UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PALEOGEOGRAFIA DO ALTO DE PARACATU: O
REGISTRO GEOLÓGICO DOS *BONE-BEDS* DE
DINOSSAUROS DA BACIA SANFRANCISCANA**

Ricardo Angelim Pires Domingues

Orientador: Prof. Dr. Marcello Guimarães Simões

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2009

FICHA CATALOGRÁFICA

Pires-Domingues, Ricardo Angelim

Paleogeografia Do Alto de Paracatu: O registro geológico dos *bone-beds* de dinossauros da bacia Sanfranciscana / Ricardo Angelim Pires-Domingues - São Paulo, 2006.

XXX f.

=

Dissertação (Mestrado) : IGC/USP -
Orient. : Simões, Marcello Guimarães

1. Bacia Sanfranciscana : Alto de Paracatu 2. Tafonomia de vertebrados 3. *Bone-beds* 4. Mesozóico I. Título

(...) De antes, anos, teve de se desarrear da jagunçagem. Pois, numa ocasião, algum esteve no rancho dele, no Alto Jequitaí, depois contou – que, vira tempo, vem assunto, ele dissesse: - “Me dá saudade é de pegar um soldado, e tal, pra uma boa esfola, com faca cega... Mas, primeiro, castrar..” (...)
(...)O senhor verá um ribeirão, que verte no Canabrava – o que verte no Taboca, que verte no Rio Preto, o primeiro Preto do Rio Paracatu – pois a daquele é sal só, vige salgada grossa, azula muito: (...)

Trechos da obra: Grande Sertão: Veredas, onde Guimarães Rosa imortalizou a paisagem (homem e geografia) da área de estudo desta dissertação, e com a qual, o autor teve a oportunidade de verificar que ambos, o sertanejo, o jagunço, as veredas e os buritis, ainda estão presentes por aquelas bandas.

I. AGRADECIMENTOS

Inicialmente, agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências/USP, pela oportunidade de desenvolvimento do projeto de mestrado e a CAPES/CNPQ, pela concessão da Bolsa de Mestrado, que permitiu dedicação integral a atividade de pesquisa, sem a qual a realização desta dissertação de mestrado não seria possível;

À FAPESP, pelo apoio financeiro através de Projeto Temático vinculado ao Programa Biota, Processo FAPESP 02/13602-4, na qual esta dissertação está inserida. Recursos da FAPESP fomentaram as campanhas de campo e os meios para o tratamento laboratorial da amostras estudadas;

Ao Prof. Dr. Hussam Zaher, do Museu de Zoologia da USP, coordenador do Projeto Temático acima referido, pela sugestão do tema e confiança depositada no meu trabalho;

Ao Prof. Dr. Marcello Guimarães Simões, pelo apoio e orientação prestada desde os estágios iniciais deste trabalho, que se destaca por ser uma das primeiras dissertações em Paleontologia, após as mudanças recentes no Programa de Pós-graduação do IGc/USP;

Às equipes de campo, no período de 2005 a 2008, especialmente: Tatiana Camolez, Rosely Rodrigues, Marcos Obeid, Leandro, Mari Galera, e outros estagiários do Museu de Zoologia da USP, que nos acompanharam em momentos diferentes das expedições de exploração e coleta das amostras na região de Coração de Jesus, MG;

A população local do município de Coração de Jesus, MG, em particular a Ubirajara Macedo, Márcio Nobre e “Zezinho”, pelo apreço ao valor do registro fóssil, das descobertas iniciais e contatos realizados conosco, sem os quais o “Vale dos Dinossauros de Coração de Jesus” continuaria incógnito;

Finalmente, cabe menção também ao sacrifício da Mitsubishi L200, do projeto Biota/FAPESP que, em grave acidente durante a quinta expedição de campo, permitiu a sobrevivência ilesa da equipe, inclusive do autor da presente dissertação de mestrado;

Por fim, os agradecimentos não estariam completos sem mencionar os amigos e colegas de trabalho de longa data: Alberto Carvalho, Luciana Lobo e Paulo Nascimento, que se tornaram tão próximos e tão fundamentais no desenvolvimento da pesquisa realizada e, certamente, nos trabalhos que estão porvir.

Muito Obrigado a Todos!

Ricardo Angelim Pires Domingues

II. RESUMO

Rochas mesozóicas do Brasil contêm registros relativamente abundantes de tetrápodes fósseis continentais, particularmente triássicos e cretáceos, alguns de importância internacional. Embora estudos paleontológicos de caráter taxonômico sejam relativamente comuns, são ainda escassos os estudos tafonômicos de alta resolução, especialmente das ocorrências com dinossauros cretáceos. Entretanto, a Tafonomia e a Estratigrafia constituem ferramentas indispensáveis para a determinação dos processos deposicionais, dos paleoambientes e das relações ecológicas entre os fósseis. A presente contribuição fornece a primeira análise estratigráfica e tafonômica de detalhe, de três *bone-beds* de dinossauros que ocorrem no Alto de Paracatu, Bacia Sanfransiscana, na região de Montes Claros, município de Coração de Jesus, MG. A sucessão sedimentar portadora das ocorrências fósseis é, provavelmente, coeva às rochas do Grupo Areado (Formação Abaeté, Barremiano-Aptiano). Entretanto, tanto a sucessão sedimentar, quanto a ocorrência de dinossauros são novas para a Bacia Sanfranciscana e aqui descritas pela primeira vez. Para estudar as ocorrências fossilíferas acima, procedimentos padrão para mapeamento geológico e levantamentos estratigráficos foram empregados, culminando com a análise de fácies e determinação da arquitetura dos depósitos. Arenitos e siltitos, dentre outros litótipos, forneceram amostras para as análises petrográficas. As análises tafonômicas incluíram a exposição e o mapeamento das ocorrências. A direção e o mergulho dos elementos ósseos alongados foi plotada em estereogramas. As feições tafonômicas dos ossos e as evidências de deformação litostática, composição mineral e alteração da textura superficial dos ossos foram analisadas tanto no campo, como no laboratório. Os dados obtidos indicam que as três acumulações estudadas ocorrem em sedimentos de leques aluviais, em ambiente lacustre marginal, representando concentrações parautóctones/autóctones, de ossos de poucos indivíduos saurópodes e

terópodes, com mistura temporal. Na sucessão sedimentar, as concentrações apresentam distribuição vertical e horizontal restrita. De acordo com os dados disponíveis de momento, a história tafonômica dos restos de dinossauros de Coração de Jesus pode ser sumariada da seguinte forma: Fase bioestratinômica incluiu (1) biodegradação subaérea de carcaças de saurópodes, às margens do sistema lacustre, (2) desarticulação parcial ou total dos esqueletos de alguns indivíduos, (3) necrofagia de algumas carcaças de saurópodes, provavelmente por terópodes, e (4) pré-soterramento (recobrimento) e reorientação dos ossos, por fluxos de detritos atingindo o sistema lacustre. Os processos relativos à diagênese dos fósseis incluíram: (1) deformação plástica dos ossos, devido à pressão litostática, (2) permineralização inicial, (3) fraturamento dos ossos devido ao rearranjo dos depósitos, pela deposição final das cunhas clásticas, associadas aos fluxos de detritos distais, e (4) exposição natural, subaérea, de alguns espécimes e intemperismo em ambiente atual. Finalmente, o tipo de concentração acima descrito e a sucessão sedimentar sugerem que as fácies sedimentares associadas às porções distais dos leques aluviais podem acumular carcaças de grandes saurópodes, titanosaurídeos, em excelente estado de preservação. Essas ocorrências chamam a atenção para o potencial dos depósitos de leques aluviais, em sistemas de lagos tectônicos, como repositório de importantes dados paleontológicos do Mesozóico.

III. ABSTRACT

The Mesozoic rocks from Brazil exhibit a particularly abundant record of Triassic and Cretaceous tetrapod fossils, some with worldwide relevance. Although paleontological studies are relatively numerous, high resolution taphonomic information about the Cretaceous dinosaur occurrences are normally missing. However, both taphonomy and stratigraphy are necessary for reconstructing paleoenvironments and original ecological relationships among fossil organisms. The present contribution provides the first detailed stratigraphical and taphonomical analyses of three dinosaur bone-beds from the Montes Claros region, Coração de Jesus County, State of Minas Gerais. The fossiliferous sedimentary succession at the Paracatu-High, Sanfranciscana Basin, is probably coeval to rocks of the Areado Group (Abaeté Formation, Barremian-Aptian). Both the sedimentary deposits and the bone concentrations are entirely new to the stratigraphic record of the Sanfranciscana Basin. To study these occurrences conventional stratigraphic sections were measured and detailed logs taken after field-based facies analysis. Lateral mapping and photographs indicate the lateral continuity of beds and sedimentary architecture. Sandstones and mudstones, among others provided samples for petrographical analysis. Taphonomical methods included bone deposit mapping using grid squares and photographs. The strike and dip of long axes of appendicular bones were plotted in stereoplots. Taphonomic signatures of bones and evidence of pre-burial disturbance, lithostatic deformation, mineral composition, and bone surficial texture were analyzed in the field and laboratory. Data gathered indicate that the three bone-beds are localized (stratigraphically and geographically) time-averaged, parautochthonous/autochthonous accumulations of articulated, disarticulated/associated, and disarticulated bones that represent a few sauropod and teropod individuals. The bone concentrations are found in alluvial fan sediments within a lake system. The taphonomic history can be briefly summarized, as follow: Biostratinomic processes included (1) subaerial

biodegradation of sauropod carcasses on lake margins, (2) partial or total skeletal disarticulation of some specimens, (3) scavenging or necrophagy of sauropod carcasses by teropod dinosaurs, and (4) pre-burial and reorientation of all bones by sporadic debris flows. Fossil-diagenetic processes included: (1) plastic deformation of bones due to lithostatic pressure, (2) initial permineralization, (3) fracturing during the final burial and deposition of clastic edges associated to debris flows, and (4) exposure of some individuals, and postfossilization, subaerial bone weathering. The type of bone concentrations and the sedimentary succession, herein described, suggests that debritic facies in distal-fan environments can accumulate large titanosaur bones, some in excellent preservational state. This taphonomic mode outlines the potential of alluvial fans as important sources of paleontological data in Mesozoic tectonic controlled lake systems.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	11
1.1. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO PROTEROZOÍCO E FANEROZOÍCO DO ALTO DE PARACATU.....	14
2. OBJETIVOS	20
3. MATERIAL & MÉTODOS	22
3.1. DEFINIÇÕES OPERACIONAIS.....	22
3.2. ARCABOUÇO CONCEITUAL: INTEGRAÇÃO ENTRE ESTRATIGRAFIA E TAFONOMIA.....	23
3.3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	26
3.4. SEÇÕES EXAMINADAS E A GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	27
3.5. ANÁLISE TAFONÔMICA.....	36
3.5.1. Representação gráfica.....	39
3.5.2. Estatística descritiva de dados circulares.....	40
3.5.3. Estatística descritiva de dados esféricos.....	41
3.6. PETROGRAFIA SEDIMENTAR.....	41
4. RESULTADOS OBTIDOS	42
4.1. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	42
4.2. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS.....	45
4.3. TAFONOMIA DOS BONE-BEDS DE DINOASSUROS DE CORAÇÃO DE JESUS, MG	50
4.3.1. Composição Taxonômica e Representação Anatômica	50
4.3.2. Articulação dos Esqueletos e Distribuição Espacial	51
4.3.3. Modificações Ósseas Pré-Soterramento	54
4.3.4. Modificações Ósseas Durante e Após o Soterramento Final.....	56
5. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	60
5.1. O PROBLEMA DE CRONOCORRELAÇÃO DO VALE CANA BRAVA, CORAÇÃO DE JESUS, MG	60
5.1.1. Nova Unidade Sedimentar para o Alto de Paracatu, MG: Formação Cana Brava	65
5.2. ESTRATIGRAFIA E TAFONOMIA: ORIGEM E AMBIENTE DEPOSICIONAL DOS <i>BONE-BEDS</i> DE DINOSSAUROS DE CORAÇÃO DE JESUS, MG	67
5.2.1. Processos e Sistemas Depositionais Antecedentes aos <i>Bone-beds</i>	67
5.2.2. Paleoambiente e Fauna dos <i>Bone-beds</i>	70
5.2.3. Eventos Subseqüentes aos <i>Bone-beds</i>	72
5.2.4. Evolução Paleoambiental.....	74
5.3. TAFONOMIA E PALEOBIOLOGIA: EVIDÊNCIAS DE ATIVIDADE CARNICEIRA DE PEQUENOS TERÓPODES NOS BONE-BEDS DA BACIA SANFRANCISCANA	78
5.4. IMPLICAÇÕES BIOESTRATINÔMICAS E PALEOECOLÓGICAS DO REGISTRO DE TITANOSAURÓIDES E TERÓPODES, NOS BONE-BEDS DE DINOSSAUROS DE CORAÇÃO DE JESUS, MG	80
6. CONCLUSÕES.....	85
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	89
ANEXO 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E PONTOS DE COLETA	99
ANEXO 2 – GEOLOGIA LOCAL – SEÇÕES COLUMNARES	101
ANEXO 3 – MICRO FOTOGRAFIAS – PRANCHAS	105
ANEXO 4 – PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS PARA A BACIA SANFRANCISCANA	110

1. INTRODUÇÃO

Trabalhos de campo na região de Montes Claros, município de Coração de Jesus, MG, realizados no biênio 2005/2006, no âmbito do projeto de pesquisa intitulado: *Evolução da fauna de répteis no Sudeste brasileiro do Cretáceo Superior ao Recente: paleontologia, filogenia e biogeografia*, sob coordenação do Prof. Dr. Hussam Zaher, Museu de Zoologia, USP, com apoio da FAPESP, processo 02/13602-4, revelaram a existência de restos de vertebrados continentais (dinossauros), em rochas pelíticas, possivelmente, coevas às do Grupo Areado, da Bacia Sanfranciscana (Fig. 1-1) (veja Sgarbi, 1991a). Tanto a ocorrência dos vertebrados fósseis (Fig. 1-2), quanto à unidade sedimentar que a encerra, são ambas inéditas para a região do Alto do Paracatu, MG. Conforme apresentado e discutido nesse documento, as ocorrências de vertebrados fósseis nessa região têm grande potencial para fornecer informações relevantes acerca da evolução da Bacia Sanfranciscana, dos cenários paleoambientais do intervalo Juro-Cretáceo, bem como à paleobiologia dos Dinosauria.

No contexto acima, a presente dissertação de mestrado acrescenta dados geológicos e paleontológicos inéditos, relativos à história geológica da Bacia Sanfranciscana. Em adição, parte dos dados paleontológicos obtidos contribui para o entendimento da evolução, diversidade e paleobiogeografia da fauna de vertebrados do Cretáceo da Bacia Sanfranciscana, bem como à dinâmica da fauna de dinossauros da América do Sul, devido a sua posição paleogeográfica, no contexto da tafrogênese mesozóica (Fig. 1-3). De fato, a revisão da literatura mostra que, conforme acima mencionado, a presença de restos de dinossauros na área de estudo é ainda inédita. Por exemplo, Carvalho & Maisy (1998) e Carvalho (2002) reportaram ocorrências de peixes celacantos (Sarcopterygii, Actinistia), no Cretáceo inferior do Brasil, incluindo registros na Bacia Sanfranciscana. Já os peixes teleósteos de água doce, ou seja, *Dastilbe moraesii* e *Laeliichthys ancestralis* ocorrem, no Aptiano, em folhelhos e arenitos, na localidade de Presidente Olegário (Scorza & Santos, 1955; Santos,

1985). Com exceção de *Laeliichthys*, os outros peixes estão também representados nas bacias Pontiguar e Araripe e constituem, desde Scorza & Santos (1955) e Barbosa (1965), os fósseis de vertebrados conhecidos para a Bacia Sanfranciscana.

O levantamento de dados de literatura mostra também que, embora o registro de vertebrados fósseis na área de estudo ainda seja escasso, microfósseis e icnofósseis não são. Por exemplo, dos horizontes de *chert* da Formação Três Barras, que afloram ao sul da sub-bacia Abaeté, na região de Patos de Minas, MG, foram registrados diversos microfósseis. Em seu estudo pioneiro, Kattah (1991) identificou a presença de radiolários esféricos, sendo que em Pessagno & Dias-Brito (1996), foram reportadas espículas de esponja para esse mesmo horizonte. Por sua vez, Dias-Brito *et al.* (1999) assinalaram a presença de foraminíferos planctônicos e bentônicos, bem como conchas de moluscos bivalves e espículas de esponja, associadas à testas de radiolários. Essas evidências e dados de estudos anteriores sustentam a idade barremiana/eo-aptiana, com ingresso de águas austrais e um ambiente local nerítico, profundo. Pessagno *et al.* (1997) consideram este conjunto de dados paleontológicos como evidência de uma fase de aulacógeno para a bacia, durante o Barremiano.

No que tange aos traços fósseis, Carvalho & Kattah (1998) descreveram a ocorrência de pegadas de dinossauros (*Saurisquia*), na região de São Gonçalo do Abaeté, em fácies do tipo *wadii*, sob contexto desértico, compondo uma seqüência deposicional, pré-rifte, Grupo Areado, de possível idade neo-jurássica (Kattah, 1991). Infelizmente, entretanto, o estado de preservação dessas pegadas permite apenas sugerir uma contemporaneidade entre os icnofósseis da Formação Botucatu, Bacia do Paraná, e da Formação Corda, Bacia do Paraíba.

Finalmente, Carmo *et al.* (2003) estudaram o conteúdo fossilífero dos arenitos argilosos da Formação Quiricó, região do Carmo do Paraíba, onde destacou a presença de ostracodes, compondo associação de caráter continental, correlatos ao Barremiano da Argentina, posicionando a unidade como mais antiga que Aptiano.

Figura 1-1: Mapa geológico simplificado da Bacia do São Francisco, enfatizando as principais unidades de preenchimento (modificado de Pinto & Martins-Neto, 2001).

Figura 1-2: Restos de dinossauros, da região de Alto de Paracatu, MG. A) Conjunto de costelas desarticuladas e fragmentadas. B) Fragmento de osso longo, possivelmente, tibia.

Figura 1-3: Modelo de distribuição crustal há cerca de 120 Ma. e o posicionamento da área de estudo em relação aos principais domínios faunísticos adjacentes. Modelo gerado a partir do *Plate Tectonic Reconstructions Online Paleogeographic Mapper* do Instituto Tecnico Industriale Statale Leceo Scientifico Tecnologico “Ettore Molinari” – Milão, Itália.

1.1. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO PROTEROZÓICO E FANEROZÓICO DO ALTO DE PARACATU

A bacia sedimentar do São Francisco possui um histórico de deposição que remonta ao Proterozóico, englobando a sucessão de rochas do Grupo São Francisco (Espinhaço) e Supergrupo Bambuí. Ao longo da história, sua área central sempre coincidiu com a região do cráton São Francisco. A sucessão fanerozóica também é conhecida como Bacia Sanfranciscana e seu registro está restrito ao divisor de águas dos rios Tocantins e São Francisco. Os diversos eventos regionais ocorridos nesse intervalo de tempo (*e.g.*, Ciclo Brasileiro, Tafrogênese Mesozóica), condicionaram as diversas fases evolutivas da bacia. Cada fase evolutiva é marcada por regimes tectônicos formadores de depocentros distintos.

A Bacia do São Francisco está delimitada, no setor sul, por rochas do cráton proterozóico homônimo (Fig. 1-1). Ao norte, suas fronteiras se estendem até a Faixa Rio Preto e Província Paranamirim; a leste, à Faixa Araçuai e, oeste, à Faixa Brasília. Nessas bordas, as coberturas estão deformadas, com vergência para o interior do cráton. Ao sul, os

limites são erosivos, com exposição do embasamento composto por rochas arqueanas, no Domo de Bonfim, e das faixas móveis proterozóicas, no Alto do Paranapanema.

No interior do craton existe compartimentação estrutural (Fig. 1-1), ou seja:

- Compartimento central (C), com litótipos das Megassequências pré-cambrianas não deformadas, com até 1,5 km de espessura de coberturas;
- Compartimento oeste (W), com elementos distais de cinturão de dobras e falhas transpressivo destal, no norte, e transpressivo sinistral, no sul, com pouco envolvimento do embasamento;
- Compartimento leste (E), com cinturão de dobras e falhas caracterizado por duplexes, cunhas tectônicas, sob um sistema de juntas conjugadas NE/SW e NW/SE, e deformação/metamorfismo gradual sobre embasamento não deformado.

Esta compartimentação tectônica, delineada no Ciclo Brasileiro, condiciona os principais elementos estruturais da deformação mesozóica, caracterizada principalmente pela reativação dos principais lineamentos e inversão cinética, agora, dominada por esforços distensivos e formação de riftes e grábens de eixo N-S, no Barremiano (?) e dobramentos e falhamentos sin-deposicionais, relacionados ao magmatismo Mata-da-Corda (Sawasato, 1995 *apud*. Pinto & Martins-Neto, 2001). A figura 1-4 apresenta o quadro estratigráfico síntese da Bacia do São Francisco e os diferentes tipos tectônicos de bacias e os preenchimentos que predominaram ao longo do tempo.

Figura 1-4: Quadro síntese do preenchimento da Bacia do São Francisco (fonte: Alkimin & Martins-Neto, 2001).

