

Figura 1. Mapa esquemático da América do Sul, mostrando a localização da Bacia do Paraná (modificado de Hasui et al., 2012).

Milani (1997) subdividiu o registro estratigráfico da Bacia do Paraná em seis superseqüências segundo o conceito de Vail et al. (1977): 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 correspondem a ciclos transgressivos-regressivos paleozoicos, e as demais são pacotes de rochas sedimentares continentais e rochas ígneas associadas.

A Superseqüência Gondwana I compreende os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, sendo que este último engloba as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. O pacote sedimentar denominado “Formação Corumbataí” é o equivalente litoestratigráfico da Formação Teresina, sendo aplicado para o domínio paulista da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007). A Formação Corumbataí, enfocada neste artigo, é alvo de inúmeras pesquisas desde a década de 50, como as de Mendes (1952), Almeida e Barbosa (1953), Barbosa e Gomes (1958), Landim (1970), Gama Jr. (1979), Petri e Coimbra (1982), Petri e Fulfaro (1983), Souza, 1985, Suguio e Souza (1985), Rohn (1994, 1997), cujos objetivos convergem para a caracterização litoestratigráfica e identificação do paleoambiente deposicional desta formação. A composição mineralógica destas rochas foi analisada por Ramos e Formoso (1976) e Rodríguez e Quadros (1976), através de

difração de Raios X aplicada a amostras de poços profundos.

A partir de 1996, impulsionadas pelo grande desenvolvimento da indústria cerâmica na região de Rio Claro-Santa Gertrudes, as pesquisas se voltaram para a cartografia geológica, caracterização mineralógica, textural e química das rochas que compõem a Formação Corumbataí, visando entender a influência destes atributos nas propriedades físicas da matéria-prima, durante o processo produtivo (Masson, 1998; Zanardo, 2003; Christofolletti, 2003; Bernardes, 2005, Costa, 2006; Costa et al., 2007; Rocha, 2007; Roveri et al., 2007; Zanardo et al. 2006, 2009; Rocha et al., 2008; Roveri, 2010, Rocha, 2012, entre outros).

Durante os vinte anos de trabalho do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM) da UNESP de Rio Claro, foram realizadas diversas análises das unidades sedimentares que afloram na região de Rio Claro (SP). Neste período, mais de cem seções delgadas da Formação Corumbataí foram descritas, provenientes de material coletado em frentes de lavras (Figura 2) que, acredita-se, abrangem toda a coluna estratigráfica da Formação Corumbataí na região de Rio Claro, representando o empilhamento sedimentar completo desta unidade na região. Este trabalho tem como objetivo apresentar a caracterização petrográfica dos litotipos e subsequente proposição da sucessão litoestratigráfica da

Formação Corumbataí na região de Rio Claro (SP) através das pesquisas desenvolvidas ao

longo destas duas décadas.

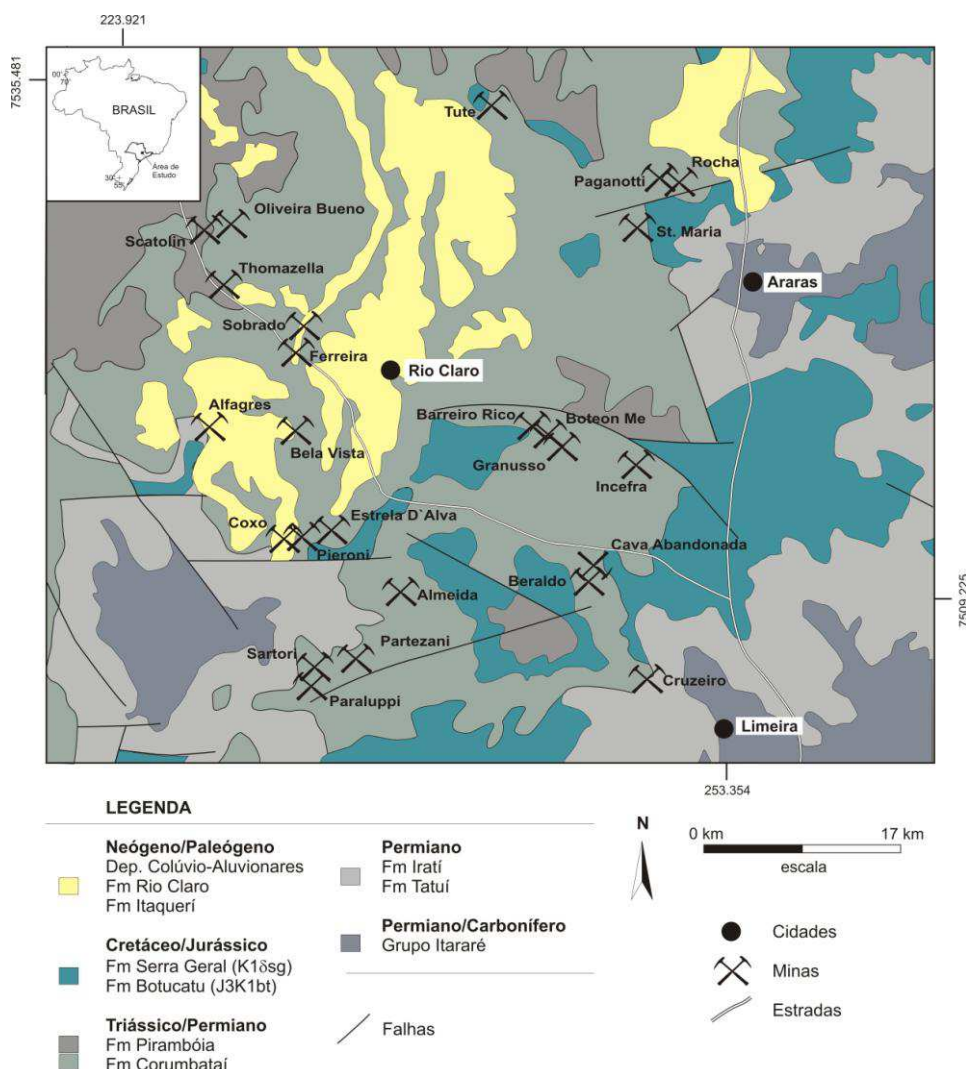


Figura 2. Mapa geológico esquemático mostrando a área de ocorrência da Formação Corumbataí na região de Rio Claro – Limeira – Araras e a localização das principais lavras de argila da Formação Corumbataí (modificado de Perrotta et al., 2005).

CONTEXTO DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ NA REGIÃO DE RIO CLARO

A Formação Corumbataí aflora, no Estado de São Paulo, ao norte do rio Tietê, atingindo a espessura máxima de 130 metros nas imediações de Rio Claro, adelgaçando-se para norte, não ultrapassando 60 m nas proximidades de Leme e Pirassununga e não chegando a adentrar o Estado de Minas Gerais (Landim, 1970; Soares e Landim, 1973).

Ocorre disposta sobre a Formação Irati em contato nítido e gradativo (Hachiro, 1996), bem exposto em várias minas na região de Rio Claro, onde a exploração da matéria-prima cerâmica ocorre em conjunto ou em substituição à do calcário dolomítico. Nestes afloramentos observa-se que no contato entre as

duas unidades ocorre um pacote de estrutura rítmica, que raramente atinge um metro de espessura, formado por leitos de espessuras decimétricas a milimétricas. Outro aspecto constatado é que existem diferenças significativas no banco basal dessa unidade de uma mina para outra. Observam-se em algumas minas, a exemplo da Mina Cruzeiro (Limeira), bandas mais granulares de aspecto arenoso, ricas em fragmentos de fósseis, que estão ausentes em outras, a exemplo da Mina Partezani (Assistência). Cabe ressaltar que na borda norte da Bacia do Paraná, entre Tambaú e Mococa, esta unidade assenta-se diretamente sobre sedimentos da Formação Aquidauana por

não deposição ou erosão das formações Tatuí e Irati (Landim, 1970; Soares e Landim, 1973).

A Formação Corumbataí é sobreposta pela Formação Piramboia, aparentemente, em conformidade, porém existem controvérsias sobre a natureza do contato, que em alguns casos aparenta ser localmente gradacional (Hachiro, 1996), enquanto em outros é erosivo, pelo menos regionalmente (Landim, 1970; Soares e Landim, 1973; entre outros).

Em alguns locais, como nos platôs localizados nas proximidades da cidade de Rio Claro – SP, a Formação Corumbataí é diretamente coberta pela Formação Rio Claro, de idade quaternária a terciária, e coberturas correlatas, exibindo contatos nitidamente erosivos (Melo, 1995; Zaine, 2000).

Outro aspecto marcante na região é a ocorrência de intrusivas básicas (diabásios), chegando a formar corpos com espessuras superiores a 200 metros. Em afloramento observa-se que o magma básico alojou-se na forma de *sills* (de espessura métrica a decamétrica), especialmente nas formações com estratificação proeminente (Tatuí, Irati e Corumbataí) ou em formas discordantes (diques de espessura métrica a decamétrica). Todavia, estudos cartográficos mostram que os corpos mais espessos, normalmente, não são tabulares e na evolução do relevo originam altos topográficos que sobressaem na paisagem, a exemplo do Morro Azul (município de Limeira), em função de sua maior resistência à erosão. Este aspecto associado à grande variação de espessura e, principalmente, a constatação de que, em alguns desses altos topográficos, o diabásio atravessa a Formação Corumbataí e chega a englobar material da Formação Piramboia, como reconhecido nas proximidades da Mina Tute (leste do distrito de Ajapi, município de Rio Claro), evidenciam que os corpos mais espessos constituem lacólitos ou outras estruturas de complexidade similar (lopólitos, facólitos, etc), como já colocado por Bósio (1973) e Zalán et al. (1987).

O grande volume de magma básico gerou metamorfismo de contato (Girardi et al., 1978) e aparenta ter elevado de maneira generalizada a temperatura das formações geológicas constituídas por rochas impermeáveis, em especial das formações Irati e Corumbataí, influenciando de maneira marcante na evolução

diagenética dessas unidades (Zanardo, 2003; Costa, 2006; Zanardo et al., 2006; 2011).

A porção basal da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo foi tentativamente correlacionada à Formação Serra Alta, enquanto que as porções intermediárias e de topo, que exibem acamamento e/ou laminações e coloração predominantemente avermelhadas a arroxeadas, foram correlacionadas à Formação Teresina. O topo desta formação é correlacionado à base da Formação Rio do Rasto (Rohn, 1994). Estas unidades (formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto) ocorrem nos Estados do Paraná e Santa Catarina.

O ambiente de deposição da Formação Corumbataí, incluindo a correlata Formação Teresina, é interpretado como marinho raso, com diminuição da coluna de água para o topo, onde a influência de marés é mais marcante (Schneider et al., 1974; Petri e Coimbra, 1982, entre outros). Gama Jr. (1979) propôs ambiente deltaico para a deposição dessas unidades. O ambiente marinho não é aceito por todos os pesquisadores, como é o caso de Lavina (1991) e Rohn (1994), que também descartam a hipótese de ligação direta com o oceano devido ao endemismo de moluscos bivalves (Simões et al., 1998; Mello, 1999). A principal argumentação dos pesquisadores que discordam da origem marinha é a falta de fósseis tipicamente marinhos. Entretanto, recentemente foram identificados ostracodes marinhos na porção basal, próximo ao contato com a Formação Irati (Tomassi e Do Carmo, 2009).

No âmbito da gradual aridização durante a deposição do Grupo Passa Dois, ocorreram oscilações climáticas, alternando-se condições ora mais secas, ora mais úmidas (Rohn, 1994; Fanton et al., 2006). Neste contexto, para Rohn (1994), os estratos carbonáticos, geralmente com conchas de bivalves, depositados por ondas induzidas por tempestades, estariam relacionados a condições climáticas mais secas, quando o suprimento de siliciclastos era reduzido e as águas se tornavam mais salgadas, alcalinas e rasas. Rohn (2001) coloca que na Formação Teresina as rochas carbonáticas são abundantes na parte superior, mas podem ocorrer subordinadamente por toda a sequência, e que a deposição ocorreu em ambiente semelhante a ilhas barreiras, submersas em plataforma do tipo rampa, em “mar interno”,

com topografia suave do substrato, influenciada por ondas e correntes de tempestades.

Para Ramos e Formoso (1976) a aridez do ambiente deposicional da Formação Corumbataí também é indicada pelos argilominerais, onde predomina a

montmorillonita, seguida por illita sempre presente e clorita subordinada. Interestratificados de illita-montmorillonita são raros, e a clorita e montmorillonita são mutuamente excludentes (Ramos e Formoso, 1976).

MÉTODOS EMPREGADOS

As atividades de campo foram realizadas de forma contínua, acompanhando o avanço das frentes de lavra das maiores minas da região, obtendo dados cartográficos para aprimorar os mapas geológicos já existentes e adquirindo amostras representativas para a condução de ensaios laboratoriais. Também foram investigadas minas fora de operação e realizados perfis geológicos ao longo de estradas. Foram selecionadas amostras frescas e representativas dos afloramentos, bem como de níveis representantes de descontinuidades ou anomalias na sedimentação ou diagênese, das quais foram obtidas seções delgadas para análise microscópica.

