

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO E TAFONÔMICO COMPARATIVO DE
CONCENTRAÇÕES DE BIOCLASTOS NA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ,
GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO, BACIA DO PARANÁ, SP**

Lucas Inglez

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

Coorientador: Me. Marlei Antônio Carrari Chamani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2015 / 32)

São Paulo

2015

TF
I51
L.e

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**ESTUDO SEDIMENTOLÓGICO E TAFONÔMICO COMPARATIVO DE
CONCENTRAÇÕES DE BIOCLASTOS NA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ, GRUPO
PASSA DOIS, PERMIANO, BACIA DO PARANÁ, SP**

Lucas Inglez

IGc-Instituto de Geociências



Estudo sedimentológico e tafonômico comparativo de
concentrações de bioclastos na Formação Cor
M26520

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

Coorientador: Me. Marlei Antônio Carrari Chamani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2015 / 32)

São Paulo

2015

TF
151
L.2



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOMORFOLÓGICO E TAFOMÓRFO COMPARATIVO DE
CONCENTRAÇÕES DE BICLÁSTES NA FORMAÇÃO CORUMBATAI, GRUPO
PASSA DOURA, TERMOPOLE, ESTADO DO PARANÁ, SP

Autores:

Dr. Roberto de Almeida

Dr. Roberto de Almeida

Dr. Roberto de Almeida

Dr. Roberto de Almeida

Coordenador: Prof. Dr. Roberto de Almeida

Revisores: Dr. Roberto de Almeida, Dr. Roberto de Almeida

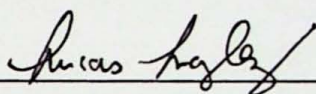
MONOGRAFIA DE TERMOPOLE DE FORMAÇÃO

(TF 55233-132)

2007

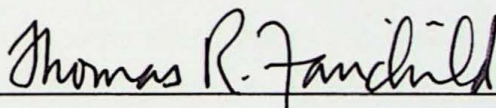
2007

Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-15-32)



Lucas Inglez dos Reis

Aluno



Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

Orientador

São Paulo

4 de Novembro de 2015

"Not all those who wander are lost."

— J.R.R. Tolkien

Agradecimentos

Em primeiro lugar gostaria de agradecer aos orientadores desse Trabalho de Formatura. Ao Professor Thomas Fairchild, pela paciência, disposição e por todos os conselhos, e ao Me. Marlei Chamani (Trilô), por toda a ajuda, conversas e ideias. Por terem acreditado em mim, esse projeto pôde ser concluído.

Também é importante citar todas as pessoas fundamentais para o desenvolvimento desse trabalho: Ao Professor Paulo Boggiani à Professora Rosiemarie Rohn pelo auxílio fundamental durante as etapas de campo, ao primeiro por fornecer subsídios para a realização de análises laboratoriais e ao Professor Daniel Atêncio, por gentilmente conceder as análises de difratometria. Também aos técnicos de laboratório que sempre se mostraram tão prestativos comigo em especial à Jordana (LabPetro), ao “Samuca” (Preparação de amostras), à Sandra (Geoquímica), mas também aos pós-graduandos Victor, Guilherme e Luana, que me receberam tão bem no laboratório e sempre me ajudaram quando precisei. Agradeço também aos funcionários da biblioteca, Sandra, Neide, Roger e Erica, que tanto ajudaram ao longo dos árduos anos de graduação.

Não poderia deixar de agradecer é claro aos amigos, que me aguentaram falando deste trabalho ao longo de todo o ano, e contribuíram com muitas discussões e ideias. Mas em especial à Natasha (Orka), pela ajuda com os mapas e apoio em momentos de crise (crises muitas vezes imaginárias). Com ela compartilho dos mais diversos questionamentos geológicos e existenciais e em sua companhia dei as maiores e mais longas risadas.

Aos demais companheiros de graduação, peço desculpas por não poder citar o nome de todos, porém não poderia deixar de fora nomes tais como a Fernanda, pelo auxílio com mapas e conversas esclarecedoras, Thiago (Hez) e Felipe (Maromba), parceiros de mapeamento, de cafezinhos e muitas risadas, Carlos (Jade) que dividiu comigo os maiores obstáculos apresentados pela graduação e é claro a Bruna, companheira de filmes, cafés, comilanças risadas e conversas. Dentre tantos outros cito aqui Erika, Guilherme (Fran), Bruno (Qualquer), Marcelha e Mariane (Beth), sem os quais a graduação teria sido muito mais difícil e menos divertida.

Por último, agradeço à minha família, minha mãe Claudia Inglez e minha irmã Mariana Inglez, que sempre me apoiaram em todas as minhas escolhas e sem as quais, não poderia ter ido tão longe na busca pelos meus sonhos.

Resumo

A porção superior da Formação Corumbataí é marcada pela presença de diques clásticos, o que, juntamente com outras evidências, demonstra a atuação de atividade sísmica sinsedimentar durante o permo-triássico da Bacia do Paraná. Contudo, o modo como a atividade tectônica pode ter afetado a dinâmica sedimentar da unidade ainda é pouco conhecido. Neste sentido, estudos recentes sugerem que eventuais tsunamis poderiam ser responsáveis por remobilizar e depositar material bioclástico em bacias afetadas por sismicidade. Assim sendo, foram investigadas seis ocorrências de concentrações de bioclastos na região dos municípios de Rio Claro e Charqueada, SP, em intervalo estratigráfico afetado por diques clásticos sob os pontos de vista sedimentológico e tafonômico, comparando-as com arenito conchífero interpretado como tsunamito por Bondioli *et al.* (2013). O conteúdo fóssil caracteriza-se por escamas ganoides e ictiodontes de peixes paleoniscídios bem como por abundantes coprólitos morfologicamente diversos (separados neste trabalho em quatro morfotipos: C-1, C-2, C-3 e C-4). Foram ainda descritas eventuais escamas cosmoides, pertencentes a peixes celacantídios. As ocorrências foram descritas com base em observações de campo, na análise de seções delgadas em microscópio petrográfico e com auxílio de lupa binocular. Tais descrições, associadas a análises químicas (fluorescência de raios-x e difratometria de raios-X) permitiram ilustrar a diversidade dessas lentes fossilíferas em termos tafonômicos, paleontológicos, sedimentológicos e diagenéticos. No que diz respeito à gênese desses depósitos, a presença de base erosiva e de escamas e dentes com alto grau de abrasão e fragmentação sugere prolongada exposição a processos de retrabalhamento em estágio que precede sua concentração e deposição final por eventos de alta energia (tempestades). A presença de matriz arenosa e fragmentos líticos silicosos em ocorrência próxima a Rio Claro, semelhantes ao observado no suposto tsunamito de Bondioli *et al.* 2013, bem como a clara associação entre lentes fossilíferas e o topo de níveis portadores de diques clásticos em Charqueada, podem indicar associação com fácies distais depositadas por um tsunami. Porém, por falta de evidências concretas que suportem essa ideia, é preferível manter modelos tradicionais, que relacionam tais ocorrências como tempestitos.

Palavras-chave: Tafonomia; Sedimentologia; Paleoictiologia; Sismicidade sinsedimentar

Abstract

The upper portion of the Corumbataí Formation is marked by the presence of clastic dykes along with other evidence that demonstrates the action of synsedimentary seismic activity during the Permo-Triassic of the Paraná Basin. However, the way in which the tectonic activity might have affected the sedimentary regimes in this unit is still poorly understood. In this regard, recent studies suggest that tsunamis may have been responsible for transporting and concentrating bioclastic material in seismically active basins. Therefore, six occurrences of fossil concentrations within the stratigraphical interval affected by clastic dykes at localities within the Rio Claro and Charqueada municipalities in the state of São Paulo were investigated from the viewpoints of taphonomy and sedimentology and compared to the shelly sandstone interpreted as a tsunamite by Bondioli *et al.* (2013). The fossil content in these concentrations consists mainly of scales and teeth of paleoniscid fish as well as abundant, morphologically diverse coprolites (here separated into four morphotypes: C-1, C-2, C-3 and C-4). Cosmoid scales belonging to coelacanthid fish were also identified. The occurrences were described based on field observations as well as analyses of thin sections using petrographic and binocular dissecting microscopes. These descriptions, supplemented by chemical analyses (X-ray fluorescence and X-ray diffractometry), revealed the diversity of these fossiliferous lenses in terms of their taphonomic, sedimentological and diagenetic parameters. Regarding the genesis of these deposits, the presence of erosive base and of highly abraded and fragmented scales and teeth suggest prolonged exposure to reworking processes prior to final burial related to high energy events (such as storms). The presence of sandy matrix and siliceous lithic fragments such as observed in the supposed tsunamite of Bondioli *et al.* 2013, in a locality near Rio Claro, as well as the clear association of fossiliferous lenses with the tops of stratigraphical levels hosting clastic dykes in Charqueada, may indicate a relationship with tsunamis, perhaps as a distal facies. However, until further evidence can be gathered to corroborate this idea, it is more prudent to explain the formation of these occurrences as related to storm activities.

Key-words: Taphonomy; Sedimentology; Paleoicthiology; Synsedimentary seismicity.

SUMÁRIO

1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	2
3. Fundamentação bibliográfica.....	2
3.1. Caracterização geológica.....	2
3.1.1. Bacia do Paraná.....	2
3.1.2. Grupo Passa Dois.....	5
3.2. Paleoictiologia da Formação Corumbataí.....	9
3.3. Tafonomia de concentrações fossilíferas.....	12
3.4. Degradação da matéria orgânica.....	15
4. Localização da área de estudo.....	16
5. Metodologia.....	18
6. Resultados.....	20
6.1. Observações de campo.....	20
6.2. Conteúdo fossilífero.....	31
6.1.1. <i>Escamas</i>	31
6.1.2. <i>Ictiodontes</i>	36
6.1.3. <i>Coprólitos</i>	39
6.1.4. <i>Bivalves</i>	44
6.3. Observações tafonômicas e sedimentológicas.....	45
6.3.1. <i>Concentrações de restos fosfáticos</i>	45
6.3.2. <i>Arenito conchífero do Córrego Batalha</i>	56
6.4. Aspectos diagenéticos e análises geoquímicas.....	58
7. Discussão.....	64
8. Conclusões.....	68
9. Referências bibliográficas.....	70
ANEXO - GRÁFICOS E TABELAS	

1. INTRODUÇÃO

Concentrações de bioclastos são comuns no registro sedimentar e têm sido extensivamente estudadas como fontes de abundante material fóssil, como marcadores estratigráficos e como rochas reservatório em potencial (Kidwell 1991). Tais concentrações bioclásticas podem ser muito complexas, tanto em termos estratigráficos como em relação aos processos sedimentares e paleoecológicos responsáveis por sua formação (Kidwell 1991). Assim, a análise das modificações registradas nos restos esqueléticos desde a morte do organismo até a recuperação do material fóssil pode fornecer informações sobre as condições paleoambientais e diagenéticas às quais os bioclastos foram submetidos durante a evolução do depósito (Kidwell & Bosence 1991, Holz & Simões 2002).

O registro sedimentar do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná, em especial das formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí, depositadas durante o Neopermiano, é marcado pela presença de concentrações bioclásticas, entre elas coquinas e *bone beds* (Rohn 1994, Milani *et al.* 1998, Toledo 2001), que têm sido amplamente estudadas sob seus aspectos tafonômicos, taxonômicos e sedimentológicos (Simões *et al.* 1996, Simões & Kowalewski 1998; Ghilardi & Simões 2000; Simões *et al.* 2000; Toledo 2001, Bondioli 2015). De maneira geral, essas ocorrências são interpretadas como depósitos episódicos associados a eventos de alta energia, frequentemente retrabalhados por eventos posteriores, sendo a atuação de tempestades um dos elementos mais frequentes nas explicações (Simões & Kowalewski 1998, Neves 2011).

Contudo, a presença de diques clásticos associados a deformações sin-deposicionais nas porções superiores do Grupo Passa Dois indica ocorrência de atividade sísmica recorrente na época da deposição dos sedimentos (Riccomini *et al.* 1992, Riccomini *et al.* 1993, Chamani *et al.* 1992, Riccomini 1995, Perinotto *et al.* 2008, Turra 2009). Pelo menos cinco eventos sísmicos teriam sido responsáveis pela formação de diques clásticos, sendo comum a presença de níveis ricos em concentrações de bioclastos associados aos diques (Chamani 1992, Chamani, *comunicação pessoal*). Tal associação levou Riccomini (1995) a postular a hipótese de que tais níveis pudessem ter sido produzidos por eventos de alta energia induzidos por abalos sísmicos.

O presente projeto analisou as características tafonômicas e sedimentológicas de concentrações de bioclastos fosfáticos em depósitos contendo diques clásticos, comparando-as com depósitos interpretados como tempestitos e tsunamitos. O objetivo

é compreender a gênese dessas concentrações num ambiente deposicional com atividade sísmica sinsedimentar.

2. OBJETIVOS

Embora a sismicidade seja reconhecida como um fator importante na história da bacia do Paraná na passagem Permiano-Triássico, seu efeito na dinâmica sedimentar do Grupo Passa Dois é pouco compreendido. Desta forma, o presente trabalho analisa concentrações de bioclastos presentes em horizontes estratigráficos com níveis de sismitos na Formação Corumbataí, fazendo uso de petrografia, geoquímica, tafonomia e paleontologia para investigar a gênese dessas ocorrências. Face às inúmeras feições que parecem apontar para atividade tectônica recorrente durante a passagem para o Mesozóico, as concentrações são comparadas com nível de arenito conchífero, interpretado como possível tsunamito por Bondioli et al. (2013) e outras ocorrências interpretadas como tempestitos de maneira a expor a diversidade de processos sedimentares concentradores de material fóssil atuantes em uma bacia intracratônica.

3. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Caracterização geológica

3.1.1. *Bacia do Paraná*

Durante o Paleozóico e parte do Mesozóico, extensas áreas da Plataforma Sul-Americana sofreram lento processo de subsidência, resultando no acúmulo de grandes volumes de sedimento em bacias intracratônicas, ou sinéclises, no contexto do Supercontinente Gondwana, amalgamado ao final do Neoproterozoico e início do Paleozoico (Milani et al. 1998, Pereira 2012).

A Bacia do Paraná, localizada na porção sul da América do Sul e estendendo-se por parte dos territórios do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, é uma das cinco sinéclises que surgiram no Brasil no início do Paleozóico. Com formato aproximadamente oval e eixo maior com orientação N-S, a Bacia do Paraná ocupa uma área em torno de 1.500.000 km², dos quais 1.000.000 km² encontram-se em território brasileiro. Contudo, seus limites atuais são erosivos, desenvolvidos em consequência da reativação tectônica mesozoica e cenozoica da margem leste da América do Sul, e

sua estruturação obedeceu aos limites impostos por arcos estruturais formados em diferentes estágios de seu desenvolvimento (Petri & Fúlfaro 1984, Milani *et al.* 2007).

Embora ainda não existe consenso a respeito da origem e desenvolvimento das bacias intracratônicas no início do Paleozóico, Zalán *et al.* (1990) sugerem que o início da subsidência esteja relacionado ao resfriamento crustal durante o Neo-Ordoviciano, após o fim dos esforços compressivos e da granitogênese tardi a pós orogênica do Ciclo Brasileiro. Assim, a estruturação tectônica e estratigráfica da bacia estaria intimamente associada às estruturas herdadas do embasamento, por meio das quais os esforços intraplaca puderam ser dissipados. No interior da bacia, tais esforços foram capazes de produzir movimentações relativas de blocos em diferentes escalas, provocando alterações na posição dos depocentros, mudanças faciológicas e deformações localizadas (Fig. 1).

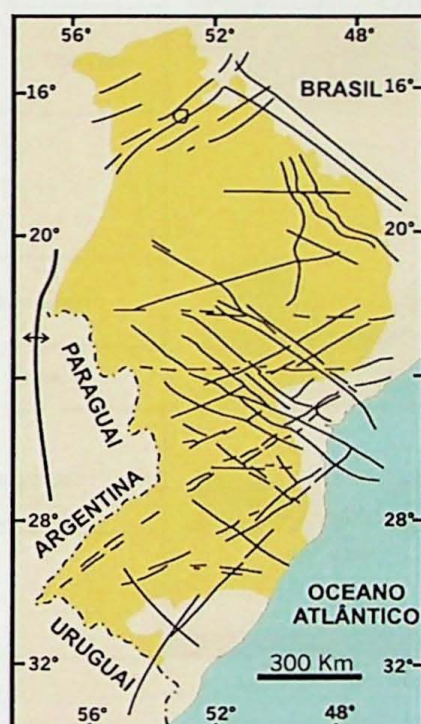


Figura 1. Mapa da Bacia do Paraná em território brasileiro com destaque para as principais estruturas, com direções preferenciais NE-SW, NW-SE e E-W (Zalán *et al.* 1990)

O preenchimento sedimentar da bacia alcança uma espessura de até 7.000m ao longo da calha do rio Paraná e compreende uma sucessão vulcano-sedimentar acumulada entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo. (Milani & Ramos 1998). Milani (1997) identificou seis unidades estratigráficas principais, depositadas na escala de dezenas de milhões de anos, que ele denominou de “supersequências”, individualizadas

por discordâncias erosivas. São elas: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Milani 1997, Milani *et al.* 1998, 2007) (Fig. 2).

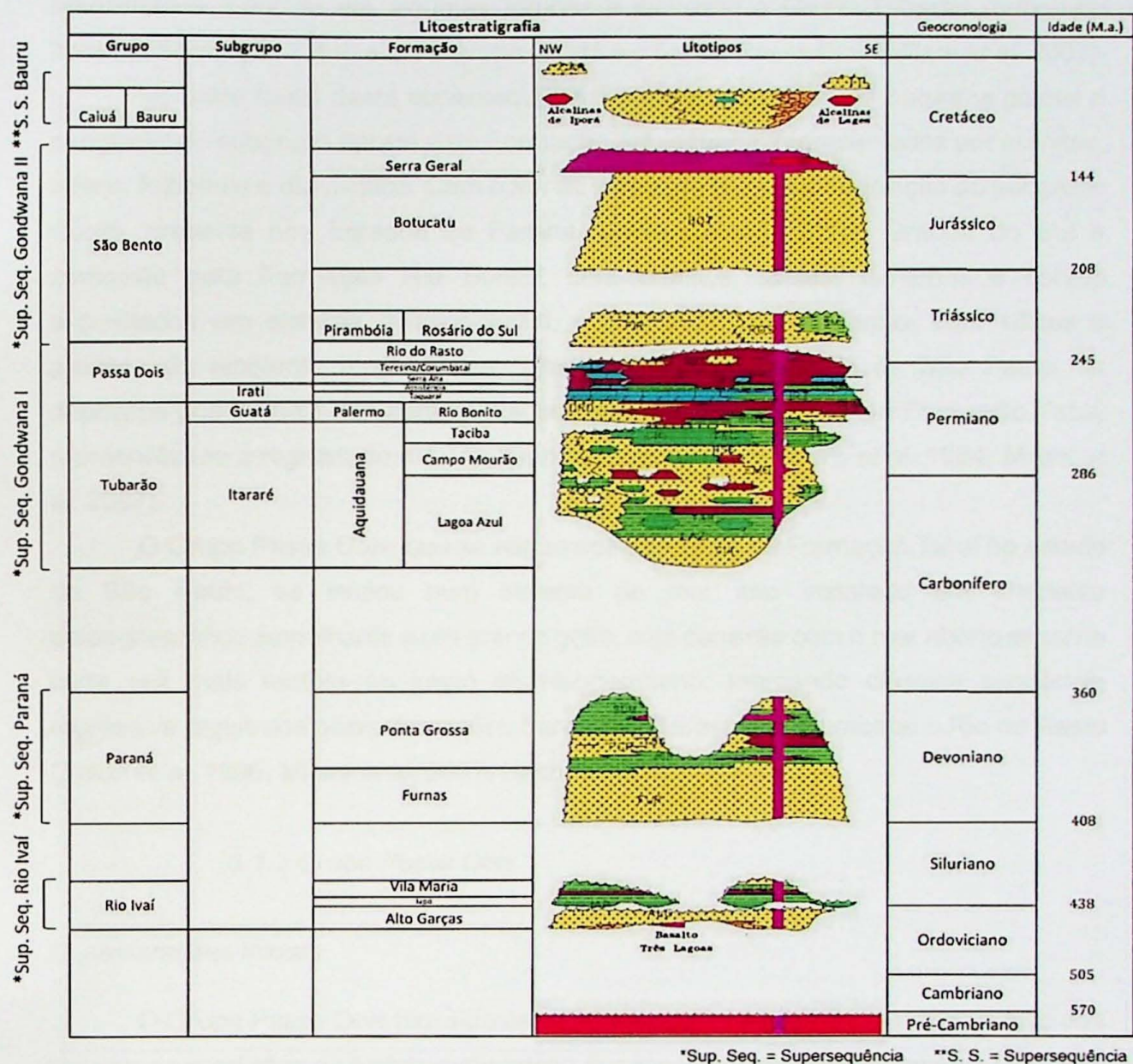


Figura 2. Coluna litoestratigráfica adotada para a Bacia do Paraná. Modificado de Milani 1993 *apud* ANP 2002 e Hachiro 1996.

Milani & Ramos (1998), sugerem que as orogêneses paleozóicas nas margens do Gondwana teriam controlado a subsidência e o soerguimento da bacia, sendo responsáveis pela presença de importantes hiatos deposicionais entre as supersequência estratigráficas (Milani *et al.* 1998).

As unidades sedimentares de interesse neste trabalho, estão incluídas na supersequência Gondwana I, que sucede o hiato deposicional neodevoniano e é marcada pelo registro de um ciclo transgressivo-regressivo completo (Milani *et al.* 2007). Esta contém o registro estratigráfico de maior espessura da bacia, totalizando aproximados 2.500 m em algumas regiões e incluindo o Grupo Tubarão (subgrupo Itararé e Formação Tatuí) e o subgrupo Guatá e o Grupo Passa Dois (Milani *et al.* 2007).

Na parte basal desta supersequência ocorrem depósitos de natureza glacial e periglacial do subgrupo Itararé e da Formação Aquidauana, representados por arenitos, siltitos, folhelhos e diamictitos. Com o fim da glaciação tem-se a deposição do subgrupo Guatá, presente nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul e composto pela Formação Rio Bonito, com arenitos, siltitos, folhelhos e carvão depositados em sistema deltaico-fluvial, e pela Formação Palermo, com siltitos e arenitos de ambiente marinho raso (Pereira 2012). No estado de São Paulo, os depósitos pós-glaciais são caracterizados pelos siltitos e arenitos da Formação Tatuí, representando o registro de máxima inundação da Bacia (Fúlfaro *et al.* 1984, Milani *et al.* 2007).

O Grupo Passa Dois, que se segue aos depósitos da Formação Tatuí no estado de São Paulo, se iniciou num sistema de mar alto instalado em ambiente paleogeográfico semelhante a um grande golfo, cuja conexão com o mar aberto se torna cada vez mais restrita ao longo do Neopermiano, marcando clássica sequência regressiva registrada pelas formações Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rasto (Zalán *et al.* 1990, Milani *et al.* 2007, Hachiro 1996).

3.1.2. Grupo Passa Dois

Considerações iniciais

O Grupo Passa Dois tem sido estudado desde o século XIX, quando foi alvo das primeiras expedições de âmbito exploratório dos recursos minerais do Império. Contudo, foi no início do século XX, que White (1908) utilizou o termo Estrada Nova para se referir às rochas estratigraficamente localizadas entre o chamado "folhelho negro Iraty" e os arenitos e vulcânicas do atual Grupo São Bento (Petri & Fúlfaro 1983, Sousa 1985, Hachiro 1996).

Após a formalização da Série Passa Dois de associação gondwânica como unidade estratigráfica com status de Grupo, este passa a ser dividido da base para o topo, nas formações Irati, Estrada Nova (subdividido nas fácies Serra Alta e Teresina) e Rio do Rasto, conforme apresentado por Petri & Fúlfaro em 1983. Contudo, para o

Estado de São Paulo, consagrou-se o uso do termo Corumbataí para referir-se aos siltitos, arenitos e calcários avermelhados aflorantes na região norte do estado, sem, entretanto, haver critérios estratigráficos claros que diferenciem esta unidade de sua correspondente nos estados do Sul, como foi apontado por Sousa (1985).

Com o abandono do uso do termo Formação Estrada Nova, dividida nas formações Serra Alta e Teresina, adota-se por vezes o Arco de Ponta Grossa, ou a calha do Rio Tietê, como limite sul da Formação Corumbataí. A principal justificativa seria de que nesta região, é problemática a diferenciação entre as fácies mais distais da Formação Serra Alta e proximais da Formação Teresina (IPT 1981, Petri & Fúlfaro 1983, Sousa 1985).

O presente trabalho adota esta subdivisão, levando em consideração publicações recentes que apontam para a possibilidade de identificar fácies correlatas à Serra Alta e à Teresina no norte do estado de São Paulo (Bondioli 2014, Warren et al. 2015). Para fins de apresentação da estratigrafia da Bacia do Paraná e do Grupo Passa Dois adota-se a proposta de Hachiro *et al.* 1993 e Hachiro 1996 que elevam a Formação Irati a categoria de Subgrupo, subdividida nas formações Taquaral e Assistência.

Cronostratigrafia			M.a.	Litostratigrafia			Associação de bivalves
				Gr.	Sub. Gr.	Formação	
Permiano	Lopingiano	Changhsingiano	254,1	Passa Dois		Rio do Rasto	<i>Paleomutela platinensis</i> (?)
		Wuchiapingiano					<i>Leinzia similis</i>
	Guadalupiano	Capitaniano	259,8			Teresina / Corumbataí	<i>Pinzonela neotropica</i>
							<i>Pinzonela ilusa</i>
		Wordiano	265,1		Serra Alta	<i>Anhembia froesi</i>	
		Roadiano	268,8				
	Cisuraliano	Kunguriano	272,3		Irati	Assistência	-
		Artinskiano	283,5				(?)
						Taquaral	

Figura 3. Modelo cronoestratigráfico adotado para o Grupo Passa Dois, modificado de Bondioli 2014 com base no arcabouço bioestratigráfico de Rohn (1994) e Lages 2004, na subdivisão lito e cronoestratigráfica adotada por Warren et al. (2015) e Hachiro et al. (1993), com valores numéricos de Cohen *et al.* (2013).

Formação Serra Alta

Por muito considerada como membro integrante do Subgrupo Irati (apenas caracterizada pela ausência de fácies carbonáticas e de folhelhos negros ricos em matéria orgânica), a unidade foi elevada ao status de formação por Sanford & Lange (1960). Após as revisões da estratigrafia da Bacia do Paraná propostas por Gordon Junior (1947) (*apud* Petri & Fúlfaro 1983 e Schneider *et al.* 1974) a unidade foi diferenciada, primeiramente da sequência de folhelhos e calcários do Irati e posteriormente, da consagrada Formação Estrada Nova.

Contudo, mesmo após sua definição como unidade de mapeamento por Schneider *et al.* (1974), os critérios utilizados para sua identificação e individualização foram por muito tempo motivo de discussão, principalmente no estado de São Paulo, onde suas espessuras são bem menores que aquelas da região sul do país. Desde então, muitos trabalhos continuaram a fazer referência aos membros Serra Alta e Teresina como componentes da Formação Estrada Nova nos estados do Sul (Petri & Fúlfaro 1983, Sousa 1985, Warren *et al.* 2015).

Caracterizada por folhelhos e siltitos argilosos de coloração cinza escura de considerável monotonia litológica, a unidade é relativamente pobre em fósseis, o que desencorajou trabalhos de detalhamento estratigráfico, sedimentológico e paleontológico da formação, mantendo-a por muito tempo como uma das unidades menos estudadas da Bacia do Paraná (Bondioli 2014).

Essas características levaram à interpretação desta unidade como depósitos de águas relativamente profundas, abaixo do nível de base de onda, em ambiente desóxico a anóxico (Schneider *et al.* 1974, Rohn 1994, Meghioratti 2006, Warren 2015).

Seu contato inferior com a Formação Assistência é transicional (IPT 1981, Hachiro 1996, Araujo 2001), marcado pela substituição dos bancos dolomíticos e dos folhelhos betuminosos por siltitos argilosos, cinza escuros comumente com níveis localmente ricos em restos de peixe (escamas e dentes) e coprólitos (Lages 2004, Bondioli 2014).

Formações Teresina e Corumbataí

O contato entre a Formação Serra Alta e a Formação Teresina é tido com transicional (IPT 1981, Sousa 1985, Rohn 2001), marcado por um aumento na granulometria dos depósitos e na diversidade faciológica, com intercalações de siltitos,

argilitos, arenitos com estratificação heterolítica e frequentes bancos calcários, por vezes oolíticos e microbialíticos, que representam um assoreamento da bacia e predomínio de ambientes oxidantes e energéticos (Sousa 1985, Meghloratti 2006).

O conteúdo fossilífero da unidade é caracterizado pela presença de uma malacofauna altamente endêmica, comumente preservada na forma de coquinas de espessuras centimétricas, que apresentam assinaturas tafonômicas em geral associadas a frequente ação de tempestades na época de deposição. *Bone beds* centimétricos são também bastante comuns, e contêm a maior parte do registro de vertebrados da ictiofauna da unidade, representada por dentes, escamas e conteúdo fecal e intestinal de peixes e outros organismos (Rohn 1994, Meghloratti 2006, Toledo 2001, Simões & Kowalewski 1998).

Entre os demais grupos fósseis presentes na Formação Teresina estão, ostracodes, espículas de espongiários além de restos vegetais comumente silicificados (Maranhão 1995, Tavares 2007). Estas associações somadas à ausência de fósseis tipicamente marinhos, tais como briozoários, braquiópodes, cnidários, equinodermas e foraminíferos, têm levado a interpretação de um ambiente sedimentar predominantemente continental, com pouca influência marinha (IPT 1981, Sousa 1985, Rohn 1994).