A história Pré-cambriana da Bacia do São Francisco é o registro tectono-sedimentar do ciclo Rodínia-Gondwana. Reunindo os dados disponíveis em Pimentel *et al.* (1999), Martins-Neto *et al.* (2001), Pinto & Martins-Neto (2001), Seer *et al.* (2001), Alkimim (2004) e Pimentel *et al.* (2006), tem-se os seguintes eventos:

- Sobre o embasamento arqueano, composto de diversos blocos, desenvolvem-se bacias tipo *rift-sag*, longitudinais, relacionadas à Tafrogênese do Estateriano, representadas pelas Megassequências Espinhaço, Araí e correlatos. Essas seqüências incluem quartizitos terrígenos a quartizitos e filitos, de origem marinha (Fig. 1-5A.a);

- O ciclo divergente prossegue com a deposição da Megassequência Macaúbas/Salinas, dentro de um sistema de rifte-margem passiva, de manto ativado (fragmentação de Rodínia). Este evento promove a formação da bacia Canastra/Paranoá, a oeste, e a bacia Macaúbas/Salinas, a leste. Os depósitos variam de metadiamicritos a quartizitos/filitos de origem glacio-continental (Fig. 1-5A.b);
- Datações em zircões detríticos dos metadiamicritos mostram que as margens da Península São Francisco são diacrônicas, com a margem oeste completamente instalada no final do Mesoproterozóico, a aproximadamente 1.300 Ma., enquanto a borda leste tem início no Neoproterozóico;
- A aproximadamente 950 Ma. (Fig. 1-5A.c) desenvolvem-se os processos de subdução registrados na bacia de trás-arco, da Megassequência Araxá/Ibirá, a oeste, e o estabelecimento da margem passiva, com a Megassequência Macaúbas (oceano Adamastor);
- O fechamento da bacia de trás-arco, através de processos acrescionários, inicia a formação da Faixa Móvel Brasília (a cerca de 790 Ma., Fig. 1-5A.d);
- O ápice da movimentação da Faixa Brasília (colisão com cráton Amazônico), promove a formação da bacia de antepaís Bambuí (a aproximadamente 630 a 600 Ma.). Os depósitos carbonáticos, intercalados com metapelitos são o registro da instalação de um mar raso, com ambientes intermarés, de clima tropical a semi-árido, onde recifes de barreiras estromatolíticas formam um complexo lagunar (Maldalosso, 1980). Trata-se de um registro de regressão marinha, pontuado por dois eventos transgressivos (*e.g.*, Morro Agudo), fortemente tectonizado (Maldalosso & Vale, 1978);
- Entre 650 Ma. e 620 Ma. a Megassequência Capelinha registra o desenvolvimento de arcos magmáticos e subducção, em um ambiente de retro-arco (Fig. 1-5A.e);

- Este processo evolui para o Orógeno Araçuaí/West Congo, a cerca de 600 Ma., consolidando o cráton São Francisco, dentro do contexto do Gondwana (Fig. 1-5A.f).

Uma superfície erosiva caracteristicamente marcada por pavimentos estriados, marca a base dos depósitos glaciais permo-carboníferos do Grupo Santa-Fé. Estruturada em bacia de sinéclise, seu preenchimento inclui diamictitos, folhelhos violácios, com seixos caídos e alternâncias de arenitos e diamictitos finos (Campos & Dardenne, 1997a).

As coberturas mesozóicas do Cráton São Francisco se desenvolveram em um regime tectônico distensivo, de bacias do tipo *rift*, com direção predominante N-S. Esta depressão é preenchida por sedimentitos clásticos, continentais, com contribuições restritas de magmatismo extrusivo e rochas indicativas de eventos marinhos transgressivos (Kattah & Koutsoukos, 1992). Relevantes trabalhos regionais foram feitos, abordando desde a compartimentação tectônica da bacia (Campos & Dardenne, 1997b; Hasui & Haralyi, 1991), a estratigrafia de seqüências (Kattah, 1991; Mendonça, 2003) e até proveniência e diagênese de alguns litótipos (Sgarbi, 1991b). Apesar das contribuições acima, existe, porém, considerável escassez de informações geológicas e paleontológicas, acerca do setor central e norte, ou seja, a região do Alto de Paracatu e a sub-bacia Urucuia, respectivamente.

O Alto de Paracatu, elevação regional do embasamento, é responsável, segundo Campos & Dardene (1997b) pela segmentação da Bacia Sanfranciscana, nas sub-bacias Urucuia, porção setentrional, e Abaeté, na porção meridional. No Alto de Paracatu, as rochas sedimentares mesozóicas ocorrem na forma de pequenas chapadas ou mesetas, entre os rios tributários, na forma de testemunhos, em contato erosivo, sobre o Grupo Bambuí (Moraes-Rego, 1926). Tradicionalmente (Schobbenhaus & Campos 1984 e autores posteriores) a região é mapeada como Formação Urucuia.

A sub-bacia Urucuia é considerada como predominantemente preenchida por arenitos eólicos, do Grupo Urucuia (Campos & Dardenne, 1996). Braun (1970) correlacionou a

contemporaneidade de formação e arcabouço sedimentar dessa unidade, com a Formação Serra Negra, da Bacia do Paraíba.

Ao sul, sub-bacia Abaeté, existe maior diversidade de unidades aflorantes. Historicamente é conhecida pelos depósitos diamantíferos, reportados primeiramente por Rimann (1917). Neste setor da bacia foram encontradas as melhores exposições de unidades para estudo geoquímico (Grupo Mata da Corda, Ulbrich & Gomes, 1981) e paleontológico (Formação Três Barras).

O conjunto de eventos envolvidos no soerguimento do Alto Paraíba (Hasui & Haralyi, 1991) é aceito, atualmente (*e.g.*, Sgarbi, 2000; Alkimim, 2004), como o principal modelador da paleogeografia da bacia (Fig. 1-5B). Em seus depocentros (sub-bacias Abaeté e Urucuia), um sistema de riftes condicionou a forma estreita e paralela à abertura do oceano Atlântico (Campos & Dartenne, 1997a, b), tornando comuns as presenças de estruturas tectono-sedimentares, tais como, os sismitos descritos em Kattah (1992).

A história cenozóica da região resume-se à instalação da rede de drenagens da Bacia Hidrográfica do São Francisco, onde, os processos que modelam as serras e mesetas depositam a Formação Chapadão, na forma de colúvios e alúvios, nas depressões regionais, enquanto a laterização está associada ao aplainamento do relevo, nos altos locais (Chaves & Bottino, 2000).

Figura 1-5: A) Principais eventos geológicos do ciclo Rodínia Gondwana (fonte: Pinto & Martins-Neto, 2001) B) Evolução paleogeográfica regional da Bacia Sanfranciscana. 1- Neopaleozóico - deposição do Grupo Santa Fé, a partir do norte da bacia. 2- Eomesozóico - intensos processos erosivos são responsáveis pelo retrabalhamento de grande parte da sucessão Santa Fé. 3- Eocretáceo - deposição do Grupo Areado e desenvolvimento de feições tafrogenéticas, na sub-bacia Abaeté. Início do soerguimento do Alto Paranaíba. 4- Neocretáceo - fase principal do soerguimento do Alto Paranaíba. Deposição do Grupo Urucuia e desenvolvimento do magmatismo alcalino, na área afetada pelo soerguimento. 5- Cenozóico – deposição da Formação Chapadão, desenvolvimento da atual superfície de relevo e incisão das formas geomorfológicas de mesetas e extensas chapadas. (Modificado de Hasui & Haralvi, 1991).

2. OBJETIVOS

Tendo em vista o acima relatado, o objetivo central do projeto desenvolvido é a compreensão os processos (tafonômico/sedimentares) e ambiente deposicional, responsáveis pela gênese dos *bone-beds* de dinossauros do Alto de Paracatu, MG, contextualizando os eventos e cenários, dentro de uma análise geológica regional. Para cumprir esse objetivo mais amplo, os seguintes objetivos complementares foram realizados:

a- estudo tafonômico de detalhe das ocorrências em foco, a partir do mapeamento, e da descrição tafonômica dos *bone-beds* estudados, afim de caracterizar os processos sedimentares envolvidos na formação desses depósitos bioclásticos;

b- levantamentos geológicos em escala local e regional, com a finalidade de hierarquizar os eventos tectono-sedimentares e correlacionar os corpos de rochas da sucessão geológica estudada;

c- integração dos dados geológicos, estratigráficos e tafonômicos, para compor o cenário paleoambiental e paleogeográfico registrado na área de estudo.

3. MATERIAL & MÉTODOS

3.1. DEFINIÇÕES OPERACIONAIS

Conforme mencionado na introdução do presente documento, nesse estudo são investigadas ocorrências de vertebrados, em uma sucessão de rochas do Mesozóico da Bacia Sanfranciscana. Essas ocorrências são representadas por acúmulos de ossos de dinossauros, maiormente, titanossauros e terópodes, na forma de concentrações isoladas, com empacotamento dos bioclastos, na matriz sedimentar, variando de denso a frouxo. Esses acúmulos são aqui referidos como *bone-beds*, seguindo estritamente a recomendação e definição adotada em Rogers *et al.* (2007) e Rogers & Kidwell (2007). Em outras palavras, o termo *bone-bed* está sendo empregado para definir “*a relative concentration of vertebrate hardparts preserved in a localized area or stratigraphically limited sedimentary unit (e.g., a bed, horizon, stratum) and derived from more than one individual*” (Rogers & Kidwell, 2007). Portanto, o termo está sendo aplicado em contexto mais amplo, do que aquele comumente utilizado pelos paleontólogos, que tendem a empregá-lo para definir uma acumulação densa de ossos, à moda de coquina (*shell-bed*). O termo *assembléia* é evitado, uma vez que possui em seu cerne forte conotação paleoecológica.

No contexto aqui empregado, dois tipos principais de *bone-beds* são reconhecidos, ou seja, *bone-beds* com macrofósseis e *bone-beds* com microfósseis (Eberth *et al.*, 2007; Rogers & Kidwell, 2007). *Bone-beds* com macrofósseis são aqueles onde >75% dos elementos esqueléticos, de dois ou mais animais (isolados, articulados ou ainda associados) possuem mais de cinco centímetros, em sua dimensão máxima. Por outro lado, *bone-beds* com microfósseis, os quais são também conhecidos na literatura como “*vertebrate microsites*” ou “*vertebrate microfossil assemblage*”, são concentrações relativas de ossos, cujos elementos possuem, predominantemente (>75%), dimensão menor do que cinco centímetros, em sua dimensão máxima. De acordo com os dados obtidos (veja descrições adiante), os acúmulos de ossos de

dinossauros de Coração de Jesus, MG, podem ser considerados com *bone-beds* com macrofósseis e serão referidas ao longo desse documento, apenas como *bone-beds*.

3.2. ARCABOUÇO CONCEITUAL: INTEGRAÇÃO ENTRE ESTRATIGRAFIA E TAFONOMIA

Conforme será apresentado e discutido mais adiante, na presente dissertação de mestrado serão utilizadas ferramentas geológicas, estratigráficas e tafonômicas, com a finalidade de interpretar a gênese das concentrações fósseis, contendo restos de dinossauros, que ocorrem na sucessão mesozóica da Bacia Sanfranciscana, aqui descritas pela primeira vez.

Do ponto de vista conceitual, a partir do estudo de Banerjee & Kidwell (1991), com microfósseis marinhos e de Fürsich & Oschamann (1993), com macroinvertebrados marinhos, mesozóicos, ficou claro o potencial que a integração entre a estratigrafia e a tafonomia de alta resolução têm para as análises de bacias. De fato, nos últimos 10 anos, esse tipo de abordagem sofreu importante expansão, incluindo estudos não apenas de seqüências parálicas, mas também de sistemas deposicionais não marinhos, como indicado pela síntese em Holz & Simões (2005). Conforme sumariado por esses autores (veja Holz & Simões, 2005, p. 274, tab. 12.2) a preservação de vertebrados terrestres, assim como de outros organismos continentais, é controlada pelo tipo de fácies sedimentar, de um dado sistema fluvial. Desde que os diferentes subambientes fluviais (*e.g.*, canal fluvial, planície de inundação) possuem diferenças significativas, quanto às taxas de sedimentação, as assinaturas ou feições tafonômicas presentes nos bioclastos (fósseis) irão variar, previsivelmente, segundo os subambientes considerados (Holz & Simões, 2005).

A tabela 3-1 e a figura 3-1 de Holz & Simões (2005), aqui reproduzidas na íntegra, ilustram de maneira muito sintética, como a natureza das concentrações fossilíferas de

vertebrados continentais podem variar, segundo sua posição, numa seqüência sedimentar e a fácies considerada.

Essa abordagem integradora foi aqui utilizada no estudo das ocorrências da bacia em foco. De fato, apesar do conceito básico de estratigrafia de seqüências, para sucessões fluviais ter sido detalhadamente discutido e melhorado por vários autores (veja síntese em Holz & Simões, 2005), os pesquisadores que trabalham com sistemas terrestres, nunca discutiram apropriadamente a relação entre modo tafonômico de preservação e os controles de sedimentação fluvial, como amplamente descrito e discutido para as seqüências marinhas, especialmente com macroinvertebrados e microfósseis (Holz *et al.*, no prelo). Os tafônomos de vertebrados estão cientes de que as concentrações fossilíferas preservadas em fácies fluviais apresentam um forte enviesamento (*bias*), que afeta a distribuição vertical e a mistura temporal dos restos esqueléticos (Behrensmeyer & Hook, 1992). Esse enviesamento, de um lado, decorre das diferenças nas taxas de sedimentação que ocorrem nos depósitos de canal e de planície de inundação, produzindo diferentes assinaturas ou feições tafonômicas. As taxas de sedimentação, por sua vez, estão também relacionadas ao nível de base. Por exemplo, planícies bem drenadas *versus* planícies mal drenadas, grandes corpos arenosos amalgamados *versus* pequenos corpos. Portanto, tanto a preservação tafonômica, quanto a distribuição dos fósseis são função da mudança no nível de base (Holz *et al.*, no prelo). Assim sendo, do mesmo modo que ocorre com as concentrações fósseis em sucessões marinhas, a distribuição vertical e o modo de preservação dos fósseis nas concentrações bioclásticas formadas em sistemas fluviais, são previsíveis dentro da seqüência deposicional. Por exemplo, considerando-se uma assembléia hipotética representada por ossos coletados em depósitos de canal meandrante, a avulsão e *crevassing* dos canais fluviais, serão responsáveis pelo alto grau de desarticulação das carcaças, bem como elevada mistura temporal dos restos esqueléticos. O aumento na amalgamação do canal reduz a articulação dos esqueletos, sendo

esta a situação típica durante o Trato de Sistemas de Nível Baixo e Trato de Sistemas de Nível Alto (final) (Holz *et al.*, no prelo). Desta forma, conforme Holz & Simões (2005), o modo de preservação tafonômico é uma função do trato de sistemas onde as concentrações bioclásticas são geradas.

Arquitetura Fluvial	Abundância fóssil	Modo de acumulação	Taxa de sedimentação	Desarticulação	Estágio de intemperismo*	Fósseis vegetais e pegadas
Canal	Baixa	Seleção hidráulica	Baixa	Muito alta	1 a 3	Ausentes
Planície de inundação proximal	Alta ou muito alta	Seleção hidráulica	Alta	Baixa	1 a 3	Raramente preservados
Planície de inundação distal	Muito baixa	Carreamento	Baixa	Alta	4 a 6	Relativamente comuns

*Os números se referem aos estágios de intemperismo de Behrensmeier (1978).

Tabela 3-1: Comportamento de algumas feições tafonômicas para ambientes de sedimentação fluvial, segundo Holz & Simões (2005).

Figura 3-1: Modelo integrado de estratigrafia de seqüências, para ambientes fluviais e variação dos padrões de preservação (% fragmentação, mistura temporal) das concentrações fossilíferas, segundo Holz & Simões (2005).

3.3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo dessa dissertação está situada na Região Administrativa Norte, do Estado de Minas Gerais, entre os municípios de São João da Lagoa, Lagoa dos Patos e Coração de Jesus. Trabalhos de campo preliminares foram realizados na área de afloramentos que distam 14,5 km, da cidade de Coração de Jesus. A partir dos dados iniciais foi então delimitado um perímetro de 173 km, formando uma área retangular de 476km², que alcança a principal área de afloramentos no divisor de águas, entre os ribeirões Cana Brava e do Barro. Localmente, essa área é denominada Serra da Embira Branca. A cidade de Coração de Jesus encontra-se no vértice N-L e o ponto central, nas coordenadas 16° 44' S, 44° 27' W (Anexo 1 – Fig. 1).

A elevação do terreno varia entre 1931 metros a 880 metros, com terreno levemente acidentado. A temperatura anual média é de 22,4°C, com médias máximas e mínimas em 29,3°C e 16,7°C, respectivamente. A pluviosidade anual é próxima dos 1082 mm, com o período de estiagem, entre os meses de Março a Novembro. A cobertura vegetal é dominada pelo cerrado que se destaca nas porções de platô das serras.

A principal via de acesso ao local de estudo é a rodovia BR-365, que liga as cidades de Pirapora e Coração de Jesus. A área de estudo é coberta por uma malha de estradas e trilhas rurais que levam até a cidade de Coração de Jesus. A figura 3-2 mostra as principais vias de acesso à região estudada.

Figura 3-2: Mapa esquemático, com os principais acessos à área de estudo. Legenda: retângulo vermelho = área de estudo, linha vermelha = estrada federal, linha verde = estrada estadual, linha cinza = limite de municipal, linha azul = rio, linha dupla = tráfego local, linha pontilhada = não asfaltado ou não terminado. Adaptado de Departamento Nacional de Infra-Estrutura de Transportes.

3.4. SEÇÕES EXAMINADAS E A GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

As rochas sedimentares aqui estudadas afloram em mesetas, as quais formam a Serra da Embira Branca. Essas feições erosivas são compostas por rochas mesozóicas pouco diversificadas. Os litótipos presentes incluem arenitos finos a lamitos, argilo-siltosos. Rochas não siliciclásticas tem ocorrência restrita e estão representadas por duricretes, que ocorrem em alguns horizontes. As estruturas sedimentares presentes estão também restritas a formas plano-horizontais: plano-paralelas, maciças ou tabulares.

As principais drenagens e acessos a área de estudo foram exploradas na busca de locais para o levantamento de seções colunares, de detalhe (escala decimétrica), com representação completa das escarpas da serra (do topo da serra até o nível de base local). Locais com

exposição parcial também foram estudados e mostraram-se confirmatórios, em relação às seções completas. O mapa de pontos de coleta de dados é apresentado no Anexo 1, figura 2.

O contato com o embasamento foi observado no vale principal, do Bairro Mucambo, onde foram levantadas duas seções estratigráficas, informalmente designadas, CJ4-1 e CJ4-2 (Anexo 1, Fig. 2 e Anexo 2). Na seção CJ4-1, o embasamento (seção CJ4-1, Anexo 2) consiste em metacalcários, carstificados, do Grupo Babuí (Bacia Proterozóica do São Francisco, *sensu* Martins-Neto & Alkmin, 2001), que compõem o substrato das regiões baixas, circundantes às mesetas. O contato é erosivo, com intraclastos autóctones, incorporados a um conglomerado monotípico de matriz fina. Gradação para tipos granulométricos mais finos ocorre até surgir laminação cruzada planar, quando sucessivamente, uma nova gradação para conglomerados é retomada. Este novo nível conglomerático é também homogêneo, agora com intraclastos argilosos.

A sucessão sedimentar, acima do nível conglomerático, passa a ser dominada por rochas de granulometria fina. Na base, ocorrem argilitos a folhelhos, com laminação plano-paralela, bem marcada, a qual passa de modo abrupto, para ritmitos (alternâncias entre folhelhos e siltito maciço), em espessuras centimétricas. Níveis de seixos conglomeráticos tão delgados, quanto os ritmitos, ocorrem regularmente a cada metro aproximadamente. A ciclicidade do depósito é substituída por um arenito médio, finamente acamadado, em *sets* ondulantes. Granocrescência ascendente dos depósitos ocorre de forma abrupta, com a sobreposição de um pacote de siltitos, com estratificação plano-paralela de siltito e arenito fino, maciço, cimentado por carbonatos. Ambos os pacotes possuem cerca de dois metros de espessura. Para o topo, de forma discordante está depositado um nível centimétrico, com clásticos finos, fortemente cimentado por carbonatos e ferruginosos. É sobre este patamar de depósitos químicos que a seção CJ4 -1 é encerra, sendo marcada pela presença de depósitos siltico-

agilosos, finamente laminados, com alternância de cores avermelhadas a esverdeadas (Anexo 2).

Na vertente oposta a da seção CJ4-1, foi levantada a seção CJ4-2 (Anexo 2), que contextualiza o ponto de coleta CJ4. Trata-se de uma seção parcial (o restante da vertente encontra-se encoberto) cujos 5,5 metros iniciais são totalmente correlatos à seção CJ4-1. A distinção surge, após o patamar clástico/químico, onde, sobre o qual, segue um depósito clástico muito fino (siltito a argilito), com estrutura convoluta e muito perturbada. Os restos de dinossauros aqui estudados, incluindo esqueletos de saurópodes e terópodes, se encontram no primeiro meio metro dessa camada (Fig. 1-2 e fotos em Anexo 2-Seção CJ4-2). Em seu contato basal, cerca de 10 cm, existe ritmicidade incipiente, muito semelhante aquela descrita para a camada correlata em CJ4-1 que, em poucos centímetros, grada para o convoluto. Seu contato superior é brusco e irregular, por vezes em forma de canal (na ordem de metros), sobre o qual um depósito contínuo de arenitos mal selecionados está acomodado. Apesar de haver estruturas em canal, não foram encontrados depósitos diferenciados na base dos canais. Nessa última unidade são encontrados seixos de quartzo, de leitoso a translúcido, sub-angulosos, sub-esféricos e com superfície polida punctuada, fornecendo características tipicamente fluviais. Todo o pacote final está intemperizado e inconsolidado (unidade onde desenvolve o topo das mesetas), de forma que foi difícil o reconhecimento de eventuais estruturas sedimentares.