A microscopia óptica enfocou a identificação das fases minerais, morfologias, dimensões relativas e absolutas, distribuição,

relações existentes, bem como a caracterização da porosidade. Em função da granulometria muito fina do material realizaram-se análises por difratometria de raios X, com objetivo de confirmar ou auxiliar a determinação da composição mineralógica.

Estas atividades foram desenvolvidas como parte das pesquisas do Grupo Qualidade em Cerâmica, que culminaram em diversas monografias, dissertações e teses entre elas as de Masson (1998), Thomazella (1999), Christofolletti (2003), Junior (2003), Prado (2003), Costa (2006), Prado (2007), Rocha (2007), Ibrahim (2008), Godoy (2009), Roveri (2010), Rocha (2012), Azzi (2014) entre outras, e diversos artigos entre eles Zanardo (2003), Zanardo et al. (2006; 2011), Moreno et al. (2014), entre outros.

GEOLOGIA LOCAL: CONSIDERAÇÕES SOBRE A ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ

Uma rápida observação nas frentes de lavras das minas que expõem a base da Formação Corumbataí é suficiente para notar diferenças marcantes, em especial, quanto à coloração e textura, falta de continuidade e variação de espessura dos estratos, que poderiam, por suas particularidades, serem tomados como horizontes guias. Alguns estratos podem ser detectados em várias minas separadas por dezenas de quilômetros, porém não aparecem em outras que expõem a mesma porção da coluna estratigráfica. Dessa forma, o único *datum* de referência confiável é o contato Irati-Corumbataí, como já colocado por outros pesquisadores, a exemplo de Perinotto e Rösler (1985). A transição da Formação Irati para a

Formação Corumbataí é marcada por um pacote rítmico de siltitos e folhelhos, com espessura aproximada de 1 metro, localmente com intercalações de calcários.

Aspectos da Formação Corumbataí com valor estratigráfico

Com base nas variações texturais, e principalmente mineralógicas ao longo do empilhamento dos sedimentos da Formação Corumbataí, que pode ser observado e correlacionado em diversas exposições em frentes de lavra, é possível dividi-la na região de Rio Claro em cinco níveis mineralógico-texturais (figuras 3 e 4).

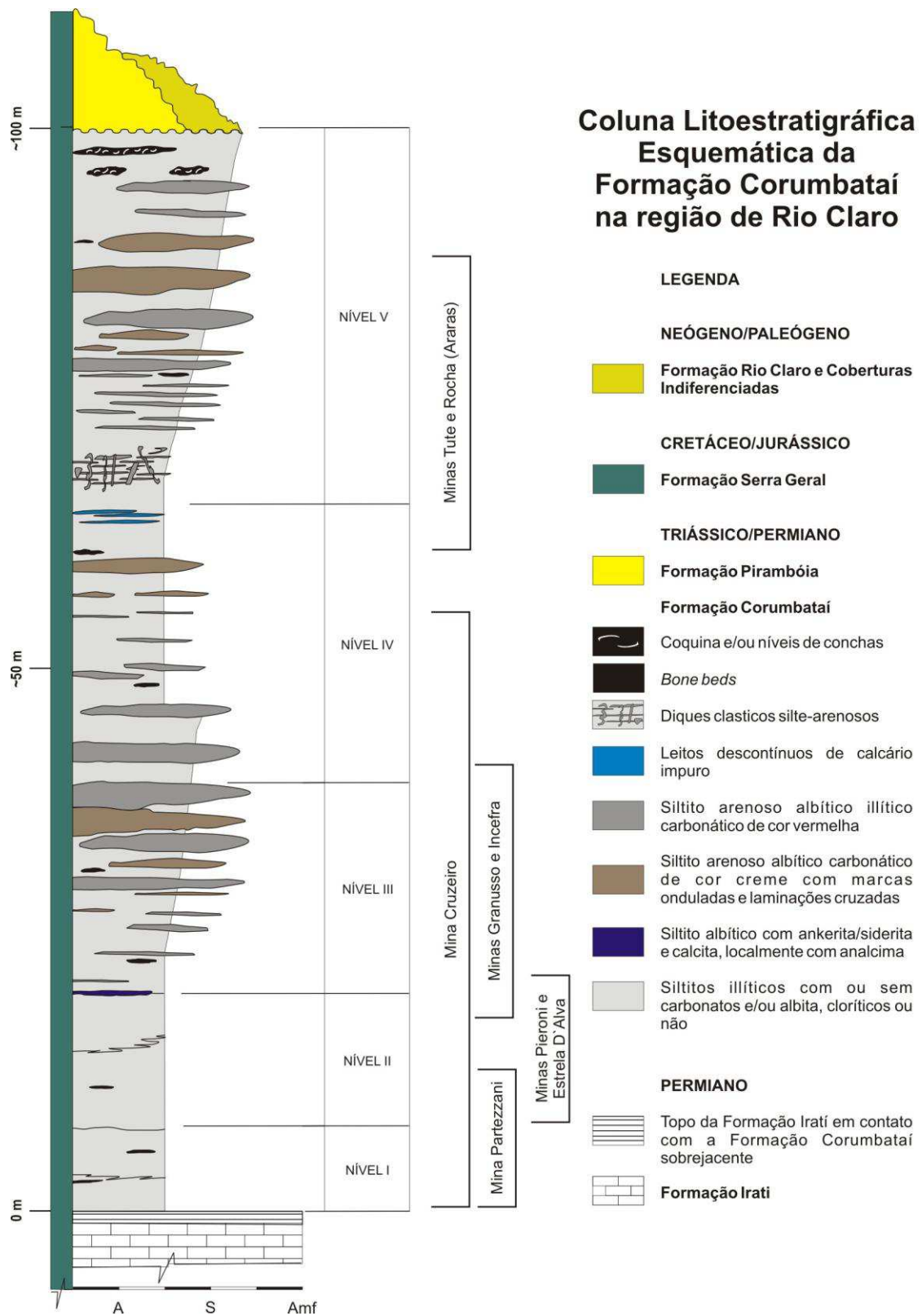
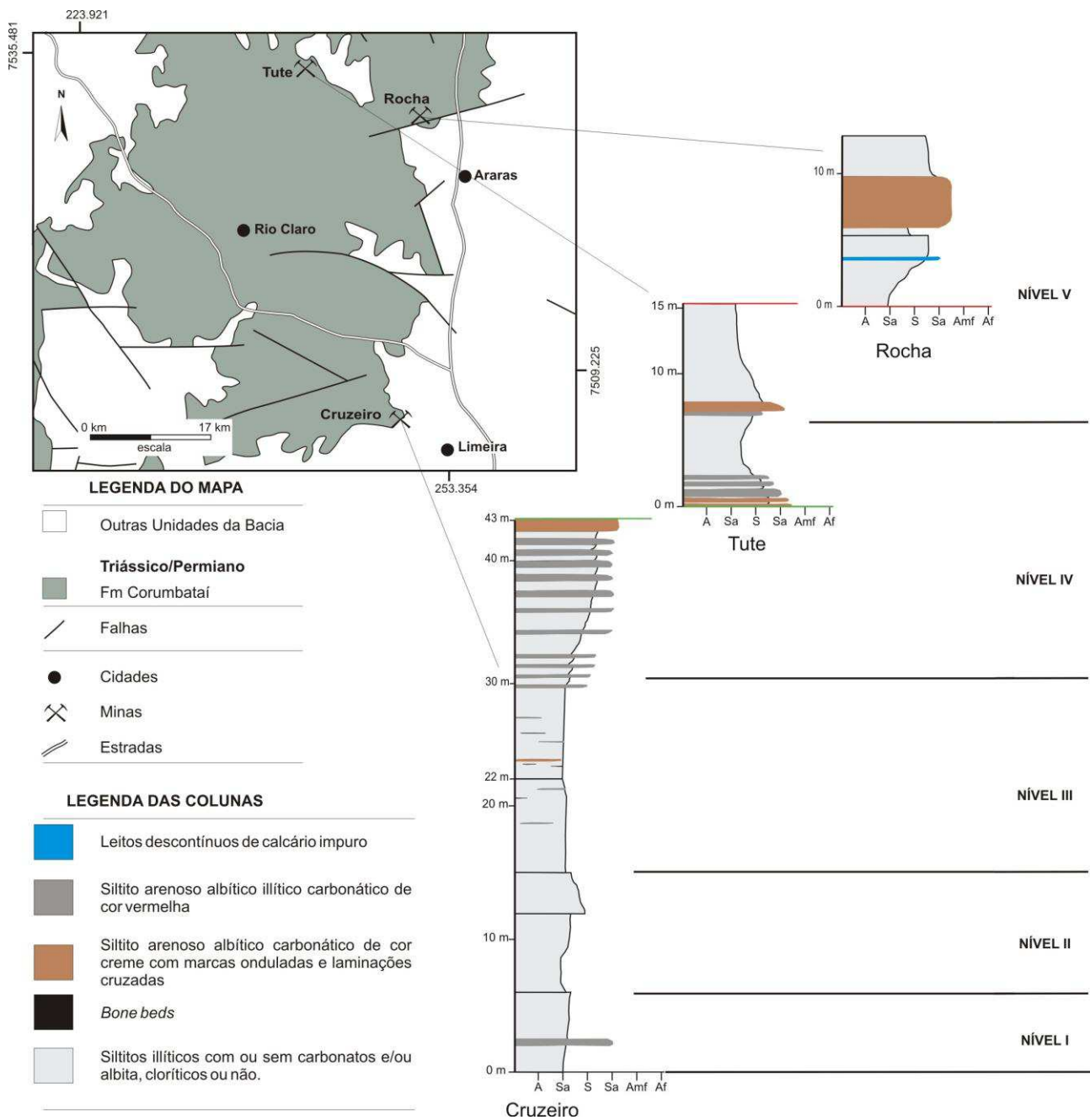


Figura 3. Representação esquemática do empilhamento sugerido para a Formação Corumbataí na região de Rio Claro, e posição estratigráfica das minas mais representativas da sucessão proposta.



a) nível I: é representado por um pacote de espessura entre 5 e 7 metros com descontinuidades pouco destacadas ou bandamento pouco nítido e cor variando de cinza esverdeada, marrom avermelhado a marrom arroxeadado (Figura 5A). Esta variação pode ser observada em uma mesma cava, onde as cores cinzas esverdeadas são substituídas de forma gradativa e aleatória, ou com algum controle da laminação ou acamamento, pelas cores avermelhadas. Na base deste pacote, em geral, predomina siltito illítico e/ou clorítico

maciço a bandado, rico em grânulos terrígenos siltítico-arenosos ou biogênicos. Sobre este pacote, ocorre siltito illítico e/ou clorítico maciço a difusamente laminado, de cor cinza a vermelho arroxeadado ou marrom chocolate. Na mina Cruzeiro, esse pacote pode ser separado em dois com espessuras equivalentes, na base mais rico nas frações silte médio a grosso e areia muito fina e no topo com predomínio de filossilicatos nas frações silte fino e argila. Na base observa-se bandamento pouco nítido marcado por camadas de espessuras

decimétricas areno-argilosas, intercaladas em material siltico argiloso. O conjunto litológico que constitui este nível pode ser correlacionado à Formação Serra Alta.

b) nível II: tem espessura de 8 a 15 metros, e é constituído por siltito illítico maciço a laminado, mais rico em clorita na base e com enriquecimento em albíta para o topo, constituindo um siltito illítico albítico. Possui estrutura maciça dominante, porém com ocorrências de níveis siltosos milimétricos a centimétricos de cor mais clara. Pode

apresentar cor cinza esverdeada com passagem para marrom chocolate a marrom avermelhado, como encontrado na Mina Cruzeiro, ou marrom arroxeadado a marrom avermelhado. A base desse pacote é constituída predominantemente por illita, exibindo para o topo enriquecimento em material granular, disposto na forma de leitos de espessura milimétrica a centimétrica ou vênulas tortuosas e descontínuas, gerando aspecto variegado (Figura 5B). No topo deste nível ocorrem leitos descontínuos de siltito albítico carbonático (com ankerita e/ou siderita e calcita), localmente com analcima.