Outra importante feição observada é a presença de sílex como cimento, ou substituindo ou permineralizando material biogênico primário, muitas vezes de maneira precoce, como é o caso dos restos vegetais e microbialitos silicificados por processos eodiagenéticos (Tavares 2007, Badaró 2013) ou ainda inúmeras coquinas silicificadas em diferentes estágios da diagênese (Simões & Kowalewski 1998).

De fato, estudos de inclusões fluidas (Nomura 2013) e a descrição de supostos “geyseritos” na região de Anhembi em SP (Yamamoto *et al.* 2005) apontam para uma origem hidrotermal para a sílica e outros minerais autigênicos presentes na unidade, o que, associado às frequentes ocorrências de sismitos, principalmente na forma de enxames de diques clásticos, descritos para a Formação Corumbataí e unidades coevas (Teresina e Pirambóia), evidencia a reativação tectônica durante o permo-triássico da bacia do Paraná (Riccomini *et al.* 1992, Riccomini *et al.* 1993, Chamani *et al.* 1992, Riccomini 1995, Perinotto *et al.* 2008, Turra 2009).

Nos estados do Sul a Formação Teresina apresenta espessuras entre 300 e 400 metros, tornando-se cada mais delgada em direção à borda nordeste da bacia, onde

passa a apresentar colorações vermelhas e castanho-arroxeadas (IPT 1981, Meghlioratti 2006).

As variações laterais observadas e a dificuldade em se identificar fácies sedimentares típicas das Formações Serra Alta e Teresina tornam confusa a divisão estratigráfica do Grupo Passa Dois para o Estado de São Paulo, no qual é adotado o termo Formação Corumbataí para designar os depósitos correlatos às duas outras unidades a norte da calha do Rio Tietê (Alinhamento Tietê) (IPT 1981, Sousa 1985, Meghlioratti 2006). Contudo, estudos recentes que identificam localmente a ocorrência de fácies típicas da Formação Serra Alta (Warren *et al.* 2015) apontam para a importância de uma revisão estratigráfica para as unidades do topo do Grupo Passa Dois, principalmente no Estado de São Paulo.

A Formação Corumbataí é caracterizada por estratificação comumente plano-paralela, ou cruzadas de baixo ângulo em arenitos e siltitos, com estruturas do tipo *flaser*, estratificação heterolítica com intercalações rítmicas de arenitos, siltitos e lamitos (IPT 1981 e Sousa 1985). Entre as diferenças com relação às unidades coevas expostas no sul do estado e na região Sul, tem-se a coloração castanha avermelhada e arroxeadada, que contrasta com os tons de verde e cinza da Formação Teresina e os tons cinza escuro da Formação Serra Alta (IPT 1981). Além disso, nota-se a considerável diminuição na espessura dos depósitos, que somadas às formações Serra Alta e Teresina, aproximam-se dos 500 metros no Sul, enquanto mais ao norte, a Formação Corumbataí não ultrapassa os 150 metros de espessura (IPT 1981, Sousa 1985).

3.2 Paleoiictiologia da Formação Corumbataí

O registro fóssil da paleoiictiofauna do permiano brasileiro encontra-se bastante fragmentado, sendo representado em sua maior parte por escamas e ictiodontes isolados com afinidades taxonômicas muitas vezes duvidosas, sendo reconhecidos exemplos de *Acanthodii*, *Elasmobranchioformii*, *Palaeonisciformes* e *Actinistia* (Richter 1985).

Chahud (2007) em seu levantamento de vertebrados fósseis da transição entre os grupos Guatá e Passa Dois no Estado de São Paulo, descrevendo grande número de exemplares de ictiodontes, escamas e espinhos de peixes quanto a seus aspectos taxonômicos e tafonômicos, tendo identificado representantes tanto da classe *Osteichthyes* (*Actinistia* e *Palaeonisciformes*) quanto da classe *Chondrichthyes* (da

subclasse dos Elasmobranchioformes e da família dos Petalodontidae) (Chahud 2007, Chahud e Petri 2012).

Na Formação Corumbataí, o principal registro ictiológico ocorre na forma de concentrações fossilíferas (*bone beds*), comumente interpretadas como associadas a eventos de tempestade, responsáveis por exumar e retrabalhar elementos isolados tais como dentes, escamas e fragmentos ósseos de peixes ósseos, cartilaginosos e tetrápodes basais (anfíbios labirintodontes) (Toledo 2001).

Dentre os peixes pertencentes à classe Chondrichthyes, tem-se o registro de Elasmobranchii das ordens Xenacanthida e Petalodontiformes identificados pela morfologia característica dos ictiodontes. Nos dois casos a dentição é caracterizada pela heterodontia, sendo que entre os Xenacanthidae, os dentes são marcados pela presença de três cúspides, enquanto os petalodontes apresentam dentes achatados de certa forma semelhantes a incisivos (Toledo 2001, Richter 2005).

Os Osteichthyes são melhor representados, em especial pela grande quantidade de restos de escamas e dentes de Actinopterygii pertencentes à Ordem dos Palaeonisciformes (Richter 1985, Toledo 2001). Contudo, apenas duas espécies são reconhecidas na Formação Corumbataí, *Tholonotus braziliensis* (Dunkle & Shaeffer 1956) e *Angatubichthys mendesi* (Figueiredo & Carvalho 2004).

As escamas atribuídas aos Paleonisciformes apresentam morfologia primitiva, do tipo ganoide, caracterizado por sua geometria losangular e sua estrutura e composição que consiste de uma base óssea de isopedina, sobreposta por uma camada de ortodentina, rica em vasos sanguíneos coberta por camadas sobrepostas compostas por ganoina, uma substância semelhante ao esmalte dentário (Fig. 4) (Richter & Smith 1995, Chahud 2007, Sire *et al.* 2009).

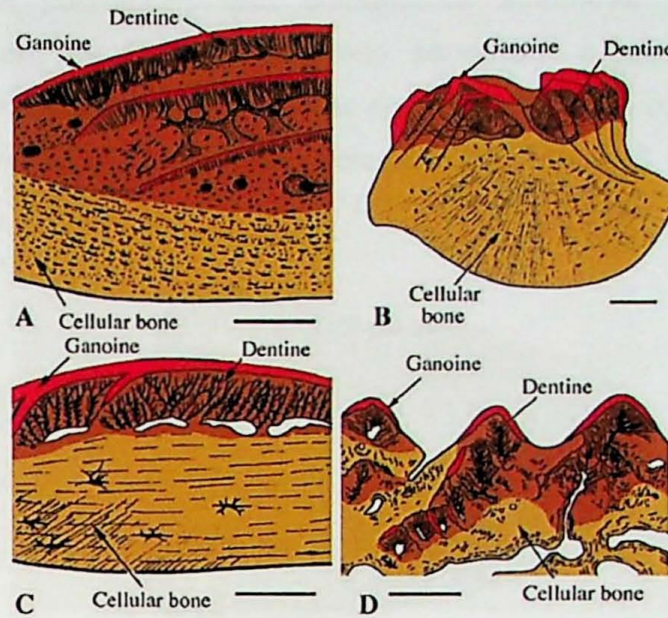


Figura 4. Estruturação interna esquemática de escamas do tipo ganoide atribuídas a Actinopterygii da família dos Palaeoniscidae. Escalas: A, C e D: 100 μm ; B: 125 μm (extraída de Sire et al. 2009).

Os ictiodontes atribuídos a peleonisciformes apresentam forma cônica reta, curva ou levemente sigmoide, cavidade pulpar normalmente circular em corte transversal. O fuste, ou o corpo principal dos dentes, é composto por ortodentina e recoberto por fina camada de ganoína de colar (semelhante a esmalte), com ou sem ornamentações na forma de costelas, rugosidades e micro tubérculos. A cúspide dos dentes ou capuz apical é comumente maciça e composta por uma substância resistente chamada acrodina, que pode ser reconhecida nos exemplares por seu aspecto levemente translúcido (Richter 1985, Richter & Smith 1995, Chahud 2007).

A Formação Corumbataí é também rica em escamas do tipo cosmoide, indicativas dos Sarcopterygii que apresentam uma base de tecido ósseo com uma cobertura de cosmina como esmalte, com um sistema rico em canais e poros (Toledo 2001, Chahud 2007, Sire et al. 2009). Em planta, escamas cosmoides são caracterizadas pela forma aproximadamente circular, com eixo maior paralelo a orientação anteroposterior do corpo do animal, ocorrendo em sua superfície estrias com tendência radial que indicam linhas de crescimento. Na parte anterior, na região de sobreposição pela escama imediatamente anterior, observam-se costelas orientadas subparalelamente ao maior eixo da escama (Fig. 5) (Richter 1985, Toledo 2001, Chahud 2007).

As escamas cosmoides são comumente atribuídas a peixes Actinistia pertencentes à Ordem dos Coelacanthiformes, sendo que a ocorrência de dentes de Dipnoi, caracterizados pela presença de três a quatro cúspides completa o registro de Sarcopterygii da Formação Corumbataí (Toledo 2001, Toledo & Bertini 2005, Toledo 2006).

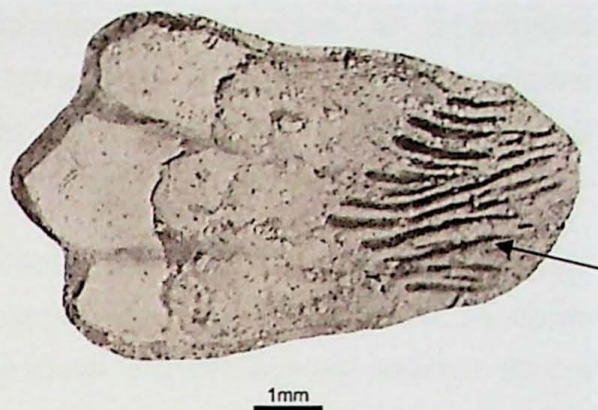


Figura 5. Exemplo de escama cosmoide. Imagem extraída de Richter (1985) na qual é possível observar as costelas na parte anterior (seta) relativas à área de sobreposição de escamas.

3.3. Tafonomia de concentrações fossilíferas

A tafonomia moderna como abordagem de estudo de material paleontológico começou a ser desenvolvida na Alemanha nas décadas de 1920 e 1930. Entretanto foi apenas nas décadas de 1950 e 1960 que os estudos iniciados na Europa central passaram a ser reconhecidos no resto do mundo, em parte devido a barreira linguística e em parte pelas dificuldades políticas existentes na época, com a ascensão do partido Nacional Socialista (Martin 1999, Holz & Simões 2002).

Efremov (1940) define formalmente a tafonomia como uma ciência interdisciplinar que elucida a transição dos restos orgânicos da biosfera para litosfera. Desta maneira, tem-se a tafonomia como um campo de estudo que visa compreender os processos biológicos, físicos e químicos pelos quais os organismos passam antes de se tornarem parte do registro paleontológico, atentando para a impossibilidade de se dissociar o fóssil da rocha que o contém (Behrensmeyer *et al.* 2000, Holz & Simões 2002).

Diferentemente dos alemães, cujos estudos tafonômicos buscavam interpretações paleoambientais, Efremov, especializado em paleontologia de vertebrados, demonstrava grande preocupação com a perda de informação no registro

fóssil, o que acabou influenciando a ideia, disseminada ainda hoje, de que a tafonomia lida primeiramente com a perda de informação e os vieses do registro (Efremov, 1940, Martin 1999)

Contudo, Behrensmeyer e Kidwell (1986) dão ênfase para a importância da tafonomia para a compreensão dos processos de preservação dos fósseis, levando em consideração que assinaturas tafonômicas e bioestratinômicas (tais como fragmentação, abrasão, transporte e a seleção dos restos orgânicos) são importantes indicadores das condições ambientais às quais os organismos foram expostos após sua morte.

É importante salientar que a distribuição dos materiais fósseis no registro estratigráfico ocorre de maneira desigual e não uniforme, sendo comum a concentração de fósseis em diversas escalas e controlada por diversos fatores, que podem ser de natureza biológica, sedimentológica ou diagenética (Kidwell 1986, Fürsich 1990).

Fürsich (1990) definiu concentrações fossilíferas como qualquer tipo de acumulação densa de fósseis, independentemente de sua composição taxonômica, estado de preservação ou das modificações sofridas após a morte dos organismos. Na quase totalidade dos casos, porém, são caracterizadas pelo acúmulo de partes duras, podendo ser referidas como concentrações esqueléticas.

Devido à riqueza de material paleobiológico, estas ocorrências têm sido frequentemente foco dos estudos paleontológicos. Contudo, Kidwell (1986) enfatiza a importância de se compreender os processos envolvidos na própria concentração de bioclastos, relacionados à disponibilidade de partes duras de organismos em relação ao aporte sedimentar de material não bioclástico em uma bacia.

Deste modo, Kidwell propõe que a concentração de bioclastos pode ser relacionada a três condições básicas de aporte de materiais bioclásticos e não bioclástico: 1) quando o aporte de partes duras de organismos aumenta em relação a disponibilidade constante de material terrígeno, 2) quando o aporte de terrígenos diminui em relação a quantidade normal de partes duras disponíveis no ambiente, 3) quando ambos parâmetros sofrem alterações de tal modo, que a proporção de aporte de material bioclástico excede aquele de material terrígeno, como exemplificado na figura 6. (Kidwell 1986).

A relação direta entre baixas taxas de aporte sedimentar e a formação e concentrações bioclásticas é clara em uma série de ocorrências, sendo que tais níveis podem ser usados para identificação de discordâncias no registro estratigráfico e

contribuem para a compreensão da evolução de bacias sedimentares. Contudo, ainda de acordo com Kidwell (1986), esta associação entre leitos ricos em material fóssil com determinados horizontes estratigráficos, sugere ser a própria mudança nos padrões de sedimentação a maior responsável pela geração de tais leitos (Fig. 6).

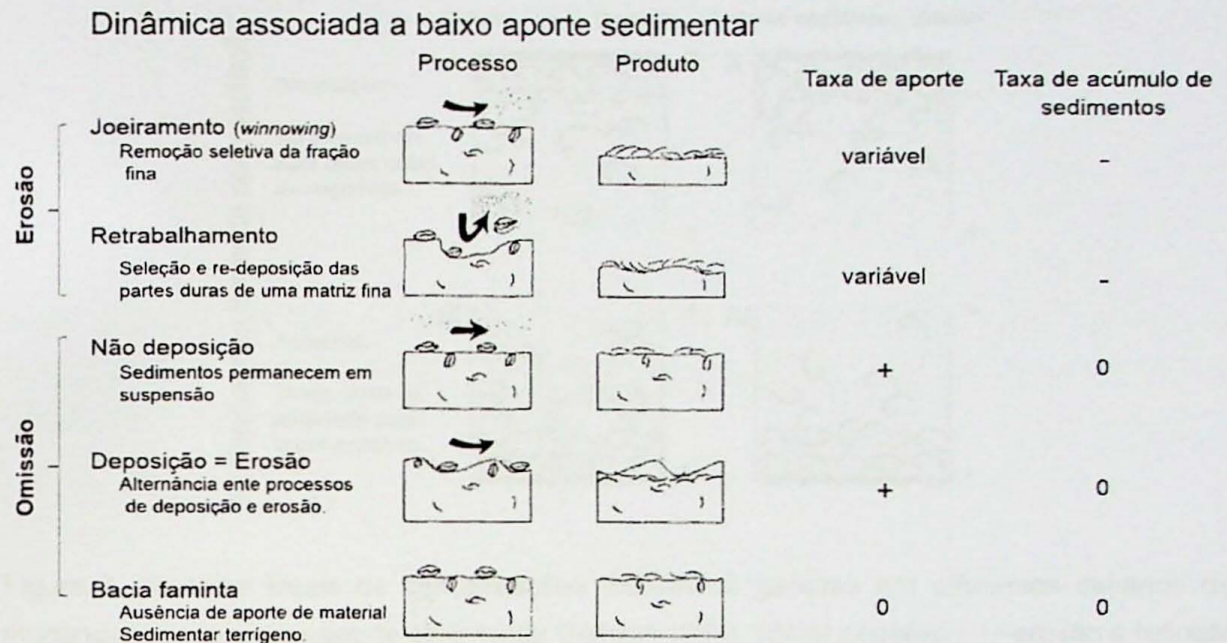


Figura 6. Esquema que correlaciona diferentes taxas de aporte e sedimentação para condições associadas à baixa disponibilidade de sedimentos terrígenos em relação as taxas de aporte de material bioclástico, evidenciando o papel dos processos sedimentares no desenvolvimento de concentrações fossilíferas. Traduzido de Kidwell (1986). Sinal negativo (-) = erosão e retirada de material; zero (0) = ausência de deposição; sinal positivo (+) = deposição de material.

Desta maneira, a autora propõe um modelo com quatro tipos ideais de concentrações fossilíferas, divididos de acordo com a natureza de seus contatos superiores e inferiores com camadas afossilíferas e assumindo um aporte de material bioclástico constante, como ilustrado na figura 7. O tipo I seria caracterizado por um aumento no grau de empacotamento dos bioclastos da base para o topo (variação de valores positivos para nulos nas taxas de sedimentação), com um limite superior brusco determinado por um pavimento bioclástico formado em situação em que há ausência de sedimentação. O tipo II, seria semelhante ao I, com a diferença de que o topo da camada fossilífera seria marcado por uma superfície erosiva, ou seja, uma discordância gerada em condições com valores negativos de sedimentação. Os tipos III e IV são marcados por uma variação entre valores negativos ou nulos e valores positivos de sedimentação, sendo caracterizados por uma diminuição no grau de empacotamento dos bioclastos.

Diferem quanto a natureza do contato basal brusco, que no caso do tipo III seria indicativo de valores nulos de sedimentação, enquanto no tipo IV, o contato seria de caráter erosivo, representando valores negativos de sedimentação.

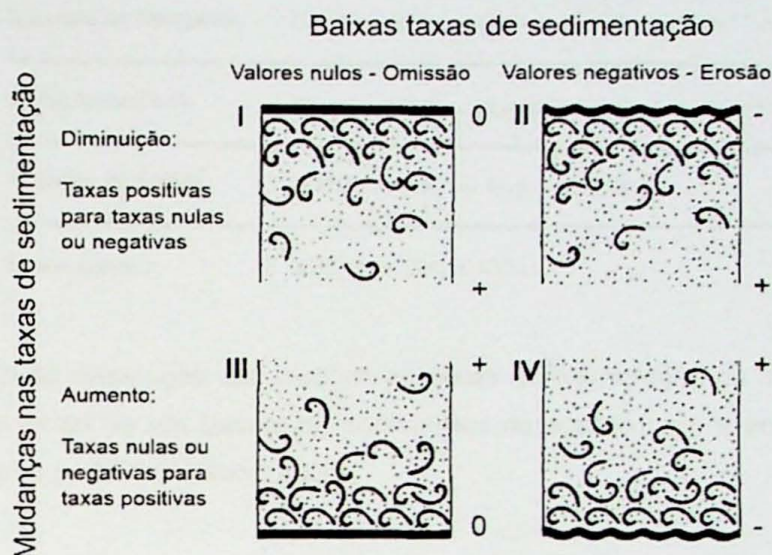


Figura 7. Modelos ideais de concentrações fóssilíferas geradas em diferentes cenários de mudanças nas taxas de aporte sedimentar (Kidwell 1986). (Sinal negativo (-) = erosão e retirada de material; zero (0) = ausência de deposição; sinal positivo (+) = deposição de material).

3.4. Acúmulo e degradação da matéria orgânica

O acúmulo de matéria orgânica durante a deposição de uma sequência estratigráfica é um dos principais fatores que controlam as condições físico-químicas do ambiente de sedimentação, tais como grau de anoxia, pH e Eh (Allison 1990b).

Em um ambiente aeróbico, os microorganismos são capazes de quebrar as cadeias de carbono orgânico utilizando O_2 como agente doador de elétrons. Contudo, com menores concentrações deste gás, os microorganismos utilizam agentes oxidantes alternativos, tais como nitrato, manganês, ferro e sulfato (Allison 1990a, b).

Em condições ideais, uma pilha de sedimentos ricos em matéria orgânica deve apresentar zonas com diferentes reações de redução de acordo com a energia livre disponível, com as mais energéticas mais próximas à interface água-sedimento (Fig.8) (Allison 1990b).

AERÓBICA		$\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
ANAERÓBICAS	Redução de Nitrato	$5\text{CH}_2\text{O} + 4\text{NO}_3^- \rightarrow 2\text{N}_2 + 4\text{HCO}_3^- + \text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$
	Redução de Manganês	$\text{CH}_2\text{O} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{MnO}_2 \rightarrow 2\text{Mn}^{++} + 4\text{HCO}_3^-$
	Redução de Ferro	$\text{CH}_2\text{O} + 7\text{CO}_2 + 4\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow 4\text{Fe}^{++} + 8\text{HCO}_3^- + 3\text{H}_2\text{O}$
	Redução de Sulfato	$2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{--} \rightarrow \text{H}_2\text{S} + 2\text{HCO}_3^-$
	Metanogênese	$2\text{CH}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$

Figura 8. Quadro da disposição das reações químicas de degradação da matéria orgânica em profundidade ao longo de um pacote de sedimentos de acordo com a energia livre de cada reação (traduzido a partir de Allison 1990b).

Assim sendo, é comum observar pirita associada a um ambiente sedimentar redutor, o que pode ser explicado pela presença de enxofre na matéria orgânica e alta mobilidade do ferro ambientes com baixos teores de oxigênio. (Allison 1992b, c). Neste contexto, cristais de pirita formando agregados de microesférulas com dimensões entre 5 e 50µm, com hábito denominado framboidal estariam intimamente associados a atividade metabólica de nanobactérias (Folk 2005).

Autores como Lovley (1992) e Ghiorse & Ehrlich (1992) apontam ainda para a importância da atividade microbiana em processos formadores de óxidos e hidróxidos de ferro e manganês. De acordo com eles, a associação direta entre a mineralização de Fe e Mn em ambientes sedimentares modernos é forte indicativo da importância destes processos no registro geológico.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção centro-leste do Estado de São Paulo, nos municípios de Rio Claro, Piracicaba e Charqueada (Fig. 9). A Figura 10 ilustra o contexto geológico da região.

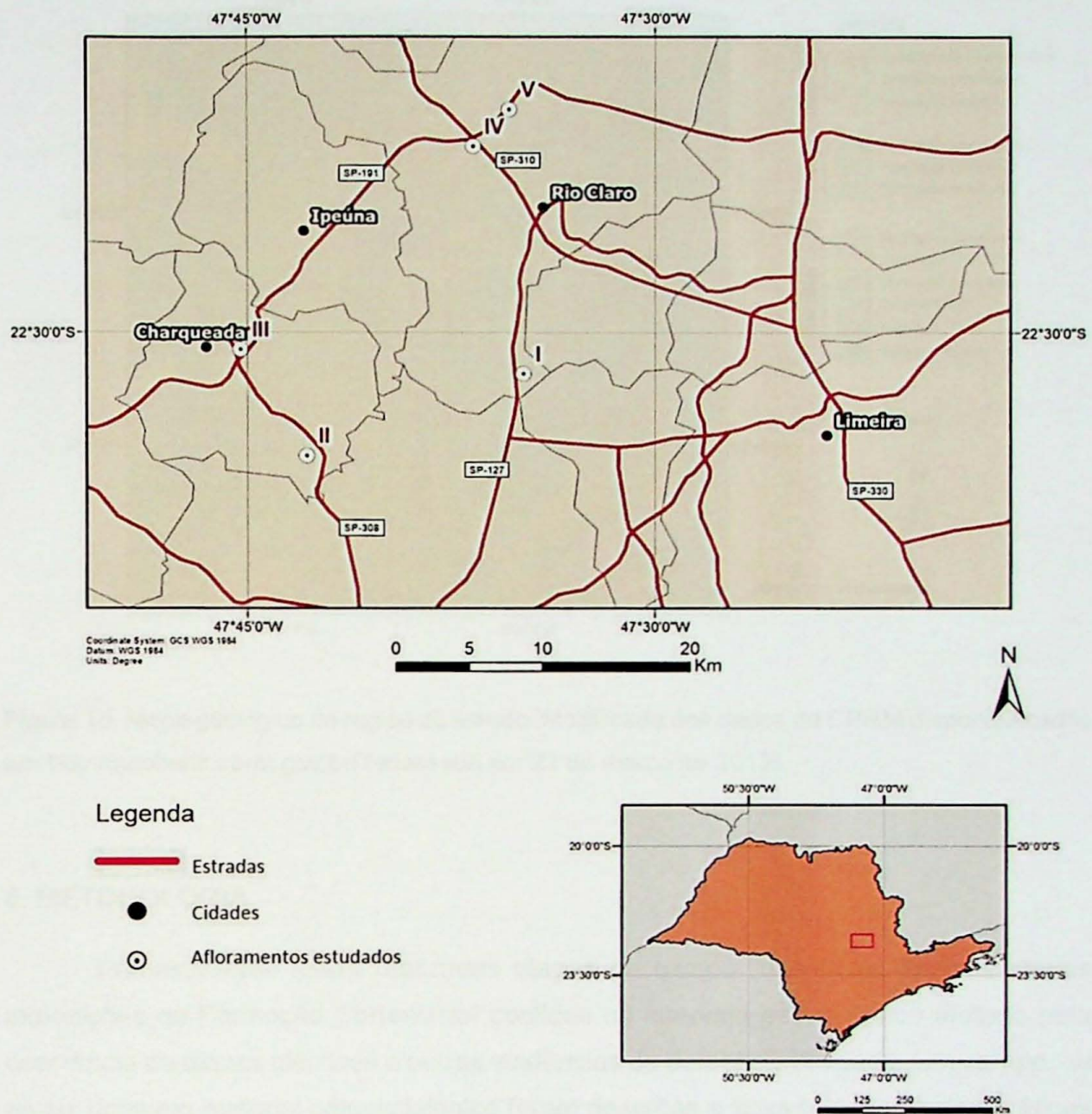


Figura 9. Localização da região do estudo. Os números romanos I, II, III, IV e V indicam a localização dos afloramentos estudados durante as etapas de campo.

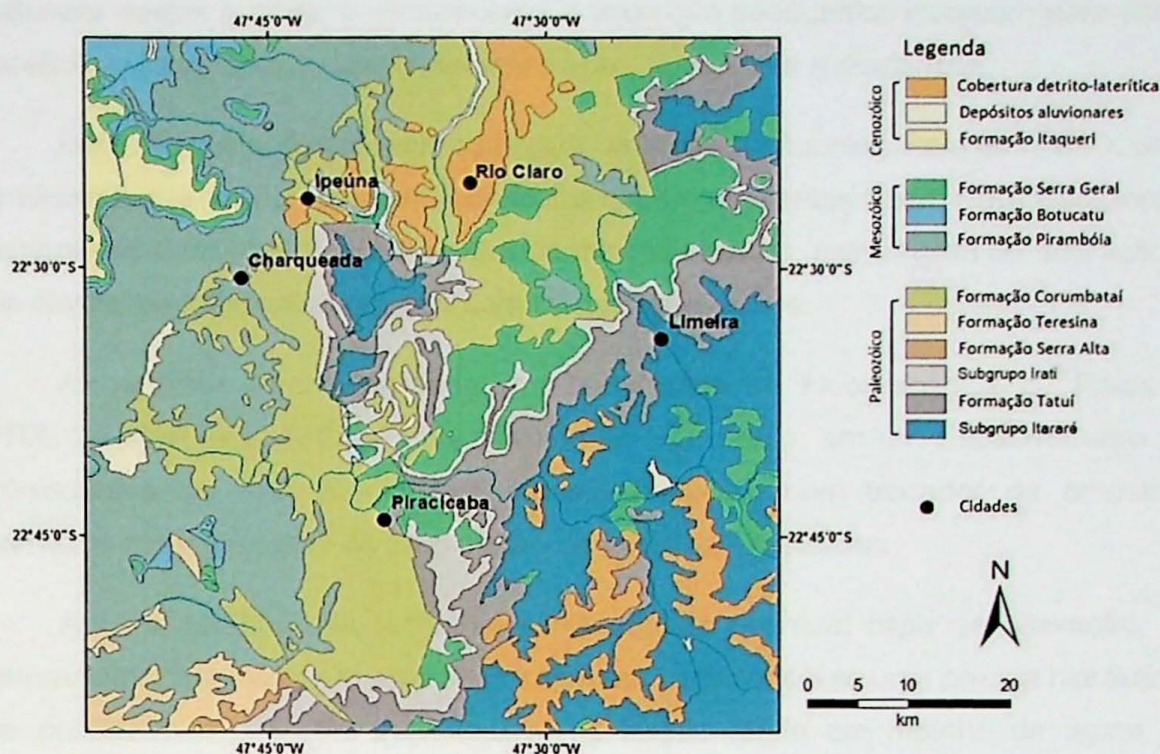


Figura 10. Mapa geológico da região do estudo. Modificado dos dados da CPRM disponibilizados em <http://geobank.cprm.gov.br/> (acessado em 22 de março de 2015).

5. METODOLOGIA

Primeiramente foram realizadas etapas de campo, nas quais foram visitadas exposições da Formação Corumbataí contidas no intervalo estratigráfico afetado pela ocorrência de diques clásticos e outras evidências de paleossismicidade. Em campo, os níveis ricos em material paleoictiológico foram descritas e suas relações estratigráficas caracterizadas, em especialmente em relação aos níveis de diques clásticos.

A coleta das amostras de concentrações de fósseis foi feita atentando para as relações de topo, base e de contato entre os diferentes níveis como sugerido Simões & Ghilardi (2000) e Holz e Simões (2002); amostras litológicas representativas das fácies siliciclásticas associadas, inclusive material terrígeno extrusivo (*sand vents*) também foram coletadas.

A riqueza de material nodular e a presença de cimento de coloração escura e de aspecto pervasivo presente em três níveis fossilíferos observados no bairro de Santa Luzia, demonstrou a necessidade de se realizar análises laboratoriais que revelassem

a natureza destas feições, e esclarecesse a evolução geoquímica incomum para estes depósitos, seja durante a própria sedimentação, ou durante a diagênese.