Cerca de dois quilômetros a sul, a montante do Riacho do Barro, encontra-se o local da seção CJ1 (Anexo 1, Fig. 2). Esta seção encontra-se completa a partir do nível de base local (tributário perene), que corre sobre depósitos clásticos, de arenito fino mal selecionado, a partir do qual foi medida espessura de 1 metro (Anexo 2). Este pacote maciço é sucedido por outro pacote maciço de finos (argilito-siltoso). Por aproximadamente 4 metros de espessura, ocorrem interrupções bruscas de granulometrias diversas, que se acentuam para o topo, ou

seja, por um pacote de 20 centímetros de arenito fino maciço, intercalado por lâminas de arenito fino, associados com intraclastos que surgem com forma regular e mais acima, reaparecem com formas irregulares amebóides. O contato erosivo seguinte marca a passagem para arenitos finos, maciços, onde estão presentes pequenos diques cônicos e, em forma de chama, típicos de fluidização. É sobre este arenito que se desenvolve o patamar clástico/químico. De modo semelhante à seção CJ4-2, sobre este contato discordante ocorre novamente o depósito de finos convolutos, apresentando restos esqueléticos de dinossauros. Porém, nessa seção a diferença se dá pela espessura do pacote, que chega a atingir a ordem de sete metros. Seu topo discordante e irregular (também semelhante ao correlato em CJ4-2, é sucedido por depósitos de areia fina, mal selecionada, inconsolidada, que é também análogo a observada em CJ4-2), a pedogênese impede, entretanto, o reconhecimento de eventuais estruturas sedimentares.

A partir dos dados acima, torna-se notável a presença de dois grupos de discontinuidades: um conjunto de finas camadas de arenitos cimentados, que apresentam dobras de eixo vertical, muito espaçadas nas camadas, porém alinhadas em relação ao correlato da camada seguinte e um pacote métrico de ritmitos (arenito-siltico a silito-argiloso).

O levantamento estratigráfico em outros locais do setor sudeste da área de estudo (vide Anexo 1, Fig. 2), evidencia que as seções estão mais incompletas e apenas reafirmam a variação e forma de empacotamento dos litótipos presentes nas seções CJ4-1, CJ4-2 e CJ1.

No sistema de drenagens, a norte-noroeste do rio Cana Brava, a partir de São Geraldo (Anexo 1, Fig. 2), existe uma série de exposições que permitiram a composição da seção CJ5 e, também, o reconhecimento da existência da continuidade lateral das acumulações fossilíferas.

O nível de base local ocorre sobre depósitos mesozóicos e escava arenitos finos, maciços, de acamamento centimétrico (Anexo 2), cuja espessura parcial chega a 3 metros. Esses arenitos, como boa parte da seqüência, estão fortemente cimentados por carbonatos. Seu topo erosivo apresenta um sistema de fraturas N54E, preenchidas por carbonatos, em textura drusiforme, visível a olho nu. O restante da seção é dominado por depósitos silto-argilosos, que se iniciam laminares, passam para ritmitos delgados (pareados com arenitos finos) e depósitos convolutos. Na base dos depósitos convolutos são encontrados restos de dinossauros ainda articulados. O depósito convoluto, nesta seção, é mais delgado, com cerca de dois metros e seu contato superior é gradativo para uma estruturação laminar que bruscamente passa a tabular. A partir desse intervalo, o depósito passa por cinco ciclos de gradação ascendente de adelgamento de camadas (tabular para laminar paralela). Cimentação carbonática é observada sempre no topo da gradação, onde a laminação passa bruscamente para o depósito tabular, do ciclo seguinte.

Com o levantamento da seção CJ5, foi possível observar, claramente, que existe um domínio de finos, por quase toda a seção. Em superfície, este domínio também se verifica no tipo de alteração pedogênica, produzindo solo pouco coesivo, pulverulento, avermelhado, em contraste com as areias finas, bem selecionadas e claras, do setor sudeste da área de estudo. Na seção CJ 5, o pacote fossilífero, em estrutura convoluta, é mais delgado, apresentando esqueletos de vertebrados com menores dimensões. Porém, o padrão de tamanho dos bioclastos só poderá ser confirmado com futuras coletas sistemáticas.

Além das seções e afloramentos ao longo dos setores Sudeste/Norte-Noroeste da área de estudo, a diversidade de litótipos e estruturas foram complementadas, a partir da análise de afloramentos no setor W (sentido Ibiaí,– Anexo 1, Fig. 2). Nesse caso, contudo, a raridade de afloramentos e a distância entre os pontos impediram a realização de levantamentos ao longo de seções estratigráficas de superfície. Porém, os cortes na estrada BR-25, trecho entre

Coração de Jesus-Ibiaí, fornece exemplo dos litótipos presentes na borda oeste da Serra da Embira Branca. Os dois afloramentos, aqui designados de Ibiaí-1 e Ibiaí-2 (Fig. 3-3) exibem rochas clásticas, maiormente arenitos, com estruturas cruzadas diversas, uma característica exclusiva deste setor da sucessão sedimentar estudada. A granulometria dominante é o arenito fino, o qual se mostra distinto de outras áreas devido ao alto grau de seleção granulométrica (menos de 10% de matriz).

Uma discordância pode ser observada e limita de forma brusca duas unidades estruturais: abaixo ocorrem pacotes tabulares, plano-paralelos a levemente ondulados, acomodados em *sets* cruzados e, acima, um pacote com acamadamento ondulado diverso: *sets* sigmóides de laminação tangencial, *sets* ondulados e laminação plano-paralela, *sets* tangenciais, *hummocky*, *swaley* e laminação plano-paralela formam um conjunto de diversos truncamentos internos entre os *sets*.

Os litótipos, caracterizados acima e seu empilhamento estratigráfico, foram analisados quanto sua expressão regional e a geometria dos corpos, em macro-escala. Isto foi possível devido à geomorfologia das vertentes do interior da Serra da Embira Branca (vide caracterização da área de estudo). Uma vez definida a relação estratigráfica dos afloramentos, foi observada a correspondência do padrão de empilhamento, com o padrão geomorfológico das vertentes. Dessa forma, foi notado que os duricretes, base da camada fossilífera, representam um patamar nas vertentes e o depósito fossilífero (unidades 3 e 4, numeradas nas seções do Anexo 2) se apresentam expostos formando uma faixa de afloramentos ao longo das vertentes

Figura 3-3: Foto mosaico dos cortes de estrada na borda oeste da Serra da Embira Branca, MG. A- ponto Ibirá-1. B- ponto Ibirá-2.

A observação detalhada das exposições ao longo de uma vertente de orientação NE-SW, a noroeste dos pontos CJ-1 e CJ-4, permitiu identificar três limites estratigráficos, bem marcados: base e topo da unidade fossilífera e base dos arenitos inconsolidados, que suportam o topo da meseta (Fig. 3-4). Estes contatos se apresentam contínuos e paralelizados entre si e entre a geometria da meseta, reforçando assim o caráter tabular das unidades aflorantes.

O padrão tabular persiste numa escala mais próxima (Fig. 3-5A), onde é possível verificar, na seção CJ-4, que a base da unidade fossilífera, marcada pelos arcóseos carbonáticos se apresenta mais monótono, que os outros limites que se apresentam paralelizados, porém, numa ondulação irregular.

Figura 3-4: Sequências de foto mosaicos, de uma vertente, no setor sudeste da área de estudo, com indicação dos principais contatos realçados pelo relevo (linhas brancas). A série inicia-se a partir do setor NE (A), para o setor central (B) e setor SW (C).

Esta irregularidade é mais pronunciada no limite superior da camada fossilífera. Além desta geometria de camadas amalgamadas, promovida pela irregularidade regional dos contatos, na seção CJ-5 e, em outros afloramentos no setor NW da área (Fig. 3-5B), os contatos se estendem lateralmente em ondulações paralelas ou truncantes. Esta forma de ondulação concentra-se principalmente na sucessão granodescendente de finos, formando assim lentes de deposição em escala quilométrica, em meio ao domínio tabular das unidades.

Figura 3-5: A- Principais contatos expostos na vertente onde está localizado o ponto de coleta CJ-4 (Camp). B- Principais contatos observáveis no afloramento CJ-5, marcados por linhas pontilhadas.

3.5. ANÁLISE TAFONÔMICA

Neste trabalho será utilizado o protocolo de aquisição de informações tafonômicas apresentado em Pires-Domingues (2006) e Pires-Domingues & Anelli (2006), o qual não difere essencialmente do utilizado por Bertoni-Machado (2008). O programa de coleta de dados foi sistematizado de acordo com: Behrensmeyer (1991), para a caracterização tafonômica das acumulações fósseis; Rogers (1994) e Rogers *et al.* (2007), para a coleta de informações em campo e Munthe & Mcleod (1975), para a obtenção de informações úteis para interpretações paleoecológicas e paleoambientais.

A coleta de informações foi realizada durante os trabalhos de campo e exposição de pavimentos ou ocorrências pontuais fossilíferas. Posteriormente, estas informações foram organizadas em um banco de dados para análise quantitativa da amostragem. O protocolo de variáveis coletadas por espécime é apresentado na tabela 3-2 e seu protocolo de codificação (para uso em campo e computacional).

INFORMAÇÃO	DESCRIÇÃO	TIPO DE DADO	UNIDADE
Jazido	Contém a descrição do afloramento além da marcação do ponto de coleta e nível/ camada sedimentar	Texto codificado	-
Latitude / Longitude	Posição geográfica global em UTM para o espécime	Variável discreta	Metros
Identificação	Código de controle de coleta da amostra	Texto codificado	-
Dimensões	Comprimento e largura aferidos no espécime	Variável contínua	Centímetros
Espécie	Táxon o qual pertence amostra	Variável qualitativa	-
Idade	Idade atribuída no momento de morte do animal	Variável qualitativa	-
Amostra associada	Identificação do espécime mais próximo	Texto codificado	-
Articulação óssea	Grau de articulação do espécime (Behrensmeier, 1991)	Variável qualitativa	-
m _i	Quantidade de partes presentes no espécime (Holzman, 1979)	Variável quantitativa	-
Atitude	Rumo e mergulho da amostra em notação Clark.	Variável contínua	Graus
Datum	Distância horizontal da amostra em relação ao ponto de referência na camada	Variável contínua	Centímetros
Parte esquelética	Tipo de elemento ósseo identificável	Variável qualitativa	-
Grupo de Voorhies	Classe de transportabilidade (Voorhies, 1969)	Variável qualitativa	-
Tipo de partição	Parte do osso identificada	Variável qualitativa	-
Fragmentação	Grau de fragmentação em que se encontra o espécime	Variável discreta	Porcentagem
Fissuras	Porcentagem da área superficial coberta por fissuras	Variável discreta	Porcentagem
Marcas Superficiais	Porcentagem em área coberta por outras modificações ósseas	Variável discreta	Porcentagem

Tabela 3-2: Variáveis observadas no conteúdo fossilífero, adaptado de Pires-Domingues (2006).

Esta forma de organização do banco de dados permite uma análise quantitativa, tanto em escalas local e regional (Pires-Domingues & Anelli, 2006), possibilitando a interação com os dados geológicos. No campo, a obtenção de informações para tafonomia de alta resolução, seguiu os mesmos princípios da estratigrafia de detalhe (acima de terceira ordem). O modo mais simples e direto de registrar detalhes dos afloramentos é através da obtenção de medidas e descrição de seções verticais (Tucker, 1988; Miall, 1990). De forma alternativa ou complementar foram levantados perfis laterais nas ocorrências mais expressivas (variação lateral de fácies). A exemplo da seção piloto (Fig. 3-6) foram levantadas seções e perfis também ao longo das vertentes das mesetas e das drenagens mais expressivas (vide

informações geológicas acima). Além de indicar feições estratigráficas (*e.g.*, tipos de contato, litótipos, estruturas genéticas, tamanho das camadas), este tipo de representação também é útil no posicionamento vertical das amostras, do conteúdo fóssilífero e das principais feições estruturais (*e.g.*, paleocorrentes, tectofácies).

Figura 3-6: Seção vertical levantada na fase de prospecção táctica, na Serra da Embira Branca, MG.

A maior parte da informação tafonômica e geológica foi obtida para as amostragens realizadas em duas concentrações distintas de bioclastos distantes 800 metros, de um mesmo horizonte estratigráfico. Escavações sistemáticas nesses dois pontos, informalmente definidos como CJ1 e CJ4, permitiram a coleta dos dados direcionais dos bioclastos e, em CJ4, foi possível reconhecer e atribuir medidas referentes às carcaças de um sauropodomorfo e um teropodomorfo. Os fósseis estão depositados na coleção paleontológica do Museu de Zoologia da USP e, conforme já mencionado, foram coletados durante projeto FAPESP (Proc. 02/13602-4), sob responsabilidade do Prof. Dr. Hussam Zaher.

3.5.1. Representação Gráfica

No presente estudo são apresentados alguns resultados obtidos no uso de ferramentas quantitativas direcionais, para auxiliar a análise tafonômica básica. Um dos problemas mais comuns é a caracterização da biofábrica e sua relação genética com os processos bioestratinômicos (transporte) e com os processos sedimentares que produziram a arquitetura final do depósito fossilífero (Behrensmeyer, 1991). O principal objetivo dessa análise é quantificar e qualificar a influência do transporte sedimentar sobre a acumulação fóssil. Sabe-se que intensidades de regime de fluxo podem levar a seleção por transporte de partes esqueléticas e a conseqüente desarticulação da carcaça depositada no ambiente. Após o transporte, os bioclastos são depositados de forma orientada segundo a condição hidrodinâmica de menor área de atrito, com a água e os materiais em suspensão. Weigelt (1929) observou, por exemplo, que carcaças inteiras de crocodilos e peixes tendem a serem depositadas ortogonalmente ao sentido do fluxo que promoveu o transporte.

Para analisar este tipo de informação, lançou-se mão do uso de gráficos específicos para análise espacial, tais como os diagramas em roseta e o diagrama estereográfico. O diagrama em roseta é semelhante a um histograma de classes de tamanho. Os intervalos são pré-

definidos dentro dos quadrantes e o tamanho de cada barra é proporcional à frequência de ocorrências dentro do intervalo. Pelos diagramas estereográficos é possível representar a orientação e a inclinação de um objeto em relação ao plano horizontal, seja um plano de acamamento, uma lineação, clasto ou bioclasto. Isto é possível uma vez que o diagrama circular consiste em uma representação de uma superfície semi-esférica. Em Marshak & Mitra (1998) é feita uma descrição do uso do diagrama e do modo de plotagem dos dados.

3.5.2. Estatística Descritiva de Dados Circulares

Para quantificar os dados direcionais, foram extraídos parâmetros de amostragem capazes de caracterizar e hierarquizar os subgrupos entre si. Primeiramente, tem-se o vetor médio, que possui duas propriedades: direção (o ângulo médio, μ) e comprimento (como notação usa-se a letra r). O comprimento varia de 0 a 1, um valor grande de r indica que as observações estão agrupadas mais próximas da média, que um valor menor. A Concentração (κ) é um parâmetro específico, para distribuições de von Mises e afere a compartimentação da distribuição, a partir de um círculo perfeito (distribuição uniforme). Está relacionada com o comprimento do vetor médio. O valor apresentado, nesse estudo, é a estimativa de máxima verossimelhança da concentração da população, calculado a partir da fórmula de Fischer (1993) e Mardia & Jupp (2000).

A variância circular e o desvio padrão circular são equivalentes aos correlatos lineares, mas são calculados de modo distinto. Variância é calculada a partir do comprimento do vetor médio por uma simples fórmula: $V = 1 - r$. O desvio padrão é calculado por $S = (-2 \ln(r))^{1/2}$, com o resultado em radianos (convertido para graus na multiplicação por $180/\pi$).

O erro padrão da media também é calculado sobre o comprimento do vetor médio (r) e sobre a concentração, e é calculado usando a fórmula 4.42, em Fisher (1993). Para tanto,

assume-se que os dados possuem uma distribuição von Mises. O intervalo de confiança é derivado do erro padrão (como na distribuição linear).

A direção media circular pode ser difícil de ser calculada, em decorrência do o problema da escolha de um eixo apropriado na escala circular. Finalmente, os Testes Q-quadrado foram executados segundo (Batschelet, 1981), sobre algumas amostras. Este teste determina o grau de significância das diferenças entre as amostras de forma não específica.

3.5.3. Estatística Descritiva de Dados Esféricos

Segundo Davis (1986), os métodos estatísticos de dados direcionais esféricos apresentam maior limitação metodológica, por efeito da complexidade de análise. Basicamente, os métodos envolvem a transformação da distribuição em uma matriz de dados da qual se extraem os autovetores e autovalores. A natureza multidimensional do dado está intrínseca as três dimensões principais e dimensões adicionais as quais as características geológicas se agregam. Essas três dimensões são quantificadas na forma de autovetores calculados na forma de eixos complementares. Dessa forma, os autovetores podem compor um elipsóide, com o qual se pode distinguir a distribuição dos dados. Em Woodcock (1977) são encontradas as classificações da forma de distribuição dos dados plotados, em estereogramas utilizando as razões logaritimizadas de autovetores (λ). Nesse diagrama é possível posicionar qualquer forma de distribuição de dados.

3.6. PETROGRAFIA SEDIMENTAR

Durante os trabalhos de campo, foram coletadas amostras, também, para caracterização petrográfica das unidades estratigráficas que (a) antecedem, (b) compõem e, imediatamente, (c) sucedem os depósitos fossilíferos. As amostras foram numeradas de acordo com sua

posição estratigráfica e assinaladas nas seções colunares (Anexo 2). Dessa forma, além dos pacotes de lamitos convolutos (unidade 4) e sua base laminar (unidade 3), foram analisados em seção delgada, amostras da sucessão ferricrete (unidade 1)/duricrete (unidade 2), além de amostras do arenito (unidade 5) que ocorre imediatamente acima dos lamitos convolutos.

4. RESULTADOS OBTIDOS

4.1. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

O domínio de corpos sedimentares com geometria tabular, em escala regional e a presença de um horizonte estratigráfico bem definido (contato entre os duricretes e os horizontes fossilíferos) permitiram a correlação estratigráfica entre as seções colunares (CJ1, CJ4a, CJ4b e CJ5) (Fig. 4-1). Esta correlação possibilitou visualizar a variação faciológica e arquitetural da seqüência em estudo, pois as duas principais seções correlacionadas, isso é, CJ5-CJ4 e CJ4-CJ1, encontram-se em disposição ortogonal entre si, em NW e NE, respectivamente. Porém, o contato basal da seqüência mesozóica, com o embasamento pré-cambriano e o depósito suprajacente, de ritmitos finos (vide Anexo 2 e discussão nas seções anteriores), não foi correlacionado por falta de exposições fora do entorno da seção CJ4. Os corpos seguintes, definidos por discordâncias e correlações relativas, se caracterizam por um conjunto sete fácies sedimentares, em variação gradativa entre os setores NW e SE, da área de estudo. As fácies reconhecidas incluem: 1- Arenitos tabulares (AT), 2- Lamitos laminados (LL), 3- Lente de arenitos maciços (LAM), 4- Horizonte nodular calco-limonítico (HNCF), 5- Finos convolutos, cunha de fluxo de massa distal (CFMD), 6- Arenitos maciços, cunha de fluxo de massa médio-distal (CFMM) e 7- Lamitos calcretizados (LC). A descrição sintética dessas fácies é apresentada na tabela a seguir (tabela 4-1).

Fácies (ordem estratigráfica)	Setor NW	Setor SE	Processos deposicionais
7- Lamitos calcetizados – LC	Laminações de finos com horizontes calcetizados.	Laminações de finos em alternância granulométrica fina.	Deposição por decantação
6- Arenitos maciços, cunha de fluxo de massa médio-distal - CFMM	Laminações de arenitos localizados.	Depósito(s) de arenitos mal-selecionados maciço	Fluxo de massa sub-aéreo
5- Finos Convolutos, cunha de fluxo de massa distal - CFMD	Depósito de finos convolutos	Depósito de finos convolutos	Fluxo de massa sub-aquoso raso
4- Horizonte nodular calco-limonítico – HNCF	Laminações de argilas e siltes em matriz carbonática/limonítica	Arenitos finos ricos em bolsões carbonáticos e matriz limonítica	Deposição por decantação e deposição autigênica química.
3- Lente arenitos maciços - LAM	Depósito ausente ou restrito a lâminas de arenito fino dentro da unidade 2.	Arenitos finos maciços em pacote métrico irregular.	Deposição por decantação diferenciada
2- Lamitos laminados – LL	Depósitos de finos pouco espessos e maciços	Depósitos de finos finamente laminados, folhelhos	Deposição por decantação
1-Arenitos tabulares – AT	Arenitos finos maciços em acamamento tabular métrico plano horizontal	Arenitos maciços em <i>sets</i> tabulares sub-métricos ondulados.	Deposição por decantação seguida por fluxos trativos não deposicionais.

Tabela 4-1: Conjunto de fácies sedimentares presente na área de estudo.

Com base nos dados acima, fica evidenciado que na sucessão estudada dois processos deposicionais foram dominantes, ou seja, a decantação de finos e os fluxos de massa. A existência da fácies AT e LAM, em alternância com depósitos com maior contribuição de finos, permite identificar a recorrência de processos de deposição por decantação, em função das variações da velocidade de fluxo (Selley, 1988, dentre outros), capazes de transportar as diferentes frações presentes nos depósitos, por suspensão ao longo do tempo. A assimetria das fácies AT e LAM mostra que esta desaceleração ocorre de forma unidirecional e, de forma análoga, está presente também nas fácies LL e nos ritmitos basais, descritos apenas na seção CJ4-1, onde as velocidades de fluxo foram mais baixas.

O hiato deposicional evidenciado pelo horizonte da fácies HNCF, representa a única discordância regional presente na área de estudo. Além de ser um momento, em termos temporais, de ausência de sedimentação siliciclástica na área, também representa um ponto de mudança dos processos de sedimentação, a partir do qual, seguem processos dominados por fluxos de massa.

As fácies CFMD e CFMM apresentam, entre si e entre as unidades vizinhas, discordâncias erosivas presentes no sentido distal das cunhas, evidenciando eventos de maior energia, no ambiente deposicional. O pequeno aumento da imaturidade textural entre os eventos permite interpretar a existência de outros processos deposicionais em desenvolvimento no suprimento desses sedimentos (Selley, 1988).

