UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA
PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU
(Ks, BRASIL)**

Luiz Alberto Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU (Ks, BRASIL)

LUIZ ALBERTO FERNANDES

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

Examinadores: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina

Prof. Dr. Lluís Cabrera Perez

Prof. Dr. Marcel Auguste Dardenne

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA
PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU
(Ks, BRASIL)**

Luiz Alberto Fernandes

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005555

SÃO PAULO
1998

Agradecimentos

*...a colheita é comum,
mas o capinar é sozinho...*

(Rosa, J.G., Grande sertão: veredas)

Esta tese, embora de responsabilidade individual, não chegaria ao presente estado sem a dedicação do professor, cientista e amigo Armando Márcio Coimbra. Durante os anos de pesquisa, o *capinar* não foi tão solitário. Contou ainda com a colaboração de vários colegas do IG-USP e do IPT, em suas diversas áreas de atuação ou responsabilidade.

Os eventuais méritos do trabalho devem ser compartilhados com:

- Profs. Drs. Setembrino Petri, Cláudio Riccomini, José Moacyr Vianna Coutinho, Daniel Atêncio e Max Brandt Neto, por oportunas sugestões durante a evolução da pesquisa;

- Mário Sérgio de Melo, Marcos Alves de Almeida, Jairo de Sant' Anna Taddeo, Maria Cristina de Moraes, Wilson Shoji Iyomasa, José Luiz de Albuquerque Filho, Adalberto A. Azevedo, Marsis Cabral Jr., José Francisco Marciano Motta, Antonio Carlos Camargo, Joelice Leal de A. Manholetti, pesquisadores do IPT;

- Antonio Luiz Teixeira, pela leitura crítica e revisão do texto preliminar, assim como com Evaristo Pereira Goulart, pelo auxílio na elaboração do *abstract*;

- Willian Nava (Marília), Luís Carlos Borges, Marcelo Nicolau (Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price, Peirópolis), e Antonio Celso de Arruda Campos (Museu de Paleontologia de Monte Alto), pelas informações prestadas e o acesso concedido aos acervos fossilíferos;

- Ana Maria Góes, Jorge Hachiro, Sérgio Luís Fabris de Matos, Paulo César Boggiani, William Sallun Filho, colegas do programa de Geologia Sedimentar do IGUSP;

- Isaac Jamil Sayeg, técnico responsável pelo MEV do DPE/IGUSP;

- Cristina Miranda Menezes e Lillane Janekian, então alunas-estagiárias; e

- Waldomiro de Oliveira, Otávio Martins, Airton Marambaia Santa, Nilson de Paula, Eli Arruda Toledo, Jilson Cardoso, Elaine Vieira dos Santos, Luís Celso Coutinho da Silva, Damaris Rodrigues Marins, Marta Sofia Nunes, Álvaro Kopezinski, Maria Lúcia Felix e Renata Mazzetto, auxiliares técnicos e secretárias do IPT.

Agradecimentos são devidos também à Petróleo Brasileiro S/A (PETROBRÁS), pelo fornecimento de informações técnicas solicitadas, assim como à ENGEMAP Cartografia Ltda., em especial a Tupy Gomes Correa, pela apresentação gráfica digitalizada dos mapas.

O trabalho contou com apoio financeiro da Fundação do Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (processos FAPESP: 93/4524-9 e 95/8595-3), e apoio institucional do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (Projeto Interno nº 8762.23.6). Contou ainda, entre abril e dezembro de 1995, com estudos de especialização na *Universitat de Barcelona*, patrocinados pelo Programa de Doutorado no País com Estágio no Exterior (proc. PDEE nº 0018/95-3), da Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES/MEC). Durante o primeiro ano da pesquisa, dispôs-se de bolsa de estudos Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Há que se agradecer a atenção do Prof. Dr. Lluís Cabrera Pérez, especialmente, assim como dos Profs. Drs. Mariano Marzo, Francesc Calvet Rovira e Nuria Solé Sanroma - da *Facultat de Geologia* - e do Sr. Ramon Fontarnau - dos *Servels Científico-Tècnics* -, todos da *Universitat de Barcelona*. Do mesmo modo, a amabilidade do Prof. Dr. David Gómez Gras (*Universitat Autònoma de Barcelona*) e da Profa. Dra. Rafaela Marfil (*Universidad Complutense de Madrid*).

Por fim, agradecer o apoio companheiro de Adriana Alves Loche durante a gestação da tese, apesar da experiência anterior de uma dissertação de mestrado. À Tina e ao Sr. Luiz, pela semente.

RESUMO

ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU (Ks, BRASIL).

A Bacia Bauru formou-se no Cretáceo Superior (Coniaciano-Maastrichtiano), por subsidência termo-mecânica, na parte centro-sul da Plataforma Sul-Americana. Esta bacia, continental interior, acumulou uma seqüência sedimentar essencialmente arenosa (atualmente com espessura máxima de quase 300 m), que ocorre em área de cerca 370.000 km². Tem por substrato rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral (Ki), sobretudo basaltos, da qual é separada por superfície erosiva regional. A área investigada corresponde à parte oriental da Bacia Bauru (oeste de São Paulo, Triângulo Mineiro e noroeste do Paraná), situada entre as coordenadas 18° S e 25° S; e 47° W e 55° W, com cerca de 180.000 km².

O presente estudo discute a estratigrafia e a evolução sedimentar daquela área, mediante análise de sistemas deposicionais - baseada em levantamentos de campo - e ensaios com amostras em laboratório (microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura com EDS, e difração de raios X).

Segundo a distribuição das associações de fácies e suas relações encontradas é proposta uma revisão estratigráfica para a parte oriental da Bacia Bauru. Nesta área, a seqüência neocretácea foi dividida em dois grupos parcialmente cronocorrelatos: Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Bauru (formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, mais os Analcimitos Taiúva).

A sedimentação na Bacia Bauru ocorreu em duas fases principais, a primeira em condições essencialmente desérticas, a seguinte com maior presença de água, ainda que em clima semi-árido. As associações de fácies da primeira fase correspondem, em termos litoestratigráficos, a depósitos de: lençóis de areia com campos de dunas baixas, loesse e *wadis* (Vale do Rio do Peixe); lençóis de areia secos (Santo Anastácio); dunas eólicas médias e interdunas úmidas, zona periféricas de *sand sea* (Goio Erê); e complexos de dunas eólicas de grande porte (*draas*), parte central de *sand sea* interior (Rio Paraná). As associações da segunda fase correspondem a depósitos de: rios entrelaçados, de baixa a média sinuosidade (Uberaba); pantanal interior (Araçatuba); zonas distais de leques aluviais (Echaporã); sistema fluvial entrelaçado, partes medianas de leques aluviais (Serra da Galga); sistema fluvial entrelaçado, partes medianas de leques aluviais (Ponte Alta); sistema fluvial entrelaçado arenoso (São José do Rio Preto); e sistema fluvial meandrante arenoso fino, de canais rasos (Presidente Prudente).

A primeira corresponde ao sepultamento progressivo do substrato basáltico por extensa e monótona manta arenosa, formada principalmente por depósitos de lençóis de areia, com pequenas dunas e estratos de loesse. Desta fase, os raros depósitos fluviais preservados correspondem a fluxos de enxurradas de deserto (*wadis*). A intensificação das atividades tectônicas nas bordas norte-nordeste e leste, e provavelmente na borda noroeste, provocaram significativa mudança no quadro paleogeográfico da bacia, promovendo o avanço de leques aluviais para o seu interior. Ao mesmo tempo, mudanças climáticas graduais trouxeram maior umidade às zonas marginais. Tais alterações assinalam o início da segunda fase de sedimentação, em que se desenvolveram sistemas fluviais importantes, de nordeste para sudoeste, entre as bordas e o deserto interior. O clima quente e seco determinou a manutenção de condições desérticas no interior da bacia, desde o início até a segunda fase de sedimentação. Durante a elevação das bordas houve a instalação de diversos corpos de rochas alcalinas nos altos marginais, magmatismo extrusivo próximo da borda leste (analcimitos Taiúva) e silicificação localizada, no sul da bacia. A nova moldura, realçada na passagem entre as fases I e II, corresponde a charneiras de importantes altos tectônicos marginais.

O trato de sistemas desértico é formado pelas formações Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio, Goio Erê e Rio Paraná. O relevo original do substrato criou condições endorrêicas em zona interior da bacia, determinando a formação de uma grande área pantanosa em clima semi-árido (*Pantanal Araçatuba*), no início da sedimentação neocretácea.

O soerguimento das margens norte e nordeste provocou modificações na paleogeografia da bacia. Talvez a mais importante tenha sido o embutimento - pós-sedimentação - da faixa do Triângulo Mineiro onde hoje ocorre a Fm. Uberaba (depressão de Uberaba). Os fluxos fluviais distais de leques aluviais do Mb. Serra da Galga, posteriores a este evento, apresentavam persistentes rumos para noroeste, possivelmente por influência de barreiras internas então criadas.

Os fluxos fluviais entrelaçados do Mb. Serra da Galga avançaram sobre a Fm. Uberaba, soterrando-a. Os influxos de material originados em leques aluviais marginais foram gradualmente transformados, bacia a dentro, em sistemas fluviais entrelaçados e depois em meandrantas, até a sua desarticulação na periferia do deserto Caluá.