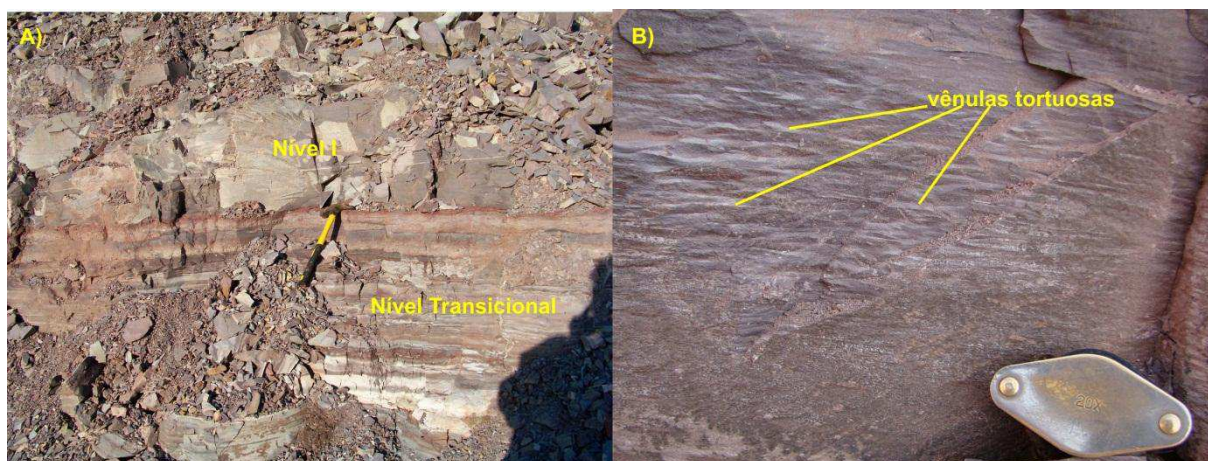


Figura 5. A) Exposição na Mina Alfagrês do nível transicional, composto por intercalações de calcários e folhelhos, que marca o contato entre as Formações Irati e Corumbataí, sotoposto ao pacote de siltito illítico e/ou clorítico maciço a difusamente laminado (Nível I). B) Siltito illítico/albítico com material granular disposto na forma de leitos ou vênulas tortuosas e descontínuas (aspecto mosqueado a variegado) (Nível II).

c) nível III: o nível III ocorre cobrindo o material variegado, logo acima dos leitos descontínuos de siltito albítico carbonático, com aproximadamente 20 metros de espessura. É constituído por siltito com estratos maciços a laminados, predominantemente illítico, marrom avermelhado a marrom arroxeadado, com intercalações de material de textura siltosa, irregularmente espaçadas. Estas intercalações são constituídas por siltito albítico, localmente carbonático, com cor creme, cinza claro esverdeado ou marrom rosado, na forma de corpos tabulares a lenticulares. Possuem espessuras milimétricas a centimétricas, atingindo esporadicamente espessuras decimétricas, e localmente apresentam laminações cruzadas.

Este pacote é capeado por banco de siltito arenoso illítico albítico carbonático de cor vermelha, passando, em direção ao topo, para siltito arenoso albítico de cor creme com marcas onduladas assimétricas de pequena

escala e laminações cruzadas acanaladas geradas pela migração das superfícies de marca ondulada (Figura 6A). Ocorrem também neste pacote intercalações milimétricas subordinadas e descontínuas de material argiloso com acamamento *flaser* a lenticular. O pacote possui espessura métrica, atingindo cerca de 2 metros na Mina Granusso e cerca de 8 metros na Mina Cruzeiro, onde pode ser subdividido em dois bancos de espessura equivalente: o inferior de cor avermelhada, mais rico em matriz argilosa com hematita, e o superior de cor creme clara.

Nos níveis I, II e III, exceto na porção basal que marca o contato transicional, é comum o aparecimento de veios e vênulas “dobrados” (tipo ptigmáticos), irregulares com ou sem ramificações, às vezes com estrutura de brecha, contendo fragmentos angulosos das encaixantes. Esses veios podem ser simples ou zonados, e são constituídos por carbonato, quartzo e filossilicatos verdes, gerando cores creme a creme esverdeadas, e mais raramente

avermelhadas. No contato desses veios com as encaixantes, normalmente ocorre modificação da cor das encaixantes, correspondente a halos de alteração hidrotermal. Alguns desses veios possuem cores avermelhadas no centro, que evidenciam serem tardias.

d) nível IV: é representado por uma sucessão de intercalações de bancos de siltito illítico de cor vermelha tijolo a vermelha arroxeadada, com diferentes teores de filossilicatos, com espessura métrica a decimétrica. Estes possuem leitos menos espessos de siltito albitico carbonático e siltito albitico illítico com carbonato ou não, com cores creme a marrom avermelhadas claras, sendo que alguns desses podem adquirir cor verde clara ou creme esverdeada. Neste pacote localmente observam-se gretas de contração, acamamento lenticular com laminação cruzada e marcas onduladas. Cerca de 25 metros acima da base do nível IV, ocorrem leitos descontínuos de calcário impuro, que definem o contato entre os níveis IV e V.

e) nível V: O nível V é constituído por siltito illítico carbonático ou não, com intercalações de siltito carbonático albitico e de níveis síltico-arenosos com espessura decimétrica a métrica. Na base deste nível ocorrem níveis ricos em diques e sills clásticos (Figura 6B), por exemplo, no corte da Rodovia Bandeirantes (SP-348) nas imediações da cidade de Limeira, e das Minas Tute (distrito de Ajapi) e Rocha (Araras) (Perinotto et al., 2008). Localmente observam-se gretas de contração e laminações cruzadas neste pacote. Ocorre nítido aumento da espessura e quantidade dos níveis síltico-arenosos para o topo da sequência, que é acompanhado pelo aumento do teor de carbonatos, sob a forma de cimento ou vênulas e veios. Essa estruturação também pode ser observada em diversas cavas, em decorrência dos níveis síltico-arenosos apresentarem maior resistência ao intemperismo e, dessa forma, sustentarem ondulações topográficas, em cujas bases as cavas são iniciadas.



Figura 6. A) Siltito arenoso albitico de cor creme, sotoposto aos níveis de siltito arenoso illítico albitico carbonático de cor vermelha, exposto na Mina Cruzeiro (Nível III). B) Diques clásticos (Mina Rocha) Nível V).

Aspectos observados na Formação Corumbataí como um todo

Um aspecto marcante, com ocorrência distribuída por toda a coluna estratigráfica, é a presença de *bone beds* sob a forma de leitos descontínuos ou lentes de espessuras milimétricas a decimétricas. São compostos por fragmentos submilimétricos a centimétricos (até cerca de 5 cm na dimensão maior), angulosos a bem arredondados de ossos, escamas e dentes de “peixes”, conchas, coprólitos litificados, etc. Também podem ser encontrados “nódulos” de fosfato e coprólitos de coloração preta, com 2 a

3 cm de diâmetro, isolados, dispostos aleatoriamente por toda coluna estratigráfica. De forma similar, também aparecem nódulos ferruginosos. Na sequência de topo da Formação Corumbataí são encontrados níveis de conchas e coquinas silicificadas, não sendo encontrados na porção basal desta unidade.

Além do marcante acamamento paralelo e laminação planar presente nesta unidade, podem ser observadas localmente estratificações cruzadas de pequeno porte truncadas por ondas nos leitos mais arenosos, acamamento *flaser*, marcas de ondas e para o

topo da sequência gretas de contração (*mud cracks*).

As principais discontinuidades observadas na Formação Corumbataí são: falhas normais (Figura 7A), inversas e direcionais, às vezes com dobras de arrasto ou configurando zonas de cisalhamento de espessuras centimétricas a decimétricas; famílias de juntas; diques e *sills* clásticos; diques de diabásio; veios de quartzo, normalmente, com estrias direcionais e cristalização perpendicular à parede do veio; veios de carbonatos; leitos com carbonatos e planos de cisalhamento. O acamamento exibe mergulho de até 10°, todavia, pode atingir mais de 50° no flanco de algumas dobras assimétricas (arrastos) ou em blocos rotacionados por falhas.

Por toda a extensão da Formação Corumbataí podem ser observados veios de quartzo com ou sem carbonatos, e quando associados a zonas brechadas, podem ou não estar relacionados a planos de falhas e juntas

que canalizaram fluidos hidrotermais. Estes também ocorrem distribuídos mais ou menos homoganeamente ou formando faixas difusas de concentração nos estratos mais competentes, sob a forma de *tension gashes* (Figura 7B). Em algumas jazidas pode-se constatar que as vênulas e veios de quartzo menos expressivos ficam restritos aos estratos mais competentes, porém ricos em filossilicatos e menos arenosos. Nessas discontinuidades, os cristais de quartzo dispõem-se perpendicularmente à parede do veio. Esses veios podem ocorrer isolados ou formando redes anastomosadas, chegando a atingir mais de 20 cm de espessura, às vezes provocando perturbação no acamamento sedimentar. A maioria desses veios apresenta alto ângulo de mergulho (>70°) e são bem mais frequentes na porção basal da sequência, atingindo as maiores espessuras nos estratos mais impermeáveis e chegam a desaparecer nos estratos síltico arenosos ou de maior porosidade.

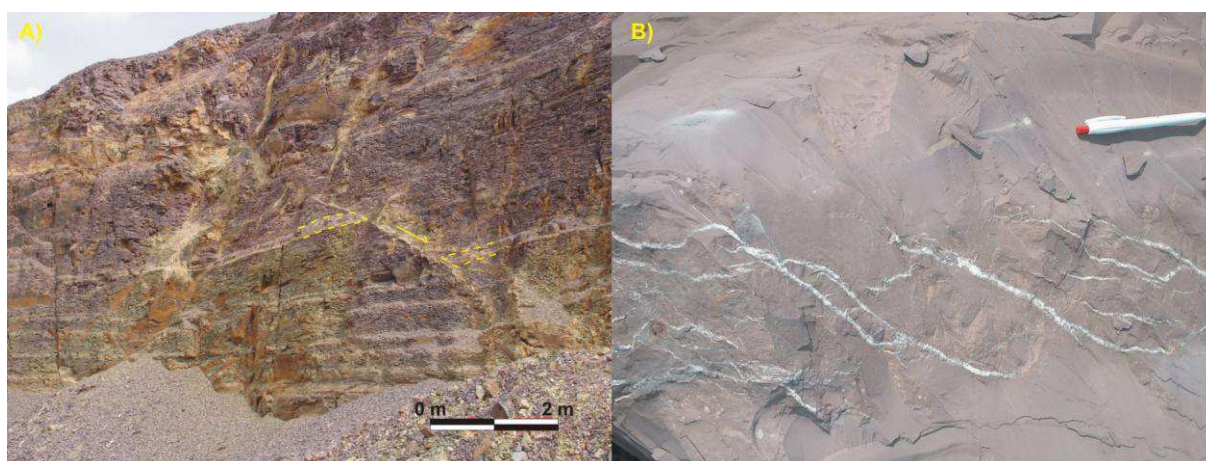


Figura 7. A) Falhas normais e famílias de juntas (Nível III); B) Veios de quartzo e carbonato sob a forma de *tension gashes* Nível II).

Corpos intrusivos de diabásio provenientes do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná também são observados na Formação Corumbataí ao longo de seu empilhamento. Entretanto, devido à litologia predominante desta formação, a geometria mais comum associada são os diques de espessura decimétrica a métricas, e a presença de *sills* de espessuras variando de decímetros a superior a 100 m. Esse magmatismo provocou significativo efeito termal (Costa, 2006; Zanardo et al., 2006), alterando a mineralogia e a porosidade das rochas da Formação Corumbataí.

Na região, o contato entre as formações Corumbataí e Pirambóia aparenta ser transicional, marcado pelo aparecimento de leitos arenosos intercalados com material argilo-siltoso. Porém, os níveis de topo que incluem o nível de coquina silicificada, nem sempre estão presentes, indicando erosão ou não deposição. Outras evidências de discordância erosiva entre as duas formações é a presença de fragmentos angulosos de rochas da Formação Corumbataí na porção basal da Formação Pirambóia, alguns metros acima do contato, bem como a variação de espessura que, na região chega a apresentar mais de 100

metros (Landim, 1970) e em outros, como nas proximidades de Saltinho (a sul de Piracicaba-

SP) não chega a 70 metros.

PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ

Através dos estudos petrográficos foi possível reconhecer as fases minerais constituintes e visualizar as suas dimensões e relacionamentos, para o estabelecimento das condições genéticas da Formação Corumbataí. Foram analisadas seções delgadas obtidas de amostras representativas dos diferentes estratos que compõem a coluna estratigráfica da Formação Corumbataí, bem como de materiais que cortam os estratos (veios, brechas e diques e *sills* clásticos).

Aspectos estruturais e texturais

A mineralogia detrítica essencial da Formação Corumbataí é composta por illita e outros filossilicatos menos abundantes, quartzo, feldspatos, carbonatos e hematita. Como constituintes detríticos menores, foram encontrados biotita, muscovita, clorita, apatita e minerais pesados. Minerais autógenos, tanto diagenéticos quanto hidrotermais, ocorrem em diferentes proporções, dispersos pelas rochas ou concentrados em níveis restritos. Os minerais autógenos mais abundantes são feldspato alcalino, zeólitas, quartzo e calcedônia diagenéticos ou hidrotermais, apatita diagenética, clorita e outros filossilicatos diagenéticos ou hidrotermais.