Desta maneira, foram realizadas duas análises de fluorescência de raios-X para identificar os elementos maiores, menores e alguns elementos traço. Para isso, foram selecionadas amostras do nível de fósseis melhor exposto, menor grau de alteração e mais claras relações estratigráficas com os diques clásticos.

As análises foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios X – FRX, do NSP Geoanalítica, Universidade de São Paulo, em um Espectrômetro de Fluorescência de Raio X - Philips modelo PW2400, com trocador de amostras automático e equipamento de preparação de pastilhas prensadas.

Após a seleção das amostras e retirada de eventual capa de alteração, as mesmas foram trituradas em pequenos fragmentos utilizando-se uma prensa hidráulica, para posteriormente serem pulverizadas na fração argila em moinho de ágata. O material pulverizados foi então prensado com parafina para confecção das pastilhas utilizadas na análise.

Foram ainda realizadas três análises de difratometria de raios-X no Laboratório de Difração de Raios-X – LDRX do NAP Geoanalítica, Universidade de São Paulo, na tentativa de caracterizar a mineralogia da matriz e dos restos esqueletais. Mais uma vez, optou-se por utilizar os níveis com menor grau de alteração, dos quais foi possível coletar um maior número de amostras. Para a análise, utilizou-se uma broca odontológica para pulverizar porções das amostras.

Para testar a presença de fosfato no material encontrado, foi utilizada a reação de ácido nítrico (HNO_3) e molibdato de amônia ($(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$) que, na presença de fosfato gera fosfomolibdato de amônio ($(\text{NH}_4)_3\text{PMo}_{12}\text{O}_{40}$), um precipitado de intensa coloração amarela característica.

Para análise microscópica dos níveis fossilíferos, foram confeccionadas dezessete seções delgadas no Setor de Laminação do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. A descrição petrográfica das diferentes ocorrências de fósseis nestes depósitos foi de grande importância tanto devido às pequenas dimensões dos restos paleontológicos, como também para identificar feições histológicas chaves para a caracterização dos bioclásticos. O registro fotográfico do material foi feito com auxílio de microscópio petrográfico Zeiss *Axioplan2*, câmera digital Leica modelo MC179 HD e software de obtenção de imagens LAS (*Leica Application Suite 4.7.0*), presentes no Laboratório de Petrografia Sedimentar – Lab. Petro. do Departamento de Geologia

Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências, USP. O referido software, pôde também ser utilizado para confeccionar fotomontagens que permitiram focalizar diferentes regiões de pequenos objetos tridimensionais.

A análise petrográfica pode ainda ser utilizada para caracterização quantitativa dos elementos do arcabouço bioclástico por meio de técnica adaptada de contagem de pontos. Para esta contagem, foram realizados perfis nas lâminas petrográficas, espaçados em 4mm, com um espaçamento de 0,5mm entre os pontos. Elementos bioclásticos com múltiplos pontos em seu interior foram contabilizados como um único ponto. Pontos sobre matriz ou cimento não foram contabilizados, uma vez que o objetivo da contagem é caracterização em porcentagem dos elementos do arcabouço.

Para observação e registro de feições tafonômicas e petrográficas em escala macroscópica, foram escaneadas seções de rocha serradas em *scanner* convencional *hp scanjet 8250*.

O material paleontológico presente em diferentes níveis pôde ser mecanicamente preparado, permitindo sua descrição e identificação. Neste processo, foram utilizadas ferramentas tais como pinça, alfinete e diferentes lâminas de um canivete *Victorinox* para separar os bioclastos do cimento e da matriz. Para observação, descrição e registro fotográfico do material, foram utilizadas lupas estereoscópicas Zeiss *SV-11* e *Steri 2000c* presentes no Laboratório de Petrografia Sedimentar e no Laboratório de Estudos Paleobiológicos, ambos do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – GSA, do Instituto de Geociências, USP.

6. RESULTADOS

6.1. Observações de Campo

As observações de campo foram divididas em três etapas, realizadas com o objetivo de situar as ocorrências de concentrações fossilíferas no intervalo estratigráfico afetado pela injeção de diques clásticos na região do presente estudo.

Para isso, exposições ao longo das rodovias SP-308, SP-191 e SP-310 foram descritas e amostras de níveis ricos em material paleoiclotológico associados a registro de paleosismicidade foram coletadas.

Como base de comparação, foi visitada exposição nas proximidades do córrego Batalha, onde ocorre nível de arenito conchífero interpretado por Bondioli *et al.* (2013)

como possível tsunamito, bem como exposições da base da Formação Corumbataí em frentes de lavra da Pedreira Partecal.

Ponto I - Pedreira Partecal Partezani Calcários Ltda. – 23k – 234611 / 7506623

Localizada próxima ao bairro de Assistência, pertencente a Rio Claro, a pedreira expõe em suas frentes sucessão que inclui folhelhos negros e bancos calcários do Subgrupo Irati e seu contato com a Formação Corumbataí. Warren *et al.* (2015) apresenta seção estratigráfica detalhada desta localidade, e propõe o abandono do termo Corumbataí para os níveis basais, que seriam de franca associação com a Formação Serra Alta.

Estes níveis basais contudo, apresentavam-se em boa parte recobertos por blocos de rejeito da extração de calcário e sendo assim não puderam ser observados. A seção que pôde ser analisada caracterizou-se por siltitos e argilitos finamente laminados de coloração castanha arroxeada a lilás acinzentada, provavelmente depositados por decantação abaixo do nível de base de onda.

Lentes ricas em material bioclástico puderam ser descritas, a maioria delas presente em blocos rolados e com espessuras de aproximadamente até 3cm. Essas lentes são compostas essencialmente por material paleoictiológico, caracterizado por escamas ganoides, cosmoides e ictiodontes de paleoniscídios, bem como coprólitos.

Os bioclastos compõem o arcabouço destas ocorrências, que pode ser frouxo, ou densamente empacotado e revela comumente baixo grau de seleção ou orientação. Os coprólitos observados apresentam diversas formas e tamanhos (entre 0,5 e 2cm aproximadamente), tratando-se em muitos casos de fragmentos desestruturados durante o transporte com o restante do material bioclástico. Aqueles melhor preservados parecem apresentar geometria cilíndrica.

Uma lamina de arenito médio a fino foi ainda observada em um bloco rolado, apresentando até 1cm de espessura e composta por grãos siliciclásticos bem como de fragmentos de escamas ganoides e ictiodontes de paleoniscídios.

Ponto II - Corte da Rodovia SP-308 – Santa Luzia - 23k – 221009 / 7500608

O afloramento com aproximadamente 30m de altura é marcado pela presença de rochas pelíticas e psamíticas da Formação Corumbataí, especificamente pela intercalação de argilitos, siltitos e arenitos finos de coloração castanha arroxeada, com

níveis esverdeados e presença de laminação ondulada, estratificação cruzada cavalgante e heterolíticas. Localizado na porção superior da unidade, a exposição apresenta associação faciológica que permite a correlação com a Formação Teresina (IPT 1981, Sousa 1985).

O corte apresenta ainda uma série de feições intrusivas de arenito muito fino, caracterizadas por Turra (2009), Riccomini (1995) e Riccomini *et al.* (1992) como injeções de material arenoso sismoinduzidas, produzidas pela fluidificação do sedimento inconsolidado durante a propagação de ondas sísmicas. De fato, foi neste local que diques clásticos na unidade foram descritas e interpretadas como de origem sísmica pela primeira vez por Riccomini *et al.* em 1992.

Os diques clásticos encontram-se muitas vezes deformados devido à compactação do pacote sedimentar (Turra 2009, Chamani, comunicação verbal, 2015), de modo que apresentam expressivas dobras ptigmáticas formadas devido às diferenças reológicas entre os diques e o material encaixante.

Foi possível identificar a presença de três níveis de diques clásticos, aqui identificados como L, N e O com base em anotações de campo feitas pelos orientadores do presente trabalho em 1991. Esses níveis correspondem aos níveis 2, 3 e 4 de Turra (2009 (Fig. 11).

O topo do nível L foi identificado pelo truncamento de dois diques clásticos com nível de siltitos e arenitos finos com laminações heterolíticas e onduladas. Estas camadas aparentam caracterizar a sedimentação que sucedeu o desenvolvimento da injeção de material clástico, sendo que neste caso, a estrutura extrusiva não teria sido preservada.

No topo deste nível foi identificada a ocorrência de camada lenticular centimétrica (1-3 cm) de coloração variando de castanha escura a preta da base para o topo composta principalmente bioclastos, tais como escamas ganóides, ictiodontes, outros restos não identificados de peixes e estruturas nodulares representando provavelmente restos fosfáticos (tais como pelotilhas fecais, coprólitos ou mesmo concreções) (Figs. 12A e B). A lente foi denominada SL-L e apresenta contato basal aparentemente erosivo, adelgaçando-se e desaparecendo com o distanciamento do corpo arenoso intrusivo. Foi possível observar ainda considerável variação lateral nas características deste nível fóssilífero, com porções da camada que não apresentam matriz escura de coloração preta, mas coloração castanha clara, com expressiva cimentação carbonática.

O topo do nível N é marcado pela presença de outra camada fossilífera, semelhante àquela observada acima do nível L, porém com maior continuidade lateral. Este horizonte, também composto principalmente por restos fosfáticos de peixes e estruturas nodulares ocorre diretamente sobre uma camada de arenito de aparência maciça, porém com alguma estratificação incipiente, com morfologia que sugere natureza extrusiva (Figs. 12C e D).

O nível fossilífero foi denominado SL-N e apresenta contato basal acentuadamente irregular em algumas porções (Fig. 12F), sendo comum observar um espessamento da camada junto a diques clásticos, o que permite a hipótese de que se trate de uma feição de deformação. Contudo, chama atenção a geometria planar do contato de topo (subparalelo ao acamamento geral das camadas) em contraste com um maior espessamento na base, o que pode sugerir tratar-se de uma feição erosiva (Fig. 12F e Figs. 13A e B).

Esta camada fossilífera é marcada pela presença de uma concentração de fragmentos de escamas, em sua maioria ganoides, dispersas em matriz de siltito castanho-arroxeados. Localmente, foi observado ainda intercalação com nível pelítico próximo ao topo (Fig. 12E). O topo da camada aparenta ser transicional.

Acima do nível N, foi observada mais uma ocorrência fossilífera, sem, contudo, estar associada ao topo do nível de sismitos, como observado no caso das camadas SL-L e SL-N. Diques clásticos deste nível cortam a camada de bioclastos, que também apresenta contato basal irregular. Essa camada bioclástica foi denominada SL-O/2, por ter sido identificada na porção intermediária do nível O de diques clásticos (Fig. 13C).

Os três níveis encontrados com concentrações de bioclastos são semelhantes em espessura, conteúdo fossilífero e em características tais como coloração escura e alta densidade. Estas características sugerem semelhanças nos processos deposicionais e diagenéticos que deram origem a eles. A distribuição lateral das camadas não é muito grande, permitindo atribuir-lhes uma geometria lenticular.

No topo do nível O, observou-se ainda uma concentração dispersa de fragmentos de escamas do tipo ganoide, presentes em nível de siltitos castanho-arroxeados.

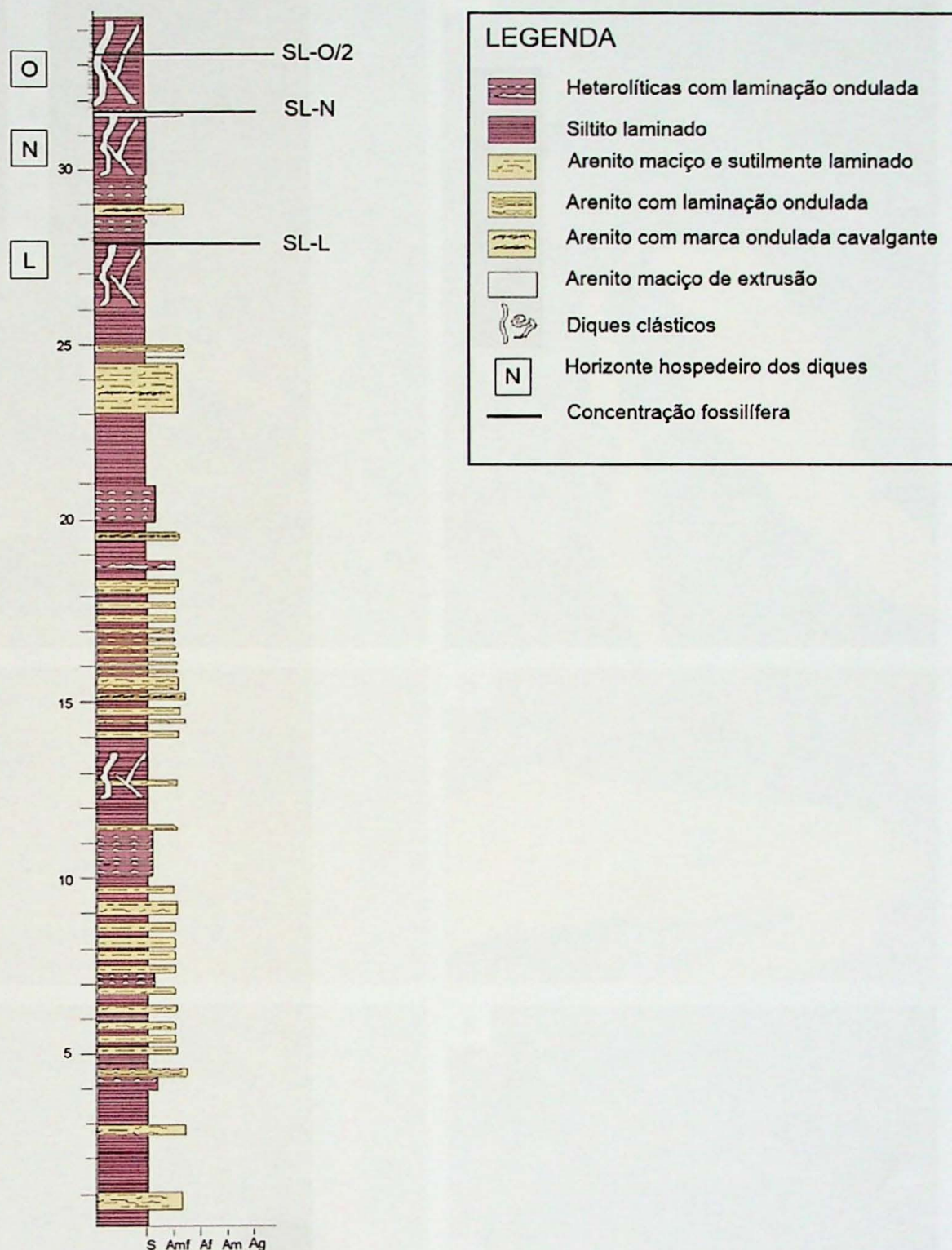


Figura 11. Seção estratigráfica do afloramento de Santa Luzia, modificada a partir de Turra (2009). Lentes fossilíferas identificadas pelos códigos SL-L, SL-N e SL-O/2.

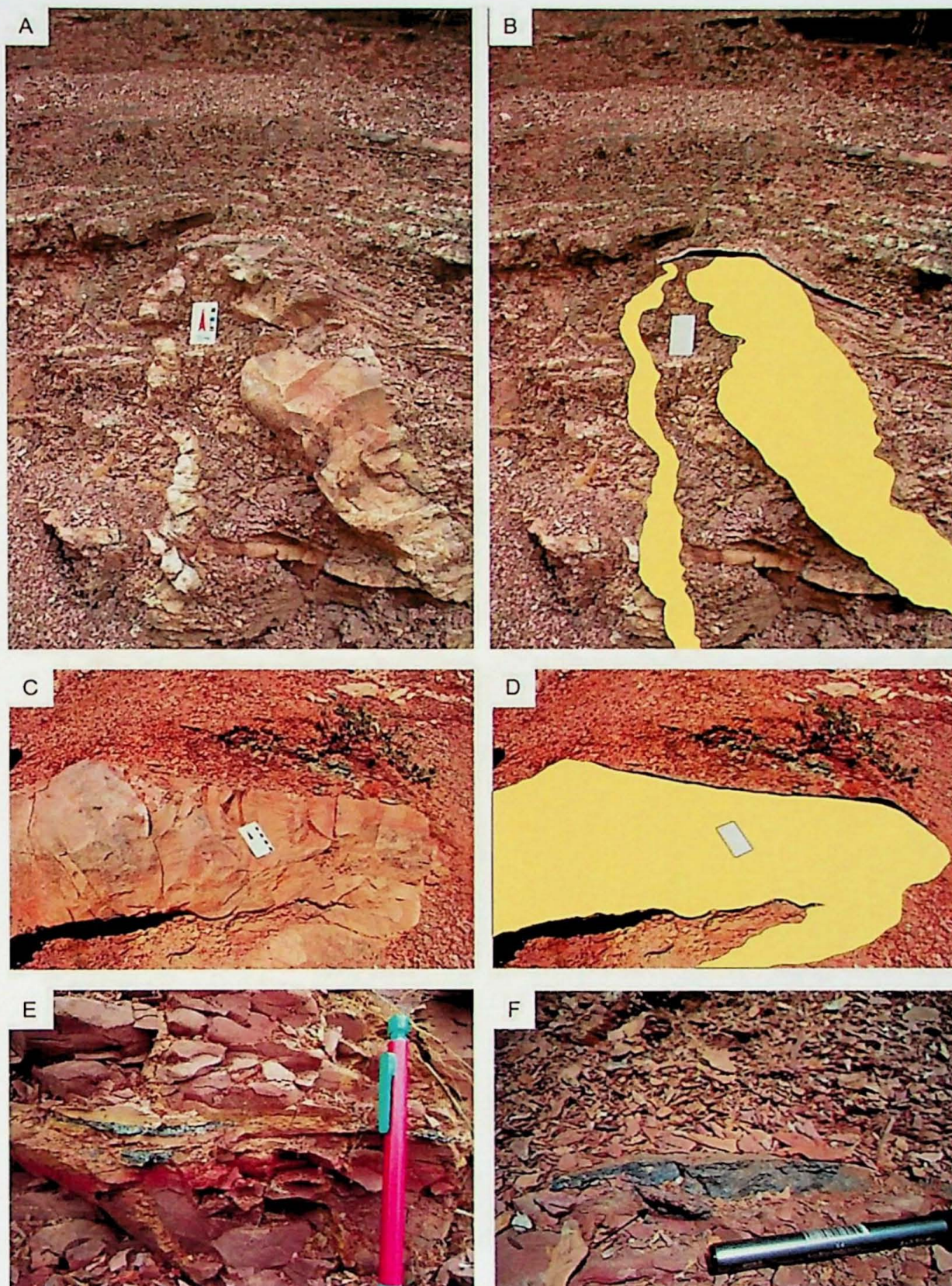


Figura 12. Topos dos níveis L e N hospedeiros de diques clásticos (em amarelo) nos quais ocorrem lentes ricas em material bioclástico (destacados em preto). (A e B) Lente fossilífera SL-L diretamente acima de diques clásticos do nível L. (C e D) Lente SL-N lateralmente extensa, acima de provável estrutura extrusiva de areia. (E) Detalhe do nível SL-N no qual ocorrem intercalação pelítica centimétrica. (F) Detalhe do nível SL-N em que seta aponta para espessamento na base de aspecto erosivo.

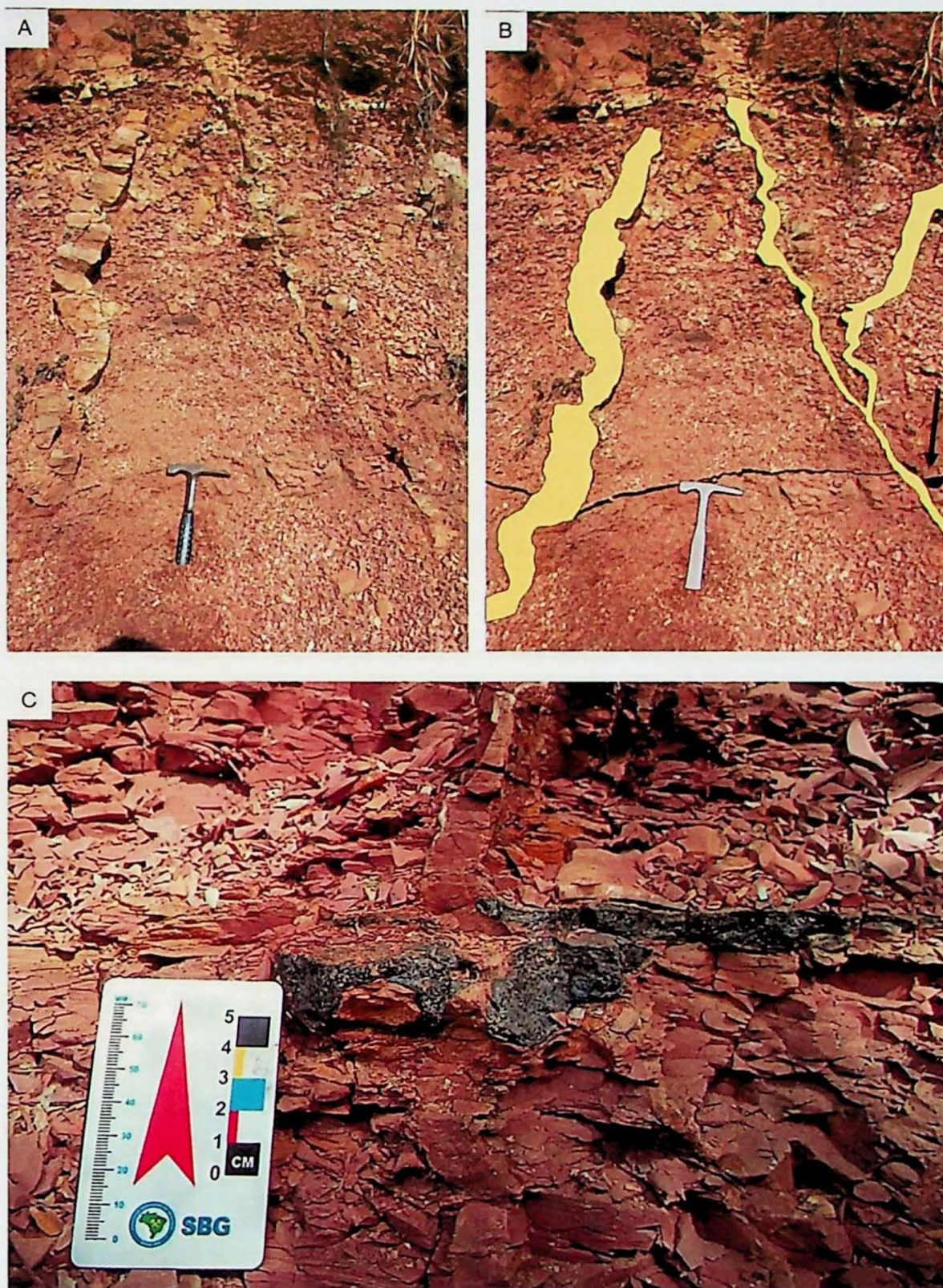


Figura 13. Lentes fossilíferas dos horizontes SL-N e SL-O/2 cortadas por injeções clásticas. (A e B) Horizonte SL-N (destacado em preto em B) cortado por dois diques clásticos de evento sísmico posterior àquele ilustrado na Fig 12-C. Seta aponta para porção de SL-N com espessamento na base na região em contato com o dique clástico. (C) Lente SL-O/2 não associada ao topo de nível portador de diques cortada por dique clástico. Nota-se acentuado grau de deformação da lente fossilífera.

Ponto III - Corte da rodovia SP-191 (Charqueada - S. Pedro) – 23k – 216690 / 7507994

Corte de estrada com sucessão de pacotes pelíticos e psamíticos expostos, em que se observa uma alternância entre siltitos e argilitos de coloração acastanhada e arroxeada e laminação heterolítica com lentes descontínuas de arenito fino.

As camadas apresentam-se deformadas, com dobras abertas, feições originadas possivelmente pela compactação diferencial de pacotes com diferentes reologias. Ao menos um dique clástico pode ser identificado com segurança, evidenciando, portanto, atividade sísmica. A sismicidade por sua vez, ao liquidificar sedimentos arenosos saturados em água, pode ter sido responsável por remobilizar horizontalmente o sedimento e formar lentes de arenito maciças. Outra explicação seria a de injeções horizontais, paralelas ao acamamento dos depósitos, produzindo sills clásticos, como descritos por Turra (2009).

Nesta exposição são também frequentes lentes de arenito com estratificação cruzada em baixo ângulo formando estruturas em “hummockys”, o que sugere a atuação de tempestades durante a deposição desta sucessão. A intercalação entre níveis pelíticos e psamíticos indica variações na energia de deposição por processos trativos e de decantação.

Ponto IV - Corte de estrada no cruzamento da SP-191 com a SP-310 - 23k – 231135 / 7522576

O afloramento no corte da rodovia expõe pacote pelítico de coloração arroxeada e esverdeada no qual ocorrem intercaladas camadas de argilitos e siltitos, finamente laminados, ou como cruzadas centimétricas em baixo ângulo, na forma de estruturas heterolíticas.

A exposição é rica em fraturas preenchidas por cristais fibrosos, com eixo maior orientado perpendicularmente à parede das fraturas. Seu hábito sugere tratar-se de calcita, contudo esta pode ter sido substituída por sílica em alguns locais durante processos diagenéticos. De fato, alguns níveis de argilito aparentam ter sofrido intenso processo de silicificação, caracterizando expressivas camadas em relevo positivo, devido a cimentação diferencial.

Nesta localidade foi identificado ao menos um nível com diques clásticos, caracterizados por material siltoso e baixo teor de areia. Esta característica tornou-os

difíceis de distinguir dos sedimentos pelíticos encaixantes, o que ocorre devido ao baixo contraste granulométrico (Figs. 14A e B).

Observou-se um nível com 5 a 6cm de espessura cortado por uma dessas injeções caracterizado por alta densidade de bioclastos intensamente fragmentados identificados como numerosas escamas e ictiodontes de paleoniscídios e possíveis escamas de celacantiformes.

A camada está inserida em um pacote com diferentes estruturas sedimentares que parecem obedecer a um padrão relacionado a variações na energia do ambiente. O pacote que apresenta aproximadamente 1m de espessura, é caracterizado da base para o topo por: uma camada de 30cm de um siltito grosso a arenito fino de aspecto maciço e coloração arroxeada. Esta é seguida por um nível de aproximados 15cm de espessura composto por siltitos e argilitos acinzentados intercalados, caracterizando uma sequência heterolítica. Este padrão indica deposição em um ambiente com oscilações na energia e é seguida pelo nível rico em bioclastos, denominado WL-191-1. Este apresenta contato basal abrupto, o que pode sugerir um contato erosivo em algumas porções, em outras parece concordar com as formas de leito das camadas sotopostas. Próximo ao topo do horizonte fossilífero, ocorre uma lente intercalada subcentimétrica de argilito arroxeado (Figs. 14C e D).

As camadas que se seguem ao depósito fossilífero apresentam o mesmo padrão observado abaixo dela, passando para camadas heterolíticas, intercalando argilitos e siltitos, alternando para siltito grosso a arenito fino arroxeado de aspecto maciço (Figs. 14C e D).

Em porção mais ao norte da exposição, foi observada camada de siltito de coloração cinza esverdeada intercalado com arenitos finos esbranquiçados, intensamente cimentados por calcita (Fig 15). Esta camada é caracterizada por uma concentração de escamas de paleoniscídios e estruturas nodulares com dimensões entre 0,2 e 2,0 cm, coloração escura e composição fosfática, interpretadas como coprólitos. Foram ainda observadas estruturas aproximadamente tubulares preenchidas por material areno-siltoso de coloração esbranquiçada. Estas estruturas, associadas a geometria irregular da concentração de bioclastos, caracterizada por um imbricamento das escamas sugere possível atuação de organismos bioturbadores.

Apesar de ocorrer em nível semelhante do afloramento, devido à grande quantidade de vegetação, não foi possível determinar se esta camada seria uma variação lateral da WL-191-1, e por isso foi denominada WL-191-2.