Os fluxos fluviais provenientes da parte nordeste alcançavam o interior da bacia em sistemas entrelaçados arenosos (Fm. São José do Rio Preto), de rumo geral sudoeste, muito constante. À medida que adentravam a bacia, a paisagem tornava-se cada vez mais plana, e os sedimentos transportados cada vez mais finos. Assim, devido ao baixo gradiente da bacia, nas porções distais este sistema fluvial tornava-se meandrante, ainda arenoso, com canais mais estáveis, definidos e rasos (Fm. Presidente Prudente). Serpenteavam em extensas planícies aluviais, entre lagoas residuais formadas sobretudo após eventos de transbordamento. Os arenitos e arenitos conglomeráticos dos membros Serra da Galga e Ponte Alta correspondem portanto às fácies proximais das associações fluviais São José do Rio Preto e Presidente Prudente. O aumento da aridez rumo ao interior determinava progressivo aumento da evaporação e escassez de água no ambiente, até o desaparecimento do sistema fluvial nas planícies arenosas.

As unidades de origem eólica exibem notável constância do sentido de transporte, durante a sedimentação da seqüência neocretácea. O padrão geral de fluxos fluviais aponta para o interior da bacia. Os resultados obtidos para o Mb. Serra da Galga, entretanto, são claramente discordantes. Admitindo-se que esta unidade corresponde às porções proximais do sistema São José do Rio Preto-Presidente Prudente, supõe-se que tenha existido uma barreira geográfica na borda nordeste da bacia, associada às transformações tectônicas ali ocorridas, que teria determinado a passagem dos fluxos fluviais rumo ao interior da bacia, mais para oeste.

O estabelecimento do Pantanal Araçatuba, subambiente peculiar criado no estágio inicial, provavelmente decorre da posição topográfica mais baixa original do substrato naquela região. O limite oeste da área de ocorrência atual da Fm. Araçatuba corresponde a uma feição elevada do substrato basáltico (soleira de Jales-Andradina). O aporte continuado de sedimentos eólicos, que inicialmente supriu dunas e lençóis de areia marginais ao charco, terminou por soterrar a depressão original.

Todas as ocorrências fossilíferas conhecidas na bacia localizam-se na sua parte oriental e refletem o controle essencialmente paleogeográfico. Compreendem restos ósseos, sobretudo de répteis - crocodilos, quelônios e dinossauros -, anfíbios, peixes, moluscos, crustáceos e oögonios de algas carófitas. Em geral, predominam ocorrências vinculadas a litofácies de origem fluvial, com remobilização e transporte de material, do que decorre rara preservação de esqueletos completos. As principais ocorrências estão em depósitos de planícies fluviais de transbordamento e lagoas efêmeras (no interior da bacia) e naqueles vinculados a fluxos aquosos entrelaçados e a lagoas de zonas de leques aluviais marginais da bacia. No interior mantiveram-se, durante os dois estágios de sedimentação, condições desérticas quentes, motivo da escassez e baixa diversidade das ocorrências.

A fossilização ocorreu quase sempre com perfeita preservação da estrutura óssea e manutenção da natureza fosfática original, independente das litofácies ou unidades geológicas de origem. Os ossos são constituídos por fluorapatita de baixa birrefringência, com laminação concêntrica, canais haversianos e camadas fibrosas, similares às estruturas de ossos dos vertebrados atuais. Não foram verificadas deformações mecânicas após o soterramento, provavelmente devido ao baixo grau de diagênese a que foram submetidas as rochas, além da proteção fornecida pela cimentação carbonática precoce, presente em muitos casos. Este cimento ocorre freqüentemente associado, permineralizando ou substituindo parcialmente a estrutura orgânica. Algumas vezes os espaços internos estão preenchidos por material clástico.

Nos compartimentos paleoecológicos mais interiores da bacia (São José do Rio Preto e Presidente Prudente) a grande maioria dos restos fósseis é constituída por ossos fragmentados e/ou desarticulados, concentrados em fácies de barras de canais rasos ou *wadis*. Por outro lado, nos jazigos fossilíferos da região de Peirópolis, situados próximos da borda da bacia, são encontrados ossos de vertebrados em melhor estado de preservação. Sem dúvida, a maior disponibilidade de água favoreceu o florescimento e a manutenção da fauna e flora nas regiões marginais, em lagoas de planícies de inundação e corpos aquosos formados entre leques aluviais coalescentes. Os restos ali encontrados sofreram, assim como os do Mb. Echaporã, menor transporte antes do soterramento. Nestas regiões, a maior porosidade dos sedimentos e a

maior disponibilidade de águas ricas em carbonatos, propiciou intensa cimentação dos ossos, sendo neles comuns as feições de rompimento por crescimento expansivo (*displacive*) de calcita.

Três tipos principais de cimentação carbonática foram identificados na parte leste da bacia: pedogenética, subterrânea e diagenética; de ordem temporal aproximadamente definida, porém com freqüente sobreposição de eventos, dependendo da vulnerabilidade dos depósitos em relação aos sucessivos processos de dissolução e reprecipitação no decorrer do tempo. Os calcretes do Mb. Ponte Alta preservam claras feições de gênese associada a fluxos rasos de águas subterrâneas. Por outro lado, os calcretes pedogênicos do Mb. Echaporã são registros inequívocos de formação por processos edáficos. Nas outras unidades, em geral mais interiores, portanto originalmente menos cimentadas, a remobilização diagenética parece ter sido o principal processo transformador registrado.

De modo geral, todas as associações litofaciológicas da parte oriental da Bacia Bauru apresentam algum vestígio de atividades biológicas e/ou de processos edáficos. Os melhores exemplos de formação de calcretes pedogenéticos são encontrados no Mb. Echaporã. Dentre os vestígios de raízes identificados são comuns os contra-moldes, caracterizados como túbulos preenchidos por material distinto do arcabouço (arenito ou siltito, cimentados ou não). Moldes de raízes foram encontrados, em geral, em litofácies mais finas, associadas a ambientes de maior umidade (pântano, lagoas ou planícies de inundação). A análise das seções delgadas permitiu ainda reconhecer vestígios de processos pedogenéticos de dois tipos: *autóctones* (encontrados em amostras do próprio horizonte edáfico e *alóctones* (partículas e fragmentos líticos de origem edáfica, removidos e acumulados em litofácies de maior energia, como na base de estratos cruzados de barras arenosas ou em depósitos residuais de canal fluvial).

ABSTRACT

STRATIGRAPHY AND GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE BAURU BASIN EAST PART (UK, BRAZIL).

The Bauru Basin was formed in the Upper Cretaceous (Coniacian-Maastrichtian) as a result of the thermo-mechanical subsidence of the central-southern part of the South-American Platform. This inner continental basin spreads over an area of approximately 370,000 km² and is filled by a sandy sequence with maximum thickness of 300 meters at present. Its substratum is constituted by volcanic rocks (mainly basalts) of the Serra Geral Fm. (KI) from which it is separated by a regional erosive surface. The area examined in this research corresponds to its eastern part of the basin (west of São Paulo, southwest of Minas Gerais, northwest of Paraná), with about 180,000 km², and is located between the coordinates 18°S to 25° S and 47° W to 54° W.

This research deals with the stratigraphy and sedimentary evolution of the Bauru Basin through analysis of the depositional systems, based on field data and mineralogical, petrographic and microchemical evaluation (optical microscopy, scanning electron microscopy with EDS, X-ray diffractometry) of significant samples.

Based on the distribution and interrelations of facies associations a stratigraphic revision is proposed for this part of the basin. In this area the neocretaceous sequence is now divided in two groups, partially contemporaneous: Caiuá Gr. (Rio Paraná, Goio Erê and Santo Anastácio formations) and Bauru Gr. (Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente, and Marília formations, with the Taiúva analcimites).

Sedimentation in Bauru Basin occurred in two main phases: the first in an essentially desertic environment, the second with more water available, but still under semi-arid conditions. The facies associations of the first depositional phase correspond, in lithostratigraphic terms, to the following deposits: sandsheets with low dune fields, loess and wadi deposits (Vale do Rio do Peixe Fm.); dry sandsheets (Santo Anastácio Fm.); medium sized dunes and humid interdunes from peripheral zones of sand seas (Goio Erê Fm.); complex of large sized eolic dunes (dacas), corresponding to the central part of an inland sand sea (Rio Paraná Fm.). The associations of the second phase correspond to: braided river system of low to medium sinuosity (Uberaba Fm.); inland swamps (Araçatuba Fm.); distal parts of alluvial fans (Echaporã Mb.); braided fluvial system, medium parts of alluvial fans (Ponte Alta and Serra da Galga members); braided sandy fluvial system (São José do Rio Preto Fm.); meandering fluvial system with fine sandy deposits of shallow channels (Presidente Prudente Fm.).