Além dos constituintes minerais, micro fósseis silicosos com formas de bastonete (*indet.*, possivelmente espículas de espongiários?), e fragmentos fósseis (dentes, ossos e escamas) normalmente fosfáticos e, mais raramente carbonáticos, aparecem dispersos heterogeneamente por toda a coluna. Fósseis carbonáticos, principalmente conchas de bivalves (*Pinzonella illusa*, *Pinzonella neotropica*; Rohn, 1994; *Othonella araguaiana*, *Terraia aequilateralis*, Simões et al. 2010) foram observados apenas na porção superior da sequência (porção superior do Nível IV e Nível V). As estruturas observadas são decorrentes da distribuição heterogênea dos minerais, gerando estrutura bandada a laminada (Figura 8), com acamamento tabular, lenticular ou *flaser*, às vezes com aspecto venoso (Figura 9). Os domínios ou pacotes propostos para a

Formação Corumbataí são diferenciados entre si por possuírem texturas e composição mineralógica diferentes, e o limite entre eles é difuso a nítido, existindo leitões compostos basicamente por filossilicatos (mais de 80% de illita e clorita) (Figura 10), outros quase exclusivamente compostos por material granular (feldspato, quartzo e/ou carbonato) (Figura 11) e níveis com diferentes proporções de material granular e filossilicático.

As lâminas ou estratos mais ricos em filossilicatos geralmente possuem forte orientação, gerando uma pseudo-clivagem ardosiana. Nestes domínios são encontrados grãos siliciclásticos angulosos com baixa esfericidade, normalmente menores que 100 μm , que esporadicamente podem atingir até 130 μm , sustentados por matriz microcristalina (Figura 10). Também podem possuir fragmentos fósseis que podem atingir dimensões muito acima de 130 μm , e com alto grau de arredondamento. Com o aumento da quantidade de clastos, a matriz tende a exibir menor grau de orientação, e podem aparecer duas direções preferenciais de orientação das palhetas de argilominerais, dispostas obliquamente ao acamamento, devido à compactação.

As lentes, leitões e bandas mais claras que ocorrem na coluna estratigráfica possuem textura granular, com ou sem matriz filossilicática, sustentada por grãos clásticos e cristais diagenéticos (feldspatos alcalinos, carbonatos, analcima). Nestes domínios, os grãos detríticos em geral ocupam menos de 30% do volume total, excetuando os três metros basais da coluna e os estratos dos últimos dez metros da sequência, que apresentam maior proporção de minerais detríticos. A granulação média destes leitões é de 50 a 60 μm , com tamanho máximo dos grãos detríticos terrígenos de 130 μm , sendo estes angulosos a subangulosos, dispersos entre cristais diagenéticos (Figura 11), normalmente sustentados por estes. Esses estratos, por causa da textura granular e da aparente granulação maior devido à presença de carbonatos

poiquilótópicos, são denominados equivocadamente de arenitos (Figura 12). Cabe ressaltar que os minerais granulares tipicamente detríticos não mostram aumento significativo

de suas dimensões, arredondamento e porcentagem volumétrica em função da diminuição da quantidade de argilominerais, mesmo em estruturas do tipo *hummocky*.

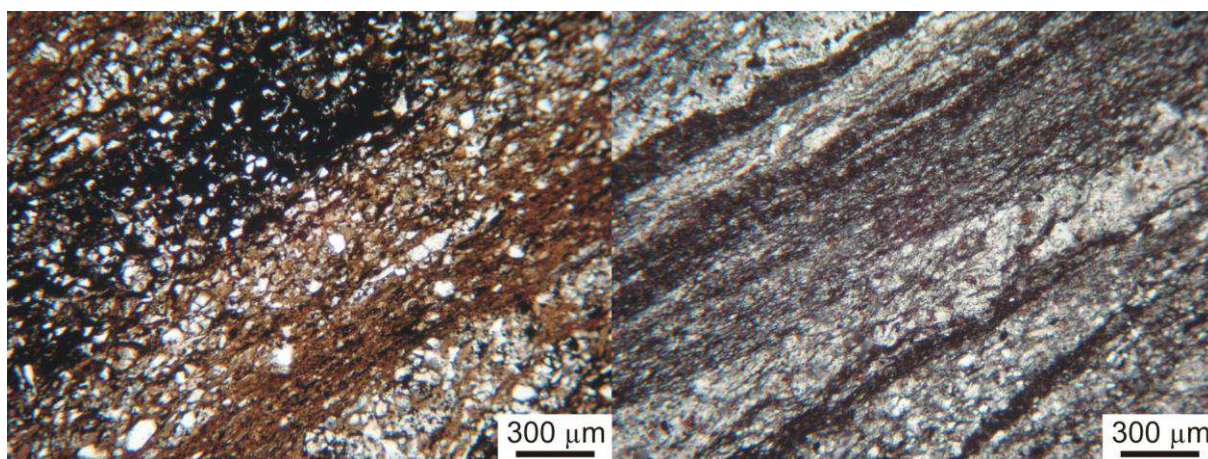


Figura 8. Fotomicrografias obtidas de material da Mina Cruzeiro (Limeira-SP), respectivamente da porção basal (esquerda) e intermediária (direita) da coluna estratigráfica exposta, mostrando estrutura bandada/laminada. As bandas mais escuras são mais ricas em hematita (Nível I). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

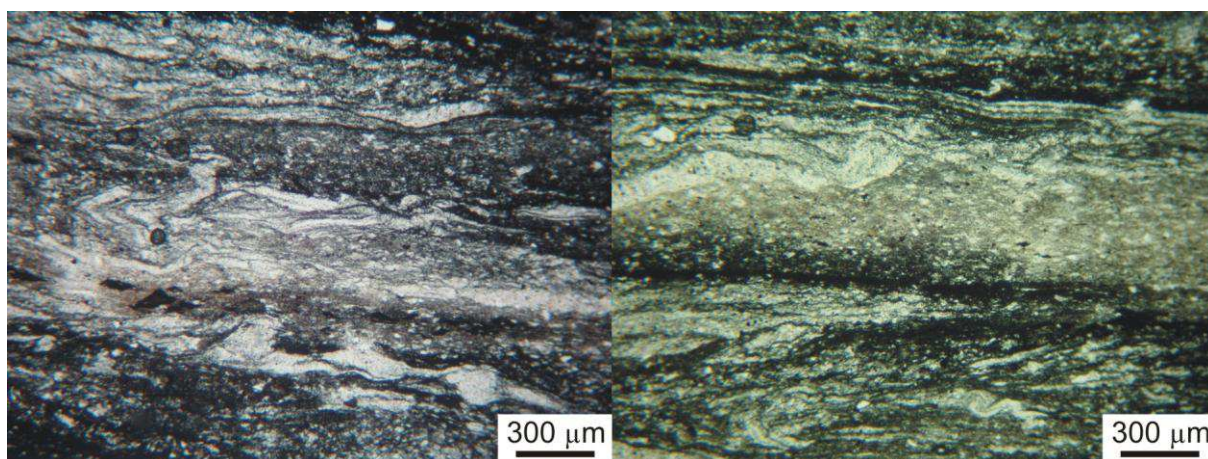


Figura 9. Fotomicrografias obtidas de material variegado da Mina Cruzeiro (Limeira-SP) mostrando estrutura com aspecto de fluxo, com dobras de arrasto e lenticularização gerando, localmente aspecto venoso (Nível II). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

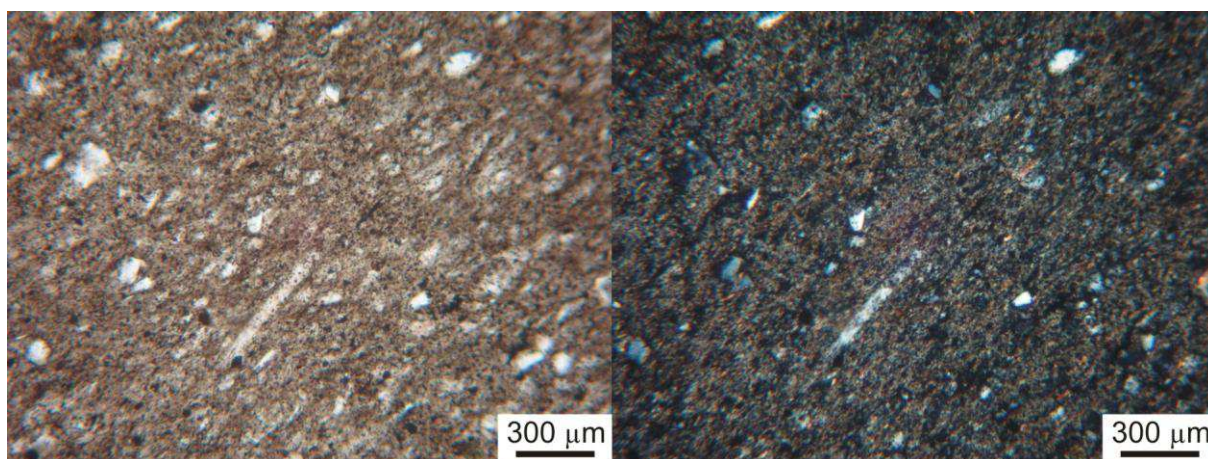


Figura 10. Fotomicrografias obtidas de siltito illítico da porção basal da Mina Granusso (Santa Gertrudes-SP) ilustrando a disposição da illita envolvendo grãos detríticos de quartzo e feldspatos e um micro fóssil silicoso (bastonete a sudoeste do centro da imagem) (Nível II). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

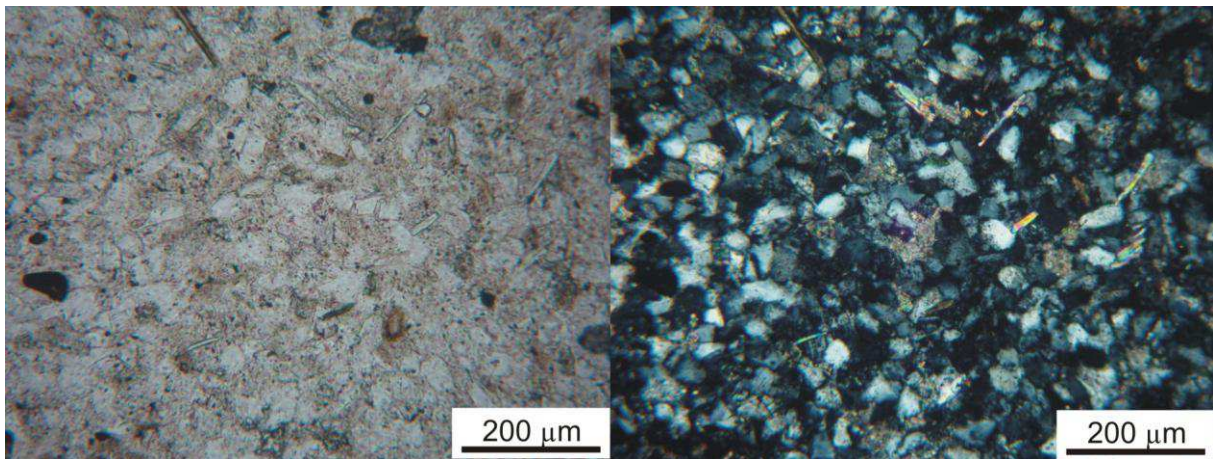


Figura 11. Fotomicrografias obtidas de siltito arenoso mostrando grãos clásticos angulosos, com limites nítidos e aspecto límpido sustentados por material turvo constituído por albíta e pequena quantidade de carbonato autógenos e/ou diagenéticos. Esse material constitui um banco de espessura métrica na porção superior a intermediária da Mina Cruzeiro (Limeira-SP) (Nível III). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

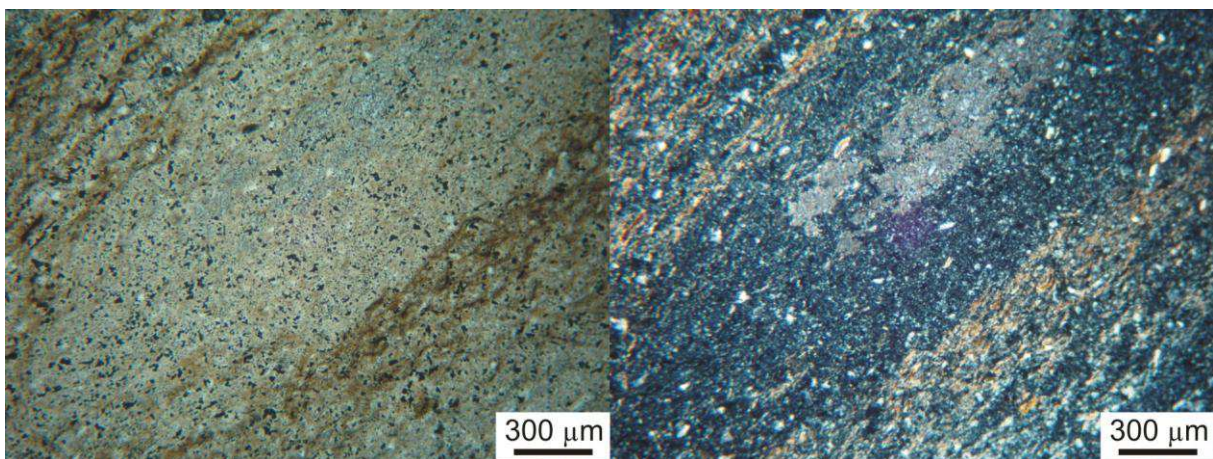


Figura 12. Fotomicrografias obtidas de amostra da Mina Bela Vista (Rio Claro-SP), porção intermediária a basal da coluna, mostrando lente de material claro constituído por albíta e carbonato poiquilotópico, com pequena porcentagem de grãos tipicamente detríticos (silte e areia muito fina) envolto por material laminado e bem orientado (Nível III). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

Os estratos granulares da base da sequência são constituídos predominantemente por grãos detríticos de quartzo e feldspato, que chegam a perfazer mais de 70% do volume, contendo porção subordinada de micas detríticas e fragmentos fósseis, com matriz de illita e secundariamente de clorita, ou cimentados por carbonatos e hematita. Alguns estratos do topo da sequência (últimos 10 metros da coluna) também são ricos em clastos terrígenos cimentados por carbonatos (calcita e dolomita), e nesses estratos, assim como nos estratos basais, a granulação média dos clastos é pouco superior à do restante da coluna estratigráfica, configurando arenitos muito finos.