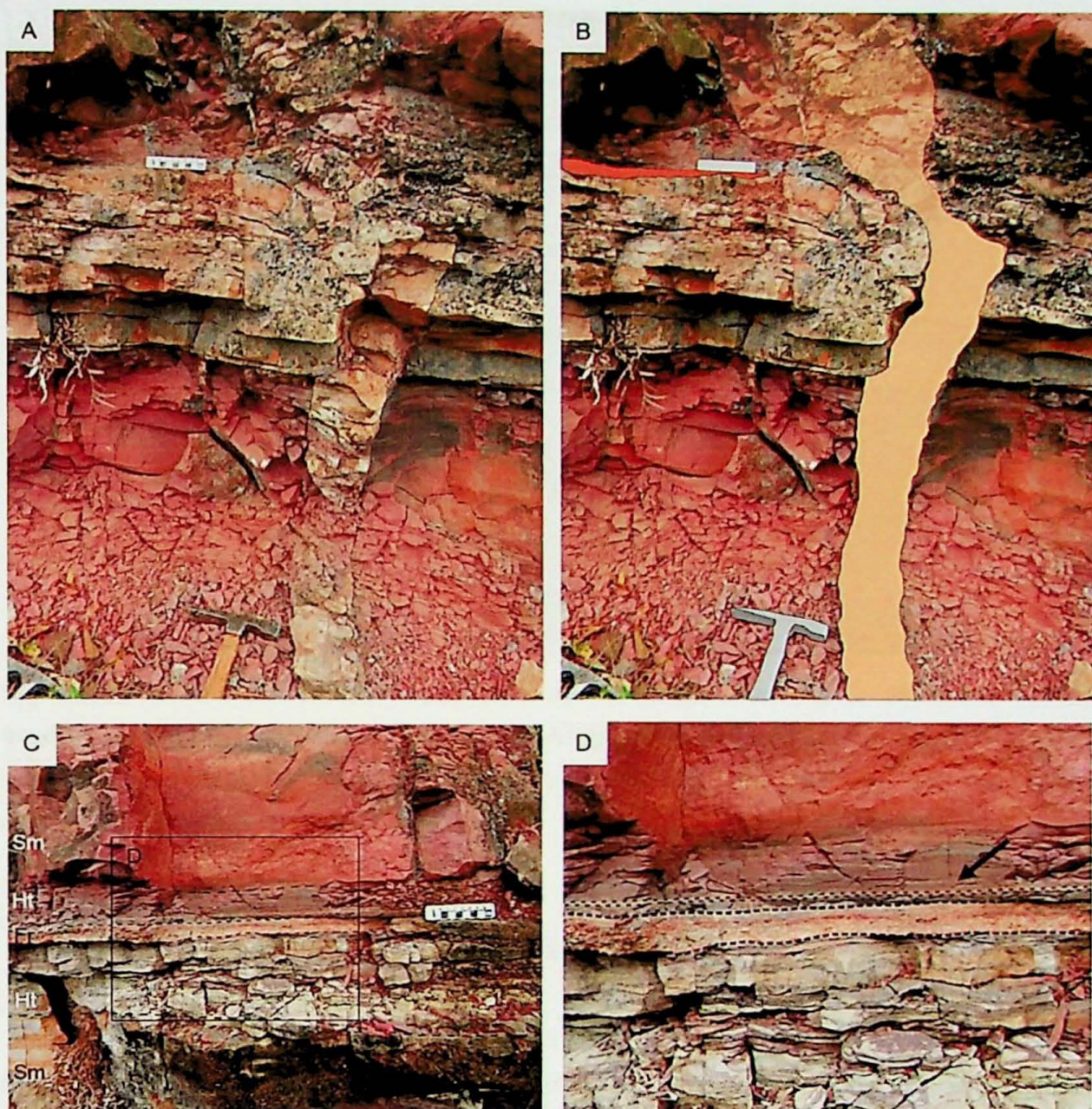


Figura 14. Horizonte fossilífero no cruzamento da Rodovia Washington Luis com a SP-191. (A e B) Camada centimétrica rica em bioclastos fosfáticos (destacada em laranja) cortada por injeção de material silto-arenoso (destacado em rosa). (C) Mesmo nível fossilífero inserido em fácies heterolítica. Os tracejados indicam alternâncias na granulometria e estruturas observadas acima e abaixo da ocorrência. (D) Detalhe do nível fossilífero destacado por linhas tracejadas, no qual observa-se a presença de intercalação com lâmina de argilito próxima ao topo (seta) (Sm=siltito maciço; Ht=heterolíticas; Fr=fosfarrudito – camada fossilífera).



Figura 15. Nível marcado pela presença de laminação heterolítica, alternando siltitos esverdeados e arenitos finos esbranquiçados. A camada rica em restos fosfáticos de peixes e coprólitos (seta) apresenta sinais de perturbação na laminação, seja por efeitos de compactação, ou pela atividade de organismos bioturbadores.

Ponto V - Afloramento próximo ao Córrego Batalha – 23k – 233379,50 / 7525215,69

Para fins de comparação com os níveis de bioclastos estudados, foi visitado também o afloramento situado nas proximidades do Ribeirão batalha, no município de Rio Claro, interpretado por Bondioli et al. (2013) como um provável tsunamito.

Nesta exposição, intensamente intemperizada, ocorre um nível de arenito bioclástico com espessuras entre 5cm e 7cm. Com textura conglomerática, seu arcabouço consiste de conchas de bivalves muito fragmentadas e seixos alongados de argilitos e siltitos sustentados pela matriz arenosa.

Para Bondioli *et al.* (2013), este nível, representa um evento de alta energia, que remobilizou material previamente litificado, proveniente da própria bacia, e exumou e retrabalhou grande quantidade de material bioclástico. Para esses autores essas características permitiram a interpretação de que o processo gerador desta camada de arenito tenha sido um provável tsunami, estando assim diretamente ligada a ocorrência de atividade sísmica.

6.2. Conteúdo fossilífero

A determinação do conteúdo fossilífero foi realizada utilizando-se de lupa binocular e microscópio petrográfico ótico, principalmente quanto às amostras de granulometria mais fina. Os bioclastos fosfáticos presentes nas diferentes ocorrências da Formação Corumbataí mostraram-se pouco diversos, compostos, majoritariamente, por escamas ganoídes e, subordinadamente, por escamas cosmoídes, pertencentes respectivamente a peixes paleoniscídeos e celacantídeos. Além disso, ictiodontes de paleoniscídeos e coprólitos, apresentaram-se como importantes componentes de muitas dessas ocorrências.

6.2.1. Escamas

Dentre as escamas observadas, aquelas do tipo ganoíde são as mais numerosas e são caracterizadas por seu formato placóide e geometria losangular em planta. De maneira geral, essas escamas puderam ser subdivididas em dois grupos principais: As escamas de superfície lisa e escamas costeladas.

As escamas de superfície lisa se mostraram as mais numerosas em todas as ocorrências descritas e são caracterizadas por margem e cobertura de ganoína lisa ou levemente estriada formando padrão de linhas que convergem para o eixo central da escama (Figs. 16A a C). Podem ocorrer ainda eventuais sulcos que acompanham o contorno rômbico da escama (Fig. 16B).

Em sua superfície, podem ocorrer estruturas pontuais indicativas de vasos sanguíneos que ascendem do tecido ósseo basal bastante irrigado e cortam a cobertura de ganoína (Fig. 16D e Figs. 17A a F). Em seção e ao microscópio ótico é possível observar que sua cobertura de tecido esmaltoíde (ganoína) é composta por componentes menores (odontodes) que se articulam em uma única camada e apresentam formato levemente curvo (Richter *et al.* 1985) (Fig. 16E e F).

As escamas costeladas por sua vez representam uma parcela menor dos elementos analisados, o que pode estar relacionado ao intenso grau de fragmentação dos exemplares na maior parte dos casos, o que dificulta a identificação da ornamentação. Este morfotipo também apresenta formato losangular, mas varia entre formas mais alongadas e levemente oblongas. São marcadas pela presença de costelas subparalelas ao eixo maior das escamas e margens comumente lisas (Fig. 18A a B). Em apenas um caso foi observada escama costelada com margem serrilhada (Fig 18B).

Outra ocorrência singular foi observada, com a preservação de provável estrutura de articulação da escama ao tecido dérmico do organismo (Fig. 18A). Em seção, é possível notar a cobertura de ganoina levemente ondulada, sugerindo seu padrão costelado em planta (Fig. 18D e E).

De fato, Richter *et al.* (1985) ao descreverem as ocorrências permianas de elementos exoesqueléticos de paleoniscídios na Bacia do Paraná apontam para a presença dessas variedades morfológicas como as mais comuns para o Permiano dessa bacia e as únicas formas presentes na Formação Corumbataí. Na tentativa de mapear a distribuição estratigráfica das variedades de escamas ganoides, estes autores propõem uma classificação com cinco tipos principais, (P-1 a P-5), de acordo com sua forma, características histológicas e ornamentação. De acordo com essa proposta, os morfotipos observados no presente estudo pertenceriam aos tipos P-1 e P-2 caracterizados por sua superfície lisa e costelada respectivamente.

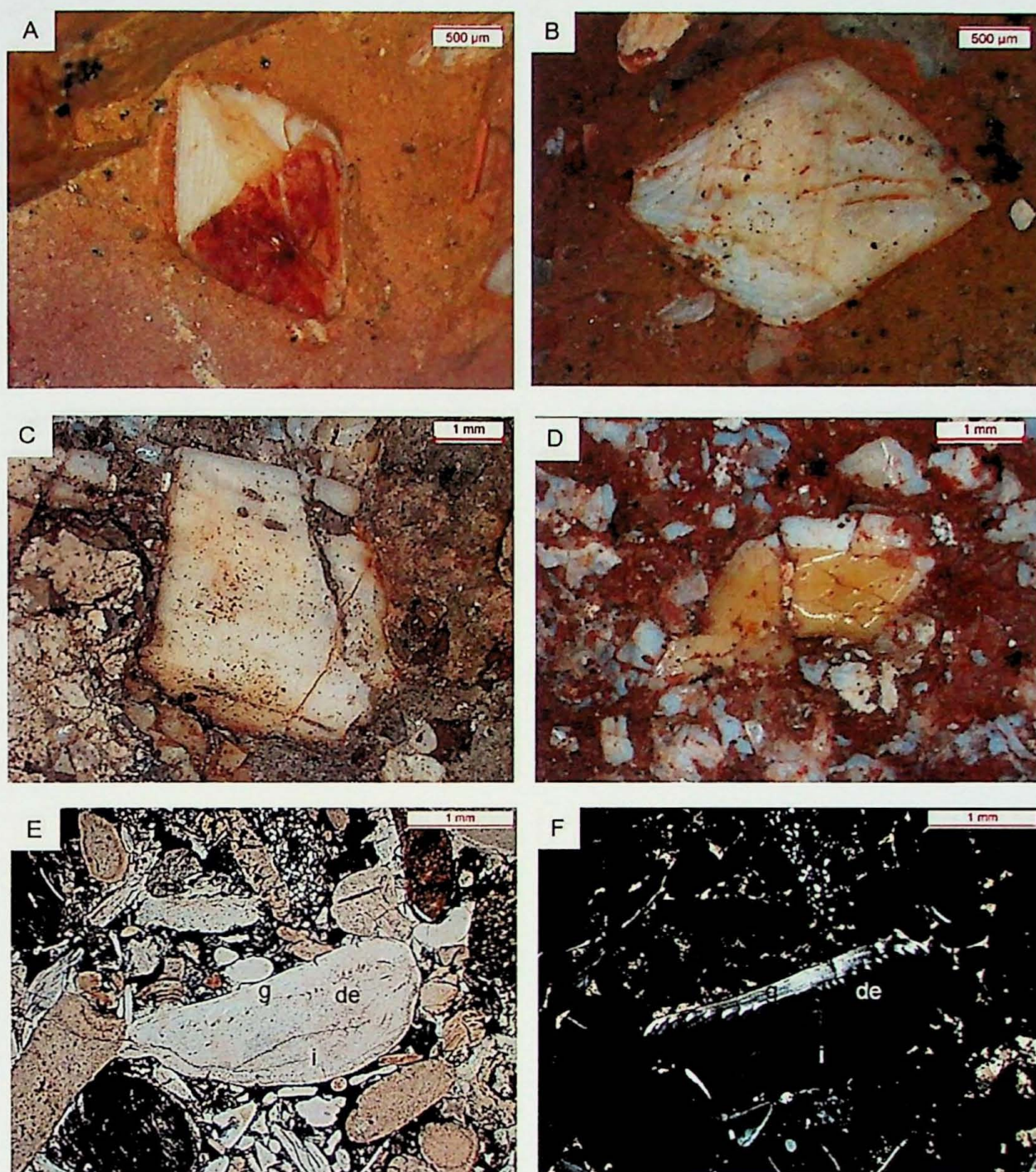


Figura 16. Exemplos de escamas ganoides de superfície lisa do tipo P-1 de Richter *et al.* (1985). (A e B) Escamas lisas observadas no topo do horizonte fossilífero SL-N, em Santa Luzia (Ponto II). (C e D) Diferentes padrões observados em escamas lisas coletadas na camada WL-191-1 próximo a Rio Claro (Ponto IV). (E e F) Seção de escama do tipo P-1 proveniente da lente SL-O/2 do ponto II vista em microscópio petrográfico com nicóis paralelos (E) e cruzados (F). Notar caráter quase isotrópico da apatita como dentina (de) e isopedina (i), o tecido ósseo na base da escama, em contraste com mais altas birrefringências nos odontodes curvos de ganoina (g).

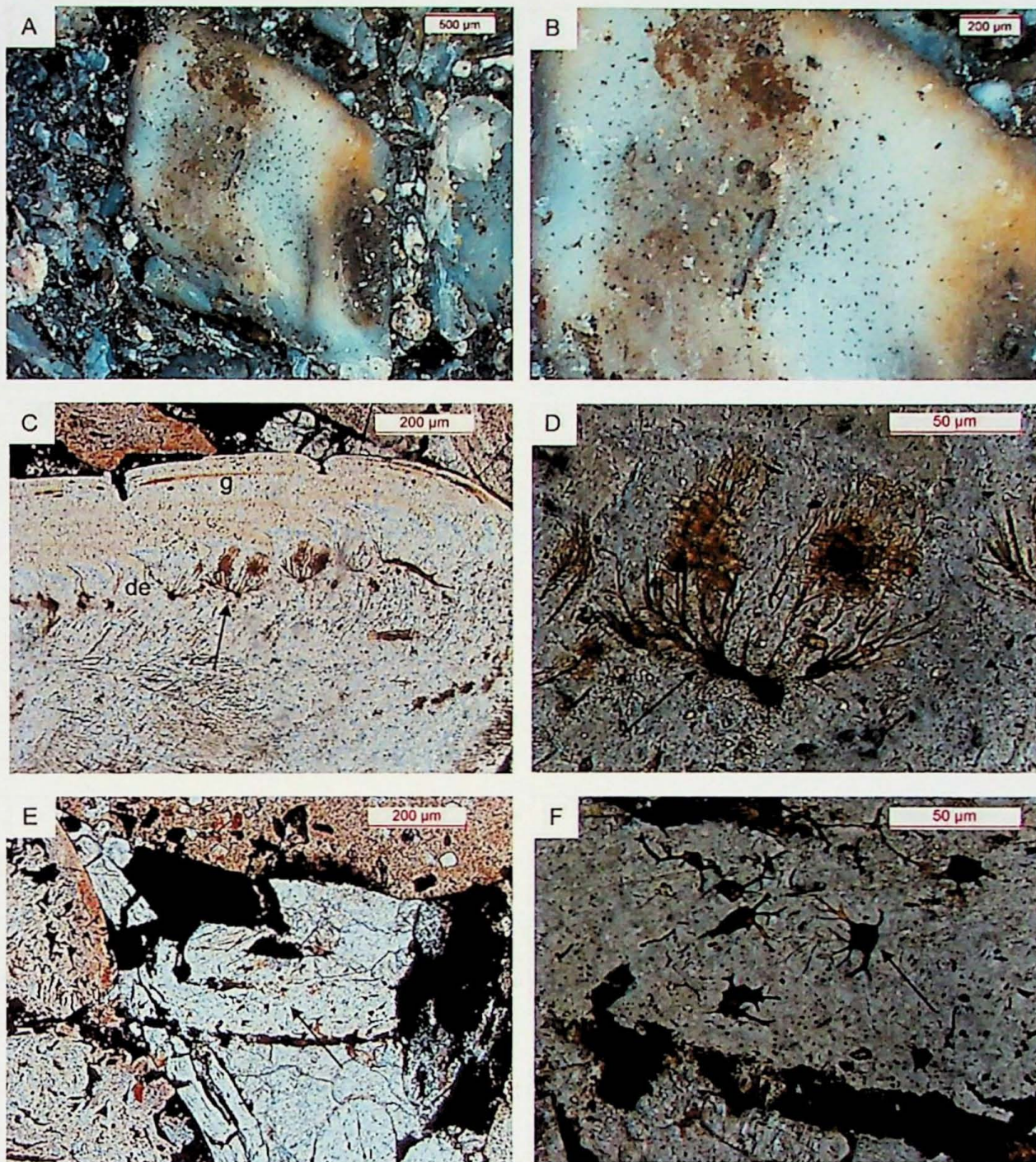


Figura 17. Exemplos de escamas ganoides de superfície lisa com vasos sanguíneos preservados. (A) Vista em planta de escama contida em porção com alta densidade de bioclastos do horizonte SL-N, na qual é possível observar padrão pontilhado que sugere a presença de vasos ascendentes atravessando parcialmente a cobertura de ganoina. (B) Detalhe da foto (A). (C e D) Fotomicrografias com nicóis parelos nas quais observam-se vasos sanguíneos (setas) em padrão dendrítico e ascendente em escama proveniente da lente SL-O/2 de Santa Luzia. (E e F) Fotomicrografias com nicóis paralelos com exemplo de tecido ósseo vascularizado presente na base de escama ganoide proveniente da lente SL-O/2 (de= dentina; g=ganoina).

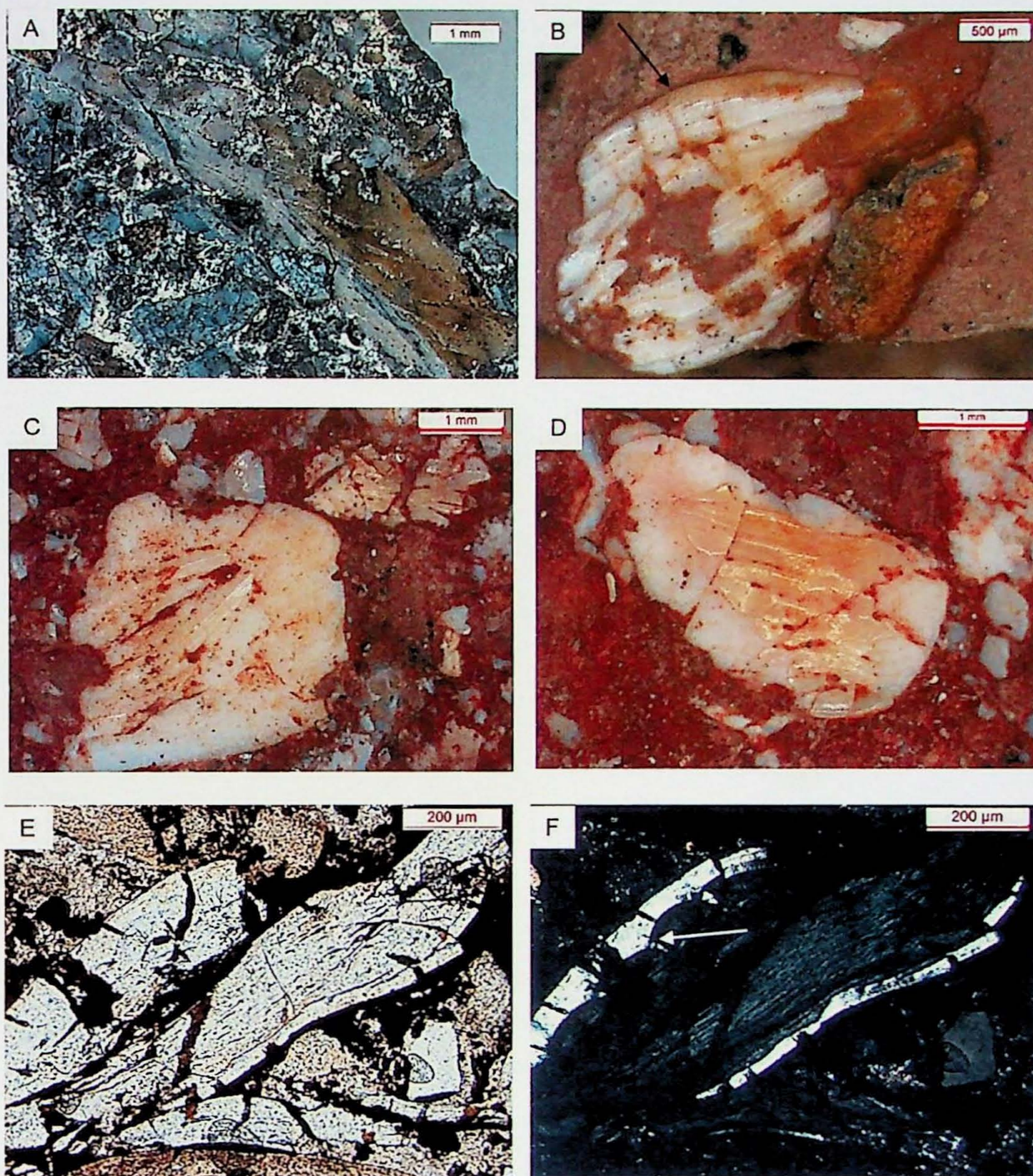


Figura 18. Exemplos de escamas ganoídes costeladas do tipo P-2 de Richter *et al.* (1985). (A) Escama costelada presente em porção do horizonte SL-N em Santa Luzia com alta densidade de bioclastos. Notar possível estrutura de articulação da escama (seta) ao corpo do organismo. (B) Escama costelada com borda serrilhada (seta) presente no topo do mesmo horizonte. (C e D) Exemplos costelados observados na camada WL-191, do ponto IV. (E e F) Vista em seção de escama ganoíde costelada em que é possível observar cobertura de ganoína com aspecto ondulado (seta). D e E representam fotomicrografias com nicois paralelos e cruzados respectivamente de escamas provenientes do Ponto II.

Escamas cosmoides associadas a peixes coelacanthiformes representam um registro pontual nas ocorrências estudadas. Entretanto a presença destes elementos ajuda a demonstrar a diversidade da paleoictiofauna da unidade. Estas foram identificadas pelas linhas dispostas concentricamente e que fornecem padrão estriado à superfície da escama, representando as linhas de crescimento desses elementos. Além disso, foram identificadas estruturas que sugerem feição costelada da zona de imbricação, diagnóstica desse tipo de escama (Fig. 19A e B).

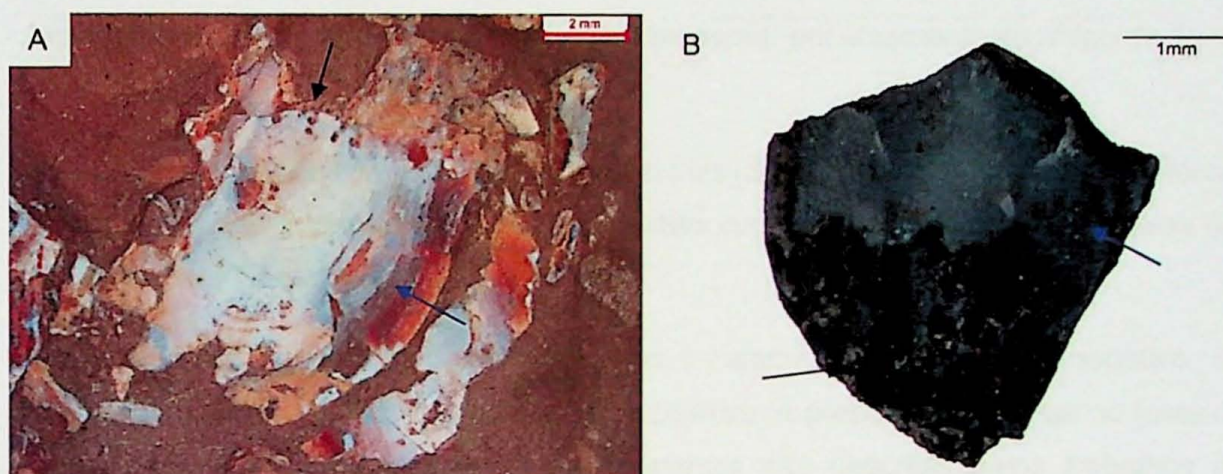


Figura 19. Exemplos de escamas do tipo cosmoide associadas a coelacanthiformes. (A e B) Em ambos os casos, nota-se a presença de possíveis linhas de crescimento (setas azuis) e ornamentação costelada na zona de imbricação das escamas (setas pretas). (A) Escama bastante fragmentada observada em nível com concentração esparsa de bioclastos fosfáticos proveniente da pedreira Partecal. (B) Exemplar extraído de provável coprólito fragmentado proveniente da lente SL-N, de Santa Luzia.

6.2.2. *Ictiodontes*

Os ictiodontes analisados provenientes dos três níveis observados nas exposições da Pedreira Partecal, do bairro de Santa Luzia (SP-308) e no cruzamento da Washington Luís com a SP-191, apresentam baixa diversidade morfológica e foram identificados com lupa binocular como pertencentes a peixes paleonisciformes.

De maneira geral, as ocorrências puderam ser diferenciadas pela ornamentação e formato do fuste. Contudo, o desgaste mecânico da maior parte dos exemplares dificulta quando não impede a identificação da ornamentação. Deste modo, em alguns casos apenas o formato do fuste é observado como critério de diferenciação.

Dentre as variantes observadas estão aquelas com fuste reto e curva, podendo ou não apresentar ornamentação em forma de costelas.

Os ictiodontes observados na pedreira Partecal ocorrem associados a lentes bioclastos sustentadas, caracterizadas pelo alto grau de empacotamento dos elementos esqueléticos. Nestas lentes, foram identificados morfotipos com fuste curvo e superfície costelada, bem como fuste reto e superfície lisa ou estriada (Fig. 20F)

No ponto II, foram observados ictiodontes nos três níveis lenticulares analisados, sendo mais comuns elementos com fuste reto e superfície lisa ou suavemente estriada. Alguns exemplares fragmentados parecem apresentar encurvamento do corpo do dente (Figs. 20A a E).

Na exposição descrita na Washington Luis (SP-310) próximo a Rio Claro, foram identificadas de maneira predominante variantes curvas ocorrendo ou não costelas em sua superfície (Figs 20G e H).

A ornamentação na forma de estrias é caracterizada por relevo negativo, ao contrário do padrão costelado, cujo relevo é positivo. A presença de estrias no fuste de muitos exemplares poderia representar variantes não descritas pelos trabalhos de Richter (1983, 1985), Richter *et al.* (1985), Maranhão (1995) e Chahud (2007, 2011), ou ainda padrão produzido pelo desgaste mecânico de exemplares costelados que passariam a adquirir estrias.

Outros padrões de ornamentação, tais como microtubérculos e microestrias não puderam ser observadas nos exemplares analisados, pois estas necessitariam da utilização de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), técnica não utilizada na realização deste trabalho.

A classificação proposta por Richter *et al.* (1985) subdivide os ictiodontes de paleoniscídios permianos segundo as características morfológicas da fuste e ornamentação da mesma, incluindo-os em dez categorias de acordo com os termos de I-1 a I-10.

De acordo com esta proposta, os ictiodontes observados encaixariam-se nas categorias I-1, caracterizados por fuste reto e liso, I-2, reto, com superfície costelada, I-3, com fuste curvo e superfície lisa e I-4, curvo, com superfície costelada.

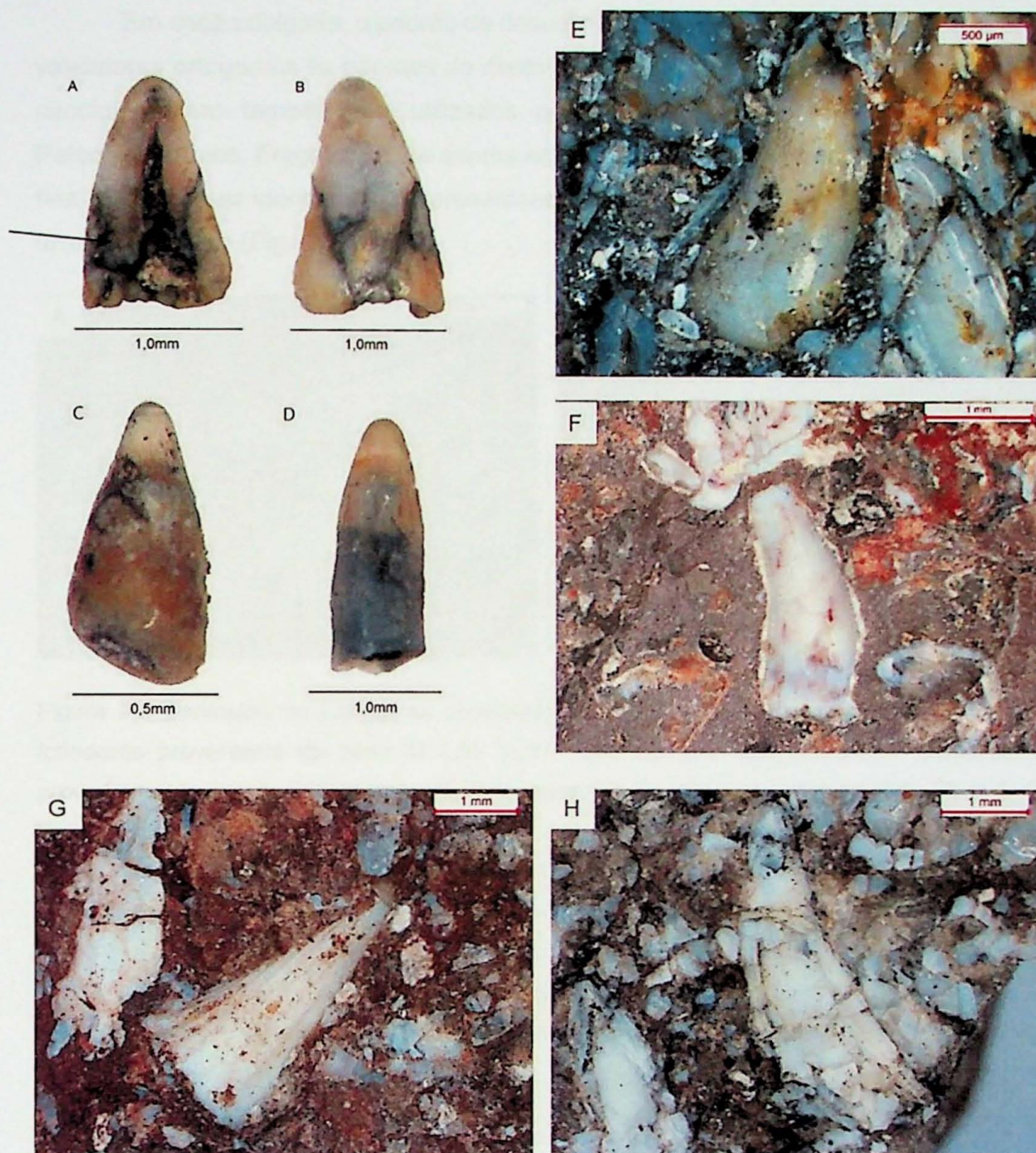


Figura 20. Exemplos de ictiodontes observados nas localidades estudadas. (A-D) Variantes de ictiodontes supostamente pertencentes ao morfotipo I-1, com fuste reto e superfície lisa provenientes do horizonte SL-N, de Santa Luzia. A e B representam metades de um mesmo elemento sendo A a vista interna, com cavidade pulpar indicada por seta e B a vista externa em que é possível ver a superfície lisa da fuste. (E) Exemplar supostamente pertencente ao morfotipo I-3 proveniente da mesma localidade. (F) Ictiodonte proveniente da Pedreira Partecal, pertencente ao morfotipo I-4. (G e H) Exemplos provenientes da exposição na Washington Luiz próxima a Rio Claro. Em G tem-se ictiodonte curvo com superfície costelada, pertencente ao morfotipo I-4, enquanto em H intenso desgaste do material não permite identificar sua ornamentação, caso seja presente, apenas observável o formato curvo da fuste.