The first depositional phase corresponds to the progressive burial of the basaltic surface by a widespread and homogeneous sandy blanket, formed mainly of sand sheets, with small dunes and loess levels. The rare fluvial deposits of this phase that remain refer to desert flash floods (wadis). The intensification of the tectonic activities at the north-northeastern and eastern margins, and probably also at the northwestern margin, caused significant changes in the paleogeographic conditions of the basin, promoting inward progression of the alluvial fans. At the same time, climatic changes increased the humidity level in the marginal zones. These changes mark the beginning of the second sedimentary phase, during which important fluvial systems were established between the marginal zone and the inland desert from northeast to southwest. The hot and dry climate determined the maintenance of desertic conditions in the interior of the basin during most of the sedimentation time. During the uplift of the margins, several alkaline magmatic bodies intruded into the marginal zones, causing extrusive magmatism near the eastern border (Talúva analcimites), as well as localized silicification in the southern border. This new frame corresponds to the hinge of important marginal tectonic heights.

The formations Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio, Goio Erê and Rio Paraná constitute the systems deposited in the desertic environment. The original relief of the basaltic rocks favored the formation of an endorrheic drainage system in the interior of the basin, causing the appearance of a large swampy area under semi-arid climate (Araçatuba Swamp), in the beginning of the sedimentation cycle.

The uplift of the northern and northeastern margins had a large influence on the paleogeography and in the basin sedimentary record, the most important being the postdepositional development of the Uberaba depression in the eastern part of the Triângulo Mineiro, where part of the Uberaba Fm. was preserved. The river flows of distal parts of alluvial fans (Serra da Galga Mb.) show steady shift to northwest, possibly due to geographic barriers. The braided river sedimentation of the Serra da Galga Mb. moved over the Uberaba Fm., causing its burial. The marginal alluvial fans gradually transformed in braided fluvial systems, evolving to meandering systems in the interior of the basin, that deteriorated in the vicinities of the Caiuá Desert.

The alluvial fans coming from the northeastern part of the basin reached its interior as braided sandy systems (São José do Rio Preto Fm.), with a general and very constant southwestern direction. Toward its interior the basin topography became flatter, and the deposited sediments, finer. Due to the low relief of the basin, this fluvial system became meandering in its distal portions, with more stable and defined but shallow channels filled with sandy sediments (Presidente Prudente Fm.). The rivers flowed through wide alluvial plains, among lagoons formed mainly after flood events. The sandstones and conglomeratic sandstones of the members Serra da Galga and Ponte Alta represent accordingly the proximal facies of the fluvial sediments São José do Rio Preto and Presidente Prudente. The increasing aridity towards the interior of the basin caused the deterioration of the fluvial system in the sandy flats.

The eolic sediments show a remarkable persistence of the transportation direction during the sedimentation of the neocretacic sequence. The general pattern of the fluvial flows is directed toward the interior of the basin. The data from the Serra da Galga Mb. are, however, clearly discordant. Supposing that this unit represents the proximal facies of the system *São José do Rio Preto-Presidente Prudente*, the existence of a topographic barrier in the northwestern part of the basin can be inferred, which must have determined the direction of the fluvial flow westwards, to the interior of the basin.

The development of the Araçatuba Swamp, a peculiar sub-environment of the beginning of the depositional history of the Bauru Basin, was probably a consequence of the originally lower topographic position of the basin substratum in that region. The western limit of occurrence of the Araçatuba Fm. corresponds to a height of the basaltic substratum (Jales-Andradina Height). The constant arrival of material transported by the wind, which initially formed dunes and sandsheets marginally to the swamp, eventually buried the original depression.

All known fossil occurrences in this basin are located in the eastern part of the basin and were controlled mainly by the paleogeography. They comprise bone remains, mainly from reptiles - crocodiles, turtles, dinosaurs -, as well as amphibians, fishes, mollusks, crustaceans, and oogones of charophytic algae. These fossils were originally deposited in a fluvial environment, with subsequent remobilization and transportation of the pieces, resulting in very scarce preservation of complete skeletons. The main occurrences are from deposits of fluvial flood plains and ephemeral

lagoons in the interior of the basin, as well as from those of braided water flows and lagoons located in zones of marginal alluvial fans. In the interior of the basin the hot desertic conditions prevailed during the two phases of sedimentation, causing great scarcity and lack of variety of occurrences.

The fossilization process led mostly to the perfect conservation of the bone structure and maintenance of the phosphoric material, independent of which the original depositional lithofacies or geological unit. The bones are constituted of fluorapatite with low birefringence, presenting concentric lamination, haversian channels and fibrous layers, similar to the bones structure of present day vertebrates. No post-burial mechanical deformations could be detected, probably due to the low degree of diagenesis of the sediments and the protection by the carbonatic cementation, present in many cases. This cement is frequently associated to the organic structure, in form of mineralization or partial substitution of the organic material. Sometimes the internal voids are filled with clastic material.

In the innermost paleoenvironments of the basin (São José do Rio Preto and Presidente Prudente) the great majority of the fossil remains is constituted of bone fragments or disarticulated pieces, accumulated mainly in bars facies of shallow channels or *wadis*. On the other side, in the fossiliferous levels in the region of Peirópolis, near the border of the basin, the bones are better preserved. The greater water availability in the marginal areas surely favored the existence and maintenance of the fauna and flora in flood plain lagoons and water bodies occurring between coalescing alluvial fans. The remains found in these sediments (as well as those found in the Echaporã Mb.) were subjected to less transport before burial. In these regions the higher porosity of the sediments and the greater availability of carbonate-rich waters led to intense cementation of the bones, often causing disruptive patterns due to the displacive growth of calcite.

Three main carbonate cemented materials types could be identified in the eastern part of the basin: crusts and nodular levels of pedogenetic origin, ground water calcretes, and diagenetic cemented sandstones. Their time sequence of the formation is roughly defined, but frequent superposition of events occurred, controlled by the accessibility of the deposits to successive processes of dissolution and reprecipitation. The calcretes of the Ponte Alta Mb. show clear features linked to the genesis due to shallow groundwater. On the other side, the pedogenetic calcretes of the Echaporã Mb. are unmistakable records of genesis through the action of edaphic processes. In other more inferior units, originally less cemented, the diagenetic mobilization seems to have been the main transforming process.

Generally, all lithofacies associations in the eastern part of the Bauru Basin present some vestiges of biological activities and/or edaphic processes. The best examples of the formation of pedogenetic calcretes are found in the Echaporã Mb. Among the identified vestiges of vegetable roots, the counter moulds are very common, characteristically occurring as tubules filled with material other than the surrounding rocks (sandstone or siltstone, cemented or not). Root moulds were generally found in finer lithofacies deposited in wetter environments (swamps, lagoons or flood plains). The analysis of thin sections allowed the recognition of two types of pedogenetic features: autochthonic (found in samples of the same edaphic horizon) and allochthonic (found as particles and lithic fragments of edaphic origin, transported and accumulated in lithofacies of higher energy, for instance in the base of cross beds or in residual deposits of river channels).

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações iniciais.....	1
1.2. A escolha do tema.....	1
1.3. Objetivos	1
1.4. Contexto geológico regional	3
1.4.1. O Grupo Caiuá	3
1.4.2. O Grupo Bauru	4
1.4.3. Notas finais	5
2. MATERIAIS, MÉTODOS E NOMENCLATURA	5
2.1. Alguns conceitos básicos e nomenclatura utilizados.....	5
2.1.1. Classificação de litofácies e associações genéticas.....	5
2.1.2. Análise de elementos arquitetônicos de depósitos fluviais	6
2.1.3. Análise de elementos arquitetônicos de depósitos de ambiente desértico.....	14
2.1.4. Alguns termos utilizados na descrição de estruturas sedimentares	14
2.2. Métodos e técnicas de pesquisa.....	15
2.2.1. Introdução	15
2.2.2. Investigações e coleta de dados de campo	16
2.2.3. Estudo de paleocorrentes.....	18
2.2.4. Análises de laboratório	23
3. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DAS UNIDADES DA BACIA BAURU	26
3.1. Breve histórico da evolução do conhecimento da seqüência suprabasáltica neocretácea..	26
3.1.1. A SSN em São Paulo e Paraná	27
3.1.2. A SSN em Minas Gerais (Triângulo Mineiro).....	29
3.2. Cronoestratigrafia e idades da seqüência suprabasáltica.....	30
4. O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU	33
4.1. Considerações gerais.....	33
4.2. Formações Itaqueri e Franca	34
4.3. Caracterização das unidades litoestratigráficas.....	34
4.4. Associações de fácies da parte oriental da Bacia Bauru.....	35
4.4.1. Associação faciológica Rio Paraná (rpa).....	35
4.4.2. Associação faciológica Goio Erê (goe).....	44
4.4.3. Associação faciológica Santo Anastácio (sta)	49
4.4.4. Associação faciológica Vale do Rio do Peixe (vpx).....	53
4.4.5. Associação faciológica Araçatuba (arç).....	63
4.4.6. Associação faciológica Uberaba (ube).....	68
4.4.7. Associação faciológica Serra da Galga (sga)	70
4.4.8. Associação faciológica Ponte Alta (pta).....	76
4.4.9. Associação faciológica Echaporã (ech)	83
4.4.10. Associação faciológica São José do Rio Preto (srp).....	90
4.4.11. Associação faciológica Presidente Prudente (ppr)	95
4.4.12. Analcimitos Taiúva.....	105
5. REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU.....	107
5.1. Considerações preliminares.....	107
5.2. Quadro litoestratigráfico prévio	108
5.3. Associações de fácies e revisão estratigráfica da SSN.....	109
6. CONSIDERAÇÕES SOBRE CIMENTAÇÃO E DIAGÊNESE NA BACIA BAURU.....	111
6.1. Cimentação carbonática	111
6.1.1. Notas iniciais	111
6.1.2. Conceitos gerais sobre calcretes.....	111
6.1.3. Tipos de cimentação carbonática na Bacia Bauru.....	114
6.1.4. Evolução da cimentação carbonática na Bacia Bauru	114
6.1.4. Fontes de carbonato	117
6.1.5. Considerações finais	119