Cerca de 15 metros acima do contato com a Formação Irati, observa-se material variegado, marcado por domínios irregulares de textura granular onde o mineral dominante é a albíta,

na forma de lentes e vênulas de cor clara envoltos por material lutítico (illítico) de cor vermelha a marrom arroxeadada. Neste domínio o teor de quartzo e feldspato detríticos é, normalmente, inferior a 20%. Capeando esse litotipo, ocorre um leito concordante, com cerca de 10 a 20 centímetros de espessura e grande continuidade lateral, normalmente mais alterado que as rochas sobrejacentes e subjacentes, formando material argiloso vermelho, rico em hematita, que aparenta derivar da alteração de carbonato de ferro (siderita). A porção mais resistente à alteração, que exhibe cor clara com pontuações e máculas vermelhas a marrom escuras, é composta por albíta, carbonatos e quartzo, diagenéticos ou hidrotermais, e possui menos de 5% de clastos terrígenos, com dimensões menores que 100 µm. Na Mina Barreiro Rico, aparentemente na

mesma posição estratigráfica, foi observado um leito com espessura média de 7 cm, constituído por carbonato ($\pm 50\%$) e analcima ($\pm 40\%$) formando textura em treliça.

Nos estratos da base e do topo da Formação Corumbataí foram observados fantasmas de aglomerados de argilas (illita), com formas arredondadas a oclares, de dimensões normalmente menores que 100 μm , sugerindo origem a partir de gretamento por ressecamento.

Outro aspecto interessante da textura geral destas rochas é a ausência de evidências de que quartzo e feldspato detríticos tenham sido corroídos ou substituídos pelas fases autógenas, uma vez que seus contornos, gerados por fragmentação e desgaste durante o transporte, não evidenciam modificações significativas, mesmo nos termos em que a neomineralização atinge mais de 80% do volume da rocha.

Afetando toda a coluna, observam-se deformações plásticas associadas a fluxos de massa, que podem ser detectados em análises microscópicas (Figura 9). Na Mina Cruzeiro, além de estruturas mesoscópicas típicas de fluxo plástico, pode ser notada a variação da espessura da sequência, entre a superfície que marca o topo da Formação Irati e o nível métrico de siltito arenoso da porção intermediária da Formação Corumbataí (Topo do Nível III).

Em toda a coluna ocorrem veios hidrotermais, mais frequentes na porção intermediária a inferior da sequência, onde os estratos granulares são menos frequentes e contínuos. Esses veios têm espessura milimétrica a decimétrica, podem ser simples ou bandados, localmente apresentando brechação hidráulica, e são compostos essencialmente por quartzo e carbonato (calcita e dolomita), podendo conter albita, barita, clorita, pirita e anatásio.

Na porção superior da coluna, em certos locais, são comuns diques e *sills* clásticos (Perinotto et al., 2008). Estas feições apresentam estrutura maciça a difusamente laminada, sendo que nos termos estruturados pode ser observada evidente estrutura de fluxo, indicando forte movimento de massa na horizontal. Este aspecto é difícil de ser explicado por eventual achatamento dos diques, por compactação dos bancos. A textura destas

feições é granular a psamo-pelítica, com domínios pelíticos a lamíticos, com ou sem nítida orientação dos filossilicatos. As proporções e relações mineralógicas, assim como os aspectos texturais, são similares aos das camadas de siltitos, ou seja, possuem de 20 a 30% de grãos clásticos de quartzo, feldspatos e micas imersos em matriz constituída por quantidades variadas de feldspatos autógenos, carbonato, illita, minerais opacos, clorita e interestratificados.

Aspectos mineralógicos

Mineralogicamente a Formação Corumbataí é constituída predominantemente por illita, quartzo, feldspatos, muscovita, biotita, clorita e minerais opacos, ocorrendo subordinadamente carbonatos (calcita, dolomita, siderita e ankerita), montmorillonita, analcima e caulinita; podem aparecer esporadicamente como grãos detríticos turmalina, zircão, rutilo, apatita, granada, leucocênio e estauroilita.

A illita é o mineral dominante na Formação Corumbataí, sendo o principal constituinte dos sedimentos argilosos da unidade, e também como matriz de siltitos. A illita observada é incolor a levemente esverdeada. A variação da coloração da illita sugere variação na composição química de estrato para estrato, que pode estar associada a quantidades apreciáveis de magnésio e ferro.

Intercrescidos com a matriz illítica são observados microcristais (menores que 4 μm) de quartzo (calcedônia?), feldspato sódico e hematita, em variadas proporções volumétricas, aspecto confirmado pela difração de raios X. Também como constituinte da matriz argilosa aparecem pontuações e palhetas de hematita e/ou goethita (normalmente menores que 10 μm), frequentemente formando minúsculas aglutinações esféricas a irregulares, englobando argilominerais. Essas minúsculas concentrações, especialmente as esféricas, possuem aspecto pulverulento, com formas ovaladas, lenticulares a irregulares e orientadas segundo o acamamento.

Também foram observados filossilicatos verdes, com dimensões máximas de 20 μm , levemente pleocróicos, com birrefringência moderada, que a difração de raios X mostrou tratar-se de interestratificados de clorita/montmorillonita, e material

microcristalino de cor amarelada a lilás e relevo baixo, indicando tratar-se de montmorillonita. A montmorillonita pode ser observada microscopicamente, mesmo em rochas pouco e/ou não alteradas, ao longo dos planos de acamamento, sob a forma de material micro a criptocristalino, de baixo índice de refração e coloração alaranjada, marrom ou arroxeadada. Também foi detectada caulinita, apenas por difração de raios X, e exclusivamente nos níveis mais alterados.

Em geral o quartzo é o mineral granular detrítico mais frequente e exibe uma relação média de 5:2 a 5:3, de proporção em relação aos feldspatos detríticos (dominantemente microclínio). Em proporção volumétrica pouco inferior aos feldspatos aparecem palhetas de muscovita e biotita, sendo que em alguns estratos há o predomínio do primeiro e em outros do segundo. Os minerais opacos detríticos, que raramente constituem 1% do volume total da rocha, confundem-se com as concreções submilimétricas a milimétricas de hematita e/ou goethita, que frequentemente ocorrem englobando grãos detríticos.

O quartzo ocorre também como mineral autógeno constituindo domínios irregulares a lenticulares submilimétricos a milimétricos, com cristais submilimétricos, dispostos de maneira interpenetrada, exibindo dois tipos de textura. A primeira textura apresenta aspecto límpido, exibe índice de refração normal e frequentes inclusões fluídas e sólidas irregulares, sendo que esse tipo de quartzo normalmente ocupa a porção central dos domínios irregulares e vênulas. A segunda textura do quartzo autógeno apresenta aspecto sujo, por conter minúsculas inclusões de argilominerais e óxidos/hidróxidos de ferro, refringência e cor de interferência nitidamente inferiores, possivelmente por conter um volume apreciável de criptocavidades preenchidas por água. O quartzo com aspecto sujo ocorre de maneira isolada ou envolvendo o quartzo límpido e forma cristais de dimensões e arranjo similares a este.

Em veios e vênulas discordantes, com ou sem estrutura brechada, os cristais de quartzo

são bem desenvolvidos, alongados ou não segundo o eixo "c", com textura poiquilítica formada por inclusões fluídas e cristalinas, e pode estar intercrescido com cristais submilimétricos a milimétricos de carbonato. As inclusões fluídas são, normalmente, monofásicas e irregulares e chegam a atingir mais de 30 µm enquanto que as sólidas são representadas por argilominerais, óxidos e hidróxidos de ferro e anidrita, que chegam a formar cristais com até 30 µm (Figura 13). Neste caso, o quartzo autógeno ocorre intercrescido irregularmente, e nas bordas e/ou superfícies de circulação de fluidos pode aparecer associado a calcedônia.

A calcedônia ocorre com disposição fibroradial, localmente com cor marrom-amarelada. Junto à calcedônia, nos interstícios e fraturas ocorre a formação de argilominerais mal cristalizados do tipo illita, esmectita/clorita, material amorfo e/ou ferro-argilas, juntamente com goethita fibrosa e ferro coloidal (limonita).

Assim como o quartzo, os feldspatos presentes são de natureza detrítica ou autógena/diagenética. Quando são diagenéticos ou autógenos, são reconhecidos por apresentar limites difusos devido ao inter- ou sobrecrecimento de cristais, além de apresentarem birrefringência sutilmente menor que os feldspatos detríticos. Normalmente, possuem aspecto sujo em função de microinclusões de argilominerais, hematita e fluidos, e pela presença de microporos. São encontrados como cristais anedrais a subtabulares, com dimensões médias de 40 a 50 µm, raramente atingindo 100 µm, possuindo em alguns casos geminação polissintética difusa (Figura 14). Seu arranjo gera textura granular (Figura 11). As características ópticas associadas à determinação por difração de raios X permitem reconhecê-los como sendo representados predominantemente por albita. Todavia, alguns cristais de feldspato apresentam caráter óptico biaxial negativo e relevo mais baixo que o da albita, sugerindo tratar-se de adularia.

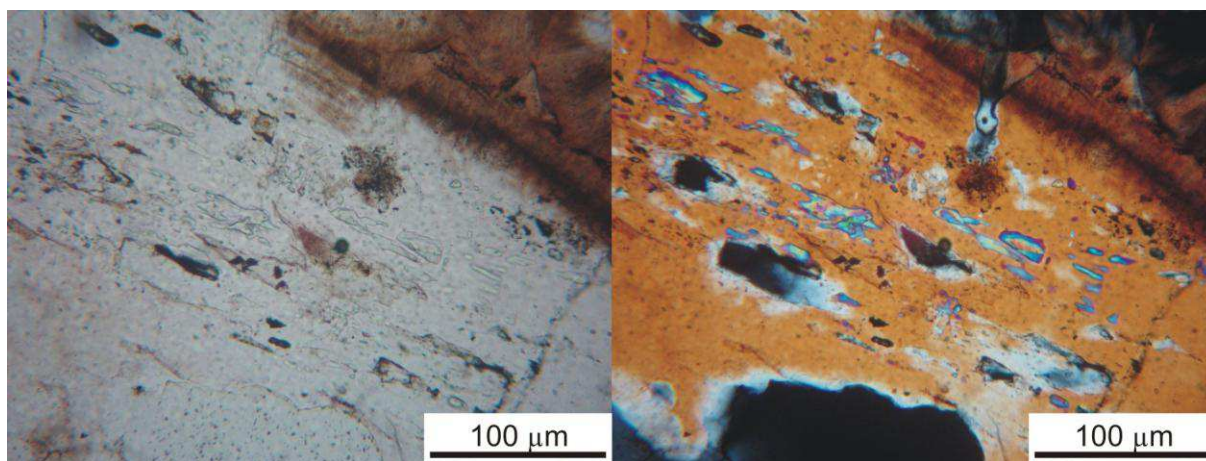


Figura 13. Fotomicrografias de quartzo de veio da Mina Ferreira (Rio Claro-SP), contendo inclusões de anidrita orientada. Na porção superior direita aparece quartzo de aspecto turvo (marrom) pela presença de micro a cripto inclusões fluidas e sólidas (argilominerais e hidróxidos de ferro) (Nível III). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

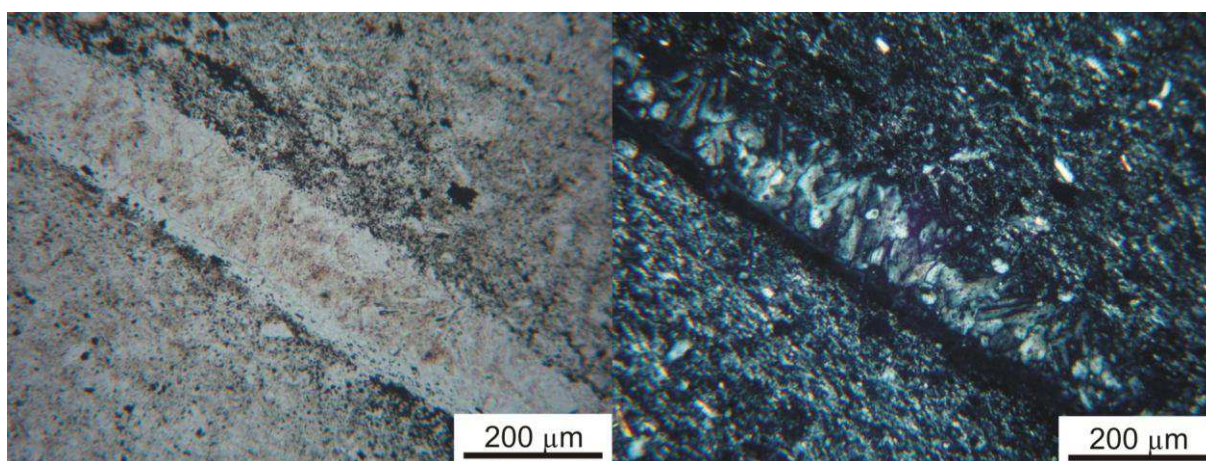


Figura 14. Fotomicrografia de siltito ílítico, da Mina Cruzeiro (Limeira-SP), posicionado cerca de 15 metros acima do contato com a Formação Iratí, mostrando pequena cavidade lenticular (possível fragmento fóssil) preenchida por cristais subtabulares de albita dispostos a alto ângulo em relação ao limite da cavidade, com alguns cristais mostrando geminação difusa segundo a Lei da Albita (Nível II). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

Em contraste aos feldspatos autógenos, os feldspatos detríticos exibem contornos nítidos, birrefringência pouco maior e aspecto límpido, com exceção de alguns clastos de plagioclásio mais cálcico, que exibem aspecto sujo por sericitização e/ou argilização.

