argilominerais, sendo possível assim separação entre os minerais que era anteriormente impossível de se ter (ver Tabela 6 e Tabela 7). O procedimento 3 consiste no aquecimento das alíquotas para a eliminação de moléculas de água adsorvidas nos argilominerais. Ele consiste nas seguintes etapas descritas abaixo (modificado de Albers, 2002):

- 1) Preparar uma lâmina seguindo o procedimento 1 (pode-se empregar a mesma lâmina utilizada anteriormente);
- 2) Colocar a lâmina em uma mufla, aquecendo-a à 450° C por 5 horas;
- 3) Retirar a lâmina da mufla e proceder com o ensaio de difração de raios X, varrendo-se de 2 a 15° (escala 2 θ) com velocidade de 1°/min.

O resultado deste procedimento permite a observação de uma redução na distância interplanar do pico principal dos argilominerais devido à retirada de água adsorvida. A Tabela 7 mostra as distâncias interplanares dos principais argilominerais encontrado no Brasil para os 3 procedimentos descritos anteriormente. É possível, a partir da interpretação da Tabela 7, perceber a mudanças de comportamento dos argilominerais com a adição ou retirada de material e como isto auxiliou na classificação correta de cada mineral.

Tabela 7: Posições referentes aos picos principais dos argilominerais em condições normais, após glicolagem e aquecimento (Albers, 2002)

Distância Interplanar (Å) (condições normais)	Distância Interplanar (Å) (após glicolagem)	Distância Interplanar (Å) (após aquecimento)	Argilomineral
7	7	-	Caulinita
10	10	10	Ilita
14	14	14	Clorita
14	17	14	Clorita expansível
12	17	10	Montmorilonita – 12
14	17	10	Montmorilonita – 14
14	14	10	Vermiculita

A preparação das lâminas de vidro, com o material previamente fino, foi realizada no Laboratório de Difractometria de Raios X do Instituto de Geociências da Unicamp. A primeira análise por difração de raios X foi realizada em equipamento do tipo PW3710, com medidas de radiação de 30 mA por 40 kV, localizado no Laboratório de Difractometria de Raios X do Instituto de Física da Unicamp, com supervisão do técnico Rogério Marcon. As demais foram feitas em equipamento MsasSrv (D2-206013), com medidas de radiação de 5 mA por 10 kV, localizado no Laboratório de Difractometria de Raios X do Instituto de Geociências, com supervisão do técnico Dailto Silva. Os resultados foram interpretados a partir da utilização do software Philips X'Pert HighScore®.

4.6. Discussão dos dados adquiridos e confecção do relatório final de pesquisa

A partir dos dados de campo, da análise de fácies e da revisão bibliográfica foi possível a caracterização dos aspectos deposicionais da Formação Corumbataí nas regiões de Porto Ferreira e Tambaú. Com isto, ou seja, definição de fácies e associações configurou-se o paleoambiente observado nos afloramentos, tentando sempre correlacioná-los, e montou-se um bloco-diagrama para visualização do resultado final. Com relação à evolução diagenética, os dados de campo, as análises laboratoriais e a revisão bibliográfica foram de grande importância para saber quais tipos de argilominerais estavam presentes, de onde estes vieram (diagenéticos ou transportados) e qual a relação dos mesmos com a evolução do ambiente onde apareceram.

Assim, confeccionou-se o relatório final de pesquisa com o intuito de mostrar os resultados obtidos, discutí-los e proporcionar uma conclusão para o que foi observado em campo, gerando maiores informações a respeito da Formação Corumbataí na região estudada.

5. Geologia Regional

5.1. Generalidades da Bacia do Paraná

Segundo Milani et al. (2007), a Bacia do Paraná é uma ampla região sedimentar do continente sul-americano que inclui porções territoriais do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área de aproximadamente 1,5 milhões de quilômetros quadrados, como mostrado na Figura 3. Esta bacia tem uma forma ovalada com eixo maior N-S, sendo seu contorno atual definido por limites erosivos relacionados, em grande parte, à história geotectônica Mesoceno-zóica do continente.



Figura 3: Localização da Bacia do Paraná no Continente Sul-Americano (adaptado de MILANI & THOMAZ FILHO, 2000)

De acordo com Milani et al. (2007), o registro estratigráfico da Bacia do Paraná compreende um pacote sedimentar-magmático com espessura máxima de 7 mil metros.

Milani (1997) reconheceu no registro estratigráfico da Bacia do Paraná seis unidades de ampla escala ou supersequências, na forma de pacotes rochosos, que possuem intervalos temporais com algumas dezenas de milhões de anos de duração e que são envelopados por superfícies de discordância de caráter interregional. As supersequências, das mais antigas as mais recentes, são: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

As três primeiras supersequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivos-regressivos ligados às oscilações do nível relativo do mar no Paleozóico, ao passo que as demais correspondem a pacotes sedimentos continentais com rochas ígneas associadas (Milani et al., 2007).

5.2. Síntese Evolutiva da Bacia do Paraná

A evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, no interior do Paleocontinente Gondwana, está associada com o desenvolvimento de ativos cinturões colisionais a ela adjacentes que definiu uma extensa faixa posicionada junto à margem sudoeste do paleocontinente, os Gondwanides, ao longo da qual, durante todo o Fanerozóico, gerou uma relação de convergência entre o Gondwana e a litosfera oceânica do Panthalassa (Keidel, 1916).

A implantação da Bacia do Paraná deu-se na forma de depressões alongadas na direção NE-SW, segundo a trama do substrato Pré-cambriano (Milani, 1997). As zonas de fraqueza do embasamento, correspondentes ao arcabouço brasileiro, foram reativadas sob o campo compressional na borda do continente devido a Orogenia Oclóyica (Ramos et al., 1986), do Neordoviciano, originando, assim, espaço para acomodação da primeira unidade cratônica da bacia: a Supersequência Rio Ivaí. O topo desta supersequência é assinalado pela discordância Neosiluriana, gerada a partir da exposição subaérea das unidades previamente depositadas, remoção erosiva e o estabelecimento de um vasto e regular plano (Milani et al., 2007).

Retomada a subsidência, acumulou-se a Supersequência Paraná, que é um pacote com idade Devoniana e caracterizado por uma notável uniformidade faciológica em toda sua

grande área de ocorrência. Sua espessura é variável, uma vez que a porção superior da Supersequência Paraná foi severamente esculpida por sucessivos eventos erosivos superpostos, ocorridos entre o final do Neodevoniano e o Carbonífero Médio (Milani et al., 2007).

Após a deposição da Supersequência Paraná ocorreu uma importante lacuna tectono-sedimentar na história da Bacia do Paraná, estando implícito um hiato de cerca de 70 Ma. Sua origem tem sido interpretada como decorrente de fatores tectônicos ligados à Orogenia Herciniana (Zalán, 1991; López-Gamundi e Rossello, 1993). Contudo, a paleoposição em altas latitudes da placa gondwânica durante o Devoniano terminal e Eocarbonífero (Caputo e Crowell, 1985; Caputo et al., 2008), juntamente com o desenvolvimento intermitente de calotas de gelo em áreas próximas e sobre parte da Bacia do Paraná, além do grande rebaixamento do nível do mar que deve ter acompanhado o ápice dessas glaciações, certamente constituíram fatores decisivos à atual inexistência de um registro Mississippiano na bacia (Milani et al., 2007).

Com a migração do Paleocontinente Gondwana para norte, a acumulação sedimentar na Bacia do Paraná foi retomada, no final do Carbonífero Médio (Daemon e França, 1993; parte terminal do Moscoviano, de Gradstein et al., 2004). A implantação da sedimentação Carbonífera sucedeu um tempo de profundas alterações tanto tectônicas quanto climáticas. O pacote que vem logo após a discordância Neodevoniana, a Supersequência Gondwana I (Milani, 1997), materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo, fruto da invasão e posterior saída do oceano Panthalassa sobre o interior do Paleocontinente Gondwana. Sua porção inferior corresponde à sedimentação diretamente ligada ao degelo da calota polar, sendo caracterizada por depósitos em que os mecanismos de fluxo de massa e ressedimentação foram importantes. O ciclo sedimentar alcançou condições de máxima inundação no Artinskiano e terminou com sistemas deposicionais continentais do início do Triássico. A acumulação da Supersequência Gondwana I foi acompanhada de um progressivo fechamento da Bacia do Paraná às incursões marinhas provenientes de oeste. O caráter de bacia intracratônica foi sendo assumido e a bacia ficou aprisionada no árido interior continental do Gondwana Mesozóico (Milani et al., 2007).

A chegada do período Triássico presenciou uma distensão generalizada na porção sul do Paleocontinente Gondwana (Uliana e Biddle, 1988). A Supersequência Gondwana II da Bacia do Paraná, de ocorrência restrita às porções gaúcha e uruguaia da mesma, inseriu-se

nesse contexto regional e representa uma sedimentação acumulada em bacias do tipo gráben. O conteúdo fossilífero desses estratos, na forma de uma importante associação de vertebrados, possui grande identidade com a paleofauna presente em seções sedimentares da Argentina e da África do Sul (Barberena et al., 1991). Com o passar da era Mesozóica, prosseguiram-se as condições de ampla erosão ligadas à abrasão eólica do substrato no interior do Paleocontinente Gondwana, refletindo-se como a mais pronunciada lacuna do registro estratigráfico da Bacia do Paraná. Sobre a superfície assim estabelecida, acumularam-se extensos campos de dunas a partir do final do Jurássico, sucedidas pelas rochas magmáticas Eocretáceas relacionadas aos movimentos iniciais de ruptura do paleocontinente, compondo assim a Supersequência Gondwana III (Milani et al., 2007).

No Eocretáceo, a crosta terrestre foi submetida a um colossal fedilhamento associado à magmatismo basáltico. Neste momento rompeu-se o Paleocontinente Gondwana e iniciou-se a evolução do oceano Atlântico Sul. O magmatismo Serra Geral marcou o fim de eventos de sedimentação extensiva no interior do paleocontinente. Cessadas as atividades vulcânicas e promovidos os ajustes isostáticos, definiu-se uma depressão sobre o pacote basáltico aonde, no Neocretáceo, viria a se acumular a Supersequência Bauru na Bacia do Paraná (Milani et al., 2007).

Durante a deposição da Supersequência Bauru ocorreram dois períodos de maior intensidade de eventos intrusivos de natureza alcalina: 87-80 Ma e 70-60 Ma (Almeida e Melo, 1981). Seu registro é caracterizado por corpos intrusivos, mas freqüentes nas bordas setentrionais da bacia. No interior da mesma essa atividade ígnea foi registrada como sismitos em pacotes sedimentares, assim como na intensa silicificação de arenitos em áreas de intersecção de feições tectônicas regionais, como no Arco de Ponta Grossa, porção sul da bacia (Fernandes et al., 1993).

5.3. Evolução dos conhecimentos sobre a Formação Corumbataí

Segundo Salvador e Simone (2010), o primeiro estudo efetivo sobre a Formação Corumbataí data de 1918 e refletiu a descrição de alguns espécimes de bivalves dos Estados do Paraná e São Paulo pelo paleontólogo Karl Holdhaus. Este autor sugeriu que esses fósseis seriam do período Carbonífero através de correlação com outros fósseis europeus de mesma idade geológica. Oliveira (1918) descobriu a presença de restos vegetais que ocorriam pouco acima das camadas de onde provinham os bivalves e, baseando-se nessas evidências, estabeleceu a idade Permiana Inferior para os fósseis da formação.

Onze anos depois, em 1929, o paleontólogo inglês Frederick R. C. Reed descreveu novas espécies de bivalves provenientes de várias localidades do Paraná e concluiu que os espécimes que ele e Holdhaus haviam descoberto constituíam duas assembléias distintas da Formação Corumbataí, as quais classificou como “Horizonte A e B”, ambas pertencentes ao Triássico. Em 1932 e 1935, Reed, ao descrever novos fósseis da Formação, constatou a existência de uma terceira assembléia, que ocorria abaixo das duas primeiras descritas.

Cox (1934), ao estudar os bivalves do Uruguai correlatos aos da Formação Corumbataí, manteve a idade Triássica, mas apontou que o ambiente de formação não teria sido marinho como se pensava, mas sim estauriano.

Esta fase inicial de estudos sobre a formação foi liderada por cientistas estrangeiros, que atribuíram a maior parte das espécies da formação a gêneros marinhos europeus e norte-americanos.

Uma década depois, paleontólogos brasileiros começaram a estudar a formação. O paleontólogo Josué C. Mendes classificou a idade como sendo Permiano (Mendes, 1945), argumentando que os bivalves da Formação Corumbataí eram muito diferentes dos animais Triássicos sugeridos por Reed e que os restos vegetais presentes ofereciam suporte à idade Permiana.

Em 1948, o paleontólogo argentino Armando Leanza sugeriu que o paleoambiente da Formação Corumbataí seria um grande corpo continental de água doce, pois algumas espécies de moluscos haviam sido classificadas em gêneros já conhecidos, típicos de água doce.

Mendes, em trabalhos posteriores (1949, 1952, 1954), aceitou a sugestão de Leanza, mas defendeu a existência de um “ambiente não-marinho”, mantendo abertas as possibilidades de um ambiente salobro ou totalmente de água doce.

O paleontólogo alemão Karl Beurlen (1953) não concordou com a proposta de paleoambiente de Leanza (1948), defendendo um mar epicontinental salobro. Apesar do trabalho de Beurlen ter sido posteriormente considerado como contendo uma série de equívocos, sua importância foi muito grande por apontar possibilidades ainda não pensadas.

Diversos trabalhos foram publicados durante as décadas de 1940 a 1970, mas os de Mendes, dos anos de 1952 e 1954, e o de Mezzalana, do ano de 1957, destacam-se por sua completude e abrangência, sendo, portanto, de extrema importância para o conhecimento

sobre a Formação Corumbataí. O trabalho de Paulo M. B. Landim (1970) foi igualmente importante por reforçar o embasamento sobre aspectos geológicos da formação.

Runnegar e Newell (1971) também estudaram os bivalves da Bacia do Paraná e destacaram suas afinidades com outras faunas gondwânicas marinhas (como a fauna do sul da África), além de sugerir o Mar Cáspio atual como um modelo de ambiente para a Bacia do Paraná durante o Permiano.

Durante as décadas de 1970 e 1980 houve a publicação de diversos trabalhos (incluindo de Mendes e de Mezzalira) que ampliaram o conhecimento da formação em localidades previamente não estudadas. Além disso, os mesmos deram continuidade à discussão sobre o possível paleoambiente da Bacia do Paraná durante o Permiano. Como bons exemplos de trabalhos pode-se citar os de Dalponte e Gonçalves (1979), Mezzalira (1980), Mendes (1984), Ragonha (1987), Ragonha e Santos (1987), Mezzalira et al. (1990).

As décadas de 1990 e de 2000 continuaram com a tendência das duas décadas anteriores (por exemplo, Maranhão e Petri, 1996), mas nessa fase os estudos sobre a Formação Corumbataí (e o Grupo Passa Dois como um todo) foram aprofundados em relação à geologia. Isso se deve principalmente ao paleontólogo brasileiro Marcello G. Simões, que publicou, juntamente com seus colaboradores, diversos trabalhos que abordaram os aspectos geológicos da formação.

A discussão sobre o paleoambiente da Bacia também recebeu devida atenção, chegando mais perto de um consenso com os trabalhos de Rohn (1994) e de Ghilardi e Simões (2002). Esses autores propuseram que, durante o Permiano, a Bacia do Paraná teria sido um mar epicontinental que foi gradualmente perdendo o contato com o oceano e, portanto, tornando-se salobro. Esse mar teria salinidade variável e estaria sujeito à intensa evaporação devido ao clima quente, o que representaria, portanto, uma condição de alto estresse ambiental.

Por fim, segundo Salvador e Simone, 2010, há uma grande discussão sobre o paleoambiente da bacia, que, com base nas evidências mais recentes, deve ter sido muito mais complexo do que anteriormente se acreditava. Outro ponto a ser levantando seria o aumento de estudos sobre a Formação Corumbataí, que possui valor inestimável para a paleontologia brasileira, tanto em relação ao seu paleoambiente de formação como com relação à evolução diagenética envolvida. Neste último seguimento, destacam-se teses de mestrado e doutorado

de alunos que pesquisaram a região de Rio Claro, nordeste do Estado de São Paulo, com enfoque no auxílio da produção do setor de cerâmica da região.

5.4. A Formação Corumbataí

O termo Corumbataí 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 presença de fósseis e icnofósseis (Sanford e Lange, 1960).

A Formação Corumbataí está inserida dentro do Grupo Passa Dois que faz parte da Supersequência Gondwana I, de idade Neopermiano-Eotriássica. Esta formação, no Estado de São Paulo, se interdigita com as formações Serra Alta, Teresina e grande parte da Formação Rio do Rastro, do Sul do Brasil (Milani et al., 1994).

Para Landim (1970), as rochas que afloram na região do vale do Rio Corumbataí estão correlacionadas com as formações Serra Alta e Teresina, designado também o topo do Grupo Passa Dois como Formação Estrada Nova indivisa. A Formação Corumbataí atinge espessura máxima de 130 metros nas imediações de Rio Claro, adelgando-se para nordeste, com espessura em torno de 50-60 metros nas imediações das cidades de Leme, Pirassununga e Porto Ferreira. Landim (1970) também divide esta formação em parte superior e parte inferior.

A parte inferior é caracterizada pela presença de siltitos maciços de cor roxo-acinzentado à cinza-claro, assemelhando-se as “fácies Serra Alta”, cuja espessura máxima é de 20 metros. A presença de cimento calcífero na parte inferior não é tão comum quanto na parte superior, talvez por causa da maior substituição do carbonato por sílica (Landim, 1967).

A parte superior é constituída predominantemente por siltitos intercalados com lâminas ou camadas (com espessura máxima de 20 cm) de argilitos, siltitos argilosos, arenitos siltosos e arenitos finos. Estes estratos apresentam grande variação lateral, as cores predominantes são vermelho-arroxeadado, para estratos mais finos, e amarelo-acinzentado, para estratos silto-arenosos, sendo que a granulometria mais grossa tendem a ter maior predomínio no topo da formação (Landim, 1967).

Já segundo Ibrahim (2008), a Formação Corumbataí, em sua parte inferior, apresenta siltitos, argilitos e folhelhos, podendo possuir cimentação calcária. Segue-se uma sucessão de camadas siltosas, ritmicamente alternadas com lâminas, ou delgadas camadas, cuja litologia

varia entre argilosa e arenosa fina, tanto vertical como horizontalmente. As cores avermelhadas e arroxeadas passam a predominar na parte média e superior da formação, onde também ocorre a existência de lentes e bancos calcários, bem mais escassos. Estas características litológicas e sedimentares da parte inferior da formação indicam deposição em ambiente marinho de águas mais rasas, em condições climáticas redutoras. A porção superior é resultado de deposição em águas rasas, sob condições climáticas oxidantes e influência de marés, com freqüentes avanços gradacionais de sedimentação litorâneas.

A presença de níveis relativamente mais arenosos para o topo da Formação Corumbataí refletem o processo de continentalização da Bacia do Paraná, que teve seu início no Neopermiano (Milani, 2004).

Zanardo (2003) confirma o nítido aumento dos níveis mais arenosos para o topo da formação, acompanhado por aumento do teor de carbonatos sob a forma de cimento ou vênulas e veios. Também relata que a coloração, predominantemente avermelhada, é substituída ao longo de toda a coluna por cores esverdeadas, de tons acinzentados a amarelados. As cores esverdeadas podem ter origem a partir de processos intempéricos em ambiente anaeróbico, preferencialmente ao longo de discontinuidades ou ainda devido aos processos hidrotermais ligados ao resfriamento dos corpos intrusivos de magma básico (Formação Serra Geral).

Além da variação de coloração, o efeito termal gerado posteriormente, é evidenciado pela presença de estreitos hornfels, veios irregulares de hematita, formação de zeólitas como cimento ou em associação com carbonato, geração de veios de quartzo e neoformação de feldspato alcalino (Zanardo, 2003). Segundo Costa (2006) os efeitos termais podem ter gerado também cloritização nas fraturas discordantes da formação, assim como Bernardes (2005) associa a albitização generalizada das rochas devido ao mesmo processo.

Landim (1970) descreveu como estruturas primárias, além da estrutura maciça e estratificação rítmica plano-paralela, as estratificações rítmicas onduladas, lenticular e flaser. O mesmo ainda observou estruturas singenéticas de deformação, como laminação convulata, diques clásticos e gretas de contração, que indicam fases de exposição subaérea da Formação Corumbataí. A presença de marcas de ondas está associada aos sedimentos psamíticos da porção superior da mesma.

A presença de bone-beds (depósito que contém ossos de qualquer tipo) em forma de leitos descontínuos ou lentes são comuns entre os estratos da Formação Corumbataí. Suas espessuras variam de milimétricas a decimétricas (até 30 cm) e são compostos por pequenos fragmentos de ossos, escamas, dentes de peixes, conchas e coprólitos litificados (Zanardo, 2003). Estes estratos fóssilíferos são temas de estudos desde o início do século e a evolução das análises paleontológicas das unidades pode ser revista em Rohn (1994) e em Salvador e Simone (2010).

Com relação ao contato inferior da Formação Corumbataí com a Formação Irati (Membro Assistência), Hachiro (1996) evidencia que a Formação Irati representa o período de maior estagnação ocorrida durante a evolução da Bacia do Paraná, sendo seu contato concordante com a Formação Corumbataí, no interior da Bacia do Paraná, e caracterizado pelo desaparecimento dos folhelhos betuminosos comuns da formação sotoposta.

Já com relação ao contato superior da Formação Corumbataí com a Formação Pirambóia, existe controvérsias entre os autores. De acordo com Landim (1967), este contato entre as formações evidencia ação erosiva profunda, caracterizada por observações de fendas preenchidas por arenitos, que penetram na unidade sobrejacente, além da presença de conglomerados. Já segundo Milani (1997), Riccomini (1995) e Matos (1995), a transição entre as formações Pirambóia e Corumbataí seria concordante gradacional.