Em seção delgada, o padrão de desenvolvimento das fibras de ganoina e canais vasculares ortogonais às paredes do dente, e a presença de cavidade pulpar de base circular podem também ser utilizados para identificação do material de peixes Paleonisciformes. Fragmentos de dentes em frações granulométricas areia fina a muito fina puderam ser identificados, apresentando-se por vezes com considerável grau de arredondamento (Fig. 21A e B).

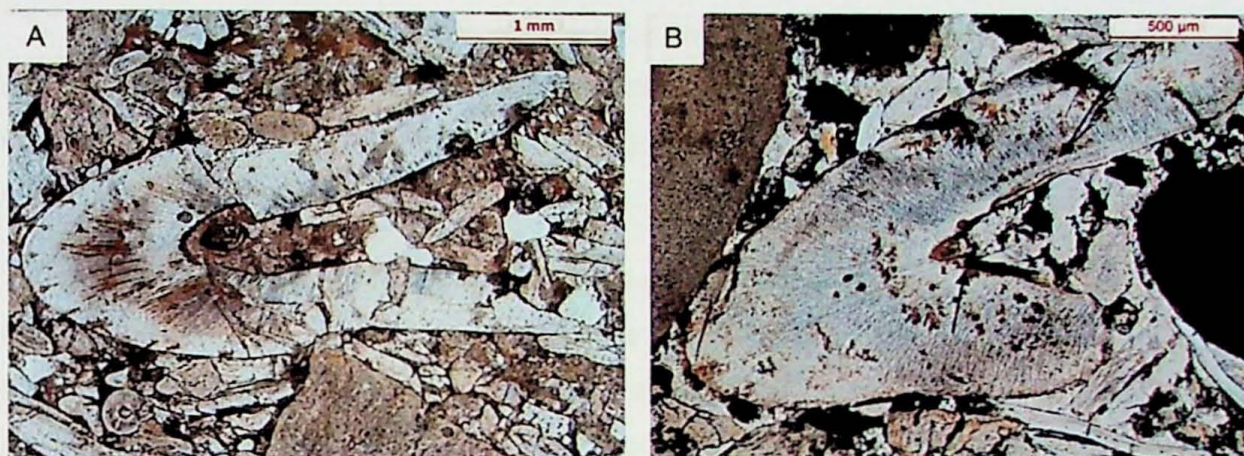


Figura 21. Exemplos de ictiodontes observados em seção delgada em nicóis paralelos. (A) Ictiodonte proveniente da lente SL-Lde Santa Luzia no qual nota-se intenso faturamento, provavelmente devido à compactação. (B) Ictiodonte fraturado proveniente da lente SL-O/2, de Santa Luzia.

6.2.3. Coprólitos

Estruturas de aspecto nodular e composição fosfática apresentam-se como um dos principais componentes de lentes e leitos ricos em restos de peixe e foram observadas em grande quantidade nas exposições do Ponto I, nos três níveis analisados no Ponto II e de maneira subordinada no afloramento do Ponto IV. Estas são comumente caracterizadas pela coloração escura, que varia entre castanho e preto e muitas vezes pelos fragmentos de escamas em seu interior.

A análise em detalhe revelou grande diversidade quanto à dimensão, forma e conteúdo destes elementos. Características como seu conteúdo bioclástico, geometria cilíndrica, tubular ou arredondada, ou ainda feições tais como superfície estriada, leva a acreditar que tais estruturas representem material fecal fossilizado de organismos predadores. Contudo, certos casos foram interpretados como coprólitos apenas pela falta de alternativas que expliquem a precipitação de fosfato no ambiente sedimentar.

De maneira geral, os coprólitos ocorrem como corpos arredondados ou cilíndricos, de coloração mais frequentemente castanha escura ou preta, podendo ocorrer variedades castanho claras. Apresentam composição fosfática, confirmada tanto por testes químicos, quanto por meio de análise em microscópio petrográfico, no qual é possível observar a coloração castanha com nicóis paralelos típica do colofano, uma forma criptocristalina de apatita com caráter ótico quase isotrópico com nicóis cruzados.

Nas exposições da pedreira Partecal, os coprólitos ocorrem como corpos de coloração escura (preta ou castanha) comumente irregulares com dimensões entre 0,5cm e 2cm, no interior dos quais é frequente observar fragmentos de escamas ganoides.

De maneira excepcional, observam-se coprólitos maiores que preservam sua morfologia original. Estes apresentam-se com formato cilíndrico, podendo estar presentes estrias superficiais, produzidas durante a excreção do material ainda plástico pelo organismo (Fig. 22A). Nestas ocorrências, é possível observar padrão possivelmente espiralado na organização do material bioclástico em seu interior (Fig. 22B).

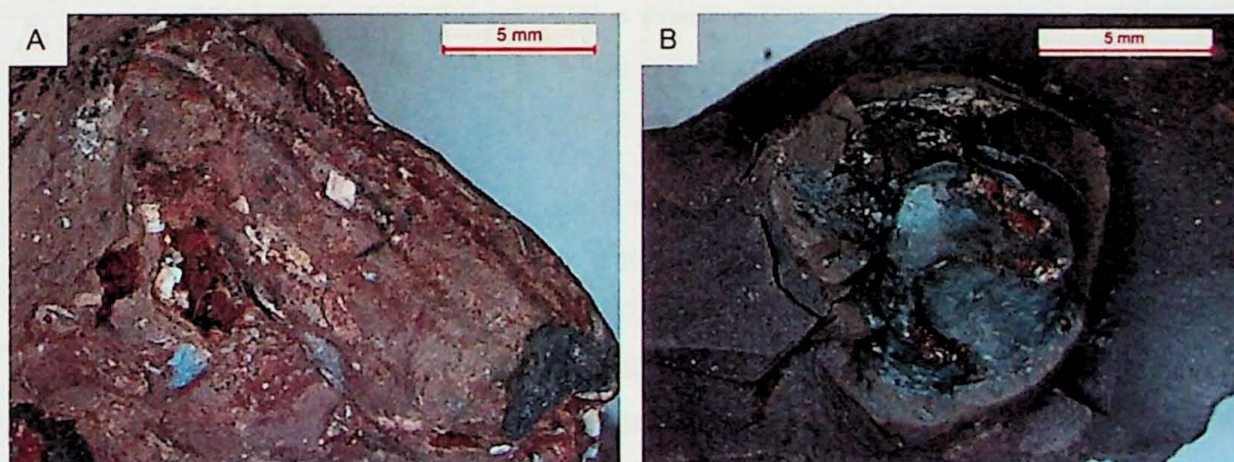


Figura 22. Exemplos de coprólitos bem preservados e com geometria cilíndrica coletados na Pedreira Partecal. (A) Exemplar com superfície externa estriada, sugerindo a preservação de estrutura primária produzida durante a excreção do massa fecal. (B) Seção de exemplar no qual é possível notar certa estruturação interna que sugere padrão espiralado na orientação do conteúdo parcialmente digerido.

Em Santa Luzia foi observada a maior diversidade de restos fecais das ocorrências descritas neste trabalho. Nesta localidade, diferentemente daqueles

presentes na Pedreira Partecal, os coprólitos apresentam dimensões que variam entre 0,5mm e 1mm com coloração entre tons de preto, castanho escuro e castanho claro (Figs. 23A a C).

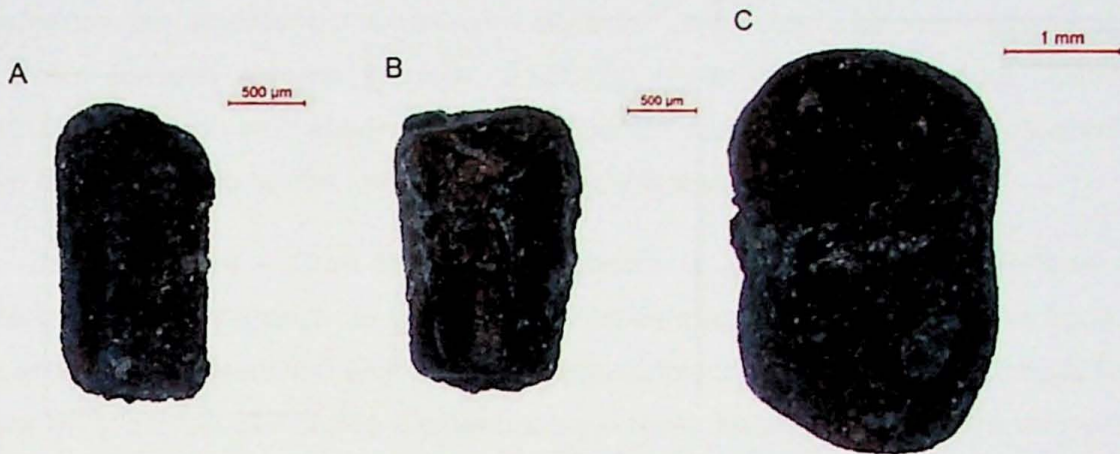


Figura 23. Detalhes observados em lupa de coprólitos de dimensões milimétricas coletados em de Santa Luzia. (A e B) Coprólitos de geometria tubular, coloração castanha e superfície brilhante que sugerem preservação parcial da forma original deste material. (C) Exemplar semelhante a A e B, porém com geometria levemente ovalada.

As variedades castanho escuras e pretas apresentam morfologia comumente arredondada ou cilíndrico, enquanto as variedades castanho claras apresentam morfologia externa irregular.

Em seção delgada, os coprólitos são acastanhados e exibem propriedades ópticas praticamente isotrópicas, o que é típico da apatita criptocristalina, denominada de colofana (Horowitz & Potter 1971, Shollen 1978). Ao microscópio diferenciaram-se neste trabalho quatro tipos de coprólitos da localidade de Santa Luzia, com base em seu conteúdo e morfologia interna, identificados pelos códigos C-1, C-2, C-3 e C-4.

Coprólitos C-1 – Com morfologia interna simples e textura maciça, apresentam com frequência formato arredondado, ou ovalado em seção delgada. Macroscopicamente devem relacionar-se a exemplares arredondados ou cilíndricos de coloração castanha.

Coprólitos C-2 – Com morfologia interna simples, incluem fragmentos de escamas ganoides em seu interior (Fig. 24A e B). Macroscopicamente, esta variedade deve ser caracterizada pelos espécimes de coloração preta ou castanha escura, com

superfície comumente lisa e aspecto brilhante. Em dois exemplares descritos na lente SL-N foi observada possíveis escamas cosmoides (Figs.19A e B).

Coprólitos C-3 – Ao microscópio ótico, esta variedade é caracterizada internamente por padrão convoluto com aspecto “cerebroide”. Macroscopicamente apresentam formato externo irregular, coloração castanha clara, estrutura interna complexa, não tendo sido observados bioclastos em seu interior. Por estes aspectos diferem claramente de outras formas de fosfato criptocristalino (Figs. 24C e D).

Coprólitos C-4 – Com formato arredondado a alongado, essa variedade é caracterizada pela presença de grãos angulosos de quartzo e plagioclásio na fração silte e areia fina, imersos em uma matriz fosfática criptocristalina. Esta composição foi decisiva na interpretação destes elementos como fezes fossilizadas, de outra maneira poderiam ser descritas como intraclastos de lama. Em dois exemplares foram identificadas com fragmentos alongados e curvos de composição carbonática e provável origem orgânica, podendo tratar-se de fragmentos de conchas (Figs. 24E e F).

Na localidade IV (no cruzamento da Washington Luiz com a SP-191), a camada WL-191-2 caracterizou-se por concentrações localizadas de coprólitos, comumente irregulares, cilíndricos ou fusiformes, com 0,1 a 1 cm de diâmetro (Figs. 25A e B). Em lâmina delgada, algumas ocorrências da camada WL-191-2 poderiam ser identificadas a variedade C-1, de estrutura interna simples, apesar de seu aspecto interno grumoso. Outras, com as maiores dimensões (de 0,5 cm a 1,0 cm, aproximadamente) poderiam estar associadas a variedade C-4, sendo ricos em grãos terrígenos bem como em possíveis espículas de esponja (Figs. 34A a E).

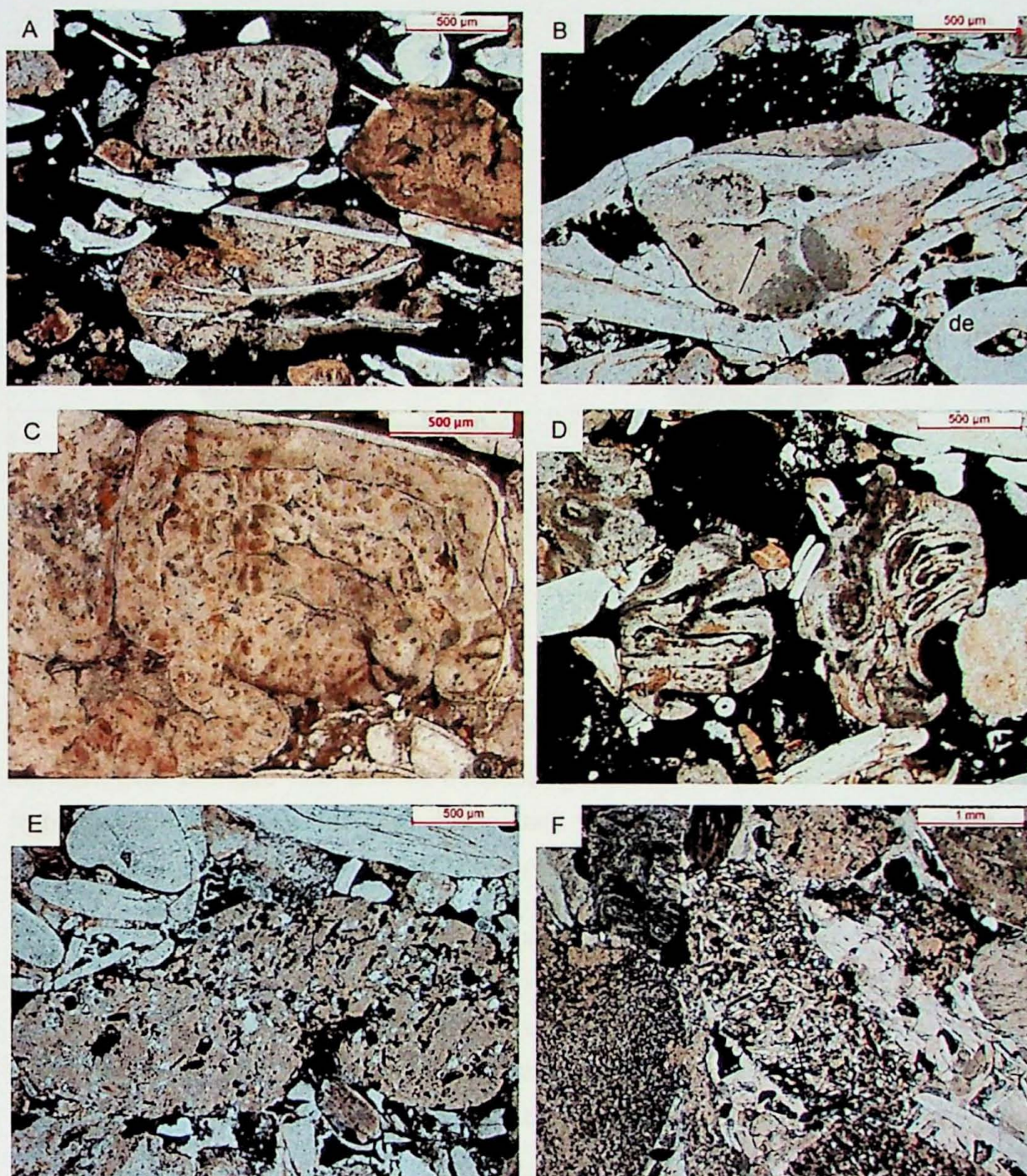


Figura 24. Fotomicrografias que ilustram detalhes da morfologia interna de massas fosfáticas criptocristalinas interpretadas como coprólitos provenientes da exposição de Santa Luzia. (A e B) Morfotipos C-1 (setas brancas) e C-2 com estrutura interna simples e fragmentos de escamas preservados em seu interior (setas pretas). (C e D) Morfotipo C-3 com estrutura interna complexa de aspecto convoluto. (E e F) Morfotipo C-4 marcado pela presença de grande quantidade de grãos terrígenos angulosos (quartzo e feldspato). Em F, exemplar deste tipo proveniente da lente SL-O/2 com grãos alongados de composição carbonática.

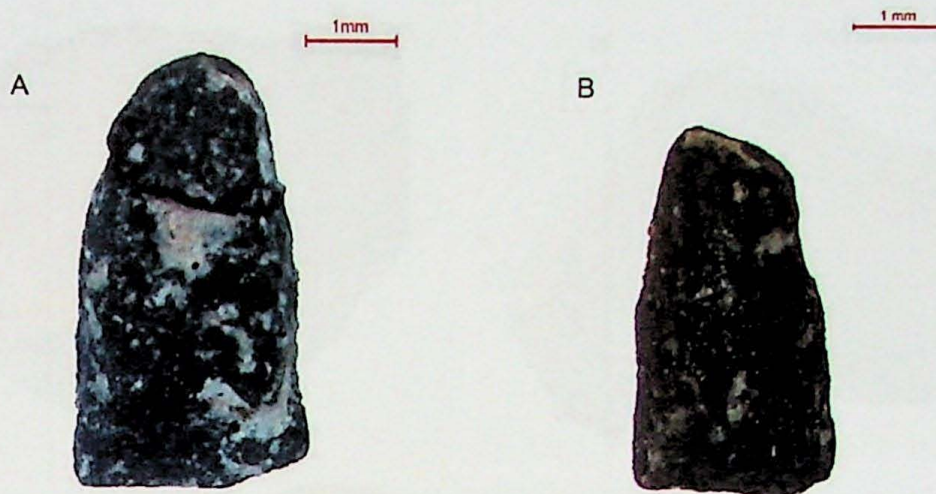


Figura 25. Fragmentos de coprólitos da camada WL-191-2 do ponto IV, próximo a Rio Claro, com forma cilíndrica que sugere a preservação parcial de sua morfologia original.

6.2.4. Bivalves

O estudo da malacofauna permiana do Grupo Passa Dois tem recebido considerável atenção nas últimas décadas quantos aos aspectos tafonômicos, pois fornece importantes informações quanto aos processos sedimentares que exumam, transportam e soterram seus elementos esqueléticos.

Para identificar os espécimes de bivalves presentes no arenito conchífero do córrego Batalha, utilizaram-se os trabalhos de Rohn (1994), Maranhão (1995) e Carbonaro *et al.* (2014). Contudo, a intensa silicificação das amostras tornou difícil a individualização dos exemplares da matriz arenosa, bem como o alto grau de fragmentação das valvas prejudicou a identificação da maioria dos espécimes.

De maneira geral, foram identificados representantes da família dos megadesmídeos, caracterizados pela espessura relativamente grande das conchas e identificados como organismos da infauna. Dentre os exemplares coletados encontram-se uma valva marcada pela presença de costelas e que foi identificada como *Ferrazia cardinalis* (Fig. 26 A).

A presença de uma única costela e a presença de suaves linhas de crescimento podem ser indicativos de *Pinzonella ilusa*, enquanto que o formato aproximadamente triangular e marcadas linhas de crescimento, sugere tratar-se da espécie *Plesiocyprinella carinata* (Figs. 26B e C).

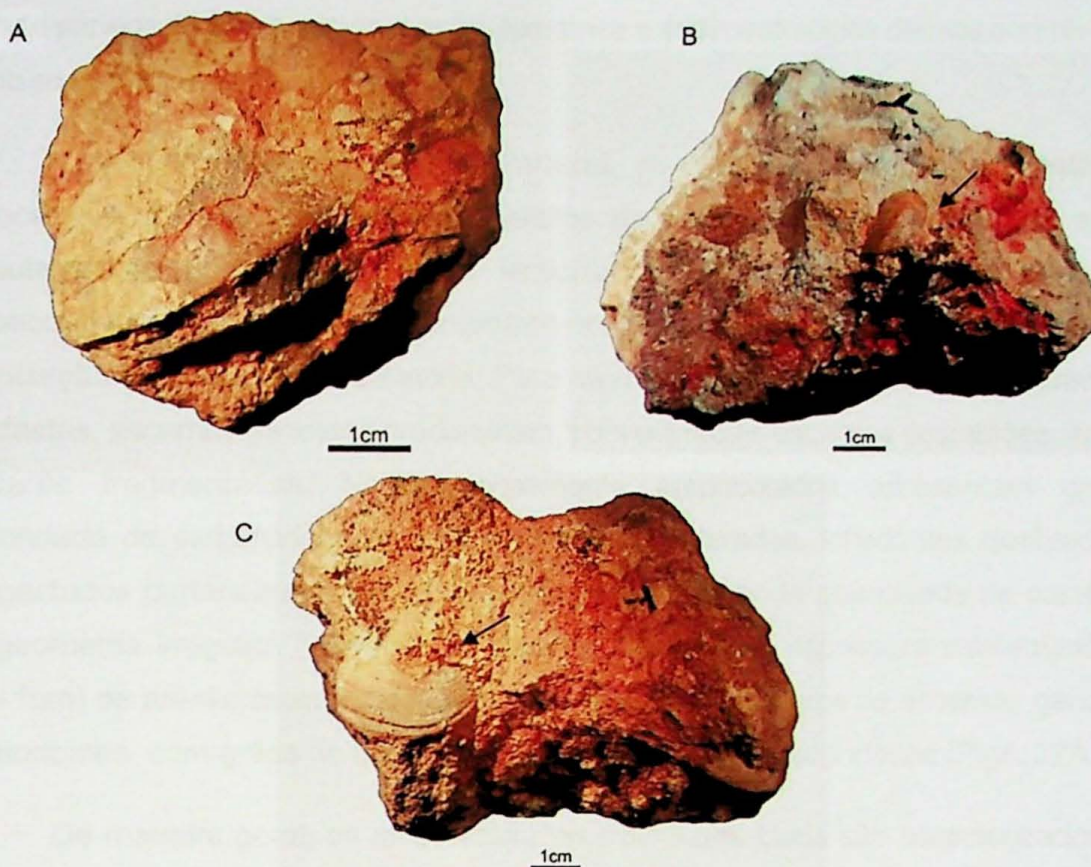


Figura 26. Amostras de arenito conchífero do córrego Batalha, com fragmentos de bivalves com concavidade para baixo. Espécimes identificados como possivelmente pertencendo às espécies (A) *Ferrazia cardinalis*, (B) *Pinzonella ilusa* (seta) e (C) *Plesiocyprinella carinata* (seta), as duas últimas com menor grau de certeza.

6.3. Observações tafonômicas e sedimentológicas

Com relação aos aspectos sedimentológicos e tafonômicos, as ocorrências descritas para as exposições da pedreira Partecal, de Santa Luzia e do trevo da Washington Luiz apresentam muitas características em comum e que contrastam em alguns aspectos com aquelas observadas para o arenito conchífero de Batalha.

6.3.1. Concentrações de restos fosfáticos

Petrograficamente, os níveis e lentes ricos em bioclastos de composição fosfática podem ser descritos como biofosfarenitos e biofosfarruditos, na terminologia de Slansky (1980) para fosforitos. Esta nomenclatura é preferível ao termo *bone bed*, evitando dessa maneira comprometimento quanto ao conteúdo fóssil e geometria dessas ocorrências. Contudo, a terminologia deve ser usada com cautela devido à

grande variedade composicional, granulométrica e sedimentológica dessas ocorrências, como exposto a seguir.

Nas exposições da pedreira Partecal, os níveis ricos em restos fosfáticos associam-se a fácies de argilitos e siltitos de coloração lilás acinzentada e são caracterizadas por sua geometria lenticular. Observa-se variação no grau de empacotamento dos bioclastos compostos por escamas, ictiodontes e coprólitos, cuja associação não parece ser aleatória. Para níveis fossilíferos com baixa densidade de bioclastos, escamas ganoides predominam, com eventuais escamas cosmoides, ambas bastante fragmentadas. Níveis densamente empacotados apresentam grande quantidade de escamas ganoides, intensamente fraturadas, ictiodontes quebrados e desgastados pertencentes a paleoniscídios, além de grande quantidade de coprólitos de geometria irregular. Também foi observada lâmina de espessura subcentimétrica (0,5-1cm) de arenito arcoseano médio a fino rico em fragmentos de escamas ganoides e ictiodontes, com grãos de quartzo e feldspato bastante arredondados (Figs. 27A e B)

De maneira geral, os níveis fossilíferos de Santa Luzia são caracterizados por pequenas espessuras e bioclastos do tamanho de areia média a grossa, tornando necessário a análise ao microscópio petrográfico tanto para identificar o material paleontológico, quanto para caracterizar aspectos sedimentológicos, tafonômicos e diagenéticos dos diferentes níveis. Análises químicas ajudaram a compreender os aspectos diagenéticos, abordados na seção 5.4.

A análise de dez seções delgadas confeccionadas a partir de amostras dos três níveis fossilíferos amostrados nesta exposição (SL-L, SL-N e SL-O/2) revelou petrotramas muitas vezes complexas, porém de pequenas espessuras. Desta forma, puderam ser analisadas seções completas no interior da área de uma única lâmina petrográfica.

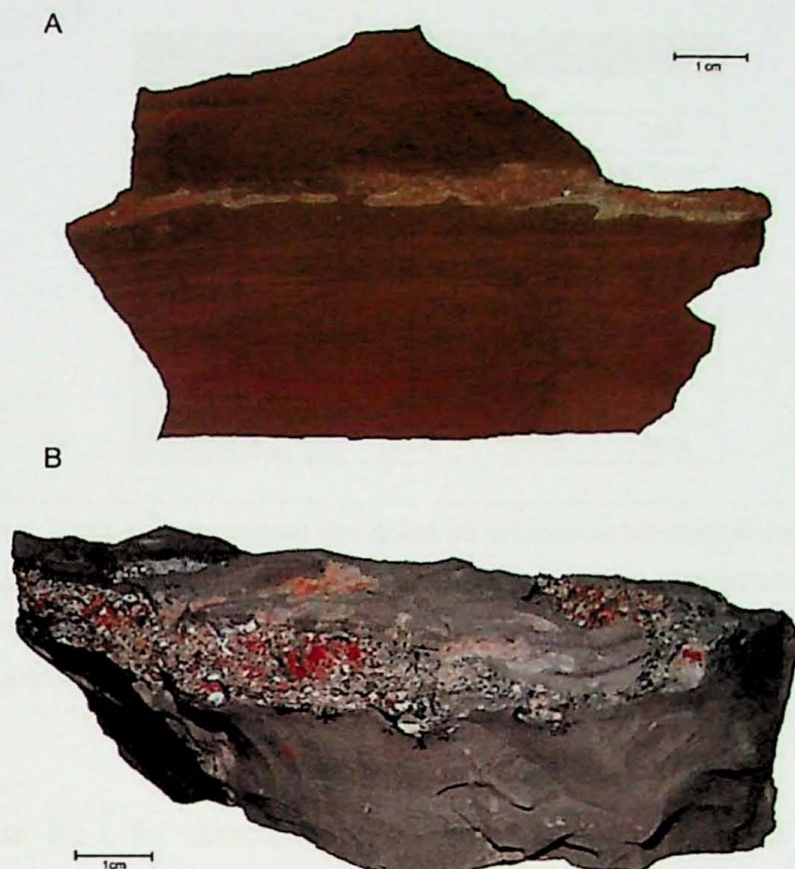


Figura 27. Amostras coletadas na pedreira Partecal que exemplificam duas formas de ocorrências de concentrações de restos fosfáticos. (A) Lente delgada de arenito arcoseano fino rico em fragmentos de escamas ganoides e ictiodontes de paleoniscídios inserida em camada rica em laminações heterolíticas (siltito e arenito fino). (B) Lente composta por bioclastos fosfáticos mal selecionados, rica em escamas ganoides, ictiodontes e coprólitos, com base inferida erosiva, em fácies de argilito.

Um dos aspectos que dificultam a petrografia deste material é a cimentação e substituição de alguns elementos por óxidos, cujas opacidade impede a observação de muitas relações texturais, entre arcabouço, matriz e cimento. Ainda assim, foi possível realizar contagens dos elementos do arcabouço dos três níveis fossilíferos, como tentativa de caracterizar quantitativamente o conteúdo fóssil, como resumido na Tabela 1.

Nível fossilífero	SL-L	SL-N	SL-O/2
Nº de lâminas	2	6	2
Nº de pontos	170	788	380
Área analisada	551,5mm ²	2562mm ²	1475mm ²
Coprólitos	42%	36%	51%
Escamas	43%	41%	22%
Ictiodontes	2%	2%	5%
Opacos	4%	16%	21%
Terrígenos	6%	4%	1%
Outros	2%	1%	2%
Total	100%	100%	100%

Tabela 1. Dados de contagem dos grãos do arcabouço bioclástico das lentes fossilíferas da exposição de Santa Luzia. Uma vez estabelecidos os mesmo espaçamentos entre pontos e perfis, a quantidade destes é diretamente proporcional ao número de lâminas e a área de biofosfarenito exposta em seção.

A lente SL-L foi caracterizada como arcabouço sustentada e seu conteúdo marcado pelo predomínio de coprólitos e escamas. Seu contato basal com a superfície que trunca os diques clásticos apresenta caráter erosivo, sendo observados possíveis intraclastos de material areno-argiloso (possivelmente proveniente dos diques) e que foram transportados junto com os bioclastos altamente fragmentados.