A muscovita e a biotita detríticas formam cristais delgados e bem orientados que chegam a definir trilhas, podendo exibir deformações decorrentes da compactação. A biotita exibe cor variando de marrom avermelhada a verde, normalmente não alterada, localmente exibindo grau variado de cloritização pré-deposicional, ou de oxidação e alteração sin- a pós-

deposicional para argilominerais. A clorita ocorre como mineral detrítico e como mineral autógeno, sendo que no primeiro caso aparece intercrescida com biotita e mais raramente como clastos isolados, e no segundo caso aparece formando agregados microcristalinos intersticiais e massas irregulares. Em algumas lâminas, a clorita ocorre como fragmentos angulosos a arredondados, submilimétricos a milimétricos, de coloração esverdeada a acastanhada, e alguns desses fragmentos também podem representar minerais máficos alterados (Figura 15).

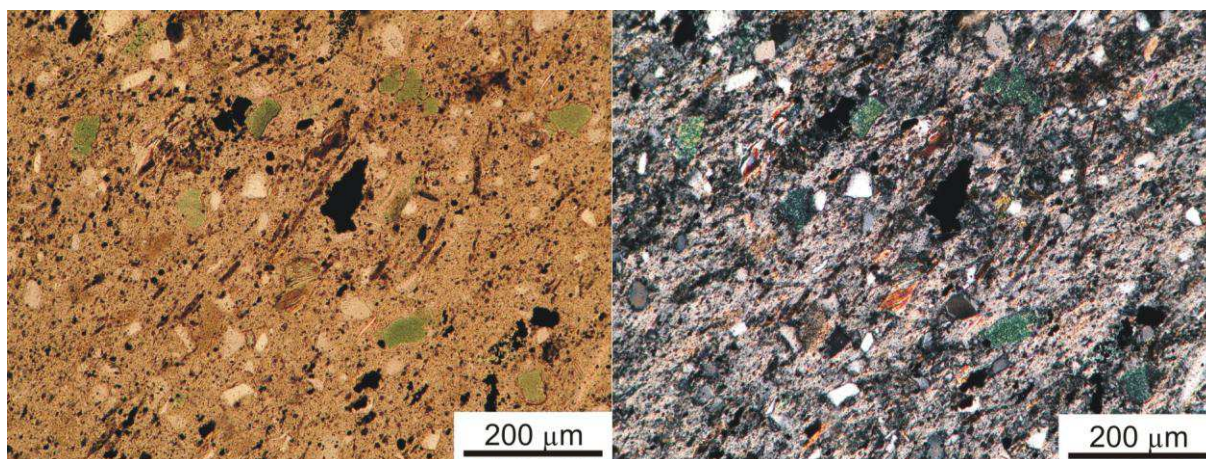


Figura 15. Fotomicrografias de material illítico presente na porção inferior da coluna estratigráfica, presente na Mina da Incefra (Cordeirópolis – SP) mostrando fragmentos de cor verde constituídos por clorita microcristalina, agregados diagenéticos de hematita (material preto), grãos detríticos de quartzo, feldspato e massa representada basicamente por illita orientada (Nível II). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

A hematita não está distribuída homoganeamente pela coluna da Formação Corumbataí. Ocorre em teor maior nos estratos mais illíticos (5 a 6% do volume), sendo menor nos de textura granular (menos que 4%). Nos estratos granulares de cor esverdeada, a hematita aparece como cristais micrométricos maciços com sinais de corrosão, evidenciando que os cristais menores foram dissolvidos por fluido redutor, e esporadicamente aparece como concentração maior em leitos ou lentes, chegando a alcançar teores superiores a 20%. Neste caso, sua formação aparenta estar ligada à desestabilização de carbonatos de ferro (ankerita ou siderita) e/ou de sulfetos (pirita),

sendo que em estrato da base da Formação Corumbataí, a hematita ocorre preenchendo espaços inter-fragmentos de brecha (Figura 16). Localmente, em especial nas proximidades de *sills* de diabásio, ocorre a formação de magnetita disseminada ou sob a forma de vênulas, e nas porções mais afetadas pela alteração supérgena, a goethita é o principal portador de ferro. Os aspectos texturais da hematita evidenciam que ela é, em parte, sin-diagenética, possivelmente associada à passagem de fluidos quentes, formando em algumas situações filetes de hematita compacta, em geral dispostos no contato entre leitos de porosidades diferentes.

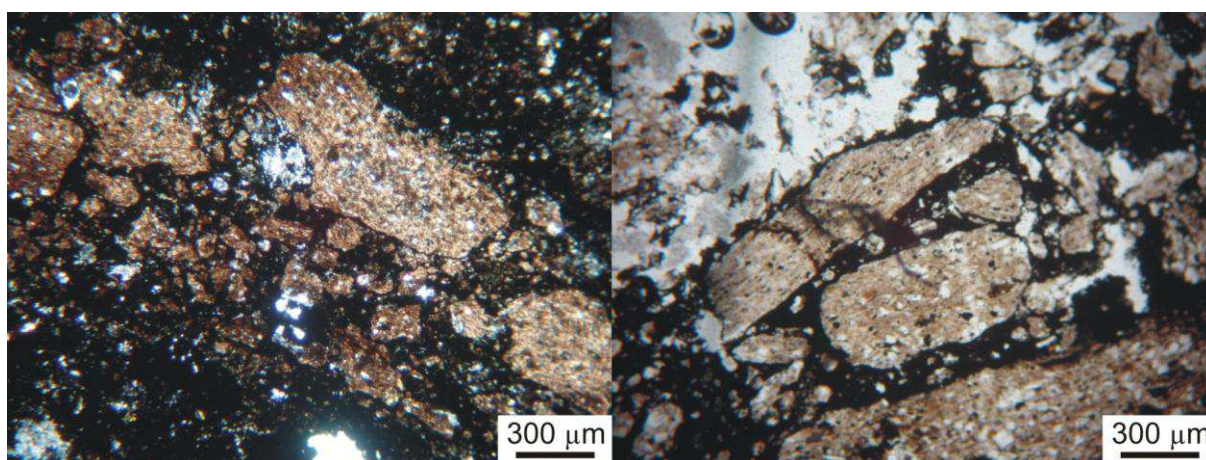


Figura 16. Fotomicrografias de nível brechado da porção basal da Formação Corumbataí, formado por fragmentos angulosos de siltito argiloso com matriz fina cimentada por hematita e secundariamente goethita (material escuro). Mina Partezzani (distrito de Assistência – Rio Claro-SP) (Nível I). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

Os carbonatos (calcita e/ou dolomita) ocorrem formando bancos centimétricos a decimétricos de calcário na porção superior da

coluna estratigráfica, como veios ou filetes discordantes a concordantes com a estruturação da rocha, como matriz nos estratos síltico-

arenosos (especialmente nos de coloração creme a esverdeada, embora ocorram também nos de cor vermelha) e como cristais ou concreções nos leitos síltico-illíticos. A sua disposição é controlada pela estratificação, evidenciando ser sin-deposicional. Todavia, existem evidências texturais de terem sido mobilizados e/ou depositados durante a diagênese ou passagem de fluidos. Às vezes, em algumas vênulas observa-se dolomita romboédrica com dimensões submilimétricas, disposta nas bordas dos veios e envolta por cristais maiores e anedrais de calcita. Nesses domínios também podem aparecer minúsculos cristais euédricos de albita. Os carbonatos que ocorrem disseminados nos estratos mais illíticos de cor vermelha podem apresentar pontuações e películas de óxidos de ferro, sugerindo tratar-se de dolomita ferruginosa ou ankerita e aparentam ser sin-deposicionais.

Quando constituem cimento, os carbonatos ocorrem como cristais submilimétricos a milimétricos, chegando a envolver e a suportar os grãos de quartzo e feldspatos, podendo constituir mais de 20% do volume da rocha. Nesses níveis contendo feldspatos, o carbonato aparenta substituir ou ser substituído por feldspatos autógenos. Em estratos mais argilosos, os carbonatos formam cristais submilimétricos a milimétricos ou concreções policristalinas ricas em inclusões de argilominerais, gerando aspecto microcristalino sem os nicóis cruzados, onde fica evidente que é micropoiquilotópico. Na constituição das rochas dos níveis basais é raro o aparecimento de carbonato, tornando-se bem mais frequente para o topo da coluna, onde aparecem camadas descontínuas de calcários micríticos a espáticos com menos de 10% de impurezas (Figura 17).

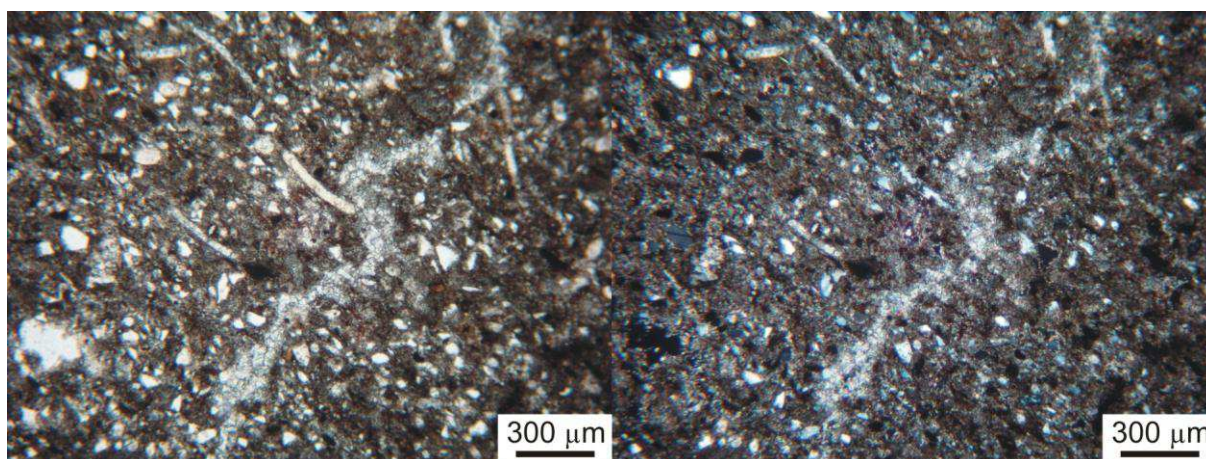


Figura 17. Fotomicrografias obtidas de secção delgada de banco de calcário impuro (Distrito de Ferraz, Rio Claro-SP), mostrando massa de carbonato fina (calcita e secundariamente dolomita) envolvendo grãos detríticos de feldspato e quartzo sem evidências de corrosão. Os bastonetes são microfósseis similares ao mostrado na figura 10 e alguns mostram substituição parcial a total da sílica por carbonato (Topo do nível IV). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

Nas bordas, bem como no interior dos veios e brechas compostas por carbonatos e quartzo, ocorrem filossilicatos de cor verde. Nas porções externas, o filossilicato dominante mostra ser illita intercrescida com clorita e/ou material interestratificado. Já no interior dos veios, o filossilicato verde ocorre intercrescido com calcita espática em domínios irregulares. Possui granulação média de silte fino, leve pleocroísmo, birrefringência moderada e relevo superior ao do quartzo, mostrando tratar-se de interestratificado clorita-montmorillonita. Completando a mineralogia dos veios foram encontrados pirita, barita e anatásio (Zanardo et

al., 2006; 2011). Em alguns veios que exibem cores avermelhadas nas porções centrais, ocorrem interestratificados tipo vermiculita-montmorillonita.