6.2. Outros cimentos diagenéticos e argilominerais neoformados.....	121
7. CONSIDERAÇÕES SOBRE PALEOSSOLOS DA BACIA BAURU.....	121
7.1. Conceitos gerais.....	121
7.2. Terminologia de texturas edáficas.....	123
7.3. Rizólitos.....	125
7.4. Paleossolos na parte oriental da Bacia Bauru.....	126
7.4.1. Feições mesoscópicas (em escala de afloramento).....	126
7.4.2. Pavimentos de deflação.....	129
7.4.3. Intraclastos edáficos: vestígios indiretos de paleossolos.....	129
7.4. Evaporitos.....	132
8. PALEOCORRENTES NA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU.....	134
8.1. Estudos anteriores.....	134
8.2. Áreas-fonte.....	136
8.3. Resultados desta pesquisa.....	136
8.3.1. Considerações gerais.....	136
8.4. Discussão de resultados.....	137
8.4.1. Trato de sistemas desértico.....	137
8.4.2. Trato de sistemas fluvio-eólico.....	139
8.5. Paleogeografia e distribuição de associações de fácies na parte oriental da Bacia Bauru.....	143
9. CONSIDERAÇÕES SOBRE PALEONTOLOGIA E TAFONOMIA.....	146
9.1. O registro fóssilífero da Bacia Bauru.....	146
9.2. Características gerais dos fósseis da Bacia Bauru.....	148
9.2.1. Vegetais.....	149
9.2.2. Invertebrados.....	149
9.2.3. Vertebrados.....	149
9.4. Bioestratigrafia.....	150
9.5. Evolução paleogeográfica e paleoecologia.....	152
9.5.1. Compartimento Peirópolis.....	153
9.5.2. Compartimento São José do Rio Preto.....	154
9.5.3. Compartimento Presidente Prudente.....	154
9.6. Considerações sobre tafonomia da Bacia Bauru.....	155
9.6.1. Aspectos tafonômicos de vertebrados fósseis.....	155
9.6.2. Tafonomia na Bacia Bauru.....	159
10. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA BAURU.....	171
10.1. Magmatismo alcalino e silicificação.....	171
10.2. Estruturas e evolução tectônicas.....	171
10.2.1. Estruturas tectônicas.....	171
10.2.2. O substrato basáltico.....	174
10.2.3. Estruturas tectônicas identificadas em campo.....	177
10.2.4. Estruturas sinsedimentares.....	178
10.2.5. Estruturas pós-sedimentares.....	178
10.3. Evolução tectônica e sedimentação da parte oriental da Bacia Bauru.....	180
10.3.1. Considerações preliminares.....	180
10.3.2. Evolução tectônica e sedimentação na parte oriental da Bacia Bauru.....	183
11. SEDIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU..	185
11.1. Considerações iniciais.....	185
11.2. O substrato da bacia.....	186
11.3. O preenchimento da Bacia Bauru.....	187
11.3.1. Fase I: deposição do trato de sistemas desértico.....	188
11.3.2. Fase II: deposição do trato de sistemas flúvio-eólico.....	191
11.4. Fases pós-deposicionais (diagenética e erosiva).....	195
12. CONCLUSÕES.....	197
13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	206

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

1.1. Localização da área de estudo.....	2
2.1. Classificação de superfícies de confinamento.....	11
2.2. Documentação cartográfica principal utilizada.....	17
2.3. Comparação entre diagramas circulares com diferentes intervalos.....	22
2.4. Comparação entre diagramas de Glennie (1970) e de DeCelles (1983).....	25
3.1. Referências de Idades para a seqüência suprabasáltica neocretácea.....	31
4.1. Distribuição das associações de fácies na parte oriental da Bacia Bauru.....	36
4.2. Seção de referência para a associação de fácies Rio Paraná (<i>rpa</i>).....	40
4.3. Seção colunar do canal hidroviário de Pereira Barreto (SP).....	42
4.4. Seção de referência para a associação de fácies Goio Erê (<i>goe</i>).....	46
4.5. Seção de referência para a associação de fácies Santo Anastácio (<i>sta</i>).....	50
4.6. Seção geológica de contato entre as AFs Araçatuba e Vale do Rio do Peixe.....	59
4.7. Seção de referência para a associação de fácies Serra da Galga (<i>sga</i>).....	75
4.8. Seção de referência para a associação de fácies São José do Rio Preto (<i>srp</i>).....	93
4.9. Seção de referência (1) para a associação de fácies Presidente Prudente (<i>ppr</i>).....	99
4.10. Seção de referência (2) para a associação de fácies Presidente Prudente (<i>ppr</i>).....	100
5.1. Quadro de relações estratigráficas para parte oriental da Bacia Bauru.....	110
6.1. Classificação genética de calcrites de Carlisle (1983).....	113
7.1. Perfil típico de calcrite pedogenético.....	127
8.1. Paleocorrentes do setor sul-sudoeste da Bacia Bauru (<i>Deserto Caluá</i>).....	135
8.2. Diagramas globais de medidas de paleocorrentes da parte oriental da Bacia Bauru (1).....	141
8.3. Diagramas globais de medidas de paleocorrentes da parte oriental da Bacia Bauru (2).....	142
9.1. Distribuição das ocorrências fossilíferas da Bacia Bauru.....	147
9.2. Nomenclatura de espaços vazios em ossos.....	157
9.3. Estrutura óssea interna.....	158
9.4. Fósséis encontrados na Bacia Bauru e tipos comumente preservados em paleossolos.....	160
10.1. Altos marginais da Bacia Bauru e localização das províncias alcalinas cretáceas.....	172
10.2. Mapa de contorno estrutural (topo do substrato basáltico).....	175
10.3. Comparação entre espessuras do substrato basáltico e da SSN.....	176
10.4. Modelo esquemático da evolução da Bacia Bauru.....	182
11.1. Evolução da sedimentação na parte oriental da Bacia Bauru.....	189

QUADROS

2.1. Classificação de litofácies fluviais utilizada.....	7
2.2. Classificação de litofácies eólicas utilizada.....	8
2.3. Hierarquia de superfícies de confinamento.....	9
2.4. Características para definição de elementos arquitetônicos.....	10
2.5. Elementos arquitetônicos de depósitos fluviais.....	12
2.6. Elementos arquitetônicos de depósitos eólicos.....	13
2.7. Nomenclatura segundo o porte de estratificações cruzadas.....	14
2.8. Nomenclatura segundo tipos de estrato.....	14
2.9. Nomenclatura segundo o ângulo de mergulho de estratos.....	15
2.10. Nomenclatura segundo a geometria e o arranjo interno dos <i>sets</i>	15
2.11. Nomenclatura segundo a geometria externa dos <i>sets</i> (visão bidimensional).....	15
2.12. Hierarquia de superfícies de truncamento em unidades de origem eólica.....	15
2.13. Números referentes às atividades desenvolvidas nesta pesquisa.....	15
2.14. Documentação topográfica básica utilizada (escala 1:250.000).....	16
2.15. Dados direcionais de formas de leito e expressão em diagramas circulares.....	20
2.16. Algoritmos utilizados pelo software <i>RockWare</i>	22
4.1. Associações de fácies individualizadas na parte oriental da Bacia Bauru (síntese).....	37
4.2. Elementos arquitetônicos constituintes da associação de fácies Rio Paraná (<i>rpa</i>).....	43
4.3. Elementos arquitetônicos componentes da associação Goio Erê (<i>goe</i>).....	48
4.4. Elementos arquitetônicos componentes da associação de fácies Santo Anastácio (<i>sta</i>).....	52
4.5. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Vale do Rio do Peixe (<i>vpx</i>).....	62
4.6. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Araçatuba (<i>arc</i>).....	67