5.5. Aspectos Paleoambientais da Formação Corumbataí

Souza (1985) fez uma revisão sobre a evolução dos conhecimentos estratigráficos e paleoambientais sobre as formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí no Estado de São Paulo, reconhecendo 8 fácies sedimentares e 5 subfácies, relacionadas a depósitos de alto-mar (Formação Serra Alta), de transição de praia e alto-mar (Formação Corumbataí), de planície de maré progradante (Formação Teresina) e restritamente, a depósitos de barra de maré e lagunares. As 8 fácies de Souza (1985) formam descritas de acordo com interpretações litológicas, estruturas sedimentares e fósseis presentes, sendo estas as que seguem abaixo:

- Fácies I: siltitos argilosos e folhelhos siltosos cinzas, maciços ou com laminações plano-paralelas. Há diques clásticos de arenito, concreções carbonáticas, veios de calcita, delgadas intercalações de lentes de arenito fino a muito fino e restos de peixes.
- Fácies II: arenitos finos a muito finos, maciços ou com laminações plano-paralelas, cruzadas ou irregulares. Frequentemente são carbonáticos, siltíticos e argilosos. São

constituídos por grãos de quartzo, feldspato, mica, minerais pesados e raramente por fragmentos líticos. Alguns desses arenitos são classificados como impuros e há a presença de diques de calcário, gretas de contração, marcas de onda, estratificações cruzadas do tipo hummocky e bioturbações.

- Fácies III: arenitos finos a muito finos com siltitos ou argilitos interlaminados, frequentemente carbonáticos. Apresenta lâminas com espessura variável (até alguns centímetros), três tipos de acamamento, ou seja, flaser, lenticular e ondulado, gretas de contração e diques clásticos.
- Fácies IV: siltitos avermelhados ou acinzentados, por vezes arenosos ou carbonáticos, maciços ou com laminação plano-paralela, sendo as estruturas frequentemente destruídas por bioturbações.
- Fácies V: apresenta calcários oolíticos com marcas onduladas assimétricas de corrente, granulometria de areia média e fina, sendo a matriz de sílica microcristalina e o cimento de calcita com textura microesparítica.
- Fácies VI: semelhante a fácies IV mas apresenta estilólitos, estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de médio porte.
- Fácies VII: calcários micríticos ou microesparíticos, normalmente arenosos ou siltosos, intercalados com lentes delgadas de sedimentos das fácies anteriores citadas. São maciços ou laminados, com estruturas tipo birds-eyes.
- Fácies VIII: possui calcários argilosos que gradam para marga, argilitos carbonáticos que são, por vezes, intercalados com arenitos finos a muito finos, fragmentos terrígenos em tamanho de silte ou areia muito fino. Apresenta gretas de contração, associadas a brechas intraformacionais, marcas onduladas de corrente e laminação pouco definida devido a obliterada pela bioturbação.

Ainda segundo Souza (1985), os depósitos correspondentes à Formação Corumbataí, que predominam na região de Charqueada, Piracicaba e Rio Claro, são depósitos da zona de transição entre face de praia e alto-mar, cujo limite superior é logo abaixo do nível de base das ondas, caracterizado pela associação de arenitos maciços e laminados, arenitos, siltitos e argilitos intercalados com estratificações onduladas, lenticulares e flasers, e siltitos ou siltitos arenosos maciços e laminados.

Souza (1985) também acredita que a sedimentação da Formação Corumbataí iniciou-se em águas profundas, porém mais rasas e oxidantes do que a Formação Serra Alta e a

Formação Teresina. A regressão durante a sedimentação do Corumbataí foi interrompida por transgressões marinhas.

Rohn (1994) fez uma análise crítica sobre as interpretações paleoambientais, bioambientais e cronoestratigráficas das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro no leste de Santa Catarina e Paraná, e da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo, além de completa revisão bibliográfica sobre a evolução dos conhecimentos sobre estes temas e retorna a questão “se os paleoambientes que originaram as formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí podem ser considerados marinhos ou não”.

A ocorrência de fósseis de origem marinha endêmicos, encontrados na paleoborda da Bacia do Paraná, evidencia ambiente de sedimentação caracterizado como “lago-mar” para estas formações, cujo conteúdo fóssilífero de seus sedimentos também indica registro importante de fase transgressiva (Rohn, 1994).

Schneider et al. (1974) consideram a parte inferior da Formação Corumbataí como depositada em ambiente marinho de águas rasas, em condições redutoras, e a parte superior, em condições oxidantes, sob influência de marés.

Landim et al. (1980) e Petri; Coimbra (1982) indicam planície de maré sobre um mar raso epicontinental para o ambiente de sedimentação da Formação Corumbataí baseados, principalmente, na presença de estratificação lenticular, ondulada e flaser nas rochas que a compõe. Ainda segundo Landim et al. (1980), as correntes de maré foram o único mecanismo deposicional atuante nestas condições e Souza (1985) atribuiu a deposição à ação de ondas.

Christofoletti et al. (2001) referem-se à camada de tempestito grosso (coarse grained storm beds) da Formação Corumbataí rica em restos fosfáticos como sendo uma fase de transgressão intercalada em folhelhos.

Toledo (2006) reportou a existência de petalodontes (peixes cartilagenosos que não ultrapassam o limite Permiano/Triássico) na Formação Corumbataí, indicando assim ambiente marinho restrito plataformar.

A ampla predominância de sedimentos clásticos finos na Formação Corumbataí indica áreas-fonte arrasadas e/ou em calma tectônica, com paleoclima quente e seco, sujeito à intensa evaporação (Landim, 1967; 1970; Suguio et al., 1974; Souza, 1985).

5.6. Aspectos diagenéticos da Formação Corumbataí e a influência da circulação de fluídos

A diagênese se refere aos processos geológicos (físicos, químicos e biológicos) de baixa temperatura, como desidratação, cimentação, dissolução, reações minerais e outros que se sucedem à deposição de sedimentos e que levam, geralmente, a transformação destes em rochas sedimentares (litificação) (Giannini, 2002).

Fairbrigde (1967) divide a evolução diagenética em três estágios, a sindiagênese, a anadiagênese e a epidiagênese. A sindiagênese é marcada pela interação dos sedimentos com abundante água intersticial trapeada nos poros. A oxidação da matéria orgânica pela ação de microorganismos autótrofos fotossintetizantes resulta no aumento brusco da pressão de CO_2 ($p \text{ CO}_2$) e na queda do pH para 6,5. Abaixo deste horizonte oxidante, bactérias redutoras de sulfato tornam-se dominantes fazendo com que o pH aumente regularmente para valores acima de 9, onde a calcita precipita-se livremente e a pirita torna-se uma fase estável. A fase seguinte, a anadiagênese, caracteriza-se pela compactação e maturação dos sedimentos na qual os constituintes terrígenos, juntamente com os complexos iônicos, são litificados. A principal característica desta fase, segundo Velde (1985), é a compactação e concomitante expulsão da água dos poros, embora uma parte desta água se torne permanentemente retida no sedimento devido aos efeitos da cimentação e impermeabilização. A epidiagênese constitui a fase final da evolução diagenética, onde a movimentação expõe os sedimentos às condições superficiais e ao controle subaéreo, onde a oxidação torna-se um processo comum e o pH tende a diminuir.

Já sistemas hidrotermais ocorrem em uma variedade de situações geológicas e de tipos de rochas. A presença de uma fonte de calor funciona como um motor térmico que impulsiona fluído de origens diferentes (meteóricos, metamórficos e magmáticos) e estabelece um sistema de fluxo através de discontinuidades ou zonas de maior permeabilidade. Interações químicas com a rocha encaixante ao longo destas discontinuidades produzem minerais secundários, entre os quais, os filossilicatos são uma espécie dominante (Velde, 1985).

Costa (2006) interpretou que os materiais da Formação Corumbataí sofreram várias fases de evolução diagénética-hidrotermal. Na fase inicial da diagênese, sob condições oxidantes e clima semi-árido, houve precipitação de material evaporítico. Ainda segundo Costa (2006), houve a precipitação de carbonatos e óxidos de ferro, formando o cimento primário e dando origem à cor avermelhado-arroxeados, característica dos sedimentos

encontrados. À medida que o soterramento prossegue, a compactação resulta na diminuição da porosidade, migração de água intersticial, orientação e composição dos minerais filossilicáticos e grãos detríticos, originando estruturas bandadas a laminadas. Nesta fase pode ter ocorrido o desenvolvimento de albita neoformada microcristalina, devido ao enriquecimento de sódio, em função da filtragem de argilominerais e do excesso de sílica livre na solução aquosa intersticial. A movimentação deste fluido silicoso, na fase sintardiagenética leva ao enriquecimento em sílica e à formação de albita e carbonatos, nos horizontes de maior porosidade, e a canalização através de um sistema de fraturas deram origem à formação de veios de quartzo de primeira geração. Esta fase de silicificação se sobrepõe ao início da atividade hidrotermal.

Na fase posterior, a injeção de nova fase fluída, impulsionada pelo magmatismo basáltico, reabriu fraturas pré-existentes, dando origem aos veios de segunda geração, provocando também a dissolução seletiva de fases minerais instáveis às condições do fluido e à precipitação ou reorganização de novas fases minerais. Nesta etapa, óxidos de ferro foram dissolvidos, sendo uma parte incorporada à estrutura das illitas e a outra deu origem aos minerais do grupo da clorita. O sódio remobilizado dos “evaporitos” reagiu com a sílica livre e com o alumínio, em solução, levando a uma albitização generalizada. A precipitação de calcita e quartzo corresponde a uma fase avançada de atividade hidrotermal e a formação de pirita, à fase final da atividade hidrotermal (Costa, 2006).

Segundo Costa (2006), Zanardo et al. (2007) e Roveri et al. (2008), a presença de brechas hidráulicas, no topo da Formação Corumbataí, sugere que a temperatura, no auge de seu aquecimento, pode ter atingido valores superiores a 250 °C. A sucessão mineralógica demonstra que este calor foi decaindo lentamente, catalisando modificações mineralógicas e texturais, bem como a coloração dos sedimentos, gerando superposição de cores vermelhas e esverdeadas, queima de matéria orgânica, microporosidade fechada, especialmente nos níveis pelíticos, levando ao empastilhamento dos materiais quando expostos as condições de intemperismo superficial.

Por fim, os principais filossilicatos encontrados na Formação Corumbataí são: illita, micas (muscovita e biotita), cloritas, montmorillonita, caulinita e interestratificados, regulares ou irregulares. A ocorrência de cada mineral é condicionada, como dito anteriormente, pela evolução diagenética e participação hidrotermal, e por outros fatores, entre eles temperatura, pressão e grau de alteração do material. A illita é encontrada por toda a coluna, havendo,

porém, maior concentração nos bancos do terço inferior da formação, enquanto que a caulinita aparece como produto da alteração intempérica, na porção superior da mesma, principalmente em locais onde ocorre saprolitização avançada. Os demais filossilicatos são encontrados na coluna toda, na dependência de condições propícias para sua formação (Zanardo, 2003).

6. Resultados

Neste capítulo foram descritos os afloramentos estudados em trabalho de campo. Coletou-se dados de 1 afloramento na cidade de Porto Ferreira e de 2 afloramentos na cidade de Tambaú. As descrições foram feitas da base para o topo da seção geológica, sendo possível individualizar fácies sedimentares em cada afloramento. Estas fácies foram agrupadas em associações, de acordo com o ambiente deposicional que representavam, as superfícies hierárquicas foram inferidas a partir de fotos panorâmicas, e os 3 afloramentos foram correlacionados posteriormente para se ter uma melhor análise estratigráfica da região em análise. Assim, o paleoambiente da Formação Corumbataí pôde ser definido e comparado com os com o que foi proposto pela literatura vigente.

Os dados obtidos em análise laboratorial granulometria, de MEV e de DRX ajudaram no entendimento de como foi a evolução diagenética destes pacotes sedimentares presentes nos afloramentos estudados. Logo, com estes dados, apresentados neste capítulo, foi possível definir-se as condições diagenéticas vigentes e a qualidade das argilas presentes para extração.

6.1. Descrição dos afloramentos a partir de classificação de fácies

6.1.1. Afloramento 1 – Porto Ferreira, cava desativada pertencente à empresa de mineração de cerâmica Rio Corrente

Para este primeiro afloramento foi confeccionada uma seção geológica apresentada na Figura 4. Esta seção possuía, aproximadamente, 17,2 metros de altura, sendo os 3 metros finais, no topo, representados por solo em desenvolvimento. A cota altimétrica alcançado no topo foi de 584 metros. A Figura 5 mostrou as principais superfícies hierárquicas presentes a partir de foto panorâmica do afloramento.

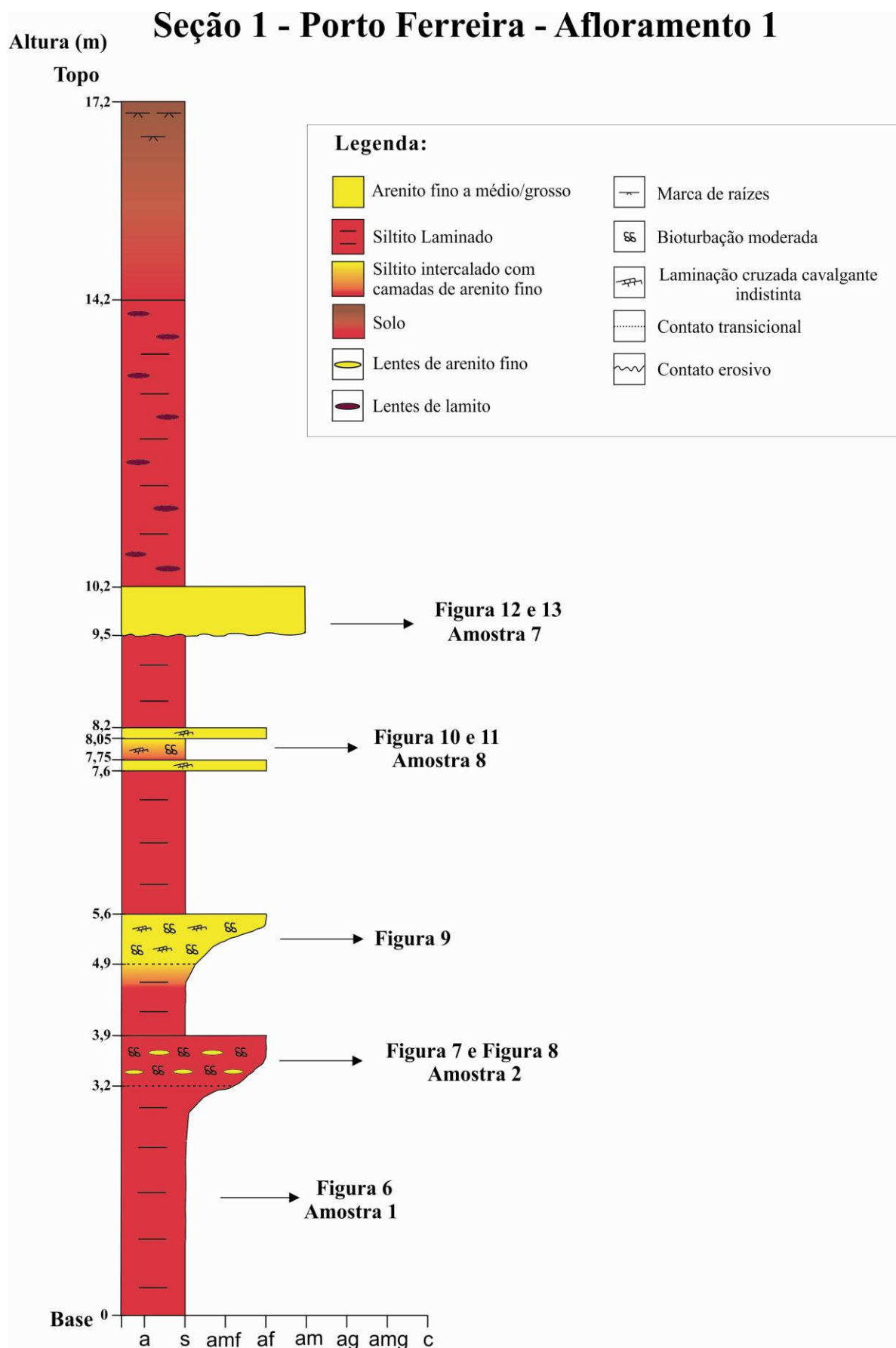


Figura 4: Seção Geológica 1 representativa do afloramento 1 localizado em Porto Ferreira. As amostras indicadas são aquelas que foram analisadas em laboratório (MEV e DRX)

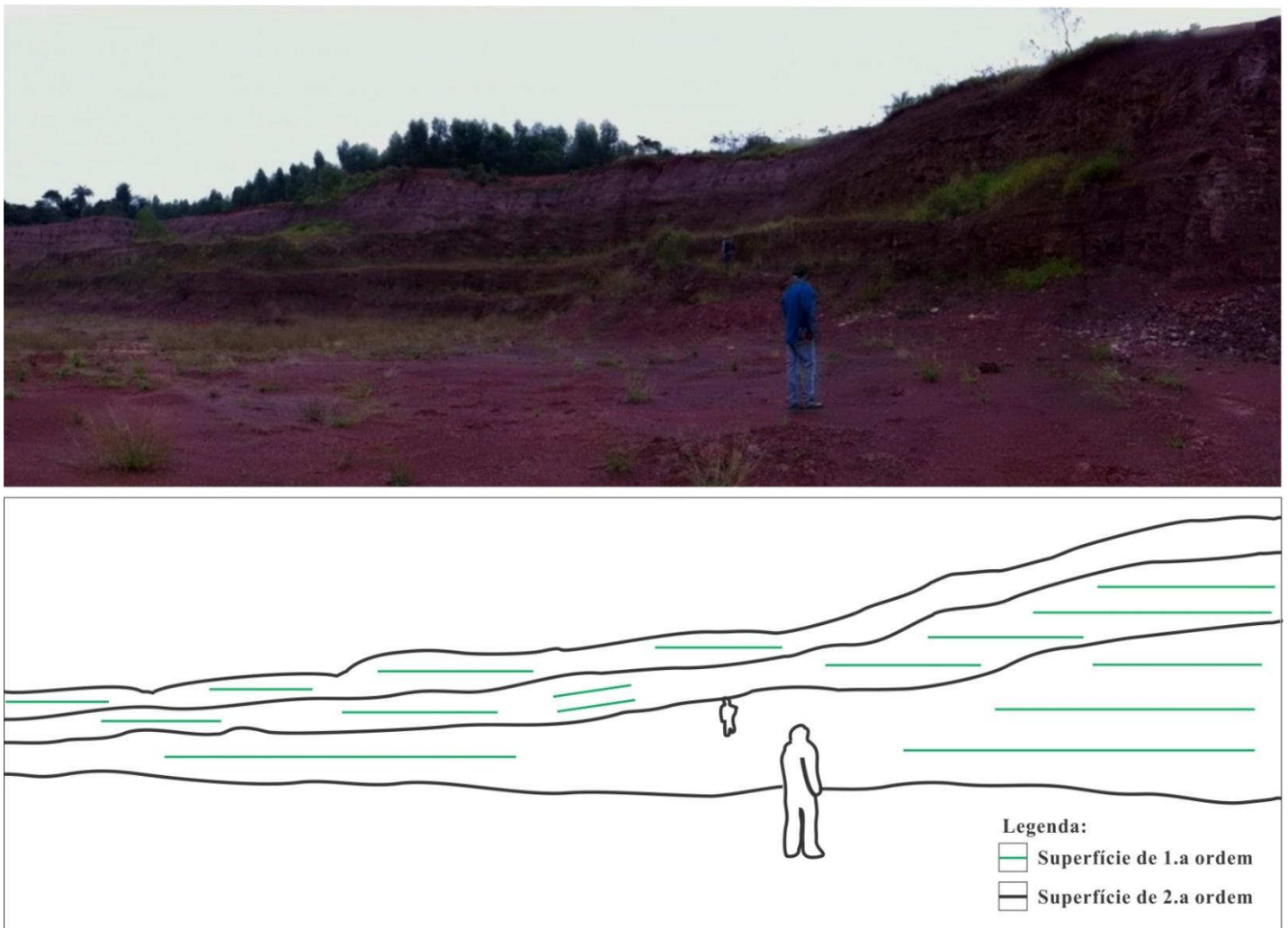


Figura 5: Foto Panorâmica do afloramento 1 e delimitação das principais superfícies hierárquicas presentes

Da base para o topo foram identificadas fácies sedimentares, que seguem abaixo, bem como contatos característicos. Estes contatos na maioria das vezes eram transicionais, mas podem existir também contatos erosivos.