A última fácies presente (LC) representa uma recorrência da fácies LL, porém, sob condições mais rasas, pois, no topo de algumas camadas do setor NW, existe o mesmo tipo de contribuição autigênica observado em HNCF. A arquitetura final dos depósitos, na área de estudo, é apresentada na Figura 4-1. A organização tabular vista em afloramentos e grandes exposições (Geologia Local), deixa de existir em vários corpos de rochas, e um caráter assimétrico em cunha ganha destaque.

As direções ortogonais, NW e NE permitem identificar a direção das cunhas de deposição e como as direções mudaram ao longo do tempo, bem como a associação faciológica. Por exemplo, os conjuntos de fácies areníticas por decantação, AT e LAM, apresentam uma arquitetura distinta, porém se assemelham na coincidência de depocentros, ou locais com maior espessura de depósitos, onde ambos apontam para região ao sul da área de estudo. A região de CJ4 apresenta as maiores espessuras.

A fácies LL apresenta uma tendência tabular, excetuando-se pela forte inflexão e adelgamento em CJ4-2, o que pode ser interpretado como uma evidência de um relevo antigo, uma vez que não há diferenciação no tipo de contato encontrado neste ponto e entre os demais setores, onde o contato superior da fácies LL foi registrado.

A fácies HNCF é a única que permanece quase que inalterada em toda a área de estudo, apresentando tendência tabular, quase sem variação de espessura. Essas características reforçam a idéia de marco estratigráfico regional, tanto em termos temporais, quanto em termos de preenchimento da bacia.

As cunhas de CFMD e CFMM apresentam-se em disposições distintas: enquanto CFMD, onde a assembléia fossilífera está inserida, apresenta uma cunha abrupta com mergulho para SW, a cunha de CFMD é, provavelmente, menos acentuada e encontra-se em mergulho para WNW.

Finalmente, a fácies LC apresenta tendência de ocupar o desnível apresentado pelas fácies em cunha, possuindo, dessa forma, maiores espessuras no setor NW da área, o mesmo setor que apresenta recorrência de evidências de exposição subaérea.

Figura 4-1: Correlação estratigráfica entre as seções colunares. As linhas contínuas representam contatos observados e as pontilhadas, os inferidos. Os valores em metros referem-se a quotas altimétricas atuais.

4.2. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Ao microscópio petrográfico, as amostras estudadas revelaram um conjunto variado de baixa seleção de granulométrica e porcentagens de matriz acima dos 18%. Portanto, os

depósitos estudados estão dentro do campo das grauvas. O arcabouço apresenta composição variada com domínio do grupo do Quartzo, granulometria areia média até silte fino e seleção pobre (Fig. 4-2).

Figura 4-2: Diagrama de classificação de siliciclásticos, para grauvas (Pettijohn, 1987) e distribuição granulométrica do arcabouço nas amostras analisadas (Tucker, 2001).

Pode-se observar na figura 4-2 que há clara tendência de afinidade maior, tanto composicional, como granulométrica, entre amostras da mesma seção, do que entre amostras de mesmo horizonte estratigráfico. As observações microscópicas de diferentes unidades estratigráficas revelaram maior correlação (semelhança composicional, granulométrica) no plano vertical (seção colunar), do que no plano horizontal (correspondente estratigráfico).

Todas as amostras apresentaram baixa esfericidade (em todas as frações granulométricas) e baixo arredondamento, com tendência de um maior ganho de arredondamento para as frações mais grossas. Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante e, por vezes, inclusões fluidas (foto 1 - Anexo 3), ao passo que os feldspatos estão representados quase que unicamente pelo microclínio. Também são comuns as micas e os minerais opacos.

As unidades basais, em relação à unidade fossilífera, definidas como nível de ferricrete, Unidade 1, e duricretes, Unidade 2 (vide Anexo 2, seções CJ4-1, CJ4-2 e CJ1), apresentaram várias feições secundárias relacionadas à matriz. A unidade 1 se apresenta ao microscópio como uma grauva feldspática, ferrosa. Sua matriz é composta por granulometrias finas a

partir da fração silte fino, onde é possível reconhecer quartzo, feldspatos, clorita, muscovita e limonita. Essa composição remonta a características grauvaquianas clássicas (Helmbold, 1958). A matriz ainda apresenta uma estruturação plano-horizontal, definida por horizontes de predomínio de vazios, carbonatos e minerais opacos (foto 2 - Anexo 3). A Unidade 1 apresenta ainda, em sua matriz, estruturas secundárias, que evidenciam diferentes fases diagenéticas, tais como vazios que englobam vários grãos do arcabouço, com auréolas carbonáticas (foto 3 - Anexo 3) e alguns com total preenchimento carbonático (foto 2 - Anexo 3). Destaca-se também a irregularidade das bordas dos grãos, em linhas curvilíneas fechadas, associadas a porosidades em todas as granulometrias observadas (até a fração 0,005mm, foto 4 - Anexo 3). A porção fina da matriz (fração argila) se apresenta sempre de forma complexa, em auréolas ferrosas que circundam pequenos bolsões de grânulos (foto 4 - Anexo 3).

A Unidade 2 (duricrete) mostrou estrutura básica (matriz e arcabouço) muito semelhante àquela observada na Unidade 1. A principal feição característica desta unidade é a presença de grandes bolsões carbonáticos, concentrados no topo da unidade (foto 5 - Anexo 3). Esses bolsões possuem tamanho variado entre poucos milímetros a centímetros. É comum o contato e associação destes vazios formando nódulos contínuos, nos quais é possível observar resquícios da matriz que formava a parede de vazios menores. Outra característica importante é a presença de múltiplas fases de cristalização ordenadas em microesparítico, nas bordas, a drusiforme, no centro (foto 6 - Anexo 3). Em amostras desse horizonte litoestratigráfico foi possível identificar as relações de contato entre minerais opacos, da matriz e grãos do arcabouço. Os grãos do arcabouço encontram-se englobados por pirolusita que, por sua vez, possuem auréolas de manganita (foto 7 - Anexo 3). Esta relação geométrica permite identificar a origem secundária e ordenada para a mineralização dos óxidos e hidróxidos.

A unidade seguinte, Unidade 3 (Anexo 2), foi caracterizada, em campo, como a base da unidade fossilífera (argilitos convolutos) que se inicia estruturada em laminação rítmica. Em lâmina, foi possível determinar que a ritmicidade ocorre pela alternância entre clásticos/ferruginosos, de granulometria argila e arcóseos finos, mal-selecionados (de areia fina a silte grosso), cimentados por carbonatos micro-esparíticos (foto 8 - Anexo 3). As porções da fração fina apresentam maior diversidade de estruturas, desde primárias, como feições de deposição, até secundárias, como fraturas e fenestras. As estruturas primárias, por exemplo, são marcadas pela variação granulométrica dentro da laminação, cuja variedade engloba laminações cruzadas tangenciais, feições em pena (*flasières*), cunhas e lentes. Já as estruturas secundárias variam de fraturas retilíneas a sinuantes, preenchidas ou não por carbonatos. Por vezes, séries de fraturas formam uma feição de treliça (porção inferior da foto 8- Anexo 3). Existem também dois tipos de fenestras: as irregulares, do tipo “*birdseyes*” e as regulares, euédricas, típicas de dissolução mineral (foto 8 - Anexo 3). Essa unidade é a única que apresentou restos orgânicos, representados por pequenos depósitos calcínicos bioinduzidos (foto 9 - Anexo 3). A estrutura, típica de cianobactérias *Schizothrix* (Freytet e Verrecchia, 1998) se caracteriza pelo formato geral dômico, cujo arranjo interno das lamínulas é ondulante. Já a estrutura dos minerais é acicular concêntrica. Nas amostras observadas existem vazios delgados, entre a superfície do topo e a do depósito a seguir (molde externo), o que sugere a presença de matéria orgânica, no momento do soterramento (foto 9 - Anexo 3). Os bolsões carbonáticos notados, anteriormente, para a unidade 2, são recorrentes nas laminações das amostras da Unidade 3. Destaca-se, nesse horizonte, o aumento dos minerais de manganês, com ocorrências de pirulósita dendrítica e manganita disseminadas, nos bolsões carbonáticos (foto 10 - Anexo 3).

O depósito principal da unidade fossilífera (Unidade 4), composto por clásticos na fração argila (Anexo 2), teve suas amostras analisadas por difratometria de raios-X (DR-X). A

mineralogia encontrada na análise (Fig. 4-3) é muito semelhante à composição arcoseana, das unidades anteriores. A presença da assinatura para minerais do grupo das Olivinas reforça o caráter de imaturidade mineralógica da sucessão, assim como a presença de Calcita, em contribuição secundária.

Figura 4-3: Caracterização mineralógica por difratometria de raio-X, da fração de finos da unidade fossilífera. Explicação: Quadrado Vermelho, *Quartzo*; Losango Azul, *Muscovita*; Losango Verde, *Microclínio*; Triângulo Rosa, *Olivina*; Triângulo Vermelho, *Calcita*.

A Unidade 5, que recobre a unidade fossilífera (amostra 5, Anexo 2), descrita em campo como arenitos mal-selecionados, pode ser classificada como grauvaça, arenito siltoso, arcoseano, cujo arcabouço possui maior participação porcentual de tipos de quartzo, nas frações mais grossas (foto 11 - Anexo 3). A estrutura maciça macroscópica e heterogênea da razão arcabouço/matriz ao microscópio apresenta alguns detalhes texturais, como presença de grãos com bordas irregulares ou aoréolas de manganita e sericita (foto 12 - Anexo 3). Finalmente, são comuns também fenestras e cimentação carbonática secundária, nas quais, é possível identificar ocorrências em formas euédricas.

4.3. TAFONOMIA DOS *BONE-BEDS* DE DINOASSUROS DE CORAÇÃO DE JESUS, MG

O arranjo espacial dos elementos ósseos na matriz sedimentar é a feição de maior destaque nos depósitos fossilíferos estudados. Conforme já referido, todos os fósseis de vertebrados ocorrem em rochas da fácies (CFMD), na altura do seu contato basal ou até a um metro de altura. As ocorrências apresentam uma alta densidade de bioclastos, mas dispostos de forma pontuda no horizonte estratigráfico. Cada concentração é composta por dezenas de ossos e fragmentos de ossos, em tamanhos que variam de dimensão métrica até centimétrica.

Escavações sistemáticas ocorridas entre os anos de 2005 e 2009 exploraram duas áreas de amostragem, aqui referidas como CJ4 e CJ1 e, prospecções realizadas em 2008, revelaram parcialmente a acumulação de CJ5 (Fig. 4-4). Por questões diversas, outras acumulações conhecidas na área de estudo não foram ainda exploradas.

4.3.1. Composição Taxonômica e Representação Anatômica

Até o momento, todas as amostragens revelaram que as acumulações estudadas são, provavelmente, compostas por ossos de poucos espécimes. No *bone-bed* CJ4, cerca de 67 ossos, incluindo ossos identificados em campo, preparados ou em fase de preparação, parecem representar pelo menos dois indivíduos, um saurópode e um terópode. O saurópode, provavelmente, um titanossaurídeo, está representado, principalmente, por 33 elementos ósseos, além do crânio. O terópode está representado por, pelo menos, 34 ossos, inclui também o crânio. O *bone-bed* em CJ1, apesar de possuir uma área escavada tão abrangente quanto aquela de CJ4, é formado principalmente por elementos ósseos de um saurópode. Nessa ocorrência (CJ1), os restos de terópode estão restritos a cerca de 20 elementos ósseos, da região torácica e escapular, e cerca de 15 ossos da porção distal de um membro posterior. Os restos encontrados em CJ5, aproximadamente 12 elementos (Fig. 4-4) pertencem, em sua maioria, a um terópode articulado. Portanto, nas acumulações estudadas é recorrente a

presença de restos de saurópodes e terópodes, em associação. Apesar da amostragem ainda ser pequena na região estudada ela é aleatória e, portanto, não enviesada (*biased*) quanto à composição taxonômica. Nesse contexto, ao que tudo indica, saurópodes e terópodes apresentam-se em associação, na qual os saurópodes estão na ordem de dez vezes o tamanho dos terópodes. Ambos os grupos apresentam uma constância na ordem de tamanho, com variação de 25%, apenas. Esta variação foi calculada, com base no tamanho das vértebras cervicais e placas peitorais análogas, presentes nas acumulações investigadas.

4.3.2. Articulação dos Esqueletos e Distribuição Espacial

Em planta, os bioclastos apresentam distribuição relativamente aleatória. De fato, a partir do que foi escavado, até o momento, em CJ4, foi notado que os elementos esqueléticos preservam, apenas parcialmente, a disposição original das carcaças. A figura 4-4 exibe as acumulações escavadas e estudadas, durante a pesquisa realizada.

Figura 4-4: Croqui da disposição, em planta, dos bioclastos do *bones-beds* de Coração de Jesus, MG.

Em CJ 4, três tipos de relações entre os elementos esqueléticos estão presentes, ou seja, ossos (1) articulados, (2) desarticulados, mas associados (*sensu* Behrensmeyer, 1991) e (3)

desarticulados. O crânio do saurópode, com os arcos hermais e a parte anterior do pescoço estão articulados, em postura opistotônica. O restante do esqueleto, incluindo os ossos apendiculares (*e.g.*, fêmur, tíbia) está desarticulado, mas associado. Nessa acumulação (CJ4), os ossos do saurópode estão justapostos e, em parte, sobrepostos. Já os ossos do terópode estão, na sua maioria, desarticulados. Nessa ocorrência, os restos de terópode representam parte da porção distal, do membro posterior direito, que está desarticulado, porém, associado a outros elementos esqueléticos que compõem essa estrutura. Os elementos apresentam disposição contraída a do esqueleto saurópode, de forma que ocupam os espaços produzidos pela curvatura da coluna vertebral desse. Os ossos apresentam vários sinais de modificação, descritos mais adiante. Na acumulação CJ5, estão presentes principalmente vértebras caudais (identificadas em campo) de saurópode, formando a silueta de uma cauda em alinhamento com ossos longos, possivelmente dos membros posteriores, que estão desarticulados associados. Uma análise atenta mostra que, em um espécime, os membros posteriores estão recolhidos e alinhados à cintura pélvica e ao conjunto de vértebras lombares e caudais, formando um arco para o lado dorsal. Finalmente, o *bone-bed* em CJ1 é formado principalmente por elementos ósseos desarticulados, da cintura escapular de saurópode. Os ossos estão, em parte, sobrepostos.

Uma primeira aproximação dos dados direcionais circulares (Fig. 4-5) permite observar que os dados apresentam uma distribuição ampla, com classes representativas, em todos os quadrantes, porém, de modo não uniforme.

Figura 4-5: Análise geral dos dados circulares gerado pelo software Oriana 2.0.

Ao tomar as observações esféricas (Fig. 4-6), em valores totais e, por acumulação estudada, é verificado que o padrão de concentração não muda, porém as direções médias são distintas, assim como o paralelismo. Estas características são as causas da dispersão da amostra. Em CJ4, apesar da acumulação conter elementos esqueléticos de, pelo menos, dois espécimes, há uniformidade maior de distribuição (valor de comprimento médio e paralelismo maior).

Figura 4-6: Análise categorizada dos dados esféricos, gerados pelo software Stereonett 2.02, desenvolvido por Johannes Duyster.

Ao subdividir o ponto CJ4 pelos dois táxons presentes (Fig 4-7) é evidente, pelo diagrama em roseta, a existência de um padrão de distribuição distinto. Apesar do número

reduzido de observações, para os elementos ósseos do espécime de terópode, há tendência de orientação dos elementos ósseos para W. Os dados para o elementos ósseos de saurópode são mais robustos e mostram, claramente, direção oposta, no sentido NE.

Figura 4-7: Dados esféricos da amostra CJ4, subcategorizado por táxon.

4.3.3. Modificações Ósseas Pré-Soterramento

As modificações ósseas são representadas, principalmente, por marcas produzidas por atividade biológica, em elementos específicos das acumulações estudadas. Por exemplo, nos elementos ósseos do *bone-bed* CJ1, são verificadas marcas nas porções medianas das costelas de saurópodes. As marcas estão sempre agrupadas e concentradas próximo das bordas e do lado interno das costelas. Essa região mediana interna coincide com a presença de uma textura típica de inserção muscular. As marcas observadas podem ser atribuídas a dois tipos principais (Fig. 4-8). O conjunto de marcas com maior destaque é o de linhas retilíneas

transversais ao eixo da costela (informalmente denominado Tipo 1). Estas marcas apresentam uma gradação entre linhas curtas (menores que 4 mm), de superfícies laterais lisas, até as linhas maiores (até 10 mm), de superfícies laterais corrugadas. Existe também gradação de perfil, com as linhas curtas apresentando formas em “V”, e as longas, em formas de “U”. Essas linhas apresentam sempre uma assimetria, em relação às pontas, com a ponta proximal (em relação à porção interna do osso) brusca, na forma de punção e a ponta distal, formando uma gradação suave de atenuação do sulco.

Figura 4-8: Diferentes marcas de modificações ósseas e sua respectiva interpretação gráfica. A e B representam as marcas do Tipo 1, em C, as marcas do Tipo 2.

O segundo conjunto de marcas é formado por estruturas semi-paralelas à borda da costela (informalmente denominado Tipo 2). Essas marcas ocorrem apenas ao redor da inserção muscular, presente na costela (Fig. 4-8). São representadas por traços retilíneos curtos, traços ondulantes intermitentes e formas de ponto e traço. Este conjunto de formas está agrupado em arranjos paralelos, que não ultrapassam uma dezena de elementos, como pode ser observado na figura 4-9. Os conjuntos se relacionam em diagonais, de forma que existe um padrão de “Zig-Zag” ou em “Z”. As formas de ponto de traço fornecem também uma informação vetorial: os agrupamentos semi-paralelos ocorrem num mesmo sentido, enquanto que o padrão em “Z” ocorre em alternância de sentido.

Figura 4-9: Detalhe das diversas formas de marca do Tipo 2. Setas apontam para as formas de traço e ponto; círculos para as formas em "z" ou zig-zag; o quadrado marca as linhas subparalelas.

4.3.4. Modificações Ósseas Durante e Após o Soterramento Final

Nos *bone-beds* estudados os elementos esqueléticos apresentam uma série de modificações ósseas, cujas relações geométricas entre elas, com intersecções e tipos de deformação impressos sobre deformações mais antigas (palimpsestas) permite hierarquizar a ordem de alterações tafonômicas (Fig. 4-10), conforme descrito abaixo:

1. Deformação dúctil: Nesse caso, os bioclastos se apresentam amalgamados (sobrepostos), de modo que, os ossos alongados (*e.g.*, costelas) moldam-se sobre a

superfície e sobre outros bioclastos abaixo. Assim, há redução do espaço vertical ocupado pelos elementos esqueléticos que formam a concentração;

2. Microfraturas: Os ossos possuem um sistema de fraturas paralelas ao eixo de crescimento das fibras. A combinação entre falhas normais e reversas possibilita a identificação de um único eixo de compressão normal. Esse conjunto de fraturas ocorre na porção superior dos bioclastos (relação de topo e base da camada). A forte influência da trama biomineral gera planos de falha irregulares e pouco desenvolvidos e, por vezes, associados à lascamentos (Fig. 4-10, 4-11a). Nos ossos ocos, ou porções onde a estrutura não possui núcleo, os efeitos do fraturamento são mais intensos;
3. Fase rúptil: Esta fase é identificada pelas fraturas ortogonais (em relação ao eixo do osso), com planos de fraturas lisos. Estes planos mostram uma fina abertura (médias menores que 5 mm). O preenchimento é formado por sedimentos argilosos. A maior parte destes fragmentos possui evidências de pouco deslocamento. Além do padrão em abertura simples, com o distanciamento dos planos de fratura, são comuns fragmentos em microfalhas inversas (Fig. 4-10) e fragmentos rotacionados (Fig. 4-11b). Trata-se da feição mais tardia, devido às relações de corte, como pode ser observado na figura 4-10, onde uma falha corta uma costela, com uma fratura longitudinal que acompanha a curvatura da costela.

Figura 4-10: Exemplo de feição palimpsesta, em costelas do *bone-bed* CJ1. 1- costelas deformadas em acomodação com os outros bioclastos. Escala: pincel de 2". 2- Vista axial do plano de fratura presente em uma costela exibindo o sistema de microfraturas e orientação dos esforços. 3- Detalhe das fraturas e falhas ortogonais ao eixo de uma costela, apresentando falha reversa e o esforço compressivo resultante (setas).

Figura 4-11: A- Detalhe do padrão de fraturamento, apresentando planos irregulares sub-paralelos à textura fibrosa, com matriz associada suportando lascas de ossos. B- Exemplo de fragmentos rotacionados, em detalhe do croqui do *bone-bed* CJ4.

5. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

5.1. O PROBLEMA DE CRONOCORRELAÇÃO DO VALE CANA BRAVA, CORAÇÃO DE JESUS, MG

Os estudos de detalhamento da estratigrafia da Bacia Sanfranciscana são raros e aqueles que abordam o Mesozóico, encontram-se concentrados na porção central da sub-bacia Abaeté, não ultrapassando o paralelo 18 (Moraes *et al.*, 1989; Seer *et al.*, 1989; Sgarbi, 1989; Kattah, 1991; Mendonça, 1999, 2003). Esses estudos estão fundamentados em mapeamento regional realizados por Braun (1970), cujos registros de ocorrências dos arenitos sobre os metassedimentos proterozóicos remontam a Moraes-Rego (1926).

Os trabalhos mais recentes assumem a proposta adotada por Campos & Dardene (1997) onde o registro mesozóico é tido como Cretáceo e predominantemente arenoso, com sedimentação distinta entre o sul (sub-bacia Abaeté) e o norte (sub-bacia Urucuia), o que evidencia a compartimentação da bacia, através de um alto estrutural (Alto de Paracatu), com relativa atividade tectônica (*e.g.*, Mendonça 2003, Carmo *et al.*, 2003; Carvalho & Maisey, 2008).