Os domínios irregulares, lentes e vênulas que caracterizam o material variegado são constituídos predominantemente por albita (albitito), às vezes com cristais subtabulares a irregulares dispostos perpendicularmente às paredes. Esses domínios são envoltos por material illítico, com menos de 20% de clastos de quartzo e feldspatos. Podem também ocorrer leitos de espessura centimétrica a decimétrica compostos basicamente por albita e carbonatos

hidrotermais, com domínios subordinados de quartzo diagenético, de aspecto sujo e índice de refração inferior ao do quartzo detrítico, e menos de 5% de clastos terrígenos com dimensões menores que 100 µm. A mineralogia (albita, calcita, dolomita, siderita e quartzo) foi confirmada por difração e fluorescência de raios X, sendo a alteração do carbonato de ferro a razão do aparecimento do material argiloso de cor vermelha forte.

Na Mina Barreiro Rico, foi observado um leito com cerca de 7 centímetros de espessura, constituído basicamente por cristais de carbonato, com formas tabulares a irregulares, e cristais micrométricos (menores que 100 µm) de analcima com formas euédricas a anédricas (Figura 18). Completando a mineralogia deste

nível, aparecem grãos detríticos de quartzo e feldspatos, sem evidências de corrosão, feldspatos autígenos (albita e/ou adularia) e hematita. A difração de raios X confirmou a presença de carbonato (calcita e dolomita), feldspatos e, principalmente, de analcima. A analcima também foi observada como constituinte essencial (mais de 10% do volume) de siltitos, argilitos e argilitos siltosos, em íntima associação com carbonato e albita, nas porções superiores da coluna. Exibe dimensões normalmente menores que 50 µm, com formas euédricas a anédricas. Nos siltitos, juntamente com carbonatos e albita, cimentam os clastos terrígenos, e nas rochas mais illíticas ocorre nos domínios mais ricos em carbonatos e/ou granulares.

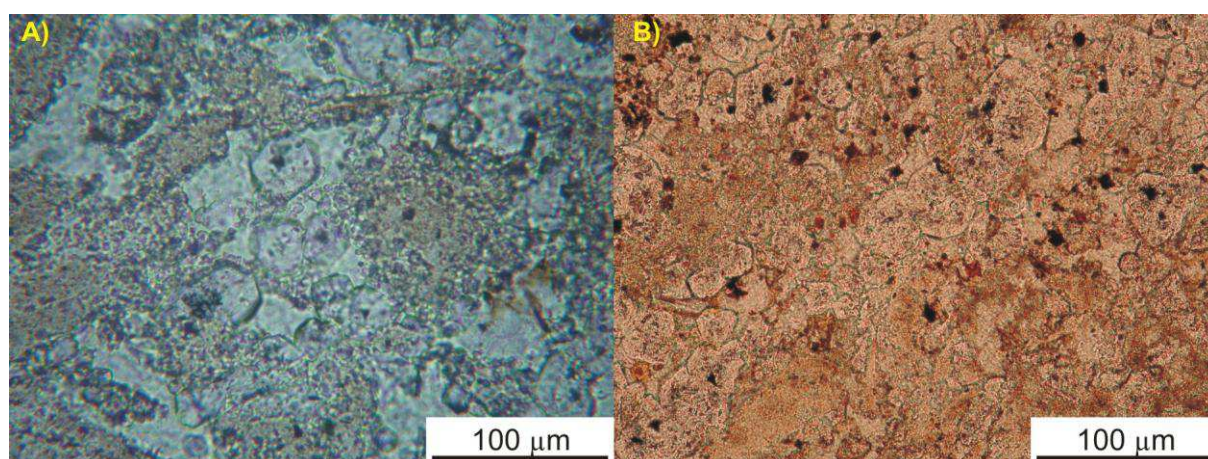


Figura 18. A) e B) Fotomicrografia de Nível carbonático rico em analcima da porção inferior da coluna estratigráfica, presente na Mina da Barreiro Rico (Santa Gertrides – SP), mostrando cristais euédricas a anédricos de analcima de diferentes dimensões em massa de carbonato de aspecto turvo pela presença de minúsculas inclusões de argilominerais e hidróxidos/óxidos de ferro (Topo do nível II). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

Bioclastos representam, em algumas porções da Formação Corumbataí, um dos componentes detríticos essenciais, ocorrendo disseminados ou em camadas e níveis lenticulares pouco espessos ao longo da coluna da unidade, constituindo, em alguns casos, coquinas e *bone beds* (Simões et al. 1996, 1998, 2010; Toledo, 2001, 2006). Estes bioclastos (fragmentos de ossos, dentes de dipnoiformes, petalodontiformes e xenacanthiformes e escamas de paleonisciformes e xenacanthiformes; Toledo, 2006; carapaças de crustáceos, coprólitos, fosforitas, etc.) exibem dimensões e teores bem mais variáveis que os terrígenos, podendo constituir mais de 70% da rocha, no caso de *bone beds*. A grande maioria são fosfáticos, aparecendo alguns microfósseis

com carapaças de sílica, ou silicificadas, sendo muito raros os restos fósseis carbonáticos, excetuando a porção de topo da sequência. Os fragmentos exibem grau variável de mineralização em apatita, sendo que em algumas amostras se observou a formação de pequenos cristais euédricos de apatita, em geral como uma massa com a estrutura orgânica bem preservada. A maioria dos fósseis constituídos por sílica são submilimétricos, tubulares (cortes esféricos, elípticos ou de bastonete) com fino tubo central. Esses fósseis silicosos ocorrem dispersos por toda a coluna, porém em um banco de aspecto arenoso da base do pacote, que aflora na Mina Cruzeiro (Nível I), chega a ser o constituinte essencial (Figura 19).

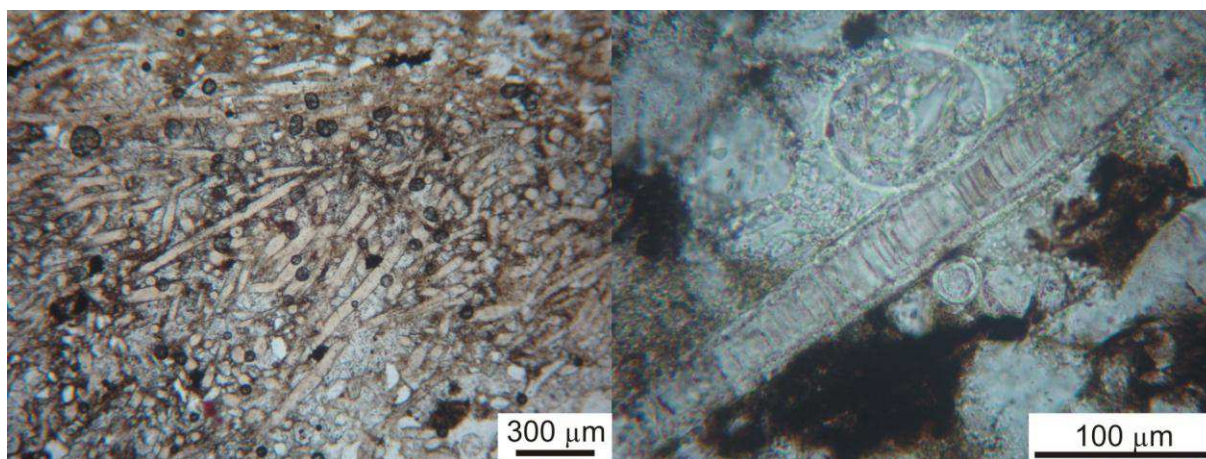


Figura 19. Fotomicrografias obtidas de amostra de banco de aspecto arenoso de cor cinza da base da Formação Corumbataí, na Mina Cruzeiro (Limeira-SP), mostrando fósseis silicosos de forma tubular, que ocorre disperso por toda a coluna estratigráfica. A imagem da esquerda apresenta aspecto geral e a da direita exibe a estrutura do fóssil em corte longitudinal e transversal (Nível I). (Fotos: acervo do Grupo de Pesquisa Qualidade em Cerâmica).

Nos *bone beds* e nas rochas mais ricas em restos orgânicos observam-se fragmentos, angulosos a subarredondados, de cor marrom em seção delgada e preta macroscopicamente, constituídos por fosfato de cálcio microcristalino com impregnações de ferro, argilominerais e pequenos clastos terrígenos ou biogênicos inclusos. Esse material, na maioria dos casos, trata-se de coprólitos mineralizados, embora a textura de alguns fragmentos não permita excluir a possibilidade da presença de fragmentos de concentração química de fosfato (fosforitas?). Nos fósseis além da mineralização de apatita foi observada a formação de

feldspato autógeno e quartzo/calcedônia, preenchendo cavidades ou mesmo substituindo a massa fosfática.

Os diques e *sills* clásticos que ocorrem na porção centro-superior da coluna estratigráfica apresentam composição mineralógica e aspectos texturais similares aos das camadas de siltitos arenosos que ocorrem por toda coluna. São constituídos por clastos terrígenos (20 a 30% de quartzo, feldspatos e micas) imersos em massa constituída por quantidades variadas de feldspatos autógenos, carbonato, illita, minerais opacos, clorita e interestratificados.

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A Formação Corumbataí na região de Rio Claro é constituída por pacote de siltitos, contendo argilitos, arenitos e calcários subordinados, com espessura máxima de 130 m, que pode ser dividido em cinco níveis com base nas suas características texturais e mineralógicas.

Os estudos petrográficos mostraram que os sedimentos da Formação Corumbataí são compostos por: amplo predomínio de illita e outros filossilicatos (média ao redor de 50%) na porção intermediária a inferior da coluna estratigráfica, quartzo (em média inferior a 30%, com dimensões menores que 130 µm), feldspatos (significativa presença de albita diagenética, com média ao redor de 25% com exceção da porção basal da coluna estratigráfica, onde o teor é menor) e carbonatos (que ocorrem como mineral

essencial apenas nos estratos da parte superior coluna estratigráfica e em veios). A montmorillonita somente aparece como constituinte essencial nos níveis alterados e mais plásticos na porção de topo de algumas jazidas, e a caulinita está presente exclusivamente nos níveis mais alterados.

A proporção entre quartzo e feldspatos detríticos aliados ao grau de alteração da biotita, sugere que a área fonte possuía clima bastante árido, ao passo que a granulometria dos clastos terrígenos (raramente atingindo 130 µm de diâmetro), bem como a distribuição granulométrica, possibilitam levantar a hipótese da ausência de rio caudaloso para o abastecimento da bacia, sugerindo que a topografia era suave, com baixo gradiente, e que o aporte se deu predominantemente por via aérea.

A distribuição dos litotipos associada à composição mineralógica e aos aspectos estruturais e texturais sugerem que o sítio deposicional tratava-se de um extenso mar epicontinental raso, com indícios de exposições aéreas já nos estratos basais (presença de grãos líticos constituídos basicamente por argilominerais, com formas arredondadas, interpretados como fragmentos gerados por ressecamento retrabalhados). A ligação com o oceano é sugerida pela presença de possíveis fragmentos de fosforitas. A evaporação deveria ser bem maior que o aporte de água doce, bem como da velocidade de homogeneização salina caso realmente existisse ligação direta com o oceano, aspecto possibilitado pela existência de extensa plataforma rasa com ondulações leves, resultando na presença de ilhas isoladas ou lagoas, na dependência da maré alta ou baixa, possibilitando a deposição de sais. Neste contexto, a ação de marés outempestades provocaria a homogeneização rápida da salinidade e dissolução total e parcial dos sais depositados, além de formar os *bone bed* com material proveniente de águas mais profundas ou mar aberto.

Dessa forma, a deposição ocorreu sob a ação de marés, em meio aquoso salino a hipersalino, com provável deposição química de carbonatos, sulfatos, sais de sódio, potássio e magnésio na porção intermediária a superior da coluna estratigráfica. Os dados petrográficos em associação com as estruturas evidenciam que a coluna de água era maior no início da deposição e foi diminuindo progressivamente para o topo, ao mesmo tempo em que a salinidade aumentava. A disposição e dimensões dos coprólitos, presentes nos estratos illíticos da porção inferior da coluna, atestam a presença de vertebrados relativamente grandes, todavia a “ausência” de fósseis ou fragmentos fósseis articulados sugere incursões destes organismos em meios diferentes de seu habitat, talvez por causa da salinidade acima do normal. Cerca de 20 metros acima do contato com a formação Irati já aparecem litotipos ricos em albita neoformada, sugerindo a presença significativa de sais ricos em sódio (como a halita) no sedimento depositado.

Estas interpretações paleoambientais e a composição mineralógica e textural dos bancos e estratos granulares (que aumentam em

frequência e espessuras para o topo da coluna) indicam que não ocorreu necessariamente aumento de energia no sistema deposicional para o topo da sequência, e sim houve aumento da aridez do ambiente, e conseqüentemente o aumento progressivo na deposição de sais. Neste contexto, os diques e *sills* de siltitos (diques clásticos) podem resultar da migração, predominantemente lateral, de sedimentos granulares ricos em sais, em função de compactação diferencial, resultante da estrutura lenticular dos estratos ou da intrusão do magma básico no Cretáceo.