- Sl: siltito laminado, compactado, com coloração avermelhada (Figura 6);
- Sla: siltito laminado com lentes de areia muito fina a fina, com bioturbações e de coloração avermelhada e amarelo fosco (para as lentes de areia) (Figura 7 e Figura 8);

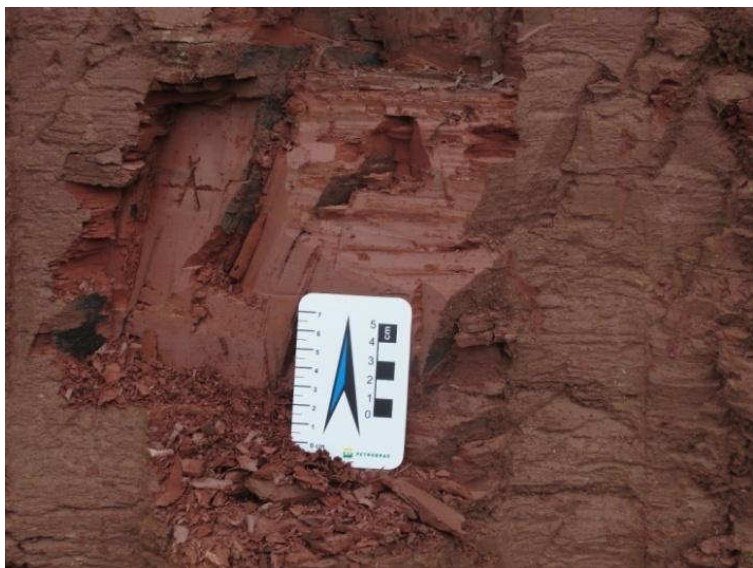


Figura 6: Siltito laminado, compactado, de coloração avermelhada

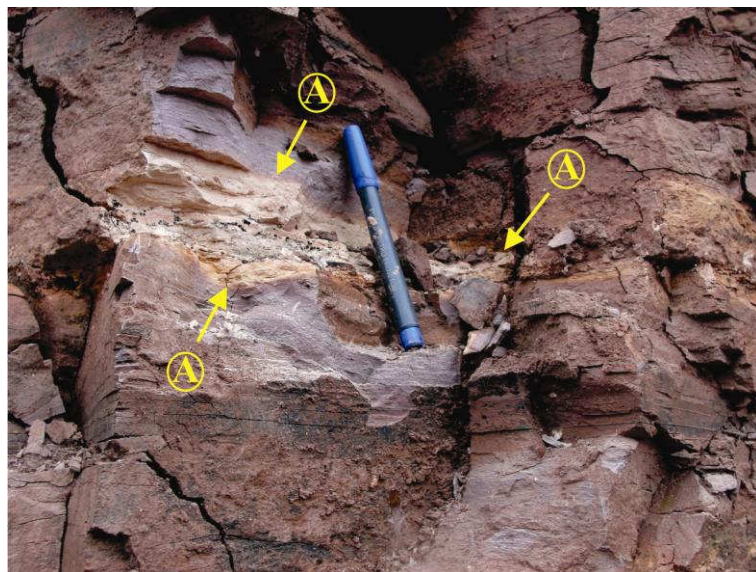


Figura 7: Siltito laminado intercalado com lentes de areia fina (A)



Figura 8: Bioturbações que são vistas ao longo do afloramento todo

- Sl: siltito laminado, compactado, com coloração avermelhada;
- Sca e Alc: siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino. No arenito fino, mais compactado, havia presença de concreções de ferro, bioturbações e laminação cruzada cavalgante indistinta (Figura 9). Coloração avermelhada para o siltito e amarelo fosco para o arenito fino;

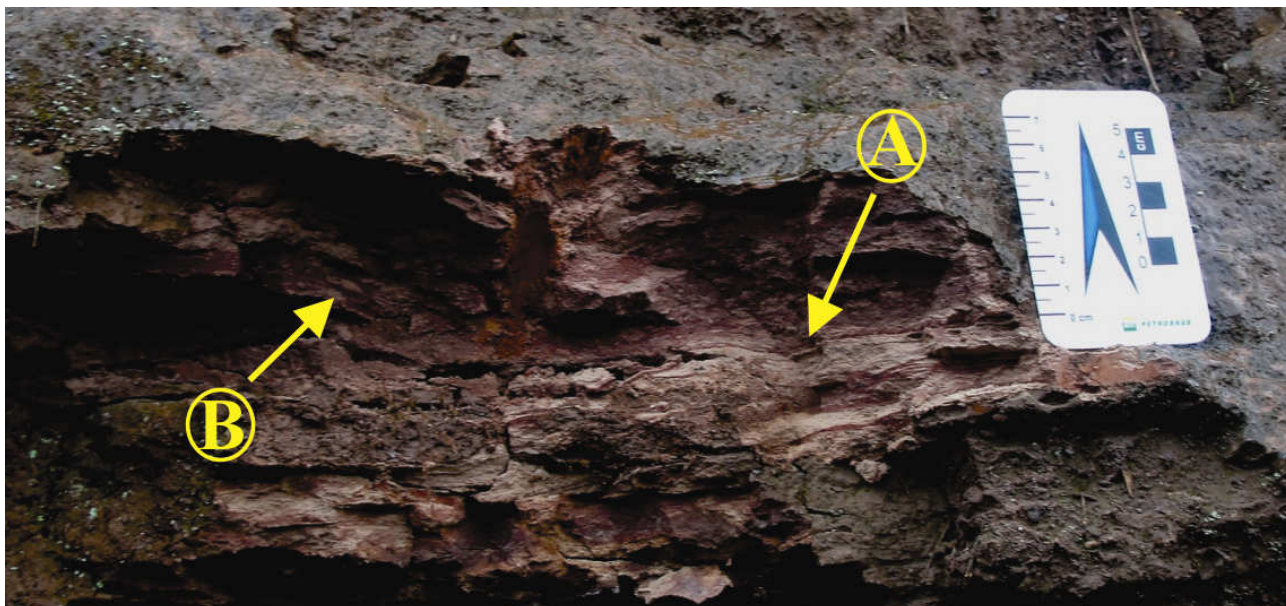


Figura 9: Siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino; presença de laminação cruzada cavalgante indistinta (A) e bioturbação (B)

- Sl: siltito laminado, compactado, com coloração avermelhada;
- Afs e Alc: arenito fino intercalado com siltito, sendo que para o arenito fino novamente presença de laminação cruzada cavalgante indistinta. Coloração avermelhada, para o siltito, e amarelo fosco a esbranquiçada, para o arenito fino (Figura 10 e Figura 11). O pacote todo possuía bioturbações;

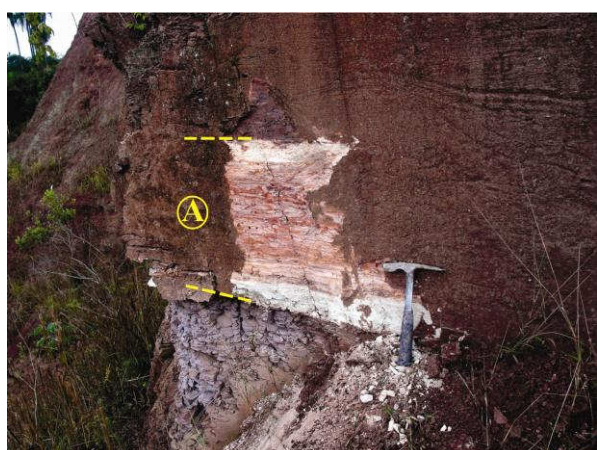


Figura 10: Contato de siltito com arenito fino (A)

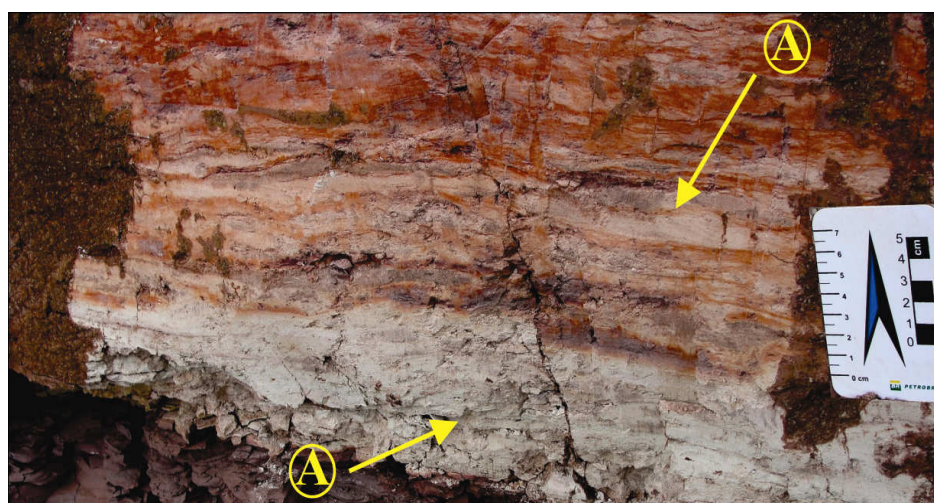


Figura 11: Detalhe figura 5 da laminação cruzada cavalgante indistinta nas camadas de arenito fino (A)

- Sl: siltito laminado, compactado, com coloração avermelhada;
- Contato erosivo com presença de feição de injeção de arenito fino a médio/grosso (superior) no siltito laminado (inferior) (Figura 12 e Figura 13);
- Afg: arenito fino a médio/grosso, de coloração amarelo fosco (Figura 12 e Figura 13);

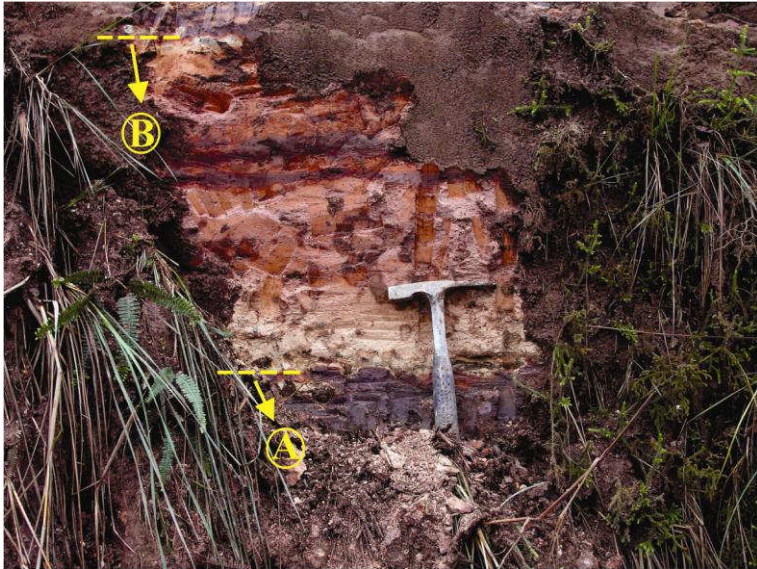


Figura 12: Contato entre camada de siltito laminado e camada de arenito fino a médio/grosso (A) e contato aproximado de camada de arenito fino a médio/grosso e siltito laminado (B)



Figura 13: Detalhe da figura 6 mostrando injeção de arenito no siltito (A)

- Sll: siltito laminado com lentes de lamito, de coloração avermelhada;
- Solo avermelhado, em desenvolvimento.

6.1.2. Afloramento 2 – Tambaú, cava em operação pertencente à empresa de mineração de cerâmica Rio Corrente

Neste segundo afloramento foi confeccionada uma seção geológica apresentada na Figura 14. Esta seção possuía, aproximadamente, 17,95 metros de altura, sendo os 8 metros finais, no topo, representados por solo bem desenvolvido. A cota altimétrica alcançada no topo foi de 712 metros. A Figura 15 mostrou as principais superfícies hierárquicas presentes a partir de foto panorâmica do afloramento.

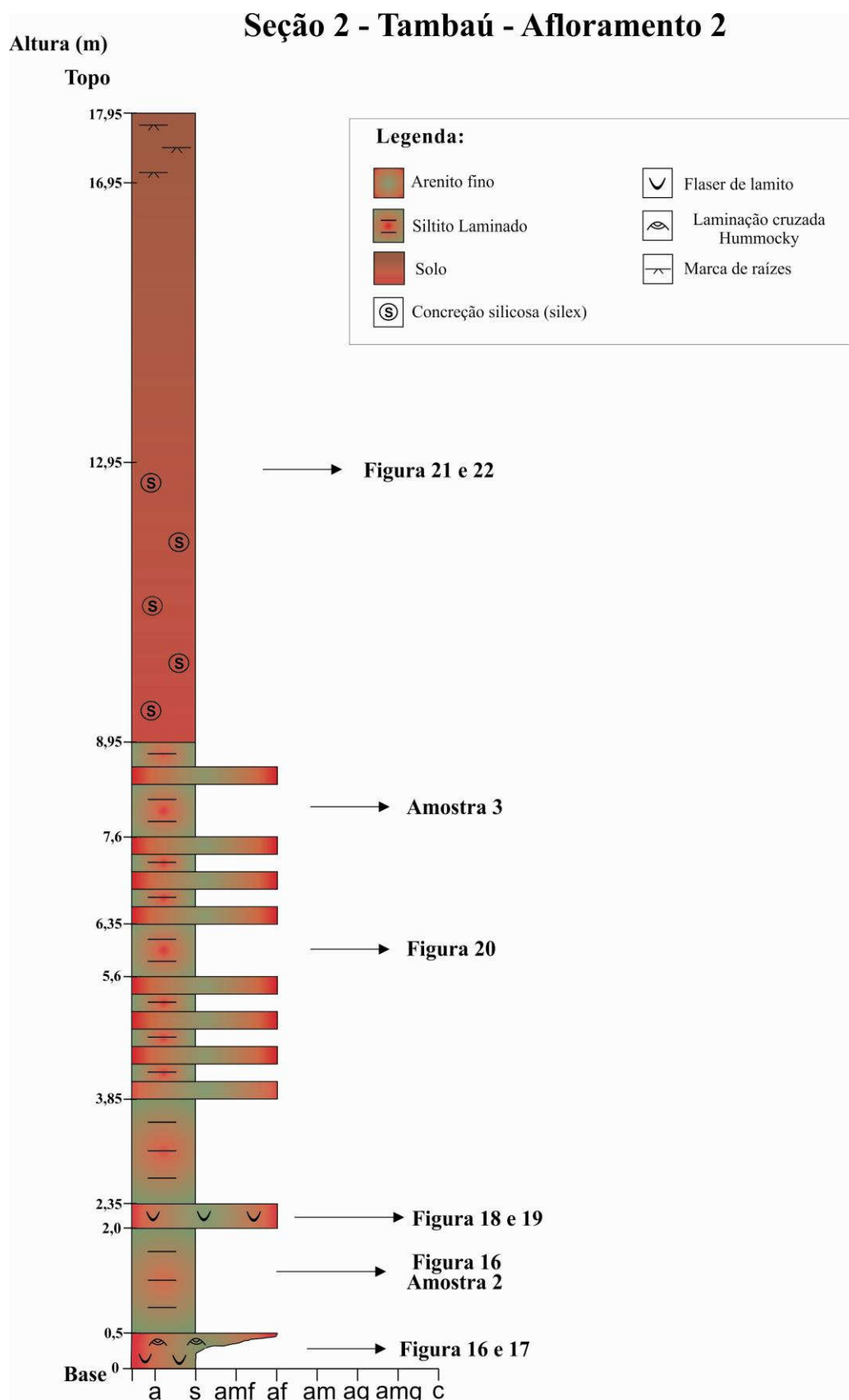


Figura 14: Seção Geológica 2 representativa do afloramento 2 localizado em Tambaú. As amostras indicadas são aquelas que foram analisadas em laboratório (MEV e DRX)

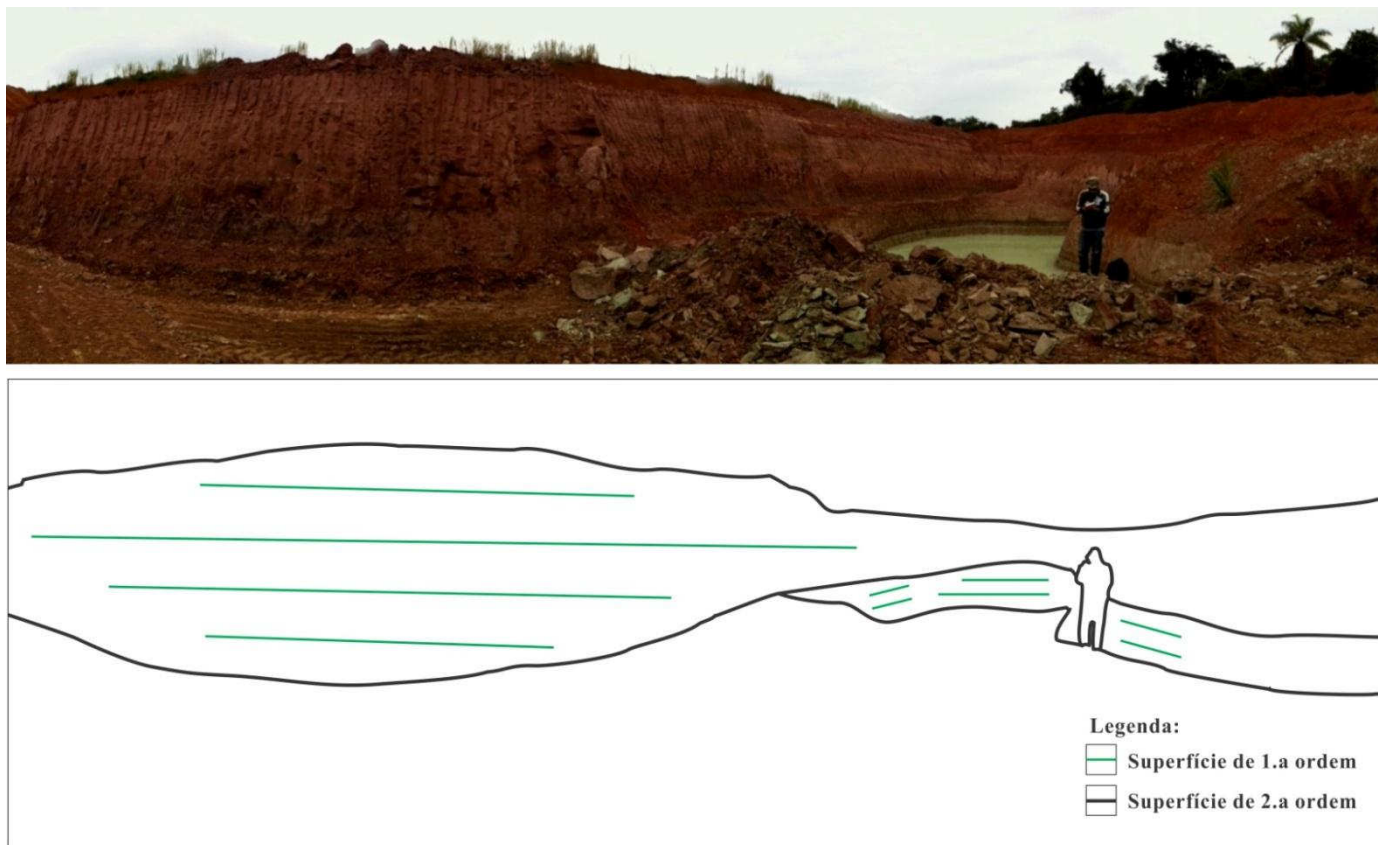


Figura 15: Foto Panorâmica do afloramento 2 e delimitação das principais superfícies hierárquicas presentes

A descrição começou logo após a cobertura de água presente devido à formação de um lago na cava. Da base para o topo foram identificadas fácies sedimentares, que seguem abaixo. Os contatos não foram bem definidos, sendo inferidos como contatos abruptos.

- Sll, Sca e Afh: siltito laminado com camadas de arenito fino e flasers de lamito. As camadas de arenito fino possuíam estratificação cruzada hummocky (tempestito). O pacote todo oscilou entre colorações avermelhadas e esverdeadas (Figura 16 e Figura 17);
- Sl: siltito laminado de coloração avermelhada (Figura 16);

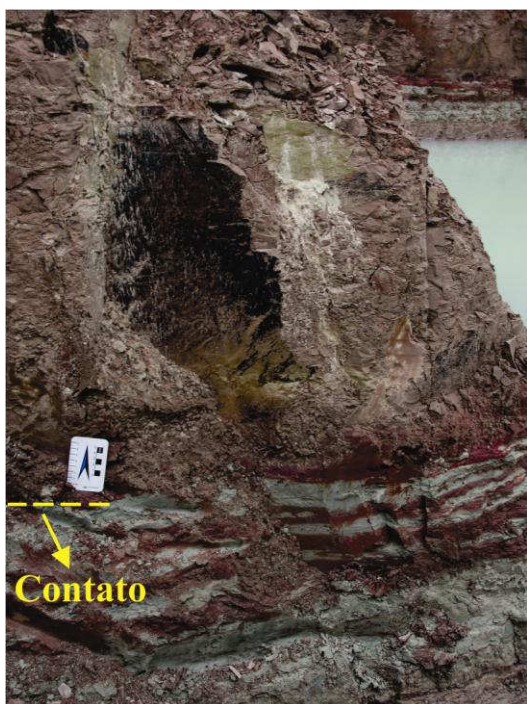


Figura 16: Contato aproximado entre pacote de siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino (inferior) e camada de siltito laminado

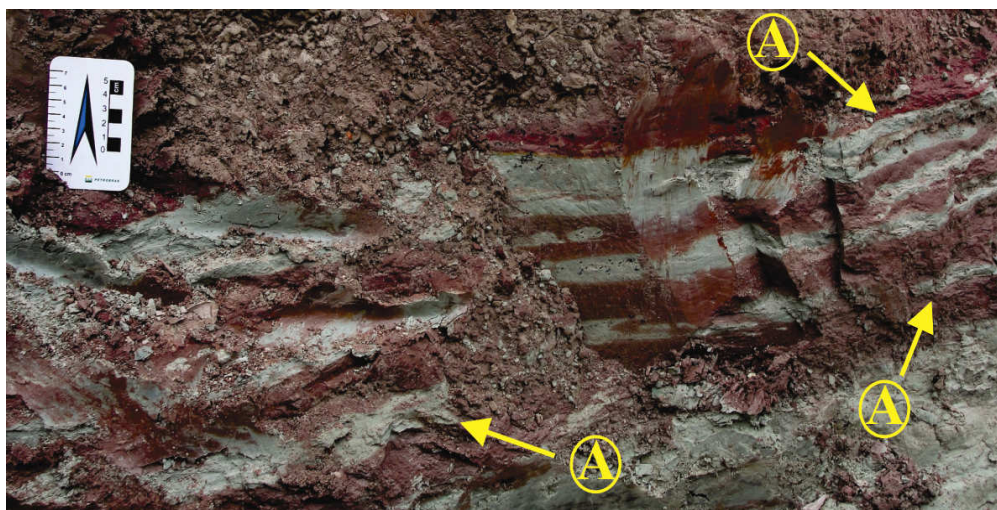


Figura 17: Detalhe da figura 18 com camadas de arenito fino com laminação cruzada hummocky (A)

- Afl: arenito fino com flaser de lamito que gradou de coloração marrom, marrom avermelhado, amarelo fosco e esverdeado (Figura 18 e Figura 19);
- Sca: siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino. O siltito laminado possuía coloração avermelhada e a camada de arenito fino, coloração amarelo fosco a esbranquiçado (Figura 20);