4.7. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Uberaba (<i>ube</i>).....	72
4.8. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Serra da Galga (<i>sga</i>).....	77
4.9. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Ponte Alta (<i>pta</i>).....	84
4.10. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Echaporã (<i>ech</i>).....	91
4.11. Elementos arquitetônicos da associação de fácies São José do Rio Preto (<i>srp</i>).....	93
4.12. Elementos arquitetônicos identificados no local PP191.....	99
4.13. Elementos arquitetônicos identificados no local PP188.....	100
4.14. Elementos arquitetônicos identificados no local PP187.....	101
4.15. Elementos arquitetônicos da associação de fácies Presidente Prudente (<i>ppr</i>).....	103
5.1. Nova ordem estratigráfica proposta e correlação com as principais definições anteriores.....	109
6.1. Fases de formação e remobilização de carbonatos na parte oriental da Bacia Bauru.....	116
6.2. Resultados de análises por difratometria de raios X, de argilominerais e rochas	121a
7.1. Feições de paleossolos identificadas nas unidades da parte oriental da Bacia Bauru.....	128
7.2. Tipos de pedofeições observáveis em seções delgadas.....	132
8.1. Principais resultados do tratamento estatístico de estruturas sedimentares de fluxo.....	137
9.1. Conteúdo fossilífero conhecido da Bacia Bauru.....	146
9.2. Ocorrências fossilíferas da Bacia Bauru, segundo as unidades litoestratigráficas.....	148
9.3. Ocorrências de fósseis de vertebrados da Bacia Bauru.....	150
9.4. Resultados de análises por difratometria de raios X, de amostras de ossos.....	163
9.5. Condições de preservação de vertebrados fósseis das unidades da Bacia Bauru.....	170a
10.1. Estruturas tectônicas observadas na parte oriental da Bacia Bauru.....	177
11.1. Largura de planícies de entrelaçamento de sistemas fluviais entrelaçados atuais.....	194
12.1. Principais características das unidades litoestratigráficas da parte oriental da Bacia Bauru...	198

PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

1. Fotos 4.1 a 4.7.....	38
2. Fotos 4.8 a 4.14.....	54
3. Fotos 4.15 a 4.21.....	57
4. Fotos 4.22 a 4.29.....	60
5. Fotos 4.30 a 4.37.....	64
6. Fotos 4.38 a 4.45.....	71
7. Fotos 4.46 a 4.53.....	80
8. Fotos 4.54 a 4.60.....	81
9. Fotos 4.61 a 4.68.....	86
10. Fotos 4.69 a 4.76.....	89
11. Fotos 4.77 a 4.84.....	94
12. Fotos 4.85 a 4.92.....	97
13. Fotos 4.93 a 4.100.....	98
14. Fotos 6.1 a 6.8.....	118
15. Fotos 6.9 a 7.5.....	130
16. Fotos 7.6 a 7.13.....	131
17. Fotos 7.14 a 7.21.....	133
18. Fotos 9.1 a 9.8.....	151
19. Fotos 9.9 a 9.16.....	164
20. Fotos 9.17 a 9.24.....	165
21. Fotos 9.25 a 9.28.....	167
22. Fotos 10.1 a 10.4.....	179

ANEXOS

1. Fichas de descrição de afloramento: A) Rochas psamítico-pelíticas, B) Rochas psefíticas (rudáceas).
2. Lista de afloramentos descritos.
3. Resultados de estudos de paleocorrentes.
4. Amostras de fósseis analisadas.

ENCARTES

1. Mapa de locais de descrição de afloramentos e amostragem da parte oriental da Bacia Bauru.
2. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia Bauru.
3. Mapa de paleocorrentes da parte oriental da Bacia Bauru.

Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)

1. INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais

A parte oriental da Bacia Bauru situa-se entre os paralelos 18° e 25° de latitude Sul e os meridianos 47° e 55° de longitude Oeste (Fig. 1.1). Tem como limites geográficos: os rios Paranaíba e Araguari em Minas Gerais (norte e nordeste), o rio Paraná (oeste), as bordas do Planalto Ocidental em São Paulo, e Terceiro Planalto no Paraná (leste e sudeste). Estende-se até a margem direita do rio Piquiri (noroeste do Paraná), que constitui seu limite meridional. A área de estudo compreende cerca de 180.000 km².

1.2. A escolha do tema

A cobertura suprabasáltica neocretácea ocorre na parte ocidental do estado de São Paulo (Planalto Ocidental), no noroeste do Paraná (3° Planalto Paranaense), na parte oriental do Mato Grosso do Sul, em Minas Gerais (Triângulo Mineiro), e no sul de Goiás. Constitui uma seqüência sedimentar de origem continental - com rochas vulcânicas alcalinas associadas - acumulada na Bacia Bauru, sítio deposicional evoluído na porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana.

O estudo desta seqüência sedimentar teve início com a notificação da descoberta de uma nova unidade de arenitos sobre rochas eruptivas basálticas (Gonzaga de Campos 1905), aflorante nas imediações de Bauru (SP). Entre o final dos anos 70 e início dos 80, o acúmulo de conhecimento de cunho litológico e estratigráfico, assim como de cartografia geológica em escala regional, propiciou o surgimento de um modelo estratigráfico para o estado de São Paulo (Soares *et al.* 1980) de grande aceitação por grande parte dos pesquisadores, sobretudo por sua operacionalidade. Fernandes & Coimbra (1994) apresentaram nova proposta litoestratigráfica para a porção sul da Bacia Bauru, cujo desenvolvimento e extensão para toda a parte oriental da bacia foram tomados como tema básico desta tese.

1.3. Objetivos

Com o desenvolvimento do tema escolhido procurou-se discutir a estratigrafia e evolução tectono-sedimentar da porção oriental da Bacia Bauru (Oeste de São Paulo, Triângulo Mineiro e noroeste do Paraná), mediante revisão do conhecimento anterior,

Figura 1.1: Localização da área de estudos na Bacia Bauru.

análise de sistemas deposicionais e da evolução paleogeográfica. A pesquisa constou essencialmente de: análise e compilação de informações existentes, levantamentos de campo (caracterização geológica, coleta de medidas, amostragem e documentação fotográfica) e análises de laboratório (microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura com EDS, e difração de raios X).

1.4. Contexto geológico regional

A Bacia Bauru constitui depressão desenvolvida por subsidência termo-mecânica, na parte centro-sul da Plataforma Sul-Americana, no Cretáceo Superior, após a ruptura do continente gondwânico e abertura do Oceano Atlântico. Esta bacia, do tipo continental interior, acumulou uma seqüência sedimentar essencialmente arenosa, da qual atualmente encontra-se espessura máxima preservada de quase de 300 metros. Tal seqüência, hoje aflorante em área de 370.000 km², tem por substrato principal rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral (Ki), sobretudo basaltos, da qual é separada por superfície erosiva regional. No Brasil ocorre entre os paralelos 18°S e 25°S, meridianos 47°W e 55°W, nos estados de São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais e Goiás. Possivelmente aflora ainda na parte nordeste do Paraguai.

O preenchimento da Bacia Bauru teria ocorrido no intervalo Coniaciano-Maastrichtiano (Cretáceo Superior). Tal período foi definido pela idade atribuída a fósseis de vertebrados (Huene 1939), pela idade absoluta de intercalações de rochas vulcânicas (Coutinho *et al.* 1982), e pela correlação com estádios da sedimentação na Bacia de Santos. A seqüência suprabasáltica neocretácea (SSN) é formada pelos grupos cronocorrelatos Bauru e Caiuá, acumulados em clima semi-árido e árido.

1.4.1. O Grupo Caiuá

No Brasil, este grupo ocorre nos estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul. Assenta-se discordantemente sobre unidades do Gr. São Bento e apresenta passagem transicional e interdigitada para o Gr. Bauru. Possivelmente ultrapassa os limites geográficos do país, aflorando de modo restrito no extremo nordeste do Paraguai.

O Gr. Caiuá é composto pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio (Fernandes & Coimbra 1994). As unidades Rio Paraná e Goio Erê são constituídas por arenitos quartzosos marrom-avermelhado a arroxeado, finos a muito finos, por vezes subarcoseanos, com característica estratificação cruzada. Diferenciam-se entre si pelo tipo e geometria das litofácies eólicas, pelo porte dos litossomas e a ainda pela disposição geográfica na bacia. A Fm. Rio Paraná caracteriza-se por unidades de

estratos cruzados de grande porte. A Fm. Goio Erê exibe arranjo típico em camadas de espessura média decimétrica, internamente maciças ou com estratificação cruzada de médio a pequeno porte. Constitui-se por arenitos de menor maturidade relativa que a unidade anterior, com freqüente cimentação e concrecionamento carbonático. A Fm. Santo Anastácio é constituída por arenitos quartzosos marrom-arroxeados claros, eventualmente subarcoseanos, muito finos a finos, com fração siltica subordinada. Nesta unidade, os arenitos apresentam aspecto maciço, às vezes com estratificação plano-paralela ou cruzada de baixa inclinação, mal definidas. As três unidades apresentam cor marrom-avermelhada a arroxeados, mais pálido para a última, característica de *red beds*.