Em contraponto, Sgarbi (1991), Kattah (1991) e Mendonça (2003) também apresentaram propostas distintas para explicar a compartimentação do registro mesozóico. Existe escassez de informações no que tange às idades mínimas das rochas siliciclásticas do Grupo Areado, o que permite variedade de interpretações diretamente relacionadas ao contexto estratigráfico: (a) depósitos lacustres posteriores aos conglomerados diamantíferos, (b) depósitos lacustres correlatos a conglomerados de diversos ambientes (aluvial, fluvial, eólico) e (c) ciclicidade nos ambientes sedimentares. A figura 1 do Anexo 4 apresenta um quadro síntese das diferentes propostas de compartimentação do registro mesozóico da bacia e seu registro fóssil para idade mínima.

Sgarbi (1991) aprimoraram as propostas de Moraes *et al.* (1989) e Seer *et al.* (1989), onde nestes primeiros mapeamentos de detalhe foram levantadas as principais características da estratigrafia da área: (a) duas discordâncias regionais bem marcadas (sempre identificadas em trabalhos posteriores) e (b) forte interdigitação das fácies sedimentares, atribuídos a ambientes variados de sedimentação. Desta forma, a Formação Areado é subdividida em três membros: Abaeté (conglomerados e arenitos de deposição aluvial e fluvial entrelaçado), Quiricó (ritmitos psamo-pelíticos lacustres) e Três Barras (arenitos eólicos, fluviais e flúvio-deltaicos). Portanto, segundo o autor, o Membro Quiricó encontra-se sobre os conglomerados aluviais. Na mesma época, Kattah (1991) apresentou uma nova proposta ao compartimentar a bacia em ambientes deposicionais na forma de dez associações faciológicas: leque aluvial-fandelta (CGL), fluvial (Arec, Arnf, Arnm), desértico/eólico (ArNe), deltaico (arns, arnt), fluvial-lacustre (Clus), Lacustre e planície marginal de inundação (Flarc), transicional, marinho restrito e aberto (Fpcrear). Novamente, surgem duas descontinuidades regionais separando três momentos (ou seqüências deposicionais). A seqüência intermediária apresenta a maior variedade de ambientes e também os melhores registros de estruturas de tectonismo ativo, durante a deposição. Pela primeira vez, discute-se a incursão marinha ou sua influência nos depósitos mais tardios do topo da terceira seqüência. Neste modelo, o autor assume a contemporaneidade ou maior antiguidade dos depósitos lacustres, em relação aos conglomerados diamantíferos.

Mai recentemente, Mendonça (2003) adota a estratigrafia de seqüência para interpretar a dinâmica do registro geológico. Desta forma, identifica mais de 25 ciclos de fácies, 10 somente de ciclos lacustres. Outros ambientes encontrados incluem o fluvial e eólico. Como resultado a autora agrega em 4 seqüências, com um máximo de inundação, ou Trato de Sistemas de Nível

Alto, o topo da seqüência 2, onde o registro do “lago Quiricó” se estende por toda a região sul da bacia.

Apesar destas diferenças interpretativas, há uma extrema semelhança entre as associações faciológicas descritas pelos diversos autores. Conforme pode ser observado na tabela do Anexo 4, todos os autores prévios reconheceram uma fácies de finos, estruturado tabularmente (ritmitos, folhelhos, argilitos, etc.). Da mesma forma, estes depósitos estão sempre associados ao ambiente lacustre, com influência fluvial (leques, deltas, sistemas aluvionares).

Atribuir os depósitos do Grupo Areado, dentro do Barreminano–Aptiano tornou-se um consenso entre os diferentes autores, em decorrência da presença de fósseis de afinidades barreminianas a aptianas, nas camadas argilosas. Porém, os folhelhos argilosos estudados estão essencialmente concentrados em duas localidades, isso é: Carmo do Paranaíba e João Pinheiro. Ambas as localidades não distam mais de 100 quilômetros entre si. Outra premissa para o início da sedimentação mesozóica está em assumir os conglomerados diamantíferos Abaeté, como basais. Esses conglomerados possuem como contribuição de proveniência, o magmatismo que gerou o Alto do Paranaíba, que separa as bacias do Paraná e Sanfranciscana. O modelo genético para a bacia assume este fenômeno como o formador do depocentro (Hassui & Haralyi, 1991) e cujo magmatismo kimberlítico foi datado por em Bizzi *et al.* (1993). O magmatismo kimberlítico possui idades entre 117 a 119 Ma. (Bizzi *et al.*, 1993) e, segundo Bizzi *et al.* (1995), faz parte da pluma de Walvis, que se estende para o Cráton São Francisco (oeste) e Kaapvaal, África (leste) (kimberlitos Prieska).

Campos & Dardene (1997) enumeram vários fatores que impedem a adoção de um modelo de rifte para a formação dos depocentros mesozóicos (*e.g.*, Sgarbi, 1991; Kattah, 1991) e

associam os estágios iniciais da Bacia Sanfransiscana, com a reativação das falhas do embasamento, em função do campo de tensões gerado no processo de abertura do rifte atlântico.

Carvalho & Maisey (1998, 2008) reportam a ocorrência e, posteriormente, discutem os restos de celacantídeos, nos folhelhos Quiricó (*sensu* Campos & Dardene 1997). Os autores reconhecem a existência de afinidades com as espécies encontradas no Jurássico do Niger. Porém, em decorrência da preservação precária dos restos, Carvalho & Maisey (1998, 2008) assumem, como premissa, a idade cretácea dos depósitos portadores dos fósseis (Fig. 1 – Anexo 4).

O estudo de Carmo *et al.* (2004) é o mais recente estudo acerca da bioestratigrafia do Grupo Areado. O estudo reafirma as características continentais dos folhelhos lacustres Quiricó, com ostrácodes do Barremiano, da Bacia de Neuquém, Argentina. Novamente, vale ressaltar que os locais de coleta desses dados foram os mesmos de outros prévios (porção sul da bacia).

Ao tomar os dados levantados por Mendonça (2003) é possível observar que existem ao menos quatro ciclos lacustres, representados pela ocorrência de folhelhos e ritmitos. Segundo a autora, os folhelhos referentes às amostras de microfósseis são correspondentes à sequência S2 (Trato de Sistemas de Nível Baixo). A ocorrência fóssil sob condições mais profundas estão relacionadas ao folhelho betuminoso (ciclo lacustre 10). A Sequência S1, segundo a autora, corresponde ao momento de máxima inundação da sub-bacia Abaeté, onde ocorre o registro lacustre por toda a região.

A partir da datação dos derrames do Grupo Mata da Corda, em 89 Ma., por Hasui & Cordani (1969), a base dos arenitos Urucuia (Petri & Fúlfaro, 1983) e o topo dos arenitos Areado, ambos em contatos interdigitados, houve a primeira datação analítica pra a bacia. Evidências consistentes anteriores estavam apoiadas nos fósseis, como a ocorrência de *Dastilbe*

moraesi, reportado por Barbosa (1965), antes conhecido apenas na Bacia do Araripe. Desta forma, há um consenso para idade neocretácea, para as rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda, seus correlatos vulcano-sedimentares (Capacete) e depósitos distais em sistemas fluvio-eólicos (Urucuia). Este modelo é reafirmado em Campos & Dardene (1997).

Os modelos estratigráficos acima estão todos restritos ao setor sul da bacia. Ao contrário dos diversos estudos anteriores (*e.g.*, Sgarbi, 1991 até Campos & Dardene, 1997), os depósitos lacustres estudados, em Coração de Jesus (vale do rio Cana Brava), MG, se apresentam contínuos. No Anexo 2, podem ser observadas todas as seções estratigráficas levantadas na área de estudo. Com os pontos de amostragem distantes por mais de 25 quilômetros, os depósitos sedimentares apresentam uma forte descontinuidade, na base dos argilitos convolutos, unidade onde são encontrados os dinossauros (*bone-beds*). As seções CJ4-1 e CJ4-2 compreendem as vertentes do vale onde foi coletado o saurópode, com crânio. CJ-5 é uma ocorrência localizada no distrito de São Geraldo, MG. Trata-se da ocorrência mais distante da área de escavações. CJ-1 é o primeiro sítio de escavação (2005 e 2006). Na figura 4-1, também são indicadas as quotas altimétricas, que mostram que a tendência do relevo (topos das mesetas e drenagens de 3ª. ordem), de mergulho para oeste (rio São Francisco) é reflexo tanto do embasamento Babuí, quanto dos depósitos mesozóicos. A inclinação é de 1 grau. Ao observar as seções em detalhe do Anexo 2, e compará-las com as descrições dos ciclos de fácies de Mendonça (2003), fica claro a diferença de registro entre os dois locais: os depósitos em Coração de Jesus, por exemplo, são muito mais espessos e contínuos, que aqueles do setor sul. Adicionalmente, a autora não reporta a ocorrência de arenitos maciços, em associação com argilitos e ritmitos, como registrado na área estudada.

Voltando-se às seções estratigráficas, os depósitos encontram-se diretamente sobre o Bambuí, em contato erosivo. Esta é a primeira descontinuidade registrada na sucessão estudada. A segunda descontinuidade de destaque é a da base do depósito fossilífero, que está sobreposto as camadas de silcretes e ferricretes, formando um horizonte estratigráfico. Os topos das seções são formados por arenitos finos que compõem o topo das mesetas. Esses depósitos se apresentam muito inconsolidados, fato que dificulta a identificação de estruturas sedimentares. Porém, é comum a presença de seixos centimétricos e ovalados e fosqueados de quartzo, o que sugere afinidade flúvio-eólica. Portanto, considerando os dados disponíveis, de momento, a compartimentação sedimentar e a ocorrência de uma fauna possivelmente jurássica, na área de estudo, existem duas possibilidades para crono-correlação dos depósitos estudados. Uma é assumir o modelo do “lago Quiricó” e associar seus depósitos, como correlatos ao sistema de leques aluviais da Formação Abaeté ou, por outro lado, definir uma nova unidade jurássica e assumir o setor central da bacia, como depocentro inicial da dinâmica mesozóica.

5.1.1. Nova Unidade Sedimentar para o Alto de Paracatu, MG: Formação Cana Brava

Tendo em vista o acima discutido, parece que as características dos depósitos descritos nesse estudo, para a região do Alto de Paracatu, preenchem os requisitos necessários para a proposição de uma nova unidade estratigráfica para a Bacia Sanfranciscana, com base no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986a), no Guia de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986b) e nos procedimentos da Comissão Estratigráfica Internacional/IUGS. Entretanto, como uma Dissertação de Mestrado não pode ser considerada

publicação científica (vide *Art.B 19* do CBNE, Petri *et al.*, 1986a), nem possui ampla circulação, a nova unidade é aqui apresentada ainda, em caráter informal, conforme descrição abaixo:

Nome: Cana Brava, Formação

Estratótipo e local-tipo: Vertentes do córrego Mucambo, tributário do rio Cana Brava, localidade de Mucambo, município de Coração de Jesus, M.G, Brasil. Seções colunares CJ4-1 e CJ4-2 desse estudo. Contato basal brusco e discordante, com presença de brechas autóctones de metacalcário (embasamento). Na base, a seqüência se caracteriza por arenitos finos e lamitos laminados. Os litótipos são imaturos, mal selecionados e organizados em corpos tabulares. Esses se apresentam, em escala regional, irregulares, com espessuras métricas a submétricas e uma variação lateral entre folhelhos e lamitos laminados e entre siltitos acamadados e arenitos maciços. Os contatos entre esses litótipos são bruscos, porém não erosivos. Uma superfície regional é delimitada por um horizonte delgado, de ritimitos finos, ferricretizados e calcretizados. A sucessão seguinte é composta por depósitos de finos, convolutos, fossilíferos, limitados por superfícies erosivas. Os depósitos apresentam geometria em forma de cunha. Os depósitos seguintes são marcados por lamitos tabulares, com topo calcretizado, interdigitados com arenitos de origem fluvial.

Descrição do local tipo: Vertentes do córrego Mucambo, tributário do rio Cana Brava, na localidade de Mucambo, município de Coração de Jesus, onde a sucessão descrita acima está exposta, desde o seu contato inferior, com o embasamento Pré-cambriano, até o topo da meseta.

Aspectos regionais: A nova unidade é o substrato da Serra da Embira-branca, de forma que representa boa parte dos depósitos mesozóicos do setor Leste do Alto de Paracatu. Apresenta importante registro de dinossauros, com qualidade de preservação ainda não descrita em

território brasileiro. Distingue-se de outras unidades da bacia pela composição do arcabouço e tamanho dos corpos sedimentares.

Idade Geológica: provavelmente Juro-Cretáceo, definido por inferências estratigráficas.

Correlação com outras unidades: Na área de estudo, a Formação Cana Brava constitui os depósitos mesozóicos basais da Bacia Sanfranciscana e devem ser correlacionáveis, temporalmente, aos depósitos das bacias costeiras.

Gênese: Trata-se das fases iniciais de deposição da seqüência mesozóica da Bacia Sanfranciscana, sob a condição de lagos tectônicos e leques aluviais.

5.2. ESTRATIGRAFIA E TAFONOMIA: ORIGEM E AMBIENTE DEPOSICIONAL DOS *BONE-BEDS* DE DINOSSAUROS DE CORAÇÃO DE JESUS, MG

Através de um conjunto de observações de campo e detalhamento em laboratório, das observações acerca do empacotamento e distribuição de fácies, bem como onde a assembléia fossilífera está contextualizada, em termos tafonômicos e sedimentológicos, é possível traçar algumas interpretações, quanto aos processos que levaram não só à gênese dos depósitos fossilíferos, mas também de toda sucessão sedimentar estudada, conforme discussões, a seguir.

5.2.1. Processos Sedimentares e Paleoambientes Antecessores aos *Bone-beds*

A sucessão de processos de decantação seletiva e processos trativos eventuais, somados aos fluxos de detritos subaquosos, permitem contextualizar os depósitos mesozóicos da Serra da Embira-Branca, em um ambiente de margem lacustre. Porém, não se trata de um ambiente lacustre simples, com domínio de fácies de fundo, onde a presença de carbonatos ou argilas é comumente dominante. O horizonte central dessa sucessão, marcado pela presença de uma fauna

terrestre, em meio a depósitos de fluxo de massa, implica em uma margem lacustre bordejada de sedimentos aluviais, o que permite dizer que o horizonte fossilífero está em um contexto de margem lacustre não coincidente (*sensu* Donovan, 1975).

A deposição tem início diretamente sobre o embasamento Pré-cambriano, onde brechas de metacalcários, inseridas nas primeiras camadas mesozóicas, denunciam tratar-se de um processo erosivo. Esses depósitos iniciais, em sucessões de conglomerados e brechas, oriundos das camadas sotopostas revelam a presença de pulsos de alta energia, invadindo as porções baixas da bacia de deposição (depocentro).

A estabilização do preenchimento do depocentro surge com a presença de depósitos de fácies dominadas por decantação (AT, LL e LAM), ou seja, fácies turbidíticas de fundo, caracterizadas por sedimentos imaturos, com presença de feldspatos, a exemplo de Baltzer (1991). A grande variação lateral e as geometrias assimétricas implicam em gradiente hidráulico, em relação à área fonte. Nesse ambiente lacustre não estão presentes as fácies de águas profundas, ricas em diatomáceas e folhelhos, por exemplo.

Ao que tudo indica os depósitos mesozóicos basais representam uma sucessão delta-distal, dominada por arenitos siltosos, em estruturas maciças, heterolíticas e convolutas é suportado nos modelos de deposição de Hansen & MacEarchen (2007), para lobos deltaicos de idade cretácea da região de Aberta Central. Adicionalmente, Fischer (2007) demonstra que depósitos de arenitos finos maciços moderadamente selecionados, associados às rochas heterolíticas constituem o registro de decantação, na porção distal do fluxo de espalhamento, decorrente do aumento de aporte sedimentar (normalmente decorrente da diminuição da descarga hidráulica). Estes eventos de descarga, do tipo lençol de inundação (*sheetflood*), tendem a atingir grandes áreas, dentro de lagos rasos ou sob condições de Trato de Sistemas de Nível Baixo. Portanto, a

primeira fase de deposição, caracterizada por depósitos de decantação (fácies AL, LL e LAM), constitui o registro de variações de descarga hidráulica, sobre um sistema alúvio/lacustre. Tanto a arquitetura dos depósitos, quanto suas variações laterais sugerem que a descarga de sedimentos ocorria de SE para NW.

As condições ambientais acima cessam durante o hiato deposicional. A partir desse momento, os depósitos presentes, até aquele momento, passam por uma série de alterações, como a lixiviação laterítica (Parc *et. al.*, 1989), conforme indicado pela presença de porosidade secundária (fenestras), moldes de minerais, ausência de argilo minerais, matriz ferrosa e minerais com bordas de reação, bem como, bordas de manganita e sericita. Tais evidências sugerem um breve momento de pedogênese, frente a processos de cimentação freática (Pimentel *et al.*, 2006).

A existência de carbonato nodular e fraturamento/microfissuras em matriz fina, em fácies brechadas, são indicadores de ambiente palustre (Tanner, 2000), ao passo que o processo de geração de porosidade secundária, formando fissuras e bolsões através da lixiviação de águas meteóricas, explica a redução mineralógica, em relação ao esperado de ambiente palustrino (La Force *et al.*, 2002).

Esta discordância regional mostra que o processo de pedogênese e fluxo intraestratal de origem meteórica foi sucedido ou concomitante, com condições ambientais de águas rasas e clima semi-árido. O ambiente palustre surge, provavelmente, como evolução de uma extensa área alagada, com progressiva diminuição da coluna d'água. O clima semi-árido é suportado pela mineralogia dos sedimentos, precipitação carbonática (na forma de bolsões no horizonte de exposição e preenchendo fissuras nas unidades próximas), baixa diversidade de rizólitos e fósseis. Dessa forma, o ambiente palustre marca, possivelmente, o final de um período de acomodação da bacia.

5.2.2. Paleoambiente e Fauna dos *Bone-beds*

As condições acima são mantidas no evento de sedimentação seguinte (fácies CFMD, unidades petrográficas 3 e 4), cuja base de ritmitos sugere sazonalidade. Já os processos de eodiagênese do ambiente palustre, representam condições de baixo gradiente das margens e momento de enraseamento da bacia. A existência do calcário bioinduzido, produto da atividade de cianobactérias (Freytet & Verrecchia, 1998, 1999), reforça a existência de um ambiente de águas quentes, rasas e pobres em sais (Patrick *et al.*, 1969).

Nesse contexto ambiental, tem-se a ocorrência da fauna de dinossauros, que inclui titanossauros e terópodes (abelissauroides). Essa fauna ocorre de modo pontual ao longo da camada fossilífera, na forma de restos ósseos articulados, desarticulados associados e desarticulados, em disposição horizontalizada. O empacotamento dos restos esqueléticos varia de denso a disperso. A presença de alguns espécimes com postura curvada, do eixo vertebral (postura opstotônica), aponta para uma interpretação clássica de cenário de carcaças submetidas à exposição subaérea (Faux & Padian, 2007). A exposição das carcaças à ação dos processos ocorrentes na zona tafonomomicamente ativa, também é suportada pela presença de marcas de modificação óssea presentes nas costelas dos saurópodos.

Os dados direcionais, por sua vez, mostram a existência de um vetor de direção preferencial, para os elementos esqueléticos da assembléia fóssil, em sua parte proximal (porção mais espessa da fácies CFMD) que, por sua vez, se apresenta alinhado ao mergulho da própria cunha da unidade encaixante, direção NNW-SSE. Portanto, um único evento, de fluxo de massa, pode explicar porque as carcaças estão pouco dispersas e ainda total ou parcialmente articuladas. Porém, não é possível afirmar que este arranjo final está exclusivamente relacionado ao evento de soterramento final. A unidade na qual os fósseis estão presentes apresenta, como característica

principal, geometria em cunha e acamamento convoluto (Selley, 1988). Adicionalmente, os efeitos do alinhamento (vide dados direcionais) e a dispersão dos elementos (vide mais adiante) se mostram baixos, quando comparados a energia do evento de fluxo que foi capaz de gerar uma cunha de fluxo de mais de vinte e cinco quilômetros de extensão. Essa aparente dialética, entre o indício sedimentológico (alta energia) e bioestratinômico (baixa energia), é quebrada quando os dados de modificação óssea são adicionados: a fase rúptil, de fraturas ortogonais é posterior a uma fase de fraturamento compressivo, verticalizado. Essas fraturas ortogonais, de pequeno deslocamento e formação de fragmentos apresentam ora uma abertura de espaço, ora um cisalhamento, ora uma compressão lateral, com rotação de fragmentos. Essa fragmentação e rotação de fragmentos é parte concordante com o alinhamento dos eixos das partes esqueléticas, principalmente, as costelas de orientação paralela à direção da cunha de fluxo. Dessa forma, o evento de fragmentação está associado ao evento que promoveu o arranjo final das acumulações. Suas características, tais como, faces lisas e ortogonais ao eixo de fibras, implicam em fraturamento de bioclasto recristalizado (Reif, 1971; Shipman 1981). Portanto, entre os cenários de morte (tanatocenose) e o de soterramento final (tafocenose), existe um período de deposição de uma coluna de sedimentos suficientes para comprimir de forma rúptil os ossos, com posterior deformação dúctil e haver uma circulação freática que favoreceu a eodiagênese de cristalização ainda em sedimentos inconsolidados.

Por fim, as evidências bioestratinômicas encerram-se com a presença de fragmentos isolados encontrados nas escavações de bioclastos alóctones. Tratam-se dos poucos fragmentos de cor alterada e arredondados que, dadas suas características texturais (Martin, 1999), mostram tratar-se de bioclastos retrabalhados hidraulicamente, em canais fluviais. Desta forma, fluxo de massa promoveu também uma mistura de elementos com diferentes exposições na zona

tafonomicamente ativa ao transportar elementos de outro processo deposicional, para o local de deposição final dos esqueletos, mostrando o alto grau de mistura temporal das acumulações estudadas.