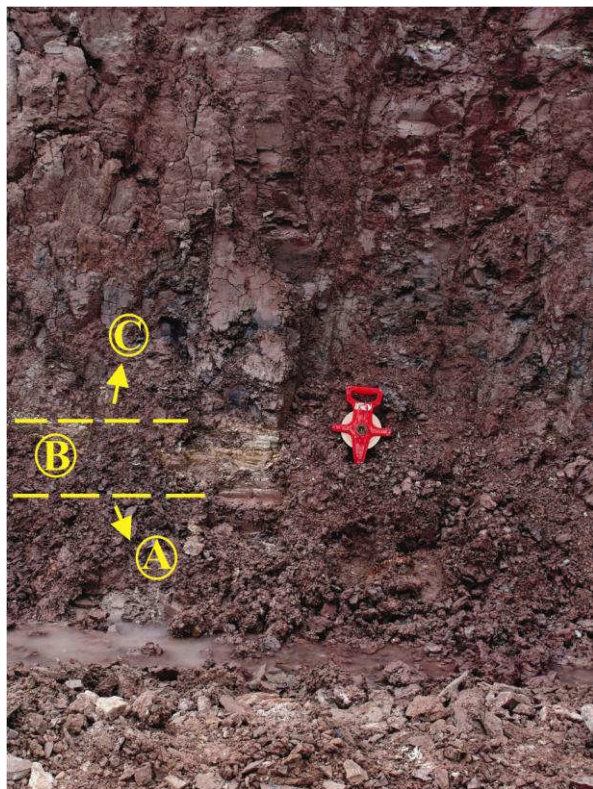


Figura 18: Contato aproximado (A) de camada de siltito laminado (inferior) com camada de arenito fino (superior); camada de arenito fino (B); e contato aproximado (C) de camada de arenito fino (inferior) e camada de siltito intercalado com arenito fino (superior)

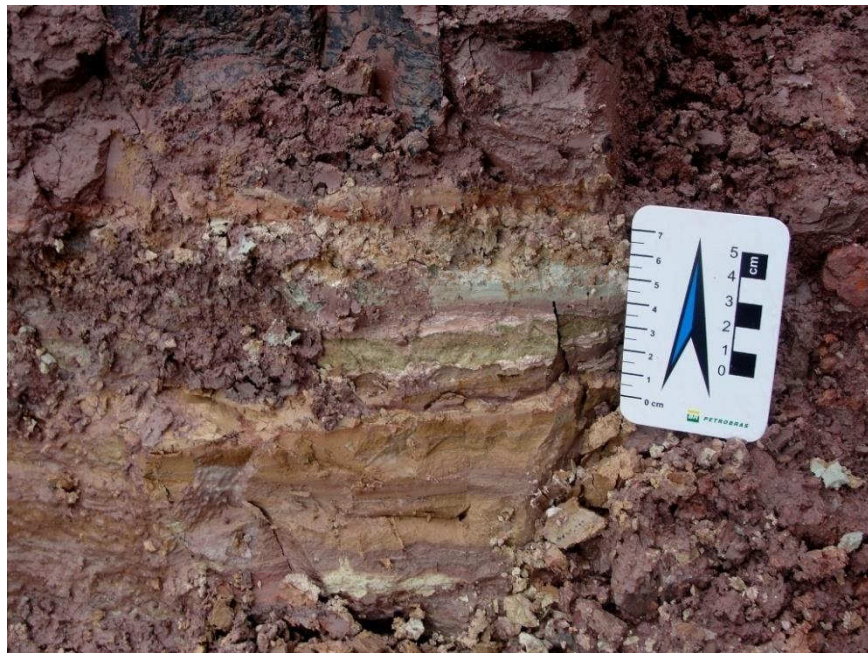


Figura 19: Detalhe da camada de arenito fino

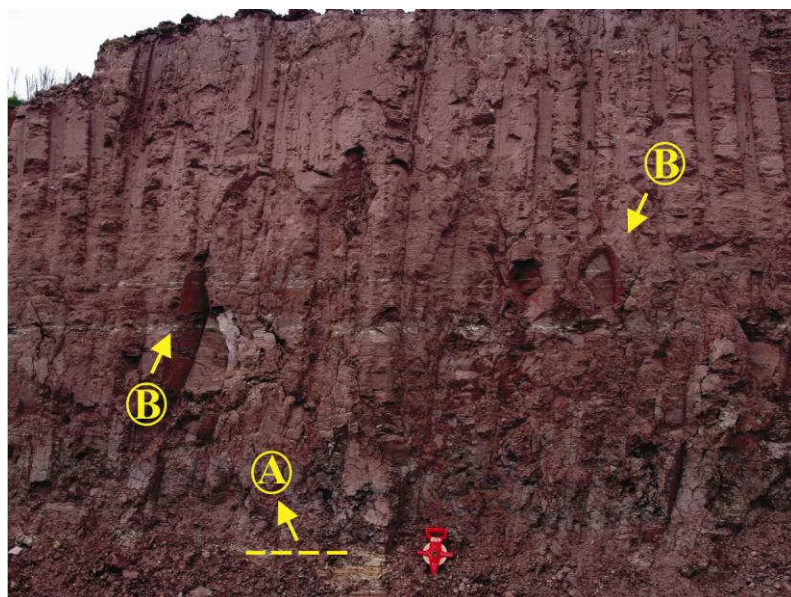


Figura 20: Contato aproximado (A) entre camada de arenito fino (inferior) e siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino (superior) e camadas de arenito fino no siltito laminado (B)

- Solo bem desenvolvido, com presença de horizontes típicos de alteração da Formação Corumbataí e concreções silicosas (sílex). Em algumas regiões notou-se maior espessura do que em outras por conta da declividade do terreno (Figura 21e Figura 22).

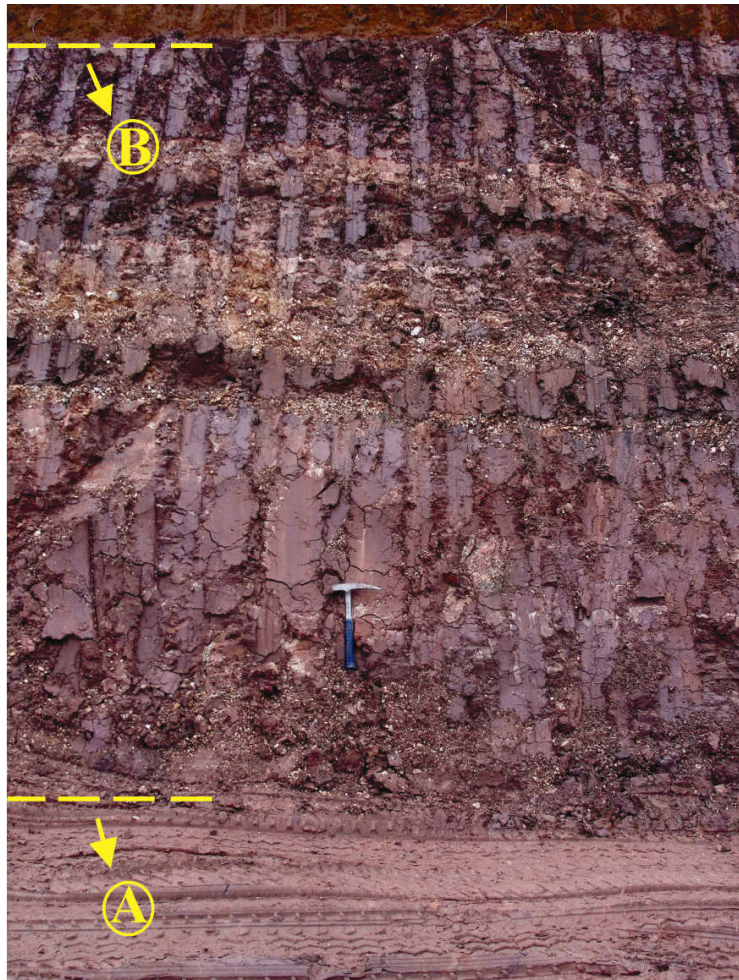


Figura 21: Limite inferior da rocha sedimentar com o horizonte mais próximo a esta (A) e contato superior com horizonte mais alterado (B), aproximados

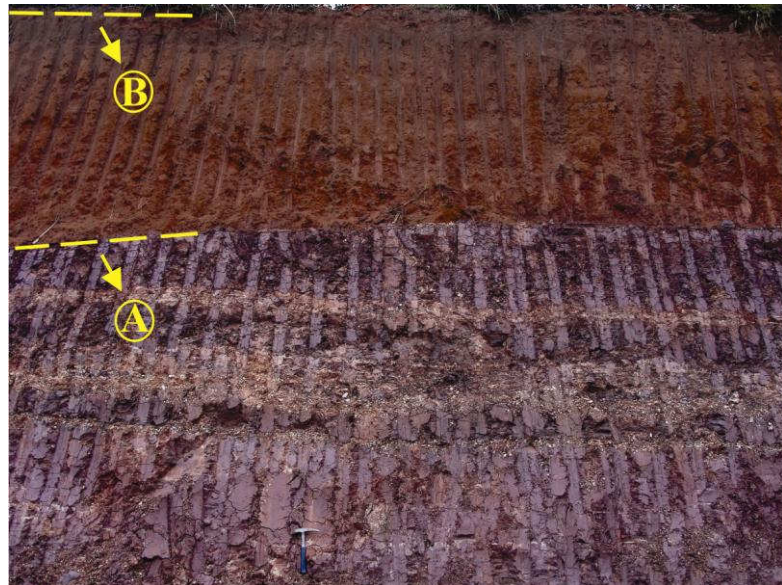


Figura 22: Contato aproximado (A) entre o horizonte mais próximo a rocha sedimentar (inferior) com horizonte mais alterado (superior); contato aproximado (B) entre horizonte mais alterado (inferior) com horizonte com presença de matéria orgânica (superior)

6.1.3. Afloramento 3 – Tambaú, cava em operação pertencente à empresa de mineração de cerâmica Rio Corrente

Neste terceiro afloramento foi confeccionada uma seção geológica apresentada na Figura 23. Esta seção possuía, aproximadamente, 10,33 metros de altura, sendo os 2 metros finais, no topo, representados por solo em desenvolvimento. A cota altimétrica alcançada no topo foi de 717 metros. A Figura 24 mostrou as principais superfícies hierárquicas presentes a partir de foto panorâmica do afloramento.

Seção 3 - Tambaú - Afloramento 3

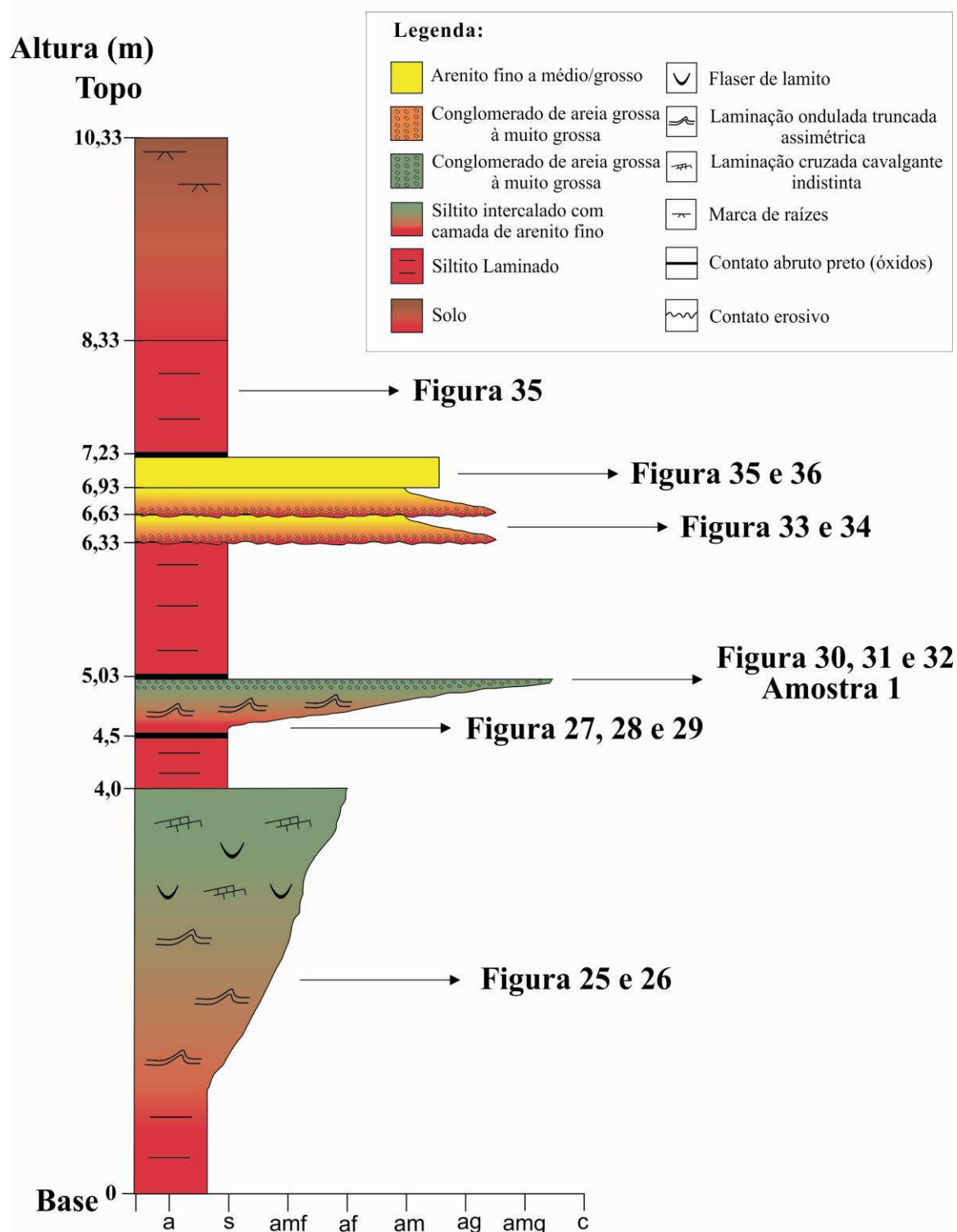


Figura 23: Seção Geológica 3 representativa do afloramento 3 localizado em Tambaú. As amostras indicadas são aquelas que foram analisadas em laboratório (MEV e DRX)

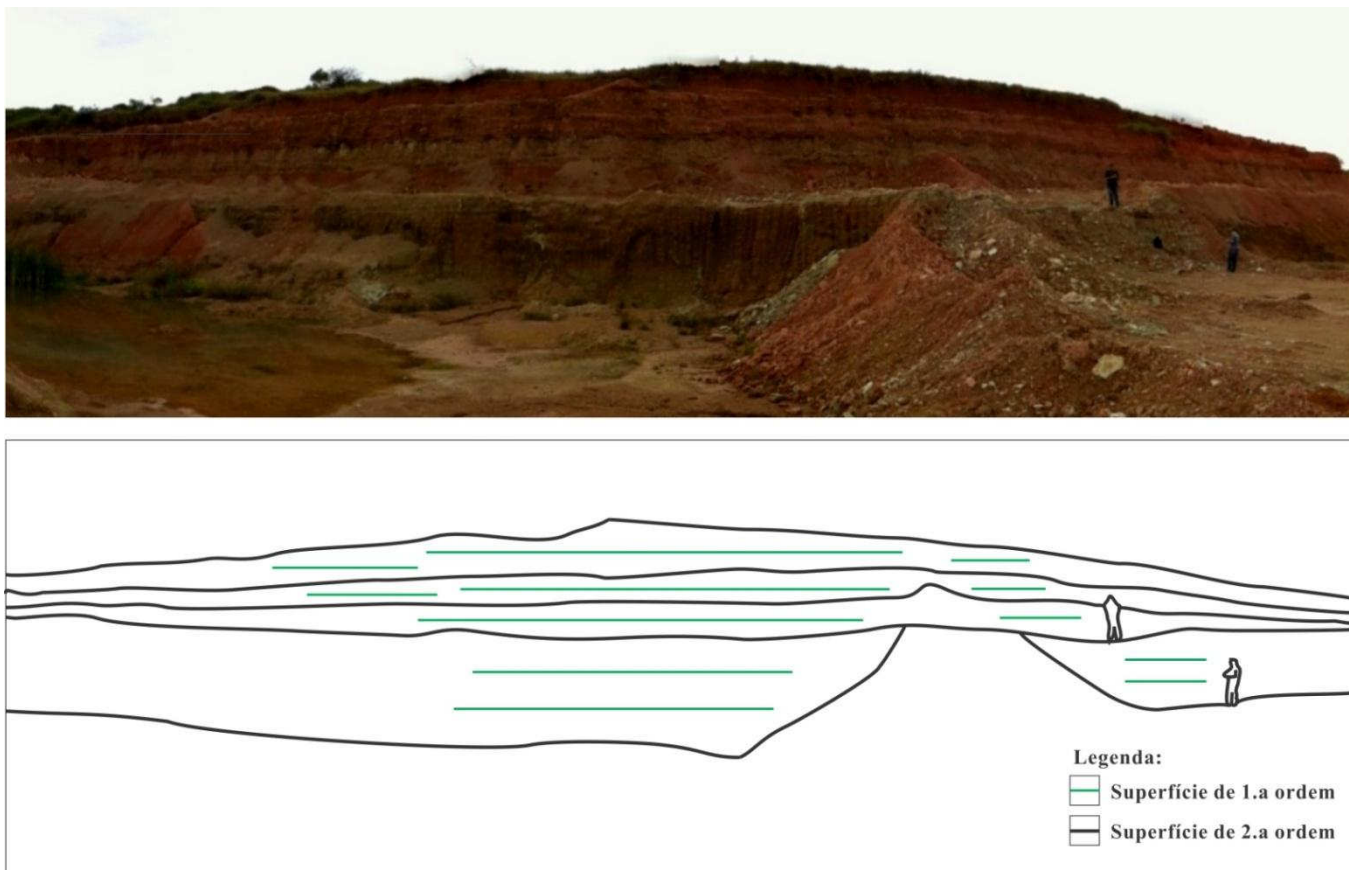


Figura 24: Foto Panorâmica do afloramento 3 e delimitação das principais superfícies hierárquicas presentes

Da base para o topo foram identificadas fácies sedimentares, que seguem abaixo, bem como contatos característicos. Estes contatos na maioria das vezes eram abruptos, com presença de nível de óxidos formados, mas encontraram-se também contatos erosivos.

- Sca, Alo, Alc e Afl: siltito laminado intercalado com camadas de arenito fino que gradaram, ascendentemente, de espessura da base para o topo deste pacote de 4 metros. As estruturas também variaram, ou seja, houve uma mudança de laminações onduladas assimétricas para laminações cruzadas cavalgantes indistintas com flasers de lamito nas camadas de arenito fino. O pacote todo possuía coloração avermelhada intercalada com coloração esverdeada (Figura 25 e Figura 26);



Figura 25: Visão geral do afloramento com gradação ascendente

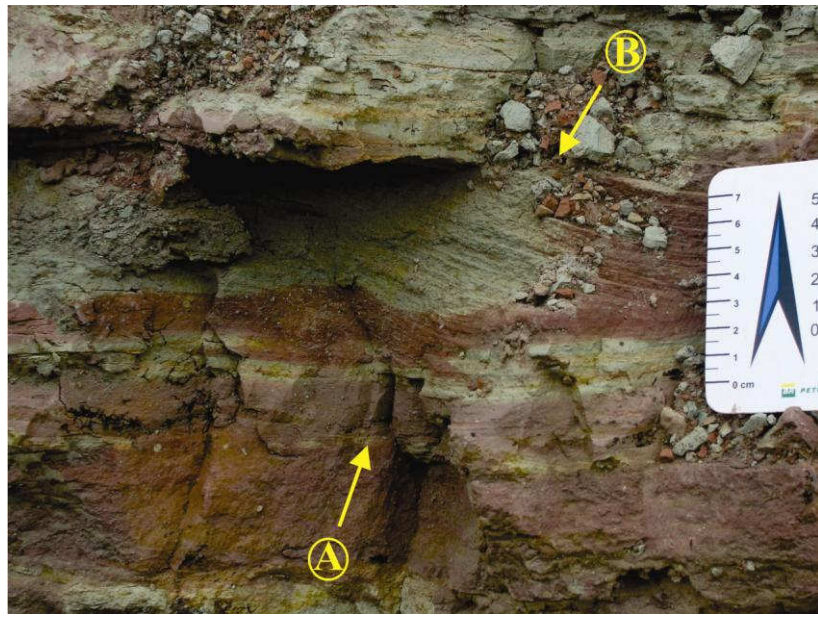


Figura 26: Detalhe com laminações onduladas assimétricas em camada de arenito fino (A) e com laminações cruzadas cavalgantes indistintas em camada de arenito fino (B)

- Sl: siltito laminado, compactado, de coloração avermelhada;
- Contato abrupto preto, com presença de nível de óxidos, entre o pacote anterior e o próximo (Figura 29);
- Sca e Alo: siltito laminado (de coloração avermelhada) intercalado com camadas de arenito fino. Estas camadas possuíam laminações onduladas assimétricas e coloração amarelo fosco (Figura 27e Figura 28);

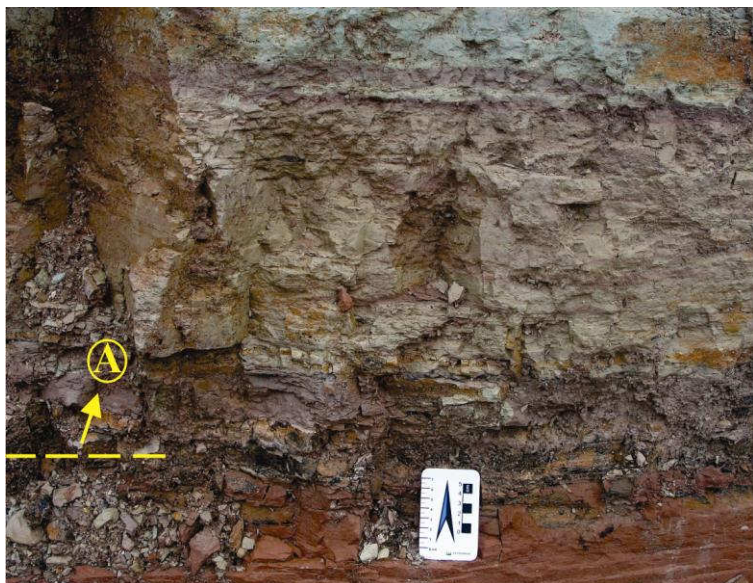


Figura 27: Visão geral do afloramento com contato abrupto preto (A), aproximado, entre camada de siltito laminado (inferior) e camada de siltito intercalado com camadas de arenito fino com lâminas onduladas assimétricas