Macroscopicamente, o nível SL-N é muito semelhante à lente SL-L, em especial quanto à natureza dos contatos superiores e inferiores, mostrando, contudo, a maior continuidade lateral dentre os três níveis analisados. Ao microscópio ótico a densidade de empacotamento em algumas porções deste nível varia da base para o topo. A lâmina de biofosfarenito coletado diretamente acima do nível de diques clásticos (Figs. 12C e D), exibe em sua parte basal arcabouço sustentado pelos bioclastos, com contato retilíneos. Na parte intermediária, parece ocorrer um horizonte predominado pela matriz seguido, na parte superior por região com empacotamento caracterizado por contato pontual entre os bioclastos, seguido por região sustentada pela matriz (Fig. 28A e B).

Em outra região deste mesmo nível fossilífero, marcada pela presença de um espessamento na base, foi observada clara compartimentação textural e composicional, que permite separar a camada em três microfácies distintas da base para o topo. A primeira apresenta grãos imbricados, mal selecionados e com granulometria que varia entre grânulo e areia média a grossa (0,2- 4mm aproximadamente). Acima desta e em contato aparentemente transicional, ocorre delgado nível de argilito, seguido por porção sustentada por bioclastos, com contato basal abrupto. Esta porção superior é marcada

por uma melhor seleção dos grãos que compõem o arcabouço, com granulometria areia média a grossa e orientação das escamas paralelas ao plano de acamamento. (Figs. 29 – A a E).

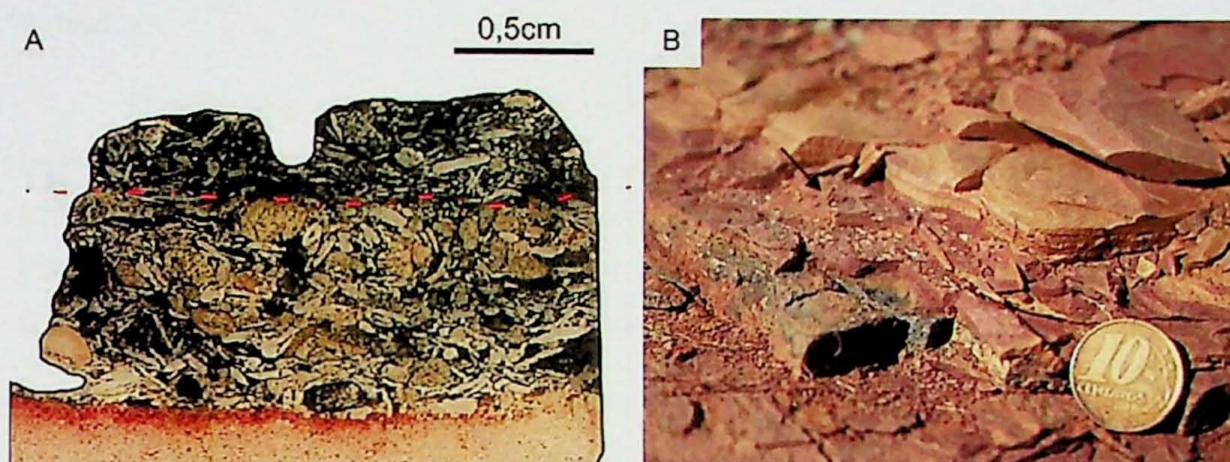


Figura 28. Porção da lente fossilífera SL-N diretamente sobre o topo de nível portador de diques clásticos. (A) Seção delgada escaneada na qual é possível visualizar uma mudança no grau de empacotamento e seleção dos elementos do arcabouço. A mudança ocorre a partir de um limite bem definido, realçado por linha tracejada. (B) Foto do afloramento, cujo ângulo oblíquo revela topo da lente fossilífera marcado pela presença de bioclastos dispersos na matriz siltosa (seta).

O caráter transicional com os sedimentos acima do horizonte fossilífero SL-N foi observado em outras porções do afloramento, sendo comum observar nível pelítico rico em escamas dispersas na matriz siltosa. Nestes casos, as escamas apresentam comumente menor grau de fragmentação e abrasão e foram provavelmente depositadas por decantação. Intercalações entre lentes bioclásticas e pelíticas sem padrão tão claro quanto aquele visualizado na figura 29 também foram observados (Fig. 30A a E).

O nível SL-O/2 é semelhante ao nível SL-N no que se refere ao conteúdo fossilífero e às características texturais e composicionais do arcabouço, apesar de sua extensão lateral muito inferior. A dimensão dos bioclastos, incluindo os nódulos fosfáticos, interpretados como coprólitos, varia entre 1mm e 5mm, com alguns exemplares ligeiramente maiores, o que caracteriza essa lente como biofosfarrudítica.

Outro aspecto tafonômico importante neste estudo é o grau de retrabalhamento dos ictiodontes de paleoniscídios, observado nos pontos I, II e IV. Estes elementos, observados em lupa e ao microscópio podem ocorrer com variados graus de fragmentação, desde espécimes inteiros até muito fragmentados, e de abrasão.

Fragmentos muito pequenos puderam ser reconhecidos apenas ao microscópio por meio de suas propriedades óticas e características histológicas típicas dos dentes, como estruturas tubulares em padrão radiado a partir da cavidade pulpar. A figura 31 ilustra as diferentes etapas de fragmentação e abrasão em dentes de paleoniscídios, que podem evoluir e resultar em diminutos fragmentos arredondados nas frações areia fina e média.

Quanto aos coprólitos e outras estruturas nodulares interpretadas como restos fecais descritas nesta localidade, em alguns casos apresentam estruturas internas e forma externa bem preservados, o que, considerando sua natureza originalmente frágil (restos fecais inconsolidados), contrastam com os elementos esqueléticos fragmentados e mecanicamente desgastados com os quais se associam.

Contudo, foram observadas feições que sugerem cimentação fosfática muito precoce. Por exemplo, nas figuras 32-A e 32-B, nota-se uma fragmentação aparentemente rúptil do material fosfático, sugerindo transporte e retrabalhamento desse material após litificação.

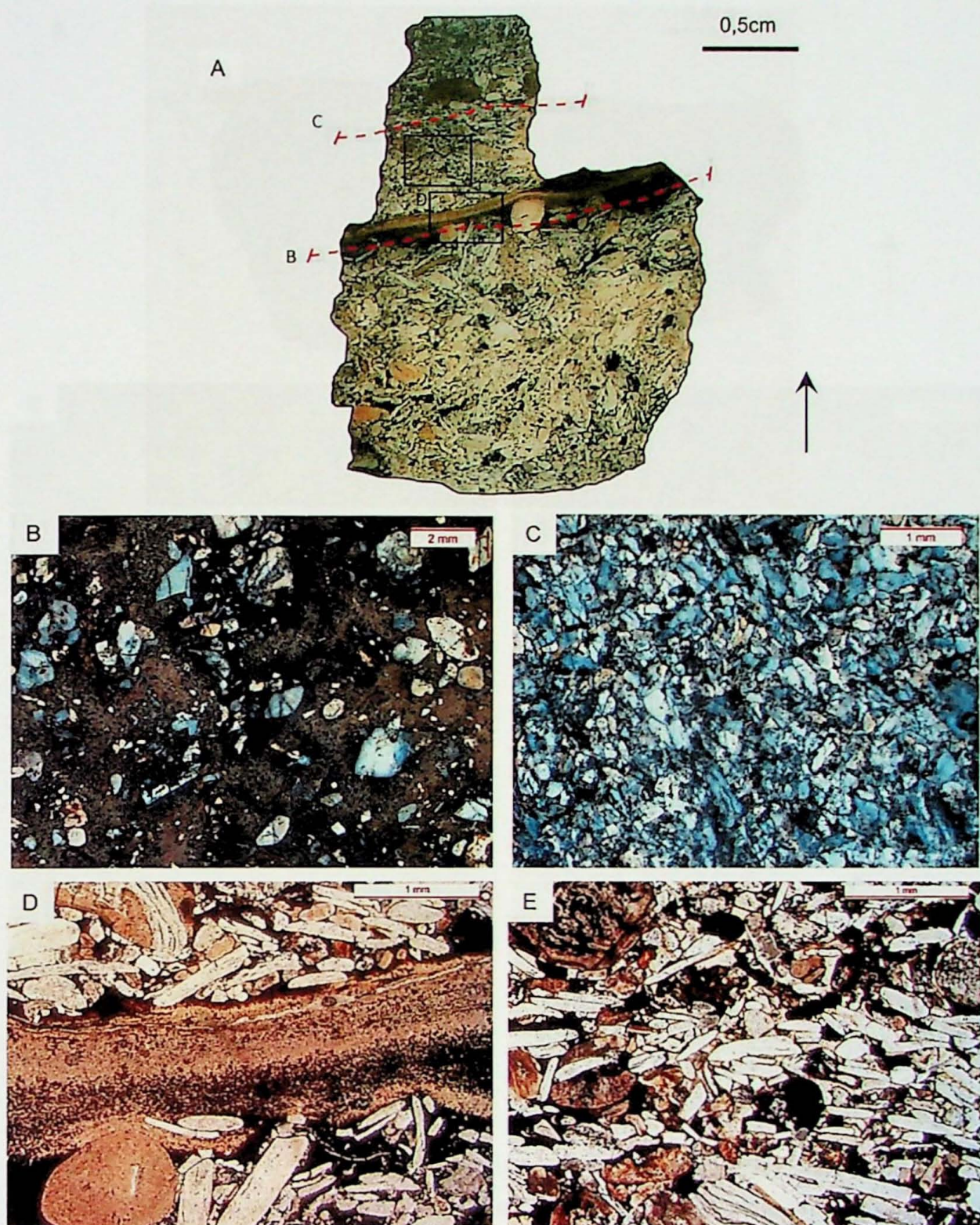


Figura 29. Detalhes da lente SL-N sob diferentes perspectivas. (A) Seção delgada escaneada com destaque para nível de argilito intercalado. Nesta seção estão evidenciadas os cortes em seção (linhas tracejadas em vermelho) observados em B e C e as áreas observadas ao microscópio em D e E. Seta indica topo. (B e C) Cortes em planta de dois níveis diferentes vistos em lupa com diferentes graus de empacotamento e seleção dos bioclastos. (D) Detalhe do nível pelítico (E) Escamas e coprólitos diretamente acima deste nível densamente empacotados.

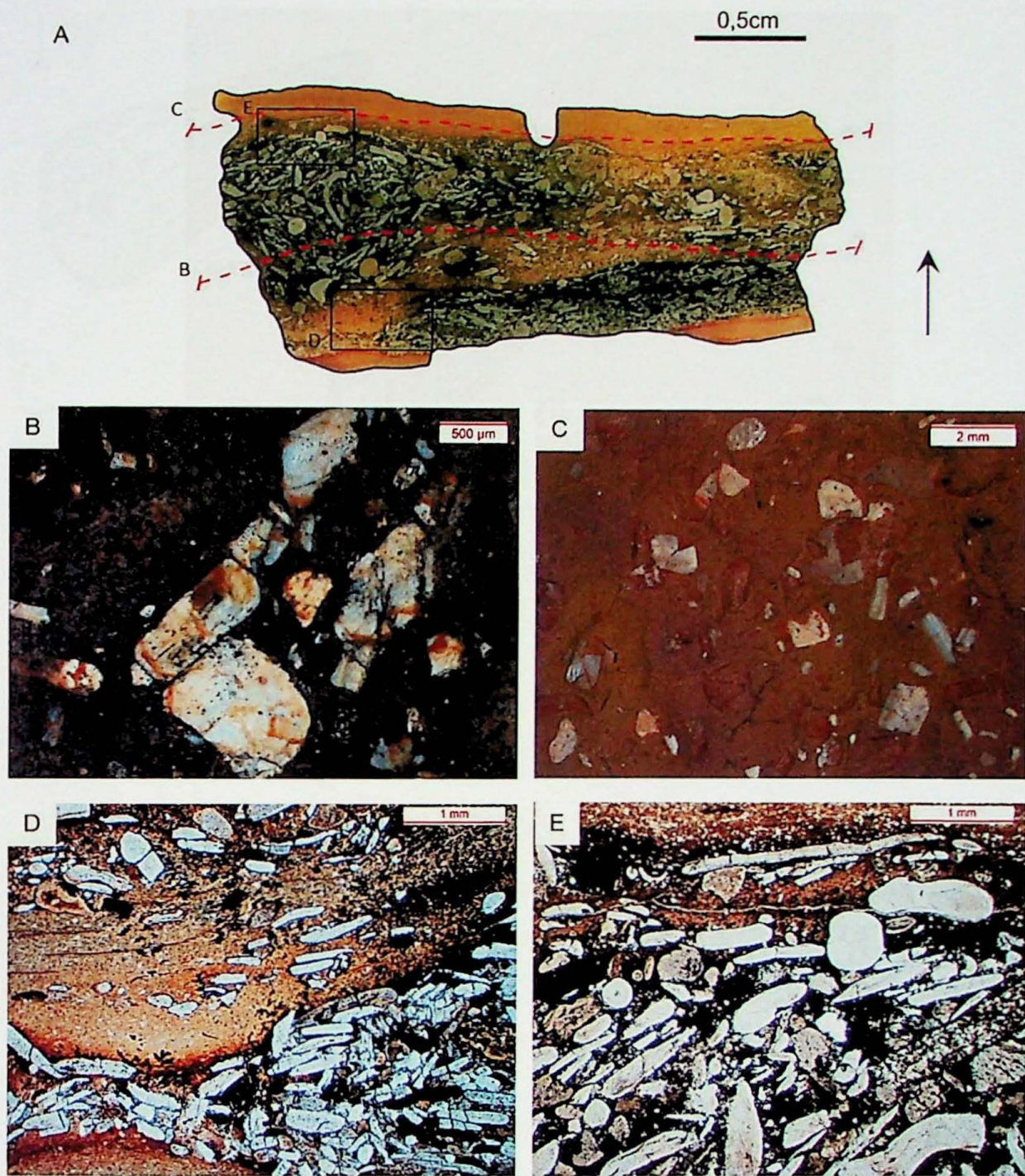


Figura 30. Detalhes da lente SL-N sob diferentes perspectivas. (A) Seção delgada escaneada. Nesta seção estão evidenciadas os cortes em seção (linhas tracejadas em vermelho) observados em B e C e as áreas observadas ao microscópio em D e E. (B e C) Cortes em planta de dois níveis diferentes vistos em lupa com diferentes arranjos pouco densos de bioclastos intercalados com porções densamente empacotadas. (D) Contato abrupto entre nível pelítico e nível bioclástico (E) Escamas e coprólitos diretamente acima deste nível densamente empacotados, porém menos do que observado na Fig. 27E.

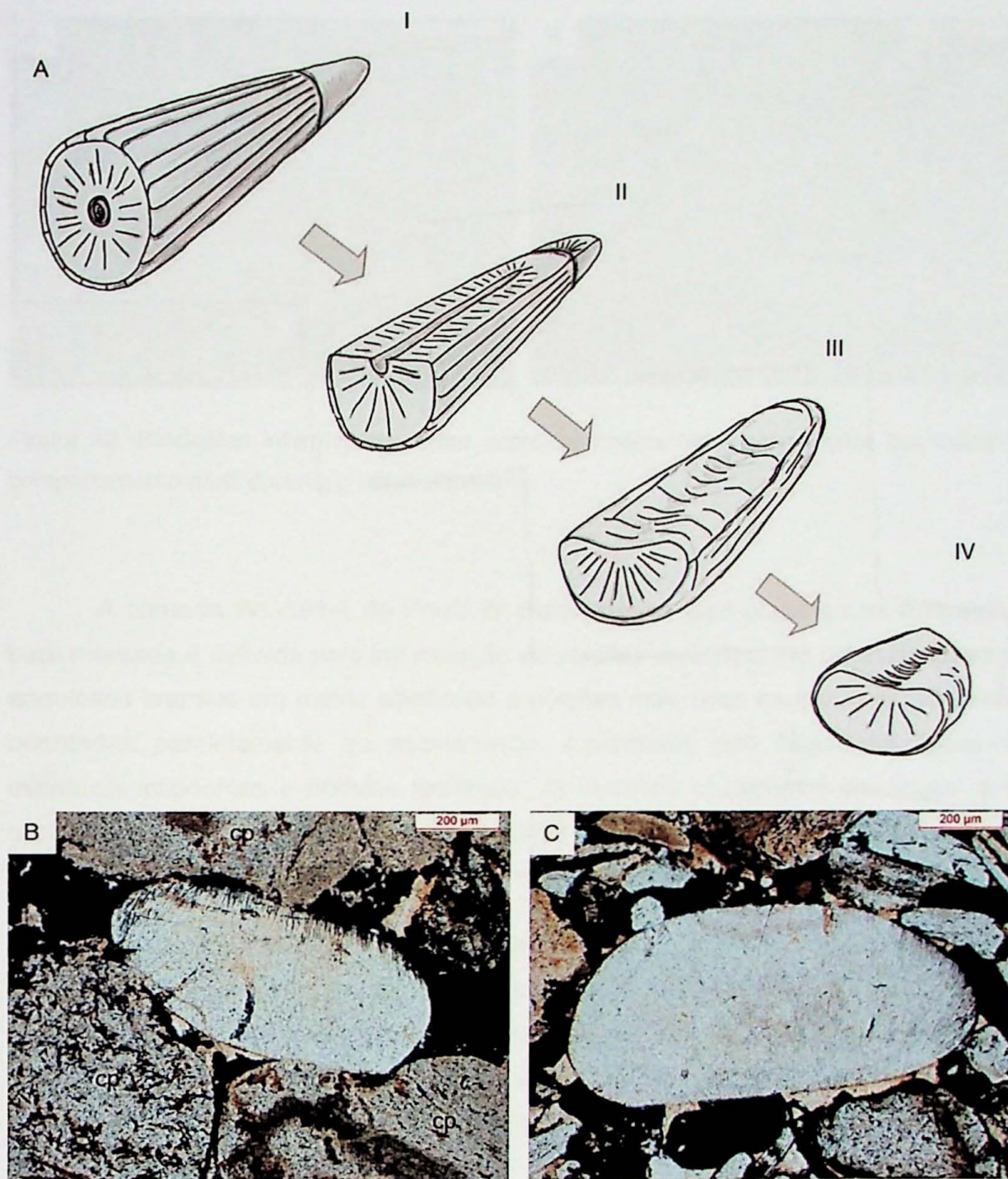


Figura 31. (A) Desenho esquemático que ilustra o processo de retrabalhamento de dentes de paleoniscídios. (B e C) Fragmentos de dentes provenientes do Ponto II vistos em seção delgada com nicóis paralelos. Notar acentuado grau de arredondamento que pode ser representativo das etapas III ou IV. (cp=coprólito)

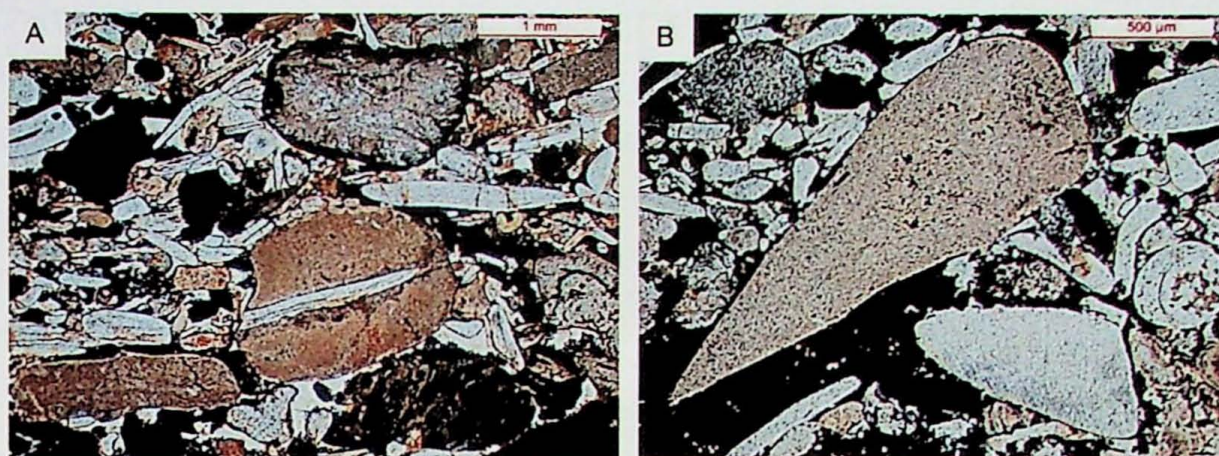


Figura 32. Bioclastos interpretados como coprólitos fragmentados com feições que indicam comportamento rúptil durante o retrabalhamento.

A camada WL-191-1 do Ponto IV caracteriza-se pela presença de laminação bem marcada e definida pela intercalação de porções mais ricas em grãos de quartzo angulosos imersos em matriz silicificada e porções mais ricas em escamas ganóides orientadas paralelamente ao acamamento. Juntamente com fragmentos líticos e eventuais ictiodontes e nódulos fosfáticos, as escamas compõem o arcabouço que ocorre com granulometria entre 0,5mm e 2,0mm em média. Contudo, alguns fragmentos líticos podem ultrapassar 1,0cm de diâmetro (Fig 35 – Foto A).

Tais fragmentos líticos são caracterizados por sua geometria arredondada e pela intensa silicificação, que também afeta consideravelmente a matriz, os interstícios do arcabouço e parte dos bioclastos. A maior parte destes elementos não apresenta feições que indiquem sua origem, podendo tratar-se de intraclastos de material pelítico prematuramente silicificado, ou ainda seixos, cuja natureza consolidada precede o transporte e deposição. Em um caso, foi observado fragmento lítico de formato subanguloso com certa laminação marcado pelo que parecem ser grãos detríticos subangulosos com granulometria areia fina a média, substituídos por variedade microcristalina de sílica. (Figs. 33A a E).

A camada WL-191-2 por sua vez é francamente matriz sustentada, com escamas ganóides com menor grau de fragmentação quando comparada com os exemplares da WL-191-1, e de Santa Luzia. Esta assinatura parece estar intimamente associada à compactação do sedimento argilo-siltoso. Nesta ocorrência, chama à atenção a concentração de estruturas nodulares fosfáticas irregulares interpretadas como coprólitos retrabalhados, também observada em Santa Luzia (Figs. 34A a E).

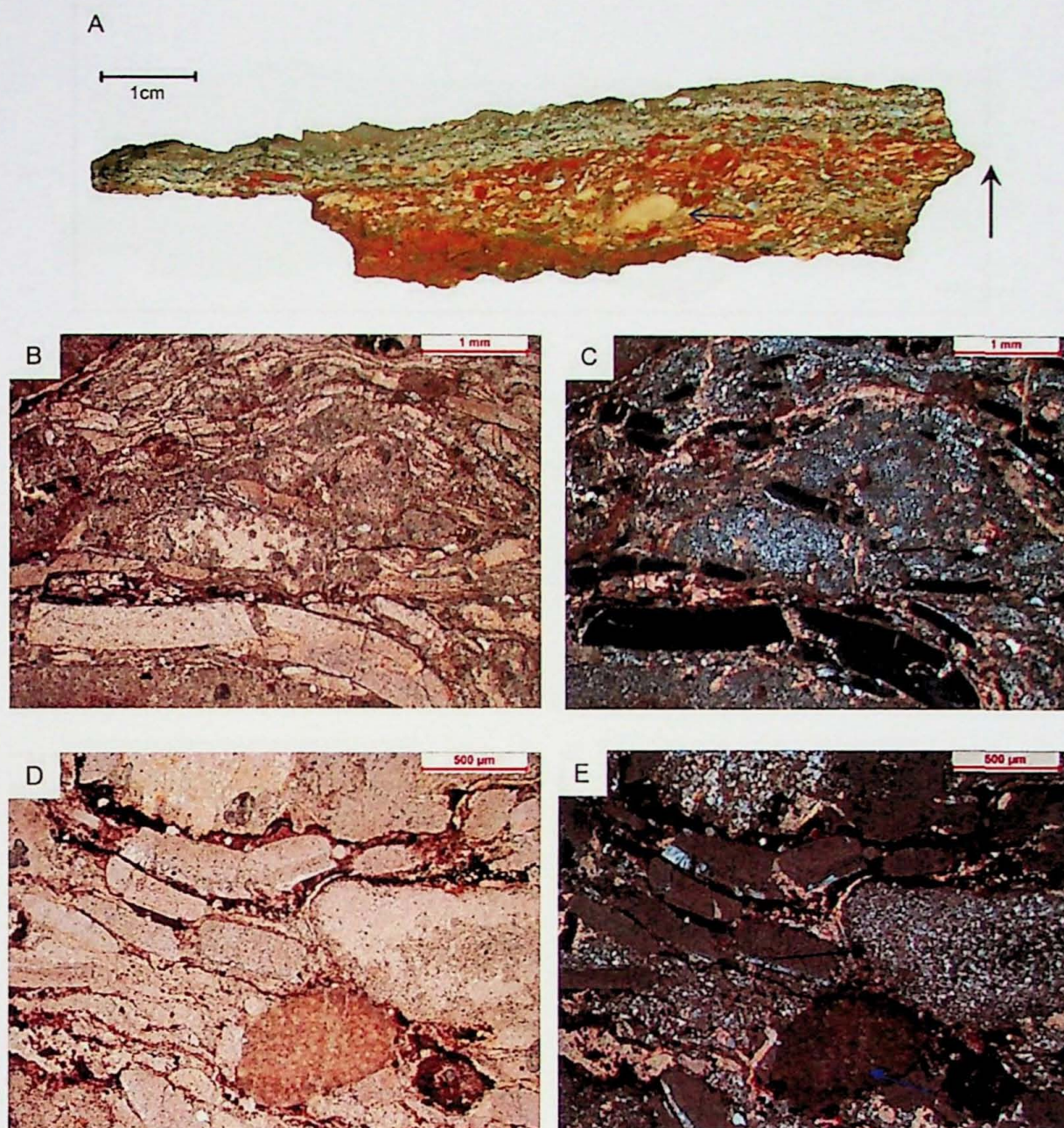


Figura 33. Detalhes da lente WL-191-1. (A) Seção de amostra em que se observa clara orientação das escamas paralelas ao acamamento. A seta azul indica fragmento lítico silicificado de grandes dimensões e a seta preta indica o topo. (B e C) Fotomicrografias com nicóis paralelos e cruzados (respectivamente) que ilustram a marcada orientação das escamas paralelas ao acamamento e níveis ricos em matriz silicificada e grãos quartzo detríticos. (D e E) Fotomicrografias com nicóis paralelos e cruzados (respectivamente) que ilustram nódulo fosfático (seta azul) e fragmentos líticos silicificados (setas pretas).

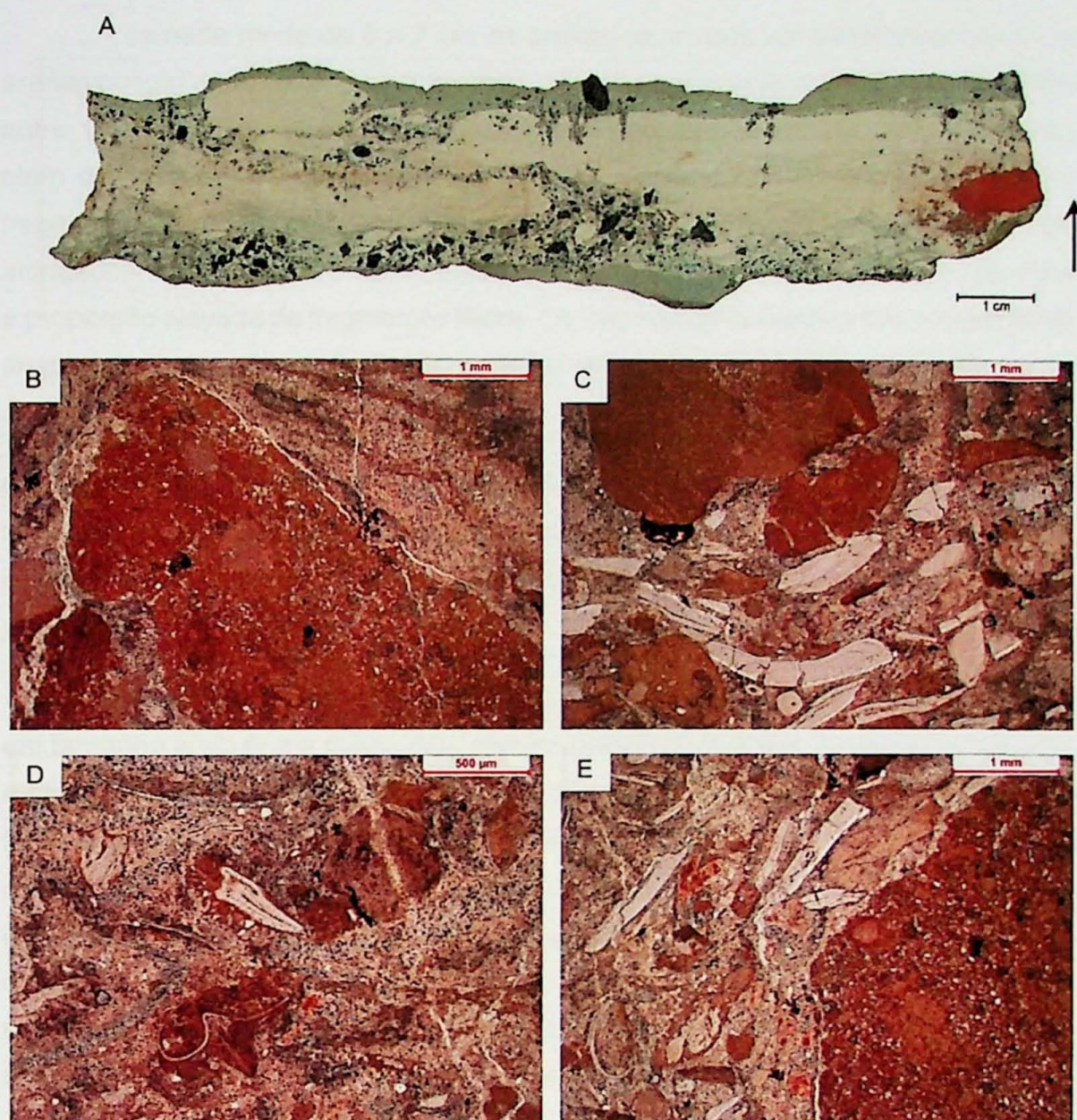


Figura 34. Detalhes do nível WL-191-2(A) Seção de amostra da camada WL-191-2 na qual observa-se o orientação caótica dos coprólitos (pontos escuros). (B-E) Fotomicrografias em nicóis paralelos, nas quais se observam detalhes dos bioclastos presentes neste nível, tais como morfologia irregular dos coprólitos, que apresentam grande quantidade de grãos terrígenos em seu interior (visualizados em B e E), bem como possíveis espículas de esponja. Em D, tem-se fragmentos esqueletais de origem indeterminada (possíveis artrópodes) preservados juntamente com restos fosfáticos.