1.4.2. O Grupo Bauru

O Gr. Bauru reúne as formações Vale do Rio do Peixe, Presidente Prudente (propostas neste estudo), São José do Rio Preto, Araçatuba (aqui redefinidas), Marília e Uberaba. Abriga ainda os Analcimitos Taiúva, rochas vulcânicas localmente intercaladas na seqüência. A Fm. Vale do Rio do Peixe é constituída por arenitos finos a muito finos e siltitos intercalados, de cores rósea a castanho. Dispõe-se normalmente em estratos tabulares a lenticulares, maciços ou de acamamento plano-paralelo grosseiro, alternados com unidades com estratificação cruzada de médio a pequeno porte, de origem eólica. A Fm. Presidente Prudente compreende depósitos de arenitos muito finos e lamitos siltosos intercalados, de cor marrom, em estratos tabulares a lenticulares, com estruturas de fluxos aquosos (*climbing ripples* e feições de corte-e-preenchimento), gradação normal para o topo, e brechas intraformacionais. A Fm. São José do Rio Preto é constituída por arenitos finos a muito finos, em geral de cor marrom-claro. Apresenta freqüente estratificação cruzada de porte até médio, em corpos arenosos lenticulares com padrão festonado. A Fm. Araçatuba corresponde a estratos tabulares, em geral maciços, de lamitos siltosos a arenosos muito finos, de cor cinza-esverdeado característica. A Fm. Marília é composta pelos membros Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã (Barcelos & Suguio 1987). Compreende arenitos quartzosos de aspecto maciço, com intercalações subordinadas de conglomerados nas zonas de borda da bacia, textural e mineralogicamente imaturos. Forma estratos tabulares maciços de espessura métrica com cimentação e concreções carbonáticas freqüentes (Membro Echaporã), arenitos intensamente cimentados, formando unidades de calcário impuro (Membro Ponte Alta) ou arenitos imaturos com estratificação cruzada e intercalações de conglomerados (Membro Serra da Galga). A Fm. Uberaba - que ocorre apenas em Minas Gerais - é composta por arenitos com cimento calcítico e/ou matriz argilosa

verde, com intercalações subordinadas de siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos, vulcanoclásticos. Os Analcimitos Taiúva são rochas efusivas de caráter alcalino, ricas em analcima, que ocorrem localmente intercaladas na parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe. Esta unidade de origem ígnea foi descrita apenas em testemunhos de perfurações de poços na região de Aparecida de Monte Alto, Taiúva e Piranji, em São Paulo.

1.4.3. Notas finais

As passagens entre as unidades dos grupos Caiuá e Bauru são graduais e interdigitadas. O contato basal da seqüência é geralmente associado a delgado estrato brechóide sustentado por matriz arenosa imatura, com clastos angulosos de basalto. Este nível passa, por rareamento de clastos, a arenito maciço e imaturo, não raro associado a cimentação carbonática.

A vida na Bacia Bauru desenvolveu-se principalmente em planícies fluviais arenosas, áreas mais favoráveis à manutenção de animais como répteis, sobretudo dinossauros, crocodilos e tartarugas. A aridez, crescente para o interior, determinou a gradual redução da possibilidade de vida, rumo ao centro da bacia. Tais condições justificam o progressivo empobrecimento de registros fossilíferos das bordas para o interior, até a quase ausência nos depósitos de *sand sea* do antigo deserto Caiuá.

2. MATERIAIS, MÉTODOS E NOMENCLATURA

2.1. Alguns conceitos básicos e nomenclatura utilizados

2.1.1. Classificação de litofácies e associações genéticas

Para estudar a evolução do preenchimento da porção oriental da Bacia Bauru, inicialmente foram identificadas as principais associações de fácies, seu contexto genético e suas relações espaciais com as associações adjacentes.¹ Os levantamentos de campo foram realizados após a compilação de mapas geológicos regionais existentes. Os estudos resultaram na individualização de diversas associações faciológicas, correspondentes a unidades litoestratigráficas formalmente definidas na literatura (formações, membros, *fácies*, *litofácies* ou outras unidades informais) ou não. Neste último caso, algumas associações identificadas podem corresponder à parte de determinada unidade formal ou então ao agrupamento de partes de unidades distintas.

¹ Associação de *fácies* ou *faciológica* foi considerada como o conjunto de *fácies* coetâneas e cogenéticas.

As litofácies foram discriminadas por suas características litológicas e estruturas sedimentares presentes, assim como pelo aspecto geométrico dos litossomas e sua relação de contato com outros corpos associados, vertical e lateralmente. Utilizou-se, sempre que possível, a classificação proposta por Miall (1988a, 1996) - originalmente concebida para depósitos fluviais -, estendida e adaptada para outros tipos de depósitos (paludais e desérticos). Para as litofácies de origem eólica foram definidas novas categorias, nos moldes daquelas utilizadas para os ambientes fluviais (quadros 2.1 e 2.2). Com o mesmo intuito, adaptou-se o método de análise de elementos arquitetônicos (quadros 2.5 e 2.6) para o estudo de depósitos de ambiente desértico, aplicando técnicas desenvolvidas por aquele autor para o contexto fluvial.

Litofácies de clastos subangulosos imersos em matriz arenosa imatura, comuns na parte basal da seqüência, foram nomeadas *pseudobrechas*. Sua gênese foi atribuída a repetidas situações de exposição do substrato, que propiciou o fraturamento superficial (intemperismo físico), criando fendas posteriormente preenchidas e fragmentos, sobretudo de basalto, que foram soterrados por areias trazidas pelo vento. Esta designação foi também aplicada aos intervalos de aspecto brechóide, encontrados em rochas intensamente cimentadas por carbonato de cálcio, da unidade Ponte Alta. Para estas rochas carbonáticas, considerou-se que o fraturamento *in situ* decorre de processo de crescimento expansivo (*displacive*) do cimento. Em ambos os casos não ocorreram processos de transporte. O prefixo *pseudo* foi acrescentado porque embora a rocha exiba aspecto de brecha, não corresponde a depósito rudáceo verdadeiro. O termo pseudobrecha foi utilizado para rochas formadas em condições comparáveis (*in situ*) por Caetano-Chang (1997).

2.1.2. Análise de elementos arquitetônicos de depósitos fluviais

Para caracterizar sistemas deposicionais de unidades sedimentares, sobretudo das fluviais, foram aplicados conceitos e técnicas de análise de elementos arquitetônicos, desenvolvidos por Miall (1985, 1988a, 1996). Os estudos mais recentes em sedimentologia fluvial têm utilizado a *perfilagem lateral* (desenho do corte obtido a partir de fotomontagens) de grandes afloramentos para melhor compreensão da arquitetura dos depósitos. Perfis verticais (seções colunares) têm sido considerados inadequados como instrumentos de análise destes ambientes, devido às diversas variações laterais e natureza restrita dos litossomas individuais formados nestes sistemas.

Na caracterização das associações de fácies das unidades de origem fluvial foram utilizados conceitos básicos do método de *análise de elementos arquitetônicos de depósitos fluviais*, proposto e revisto por Miall (1985; 1988a, b; 1994, 1996). Tal

Quadro 2.1: Classificação de litofácies fluviais utilizada

Sigla	Características	Interpretação (formas de leito, processos e ambientes deposicionais)
<i>Lamitos (predominância da fração < 0,063 mm)</i>		
Fm	Lamito/siltito maciço, com gretas de ressecção	Planícies de transbordamento, de canais abandonados ou charcos
Fr	Lamito/siltito maciço, com bioturbação	Zona de atividade orgânica, solo
Fl	Lamito/siltito (arenoso) laminado	Acumulação em planícies de transbordamento, canais abandonados e áreas sujeitas a enchentes, ou charcos
Fmc	Siltito/lamito maciço, às vezes com marcas de cristais	Áreas pantanosas, periodicamente expostas
<i>Arenitos (predominância da fração 0,063-2,0 mm)</i>		
Sm	Arenito maciço ou com laminação incipiente	Fluxos em lençol
Sh	Arenito com estratificação plano-paralela horizontal	Fluxos laminares (de regime inferior a superior)
Sl	Arenito laminado, com estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°)	Preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginais
Sr	Arenito com laminação/marcas onduladas	Fluxos de regime inferior (espraiamento)
Sp	Arenito com estratificação cruzada tabular	Barras transversais/lingüóides (dunas tipo 2-D) ou lobos de arrombamento
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada (às vezes com clastos na base)	Formas de cristas sinuosas/lingüóides (dunas tipo 3-D)
Se	Arenito com intraclastos, incipiente estratificação cruzada	Preenchimento de sulcos
Suc	Arenito com granocrescência para o topo	Fluxos densos
Suf	Arenito com granodecrescência para o topo	Decantação em planícies de espraiamento, canais abandonados, enchentes
Ss	Arenito, às vezes com clastos	Preenchimento de sulcos erosivos (amplos e rasos)
Sd	Horizontes de arenito deformados (sismitos)	Depósitos de períodos com instabilidades tectônicas
<i>Conglomerados (fração > 2,0 mm maior que 20-25%)</i>		
Gmm	Sustentado por matriz lamítica, maciço	Fluxos plásticos de detritos, de alta energia e alta viscosidade
Gmg	Sustentado por matriz arenosa, com gradação normal ou inversa	Fluxos de detritos, de alta energia e baixa viscosidade
Gci	Sustentado por clastos, com gradação inversa	Fluxos de detritos de alta energia ou densos de baixa viscosidade, rico em clastos
Gcm	Sustentado por clastos, maciço	Fluxos turbulentos de detritos (carga de fundo), densos
Gh	Sustentado por clastos imbricados, pobremente estratif., granocrescência p/ o topo	Barras longitudinais, depósitos residuais de canais (lag) e de "peneiramento"
Gi	Sustentado por areia ou areia conglomerática, c/ estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais
Gp	Sustentado por areia ou areia conglomerática, c/ estratificação cruzada tabular	Barras transversais lingüóides
<i>Outras</i>		
P	Paleossolo carbonático, feições pedogenéticas, nódulos	Solos com calcretes
C	Carvão, restos vegetais, lama carbonosa, filmes de lama	Pântanos vegetados

Versão com pequenas modificações, baseada em Miall (1985, 1988a, 1996) e Riccomini & Coimbra (1993).