5.2.3. Eventos Subseqüentes aos *Bone-beds*

De acordo com o cenário traçado acima, na sucessão de rochas estudadas, a assembléia de dinossauros encontra-se num ponto de mudança do regime de deposição da bacia, conforme indicado pelos diversos limites erosivos, que marcam as fácies CFCD e CFCM. Antes, porém, dos eventos de fluxos de massa, a natureza dos depósitos, quanto à petrografia, se torna distinta daquela dos depósitos precedentes (unidades petrográficas 4 e 5). A ausência de argilominerais, a despeito da composição arcoseana dos depósitos e a presença de minerais do grupo das Olivinas, leva a questionamentos quanto à existência de processos adicionais aos de lixiviação. A presença de Olivinas é um indício de existência de uma contribuição vulcânica para o depósito, uma vez que, até em ambientes áridos existe uma forte tendência de quebra deste mineral, ao longo dos processos sedimentares (Wilson, 2004). Porém, Kataoka (2005) reconhece que para se atribuir um caráter vulcanoclástico ou correlacionar a um evento associado, o depósito com Olivinas deve possuir também uma composição de arcabouço característico (vidro e púmice). Desde que o restante da composição dos depósitos pouco muda, em relação ao contexto estratigráfico, é razoável supor que sua composição mista, de clásticos finos, pode estar relacionada ao transporte eólico, que é capaz de selecionar os grãos através da densidade (Tucker, 2001).

De forma análoga, a presença de feldspatos em processo de seritização (unidade petrográfica 5), revela que houve exposição incipiente dos depósitos ao ambiente intempérico

(Wilson, 2004). Essa exposição pode se processar pela ação de processos vadosos, operantes no sistema, denunciados pela cimentação carbonática, com dissolução de minerais silicosos (Alonso-Zarza, 2003).

As demais características faciológicas de CFMD e CFMM são típicas de depósitos maciços ou de fluxo de detritos e, dentro do cenário apresentado, estão relacionados à fácies de deltas distais (Hansen & MacEachern, 2005). Desse modo, a ausência de outros fósseis nos depósitos é esperada para este modelo.

Esta aproximação da área fonte junto ao corpo d'água implica em um ambiente onde sedimentos grossos passam a dominar as bordas de lagos tipo rifte (Renaut & Owen, 1991). Essa situação, de fácies de finos associados às fácies aluviais distais e lacustres, como exposta por Machlus *et al.* (2000), não permite precisar a batimetria da coluna d'água. Dessa forma, o evento de leque aluvial progradando sobre um sistema palustre é corroborado com a trama petrográfica da unidade 5, caracteristicamente sub-aérea, preservada pela presença de diagênese freática, a mesma encontrada nas camadas petrográficas anteriores.

Os eventos subsequentes aos depósitos acima descritos mostram, claramente, que a contribuição fluvial, com tendência a canalizações (areias mais grossas e seixos arredondados e polidos) cessa com a retomada de extensas deposições de finos, representativos da fácies LL. Essa fácies mostra uma inversão no depocentro da área de estudo, em relação os eventos antecedentes aos depósitos aluviais distais. Essa inversão é acompanhada também de uma inversão espacial dos horizontes eodiagenéticos e mostra, claramente, que o predomínio de momentos de enraseamento da bacia, ocorre nesse instante a NW, da área de estudo, para o interior da bacia.

As unidades petrográficas 4 e 5 se assemelham, quanto as dimensões da geometria de fácies, aos movimentos de fluxo de massa, de grande extensão, descritos por Scott *et al.* (1991) para o lago Malawi (Rift africano). Ainda o mesmo trabalho demonstra que a formação desses leques aluviais, cujos depósitos de fácies distais se apresentam prolongados e em mudança de ângulo de deposição, é causada por um evento de rotação de blocos que, nesse caso, promoveram uma inversão do depocentro. Portanto, uma interpretação possível para as causas dos fluxos de massa e posterior inversão geográfica de depocentro e borda do sistema lacustre é a ocorrência de uma movimentação tectônica do bloco onde a bacia está instalada.

5.2.4. Evolução Paleoambiental

O registro geológico presente na Serra da Embira-Branca, apresenta um conjunto de processos e produtos que podem ser explicados a partir do modelo deposicional ilustrado na figura 5-1.

De forma geral, o registro sedimentar apresenta uma história de deposição sub-aquosa, com variação da coluna d'água, em função das mudanças de proximidade com as margens. Este ambiente sub-aquoso passa de lacustre proximal, para palustre num regime cíclico, sobre o qual um leque aluvial avança progressivamente até um novo regime lacustre/palustre se estabelecer.

A instalação de um espaço de acomodação inicial se dá na forma de correntes trativas de fundo cujo registro guarda a presença de três pulsos energéticos recorrentes que, por vezes, retrabalham os sedimentos de fundo. O registro toma características de pouca expressividade lateral.

Figura 5-1: Eventos e modelo deposicional para o registro mesozóico da Serra da Embira-Branca, MG.

A evolução inicial do sistema lacustrino fica caracterizada por um regime de ciclicidade, ora num ambiente um pouco mais profundo, onde domina a decantação de finos, ora num regime mais proximal raso, com decantação de areias finas e eventuais correntes alcançando o substrato. Séries lenticulares de lamitos, ritmitos e arenitos maciços, em total gradação lateral dominam o registro, nesse momento. Em seguida, o nível do lago sofre recuo máximo, no qual se estabelece o fenômeno de pedogênese incipiente, com forte lixiviação de finos e ampliação da porosidade. Essa porosidade é preservada através de um preenchimento carbonático, decorrente da instalação do sistema palustrino. O clima quente-árido e condições químicas da água freática aflorante não

permitem a instalação de vegetação de grande porte. Rizólitos, por exemplo, estão ausentes, mesmo nos depósitos favoráveis a sua preservação. Tais condições climáticas se refletem na biota, com a presença de organismos extremófilos (cianobactérias) e animais terrestres de permanência efêmera. A presença das grandes carcaças de saurópodos torna a região atrativa à presença de terópodos.

Uma nova dinâmica deposicional modela os depósitos seguintes. Sequências de fluxos de massa, com ângulos de repouso diversos, denunciam a existência de tectônica de rotação de blocos, que promove mudança gradual do depocentro da bacia. Ainda são fracos os indícios que esta reativação tectônica esteja associada a eventos vulcânicos. O espaço de acomodação expande de modo assimétrico, com o depocentro posicionado próximo a zona de movimentação. O primeiro evento captura e remodela o depósito fossilífero, com fluxos no sentido NWW. O evento seguinte apresenta características de aumento de energia, consequência de um provável aumento do gradiente, nas bordas da bacia, com consequentes fluxos aluviais para WNW. Esse evento de deposição encerra-se em depósitos flúvio-deltaicos.

O predomínio de finos, depositados por decantação, define o momento em que ocorre a estabilização da taxa de acomodação da bacia, com a progradação de depósitos lacustres rasos. Nesse momento da história da bacia, a borda do corpo d'água encontra-se no sentido NW e as fácies distais, para SE, e revelam uma inversão do depocentro da bacia. Essa rotação de blocos revela que houve um esforço distensivo de direção NW-SE.

A dinâmica do estilo de deposição é característica de lagos tectônicos, porém, sua deposição caracteristicamente rasa, como apresentado pelos dados obtidos em campo, e dentro do contexto estratigráfico da bacia (Campos & Dardene, 1997a), mostra que não se trata de uma

bacia profunda, mas de bacias tectônicas, de baixa subsidência (Anadón *et al.*, 1991, dentre outros) do tipo *strike-slip* ou de fraturamento (classificação de Kingston, *sensu* Einsele, 2002).

Dessa forma, o contexto tectono-temporal dos depósitos da Serra da Embira-Branca, está associado aos estágios iniciais da deposição mesozóica da bacia Sanfranciscana, por representarem uma fase de falhamentos normais, dominante que antecede o soerguimento do Alto de Paracatu (Campos & Dardene, 1997b). Isto reflete o contexto de iniciação da bacia tectônica Araripe-Pontiguar e a bacia de margem continental do Jequitinhonha (Milani & Thomaz-Filho, 2000), geograficamente mais próximas, (Fig. 5-2), bem como as demais bacias costeiras.

Essa semelhança genética é reflexo da “Ativação Mesozóica”, da Plataforma Sul Americana, ou “Sequência Tectono-Sedimentar Epsilon” de Almeida *et al.* (2000), onde, os campos de esforços que geram a abertura do Atlântico, ocorrem de forma diácrona ao longo do Mesozóico e foram responsáveis pela formação de diversas estruturas ao longo de toda a plataforma, de bacias tectônicas a vulcanismos e reativação de falhas e lineamentos.

A direção de abertura na Bacia Sanfranciscana, na área de estudo, coincide com a direção predominante de zonas de transferência de esforços intraplaca, que foram gerados a partir do segundo polo de rotação de abertura do rifte atlântico (Jaques, 2003). Essa direção de estiramento crustal também coincide com a direção de um enxame de diques de idade Eo-jurássica (Dossin *et al.*, 1995). Este polo de rotação é formado na fase rifte, quando a abertura oceânica sofre maior resistência na região da Borborema (NE da plataforma sul-americana). Esse enxame de diques distantes 200 km a SE da área de estudo, mostra que a região da bacia Sanfranciscana já se encontrava em estiramento crustal, desde o início do Jurássico (Fig. 5-2), corroborando assim, a hipótese dos depósitos mesozóicos da Serra da Embira-Branca serem

anteriores aqueles encontrados na área clássica da sub-bacia Abaeté (Mendonça, 2003, dentre outros) e bacias crono-correlatas à fase pré-rifte (Juro-cretáceo), da bacia costeira do Jequitinhonha e depressão Afro-brasileira.

Figura 5-2: Contexto global de formação dos depósitos da Serra da Embira Branca: Projeção ortográfica, com limites latitudinais 80N e -90S, e limites longitudinais -90W e 40E, para a idade 145Ma. Modelo gerado a partir do *Plate Tectonic Reconstructions Online Paleogeographic Mapper*, do *Instituto Tecnico Industriale Statale Leceo Scientifico Tecnológico “Ettore Molinari”* – Milão Itália.

5.3. TAFONOMIA E PALEOBIOLOGIA: EVIDÊNCIAS DE ATIVIDADE CARNICEIRA DE PEQUENOS TERÓPODES NOS *BONE-BEDS* DA BACIA SANFRANCISCANA

A ampla aceitação de que grandes saurópodes eram fonte de alimento de terópodes, através de caça ou saprofagia, está fundamentada em número limitado de evidências, de ocorrências onde marcas de dentes ou dentes isolados de terópodes estão associadas às carcaças de saurópodes. Acumulações de esqueletos de saurópodes, com dentes terópodes associados são clássicos exemplos de estudos de possíveis relações tróficas e comportamento entre grupos (Buffetaut & Suteethorn, 1989). A maior parte dos estudos está concentrada nas associações da

Formação Morrison (Neojurássico), os quais tiveram início com os trabalhos de Matthew (1908). Composição semelhante também foi descrita no Eocretáceo do Níger por Gee (1987) e Neojurássico da Nigéria (Janensch, 1925, *apud* Buffetaut & Suteethorn, 1989). Esses estudos sugerem que a existência de dentes isolados de teropodomorfos, nas acumulações são uma evidência de atividade de carnívoros, uma vez que, não há evidências sedimentológicas que apontem para atuação de transporte durante à gênese das concentrações fossilíferas. Contudo, em muitos casos, faltam evidências diretas da atividade de predação ou saprofagia, já que modificações ósseas estão comumente faltando.

No caso do registro sul-americano, existem poucos estudos que reportam a presença de evidências de relações ecológicas através de marcas em ossos. O estudo de Kelner *et al.* (2006) é um raro exemplo onde é reportada a existência de alterações ósseas atribuíveis às marcas de dentes. Ainda mais raros são os casos onde esta abordagem é o tema central, como o estudo de evidências de comportamento intraespecífico em crocodilomorfos do Eocretáceo brasileiro (Avilla *et al.*, 2004).

A grande maioria das descrições de marcas relativas à modificação da textura superficial dos elementos ósseos se refere à descrição e identificação de sulcos retilíneos, em forma de “V” (*e.g.*, Lauters *et al.*, 2008). Conforme referido, anteriormente, dois tipos principais de marcas estudadas foram encontrados nas porções medianas das costelas de sauropódes do *bone-bed* CJ1. As marcas do Tipo 1 estão sobrepostas as do Tipo 2, registrando dois momentos de atividade. As marcas do Tipo 2, por relação geométrica, são as mais antigas, mostrando, provavelmente, tentativa de raspagem do tendão da costela. Esta raspagem é realizada ao longo do osso. Conjuntos semi-paralelos de marcas e a baixa profundidade dos sulcos, mostram que a mandíbula deveria estar posicionada em diagonal. Portanto, para essa atividade, possivelmente,

era utilizada a lateral da mandíbula. Sulcos e formas de ponto e traço em diagonais e, em “Zig-Zag”, em sentidos opostos, mostram que o agente, provavelmente, alternava entre os lados da mandíbula. As marcas do Tipo 1 constituem, como já dito, o tipo mais comum, onde a retirada de partes moles, momentaneamente, atinge o osso, de forma que os ossos são “acidentalmente” atingidos, com o movimento oposto à carcaça (Farlow & Holtz, 2002) e, este encontro acidental, talvez seja uma das causas da presença dos pequenos dentes de terópodes no *bone-bed* estudado. Portanto, o tamanho reduzido entre o terópode (dado o tamanho dos dentes e forma das marcas), em relação ao saurópode, assim como o tipo e a posição das marcas (do lado interno das costelas), sugerem, fortemente, se tratar de um registro de atividade saprofágica de terópodes, sobre carcaças de saurópodes.

5.4. IMPLICAÇÕES BIOESTRATINÔMICAS E PALEOECOLÓGICAS DO REGISTRO DE TITANOSAURÓIDES E TERÓPODES, NOS *BONE-BEDS* DE DINOSSAUROS DE CORAÇÃO DE JESUS, MG

Conforme já mencionado anteriormente, nos *bone-beds* estudados ocorrem restos esqueléticos de Titanosauridae e Abelisauroides. Esses táxons representam o grupo trófico (herbívaro/carnívoro), mais característico da fauna de dinossauros gondwânicos (Bonaparte, 1991). Dentre os compartimentos gondwânicos (hemisfério sul da Pangea), os mais importantes registros desses grupos são listados a seguir:

Bloco Indo-pakistansês: No Neocretáceo da Índia (Formação Lameta, Kheda-Panchmahals) restos de titanossauros e abelissauroides são encontrados na forma de *bone-beds*, em diversos níveis entre arenitos calcretizados, os quais também possuem restos de nidificação, atribuídos aos saurópodes (Mohabey, 2005). Esses depósitos fazem parte de uma seqüência de transição, de conglomerados, para fácies carbonáticas palustrinas. De forma mais rara, com a

ocorrência de restos desarticulados atribuídos a três espécies de titanossauros e uma de abelissauróide, esta associação de dinossauros é também descrita para a Formação Pab, do Paquistão (Wilson *et al.*, 2005);

O registro de Madagascar (Bacia Mahajanga, Formação Maevarano), restringe-se ao Eocretáceo, no qual, dentre uma diversa fauna de vertebrados terrestres, as espécies de dinossauros conhecidos restringem-se aos grupos de Titanosauria e Abelisauroida (Krause *et al.*, 2006);

Bloco Africano: Provém do Jurássico das Montanhas Atlas, Marrocos (Série Toundoute), o mais antigo registro de abelissauróide (Allain *et al.*, 2007). Das duas camadas de *bone-beds* desta região são encontrados, de forma mais abundante, grandes terópodes e saurópodes, vulcanodontídeos. Fragmentos craniais de abelissauróides são encontrados no Cenomaniano do Marrocos (camadas Kem Kem), cujos depósitos costeiros proximais e deltáicos guardam registro de diversas partes esqueléticas, totalmente isoladas e fragmentadas (*e.g.*, Mahler, 2005). Da Formação Elrhatz (Albiano/Aptiano), deserto Ténéré, Nigéria, Sereno & Brusatte (2008), descrevem uma espécie de abelissauróide advindo de uma assembléia de bioclastos de vertebrados continentais, em depósitos flúvio-costeiros. Formas de titanossauros são também encontrados nessa assembléia;

Bloco Austra-Antártico: O registro Juro-cretáceo desta região é escasso, tanto por boas exposições, no caso da Antártica, como pela qualidade de preservação do registro fóssil. As ocorrências são pouco significativas, com muitos restos isolados e alterados. A existência de titanossauros está fundamentada em vértebras bioestratinomicamente muito alteradas (Molnar & Salisbury, 2005), em estratos de idades entre Cenomaniano e Albiano do sudoeste australiano. Da Antártica, provém o registro Eojurássico da Formação Hanson, que apresenta uma fauna de

celófices e prosaurópodes (Smith *et al.*, 2007). Desta forma, o registro da associação abelissauroides e titanossauros torna-se ausente nas altas latitudes de Gondwana;

Bloco Sul-Americano: onde o registro mais profícuo provém da Bacia Neuquém (Argentina), onde, para formas de titanossauros, inicia-se a partir do Barremiano, e restrito a Titanosauroides, grupo mais incluso caracterizado pela presença de vértebra caudal, procélica, a partir do Cenomaniano (Coria & Salgado, 2005). Ainda em Coria & Salgado (2005) os autores reportam a ocorrência de uma abundância de fósseis e espécies equiparada entre saurópodes e terópodes, o que mostra, para os autores, a existência de um problema de fidelidade composicional da biocenose. O extenso registro de abelissauroides (Carrano & Sampson, 2008) inicia-se a partir da Formação La Amarga (Barremiano) e se estende por todo o Cretáceo, com profícuo registro nas formações Candealeiros (Cenomaniano) e Anacleto (Campaniano). Os fósseis apresentam diversas formas de preservação, em várias fácies de sistemas fluviais e eólicos, cuja raridade em formas articuladas e semi-articuladas, gera uma série de formas de gêneros indeterminados, muitos representando, possivelmente, tafotáxons.

O registro desses dois grupos de dinossauros (titanossauros/abelissauróides) também se encontra no Brasil, na forma de partes isoladas e desarticuladas, de poucos elementos pós-craniais e dentes de abelissauróides e, mais comumente, de titanossauros, nos depósitos fluviais e aluviais, semi-áridos, das formações Marília (Novas *et al.*, 2008) e Adamantina (Candeiro *et al.*, 2006) da Bacia Bauru. Desta forma, o registro global dos depósitos fossilíferos com fauna correlata à assembléia da Serra da Embira-Branca está sintetizado na tabela 5-1.

IDADE/ LOCAL	AMBIENTE DEPOSICIONAL	CARACTERÍSTICAS
Bloco Indiano –Neocretáceo	Rift- palustre	Nidificação – ambiente de vida.
Madagascar- Eocretáceo	Fluvial-semi-arido	Maior abundância de terópodes
Bloco Africano – Albiano/Aptiano	Flúvio-costeiro semi-árido	Elementos isolados de diversos vertebrados terrestres
Bloco Sul-Americano – Eocretáceo	Sistemas costeiros a fluviais (Argentina) e fluvial semi-árido (Brasil).	Ambiente de vida – pegadas em fácies correlatas aos depósitos fossilíferos.

Tabela 5-1: Quadro-síntese do registro global de ocorrências da associação faunística reconhecida na área de estudo.

Essa coexistência dos dois grupos ao longo do tempo geológico é reforçada nesse estudo, uma vez que há evidências diretas de predação/saprofagia, através da existência de dentes teropodomorfos, associados a costelas de saurópodes, com marcas de descarnamento. Esses fatos possuem algumas implicações quanto ao conjunto de eventos em torno da bioestratinomia das acumulações estudadas, ou seja:

- As carcaças sofreram exposição subaérea no ambiente, por tempo suficiente para a atuação dos elementos saprofágicos, entre a morte dos indivíduos e o soterramento final;
- A disposição das marcas de descarnamento, na parte distal e interna das costelas e o padrão de marcas, sugerem que o agente das marcas avançou da região abdominal (anterior ventral), em direção a dorsal, pelo interior do tronco. Trata-se de um registro ainda não descrito de evidências de um comportamento exploratório de alimentação de terópodes, sobre carcaças de saurópodos (Farlow & Holtz, 2002);
- Finalmente, a conservação final da disposição dos dentes de dimensões milimétricas, ao lado das marcas de mordidas (raspagem) sobre costelas de saurópodes, de dimensões métricas, mostra que, o fluxo de massa que se sobrepõe

ao *bone-bed* atuou de forma homogênea (sem transporte seletivo) sobre os bioclastos.