A mineralogia e as feições texturais como: i) a formação de feldspatos (albita, adularia) com limites difusos e inter- ou sobrecrecimento de cristais, ii) formação de analcima com formas euédricas a anédricas, iii) presença de leitos e/ou lentes/vênulas constituídas essencialmente por analcima + carbonato + albita/adularia e também por carbonato + albita, iv) formação de hematita preenchendo espaços inter-fragmentos de brecha e às vezes como filetes de hematita compacta, v) a formação de magnetita disseminada ou sob a forma de vênulas, vi) brechas hidráulicas, vii) albitização generalizada observada em algumas posições da coluna, viii) a dimensão média dos cristais de illita aliada à orientação gerando aspecto filítico, etc. sugerem forte efeito termal e/ou hidrotermal sobre os litotipos da Formação Corumbataí, causado pelas intrusões de diabásio (*sills* e diques).

A máquina termodinâmica representada pela intrusão de diabásio também afetou a cor dos sedimentos transformando os leitos cinza esverdeados da base em vermelhos, com geração de cores esverdeadas pela redução e remoção do ferro em certos bancos mais permeáveis, da porção intermediária a superior da coluna, gerando aspecto manchado e/ou realçando o bandamento. Em vários locais, próximo do contato da intrusão, as rochas da Formação Corumbataí exibem cor creme clara, atestando o efeito termal.

Considerando o contexto paleoambiental sugerido acima é esperado que os argilominerais primários fossem basicamente montmorillonita, illita e interestratificados illita-montmorillonita (Ramos e Formoso, 1976). Com a diagênese e/ou circulação de fluídos, ligados à colocação e resfriamento dos

sills de diabásio, ocorreram reações químicas gerando illitas e cloritas a partir das montmorillonitas primárias, feldspatos alcalinos e zeólitas a partir de álcalis e argilominerais, mobilização de carbonato e ferro, crescimento das illitas primárias e neofornadas, surgimento de fraturamento hidráulico e deposição de quartzo, carbonatos, clorita e interstratificados clorita-montmorillonita em fraturas e cavidades de dissolução.

As montmorillonitas presentes atualmente, portanto, que ocorrem em maior quantidade nos níveis superiores das cavas estudadas, são nitidamente resultantes da alteração supérgena da illita e de outros filossilicatos instáveis. A presença de interstratificados regulares e irregulares e caulinita nos níveis quartzo feldspáticos mais alterados e lixiviados também se devem à alteração supérgena.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao fomento fornecido pela FAPESP (projetos nº 03/01123-7 e 2005/03683-5) e CNPQ (projetos nº 301216/2008-8, nº 304535/2011-7 e nº 576441/2008/2).

BIBLIOGRAFIA

1. ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia - Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro, v. 143, p. 1-97. 1953.
2. BARBOSA, O.; GOMES, F.A. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Boletim da Divisão de Geologia e Minas - DNPM, Rio de Janeiro, n.171, p.1-40, 1958.
3. BERNARDES, E. S. Diagenese da Formação Corumbataí na Mina Partezani, Rio Claro – SP. 2005. 127p. Tese (Doutorado em Geologia Regional), IGCE/UNESP, Rio Claro, 2005.
4. BÓRIO, N. J. Geologia da Área de São Pedro, SP. Rio Claro, 1973. 125 p. Tese (Doutorado) Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro.
5. CHRISTOFOLLETTI, S. R. Um modelo de classificação geológico-tecnológica das argilas da Formação Corumbataí utilizadas nas indústrias do Pólo Cerâmico de Santa Gertrudes. 2003. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.
6. COSTA, M. N. S. Diagenese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares da formação Corumbataí, Permiano Superior, Mina Granusso, Cordeirópolis/SP. Rio Claro, 2006, 140p. Tese (Doutorado em Geologia Regional), IGCE/UNESP, Rio Claro, 2006.
7. COSTA, M. N. S.; ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T. Características Químicas Mineralógicas e Cerâmicas das Argilas da Mina Granusso, Cordeirópolis – SP. Cerâmica Industrial, São Paulo, v.12, n. 1/2, p.22-26, 2007.
8. FANTON, J. C. M.; RICARDI-BRANCO, F.; TORRES-DE-RICARDI, M.; ROHN, R. Reinvestigação da conífera permiana Krauselcladus (Formação Teresina, Bacia do Paraná, Brasil): novas interpretações morfológicas e anatômicas. Revista Brasileira de Paleontologia, 9 (2): 221-234. 2006.
9. GAMA JR, E. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati) – um modelo geomórfico. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.9, n.º1, p. 1-16, 1979.
10. GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A. J.; AMARAL, S. E. Efeitos Termiais Associados aos Diabásios Mesozóicos da Bacia do Paraná. Boletim do Instituto de Geociências USP, v.9, p. 47-55, 1978.
11. HACHIRO, J. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná. São Paulo, 1996. 182p. Tese (Doutorado em Geologia). IG/USP.
12. LANDIM, P. M. B. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Boletim. Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM, São Paulo, 252, 103 p, 1970.
13. LAVINA, E. L. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre, 1991. 2 vols. 333 p. Tese (doutorado) - Instituto de Geociências, UFRGS.
14. MASSON, M. R. Rochas da Formação Corumbataí como matéria prima para indústria cerâmica de revestimentos: sua influência na qualidade dos produtos. Rio Claro, 1998. 143 p. Dissertação (Mestrado em Geociências). IGCE/UNESP. Rio Claro, 1998.
15. MELLO, L. H. C. Análise cladística dos bivalves do Grupo Passa Dois (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil: implicações taxonômicas, evolutivas e paleobiogeográficas. São Paulo, 1999, 169 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, IGc/USP.
16. MELO, M. S. A Formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica da Depressão Periférica Paulista. São Paulo, 1995, 144p. Tese (Doutorado em Geociências). IG/USP.
17. MENDES J. C. 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, São Paulo, n.145 (Geologia 8), p.1-119. 1952.
18. MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. 2007. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás. 15(2):265-287.
19. MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gonswana Sul-ocidental. Porto Alegre, 1997, 255 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
20. PEREIRA, E.; CARNEIRO, C. D. R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F. F. M. Evolução das Sinclines Paleozoicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y; Carneiro, C. D. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (orgs.). Geologia do Brasil. 2012. São Paulo, Beca, p. 374-394
21. PERINOTTO, J. A. de J.; ETCHEBEHERE, M. L. de C.; SIMÕES, L. S. A.; ZANARDO, A. Diques Clásticos na Formação Corumbataí (P) no Nordeste da Bacia do Paraná, SP: Análise Sistemática e Significações Estratigráficas e Tectônicas. Geociências. São Paulo, v. 27, nº 4, p. 469-491, 2008.

22. PERINOTTO, J. A. J.; RÖSLER, O. Glossopterídeas de Fluviópolis (Permiano Superior) no sul do Estado do Paraná. Boletim IG-USP, São Paulo, v.15, p.90-96, 1984.
23. PERROTTA, M. M.; SALVADOR, E. D.; LOPES, R. C.; D'AGOSTINO, L. Z.; PERUFFO, N.; GOMES, S. D.; SACHS, L. L. B.; MEIRA, V. T.; GARCIA, M. G. M.; LACERDA FILHO, J. V. 2005. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala: 750.000. Programa Geologia do Brasil – PGB, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Serviço Geológico do Brasil, São Paulo.
24. PETRI, S.; COIMBRA, A. M. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 5, 1982. Actas do V Congresso Latino-americano de Geologia, 2: 353-371, 1982.
25. PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. Geologia do Brasil (Fanerozoico). São Paulo: USP, 1983. 631 p.
26. QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, v. 29, n. 2, p. 217-226, 1997.
27. RAMOS, A. N.; FORMOSO, M. L. L. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v. 6, nº1, p. 15-42, 1976.
28. ROCHA, R.R. Propriedades Químico-Mineralógicas e Cerâmicas de Rochas da Formação Corumbataí: Aplicação na Diversidade de Produtos. 2012. Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho.
29. ROCHA, R. R. Estudo do comportamento reológico de suspensões argilosas da Formação Corumbataí. Rio Claro, 2007, 100 p. Dissertação (Mestrado em Geociências). IGCE/UNESP.
30. ROCHA, R. R.; ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T. Estudo do comportamento reológico de barbotinas preparadas com argilas da Formação Corumbataí utilizadas no pólo cerâmico de Santa Gertrudes (SP). Cerâmica [online]. v. 54, nº 331, p. 332-337, 2008.
31. RODRIGUES, R.; QUADROS, L. P. Mineralogia das águas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976. Anais... Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, v. 2, p. 351 -379.
32. ROHN, R. A. Estratigrafia da Formação Teresina (Permiano,Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). Ciência-Técnica-Petróleo, Petrobras, Seção Exploração de Petróleo, v. 20: p. 209-218, 2001.
33. ROHN, R. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. São Paulo, 1994, 386 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
34. ROHN, R. The Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil: a new stratigraphic approach. Gaea Heidelbergensis, Heidelberg, v. 3, p.290-29, 1997.
35. ROVERI, C. D. Petrologia Aplicada de Rochas da Formação Corumbataí (Região de Rio Claro - SP) e Produtos Cerâmicos. Rio Claro, 2010, 203p. Tese (Doutorado em Geologia Regional). IGCE/UNESP.
36. ROVERI, C. D.; ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T. Variação da cor e propriedades cerâmicas com o aumento da temperatura de queima de uma argila proveniente da formação Corumbataí, região de Piracicaba (SP). Cerâmica [online]. v. 53, nº 328, p.436-441, 2007.
37. SCHNEIDER, R. L.; MÜLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.1, p. 41-65.
38. SIMÕES, M. G.; ROCHA-CAMPOS, A. C.; ANELLI, L. E. Paleogeology and evolution of Permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. In: Johnston, P.A. e Haggart, J.W. (eds.). Bivalves-An Eon of evolution-Paleobiological studies honoring Norman D. Newell. Calgary, University of Calgary Press. p. 443-452, 1998.
39. SIMÕES, M. G.; TORELLO, F. F.; ROCHA-CAMPOS, A. C. Gênese e classificação de coquina de Camaquã, Formação Corumbataí (Neopermiano), na região de Rio Claro, SP. Anais da Academia Brasileira de Ciências, São Paulo, v. 68, nº.4, p.545-557, 1996.
40. SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. Anais... Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 1973, v. 1, p. 243-256.
41. SOUZA, S. H. M. Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo. São Paulo, 1985, 142 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências da USP.
42. SUGUIO, K.; SOUZA, S. H. M. Restos de mesossaurídeos da Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 57, nº 3, p. 339 – 347, 1985.
43. TOLEDO, C. E. V. 2001. Análise Paleoictiológica da Formação Corumbataí na Região de Rio Claro, Estado de São Paulo. Rio Claro. 146 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
44. TOMASSI, H. Z.; DO CARMO, D. A. A Taxonomy of permian Ostracoda from Irati and Corumbataí formations in the northern Paraná basin. In: 16th Internarional Symposium on Ostracoda, Brasília, 2009.VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (Ed.). Seismic stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1977. p. 63-81. (AAPG. Memoir, 26).
45. ZAINÉ, J. E. Mapeamento Geológico – Geotécnico por meio do detalhamento progressivo: ensaio de aplicação na área urbana do município de Rio Claro (SP). Rio Claro, 2000, 120p. Tese (Doutorado em Geociências). IGCE-UNESP.
46. ZALÁN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL – BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. Atas..., Curitiba: sociedade Brasileira de Geologia, 1987, p. 441 – 447.
47. ZANARDO, A. Pesquisa Geológica e de Matérias Primas Cerâmicas do Centro Nordeste do Estado de São Paulo e Vizinhanças - Sistematização Crítica da Produção Técnico – Científica. Rio Claro, 2003, 283 p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências e ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
48. ZANARDO, A.; COSTA, M. N. S.; DEL ROVERI, C.; MORENO, M. M. T.; ROCHA, R. R. CARVALHO, S.G. Hidrotermalismo na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, na região de Rio Claro, Estado de São Paulo – Brasil. Livro de Actas do VIII Congresso Ibérico de Geoquímica – XVII Semana de Geoquímica. Eds Antunes I. M. H. R, Almeida, J. P. F., Albuquerque M. T. D. Instituto Politécnico de Castelo Branco, Portugal, v.1, p. 367 – 372. 2011.
49. ZANARDO, A.; MORENO, M. M. T.; ROVERI, C. D.; ROCHA, R. R. da. Critérios de Avaliação de Intemperismo e sua Relação com as Propriedades Tecnológicas das Matérias-Primas Cerâmicas da Formação Corumbataí (Região de Rio

Claro - SP). In: 53º CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 53, 2009, Guarujá. Anais... São Paulo: Associação Brasileira de Cerâmica, 2009, v1. CD-ROM, 1-12.
50. ZANARDO, A.; ROVERI, C. D; COSTA, M. N. de S.; MORENO, M. M. T. Evidências de Hidrotermalismo na Formação Corumbataí, na Região de Rio Claro (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2006, 43, Aracaju. Coletânea de Trabalhos Completos do 43º Congresso

Brasileiro de Geologia, M. G. SILVA e W. J. S. FRANCA-ROCHA (org.). Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008. v. CD-ROM. p. 355-359.

Manuscrito recebido em: 16 de Janeiro de 2015
Revisado e Aceito em: 30 de Maio de 2016