(Fernandes, 1998)

Quadro 2.2: Classificação de litofácies eólicas utilizada

Sigla	Características	Interpretação (formas de leito, processos e ambientes deposicionais)
<i>Lamitos (predominância da fração <0,063 mm)</i>		
Fme	Lamito arenoso maciço ou c/ laminação mal definida; às vezes c/ gretas de contração	Interdunas úmidas; lagoas efêmeras
Fle	Siltito maciço	Depósitos de loesse
<i>Arenitos (predominância da fração 0,063-2,0 mm)</i>		
Sme	Arenito lamoso maciço ou com laminação incipiente	Interdunas; lençóis de areia
Sle	Arenito laminado, com estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°)	Fluxo laminar eólico de regime superior; lençóis de areia
She	Arenito com estratificação/laminação plano-paralela horizontal	Fluxo laminar eólico de regime inferior a superior; lençóis de areia
Sre	Arenito com estratificação horizontal associada a marcas onduladas mal definidas	Ondulações de adesão; lençóis de areia
Spe	Arenito com estratificação cruzada tabular	Estratos frontais de dunas (<i>foresets</i>) de médio a grande porte; laminação por queda de grãos
Ste	Arenito com estratificação cruzada acanalada (raras vezes com intraclastos na base)	Estratos frontais de dunas (<i>foresets</i>) barcanóides de peq. porte; lamin. por queda de grãos
Sufe	Arenito com granodecrescência para o topo	Acumulação em interdunas úmidas
Suce	Arenito com granocrescência para o topo	Lentes formadas por fluxo de grãos, principalmente na base de <i>foresets</i> de dunas
See	Arenito com intraclastos lamíticos	Interdunas; processos de ressecção e acúmulo por deflação
Sce	Arenito com intraclastos arenosos rotacionados	<i>Foresets</i> de dunas, processos de deslizamento por colapso
Sge	Arenito conglomerático, sustentado por matriz	Depósitos de deflação
Sde	Horizontes de arenito deformados (sismitos)	Depósitos correspondentes a intervalos com instabilidades tectônicas
<i>Conglomerados (fração >2,0 mm maior que 20-25%)</i>		
Gpe	Conglomerado sustentado por matriz arenosa imatura, com estratificação cruzada	Pequenas construções eólicas, em zonas marginais de deflação
<i>Outras</i>		
Pgme	Pseudobrecha basal, sustentada por matriz arenosa imatura, maciça	Acumulações de clastos em superfícies expostas do substrato basáltico
P	Arenito com cimentação carbonática, nódulos e outras feições pedogenéticas	Paleossolos com calcretes

(Fernandes, 1998)

Quadro 2.3: Hierarquia de superfícies de confinamento (Miall 1988a, 1996)

ORDEM	CARACTERÍSTICAS	SIGNIFICADO	EXEMPLO DE UNIDADE LIMITADA
1ª	limita estratos individuais de mesma natureza, sem ou com pequena erosão interna, exceto em sulcos associados a redemoinhos	corresponde a intervalos de sedimentação contínua	unidade (set) de estratos cruzados
2ª	limita conjuntos de estratos cogenéticos (cosets) localmente erosiva ou com discreta erosão	indica variações nas condições ou na orientação do fluxo (mudanças de litofácies)	coset de estratos cruzados
3ª	secciona superfícies de 1ª e 2ª ordem, a baixo ângulo (<15°), separando associações de fácies semelhantes; podem estar abaixo de lamitos e/ou acima de brechas intraformacionais erosiva	indica mudança de nível ou de orientação da forma de leito, decorrentes de variações em escala de bacia	incremento de macroforma
4ª	secciona superfícies de menor ordem, a baixo ângulo (<15°), separando associações de fácies distintas; forma topo plano a convexo para cima, erosiva (localmente paralela)	indica migração de canal e barra (separa elementos arquitetônicos)	macroforma
5ª	limita lençóis arenosos principais; são extensas, planas a levemente côncavas para cima; podem associar-se a brechas intraformacionais, feições de corte-e-preenchimento ou depósitos residuais (lag);	individualiza complexos de preenchimento de canais	canal
6ª	limita unidades estratigráficas cartografáveis erosiva, irregular	individualiza cinturões de canais ou paleovales	cinturões de canais

(Fernandes, 1998)

método consiste basicamente em separar corpos tridimensionais, denominados elementos arquitetônicos, a partir da identificação de superfícies de descontinuidade - classificadas em ordem hierárquica - que limitam unidades (fácies ou associação de fácies) depositadas num determinado contexto. Ressalte-se que os propósitos da presente pesquisa não permitiram estudos com o detalhe a que se pode chegar com a aplicação do método. Sua utilização visou definir elementos maiores para caracterizar e distinguir unidades em escala regional, com detalhe adequado para tal finalidade. As definições dos principais conceitos utilizados são apresentadas a seguir.

As acumulações verticais podem ser divididas em unidades sucessivas, separadas por *superfícies de confinamento* hierarquizadas (Fig. 2.1). Estas superfícies correspondem ao registro físico de intervalos de não deposição ou erosão, representando períodos de poucos minutos a centenas de milhares de anos. Sua definição nem sempre é fácil, mas alguns critérios podem ser úteis, tais como: a) superfícies de determinada ordem podem ser truncadas por outras de igual ou maior ordem, nunca por outra de ordem menor; b) a definição de uma superfície deve ser apoiada mais pela identificação de outra de ordem maior que lhe sucede, do que por uma de ordem menor que lhe antecede; e c) superfícies secundárias podem adquirir ordem hierárquica maior lateralmente, por exemplo: uma superfície de 4ª ordem do topo de macroforma pode *fundir-se* com outra de 2ª ordem, no fundo de um canal adjacente (Miall 1988b). Segundo estes conceitos, Miall (1988a, 1996) propôs uma hierarquização de superfícies de confinamento, cuja caracterização é apresentada no Quadro 2.3.

Os elementos arquitetônicos são unidades deposicionais separadas por superfícies de 4ª ou maior ordem. Correspondem a depósitos sedimentares acumulados em canais fluviais ou na planície aluvial. A definição de um elemento baseou-se nos critérios resumidos no Quadro 2.4.

Quadro 2.4: Características para definição de elementos arquitetônicos (Miall 1996)

Natureza das superfícies confinantes (inferior e superior)	erosiva ou gradacional; plana, irregular, curva (côncava ou convexa para cima)
Geometria externa	lençol, lente, cunha, concha, preenchimento em forma de "U"
Porte	espessura, extensão lateral (paralela e perpendicular ao fluxo)
Litologia	associação de fácies e seqüência vertical
Geometria interna	natureza e disposição das superfícies confinantes internas, relacionamento do acamamento e superfícies de 1ª e 2ª ordem com tais superfícies (paralela, truncada, <i>onlap</i> , <i>downlap</i>)
Padrões de paleocorrentes	orientação de indicadores de fluxo relacionados com superfícies confinantes internas e formas externas dos elementos

Figura 2.1: Classificação de superfícies de confinamento (Miall 1988a, a partir de Allen 1983 e Miall 1985). A: canal com vários depósitos de macroformas principais; B: estratificação interna de uma macroforma, incluindo superfícies de acreção; e C: detalhes do interior desta estratificação. A escala é variável.