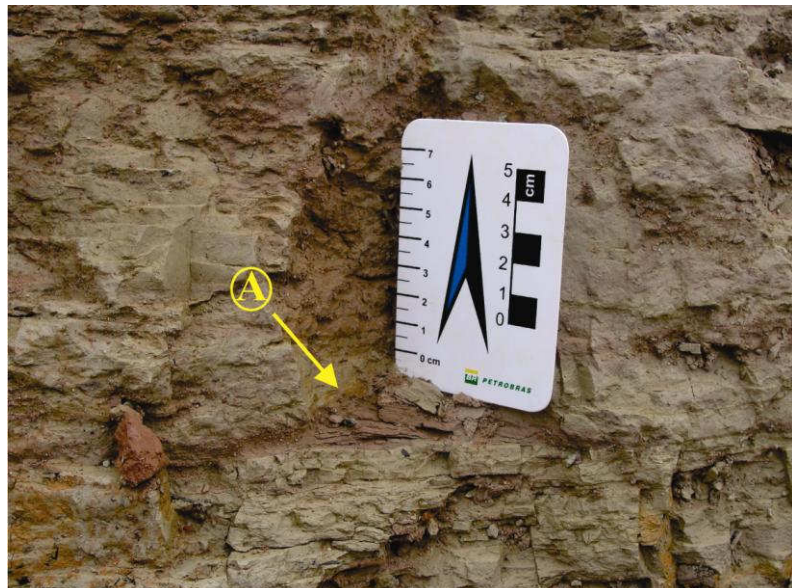


Figura 28: Detalhe de camada de arenito fino com laminações onduladas assimétricas (A)



Figura 29: Detalhe do contato abrupto e sua espessura aproximada (A)

- Sl, Afg, Alo e Cma: siltito laminado, em menor quantidade, que gradou para camadas de arenito fino a médio/grosso até conglomerado com matriz fina (argila, silte) e grãos subarredondados de granulometria de areia grossa a muito grossa. As camadas de arenito fino a médio/grosso possuíam laminações onduladas assimétricas. A coloração variou entre avermelhada, esverdeada e amarelo fosco. A camada de conglomerado tinha, aproximadamente, 3 centímetros de espessura (Figura 30 e Figura 31);

- Contato gradual entre o pacote anterior e o próximo, com existência de camada preta devido à formação de óxidos. Observou-se também feição de injeção de arenito fino sob a camada de siltito (Figura 30 e Figura 32);

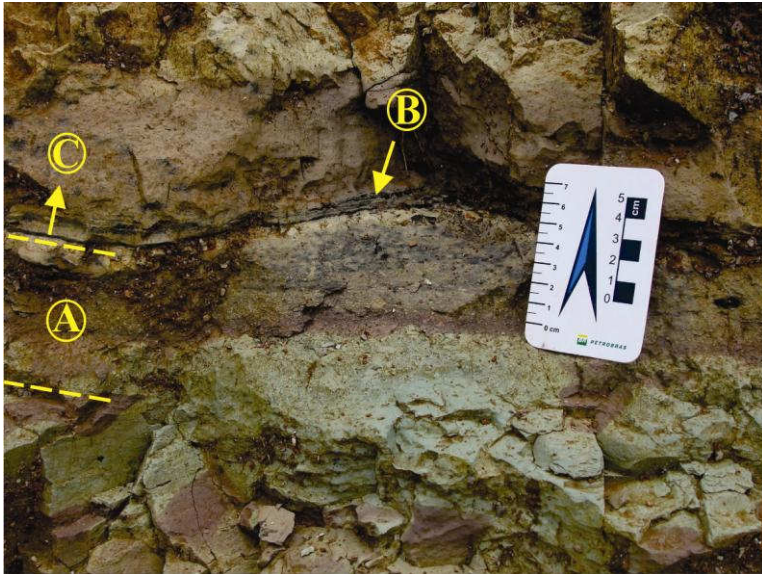


Figura 30: Visão geral de camada de conglomerado com grãos de areia grossa a muito grossa (A); contato gradual com camada preta de óxidos (B); e contato entre camada preta e camada de siltito laminado (C)

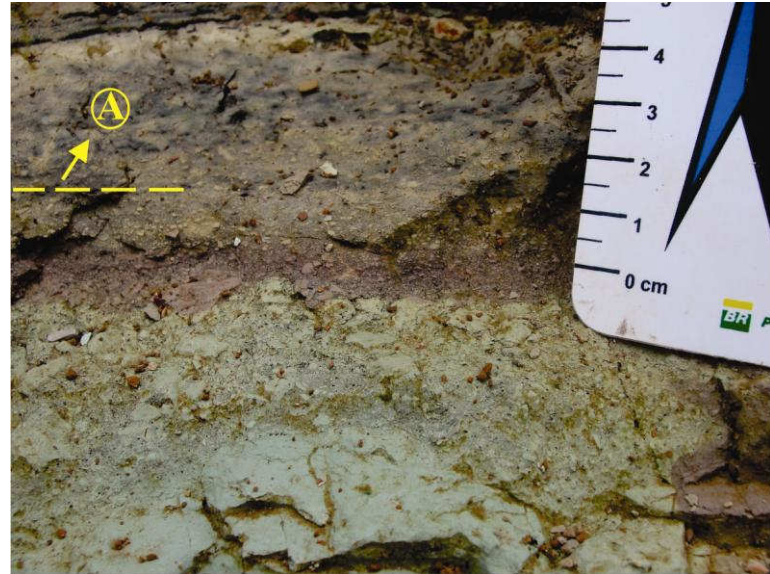


Figura 31: Detalhe de contato gradual aproximado (A) entre a camada de conglomerado (inferior) e a camada de contato preta de óxidos (superior)

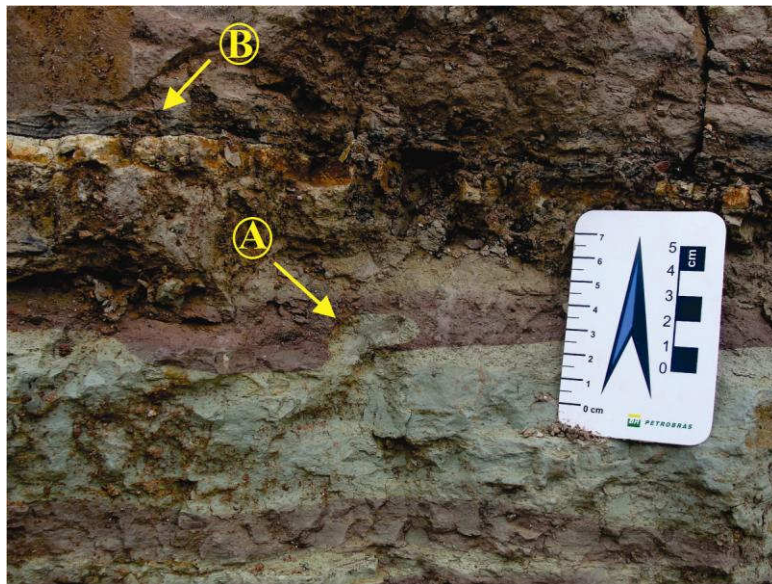


Figura 32: Detalhe de injeção de arenito fino no siltito presente na camada de intercalação (A) e na camada de contato preta de óxidos (B)

- Sl: siltito laminado, de coloração avermelhada, com pontos pretos devido à concentração de óxidos;

- Contato abrupto preto, com formação de nível de óxidos, entre o pacote anterior e o próximo;
- Cid: conglomerado intraformacional com granulometria descendente (na base presença de grãos de areia grossa a muito grossa e no topo, grãos de areia média) e coloração avermelhada a arroxeada (Figura 33);
- Cid: novamente conglomerado intraformacional com granulometria descendente (na base presença de grãos de areia grossa a muito grossa e no topo, grãos de areia média) e coloração avermelhada a arroxeada (Figura 33 e Figura 34);

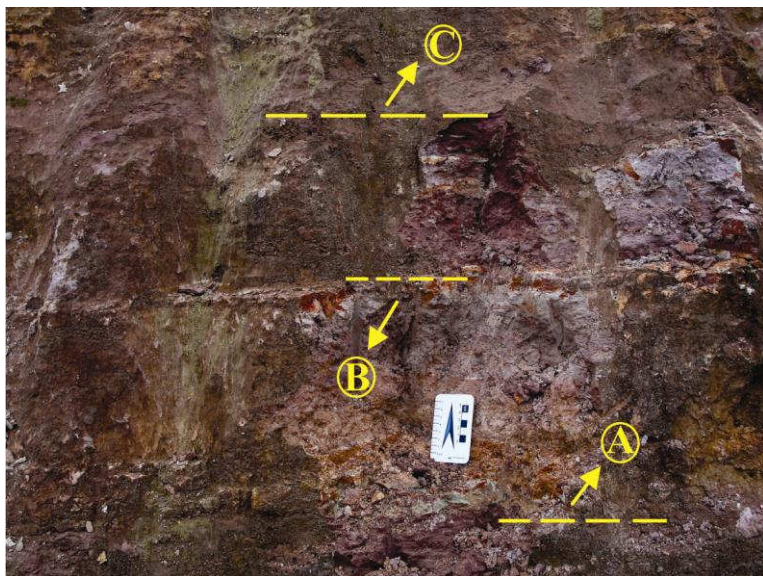


Figura 33: Visão geral de contatos aproximados: contato (A) entre camada de siltito laminado (inferior) e camada de conglomerado intraformacional com granulometria descendente; contato (B) entre pacotes de conglomerados intraformacionais; e contato (C) de conglomerado intraformacional com camada de arenito fino a médio/grosso

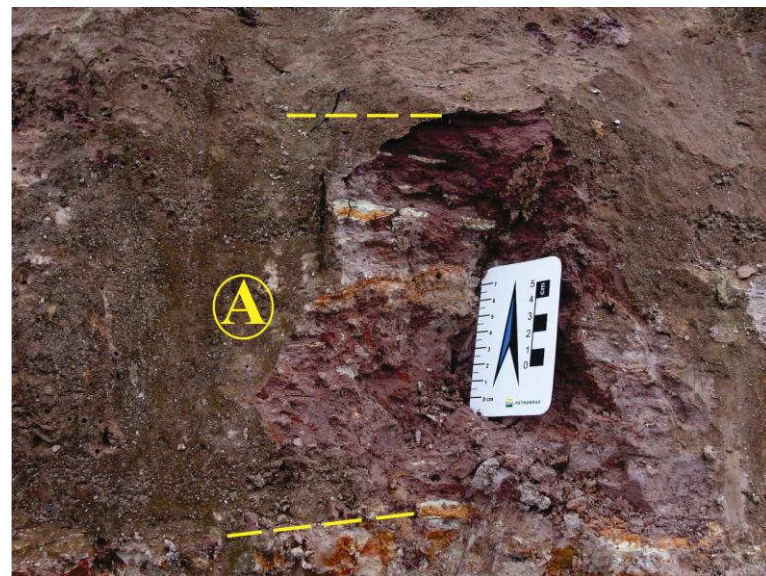


Figura 34: Detalhe da camada superior de conglomerado intraformacional (A)

- Afg: camada de arenito fino a médio/grosso, de coloração marrom (Figura 35 e Figura 36);
- Contato abrupto preto, com formação de nível de óxidos, entre o pacote anterior e o próximo;
- Sl: siltito laminado, de coloração avermelhada (Figura 35);
- Solo em desenvolvimento.

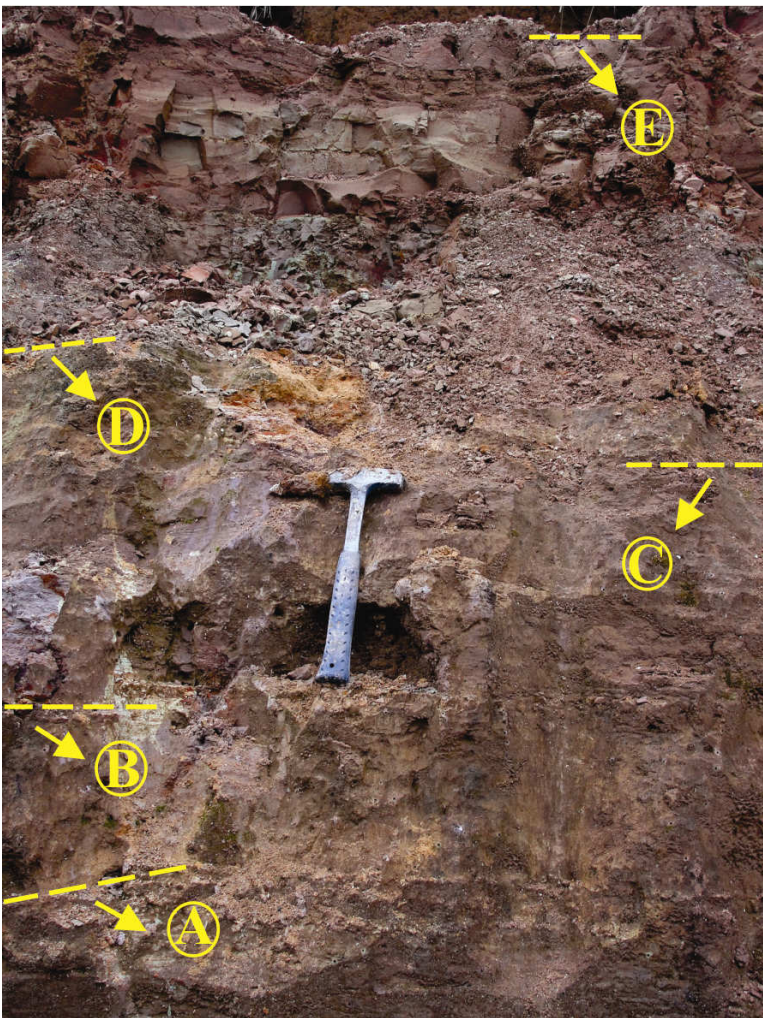


Figura 35: Visão geral de contatos aproximados: contato (A) entre camada de siltito laminado (inferior) e camada de conglomerado intraformacional com granulometria descendente; contato (B) entre pacotes de conglomerados intraformacionais; contato (C) de conglomerado intraformacional com camada de arenito fino a médio/grosso; contato (D) de camada de arenito fino a médio/grosso com camada de siltito laminado; e contato (E) de camada de siltito laminado e solo em desenvolvimento

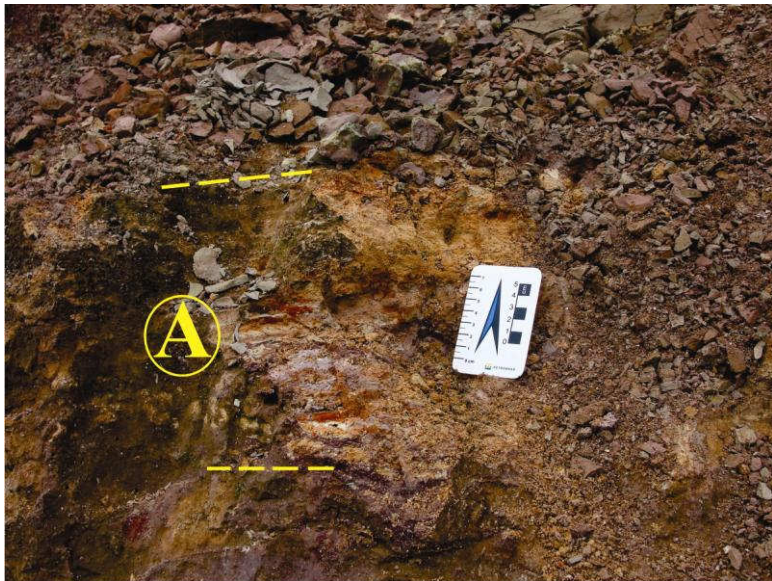


Figura 36: Detalhe camada de arenito fino a médio/grosso

6.2. Correlação entre os 3 afloramentos

A Figura 37 mostrou uma correlação das seções geológicas dos 3 afloramentos, baseada nas associações definidas no capítulo de materiais e métodos.

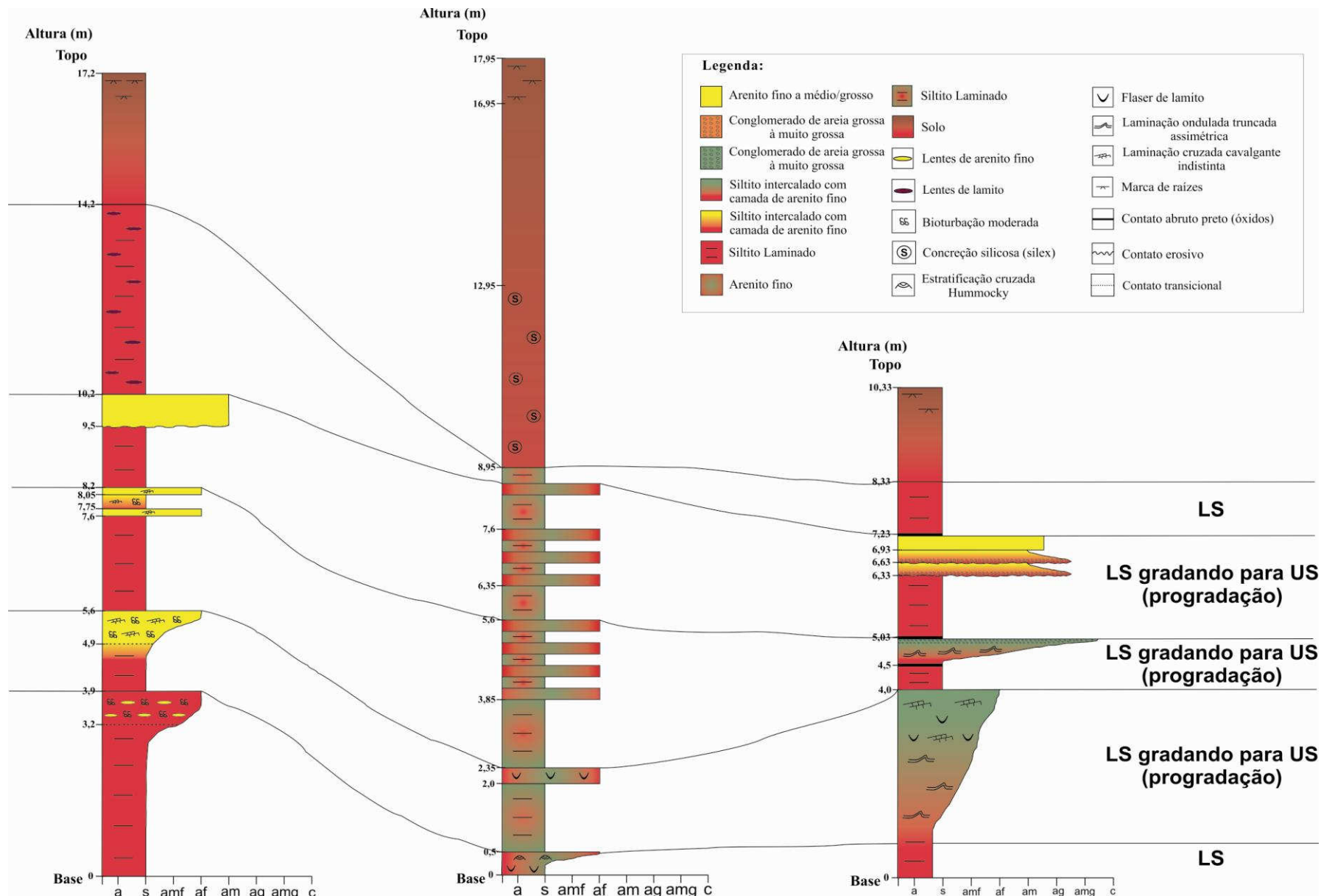


Figura 37: Correlação das 3 seções geológicas feitas a partir das descrições dos 3 afloramentos presentes nas cidades de Porto Ferreira e Tambaú

6.3. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Para Microscopia Eletrônica de Varredura foram escolhidas 7 amostras, sendo 4 do afloramento 1, como mostrado a posição na **Error! Reference source not found.**, 2 do afloramento 2, como indicado na Figura 14 e 1 do afloramento 3, de acordo com a Figura 23. Em cada amostra tirou-se fotos das estruturas mais significativas presentes e coletaram-se informações a respeito da composição química, como já explicado em materiais e métodos. No geral as amostras apresentaram pouca variação das estruturas e da granulometria, sendo, por vezes, identificado grãos sem conexão e grãos com conexão (aspecto favo de mel de acordo com Roveri, 2010), assim como granulometria bem fina e homogênea e granulometria heterogênea, com grãos maiores sendo envoltos por grãos menores ou mesmo se transformando em grãos menores (diagênese). Além disso, observaram-se também estruturas placóides (lamelares), indício este de presença de filossilicatos, como micas e argilominerais. Isto pôde ser observado nas Figura 38, Figura 39, Figura 40, Figura 41, Figura 42, Figura 43, Figura 44 e Figura 45 abaixo.