6.3.2. Arenito conchífero do córrego Batalha

O leito de arenito bioclástico presente nas proximidades no córrego Batalha em Rio Claro apresenta características muito diferentes daquelas notadas para os leitos ricos em material paleoictiológico nas localidades de I a IV.

A camada mede de 6 a 7 cm de espessura, e pode ser classificada como um arenito conglomerático de granulometria média a fina, com grânulos a seixos alongados entre 1 e 3 cm. Tais clastos são representados por fragmentos de siltitos e argilitos, além de considerável quantidade de conchas de moluscos bivalves, intensamente fragmentadas. Em certas porções é possível notar certo imbricamento dos seixos alongados. O arcabouço é sustentado pela matriz arenosa, chamando a atenção para a proporção elevada de fragmentos líticos. Os fragmentos de bivalves são notavelmente angulosos, e com dimensões muito variadas (entre 0,5 e 5 cm). (Figs. 35A e B).

O contato inferior com um argilito de coloração esverdeada é abrupto e irregular e erosivo, como indicado pela presença de fragmentos da camada sotoposta. O contato superior é igualmente abrupto, com um aumento aparente na proporção de conchas de grandes dimensões na parte superior do depósito, em sua maioria com a concavidade para baixo.

Em seção delgada observou-se a predominância de grãos de quartzo angulosos em tamanho areia fina a média com contato pontual ou retilíneo. Sustentados por essa matriz arenosa, observam-se clastos silicosos alongados interpretados como fragmentos de conchas silicificados. Nestes elementos, e em outros exemplares silicificados claramente conchas de bivalves, nota-se certa orientação dos microcristais de sílica concordantes com o contorno curvilíneo da concha, o que deve refletir a estrutura cristalina da concha carbonática original (Figs. 35C a F). Ocorrem também clastos silicosos sem este padrão da organização dos microcristais de sílica e devem representar prováveis fragmentos líticos silicificados (Figs. 37C e D).

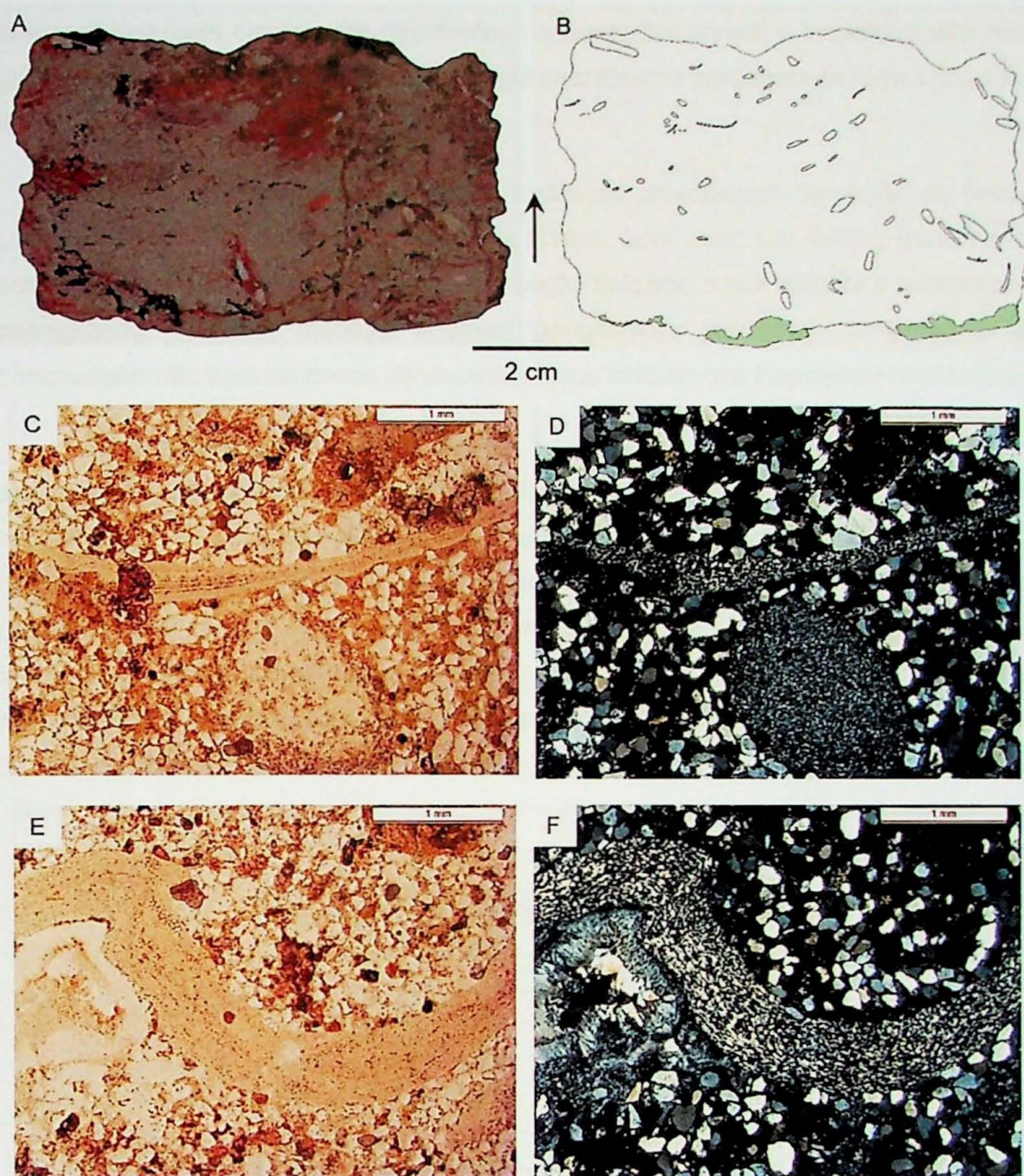


Figura 35. Detalhes do arenito conchífero de Batalha (Ponto V). (A) Seção do arenito conchífero de Batalha, com elementos do arcabouço evidenciados em B. Seta indica o topo. (C e D) Fotomicrografias com nicois paralelos e cruzados, respectivamente, em que se observa fragmento de concha silicificada juntamente com fragmento lítico silicoso. (E e F) Fotomicrografias com nicois paralelos e cruzados, respectivamente, em que se observa a região do umbo de concha de bivalve silicificada e fraturada.

6.4. Aspectos diagenéticos e análises geoquímicas

A análise petrográfica das lentes ricas em material fóssil permitiu reconhecer uma série de importantes feições associadas a processos diagenéticos. Tais processos

parecem ser mais claramente registrados nestas lentes porque o tamanho maior dos grãos e maior permeabilidade desta litologia permitiram a passagem de fluidos ricos em íons.

Nas ocorrências ricas em restos fosfáticos provenientes da região de Santa Luzia, intensa cimentação por calcedônia fibrosa, bem como por óxidos, fornecem a essas lentes aspecto escuro e opaco em seção delgada, o que dificulta a observação petrográfica. Dessa maneira análises geoquímicas permitiram compreender a composição não apenas dessa cimentação, como também dos fragmentos bioclásticos.

As análises semiquantitativas de fluorescência de raios-X (FRX) de duas amostras de porções diferentes do nível SL-N (Tabela 2; ver também os dados brutos em Anexo 1 nas Tabelas A e B e nos gráficos I e II) revelaram que o arcabouço bioclástico é caracterizado predominantemente por P_2O_5 , CaO e F, ou seja, provavelmente fluorapatita, $Ca_3(PO_4)_2F$. Além disso, foi observada, em ambas as amostras analisadas, quantidade considerável de MnO_2 , SiO_2 e Fe_2O_3 sendo o óxido de manganês o responsável pela coloração escura das amostras dos níveis SL-L, SL-N e SL-O/2 de Santa Luzia.

composto/elemento (wt%)	SL-N-1	SL-N-6
F	2,66	3,23
Na ₂ O	0,58	0,653
MgO	0,3	0,213
Al ₂ O ₃	1,99	1,17
SiO ₂	10,47	10,5
P ₂ O ₅	23,152	27,28
SO ₃	0,851	1,06
K ₂ O	0,261	0,15
CaO	35,264	41,9
MnO	17,37	10,73
Fe ₂ O ₃	5,39	1,3
outros	1,605	1,765
total	100	100

Tabela 2. Composição química semiquantitativa detectada pelo método de fluorescência de raios-X para as amostras SL-N-1 e SL-N-6 da lente fossilífera SL-N de Santa Luzia.

As análises de difratometria de raios-X (DRX) nas amostras SL-N-4-III, SL-N-6-II e SL-O/2-3-I (Anexo – gráficos III, IV e V) detectaram a presença de minerais do grupo da apatita (não diferenciáveis por essa técnica), pirolusita e quartzo nas três amostras, e no nível SL-O/2 também a existência de calcita. Vale ressaltar que esta lente é cortada por um dique clástico diretamente associado à família de fraturas identificadas em campo e preenchidas por material carbonático.

Em seção delgada, contudo, não é possível diferenciar entre os minerais opacos de Fe e Mn. A observação de seções delgadas com luz refletida, por sua vez, apontou a presença pervasiva de material preto, característico dos óxidos de manganês, entre os componentes do arcabouço. De forma mais incipiente, foi observada a presença de minerais castanho avermelhados, opacos em luz transmitida, que devem representar óxidos e hidróxidos de ferro de estrutura cristalina mal desenvolvida, daí a dificuldade de identificação pela técnica da difratometria (Figs. 36A a D).

Uma vez diferenciados os óxidos (e possíveis hidróxidos) de ferro e manganês, observou-se que estas duas fases minerais ocorrem de maneiras distintas. Os minerais de ferro parecem estar associados principalmente nos espaços originalmente vazios entre os bioclastos e apresentam-se muitas vezes como aglomerados de microesférulas com aproximadamente 10 μm de diâmetro. Tais esférulas apresentam aspecto que lembra o hábito framboide de pseudomorfos de sulfetos (Figs. 36E, F). Em luz refletida, aglomerados destas estruturas apresentam coloração avermelhada, indicando sua composição rica em ferro.

O óxido de manganês por sua vez ocorre, predominantemente, de duas formas distintas: como cimento pervasivo que preenche espaços originalmente vazios; e substituindo elementos do arcabouço bioclástico, em especial nódulos fosfáticos. Essa relação cimento-nódulo pode ser utilizada para inferir a natureza originalmente fosfática de certos elementos nodulares do arcabouço totalmente mineralizados por MnO_2 (Fig. 37D).

A sílica microcristalina é o principal componente do cimento das concentrações de bioclastos no intervalo estratigráfico estudado nesse trabalho. Em Santa Luzia, a sílica ocorre como calcedônia fibrosa preenchendo espaços originalmente vazios, tais como interstícios no arcabouço e descontinuidades na estrutura dos bioclastos.

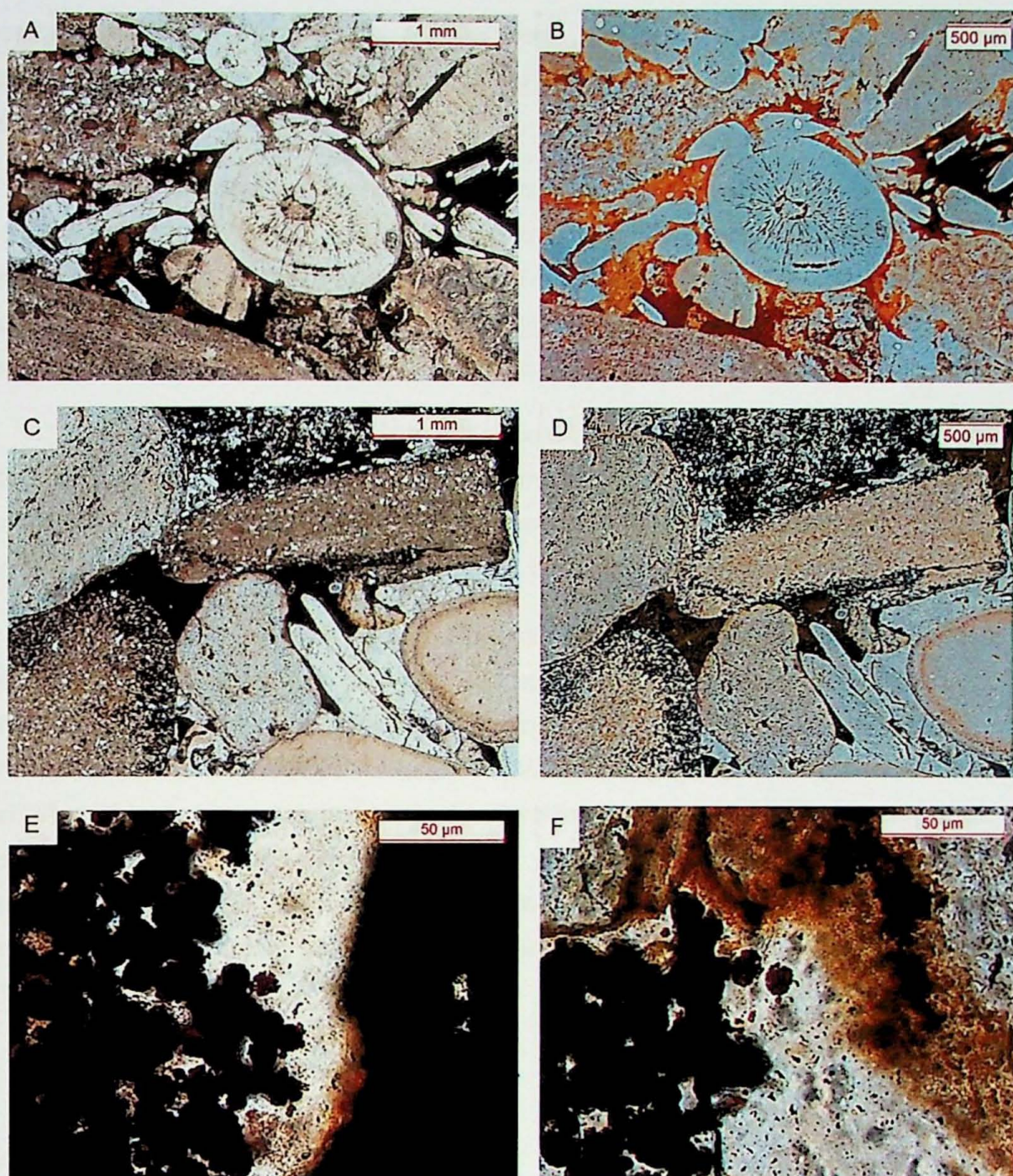


Figura 36. Cimentos e minerais opacos nos níveis SL-L e SL-O. (A e C) Fotomicrografias das seções delgadas das lentes SL-L e SL-O, respectivamente, em luz transmitida com nicóis paralelos. Imagens correspondentes vistas em luz refletida em B e D mostram, claramente, a diferença entre os minerais de ferro (óxidos e possíveis hidróxidos), com coloração castanha e o mineral de manganês (pirolusita), preto. (E e F) Detalhe em luz transmitida com nicóis paralelos de microesférulas opacas, de coloração acastanhada, com hábito framboidal.

Dentre as feições petrográficas mais importantes estão aquelas que sugerem cristalização (litificação, consolidação) em estágio anterior à compactação. Na figuras 37A e B, por exemplo, observa-se estrutura quase perfeitamente circular de provável origem biológica totalmente preenchida por calcedônia fibrorradiada. Considerando a

espessura muito delgada da parede desta estrutura, é improvável que esta permanecesse intacta durante compactação sem que tenha sido preenchida por sílica antes.

Outro importante aspecto observado em lâmina petrográfica é a relação alternada entre a cimentação por sílica e a mineralização por óxido de manganês que parece ocorrer em diferentes porções dos níveis analisados, embora seja mais comum que a cimentação por manganês tenha seguido a da sílica. Em alguns locais observou-se ainda outra fase de manganês, posterior a de sílica (Fig. 37C).

No ponto IV, nas proximidades de Rio Claro, e no ponto V, próximo ao córrego Batalha, a sílica ocorre não apenas como cimento que preenche a porosidade entre os elementos do arcabouço, mas também parece substituir ou até permineralizar parte da matriz e de fragmentos líticos e bioclásticos, como observado nas figuras 33 e 35.

Por fim, com relação aos coprólitos, observações petrográficas dos exemplares de Santa Luzia revelaram aspectos que sugerem a precipitação sinsedimentar de fosfato, como, por exemplo, mantos completos ou parciais de fosfato criptocristalino em torno de alguns exemplares na lente SL-O/2 e SL-L (Figs. 37E e F). Além disso, é comum observar a permineralização de coprólitos por óxido de manganês, que parece ser mais intensa morfotipos C-3 e C-4. A presença destes coprólitos parcialmente permineralizados por MnO_2 justifica a interpretação de pequenos nódulos pretos totalmente opacos como restos fecais totalmente permineralizados pelo óxido (Fig. 37D).

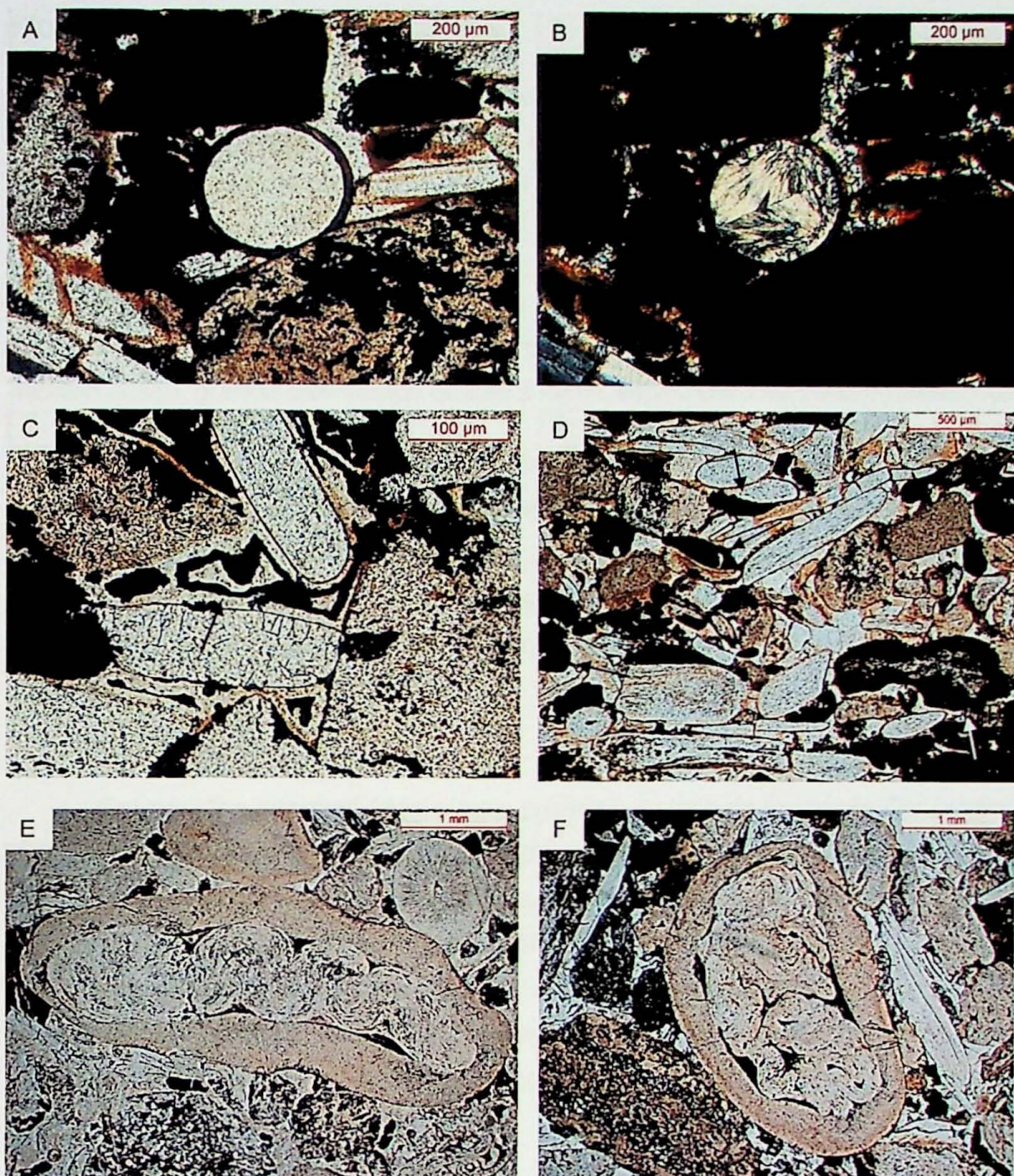


Figura 37. (A e B) Fotomicrografias com luz normal e polarizada, respectivamente, nas quais se observa estrutura circular de provável origem orgânica, composta por fina parede de coloração castanha e preenchida por calcedônia fibrorradiada. (C) Porosidade preenchida por alternância de cimentos de sílica e manganês (seta preta), revelando no mínimo três eventos de cimentação. (D) Arcabouço bioclástico composto por escamas, dentes e pequenos coprólitos totalmente opacos (setas pretas) e um coprólito maior (seta branca), totalmente e parcialmente permineralizados, respectivamente, por MnO_2 .

7. DISCUSSÃO

Com base nos resultados obtidos por meio das observações de campo, petrografia, geoquímica, bem como da descrição e caracterização morfológica e tafonômica do material paleontológico, foi possível estabelecer importantes relações entre as diferentes ocorrências analisadas.

Em primeiro lugar, a comparação entre diferentes concentrações de restos fosfáticos revelou que, apesar de compartilharem várias características, apresentam, mesmo assim, grande diversidade quanto à forma, espessura e natureza do arcabouço.

As porções basais da Formação Corumbataí (coevas à Formação Serra Alta) são caracterizadas por sedimentos pelíticos depositados por decantação em ambiente localizado abaixo do nível de base de onda de tempestade (Sousa, 1985, Warren 2015). Nestas, as concentrações de restos fosfáticos são marcadas por baixa continuidade lateral, formando lentes descontínuas que podem ou não estar associadas a determinados níveis estratigráficos e variam com relação a densidade de empacotamento dos bioclastos.

Em porções intermediárias e mais próximas ao topo da Formação Corumbataí, esta é caracterizada pela intercalação de argilitos, siltitos e arenitos finos, com laminação heterolítica e estratificação cruzada de baixo ângulo com estruturas em hummocks que indicam a atuação de ondas de tempestade (Sousa 1985). As lentes fossilíferas descritas nestas porções são em geral caracterizadas por alto grau de empacotamento e podem ocorrer com extensão lateral consideravelmente maior, como observado para o horizonte SL-N, em Santa Luzia e a camada WL-191-1, próximo a Rio Claro.

Contudo, estas duas ocorrências diferem bastante quanto à espessura e conteúdo, grau de seleção e granulometria do arcabouço. Enquanto em Santa Luzia ocorrem lentes com espessuras entre 0,5 e 2cm, compostas quase que exclusivamente por fragmentos bioclásticos na granulometria areia média a grossa, com algumas porções dominadas por grânulos, a camada WL-191-1 é marcada por baixa seleção granulométrica, havendo mistura de elementos com várias granulometrias, desde areia fina a grânulos e seixos, compostos por grãos terrígenos, escamas, dentes de paleoniscídios e fragmentos líticos arredondados.

O conteúdo fóssil é marcado pelo alto grau de fragmentação e abrasão das escamas ganoides e dentes de paleoniscídios, indicando prolongada exposição a

processos trativos anteriores a deposição final em porções mais distais da bacia, em condições abaixo do nível de base de tempestade e de bom tempo para ocorrências, respectivamente, mais próximas à base (Formação Serra Alta?) e ao topo da Formação Corumbataí. Contudo, é importante lembrar que fatores paleoecológicos, como a predação, podem ter contribuído para a de dentes e escamas.

Com relação aos coprólitos, estes demonstraram grande diversidade quanto à forma, dimensão e conteúdo, o que deve refletir de maneira direta tanto a diversidade como as relações paleossinecológicas da fauna presente no corpo de água Corumbataí.

A classificação preliminar desses elementos nas categorias C-1, C-2, C-3 e C-4, feita com base na análise petrográfica do material de Santa Luzia, e a comparação deste com exemplares de outras localidades permitiram uma série de suposições a respeito de sua natureza e significado paleontológico e tafonômico. Em primeiro lugar, exemplares do morfotipo C-2 comumente apresentam feições que indicam fragmentação do material, o que sugere que se tratam de restos de coprólitos originalmente maiores, pertencentes a organismos que tinham como principal fonte de alimento os peixes paleoniscídios, que deveriam ter sido muito abundantes.

O morfotipo C-3, com aspecto interno contorcido ("cerebroide") poderia indicar a morfologia interna do aparelho digestório do animal que o produziu, ou ainda a deformação plástica sofrida por ele durante sua excreção. Com efeito, já foram reportadas para as unidades permianas da bacia do Paraná ocorrências de coprólitos espiralados, identificados como moldes internos do aparelho intestinal de Chondrichthyes e possivelmente peixes Dipnoi (Rösler *et al.* 1985). Por não apresentarem fragmentos bioclásticos parcialmente digeridos ou qualquer conteúdo que demonstre sua origem fecal, é possível que sua natureza seja de alguma maneira diferente do que convencionalmente é chamado de coprólito.

Os exemplares do morfotipo C-4, ricos em grãos de quartzo e feldspato angulosos e imersos na matriz fosfática, devem caracterizar os dejetos de organismos bentônicos, que se alimentavam próximos ao substrato arenoso e siltoso da bacia e acabavam por ingerir uma quantidade considerável de grãos terrígenos. Invertebrados tais como anelídeos e gastrópodes ou possivelmente vertebrados de hábitos semelhantes aos atuais bagres (que habitam próximos ao substrato) seriam bons candidatos a organismos produtores destes dejetos.

Dentre as assinaturas tafonômicas observadas nos coprólitos, alguns aspectos sugerem sua litificação precoce, evidentemente em estágio anterior ao transporte e deposição. Entre eles estão a fragmentação com quebra rúptil (Figs. 32A, B), ausência de deformação por compactação e o manteamento por material fosfático em torno de coprólitos (Figs. 37E, F).

Essas observações sugerem que o material fosfático, proveniente das fezes de organismos predadores, deveria ter-se acumulado em ambiente de baixa energia (que teria evitado em grande parte sua desagregação), em que o acúmulo de matéria orgânica teria criada um ambiente redutor, propício a precipitação de fosfato. Posteriormente, eventos de alta energia teriam exumado esse material, concentrando-o juntamente com os fragmentos esqueletais de peixes.

No que se refere aos processos responsáveis pela acumulação desse material, e sua possível relação a eventos de alta energia associados a sismicidade, foi possível caracterizar as ocorrências segundo os seguintes aspectos:

- Todas as ocorrências são marcadas por assinaturas que indicam 1) exposição prolongada do material bioclástico em ambiente de alta energia, possivelmente em região de costa a dentro (*on shore*), abaixo do nível de base de onda de bom tempo; e 2) transporte para regiões do interior da bacia por eventos de tempestade. Durante tais eventos, correntes de retorno devem ter remobilizado o material mais grosseiro como carga de fundo para regiões abaixo do nível de base de onda de tempestade (para os estratos coevos a Formação Serra Alta), ou abaixo do nível de base de onda de bom tempo (para os estratos coevos a Formação Teresina).

- No intervalo estratigráfico afetado pela paleossismicidade, apesar da associação do material bioclástico com o topo de níveis portadores de diques clásticos, descritos na região de Santa Luzia, não há evidência direta de relação de causa e efeito entre o evento sísmico, a concentração de material bioclástico, ou mudanças substanciais na dinâmica de sedimentação.

- Em algumas dessas ocorrências, associadas a níveis de diques clásticos, foram observadas feições que sugerem diferentes pulsos de deposição de material grosso, em alguns casos com intercalações de lentes pelíticas. Tal feição pode ser indicativa da atuação de mais de um evento responsável pela concentração de bioclastos separados por intervalo de tempo, ou ainda um único evento, com características complexas, tais como tempestades de longa duração com oscilações de intensidade.

- Por último, a presença de fragmentos líticos silicificados na camada WL-191-1, com um caso em que é possível observar a textura granular da rocha original sugere que tais elementos sejam fragmentos de rocha sedimentar passível de substituição por sílica, tal como seria esperado de uma rocha carbonática. No caso de outros fragmentos, nos quais não estão preservadas qualquer textura original, é possível que se tratem de fragmentos de material silicoso (silex) que se originou antes da silicificação da camada. De qualquer maneira, sua presença revela que o evento gerador desta lente fossilífera foi capaz de retrabalhar e transportar material previamente litificado.

Estas características observadas para a lente WL-191-1 são parcialmente compartilhadas pelo arenito conchífero de Batalha, com a diferença que neste, os fragmentos líticos silicificados compõem seixos alongados que podem alcançar de 2 a 3 cm em seu eixo maior. Além do mais, a ocorrência de Batalha é caracterizada pela presença de organismos de infauna rasa, autóctones de fácies de arenitos finos (Bondioli *et al.* 2013), o que sugere exumação destes animais em evento de alta energia, capaz, ainda, de desarticular e fragmentar suas conchas.