6. CONCLUSÕES

1- Os estudos de Geologia Regional e Tafonomia, aqui realizados, revelaram a existência de, pelo menos, três *bone-beds* contendo restos de vertebrados continentais, no Alto de Paracatu, Bacia Sanfranciscana, MG. Essas acumulações são formadas por ossos de titanossauros e terópodes, em rochas pelíticas (finos convolutos). Tanto a ocorrência do material fossilífero, quanto à unidade sedimentar que a encerra são ambas inéditas para a região do Alto do Paracatu, MG;

2- Ferramentas geológicas, estratigráficas e tafonômicas, permitiram interpretar a gênese das concentrações fósseis e da sucessão sedimentar que encerra os *bone-beds*. Assim, a sucessão estudada revela a existência de processos de decantação seletiva e processos trativos eventuais, somados aos fluxos de detritos subaquosos. Essas evidências sugerem que os depósitos mesozóicos da Serra da Embira-Branca, foram depositados em um ambiente de margem lacustre, bordejada por sedimentos aluviais;

3- A sucessão que encerra os *bone-beds*, corresponde a fácies CFMD e as unidades petrográficas 3 e 4, são indicativas de depósitos de fluxo de massa. As concentrações bioclásticas ocorrem de modo pontual, na forma de esqueletos articulados, desarticulados associados e desarticulados, em disposição horizontalizada. O empacotamento dos restos esqueléticos varia de denso a disperso. Em ao menos um exemplar do *bone-bed* CJ-4, os restos estão em postura opstotônica, indicando que a carcaça foi submetida à exposição subaérea, antes do soterramento final. A exposição das carcaças é suportada também pela presença de marcas de modificação ósseas, presentes nas costelas de exemplares saurópodes que ocorrem no *bone-bed* em CJ-1;

4- As elementos ósseos encontrados nos *bone-beds* mostram marcas de alteração, por diferentes processos, ou seja, bioestratinômicos e diagenéticos. São reconhecidas marcas produzidas por fraturamento compressivo, verticalizado e outras produzidas em fase rúptil (fraturas ortogonais). As fraturas ortogonais são responsáveis pela fragmentação e rotação de parte dos ossos. Assim sendo, o evento de fragmentação está associado ao evento que promoveu o arranjo final dos ossos nos *bone-beds* estudados. Algumas características dos elementos fragmentados, tais como faces lisas e ortogonais ao eixo de fibras implicam em fraturamento de bioclasto já recristalizado. Portanto, entre os cenários de morte (tanatocenose) e o de soterramento final (formação da tafocenose), existe um período de deposição de uma coluna de sedimentos suficientes para comprimir de forma rúptil os ossos, com posterior deformação dúctil e haver uma circulação freática que favoreceu a eodiagênese, com cristalização ainda em sedimentos inconsolidados;

5- Nos *bone-beds* são encontrados ainda restos com histórias bioestratinômicas distintas, interpretados como bioclastos alóctones. Esses são representados por poucos fragmentos ósseos, de cor alterada e arredondados. A textura dos ossos sugere tratar-se de bioclastos retrabalhados hidraulicamente, em canais fluviais;

6- Os dados tafonômicos acima, mostram que o fluxo de massa que gerou as acumulações bioclásticas estudadas, promoveu também uma mistura de elementos com diferentes histórias na zona tafonomicamente ativa ao transportar elementos de outro processo deposicional, para o local de deposição final dos esqueletos, mostrando o alto grau de mistura temporal e, possivelmente espacial, de parte dos bioclastos encontrados nas acumulações estudadas. Porém, a análise de dados direcionais sobre os elementos parcialmente articulados, que

formam a acumulação CJ4, mostra que os bioclastos apresentam arranjo na matriz sedimentar, influenciado pelo fluxo de massa. Os valores de paralelismo acima de 15% podem ser atribuíveis aos efeitos do transporte sobre a qual as carcaças foram submetidas. Os dados também auxiliam a levantar evidências de contemporaneidade dos dois espécimes encontrados em CJ4 ao mostrar que o arranjo dos dois espécimes é ordenado de maneira oposta;

7- Além das evidências de modificações ósseas encontradas na assembléia, como um todo, incluindo a fragmentação e compressão dos bioclastos, existem marcas modificadoras em elementos ósseos específicos da assembléia. As marcas identificadas sugerem a atividade carniceira de terópodes, sobre carcaças de saurópodes. Além de contribuir para o melhor entendimento do comportamento de alimentação de terópodes, de médio porte, as marcas mostram também que o evento de mortalidade que disponibilizou as grandes carcaças não afetou a fauna como um todo, de forma sincrônica, pois um grupo de animais estava aproveitando as carcaças de outros já mortos, como fonte de alimentação;

8- Os modelos estratigráficos disponíveis para o Mesozóico da Bacia Sanfranciscana estão todos restritos ao setor sul da bacia. Ao contrário, os depósitos lacustres estudados, em Coração de Jesus, vale do rio Cana Brava, MG, estão associados ao Alto de Paracatu. Na área de estudo, os depósitos mesozóicos são, ao que tudo indica, muito mais espessos e contínuos, que aqueles do setor sul da bacia. Adicionalmente, no setor são aparentemente não são conhecidas ocorrências de arenitos maciços, em associação com argilitos e ritmitos, como registrado na área estudada. Os depósitos de Coração de Jesus estão diretamente assentados sobre rochas do Grupo Bambuí, em contato erosivo. Essa é a primeira descontinuidade registrada na sucessão estudada. A segunda descontinuidade de destaque é a da base do

depósito fossilífero, que está sobreposto as camadas endurecidas (duricretes), formando um horizonte estratigráfico. Portanto, considerando os dados disponíveis, de momento, a compartimentação sedimentar e a possível ocorrência de uma fauna jurássica, na área de estudo, existem duas possibilidades para cronocorrelação da sucessão de rochas estudadas. Uma é assumir o modelo de deposição lacustre aqui descrito, e associar seus depósitos, como correlatos ao sistema de leques aluviais da Formação Abaeté. De fato, a sucessão de rochas da Formação Abaeté parece possuir maior afinidade com a de Coração de Jesus, pela presença de arcóseos e grauvas. Por outro lado, esses sedimentos não parecem estar associados aos da Formação Quiricó, já que o lacustre dessa unidade é bem marcado por ciclos métricos de extensão razoável na bacia. Por outro lado, poderia ser definida também uma nova unidade, de provável idade Juro-Cretácea, assumindo o setor central da Bacia Sanfranciscana, como depocentro inicial da dinâmica mesozóica. Essa unidade é aqui definida, ainda em caráter informal, como Formação Cana Brava.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLAIN, R.; TYKOSKI, R.; AQUESBI, N.; JALIL, N. E.; MONBARON, M.; RUSSELL, D.; TAQUET, P. An Abelisauroid (Dinosauria: Theropoda) from the Early Jurassic of the High Atlas Mountains, Morocco, and the Radiation of Ceratosaurs. *Journal of Vertebrate Paleontology* n. 27, v. 3, p. 610–624, 2007.

ALKIMIM, F. F. O que faz de um Cráton um Cráton? O Cráton São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; RÉ CARNEIRO, C.D.; BRITO NEVES, B. B. (org.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 2004. p. 17-35.

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO-NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews* n. 50, p. 77-111, 2000.

ALONSO-ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, n. 60, p. 261-298, 2003.

ANADÓN, P.; CABRERA, L. I.; JULIÀ, R.; MARZO, M. Sequential arrangement and assymetrical fill in the Miocene Rubielos de Mora Basin (northeast Spain). In: ANADÓN, P.; CABRERA, L. I.; KELTS, K. (Eds.) *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication Number 13, IAS, London, Blackwell Scientific, 1991, p. 257-275.

ANADÓN, P.; CABRERA, L.I.; KELTS, K. (Eds.) *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication Number 13 IAS. London, Blackwell Scientific, 1991. 318p.

ARAI, M. Chapadas: relict of mid-cretaceous interior seas in Brazil *Revista Brasileira de Geociências*, n. 30, p.436-438, 2000.

BALTZER, F. Late Pleistocene and Recent detrital sedimentation in the deep parts of northern Lake Tanganyika (East African rift). In: ANADÓN, P.; CABRERA, L. I.; KELTS, K. (Eds.) *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication Number 13, IAS, London, Blackwell Scientific, 1991, p. 147-173.

BANERJEE, I.; KIDWELL, S. M. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: An example from the lower Cretaceous Manville Group of Canada, *Sedimentology*, n. 38, p. 913–934. 1991.

BARBOSA, O. Série Bambuí In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 19, 1965, Curitiba. Rio de Janeiro, 1965, DNPM/DGM. *Avulso* n. 4, p. 15. (Simpósio das Formações Eo-Paleozóicas).

BATSCHLET, E. *Circular Statistics in Biology*. London: Academic Press, 1981, 371p.

BEHRENSMEYER, A. K. Vertebrate preservation in fluvial channels. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* n. 63, p. 183 – 199, 1988.

BEHRENSMEYER, A. K. Terrestrial vertebrate accumulations. In: Allison, P.A. e Briggs (eds.), *Taphonomy: releasing the data Locked in the fossil record*. New York, Plenum Press, 1991, p. 291-327.

BEHRENSMEYER, A. K.; HOOK R. W. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes in the terrestrial fossil record. In: BEHRENSMEYER, A. K.; DAMUTH, J. D.; DIMICHELE, W. A.; POTTS, R.; SUES, H. D.; WING, S. L. (eds.) *The evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals*. University of Chicago Press, 1992, p. 15-136.

BEHRENSMEYER, A. K.; KIDWELL, S. M.; GASTALDO, R. A. Taphonomy and Paleobiology. *Paleobiology*, n. 26, p. 101-147. 2000.

BERTONI-MACHADO, C.. Tafonomia de paleovertebrados em sistemas continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008, 262f.

BIZZI, L. A.; DE WIT, M. J.; SMITH, C. B.; ARMSTRONG, R. A. Características isotópicas e origem dos kimberlitos e vulcânicas alcalinas relacionadas em Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE A GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1, 1993, Cuiabá. *Anais...* UFMT, Publ. Esp. 2/93. p. 141-151.

BIZZI, L. A.; DE WIT, M. J.; SMITH, C. B.; MCDONALD, I.; ARMSTRONG, R. A. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW São Francisco Craton MArgin, Brazil. *Journal Of Geodynamics*, v. 20, n. 4, p. 469-491, 1995.

BONAPARTE J. F. The Gondwanian theropod families Abelisauridae and Noasauridae. *Historical Biology*, v. 5, n. 1, p. 1-25, 1991.

BRAND, L. R. Taphonomy of turtles in the Middle Eocene Bridger Formation, SW Wyoming, *Paleoageography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 162, n. 1, p.171-189. 2000.

BRAUN, O. P. G. A Formação Areado e a Formação Serra Negra. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, n. 28, p. 100-106. 1970.

CAMPOS J. E. G.; DARDENNE M. A. Distribuicao, estratigrafia e sistemas deposicionais da Formacao Urucuia; Cretaceo superior da Bacia Sanfranciscana In: SIMPÓSIO CRETÁCEO DO BRASIL, 4, 1996, Rio Claro. *Boletim...*, UNESP. p.203-207.

CAMPOS J. E. G.; DARDENNE M. A. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 27, p.269-282. 1997a.

CAMPOS J. E. G.; DARDENNE M. A. Origem e evolução tectônica da bacia Sanfranciscana *Revista Brasileiro Geociências*, n. 27, p. 283-294. 1997b.

CANDEIRO, C. R. A.; MARTINELLI, A. G.; AVILLA, L. S.; RICH, T. H. Tetrapods from the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Bauru Group of Brazil: a reappraisal. *Cretaceous Research*, v. 27, n. 6, p. 923-946. 2006.

CARMO, D. A.; TOMASSI, H. Z.; GOMES-DE-OLIVEIRA, S. B. S. Taxonomia e distribuição estratigráfica dos ostracodes da formação Quiricó, grupo Areado (Cretáceo Inferior), bacia Sanfranciscana, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 18, 2003, Brasília. *Boletim de Resumos*, SBP/UNB, p. 118.

CARRANO, M. T.; SAMPSON, S. D. The Phylogeny of Ceratosauria (Dinosauria: Theropoda). *Journal of Systematic Paleontology*, v. 6, n. 2, p.183-236. 2008.

CARVALHO, I. S.; KATTAH, S. S. Pegadas fósseis do paleodeserto da bacia Sanfranciscana (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, Minas Gerais) *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, n. 70, p.53-67, 1998.

CARVALHO, M. S. S. *O gênero Mawsonia (Sarcopterygii, Actinistia) no Cretáceo das Bacias Sanfranciscana, Tucano, Araripe, Parnaíba e São Luís*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2002, 208f.

CARVALHO, M. S. S.; MAISEY, J. G. Early Cretaceous fresh water actinistians from interior of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, n.18, v. Suppl., p.32, 1998.

CARVALHO, M. S. S.; MAISEY, J. G. New occurrence of Mawsonia (Sarcopterygii: Actinistia) from the Early Cretaceous of the Sanfranciscana Basin, Minas Gerais, southeastern Brazil. In: CALVIN, L.; LONGBOTTOM, A.; RICHTER, M. *Fishes and the Break-up of Pangea*, Geological Society of London, v. 295, 2008, p. 109-144. (Special Publications)

CHAVES, M. L. S. C.; BOTTINO, E. C. C. Evolução geológica multifásica dos depósitos diamantíferos da região de Jequitai (Minas Gerais). *Geociências (São Paulo)*, v. 19, n. 2, p. 197-208, 2000.

CORIA RA, SALGADO L. Mid-Cretaceous turnover of saurischian dinosaur communities: evidence from the Neuquén Basin. In: Veiga, G. D.; Spalletti, L. A.; Howell, J. A.; SCHARZ, E. (Eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics.*, Geological Society of London, n. 252, 2005, p. 317-325. (Special Publication)

DAVIS, J.C. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley, New York. 1986, 646 p.

DIAS-BRITO, D.; PESSAGNO, E. A. JR.; CASTRO, J. C. Novas considerações cronoestratigráficas sobre o silexito a radiolários do sul da bacia Sanfranciscana, Brasil, e a ocorrência de foraminíferos planctônicos nestes depósitos. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999, Rio Claro. *Boletim.*, UNESP, pp.567-575.

DOSSIN, T. M.; DOSSIN, I. A.; CHARVET, J.; BONHOMME, M. G. K-Ar chronology of a Mesozoic ike swarm from southern Espinhaço Region (SE Brazil). *Journal South American Earth Sciences*, n. 8, v. 1, p. 47-53, 1995.

EBERTH, D.A.; SHAMONN, M. NOLAND, B.G.. A bonebed database: classification, biases and patterns of occurrence. In: ROGERS, R.R.; EBERTH, D.A; FIORILLO, A.R. (Eds.). *Bonebeds: genesis, analysis, and paleobiological significance*. The University of Chicago Press, 2007, p. 65-220.

EFREMOV, J. A. Taphonomy: A new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, v. 74, n. 2, p. 82 – 93, 1940.

EINSELE, G. *Sedimentary Basins—Evolution, Facies, and Sediment Budget*, Springer-Verlag, New York, 2002, 2nd. edition, 792 p.

FARLOW, J.; HOLTZ JR., TR. The fossil record of predation in dinosaurs. *Paleontological Society Papers*, v8, p. 251 – 266, 2002.

FAUX, C. M.; PADIAN, K. The opisthotonic posture of vertebrate skeletons: postmortem contraction or death throes? *Paleobiology*, v. 33, n. 2, p. 201–226, 2007.

FISHER, J. A.; NICHOLS, G. J.; WALTHAM, D. A. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, n. 195, p. 55-73, 2007.

FISHER, N. I. *Statistical analysis of circular data*. Cambridge University Press, 1993, 277 p.

FIORILLO, A. R. Taphonomy of Hazard Homestead Quarry (Ogallala Group), Hitchcock Country, Nebraska. *Contributions to Geology*, University of Wyoming, v. 26, n. 2, p. 57 – 97, 1988.

FREYTET, P.; VERRECCHIA, E. P. Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, n. 45, p. 535-563, 1998.

FREYTET, P.; VERRECCHIA, E. P.. Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sedimentary Geology*, n. 126, p. 97–102, 1999.

ÜRSICH, F.T.; OSCHMANN, W. Storm shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India *Journal of Geological Society of London*, n. 150, p. 169-185, 1993.

GRAHAM R.W. Processes of Time-Averaging in the Terrestrial Vertebrate Record. In: KIDWELL, S.M.; BEHRENSMEYER, A. K. *Taphonomic Approaches to Time Resolution in Fossil Assemblages*. Paleontological Society, Knoxville, 1993, Short courses in paleontology, n. 6, p. 102-124.

HANSEN, C. D.; MACEACHERN, J. A. Application of the Asymmetric Delta Model to Along-Strike Facies Variations in a Mixed Wave- and River-Influenced Delta Lobe, Upper Cretaceous Basal Belly River Formation, Central Alberta In: MACEACHERN, J. A.; BANN, K. L.; GINGRAS, M. K.; PEMBERTON, S.G. (Eds.) *APPLIED ICHNOLOGY SHORT COURSE #11 NOTES*, 2005, AAPG and SEPM Conference. Calgary, SEPM, 2007, 16p.

HASUI Y.; CORDANI U.G., Idades K-Ar de rochas eruptivas mesozoicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte. *Anais.*, SBP, p.139-143.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, n. 10, p. 57-77, 1991.

HELMBOLD, R.; VAN HOUTEN, F. B. Contribution to the Petrography of the Tanner Graywacke. *GSA Bulletin*, n. 69, p.301-314, 1958.

HOLZ, M.; BARBERENA, M. C. A importância da tafonomia no estudo de vertebrados fósseis. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4, 1989, Porto Alegre,

SBG/Núcleo RS/SC/PR. *Acta Geológica Leopoldensia*, v. 29, n. 12, p. 77-92. (publicação especial 5)

HOLZ, M.; SIMÕES, M. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001, 232 p.

HOLZ, M.; SIMÕES, M. G.. Taphonomy: an Overview of Main Concepts and Applications to Sequence Stratigraphic Analysis. In: KOUTSOUKOS, EMC. (Org.). *Applied Stratigraphy*. 2005, 1st. ed., Springer, p. 249-279. (Topics in Geobiology 23)

HOLZ, M.; BERTONI-MACHADO, C. & SIMÕES, M.G. A estratigrafia de seqüências e o registro fóssil. In: CARVALHO, I.S. (Ed.). *Paleontologia Básica*. Rio de Janeiro, Editora Interciências, no prelo.

HOLZMAN, R. C. Maximum likelihood estimation of fossil assemblage composition. *Paleobiology*, n. 5, p. 77-89, 1979.

KATAOKA, K. Distal fluvio-lacustrine volcanoclastic resedimentation in response to an explosive silicic eruption: The Pliocene Mushono tephra bed, central Japan. *GSA Bulletin*, v.117, n. 1/2, p. 3-17, 2005.

KATTAH, S. S. Análise Faciológica e Estratigráfica do Jurássico Superior Cretáceo Inferior na Porção Meridional da Bacia do São Francisco, Oeste do Estado de Minas Gerais. 1991. 213 f. Dissertação (Mestrado) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto.

KATTAH S. S. A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana no oeste do Estado de Minas Gerais In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 2, 1992. Rio Claro. *Boletim*., UNESP- Rio Claro, 1992, p. 120-121.

KATTAH S. S.; KOUTSOUKOS E. A. M. A ocorrência de radiolários em fácies sedimentares de origem marinha no Mesozóico da Bacia Sanfranciscana. *Revista da Escola de Minas*, n. 45, p. 214. 1992.

KIDWELL, S. M.; BEHRENSMEYER, A. K. Taphonomic approaches to time resolution in fossil assemblages. In: *Short Courses in Paleontology*, n. 6, 1993, Knoxville, Paleontological Society, p. 302.

KRAUSE, D. W.; O'CONNOR, P. M.; ROGERS, C. K.; SAMPSON, S. D.; BUCKLEY, G.A.; ROGERS, R. R. Late Cretaceous Terrestrial Vertebrates from Madagascar: Implications for Latin American Biogeography. *Annals of The Missouri Botanical Garden*, v. 93, n. 2, p.178-208, 2006.

KRAUSE, D. W.; ROGERS, R. R.; FORSTER, C. A.; HARTMAN, J. H.; BUCKLEY, G. A.; SAMPSON, S. D. The Late Cretaceous Vertebrate Fauna of Madagascar: Implications for Gondwanan Paleobiogeography. *GSA Today*, n. 9, p. 1-7, 1999.

LA FORCE, M. J.; HANSEL, C. M.; FENDORF, S. Seasonal transformations of manganese in a palustrine emergent wetland. *Soil Science Society of America Journal*, n. 66, p. 1377-1389, 2002.

LONG, J. A.; BUFFETAUT, E. A biogeographic comparison of the dinosaurs and associated vertebrate faunas from the Mesozoic of Australia and Southeast Asia. *In*: METCALFE, I.; SMITH, J. M. B.; MORWOOD, M.; DAVIDSON, I. Faunal and floral migrations and evolution in SE Asia-Australasia. Melbourne, CRC Press, 2001, p. 97-104.

MACHLUS, M.; ENZEL, Y.; GOLDSTEIN, S. L.; MARCO, S.; STEIN, M. Reconstructing low levels of Lake Lisan by correlating fan-delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, n. 73/74, p. 137-144, 2000.

MADALOSSO, A. Considerações sobre a paleogeografia do Grupo Bambuí na região de Paracatu, MG. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camburiú. *Anais...*, v. 2, SBG, p. 772-785.

MADALOSSO, A.; VALLE, C. R. O. Considerações sobre a estratigrafia e sedimentologia do Grupo Bambuí na região de Paracatu-Morro Agudo (MG) *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais...*, v. 2, SBG, p. 622-634.

MAHLER, L. Record of Abelisauridae (Dinosauria: Theropoda) from the Cenomanian of Morocco. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 25, n. 1, p. 236-239, 2005.

MAISEY, J. G. Tectonics, the Santana Lagerstätten, and the implications for late Gondwanan biogeography. *In*: GOLDBLATT, P. (Ed.) *Biological relationships between Africa and South America*. Yale University Press, New Haven, 1993, p. 435-454.

MARDIA, K. V.; JUPP, P. E. *Statistics of directional data*. 2nd, 2000, John Wiley Sons, Chichester. 429 p.

MARSHAK, S.; MITRA, G. (Eds.) *Basic methods of structural geology*. Upper Saddle River, Prentice Hall, 1998, 446 p.

MARTIN, R. E. *Taphonomy: A process approach*. Cambridge, Cambridge University Press. 1999, 508p.

MARTINS-NETO, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; LIMA, S. A. A. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil *Sedimentary Geology*, n. 141-142, p. 343-370, 2001.

MENDONÇA, K. R. N. Análise paleogeográfica dos sedimentos do Grupo Areado (Neojurássico-Eocretáceo) da Bacia Sanfranciscana, na carta topográfica de Presidente Olegário, Minas Gerais. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - Universidade Federal de Minas Gerais, 1999, 73 f.

MENDONÇA, K. R. N. *Estratigrafia de seqüências da Formação Areado na porção sul da Bacia Sanfranciscana, Minas Gerais*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista. 2003, 124 f.