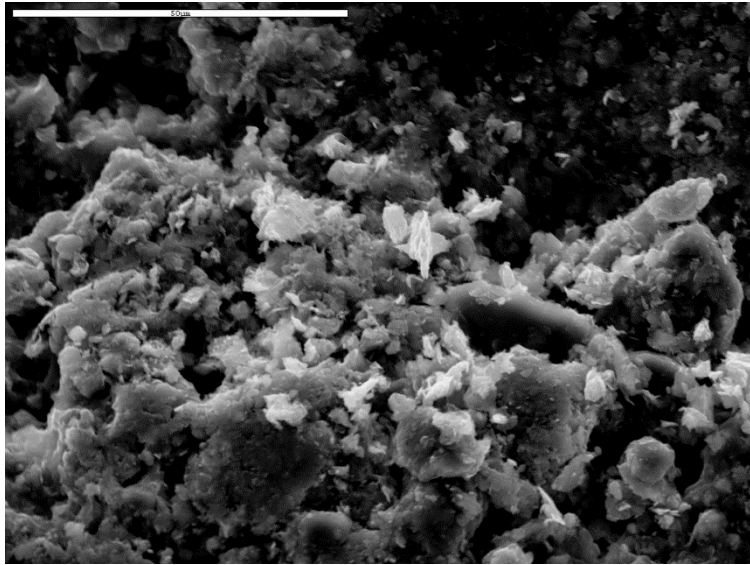


Figura 38: Foto da amostra 1 do afloramento 1 mostrando grãos maiores sendo envoltos por grãos menores (sem diagênese), ambos subangulares

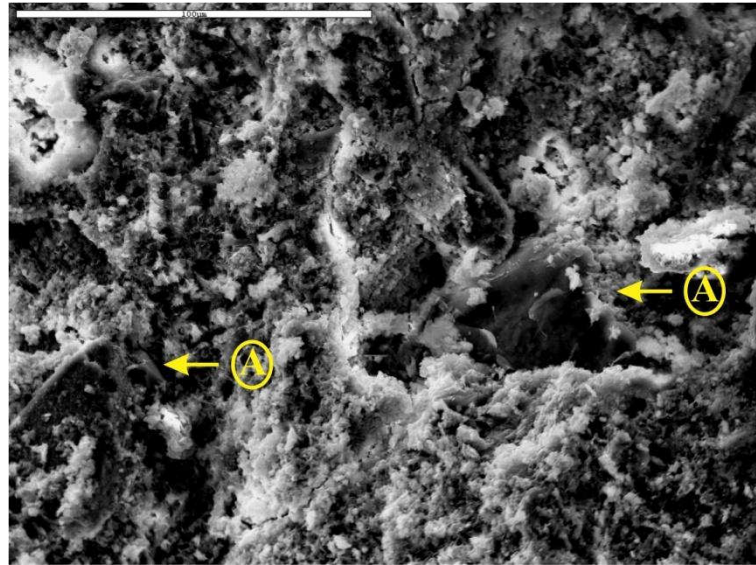


Figura 39: Foto da amostra 2 do afloramento 1 mostrando, em maior detalhe, os grãos menores envolvendo os grãos maiores (A) de feldspato potássico, ambos subangulares.

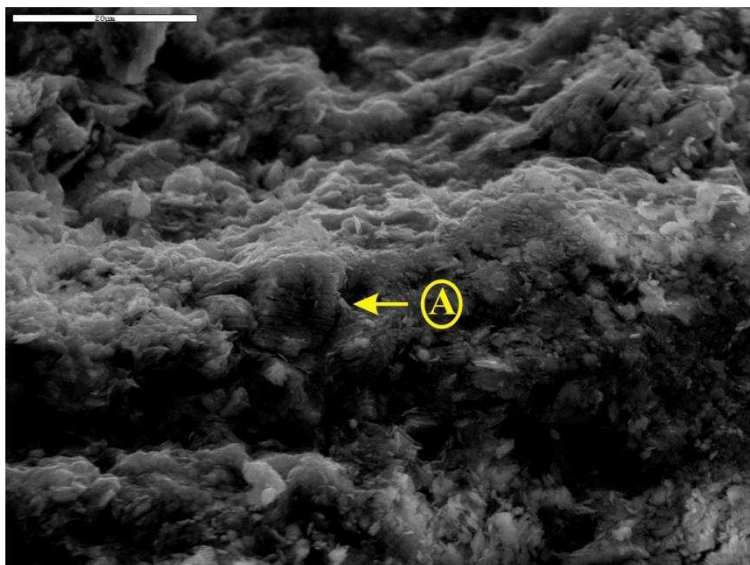


Figura 40: Foto da amostra 7 do afloramento 1 mostrando grãos finos, subangulares e placóides (A), com diagênese evidente e alto grau de alteração da illita detrítica

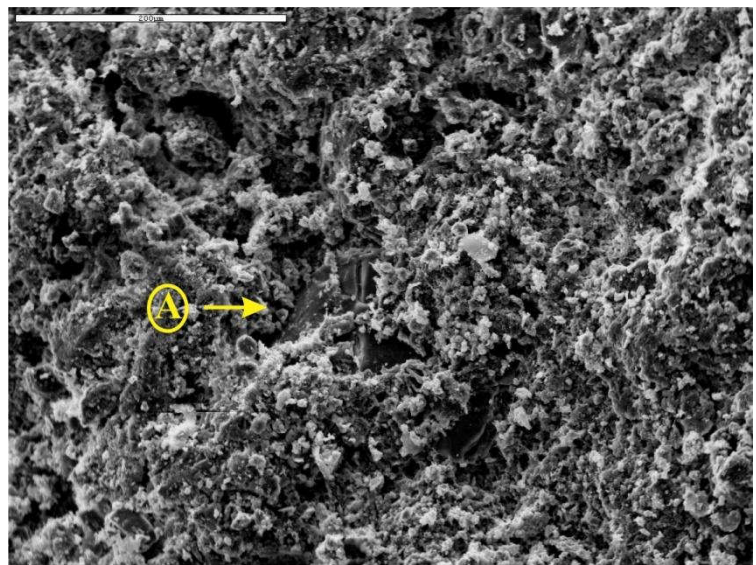


Figura 41: Foto da amostra 8 do afloramento 1 mostrando grãos maiores (A) de quartzo envoltos por grãos menores, ambos subangulares, e já com processo de diagênese

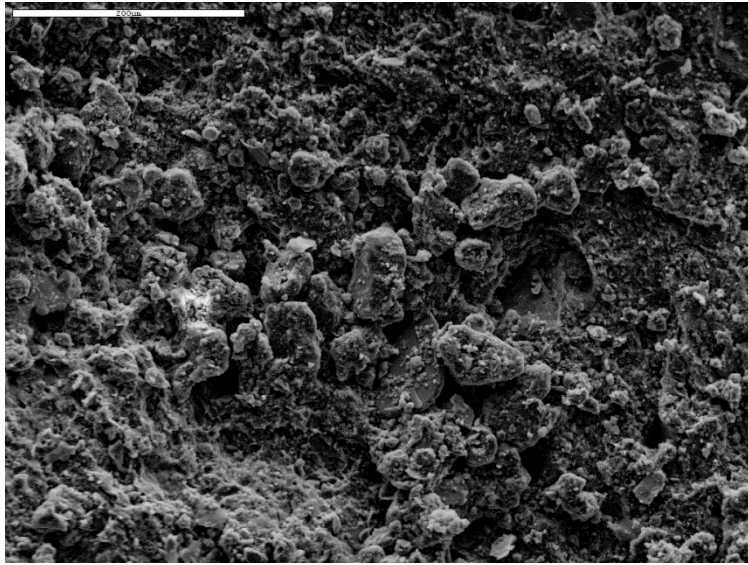


Figura 42: Foto da amostra 2 do afloramento 2 mostrando grãos finos, subangulares, sem processo de diagênese evidente

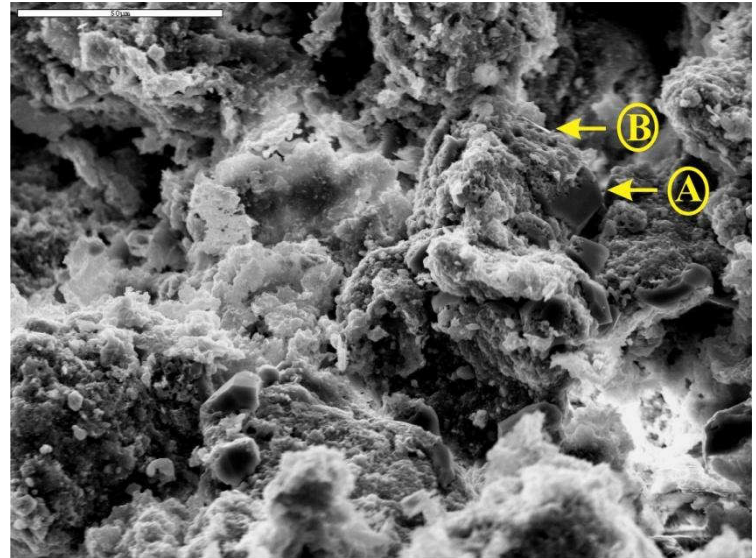


Figura 43: Foto da amostra 3 do afloramento 2 mostrando grãos maiores, subangulares (A) de feldspatos potássico, sendo consumidos, formando outros minerais (B), como illita autigênica (evidência de diagênese)

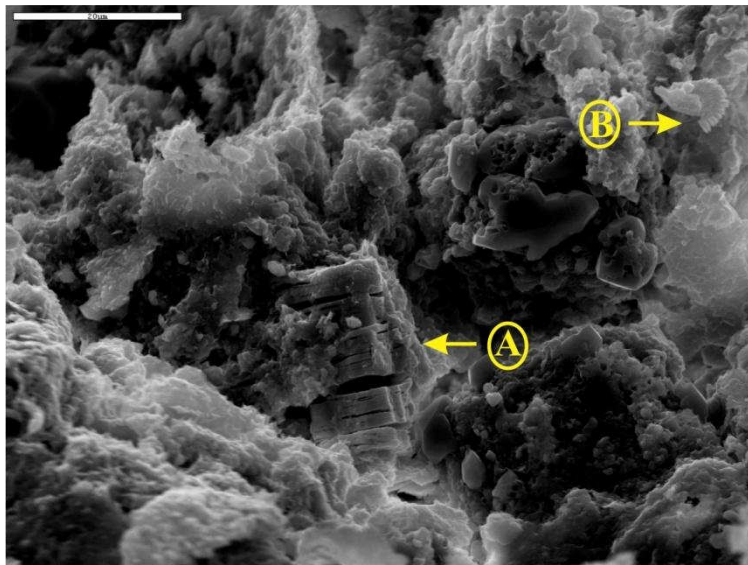


Figura 44: Foto da amostra 3 do afloramento 2 mostrando grãos subangulares, placóides de illita detrítica com alto grau de alteração (A), de caulinita (B) e outros grãos cominuídos, indício de processo de diagênese

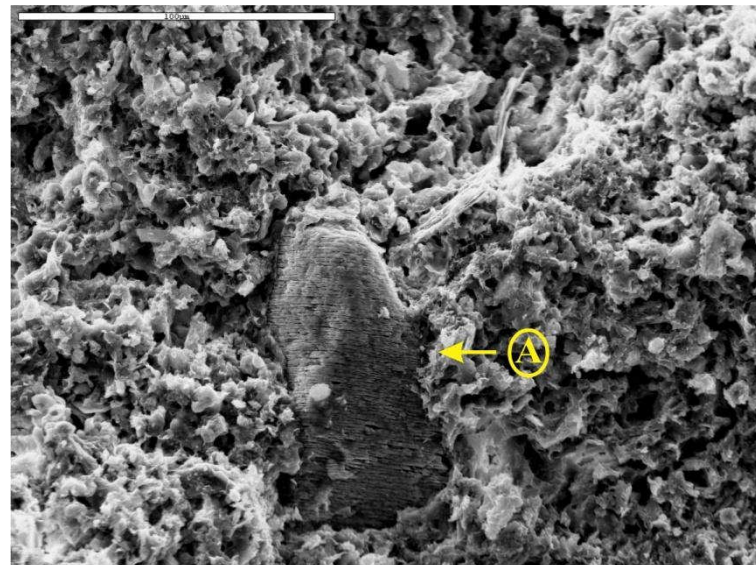


Figura 45: Foto da amostra 1 do afloramento 3 mostrando grão maior, subangular, placóide de illita detrítica (A), envolto por grãos menores, em formato de favo de mel (illita autigênica), demonstrando assim processo de diagênese

Já com relação à composição química, esta mostrou algumas variações que indicaram presença de alguns minerais, bem como certos elementos substituindo outros na estrutura atômica, fato que já era esperado. Ao todo se realizou 240 análises com as 7 amostras

escolhidas, sendo que as Tabela 8, Tabela 9, Tabela 10 e Tabela 11 demonstraram as composições químicas mais significativas encontradas.

Tabela 8: Composição química parecida com illita detrítica (Figura 44) presente na amostra 3 do afloramento 2

Elemento químico	Porcentagem do elemento (%)
O	60,75
Al	12,07
Si	21,74
K	4,15
Fe	1,29

Tabela 9: Composição química parecida com feldspato alcalino presente na amostra 7 do afloramento 1

Elemento químico	Porcentagem do elemento (%)
O	56,80
Na	1,21
Al	8,83
Si	25,09
K	7,72
Fe	0,35

Tabela 10: Composição química parecida com feldspato potássico (ortoclásio) presente na amostra 2 do afloramento 2

Elemento químico	Porcentagem do elemento (%)
O	27,00
Mg	2,14
Al	9,73
Si	38,90
K	11,94
Ti	0,49
Fe	9,79

Tabela 11: Composição química parecida com a caulinita (Figura 44) presente na amostra 3 do afloramento 2

Elemento químico	Porcentagem do elemento (%)
O	57,48
Al	18,12
Si	22,87
K	0,78
Fe	0,75

6.4. Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada com 6 amostras, ou seja, 3 do afloramento 1, 2 do afloramento 2 e 1 do afloramento 3. Abaixo segue Tabela 12 que mostrou os resultados adquiridos a partir do pré-peneiramento, como explicado em materiais e métodos. Já a

Tabela 13 apresentou as porcentagens de cada granulometria presente. A amostra 8 do afloramento 1 foi retrabalhada, ou seja, realizou-se uma triplicata porque as duplicatas anteriores apresentaram resíduos de material lítico nas peneiras (dispersão prévia insuficiente). As duplicatas foram referidas como (a) e (b) e a triplicata como (c).

Tabela 12: Resultados adquiridos no pré-peneiramento para as 6 amostras e suas duplicatas e triplicata

Amostras	Peneira 2,0 mm	Peneira de 1,0 mm
1 do afloramento 1 (a)	nada	nada
1 do afloramento 1 (b)	nada	nada
7 do afloramento 1 (a)	nada	nada
7 do afloramento 1 (b)	nada	nada
8 do afloramento 1 (a)	8 grãos de frag. lítico	20 grãos de frag. lítico
8 do afloramento 1 (b)	6 grãos de frag. lítico	15 grãos de frag. lítico
8 do afloramento 1 (c)	nada	nada
2 do afloramento 2 (a)	nada	nada
2 do afloramento 2 (b)	1 grão de frag. lítico	4 grãos de frag. lítico
3 do afloramento 2 (a)	nada	nada
3 do afloramento 2 (b)	nada	nada
1 do afloramento 3 (a)	nada	nada

1 do afloramento 3 (b)	nada	nada
------------------------	------	------

Tabela 13: Porcentagem (%) de cada tipo de granulometria presente para as 6 amostras

Amostras	Argila	Silte muito fino	Silte fino	Silte médio	Silte grosso	Areia muito fina	Areia fina
1 do afloramento 1 (a)	40,921	20,202	23,434	14,171	1,272	0,000	0,000
1 do afloramento 1 (b)	43,891	23,077	22,644	10,138	0,250	0,000	0,000
7 do afloramento 1 (a)	47,822	15,897	17,554	14,812	3,914	0,000	0,000
7 do afloramento 1 (b)	46,372	15,787	17,739	15,734	4,369	0,000	0,000
8 do afloramento 1 (a)	23,059	9,598	11,595	16,438	23,589	14,511	1,210
8 do afloramento 1 (b)	22,528	9,383	11,627	16,791	23,690	14,711	1,270
8 do afloramento 1 (c)	25,004	11,618	15,169	20,662	20,448	7,020	0,080
2 do afloramento 2 (a)	38,403	15,505	24,299	18,300	3,492	0,000	0,000
2 do afloramento 2 (b)	38,308	15,926	24,544	17,960	3,262	0,000	0,000
3 do afloramento 2 (a)	22,487	11,163	15,972	20,843	22,017	7,447	0,070
3 do afloramento 2 (b)	21,956	11,810	17,550	21,668	21,162	5,854	0,000
1 do afloramento 3 (a)	48,598	17,380	13,759	10,635	8,575	1,052	0,000
1 do afloramento 3 (b)	45,798	17,893	14,457	10,782	9,714	1,357	0,000

6.5. Difractometria de Raios X (DRX)

A partir das 7 amostras analisadas pelo MEV, escolheram-se 5 delas para aplicação do DRX, com o intuito de determinar os tipos de minerais e argilominerais presentes. Estas 5 amostras foram tratadas para confecção de lâminas, como explicado em materiais e métodos, sendo que 1 (a amostra 3 do afloramento 2) foi descartada por conta da pequena quantidade de material que restou após a segunda centrifugação. Depois que estas lâminas passaram pelo Difratometro, gerou-se os gráficos presentes nas Figura 46, Figura 47, Figura 48 e Figura 49 pela comparação com o banco de dados do programa Philips X'Pert HighScore®, que seguem abaixo. Estes gráficos já mostraram os tipos de minerais e argilominerais a partir da presença de seus picos característicos. Observou-se também que quando as lâminas eram glicoladas e aquecidas, os mesmos ficavam mais evidentes, sendo que não houve nenhuma influência de

parte das análises terem sido realizadas no Instituto de Física e parte no Instituto de Geociências.

A partir dos picos característicos (presença de dois para confirmação) e das intensidades encontradas foi possível identificar alguns minerais, como illita (I), talco (Tal), quartzo (QTZ), hematita (Hm), goetita (Go), sanidina (Sa), ortoclásio (Or) e microclínio (Mr).

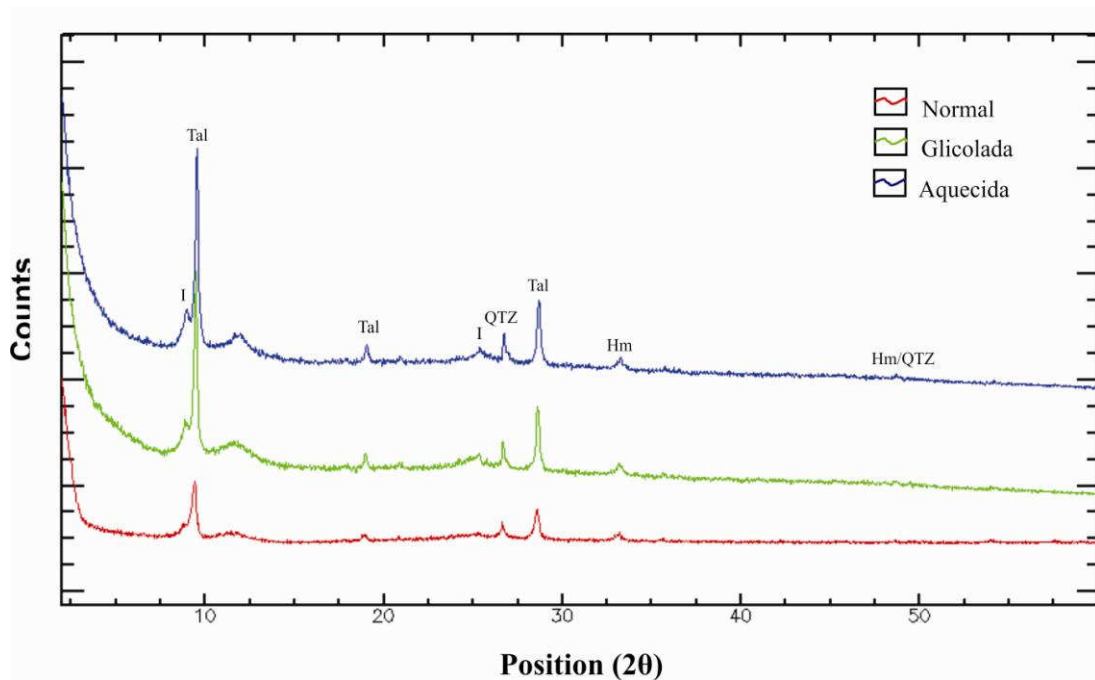


Figura 46: Gráfico da amostra 1 do afloramento 1 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos

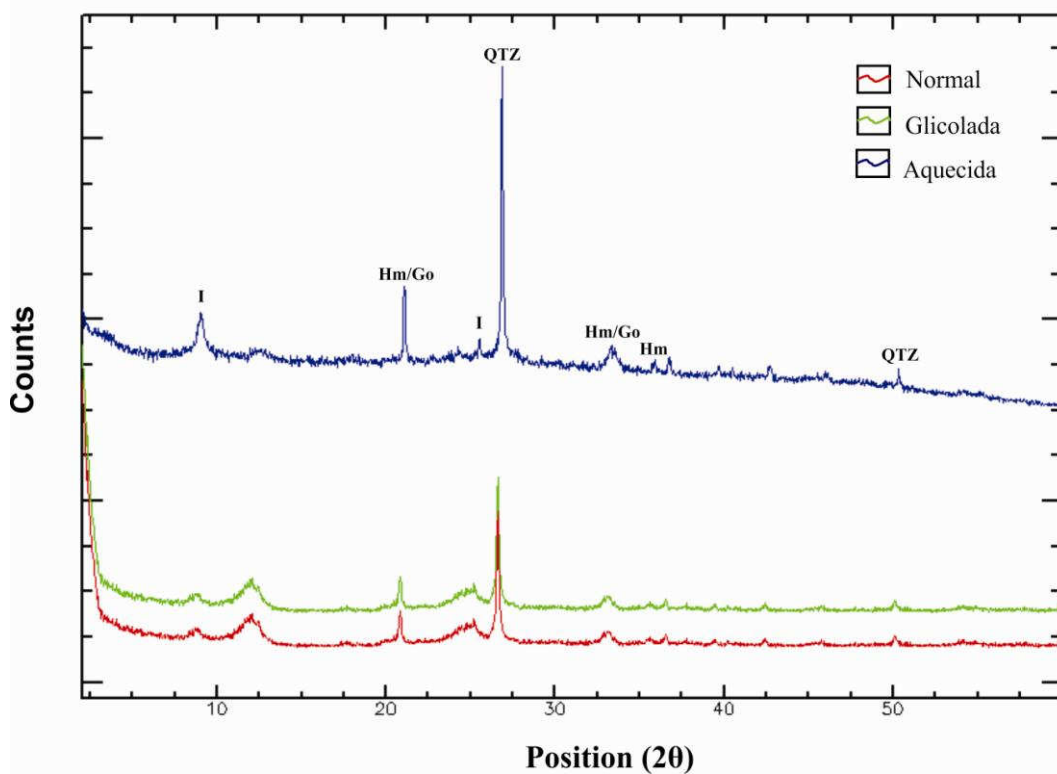


Figura 47: Gráfico da amostra 8 do afloramento 1 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos

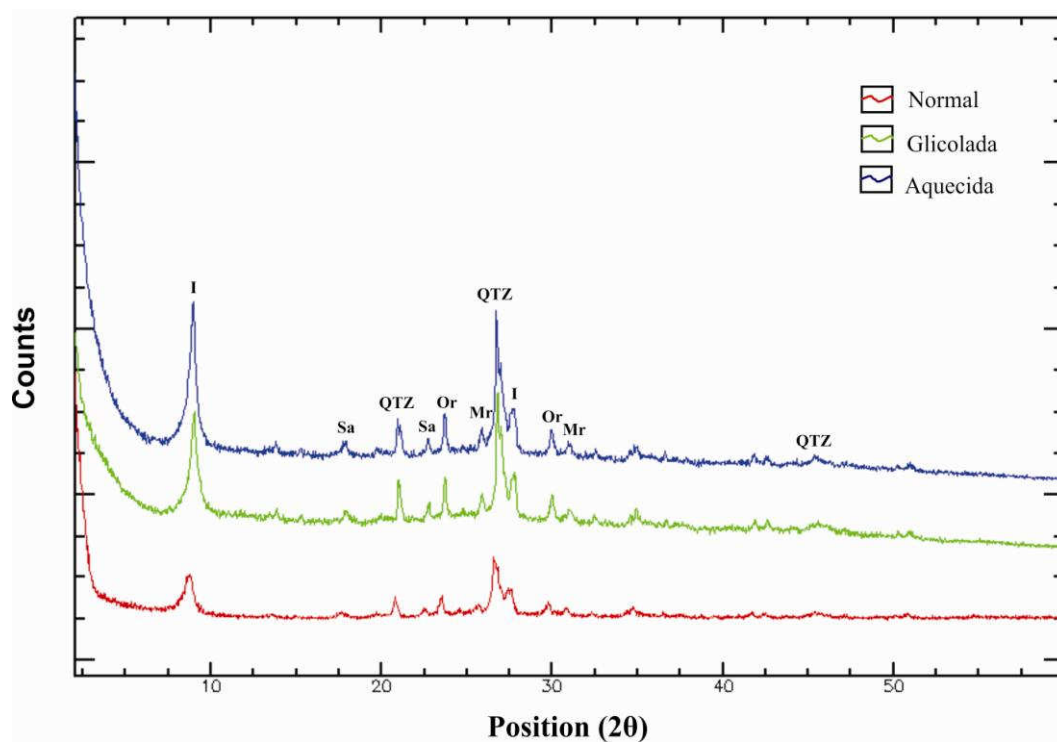


Figura 48: Gráfico da amostra 2 do afloramento 2 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos

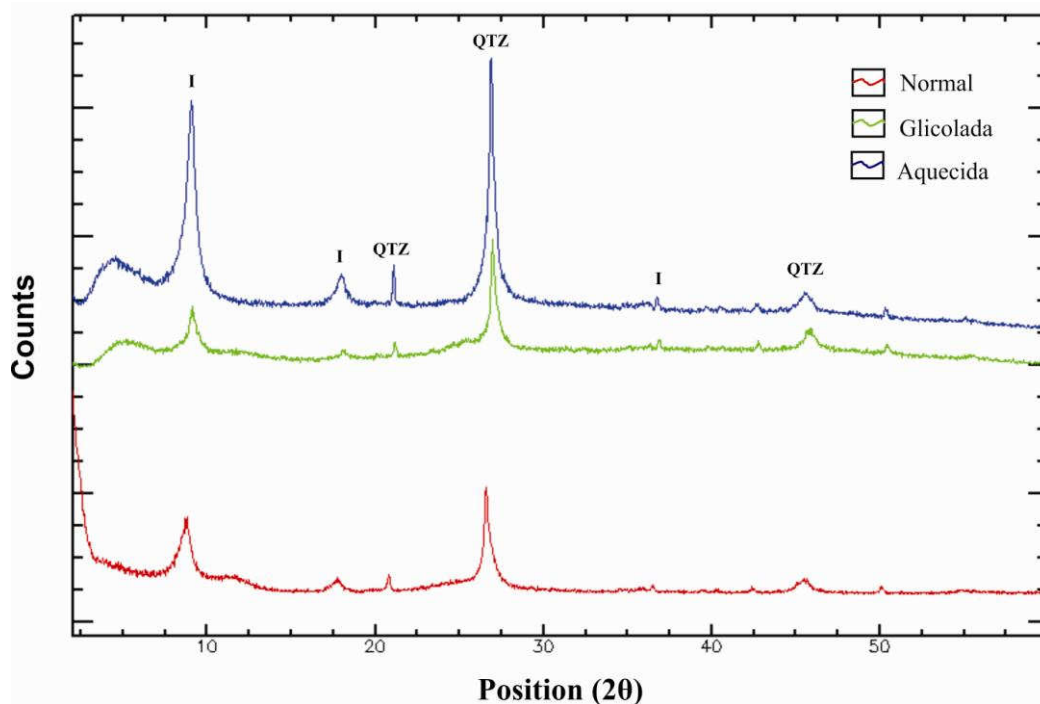


Figura 49: Gráfico da amostra 1 do afloramento 3 representando os minerais encontrados a partir de seus picos característicos

7. Discussões

7.1. Ambiente deposicional

Pelo que foi descrito para cada fácies sedimentar, foi inferido que o ambiente deposicional em estudo está inserido em ambientes costeiros, de plataforma. De acordo com Dalrymple et al. (1992), Reading (1996), Davis & Fitzgerald (2004), a descrição de sistemas deposicionais costeiros não-deltaicos, atuais ou antigos, é comumente baseada em modelos simplificados, nos quais há um único processo dominante (ondas ou correntes de marés). Entretanto, os sistemas costeiros são áreas em que atuam vários mecanismos de distribuição e deposição de sedimentos que são tanto ligados à atividade de ondas como à atividade de marés e que determinam as propriedades das fácies e a geometria dos corpos sedimentares (Dalrymple et al., 2006).

Cada fácies sedimentar individualizada indica características do ambiente no qual ocorreu sua deposição (Miall, 2000). As fácies encontradas no afloramento 1, demonstraram um ambiente calmo, com pouca energia (SI e SII) que gradou lentamente para um ambiente levemente agitado (SIIa e SIIc), com aporte de sedimentos finos (argila, silte e areia muito fina a fina), passando para um mais energético (Alc, Afs e Afg), com aporte de sedimentos médios

a grossos (areia média a grossa). Estas fácies se intercalaram, mostrando que existiu uma alternância de momentos com baixa energia e momentos com maior energia no sistema. Isto também pôde ser comprovado devido à mudança de estruturas sedimentares observadas, ou seja, à medida que se aumentou a energia, houve um aumento da complexidade da estrutura (laminações paralelas gradaram para laminações cruzadas cavalgantes indistintas, assim como lentes de areia se transformaram em camadas de arenito fino a grosso). Este tipo de característica está normalmente associado a locais onde há presença de movimentos oscilatórios unidirecionais, como no caso de ambientes costeiros sob influência de ondas (Suguio, 2000). Além disso, pôde-se observar bioturbações, propondo, assim, que houve a presença de organismos vivos, talvez marinhos, neste local de deposição sedimentar. A feição de injeção estava correlacionada com processos de compactação e plasticidade, ou seja, o siltito inferior se moldou ao arenito superior devido ao peso desta última e a plasticidade alta da primeira (Figura 12 e Figura 13).

Já as fácies encontradas no afloramento 2, da cidade de Tambaú, demonstraram novamente um ambiente calmo (Sl e Sll) que gradou para outro agitado (Sca e Afl), mais raso que o anterior. A presença de laminação cruzada hummocky (Afh) em ambientes mais profundos evidenciou um momento de tempestade, onde os sedimentos foram retrabalhados em movimentos oscilatórios bidirecionais (Nichols, 2009). O aporte de sedimentos se manteve constante, ou seja, presença de sedimentos finos (argila, silte, areia muito fina a fina). Novamente as fácies se intercalaram, mas os momentos de maior energia eram bem menores do que o que foi observado no afloramento 1, porque as camadas de areia fina eram esparsas e pouco espessas.

Por fim, as fácies encontradas no afloramento 3, de Tambaú, exemplificaram, nos primeiros metros da base para o topo, presença de um ambiente mais profundo, um pouco mais agitado (Sl, Sca e Alo) e com aporte de sedimento moderado. Este ambiente oscilou de energia, sendo por vezes mais calmo e mais profundo (Sl) e por vezes mais agitado e mais raso (Sca, Alo, Alc e Afl), com aporte de sedimentos moderado a alto (Afg e Cma). Os movimentos oscilatórios bidirecionais predominaram neste afloramento a partir das estruturas observadas (Suguio, 2000). Seguindo em direção ao topo da seção percebeu-se que o aporte de sedimentos aumentou (Cid) e foi diminuindo novamente (Afg e Sl), assim como a profundidade e a energia presentes no sistema, que primeiro puderam ser encaradas como menores e depois, como maiores. Tanto o afloramento 2 como o afloramento 3 possuíam

quase a mesma altitude e eram próximos, por isso o mesmo processo que alterou a coloração de um provavelmente proporcionou o mesmo efeito no outro. Ocorreu presença também de feição de injeção ocasionada pelo que já foi descrito para o afloramento 1 (Figura 32).

Para entender qual foi ou foram os ambientes deposicionais envolvidos a partir da descrição e individualização de fácies acima, propôs-se uma classificação a partir de associações faciológicas. Logo, as fácies acima puderam ser agrupadas nas seguintes associações, como descrito nos materiais e métodos deste presente relatório de pesquisa:

- Associação US: fácies do tipo Sca, Afs, Alo, Alc, Afl, Afg, Cma e Cid;
- Associação LS: fácies do tipo Sll, Sl, Sla, Sca, Alo e Afh.

Estas duas associações individualizadas indicaram presença de um ambiente costeiro marinho, sob influência, predominantemente, de ondas, como já proposto por Souza (1985). A associação LS, mais profunda, indicou ambiente por vezes calmo, sem influência de ondas por conta da não visualização de estruturas mais complexas e definidas (Sll e Sl), e por vezes mais agitado (momentos de tempestade, com movimentos oscilatórios bidirecionais) devido à presença de laminação cruzada hummocky (Afh), que são características de ambiente LS (Nichols, 2009). Houve um aumento de granulometria e aporte sedimentar, como pôde ser visualizado nas fácies Sla e Sca, em direção a associação US, bem como aumento de energia, demonstrado na fácies Alo. A associação US, por ser mais rasa, possuía um maior aporte sedimentar (Sca, Afs e Afg), que foi retrabalhado por movimentos oscilatórios unidirecionais, gerando assim laminações onduladas assimétricas (Alo) e laminações cruzadas cavalgantes indistintas (Alc). Pôde-se observar também certa influência de marés devido à presença da fácies Afl (Nichols, 2009). O aumento de granulometria chegou ao ápice na fácies Cma, onde se encontrou material com granulometria de areia grossa a muito grossa. Estas associações foram alternadas ao longo das seções geológicas representadas na Figura 4, Figura 14 e Figura 23, propondo assim que houve ciclos prográdantes.

Em uma comparação com o que foi proposto por Landim (1967 e 1970), Souza (1985), Rohan (1994), Zanardo (2003) e Ibrahim (2008), as camadas sedimentares presentes na Formação Corumbataí descritas neste presente relatório de pesquisa apresentaram características parecidas, diferindo no fato da não visualização de carbonatos e cimentos calcáreos. Para Landim (1980), esta formação possuiu maior influência de marés do que de ondas. Com o que foi descrito aqui, houve uma maior influência de ondas do que de marés

por conta da não visualização de laminação e/ou estratificação cruzada do tipo espinha de peixe ou corpos sigmoidais, feições estas que são características de um ambiente dominado por marés (Nichols, 2009). Logo, para esta pesquisa, a proposição de Souza (1985) de um ambiente costeiro dominado por ondas foi mais aceita. Ainda segundo Souza (1985), as fácies I, II, III e IV foram as que mais se encaixaram com o que foi proposto, indicando assim semelhanças com pesquisas anteriores que já serviram de embasamento teórico para muitos outros trabalhos. A visualização de bioturbações no afloramento 1 também pôde dar suporte a existência de um ambiente costeiro, de mar raso, como proposto por Rohan (1994). Em comparação com o que foi inferido por Ibrahim (2008), o recorte estudado da Formação Corumbataí foi o inferior.

Com relação às superfícies hierárquicas, pôde-se delimitar apenas superfícies de 1a. e 2a. ordem, por conta da não visualização de macroformas e superfícies erosivas significativas (Miall, 1988 a e b).

A correlação das 3 seções geológicas (Figura 37) reafirmou que houve 3 ciclos progradantes ao longo dos afloramentos, mas que não puderam ser associados com regressões e transgressões marinhas (Souza, 1985) devido ao tamanho dos pacotes sedimentares analisados e a não visualização de superfícies erosivas significativas. Logo, os 3 afloramentos possuíam a mesma dinâmica de deposição, com leves modificações de espessura dos pacotes e de estruturas.

7.2. Evolução diagenética

Como pôde ser observado através do levantamento de informações para confecção das seções geológicas dos 3 afloramentos, nas regiões não se encontrou nenhum tipo de intrusão ígnea ou atividade de fluídos, por isto os processos de transformação de minerais foram causados pela própria diagênese, dividido, principalmente, a um maior empacotamento dos sedimentos e a ação intempérica. Logo, o que foi proposto por Costa (2006), sobre atividade de fluídos, não foi observado na região.

A partir da análise das fotos adquiridas por MEV determinou-se que os pacotes sedimentares inferiores, próximos a base dos afloramentos, possuíam uma atividade diagenética baixa a moderada, comparada com os pacotes sedimentares mais próximos ao topo. Isto foi provado por conta da observação de uma quantidade maior de feições de transformação de grãos (ver Figura 43) e de interligação (formato favo de mel observado na

Figura 45) para o topo dos afloramentos. Percebeu-se também que, no geral, a granulometria das amostras era bem fina, com presença, às vezes, de grãos maiores envoltos pelos menores, reforçando assim o que já foi dito anteriormente a respeito do ambiente deposicional, ou seja, que ocorriam oscilações de energia, bem pequenas, ao longo do tempo de deposição dos sedimentos. Os minerais, a partir do que foi descrito anteriormente, puderam ser divididos em minerais detríticos (feldspatos potássicos, quartzo e micas) com cristais lamelares e minerais autigênicos (illita, caulinita e feldspatos alcalinos), também com cristais lamelares.

Com relação à composição química adquirida pelo MEV, no geral, todas as amostras apresentaram grandes quantidades de illita (tanto detrítica como autigênica), de feldspatos alcalinos com pequena porcentagem de Na (albitização incipiente), de caulinita, de quartzo, e baixas quantidades de feldspatos potássicos. Isto pôde ser concluído por conta dos elementos presentes e pelas suas porcentagens químicas, que foram comparadas com o que é proposto por Deer (2010) e pelo site webmineral.

As illitas perfizeram todos os afloramentos e estavam presentes como cristais detríticos lamelares envoltos por uma matriz argilosa, como mostrado na Figura 45, e como cristais autigênicos formados a partir de transformações de outros minerais presentes, como, por exemplo, feldspatos alcalinos (Figura 43). Estes cristais autigênicos estavam no formato de favo de mel, como também demonstrado pela Figura 45. Em algumas amostras (Figura 40 e Figura 44) os cristais detríticos apresentaram acentuado grau de alteração, evidenciado pela “separação” de suas placas (Roveri, 2010). Concluiu-se que eram illitas a partir da comparação da composição elementar da Tabela 8 com a Tabela 14 abaixo, além da confirmação por DRX. Nestas illitas pode ocorrer substituições de Al por Fe e Mg e de K por Na, em baixas concentrações, fato estes que foram observados (Deer, 2010).

Tabela 14: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para argilomineral illita (extraído do site webmineral)

Elemento químico	Porcentagem (%)
K	6,03
Mg	1,87
Al	9,01
Fe	1,43
Si	25,25
H	1,35
O	55,06

Os feldspatos alcalinos, com pequenas quantidades de Na, estavam presentes, na maioria dos casos, como cristais autigênicos, subangulares e maiores, envoltos por uma matriz fina e argilosa. De acordo com Deer (2010), os feldspatos alcalinos são uma série que varia desde KAlSi_3O_8 a $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, como mostrado na Figura 50.

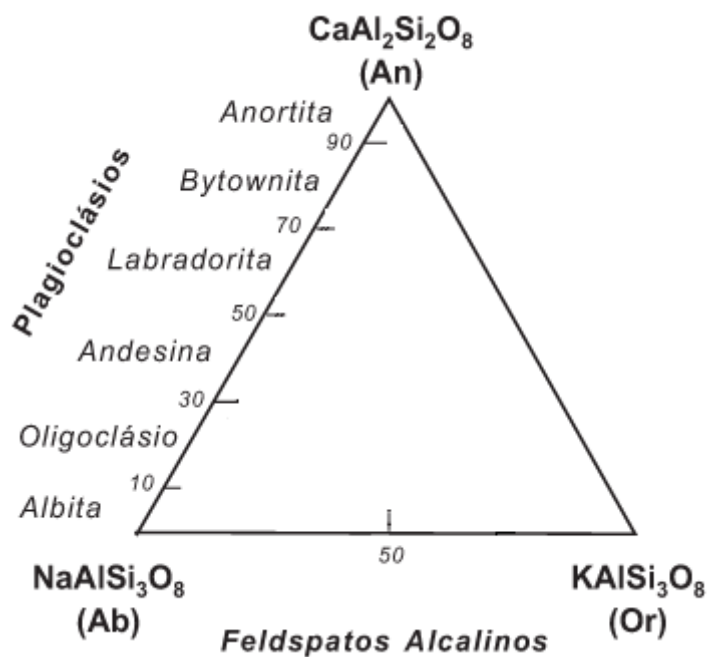


Figura 50: Diagrama An-Ab-Or ilustrando a série de feldspatos alcalinos e plagioclásios (modificado de Putnil & McConnell, 1980)

Os íons que podem estar presentes, em menores quantidades, são o Ba, Ti, Fe⁺², Fe⁺³, Mg, Sr e mais raramente Mn. As quantidades de Na crescem da direita para a esquerda (Figura 50), indo de um feldspato potássico (ortoclásio) para um feldspato sódico (albita). Como não se observou grande quantidade de Na, houve, provavelmente, uma albitização caracterizada como incipiente (Costa, 2006). A presença destes tipos de minerais foi confirmada a partir da comparação da Tabela 15 abaixo com a Tabela 9, considerando as suas pequenas variações elementares possíveis, além de confirmação pelo DRX (sanidina).

Tabela 15: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para feldspato alcalino sanidina (extraído do site webmineral)

Elemento químico	Porcentagem (%)
K	10,69
Na	2,10
Al	9,84
Si	30,72
O	46,66

Com relação aos feldspatos potássicos, estes ocorreram em menores quantidades ao longo de todas as amostras, principalmente como cristais detríticos, subangulares e maiores, envoltos por uma matriz bem fina e argilosa. De acordo com Deer (2010), os feldspatos potássicos podem ter outros íons presentes, em menores quantidades, como o Ba, Ti, Fe⁺², Fe⁺³, Mg, Sr e mais raramente Mn. Pela comparação Tabela 16 abaixo com a Tabela 10 e pela confirmação por DRX (ortoclásio) pôde-se ter certeza a respeito do mineral presente, considerando também as substituições possíveis.

Tabela 16: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para o feldspato potássico ortoclásio (extraído do site webmineral)

Elemento químico	Porcentagem (%)
K	14,05
Al	9,69
Si	30,27
O	45,99

Outro argilomineral autigênico encontrado foi a caulinita, que pode ser produto derivado de feldspatos. Este argilomineral é composto basicamente por Al, Si e O, sendo o Al substituído, por vezes, por pequenas quantidades de Fe, Cr, Ti, Mg e K (Deer, 2010). A caulinita foi encontrada nas porções superiores dos afloramentos estudados, sendo sua presença mais associada à ação intempérica. A Tabela 17 abaixo mostrou a porcentagem química esperada para caulinita, que foi comparada com a encontrada na Tabela 11.

Tabela 17: Tabela de porcentagem dos elementos químicos para a caulinita (extraído do site webmineral)

Elemento químico	Porcentagem (%)
Al	20,90
Si	21,76
H	1,56
O	55,78

O quartzo presente, em grandes quantidades, também estava associado a cristais detríticos, subangulares e envoltos por matriz argilosa. Sua composição química é de Si e O, de acordo com Deer (2010).

Observou-se também que havia uma grande quantidade de Fe, Mg e Ti disponíveis no sistema porque todos os minerais detríticos possuíam, em pequenas quantidades, estes tipos de elementos em suas estruturas. Logo, os minerais autigênicos assimilaram estes elementos em sua estrutura ou, em outros casos, como o do Fe, houve uma concentração para formação de hematita e/ou goetita a partir da ação intempérica.

Com a comparação dos resultados de MEV com DRX pôde-se ter uma complementação, ou seja, alguns minerais encontrados pelo método semi-quantitativo de MEV não foram encontrados no DRX, como a caulinita. Isto aconteceu porque a amostra 3 do afloramento 2, que possuía este mineral (Figura 44), não foi analisada por conta do que já foi explicado anteriormente. O contrário também ocorreu, ou seja, identificação do mineral talco por DRX, mas não por MEV para a amostra 1 do afloramento 1. Provavelmente isto aconteceu porque os tiros do MEV não atingiram este mineral em específico, mas sua presença pôde explicar a disponibilidade de Mg para trocas iônicas com Al em minerais como illita, feldspatos alcalinos e caulinita, já que este mesmo mineral possui grandes quantidades de Mg em sua composição química (certa de 20 % de acordo com o site webmineral). O talco,

por definição é um mineral que se forma em ambientes metamórficos, mas como se estudou pacotes sedimentares, este mineral estava presente por conta de erosão, transporte e deposição de sedimentos provindos de rochas metamórficas. Isto também aconteceu com a sanidina, que é um mineral de alta temperatura. Para se ter maior certeza disto, novos estudos, mais detalhados sobre a fonte de sedimentos, deveriam ser feitos, mas como este não era o objetivo deste relatório de pesquisa, isto não ocorreu.