Com relação a concentrações de bivalves intensamente retrabalhados, Simões *et al.* (1996, 2000) e outros autores associam-nas a eventos de tempestade de caráter proximal. Contudo, as características peculiares da ocorrência de Batalha levaram Bondioli *et al.* (2013) à conclusão de que se tratam de depósitos gerados por tsunamis.

Levando isso em consideração, a presença de fragmentos líticos arredondados, ou angulosos, associados à matriz arenosa e ao baixo grau de seleção do arcabouço observados para a lente WL-191-1, sugerem que esta ocorrência pode ter sido formada em evento similar àquele associado ao depósito conglomerático de Batalha, possivelmente representando uma expressão de caráter mais distal desse mesmo evento. Contudo, tal afirmação carece, ainda, de análise estratigráfica e sedimentológica mais aprofundada.

Com relação aos aspectos diagenéticos, é possível fazer as seguintes observações:

- A presença de pseudomorfos de pirita com hábito framboidal em aglomerados nos interstícios do arcabouço das ocorrências de Santa Luzia sugere atividade microbiana sob condições de anoxia produzidas após o soterramento do material. Isto implica na presença de quantidade considerável de carbono orgânico associado aos bioclastos, susceptível a degradação por meio do metabolismo de bactérias redutoras de sulfato.

- A presença de grande quantidade de manganês nas amostras do ponto II, com relações diretas com o material fosfático (coprólitos) e com a cimentação por sílica parece apontar para uma origem antiga (estágios iniciais da diagênese) para este óxido. Sua concentração em níveis incomuns na água de formação poderia estar associada a atividade de microorganismos no substrato capazes de reduzir grandes quantidades de manganês, precipitado durante alguma mudança na geoquímica da água, possivelmente associada a precipitação de sílica microcristalina.

- A silicificação se faz presente em todas as ocorrências fossilíferas, sendo que sua associação a aglomerados de pseudomorfos de pirita framboidal, e a presença de estruturas delicadas preservadas sem evidências de compactação, sugere natureza precoce, pelo menos para o caso de Santa Luzia. Esta interpretação é coerente com estudos anteriores que demonstram o importante papel da sílica em processos eodiagenéticos ao longo da sucessão permiana da Bacia do Paraná.

8. CONCLUSÕES

O presente trabalho, ao expor a diversidade de ocorrências de concentrações de bioclastos fosfáticos, demonstra o potencial deste material para estudos tafonômicos e sedimentológicos, além de levantar importantes questões quanto a relação causal entre sismicidade e eventos de alta energia capazes de remobilizar material grosso.

A análise em escala de afloramento demonstra que, apesar de clara relação estratigráfica entre níveis portadores de diques clásticos e lentes fossilíferas, não existe evidência definitiva da atuação de frentes de onda de tsunamis, ou alterações na dinâmica de sedimentação causadas por eventos após sismos.

Contudo, o real efeito de ondas geradas por sismicidade em um corpo com lâmina d'água pouco espessa e a imensa área de dissipação de energia existente na bacia ainda são pouco compreendidos por falta de exemplos modernos confiáveis. Dessa maneira, as ocorrências descritas em Santa Luzia (Ponto II), diretamente associadas a topos de níveis com diques clásticos, bem como a ocorrência descrita próxima a Rio Claro (Ponto IV) com certa semelhança à ocorrência de Batalha poderiam estar associadas a possíveis fácies distais depositadas por um tsunami. Porém, por falta de evidências concretas que suportem essa idéia, é preferível manter modelos tradicionais, que relacionam tais ocorrências como tempestitos.

Outra contribuição deste projeto foi revelar a diversidade de restos fosfáticos presentes nestas concentrações fossilíferas, evidenciando a atuação precoce de processos de fosfatização de material fecal inconsolidado. Deste modo, nota-se o potencial deste material para estudos de paleoictiologia, paleoicnologia, paleoecologia e geoquímica do ambiente sedimentar representado pelas unidades permianas depositadas depois da Formação Irati.

9. Referências bibliográficas

- Allison P.A., 1990a. Decay processes, In: Briggs D.E.G & Crowther P.R. (eds), *Palaeobiology, a synthesis*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.:213-216.
- Allison P.A., 1990b. Carbonate nodules and Plattenkalks, In: Briggs D.E.G & Crowther P.R. (eds), *Palaeobiology, a synthesis*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.:250-253.
- Allison P.A., 1990. Pyrite, In: Briggs D.E.G & Crowther P.R. (eds), *Palaeobiology, a synthesis*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.:253-255.
- Araújo L.M. 2001. Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica nas Sequências Depositionais Irati, Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 307 p.
- Assine M. L., Zacharias A. A., Perinotto J. A. J. 2003. Paleocorrentes, paleogeografia e sequências deposicionais da Formação Tatuí, centro-leste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**: 33-40.
- Badaró V.C.S. 2013. Paleobiologia e contexto deposicional de microbialitos silicificados na Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) no centro do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 92p.
- Bondioli, J. G.; Matos, S. A.; Warren, L.; Riccomini, C.; Simões, M. G. 2013. Fossil-rich tsunamites from a stormy epeiric sea, permian Corumbataí formation, Paraná basin, Brazil. In: XXIII Congresso Brasileiro de Paleontologia. *Boletim de Resumos*. Gramado, Sociedade Brasileira de Paleontologia (2013): 298.
- Bondioli J. G. 2014. Dinâmica sedimentar, tafonomia e paleoambientes da fácies de offshore da Formação Serra Alta, Permiano, Bacia do Paraná: um estudo de caso no estado de São Paulo, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 130p.
- Bondioli J.G., Matos S.A., Warren L.V., Assine M.L., Riccomini C. & Simões M.G. 2015. The interplay between event and background sedimentation and the origin of fossil-rich carbonate concretions: a case study in Permian rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Lethaia*, DOI: 10.1111/let.12124.
- Chamani M.A.C., Martin M.A.B., Riccomini C. 1992. Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 37, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.508-510.
- Chahud A., 2007. Paleontologia de vertebrados da transição entre os grupos Tubarão e Passa Dois (Neopaleozóico) no centro-leste do Estado de São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 172p.
- Chahud A. & Petri S. 2012. *Sarcopterygii* do Eopermiano da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, **33 (2)**: 57-64
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, 2010. Carta Brasil ao milionésimo, Folha Rio de Janeiro, disponível em <http://geobank.cprm.gov.br/>, acessado em 22 de março de 2015.
- Dawson A.G. & Stewart I. 2007. Tsunami deposits in the geological record, *Sedimentary Geology*, **200 (3-4)**:166-183
- Dunkle D.H. & Shaeffer B. 1956. Preliminary description of paleoniscoid fish from the Late Paleozoic of Brazil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - USP, São Paulo, Geologia*, **13**: 5-22.
- Efremov I.A. 1940. Taphonomy: a new branch of paleontology. *Pan American Geologist*, **74**: 81-93.
- Figueiredo F.J. & Carvalho B.C.M.C. 2004. A new actinopterygian fish from the Late Permian of the Paraná Basin, southern Brazil. *Arquivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro*, **62(4)**: 531-547.

- Folk, R.L., 2005. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: Textural evidence, *J. Earth Syst. Sci.*, India, **3(114)**:369–374.
- Fúlfaro V.J., Stevaux J.C., Souza Filho E.E., Barcelos J.H. 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 2:711-724.
- Fürsich F.T. 1990. Fossil concentrations and life and death assemblages, In: Briggs D.E.G & Crowther P.R. (eds), *Palaeobiology, a synthesis*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p.:235-239.
- Ghilardi R. P. & Simões M. G. 2000. Bivalves Fósseis como indicadores da dinâmica sedimentar: um estudo de caso do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, **23**:3-20.
- Ghiorse W.C. & Ehrlich H.L., Microbial biomineralization of iron and manganese, In: *Biomineralization processes of iron and manganese - modern and ancient environments*, Catena Supplement 21, Cremlingen, p. 75-99
- Hachiro J., Coimbra A.M., Matos S.F.L. 1993. O caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: IGCE/UNESP, Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, I, Rio Claro, Resumos, 62-63
- Hachiro J. 1996. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196p.
- Holz M. & Simões M.G. 2002. *Elementos fundamentais de tafonomia*, Editora da Universidade/UFRGS, Porto Alegre, 231pp.
- Horowitz A.S. & Potter P.E. 1971. *Introductory Petrography of Fossils*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 302p.
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500000, São Paulo, IPT.
- Kidwell S.M. 1986, Models for fossil concentration: paleobiologic implications, *Paleobiology*, **12(1)**: 6-24
- Kidwell S.M. & D.W.J. Bosence 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: P.A. Allison & D.E. Briggs (eds) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Topics in Geobiology, 9, Plenum Press, New York, p. 115–209
- Kidwell S.M. 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In: P.A. Allison & D.E. Briggs (eds) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Topics in Geobiology, 9, Plenum Press, New York, p.: 211-290.
- Lages L.C. 2004. A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR), Dissertação de Mestrado, Insituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 117p.
- Lovley, D.R., 1992. Microbial oxidation of organic matter coupled to the reduction of Fe (III) and Mn(IV) oxides. In: *Biomineralization processes of iron and manganese - modern and ancient environments*, Catena Supplement 21, Cremlingen, p. 101-114.
- Maranhão, M.S.A.S., 1995. Fósseis das Formações Corumbataí e Estrada Nova do estado de São Paulo:subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Meghlíoratti T. 2006. Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) naporçãonordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Insituto de Geociências e CiênciasExatas, UniversidadeEstadualPaulista, Rio Claro, 129p.
- 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, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255 p.

- Milani E.J., Faccini U.F., Scherer C.M., Araujo L.M., Cupertino J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Parana Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **29**:125-173
- Milani E.J. & Ramos V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:473-484
- 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**:265-287
- Neves J. P., Rohn R., Simões M. G. 2011. Tafonomia de tempestitos conchíferos amalgamados da formação Teresina em Rio Preto (Estado do Paraná, Permiano Médio, Bacia do Paraná) e suas Implicações Paleoambientais. *Boletim IG-USP. Série Científica*, **11**:131-147.
- Nomura S.F. 2013. Hidrotermalismo evidenciado por minerais autigênicos e inclusões fluidas da Formação Teresina, Bacia do Paraná, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 146p
- Pereira E., Carneiro C.D.R., Bergamaschi S., Almeida F.F.M. 2012. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná *In*: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil*, Becca, p.374-394.
- Perinotto J. A. J., Etchebehere M. L. C., Simões L. S. A., Zanardo A. 2008. Diques clásticos na Formação Corumbataí (P) no nordeste da Bacia do Paraná, SP: análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas, *Geociências*, **27**:469-491
- Petri S. & Fúlvaro V.J., 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*, T.A. Queiroz Ed. Da Universidade de São Paulo, 631 pp.
- Riccomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana, *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, **64**:210
- Riccomini C. 1995. Tectonismo deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwanicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Richter M. 1983. Ultra-estrutura de dentes de Paleoniscídios (*Pisces*) do Grupo Passa Dois, RS, Brasil, *Lheringia, Série Geologia*, Porto Alegre, **8**:131-145
- Richter M. 1985. Situação da pesquisa paleoictiológica no Paleozóico brasileiro. *In*: *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*, DNPM, Série Geologia, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, Brasília **2 (27)**:105-110.
- Richter, M., Piccoli A.M.M., Lima M.C.S., 1985. Variação morfológica de restos de paleoniscídeos (*Pisces*) no Permiano da bacia do Paraná, *In*: *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*, DNPM, série Geologia, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, Brasília, **2(27)**: 111-122.
- Richter M. & Smith M.M. 1995. Microstructural study of the ganoine tissue of selected lower vertebrates, *Zoological Journal of Linnean Society*, **114**: 173-212.
- Richter M. 2005. A new *Xenacanthid* shark (*Chondrichthyes*) from the Teresina Formation, Permian of the Paraná Basin, Southern Brazil, *Revista Brasileira de Paleontologia*, **8(2)**:149-158
- Rohn R. 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 480 p.
- Rohn R. 2001. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). *Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-americanas*, **20**:209-218.

- Rösler, O., Christophe da Silva, J.C., Diniz, M., Tabach, R., 1985. Coprólitos da localidade de Rio Preto, PR, em sedimentos da Formação Serra Alta. *In: Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*, DNPM, série Geologia, Seção de Paleontologia e Estratigrafia, Brasília 2(27): 123-127.
- Salvador R.B. & Simone L.R.L. 2009. Técnicas para o processamento de fósseis de bivalves: um estudo de caso sobre a Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, Brasil, *Revista da Biologia*, disponível em <http://www.ib.usp.br/revista/node/30>, acessado em 15 de Março de 2015.
- Sanford R.M. & Lange F.W., Basin-study approach to oil evaluation of Parana miogeosyncline, south Brazil, *AAPG Bulletin*, 44:1316-1370.
- Schneider R.L., Mühlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: 28º Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre. Anais, v. 1, p. 41-65.
- Scholle P.A. 1978. *A Color Illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements, and Porosities*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 241p.
- Simões M.G. 1988. Técnicas de preparação de bivalves silicificados com vistas ao estudo da morfologia interna, *In: Congresso Brasileiro de Zoologia*, Curitiba, 15, Resumos Extendidos, p. 49
- Simões M.G., Torello F.F., Rocha-Campos A.C. 1996. Gênese e classificação da coquina de Camaquã, Formação Corumbataí (Neopermiano), na região de Rio Claro, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 68:545-557
- Simões M. G. & Kowalewski M. 1998. Shell beds as paleoecological puzzles: a case study from the Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Facies*, 38:175-196.
- Simões M.G. & Ghilardi R.P. 2000. Protocolo tafonômico/paleoautoecológico como ferramenta na análise paleossinecológica. *Pesquisas em Geociências*, 27:3-13.
- Simões M. G., Kowalewski M., Torello F. F., Ghilardi R. P. & Mello L. H. C. 2000. Early onset of modern style shell beds in the Permian sequences of the Paraná Basin: implications for the Phanerozoic trend in bioclastic accumulations. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 495-499.
- Sire J.-Y., Donoghue P.C.J., Vickaryous M.K. 2009. Origin and evolution of the integumentary skeleton in non-tetrapod vertebrates, *Journal of Anatomy*, 214: 409-440.
- Slansky, M. 1980. Geologie des phosphates sedimentaires. Mémoire du BRGM - Bureau de Recherches Géologiques et Minières 95p. *In: Geology of Sedimentary Phosphates*, 1986 (em inglês), North Oxford Academic, Tip-Tree
- Sousa S.H. de M. e, 1985. Fácies Sedimentares das formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 142p.
- Tappin D.R. 2007. Sedimentary features of tsunami deposits - their origin, recognition and discrimination: an introduction. *Sedimentary Geology*, 200:151-154
- Tavares T.M.V. 2007. Felícínias permianas permineralizadas da Formação Corumbataí, Nordeste da bacia do Paraná, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 135p.
- Toledo C. E. V. 2001. Análise paleoictiológica da Formação Corumbataí na região de Rio Claro, Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 146 p.
- Toledo C.E.V. & Bertini R.J. 2005. Occurrences of fóssil *Dipnoiformes* in Brazil and its stratigraphical and chronological distributions, *Revista Brasileira de Paleontologia* 8(1):47-56
- Toledo C.E.V. & Renó D.L.S. Análises histológicas de *Actinopterygii* primitivos "Paleonisciformes" da Formação Corumbataí, na região do município de Rio Claro, Estado de São Paulo, *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium*, Uberlândia, 1(2):352-361

- Toledo C.E.V. 2006. Análises estatística multivariada e filogenética dos Dipnoiformes brasileiros. Comparações bióticas com o Gondwana Ocidental, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 212p
- Turra B.B. 2009. Diques clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica Permo-Triássica do Gondwana ocidental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 96p.
- Warren L.V., Assine M.L., Simões M.G., Riccomini C., Anelli L.E., 2015. A Formação Serra Alta, Permiano, no centro-leste do Estado de São Paulo, Bacia do Paraná, Brasil, *BrazilianJournalofGeology*, 45: 109-126
- Yamamoto J.K., Fairchild T.R., Boggiani P.C., Montanheiro T.J., Aaujo C.C. de, Kiyohara P.K., Matos S.L.F. de, Soares P.C. 2005. A record of subaqueous vent activity in southeastern Brazil. *Nature* 438:205-207.
- Zalán P.V., Wolff S., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Conceição J.C.J., Appi V.T., Neto E.V.S., Cerqueira J.R., Marques A., Zanotto O.A. 1990. A Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Petrobrás.

ANEXOS

Anexo 1 – Análises de Fluorescência de Raios-X

Tabela A

SL-N-1	composto/elemento	wt%
1	F	2,66
2	Na ₂ O	0,58
3	MgO	0,30
4	Al ₂ O ₃	1,99
5	SiO ₂	10,47
6	P ₂ O ₅	23,15
7	SO ₃	0,85
8	Cl	0,01
9	K ₂ O	0,26
10	CaO	35,26
11	TiO ₂	0,09
12	MnO	17,37
13	Fe ₂ O ₃	5,39
14	Co	0,00
15	Ni	0,01
16	Cu	0,03
17	Zn	0,01
18	Ga	0,00
19	As	0,02
20	Sr	0,20
21	Y	0,17
22	Ba	0,45
23	La	0,11
24	Ce	0,33
25	Nd	0,12
26	W	0,01
27	Pb	0,04
28	Th	0,09
29	U	0,03
30	Pr	-
31	Gd	-

Tabela A-1

composto/elemento	wt%
K ₂ O	0,26
MgO	0,30
Na ₂ O	0,58
SO ₃	0,85
Al ₂ O ₃	1,99
F	2,66
Fe ₂ O ₃	5,39
SiO ₂	10,47
MnO	17,37
P ₂ O ₅	23,15
CaO	35,26
outros	1,61
Total	100

Gráfico 1

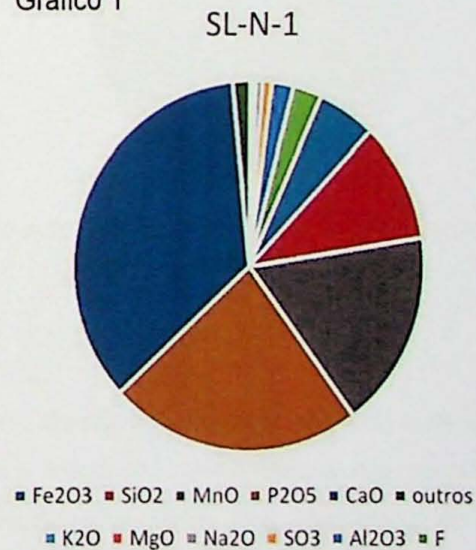


Tabela A. Dados brutos da análise de fluorescência de raios-X, semiquantitativa, com lista de elementos maiores, menores e alguns elementos traço em porcentagem em peso (%wt) detectados na amostra SL-N-1. Tabela A-1. Seleção dos dados dos elementos de maior representatividade cujas proporções são apresentadas no Gráfico 1.

Tabela B

SL-N-6	composto/elemento	wt%
1	F	3,23
2	Na ₂ O	0,65
3	MgO	0,21
4	Al ₂ O ₃	1,17
5	SiO ₂	10,50
6	P ₂ O ₅	27,28
7	SO ₃	1,06
8	K ₂ O	0,15
9	CaO	41,90
10	TiO ₂	0,06
11	MnO	10,73
12	Fe ₂ O ₃	1,30
13	Co	0,01
14	Ni	0,01
15	Cu	0,01
16	Zn	0,01
17	Sr	0,23
18	Y	0,18
19	Ba	0,52
20	La	0,11
21	Ce	0,42
22	Nd	0,09
23	Yb	0,02
24	W	0,01
25	Pb	0,04
26	Th	0,09
27	U	0,04
28	Pr	-
29	Gd	-

Tabela B-1

composto/elemento	wt%
K ₂ O	0,15
MgO	0,21
Na ₂ O	0,65
SO ₃	1,06
Al ₂ O ₃	1,17
Fe ₂ O ₃	1,30
F	3,23
SiO ₂	10,50
MnO	10,73
P ₂ O ₅	27,28
CaO	41,90
outros	1,77
Total	100

Gráfico 2

SL-N-6

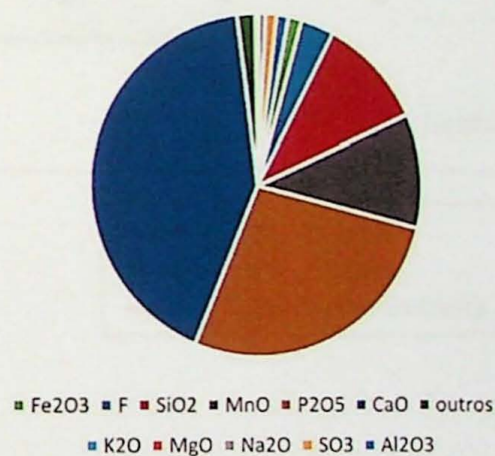
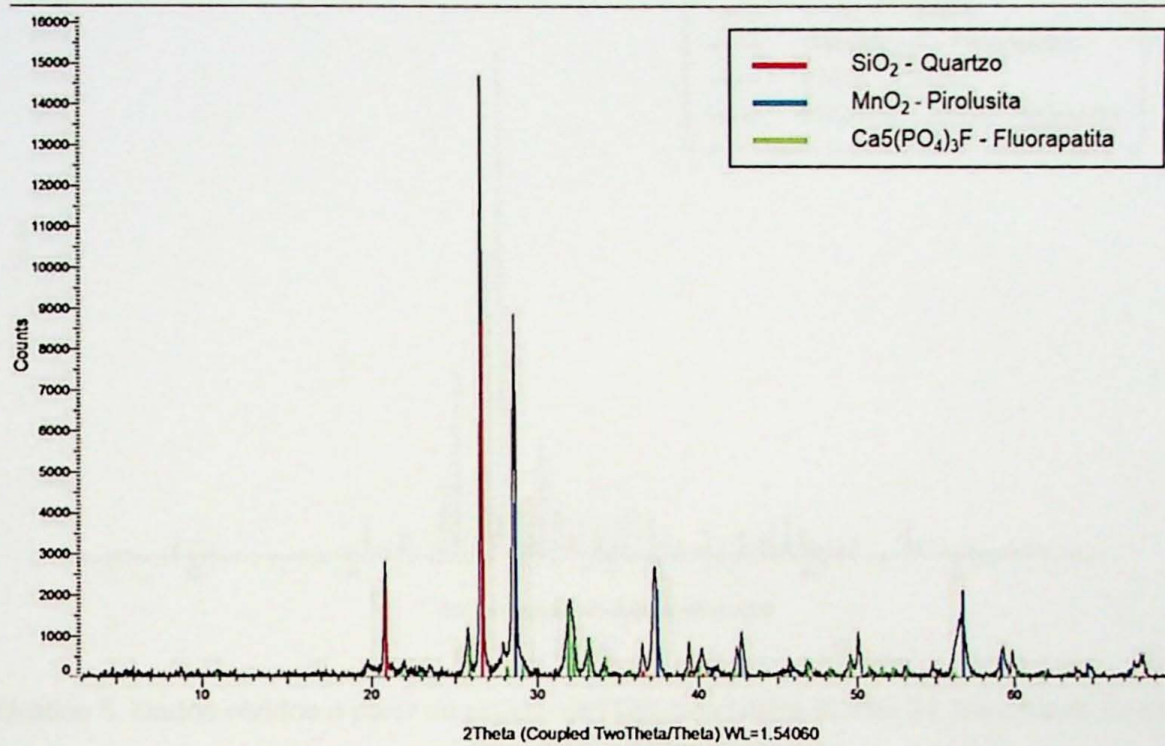


Tabela B. Dados brutos da análise de fluorescência de raios-X, semiquantitativa, com lista de elementos maiores, menores e alguns elementos traço em porcentagem em peso (%wt) detectados na amostra SL-N-6. Tabela B-1. Seleção dos dados dos elementos de maior representatividade cujas proporções são apresentadas no Gráfico 2.

Anexo 2 – Análises de Difractometria de Raios-X

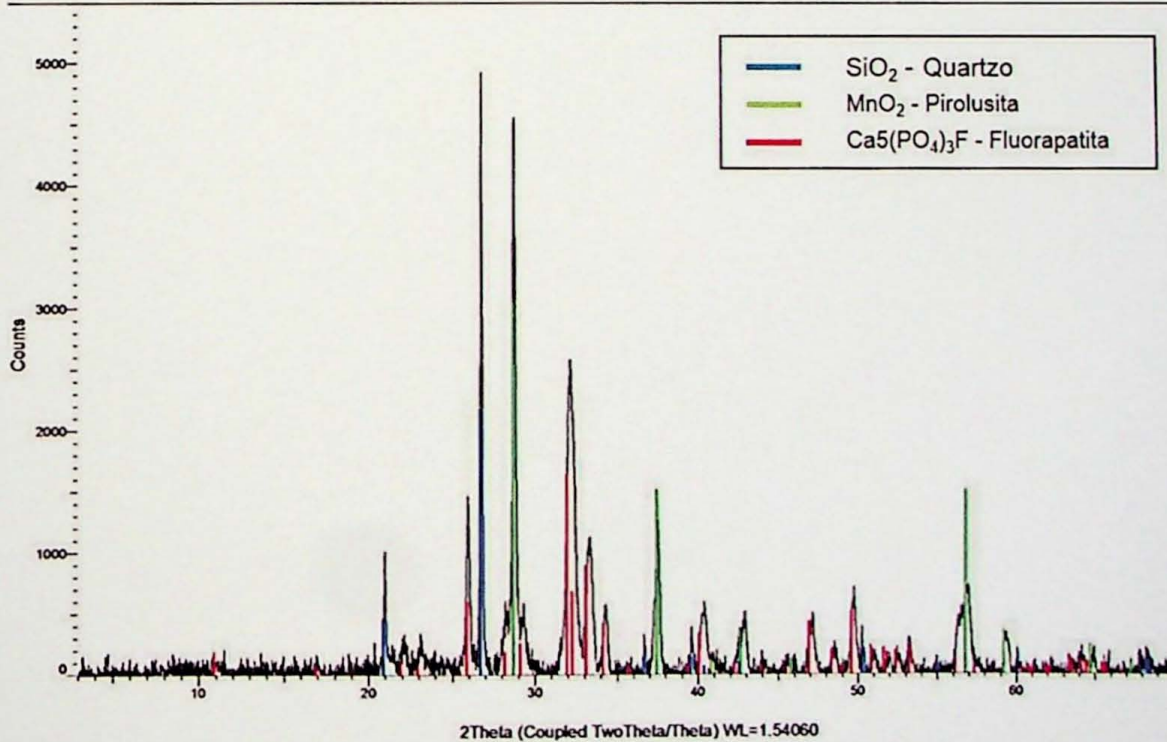
SL-N-4-III (Coupled TwoTheta/Theta)

Gráfico 3



SL-N-6-II (Coupled TwoTheta/Theta)

Gráfico 4



Gráficos 3 e 4. Dados obtidos a partir da análise de DRX das amostras SL-N-4-III, SL-N-6-II provenientes do nível SL-N.

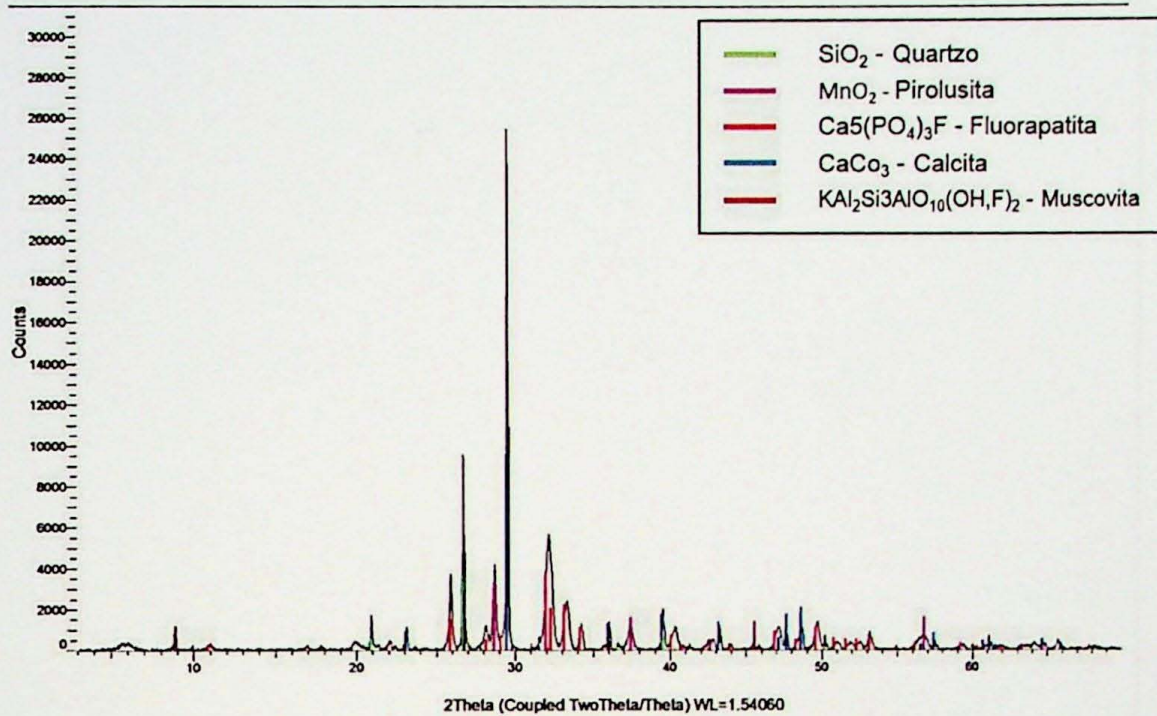


Gráfico 5. Dados obtidos a partir da análise de DRX da amostra SL-O/2-3-I, proveniente do nível SL-O/2.

DOAÇÃO _____
IGC/USP
Date: 07 / 11 2016