MIALL, A. *Principles of sedimentary basins analysis*. 2 ed. Springer Verlag, New York. 1990, 668 p.

MILANI, E.J.; THOMAZ-FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ-FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). *International Geological Congress 31*, Rio de Janeiro, SBG, 2000, p. 389-449.

MUNTHER, K.; MCLEOD, S. A. Collection of taphonomic information from fossil and recent vertebrate specimens with a selected bibliography. *Paleobios*, n. 19, 12p. 1975.

MOHABEY, D. M. Late Cretaceous (Maastrichtian) Nests, Eggs, and Dung Mass (Coprolites) of Sauropods (Titanosaurs) from India. In: TIDWELL, V.; CARPENTER, K. (Eds.) *Thunder-lizards: the Sauropodomorph dinosaurs*. Indiana University Press, 2005, p. 466-490.

MOLNAR, R. E.; SALISBURY, S. W. Observations on Cretaceous Sauropods from Australia. In: TIDWELL, V.; CARPENTER, K. (Eds.) *Thunder-lizards: the Sauropodomorph dinosaurs*. Indiana University Press, 2005, p. 454-465.

MORAES, L. C.; SEER, H. J.; FOGAÇA, A. C. C.; SGARBI, P. B. A.; SGARBI, G. N. C. Geologia das unidades Cretáceas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1989, Goiânia. *Anais...*, v. 1, SBG, p. 337-435.

MORAES-REGO, L. F. Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia., *Boletim*, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, n. 17, p. 33-54. 1926.

NOVAS, E. F.; CARVALHO, I. S.; BORGES-RIBEIRO, L. C.; MÉNDEZ, A. H. First abelisaurid bone remains from the Maastrichtian Marília Formation, Bauru Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, v. 29, n. 4, p. 625-635, 2008.

PARC, S.; NAHON, D.; TARDY, Y.; VIEILLARD, P. Estimated solubility products and fields of stability for cryptomelane, nsutite, birnessite, and lithiophorite based on natural lateritic weathering sequences. *American Mineralogist*, n. 74, p. 466-475, 1989.

PATRICK, R.; CRUM, B.; COLES, J. Temperature and manganese as determining factors in the presence of diatom or blue-green algal floras in streams. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 64, n. 2, p. 472-478, 1969.

PESSAGNO, E. A. JR.; DIAS-BRITO D. O silício a radiolários do sul da Bacia Sanfranciscana, Brasil: idade, origem e significado. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 4, 1996, Águas de São Pedro. *Boletim...*, UNESP, Rio Claro, pp.213-221.

PESSAGNO, E. A.; DIAS-BRITO, D.; CASTRO, J. C. Tectonostratigraphic significance of radiolarian chert in Lower Cretaceous continental sequence, Minas Gerais, Brazil In: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA ANNUAL MEETING, 29, 1997, Salt Lake City. *Abstracts with Programs*, GSA, p. 374.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. *Geologia do Brasil – Fanerozóico*. São Paulo, Edusp, 1983, 631 p.

PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, H.O.; FULFARO, V. J.; PONÇANO, W.L. Código de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 4, p. 372-376, 1986a.

PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; OJEDA, H.O.; FULFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 4, p. 376-415, 1986b.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. *Sand and Sandstones*. 2nd. ed. New York, Springer-Verlag, 1987, 553 p.

PIMENTEL, N. L.; WRIGHT, V. P.; AZEVEDO, T. M. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology*, n. 105, p. 1 – 10, 1996.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R.; FISCHER, D. P. Estudo Isotópico Sm-Nd Regional da Porção Central da Faixa Brasília, Goiás: Implicações Para Idade E Origem dos Granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu e Rochas Metassedimentares do Grupo Araxá. *Revista Brasileira de Geociências* v. 29, n. 2, p. 271-276, 1999.

PIMENTEL, MM; JOST, H; FUCK, R O Embasamento Da Faixa Brasília E O Arco Magmático De Goiás In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; RÉ CARNEIRO, C.D.; BRITO NEVES, B. B. (Org.) *Geologia do continente sul-americano : evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, 2004, p. 355-369.

PINTO C.P.; MARTINS-NETO M A. (Eds.) *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG, 2001, 349 p.

PORSANI, L.; SÉRGIO, L. F. O Método Magnetotelúrico Aplicado à Bacia do São Francisco, Minas Gerais *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 19, n. 2, p. 145-154. 2001.

REIF, W. E. Zur Genese des Muschelkalk - Keuper - Grenzbonebeds in Südwestdeutschland. *Neues Jahrbuch von Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, v. 139, n. 3, p. 369-404, 1971.

RENAUT, R. W.; OWEN, R. B. Shore-zone sedimentation and facies in a closed rift lake: the Holocene beach deposits of Lake Bogoria, Kenya. *Special Publications from Association of Sedimentologists*. n. 13, p. 175-195, 1991.

RIBEIRO, A. C. Tectonic history and the biogeography of the freshwater fishes from the coastal drainages of eastern Brazil: an example of faunal evolution associated with a divergent continental margin *Neotropical Ichthyology*, n. 4, p. 225-246, 2006.

RIMANN, E. A kimberlita no Brasil. *Anuário da Escola de Minas de Ouro Preto*, n. 15, p. 27-32, 1917.

ROGERS, R. R. Systematic patterns of time-averaging in the terrestrial vertebrate record. A Cretaceous case study. In: KIDWELL, S.M.; BEHRENSMEYER, A. K. *Taphonomic Approaches to Time Resolution in Fossil Assemblages*. Paleontological Society, Knoxville, 1993, Short courses in paleontology, n. 6, p. 102-124.

ROGERS R.R. Collecting taphonomic data from vertebrate localities. In: LEGGI, P. (Ed.) *Vertebrate Paleontology Techniques*. v.1, Cambridge University Press, London, 1994, p. 47-58.

ROGERS, R.R.; EBERTH, D.A; FIORILLO, A.R. *Bonebeds: genesis, analysis, and paleobiological significance*. The University of Chicago Press. 2007, 499p.

ROGERS, R.R.; KIDWELL, S.M. A conceptual framework for the genesis and analysis of vertebrate skeletal concentrations *In*:. ROGERS, R.R.; EBERTH, D.A; FIORILLO, A.R. (Eds.). *Bonebeds: genesis, analysis, and paleobiological significance*. The University of Chicago Press, 2007, p. 1-64

SANTOS, R. da S. *Laeliichthys ancestralis*, novo gênero e espécie de Osteoglossiformes do Aptiano da Formação Areado, Estado de Minas Gerais, Brasil. *Série Geologia*, Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, n. 27, Brasília, p.161-167. 1985.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A. (Coord.) *Geologia do Brasil*: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2500000. Brasília, DNPM, 1984, 501 p.

SCORZA, E.P., SANTOS, R. da S. Ocorrência de folhelho fossilífero cretácico no município de Presidente Olegário, Minas Gerais. Brasil. *Boletim*, Divisão de Geologia e Mineralogia, n. 155, Rio de Janeiro, 27 p. 1955.

SCOTT, D.L.; NG'ANG', A. P.; JONHSON, T. C.; ROSENDAHL, B. R. High-resolution acoustic character of Lake Malawi (Nyassa), East Africa and its relationship to sedimentary process. *In*:. ANADÓN, P.; CABRERA, L.I.; KELTS, K. (Eds.) *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication Number 13 IAS. London, Blackwell Scientific, 1991, p. 129-147.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A. Grupo Araxá Em Sua Área Tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na faixa de dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências* v. 31, n. 3, p. 385-396, 2001.

SEER, HJ, MORAES, LC, FOGAÇA, ACC. *Roteiro Geológico para a região de Lagoa Formosa – Chumbo – Carmo do Paranaíba – MG*, Belo Horizonte. SBG, 1989, 58 p. (Boletim v. 9).

SEILACHER, A. Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatsefte*. v. 1, p. 34-39. 1970.

SELLEY, R.C. *Applied Sedimentology*. Academic Press, Oxford, 1988. 446p.

SERENO, P.C.; WILSON, J. A.; CONRAD, J. L. New dinosaurs link southern landmasses in the Mid-Cretaceous. *Proceedings of Royal Society B: Biological Sciences*, n. 1546, p.1325-1330, 2004.

SERENO, P.C.; BRUSATTE, S. L. Basal abelisaurid and carcharodontosaurid theropods from the Lower Cretaceous Elrhaz Formation of Niger. *Acta Palaeontologica Polonica*, v. 53, n. 1, p. 15-46, 2008.

SGARBI, G. N. C. Geologia dos sedimentos lacustres da Formação Areado, Bacia Cretácica do São Francisco *In*:. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. *Atas.*, SBG, p.67-75. a

SGARBI, G. N. C. Arenitos eólicos da formação Areado (bacia cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, 342-354, 1991. b

SGARBI, G. N. C. The Cretaceous Sanfranciscan Basin, Eastern Plateau Of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 450-452, 2000.

SHIPMAN, P. Life *History of a Fossil*. An Introduction to Taphonomy and Paleoecology. Harvard University Press, 1981, 222 p.

SHOTWELL, J. A. An approach to the paleoecology of mammals. *Ecology*. v. 36, n. 2, p. 327 – 337, 1955.

TANNER, L. H. Palustrine-lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern USA: Implications for Late Triassic Paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, n. 6, p. 1280-1289, 2000.

TUCKER, M. (Ed.) *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific, 1988, 394 p.

ULBRICH, H. H. G. J.; GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sciences Review*, n. 17, p. 135-154, 1981.

UPCHURCH, P.; HUNN, C. A.; NORMAN, D. B. An analysis of dinosaurian biogeography: evidence for the existence of vicariance and dispersal patterns caused by geological events. *Proceedings of Royal Society B: Biological Sciences*, n. 1491, p. 613 – 621, 2002.

VOORHIES, M. R. *Taphonomy and Population Dynamics of an Early Pliocene Vertebrate Fauna, Knox Country, Nebraska*. Wyoming, University of Wyoming, Contributions to Geology - Special paper 1, 1969, 69p.

WALKER, K. R.; BAMBACH, R. K. The significance of fossil assemblages from fine-grained sediments: time-averaged communities. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 3, p. 783–784. 1971.

WEIGELT, J. Rezenten Wirbeltierleichen und ihre paläobiologische Bedeutung. Leipzig, Max Weg, 1927, 227p.

WILSON, M. J. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals* v. 39, p. 233-266, 2004.

WILSON, J. A.; MALKANI, M. S.; GINGERICH, P. D. A Sauropod Braincase from the Pab Formation (Upper Cretaceous, Maastrichtian) of Balochistan, Pakistan. *Gondwana Geological Magazine*, Special Volume 8, p. 101-109, 2005.

WOODCOCK, N. H. Specification for fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*, v. 8, p. 1231 – 1232, 1977.

TUCKER, M.E. Sedimentary Petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks. 3th. ed., Oxford, Blackwell Science, 2001. 262p.

Figura 1- Localização da área de estudo: Imagem digital, evidenciando o divisor de águas, local (ribeirão Cana Brava e ribeirão do Barro) e sua posição em relação ao rio São Francisco e localidades próximas (base digital: Google Earth® / Digital Globe®).

Figura 2: Mapa com a localização das seções estudadas (pontos com nome) e pontos de controle do levantamento estratigráfico (IBGE / INCRA).

Seção CJ4-2

Seção Cj1

Legenda	
Contatos	Estruturas
Brusco	Camada Perturbada
Irregular	Fóssil Articulado
Litotipos Classificação Macroscópica	
Lamito	Acamamento convoluto
Encoberto	Seixos arredondados
Lamito 2	Intemperizado
Duricrete	Fluidificação
Calcrete	Intraclasto irregular
Arenito	Intraclasto regular
	Lâmina de areia

Seção CJ5

8,8m

5m

1m

Amostras
4
3

055°N

C's ls ms cs g

Legenda	
Contatos	
	Brusco
	Gradacional
Litotipos Classificação Macroscópica	
	Lamito
	Arenito
	Encoberto
	Lamito 2
Estruturas	
	Acamamento tabular
	Acamamento convoluto
	Laminação Planar
	Carbonato
	Fóssil articulado
	Fratura mineralizada

13,8m

10m

8,8m

C's ls ms cs g

Legenda

1. Variedade mineralógica do arcabouço. Quartzo: em extinção ondulante (Qx) e com inclusões fluidas (Qf), microclínio (Mi)

2. Mosaico de micro-fotografias apresentando a estrutura interna da unidade 1, marcada por horizontes de opacos (Ho) e aumento de bolsões de carbonatos (Bc) ao topo.

3. Fenestras – interpretadas como feições de di ssolução.

4. Detalhe da matriz com grãos irregulares (feições de corrosão) e auréolas de óxido de ferro.

5. Mosaico de micro fotografias da unidade 2, na qual se destaca o aumento acendente de bolsões carbonáticos (Bc).

6. Detalhe de um bolsão carbonático da unidade 2, apresentando paredes reliquias de janelas (setas).

7. Detalhe da matriz na unidade 2 onde é possível observar aoréolas de manganitas sobre pirolusita englobando grãos de quartzo.

8. Ritmito da unidade 3, apresentado diversas estruturas: cruzada tangencial (t), fraturamento (fr), fenestras (fe), dissolução mineral (Di).

9. Detalhe da unidade 3, exibindo carbonato bioinduzido por algas.

10. Bolsão carbonático da unidade 3 apresentando pirolusita dendrítica, parcialmente bordejada por manganita.

11. Amostra da unidade 5, ilustrando como o arcabouço está aglutinado em porções (linha pontilhada).

12. Amostra da unidade 5 onde são observados grãos com bordas de manganita (m), bordas irregulares (i), fenestra (fe) e carbonatos bordejados por clásticos (cb).

Figura 1: As diferentes propostas de empilhamento estratigráfico para o Cretáceo da Bacia Sanfranciscana e posição dos principais fósseis com indicação de idade mínima.

ANEXO 4 – PROPOSTAS ESTRATIGRÁFICAS PARA
A BACIA SANFRANCISCANA

	Mendonça, 1999.				Kattat, 1991			Sgarbi, 1989			Seer et al., 1989			Moraes et al. 1989			
Associação de Litofácies	A	B	C	D	A	B	C	A	B	C	Lacustre	Fluvial	Deltaico	A	B	C	D
Litologia	Conglomerados, arenitos grossos com seixos, arenitos grossos, médios e finos; intercalação de argilitos.	Arenito fino, médio, argilitos e siltitos (ritmitos)	Arenito grosso, médio e fino, intercalações com argilitos e siltitos	Arenito grosso, médio e fino.	Conglomerados polimíticos, arenitos arcosianos líticos grossos, médios e finos, arenitos finos micáceos; folhelhos e siltitos; níveis calcíticos; siltitos carbonáticos	Arenitos arcoseanos finos, arenitos grossos calcíticos, conglomerados finos e níveis de grânulos, argilitos e siltitos	Conglomerdos, arenitos feldispáticos finos a médios, calcilutito, calcarenitos e calcários laminados e fibrosos, nível de chert, nível de brecha de chert, intercalaçõex de argilitos e siltitos.	Conglomerados e arenitos grossos	Argilitos e siltitos	Arenitos grossos, médios e finos; intercalações de argilitos e siltitos.	Siltitos e argilitos com lentes de arenitos muito finos	Arenitos grossos passando para siltitos e argilitos (ritmitos), arenitos médios passando p/ ritmitos	Arenitos finos	Microconglomerado, arenitos grossos, médios e finos; siltitos e argilitos	Predominam argilitos e siltitos (ritmitos), subordinadamente arenitos muito finos, finos, médios e grossos.	Arenito médios e feldspáticos e finos	Brecha piroclástica intercalada com tufas, lapilitos e cineritos; derrame, conduto vulcânico e dique; conglomerado e arenitos vulcânicos
Estruturas Sedimentares	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, maciço, laminações cruzadas.	Estatificação plano-paralela, laminações cruzadas e plano-paralela.	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, sigmoidal e tabular de pequeno e médio porte, laminações cruzadas e plano-paralelas, maciça.	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada de médio a grande porte, marcas onduladas, porções maciças com comcreções carbonáticas.	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, tabular, maciço, laminações cruzadas, cavalgantes, plano-paralelas, drapes, gretas de ressecamento, marcas de pingo, ôndulas de adesão, estruturas de carga e em chama, corte e preenchimento, bioturbação, pseudonódulos, concreções carbonáticas	Estratificação plano-paralela, cruzadas tabulares, tabulares de baixo ângulo?, sigmoides, laminações cruzadas e plano-paralela, estrutura flaser, de carga, em chama e biogênicas, fluidização,pseudonódulos, dobras convolutas, microfalhas, paleossolos, carbonáticos, bioturbação, gretas de ressecamento, galhas de argila contorcidas, sulcos erosivos	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, tabular, sigmoidal; laminações cruzadas, truncadas; maciço; tapetes algálicos; fósseis (Bastilbe, dinoflagelados e radiolários, insertae sedis, pisólitos, coatings pisólitos e e outros).	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, maciço, laminações cruzadas	Estratificação plano-paralela, laminações cruzadas e plano-paralela	Estratificação plano-paralela, cruzada acanalada, sigmoidal e tabular de pequeno e medio porte; laminações cruzadas e plano-paralelas; maciça.	Laminação plano-paralela, laminação cruzada, maciço, estrutura em chama, gretas de contração, marcas de cubos de sal, ostracodes.	Estratificação cruzada acnalada, laminação plano-paralela, dobramento convoluto e gretas	Estratificaçã o cruzada acanalalda, tabular pequeno porte, dobramento convoluto e plano-paralela, dobramento convoluto, bioturbação (tubos)	Maciços, laminação cruzada, marcas onduladas, laminação plano-paralela	Laminação plano-paralela, laminação cruzada, marcas onduladas, laminação cruzada, gretas de contração, estruturas em chama, calcrete, marcas de onda e pingos de chuva, moldes de cubo de sal	Estratificação cruzada acanalada e tabular de médio porte; fluidização e estruturas de sim-sedimentação; intraclastos e bolas de argilas	Estratificção cruzada acanaladaa
Cor	Vermelhos, rosados	Vermelhos, amarelos, rosados.	Vermelhos, amarelos, rosados.	Rosado e branco	Vermelhos e esverdeados	Vermelhos, rosados	Vermelhos, rosados	Vermelhos, rosados	Vermelhos, amarelos, rosados	Vermelho, amarelo e rosado	Vermelho, verde, rosa e amarelo	Vermelho, amarelo, rosa e verde	Vermelho	Vermelhos, branco-esverdeados	Verde, violeta, amarelo, branco e vermelho	Vermelho, amarelo, e branco	Verde-alface, cinza esverdeado muito escuro
Espessura das camadas	De .2 a 1.8 m	De .2 a 2m	Variam de .5 a 5m	Variam de .3 a 5m	Variável atingindo mais de 60m	De .5 a 1,5m ?	De 1,5 a 100m	De .2 a 1.8m	De .2 a 2m	Variam de .5 a 5m	Variam de 8 a 45m	Variam de 10 a 17m	Atinge no máximo 10m	Variam de milimétricas a centimétricas		Variam de métrica a decimétria até 30 m de espessura	Atingem até 60m (conglomerado D2)
Geometria das camadas	Tabulares, corpos isolados e lentes	Tabulares e lenticulares	Corpos tabulares e lenticulares	Tabular e lenticular	Tabular	Tabulares e lenticulares	Corpos tabulares, as vezes, amalgamados	Tabulares, corpos isolados e lentes	Tabulares e lenticulares	Corpos tabulares e lenticulares				Lateralmente uniformes e lenticulares		Corpos lenticulares	Geometria em cunha
Tipo de contato	Erosivo na base e abrupto no topo (ciclos granodecrescent es)	Abrupto na base e transicional no topo	Base transicional e topo abrupto	Abrupto na base com as fácies deltaicas e no topo com as vulcânicas.	Superfícies de Truncamento			Erosive na base e abrupt no topo (ciclos granodecrescentes);	Abrupto na base e transicional no topo	Base transicional e topo abrupto	Topo abrupto e erosivo com fácies fluviais e deltaicas,a base recobre o embasamento	Base erosiva com fácies deltaica, plano ou ondulado com fácies lacustre	Topo erosivo com fácies erosivo com fácies fluviais, base abrupta com ritmitos lacustres	Transiciona entre as litofácies(ciclos granodecrescentes); no topo, abrupto com a Associação B	Quando visível é gradual no topo para a associação C	Passagem gradacional muitas vezes difícil de separar	Recobrem os sedimentos ou diretamente o embasamento; na base pode intercalar com lentes arenosas.
Paleocorrente s					S, SW, N	SSW, SSE, WSW, S40-50W	WSW										
Interpretação	Fluxos de corrente; hiperconcentrado; barras longitudinais; lençóis de areia	Fluxos de corrida de lama, Carpete de tração e suspensão, correntes de turbidez; depósitos lacustres	Fluxos de corrente; Lençóis de areia, dunas	Depósitos eólicos, dunas e lençóis de areia.	Fluvial entrelaçado; fluvial sinuoso; flúvio-deltaico (Gilbert); desértico com dunas e interdunas; playas ou lagos desérticos; lobos turbidíticos	Sistema de leques aluviais e fandeltas, planícies aluviais (inunditos), depósitos eólicos e lacustre; sismitos	Flúvio-lacustre, deltaico (Gilbert) dominado por rios; marinho/lagunar?	Fluxo de corrente; hiperconcentrado; barras longitudinais, dunas de barras laterais; lençóis de areia	Fluxos de corrida de lama, Carpete de tração e suspenão; correntes de turbidez; depósitos lacustres	Fluxos de corrente; lençóis de areia, dunas.	Turbiditos lacustres e fácies lacustres rasas sujeitas ã exposições; clima semi-árido	Sublácies de canal, crevasse splay e planície de inundação		Processos de suspensão seguidos de tração; turbiditos lacustres	Lacustre e margem lacustre	Preenchimento de canais; sedimentação lacustre pelágica e de águas rasas; porções frontais de delta lacustre	Depósitos de leques aluviais dos conglomerados e arenitos vulcânicos