Encontrou-se também goetita, que é um óxido de ferro hidratado (Deer, 2010) e que pode coexistir com a hematita e, provavelmente, estes dois minerais juntos, juntamente com grande quantidade de Fe^{+3} livre, associado ao cimento primário, ocasionaram a coloração avermelhada bem característica destes pacotes sedimentares analisados (Costa, 2006). Para os demais minerais, o método DRX confirmou o que foi encontrado pelo MEV, logo se teve uma maior certeza dos resultados demonstrados.

Com relação às etapas da diagênese propostas por Velde (1985), estas ocorreram ao longo de todas as camadas, bem como a presença dos principais filossilicatos descritos por Costa (2006) e por Zanardo (2003).

A granulometria, como esperado, variava de argila a areia muito fina, sendo que a maioria das amostras encontrou-se com uma maior porcentagem de argila e siltito muito fino a fino, como mostrado na

Tabela 13. Estes valores ajudaram na definição das classificações utilizadas nas descrições e confecções das seções geológicas. Por outro lado, algumas observações que foram adquiridas em campo, como conglomerado de matriz fina (Cma) presente no local onde foi extraída a amostra 1 do afloramento 3 e mesmo arenito fino a médio/grosso (Afg) onde foi extraída a amostra 7 do afloramento 1. Isto pode ter ocorrido por conta da pré-moagem das amostras ou devido a uma coleta de amostra pouco representativa do pacote sedimentar que se desejou caracterizar. A análise granulométrica também auxiliou na definição do modelo de ambiente deposicional presente para a região em estudo, ou seja, provavelmente um ambiente calmo, com pequenas oscilações de energia e aporte sedimentar moderado a baixo.

8. Conclusão

A partir do que foi apresentado e discutido anteriormente, o ambiente deposicional (paleoambiente) foi definido como sendo de um mar raso sob maior influência de ondas do

que de marés, com aporte sedimentar provindo de áreas-fonte próximas, com pouca atividade tectônica, onde foram interpretados 3 ciclos progradacionais. A Figura 51 propõe um modelo de ambiente deposicional para a Formação Corumbataí nas regiões de Porto Ferreira e Tambaú.

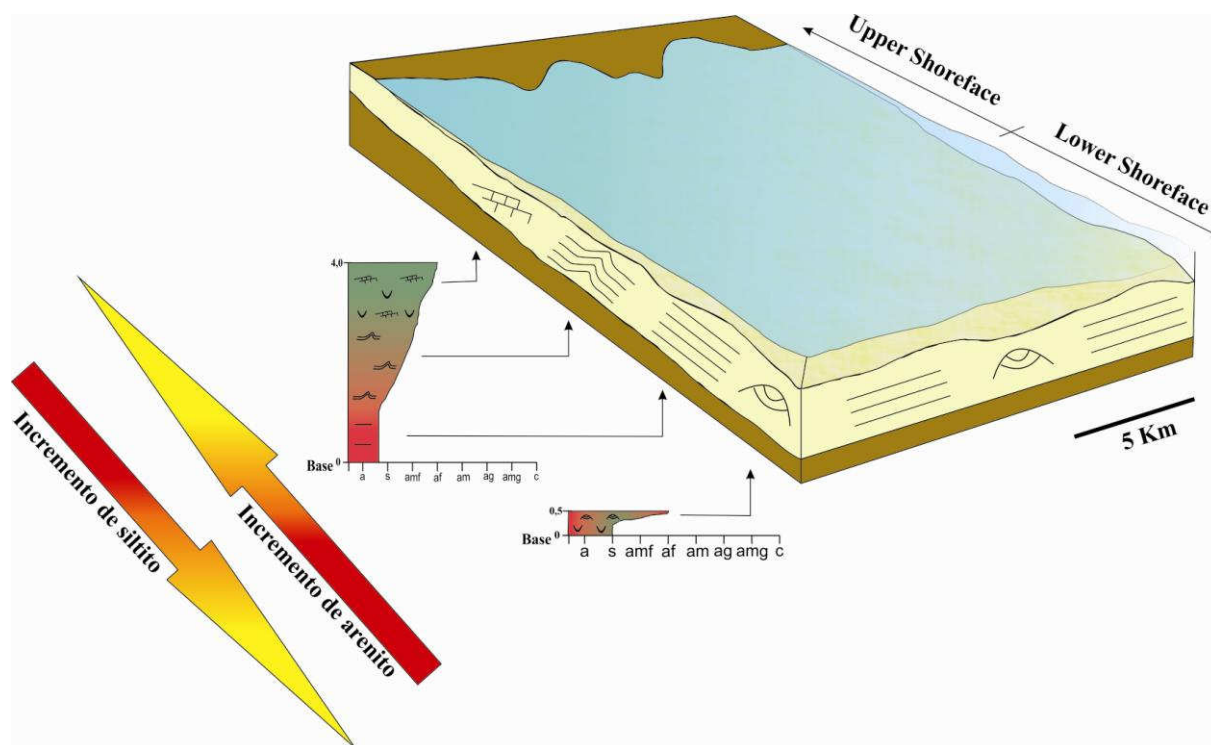


Figura 51: Modelo deposicional para o recorte da Formação Corumbataí presente nas cidades de Porto Ferreira e Tambaú

A presença de bioturbações também foram um registro que pôde dar suporte à existência de um ambiente deposicional costeiro, de plataforma. Houve um predomínio da ação das ondas sob a das marés, devido a não observação de estruturas características de marés, como estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe e feições sigmoidais. A progradação pôde ser bem demarcada pelo aumento progressivo de energia para o topo, em episódios cíclicos, acompanhado de um aumento de aporte sedimentar e de complexidade das estruturas. Os movimentos oscilatórios, na maioria dos casos são unidirecionais (ondas de tempo bom). Só no afloramento 2 observou-se laminação cruzada hummocky que evidenciou momento de tempestade, gerando assim movimentos oscilatórios bidirecionais.

As superfícies hierárquicas foram delimitadas com o intuito de melhor visualização da dimensão da análise estratigráfica. Como mostrado nas Figura 5, Figura 15 e Figura 24 os pacotes sedimentares descritos eram relativamente pequenos, mas conseguiram fornecer

informações suficientes para uma interpretação eficiente do paleambiente envolvido. Já a correlação teve como objetivo verificar se as condições deposicionais variavam e quanto elas variavam. Notou-se que a variação acontecia, mas mais no que dizia respeito a aporte sedimentar, nível de energia, influência de ondas e episódios de ciclos prográdantes. Pela análise da Figura 37 também se pôde perceber que os 3 afloramentos tiveram a mesma dinâmica de deposição, sendo distinguidos, novamente, 3 ciclos prográdantes,

Com relação à evolução diagenética, pôde-se concluir que os 3 afloramentos possuíam, em sua parte inferior, uma fase inicial de diagênese, com maiores quantidade de cristais detríticos envoltos por uma matriz argilosa. Havia grande quantidade de Fe^{+3} livre por conta da coloração avermelhada bem característica de todas as camadas. Com a compactação destas últimas ocorreu uma diminuição da porosidade, uma migração da água intersticial e formação das estruturas laminadas. Para o topo do afloramento observou-se menores quantidade de minerais detríticos e maiores quantidade de cristais autigênicos (presença de estruturas de transformação, cominuição de grãos e favos de mel). O pacote superior também possuía minerais do tipo caulinita e hematita, fato este que confirmou uma diagênese mais avançada acompanhada por ação intempérica. Além disso, observou-se também uma albitização incipiente em todo o pacote, ou seja, formação de albita devido ao enriquecimento em sódio, ocasionado pela filtragem de argilominerais e pelo excesso de sílica livre na solução aquosa intersticial. A illita e a caulinita se formaram a partir dos feldspatos presentes, podendo a illita também ser originada da caulinita (Deer, 2010). Como não se observou nenhum tipo de intrusões ígneas ou movimentações dos pacotes sedimentares pela região em análise, não houve influência da ação de fluídos juntamente com a diagênese.

Assim, os objetivos deste presente trabalho de pesquisa foram alcançados a partir da definição de um ambiente deposicional costeiro, de mar raso sob maior influência de ondas, e de uma evolução diagenética completa, com albitização incipiente e formação de caulinita, illita e hematita e/ou goetita, entrando já em uma fase intempérica. Como se observou a presença de grande quantidade de illita por todos os afloramentos, tanto Tambaú como Porto Ferreira são interessantes pólos para extração de argila para indústria de cerâmica. Assim, os argilominerais encontrados possuem a mesma qualidade dos de Rio Claro, ou seja, ambos possuem grandes quantidades de illitas detríticas e autigênicas para extração, sendo estes resultados inéditos para a presente região de estudo.

9. Referências Bibliográficas

- ALBERS, A. P. F.; Melchiades, F. G.; Machado, R.; Baldo, J. B.; Boschi, A. O. (2002). Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. Artigo sobre Cerâmica, Universidade do Vale do Paraíba e Universidade Federal de São Carlos, v. 48, n. 305, p. 34-37;
- BARBERENA, M. C.; Araújo, D. C.; Lavina, E. L.; Faccini, U. F. (1991). The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Triassic tetrapods. In: International Gondwana Symposium, n. 7, São Paulo, p. 455-467;
- BERNARDES, E. S. (2005). Diagênese da Formação Corumbataí na Mina Partezai-Rio Claro, SP. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 187;
- BEURLIN, K. (1953). Considerações sobre alguns lamelibrânquios das camadas Terezina no Paraná. Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, v. 2, n. 142, p. 1-42;
- CAPUTO, M. V.; Crowell, J. C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Palozoic Era. Geological Society of America Bulletin, Boulder, p. 1020-1036;
- CAPUTO, M. V.; Melo, J. H. G.; Streel, M.; Isbell, J. L. (2008). Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. In: Fielding, C. R.; Frank, T. D.; Isbell, J. L. (ed.). Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space, Geological Society of America, Boulder, Special Paper 441, p. 161-173;
- CHRISTOFOLETTI, S. R. et al. (2001). Mapeamento e caracterização geológica/tecnológica da Formação Corumbataí com vistas ao seu emprego na indústria de revestimentos cerâmicos: Parte II – Caracterização tecnológica e sua correlação com a geologia. Cerâmica Industrial, São Paulo, v. 6, n. 1, p. 24-31;
- COSTA, M. N. S. (2006). Diagênese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares de Formação Corumbataí, Permiano Superior, Mina Granusso, Cordeirópolis, SP. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 166;
- COX, L. R. (1934). Triassic lamellibranchs from Uruguay. The Annals & Magazine of Natural History (Series 10), v. 13, p. 264-273;

- DAEMON, R. F.; França, A. B. (1993). Sedimentos do Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1., Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, p. 36;
- DALPONTE, J. C.; Gonçalves, N. M. M. (1979). Contribuição ao estudo da Formação Estrada Nova (P) na região de Tambaú, SP. Ciências e Cultura, v. 7, n. 31, p. 759-771;
- DEER, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (2010). Minerais constituintes das rochas. Traduzido por Macedo, C. A. R. 4ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, p. 290-471;
- DALRYMPLE, R. W.; Zaitlin, B. A.; Boyd, R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. J. Sed. Petrol., n. 62, p. 1130-1146;
- DALRYMPLE, R. W.; Yang, B. C.; Chun, S. S. (2006). Sedimentation on a wave-dominated, opencoast tidal flat, south-western Korea. Summer tidal flat-winter shoreface-reply. Sedimentology, v. 53, p. 693-696;
- DAVIS Jr, R. A.; Fitzgerald, D. M. (2004). Beaches and Coasts. Malden, Blackwell Publishing, p. 419;
- FAIRBRIDGE, R. W. (1967). Phases of diagenesis and authigenesis. In: Larsen, G. e Chilingar, G. V. Diagenesis in Sediments: Developments in Sedimentology, v. 8, p. 19-89;
- GHILARDI, R. P.; Simões, M. G. (2002). Foram os bivalves do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Rio do Rastro), Neopermiano, invertebrados tipicamente dulcícolas? Pesquisas em Geociências, v. 1, n. 29, p. 3-13;
- GIANNINI, P. C. F. (2002). A bone fragment of a probable aquatic vertebrate in the Serra Alta Formation (upper Permian of Paraná). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 74, n. 3, p. 223-229;
- GRADSTEIN, F. M.; Ogg, J. G.; Smith, A. G. (2004). A geologic time scale. Cambridge University Press, Cambridge, p. 610;
- HACHIRO, J. (1996). O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 196;

- HOLDHAUS, K. (1918). Sobre alguns lamelibranchios fósseis do sul do Brasil. Serviço de Geologia e Mineralogia do Brasil, Monografia, v. 2, p. 1-24;
- IBRAHIM, L. (2008). Argilominerais da porção basal da Formação Corumbataí (Bacia do Paraná) na região de Rio Claro/SP. Tese (Doutorado), Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, São Paulo, p. 1-136;
- KEIDEL, J. (1916). La geologia de lassieras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones com las montañas de Sudafrica y los Andes. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Buenos Aires, v. 9, n. 3, p. 1-78;
- LANDIM, P. M. B. (1967). O Grupo Passa Dois na Bacia do Rio Paraná. Tese (Doutorado), Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 98;
- LANDIM, P. M. B. (1970). O Grupo Passa Dois na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Boletim da Divisão de Geologia de Minas. Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, n. 252, p. 1-103;
- LANDIM, P. M. B.; Soares, P. C.; Gama Jr, E. G. (1980). Estratigrafia do nordeste da Bacia sedimentar do Paraná. Curso de Especialização (Convênio IPT-UNESP), Rio Claro, p. 78;
- LEANZA, A. F. (1948). El llamado Triasico marino de Brasil, Paraguay, Uruguay y la Argentina. Revista de La Asociación Geológica Argentina, v. 3, n. 3, p. 219-244;
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O. R.; Rossello, E. A. (1993). Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in Southern South America. Geologisch e Rundschau, Stuttgart, v. 82, p. 136- 147;
- MARANHÃO, M. S. A. S.; Petri, S. (1996). Novas ocorrências de fósseis nas Formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seus significados paleontológicos e bioestratigráficos. Revista do Instituto Geológico, v. 1/2, n. 17, p. 33-54;
- MATOS, S. L. F. (1995). O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na Borda Leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. Tese (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 191;

- MENDES, J. C. (1945). Considerações sobre a estratigrafia e idade da Formação Estrada Nova. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, v. 2, n. 50, p. 27-34;
- MENDES, J. C. (1949). Novos lamelibrânquios fósseis da Série Passa Dois, Sul do Brasil. Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral, n. 133, p. 1-40;
- MENDES, J. C. (1952). A Formação Corumbataí na região do rio Corumbataí (Estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios). Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e letras da Universidade de São Paulo, v. 8, n. 145, p. 1-119;
- MENDES, J. C. (1954). Contribuição à estratigrafia da Série Passa Dois no Estado do Paraná. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, v. 10, n. 175, p. 1-119;
- MENDES, J. C. (1984). Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. Revista do Instituto Geológico, v. ½, n. 5, p. 15-24;
- MEZZALIRA, S. (1957). Ocorrências fossilíferas novas da Série Passa Dois na região Limeira-Rio Claro-Piracicaba. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, n. 6, p. 37-59;
- MEZZALIRA, S. (1980). Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. Revista do Instituto Geológico, v. 1, n. 1, p. 15-54;
- MEZZALIRA, S.; Mendes, J. C.; Maranhão, M. S. A. S. (1990). Anhembia: novo gênero de bivalves do Grupo Passa Dois – Permiano. Revista do Instituto Geológico, v. 1, n. 11, p. 51-54;
- MIALL, A. D. (1985). Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth Science Reviews, v. 4, n. 22, p. 261-300;
- MIALL, A. D. (1988). (a) Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 6, n. 72, p. 682-697;
- MIALL, A. D. (1988). (b) Architectural Elements and Bouding Surfaces In fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest colorado. Sedimentary Geology, v. 2, n. 55, p. 233-262;

- MIALL, A. D. (2000). Principles of Sedimentary Basin Analysis. Berlin, Springer-Verlag, p. 634;
- MILANI, E. J. (1994). Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 8, p. 69-82;
- MILANI, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 2;
- MILANI, E. J.; Faccini, U. F.; Scherer, C. M. S.; Araújo, L. M.; Cupertino, J. A. (1998). Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. Boletim IG-USP, São Paulo, n. 29, p. 125-173;
- MILANI, E. J.; Thomaz-Filho, A. (2000). Sedimentary basins of South American. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz-Filho, A.; Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, 31 International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, p. 389-449;
- MILANI, E. J. (2004). Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V. et al. (Org.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, São Paulo, p. 264-279;
- MILANI, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. (2007). Bacia do Paraná. Boletim Geociências Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287;
- NICHOLS, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell, n. 2, p. 215-223;
- OLIVEIRA, E. P. (1918). Posição estratigráfica dos lamelibranchios descritos na memória do Professor Holdhaus. Serviço de Geologia e Mineralogia do Brasil, Monografia, v. 2, p. 27-32;
- PETRI, S.; Coimbra, A. M. (1982). Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para elucidação dos seus paleoambientes geradores. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 5, Buenos Aires. Anais de Buenos Aires, v. 2, p. 353-371;
- PUTNIS, A.; McConnell, J. D. C. (1980). Principles of mineral behavior. Oxford, Blackwell, p. 257;

- RAGINHA, E. W.; Santos, R. S. (1987). Nova classificação de *Detalium florencei* Moraes Rego, 1936 (Mollusca, Scaphopoda) para *Hybodus* (Chondrichthyes, Elasmobranchii). Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro, p. 1-16;
- RAGONHA, E. W. (1987). “Coprólitos espiralados” da Formação Corumbataí. Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro, p. 307-317;
- RAMOS, V. A.; Jordan, T. E.; Allmendinger, R. W.; Mpodozis, C.; Kay, J. M.; Cortés, J. M.; Palma, M. (1986). Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Washington, v. 5, n. 6, p. 855-880;
- REED, F. R. C. (1929). Faunas Triássicas do Brasil. Serviço de Geologia e Mineralogia do Brasil, Monografia, v. 9, p. 1-83;
- REED, F. R. C. (1932). Some new Triassic fossils from Brazil. *The Annals & Magazine of Natural History* (Series 10), v. 10, p. 479-487;
- REED, F. R. C. (1935). Some Triassic laellibranchs from Brazil and Paraguay. *Geological Magazine*, v. 72, p. 33-42;
- READING, H. G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, p. 688;
- RICCOMINI, C. (1995). Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 200;
- ROHN, R. (1994). Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, v. 2, p. 327;
- ROVERI, C. D. et al. (2008). Diagénese de La Formación Corumbataí (Pérmico de La Cuenca Del Paraná) em La región de Río Claro, São Paulo, Brasil. In: XII Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires. Anais de La XII Reunión Argentina de Sedimentología, Buenos Aires. Asociación Argentina de Sedimentología, v. 1, p. 67;
- ROVERI, C. D. (2010). Petrografia aplicada da Formação Corumbataí (Região de rio Claro-SP) e produtos cerâmicos. Tese (Doutorado), Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, São Paulo, p. 44-46;

- RUNNEGAR, B.; Newell, N. D. (1971). Caspian-like relict molluscan fauna in South American Permian. *Bullerian of the American Museum of Natural History*, n. 146, p. 1-66;
- SALVADOR, R. B.; Simone, L. R. L. (2010). Históricos dos estudos sobre a Malacofauna fóssil da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista da Biologia, Instituto de Biociências, USP, São Paulo, Brasil*, v. 5, p. 20-24;
- SANFORD, R. M.; Lange, F. W. (1960). BasinStudy approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil. *AAPG Bull, Tulsa*, v. 44, n. 8, p. 1316-1370;
- SCHENEIDER, R. L. et al. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre. *Anais da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre*, v. 1, p. 41-65;
- SOUZA, S. H. M. (1985). Fácies sedimentares da Formação Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo. Tese (Mestrado em Geologia Sedimentar), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 142;
- SUGUIO, K.; Salati, E.; Barcelos, J. H. (1974). Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, v. 4, p. 142-166;
- SUGUIO, K. (2000). Rochas sedimentares: Propriedades, Gênese e Importância Econômica. Editora Edgard Blucher, São Paulo, n. 3, p. 370-378;
- TAIOLI, F. (2000). Recursos Energéticos. In: Teixeira, W. et al. *Decifrando a Terra. Oficina de Textos, São Paulo*, p. 140;
- TOLEDO, C. E. V. T. (2006). Análises estatísticas multivariada e filogenética dos dipnoiformes brasileiros. Comparação bióticas com o Gondwana ocidental. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro;
- ULIANA, M. A.; Biddle, K. (1988). Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, v. 18, p. 172-190;
- VELDE, B. (1985). *Clay Minerals: A Physico-chemical Explan of Their Occurrence*. Amsterdam, Elsevier, p. 427;

ZALÁN, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C. J.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanatto, A.; Marques, A. (1990). “Bacia do Paraná”. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Coordenadores: Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia e Edison José Milani. Rio de Janeiro, PETROBRAS;

ZALÁN, P. V. (1991). Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South American. In: Simpósio Bolivariano: Exploración petrolera en las cuencas subandinas, 4., Bogotá, trabalho 7, v.4;

ZANARDO, A. (2003). Pesquisa geológica e de matérias-primas cerâmicas do centro-nordeste do Estado de São Paulo e vizinhanças. Tese (Livre-Docência), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro;

ZANARDO, A. et al. (2007). Diagênese da Formação Corumbataí na região de Rio Claro, SP. In: X Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina. Anais do X Simpósio de Geologia do Sudeste, Belo Horizonte. SBG, MG, v. Único, p. 64;

<http://www.webmineral.com> – Acessado dia 01 de novembro de 2013 às 14h00.