Quadro 2.5: Elementos arquitetônicos de depósitos fluviais (Miall 1996)

ELEMENTO			PRINCIPAIS LITOFÁCIES	GEOMETRIA E RELAÇÕES
DEPÓSITOS DE CANAL	CH		várias combinações	corpos alongados, lentes ou lençóis; base erosiva de concavidade para cima; dimensões e formas altamente variadas; freqüentes superfícies internas de erosão de concavidade para cima (de 3ª ordem)
BARRAS DE CASCALHO E FORMAS DE LEITO	GB		Gm, Gp, Gt	cascalhos e areias de canais e barras fluviais, em lentes ou <i>mantas</i> , geralmente formam corpos tabulares, intercalados com SB
BARRAS ARENOSAS	SB		St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes, lençóis, <i>mantas</i> , cunha, ocorrem como preenchimento de canais, <i>crevasse splays</i> ; secundariamente: barras
MACROFORMAS DE ACRESÇÃO A JUSANTE (<i>down-stream</i>)	DA		St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes sobre base plana ou acanalada, com superfícies internas de erosão convexas para cima (de 3ª ordem) e superfície de contato superior de 4ª ordem
MACROFORMA DE ACRESÇÃO LATERAL	LA		St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss; menos freqüentes: Gm, Gt, Gp	cunha, lençol, lobo; caracterizada por superfícies de acresção lateral interna de 3ª ordem
SULCOS DE ESCAVAÇÃO	HO		Gh, Gt, St, Sl	escavação concoidal com preenchimento assimétrico
SEDIMENTOS DE FLUXO DE GRAVIDADE	SG		Gmm, Gmg, Gci, Gcm	lobo, lençol, tipicamente intercalado com GB
LENÇOL DE AREIA LAMINADO	LS		Sh, Sl; secundárias: Sp, Sr	lençol, <i>manta</i>
TRANSBORDAMENTO (FINOS)	FF		Fm, Fl	<i>mantas</i> delgadas a espessas, freqüentemente intercaladas com SB; pode preencher canais abandonados

(Fernandes 1998)

Quadro 2.6: Elementos arquitetônicos de depósitos eólicos definidos

ELEMENTO	SÍMBOLO	PRINCIPAIS LITOFÁCIES	GEOMETRIA E RELAÇÕES
FORESETS DE DUNAS	Df, df	Spe, Ste, Sce, Suce	unidades com estratificação cruzada, espessura métrica (até 10m; Df), decimétrica (df), limitadas por superfícies de truncamento de baixa inclinação; geometria interna cuneiforme
INTERDUNAS ÚMIDAS	Di, di	Fme, See, Sufe, Sre, P	estratos tabulares, limitados por superfícies não-erosivas; espessura decimétrica
LENÇÓIS DE AREIA	SS	Sme, She, P	unidades tabulares, de espessura submétrica, limitadas por superfícies horizontais não erosivas
DEPÓSITOS DE DEFLAÇÃO	DD	Gpe	lenticular, espessura submétrica
DEPÓSITOS DE ENXURRADAS (wadís)	WD	Spe/Ste	lenticular; espessura decimétrica
DEPÓSITOS DE LAGOAS EFÊMERAS	ML	Fme	lenticular; espessura decimétrica
PSEUDOBRECHA BASAL	PB	Pgme	tabular; espessura submétrica

(Férnandes, 1998)

Macroformas são unidades acumuladas por determinado componente duradouro de um sistema deposicional - por períodos de alguns a muitos anos -, que desenvolve uma consistência interna de fácies e de orientação (Jackson II, 1976). Depósitos de barra de pontal ou de canal, por exemplo, constituem macroformas. São caracterizadas pela presença de superfícies de acresção lateral oblíqua ou a jusante, de baixa inclinação, que se estendem do topo à base do depósito (Miall 1988a).

O termo litossoma foi utilizado apenas com caráter operacional (não genético), para designar unidade sedimentar limitada por superfícies de confinamento de qualquer ordem.

Os depósitos fluviais foram classificados segundo nove tipos de elementos arquitetônicos básicos definidos por Miall (1985, 1996). Nesta classificação o autor os individualiza com base na natureza de superfícies confinantes (de 3ª ordem), que separam associações de fácies geneticamente relacionadas, de geometria interna característica (Quadro 2.5).

2.1.3. Análise de elementos arquitetônicos de depósitos de ambiente desértico

Os depósitos de ambiente desértico foram analisados segundo métodos semelhantes aos propostos por Miall para os de ambiente fluvial, com as devidas adaptações. Para tanto, foram definidos sete elementos arquitetônicos básicos (Quadro 2.6).

2.1.4. Alguns termos utilizados na descrição de estruturas sedimentares

Na descrição de estruturas sedimentares aplicaram-se termos de uso corrente na literatura. Como ocorrem variações de conotação e porte, decidiu-se apresentar as classificações básicas utilizadas, nos quadros 2.7 a 2.12.²

Quadro 2.7: Porte de estratificações cruzadas

Porte	Altura dos sets
pequeno	< 0,3 m
médio	0,3 - 3 m
grande	> 3 m

Quadro 2.8: Tipos de estrato

Designação	Espessura
lâmina	até 1 cm
estrato	> 1 cm

² As definições contidas nos quadros 2.7, 2.11 e 2.12, são versões pouco modificadas de classificações propostas por McKee & Weir (1953).

Quadro 2.9: Mergulho de estratos

Classificação	Mergulho
subhorizontal	$< 5^\circ$
baixo	$5^\circ - 15^\circ$
médio	$16^\circ - 25^\circ$
alto	$> 25^\circ$

Quadro 2.10: Geometria e arranjo interno dos sets

Designação	Estratificação/laminação interna
tabular	superfícies plano-paralelas
tabular tangencial na base	superfícies plano-paralelas, assintóticas na base
acanalado (festionado)	superfícies côncavas p/ cima, convergentes

Quadro 2.11: Geometria externa dos sets (visão bidimensional)

Designação	Tipo de superfície confinante
tabular	planas
cuneiforme	convergentes (planas ou curvas)
lenticular	adelgaçamento lateral

Quadro 2.12: Hierarquia de superfícies de truncamento em unidades de origem eólica

Ordem	Definição
1ª ordem	regional; pode separar <i>draas</i>
2ª ordem	separa conjuntos de sets
3ª ordem	separa sets

2.2. Métodos e técnicas de pesquisa

2.2.1. Introdução

Para discutir a evolução tectono-sedimentar e paleofisiográfica da parte oriental da Bacia Bauru foram utilizados princípios e métodos usuais em estudos geológicos de caráter regional: revisão do conhecimento prévio, levantamentos de campo, análises para caracterização em laboratório, integração dos resultados, revisões e elaboração de modelos evolutivos regionais, com análise da distribuição de associações de fácies em tratos de sistemas deposicionais, sua evolução no tempo e no espaço. Os números exibidos no Quadro 2.13 expressam as atividades que serviram de apoio à pesquisa.

Quadro 2.13: Números referentes às atividades desenvolvidas nesta pesquisa

Atividade	Quantia
Campanhas de campo	9
Dias de campo	60
km percorridos na Bacia Bauru ³	14.550
Afloramentos descritos ⁴	345
Amostras coletadas	258
Análises por difração de raios X	69
Seções delgadas analisadas	85
Amostras analisadas com MEV e EDS	30
Micrografias com MEV	390
Análises de EDS	120
Locais com medidas de paleocorrentes ⁵	92

³ Na área da bacia nos estados de São Paulo e Minas Gerais (não incluem caminhamentos de Fernandes 1992).

⁴ O estudo da parte oriental da Bacia Bauru envolveu ainda a utilização de 190 descrições de afloramentos e 27 perfis de sondagens, analisados em Fernandes (1992), que não estão incluídos neste total.

⁵ Esse valor não inclui os 53 locais de medidas, utilizados no tratamento regional, obtidos por Fernandes (1992).

2.2.2. Investigações e coleta de dados de campo

Os trabalhos foram iniciados pela análise crítica da bibliografia e compilação de informações geológicas disponíveis (mapas, dados de subsuperfície, ocorrências de fósseis etc.), a partir das quais determinou-se as áreas importantes para os levantamentos de campo.

Adotou-se 1:500.000 como escala de trabalho, para apresentação final de resultados em mapas de escala 1:1.000.000. Nos levantamentos de campo, desenvolvidos em perfis regionais e em locais selecionados no levantamento bibliográfico preliminar, os pontos de descrição de afloramento (cortes de rodovias, de ferrovias e frentes de lavra) foram anotados em cartas topográficas de escala 1:250.000 editadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (Quadro 2.14), com registro de coordenadas geográficas obtidas com GPS. Em cada local foram observadas a geometria e a composição das litofácies presentes, estruturas sedimentares e tectônicas, e registradas em fichas de campo (Anexo 1). Onde foi possível tomaram-se medidas de atitudes de estruturas, e quando conveniente foram efetuadas amostragem, documentação fotográfica e seções colunares. Para compreensão da geometria e arquitetura das associações de fácies foram elaboradas seções laterais de cortes representativos, mediante uso de fotomontagens, com os devidos cuidados sugeridos por Wizevich (1991).

Quadro 2.14: Documentação topográfica básica utilizada (de escala 1:250,000)

Folha	Identificação	Ano de edição	Folha	Identificação	Ano de edição
Andradina	SF-22-V-B	1980	Marília	SF-22-Z-A	1979
Araçatuba	SF-22-X-C	1976	Patos de Minas	SE-23-Y-A	1979
Araraquara	SF-22-X-D	1979	Paranaíba	SE-22-Y-C	1979
Bauru	SF-22-Z-B	1979	Prata	SF-22-Z-D	1979
Cornélio Procopio	SF-22-Z-C	1976	Presidente Prudente	SF-22-Y-B	1979
Dracena	SF-22-V-D	1980	Quirinópolis	SE-22-Z-A	1979
Franca	SF-23-V-A	1974	São José do Rio Preto	SF-22-X-B	1980
Itapetininga	SF-22-Z-D	1976	Uberaba	SE-23-Y-C	1979
Iturama	SE-22-Z-C	1979	Uberlândia	SE-22-Z-B	1979
Loanda	SF-22-Y-A	1984/1985	Votuporanga	SF-22-X-A	1981

Na fase inicial da pesquisa foi revista a literatura clássica e a atual sobre a geologia da Bacia Bauru. Os levantamentos de campo foram executados segundo perfis regionais pelas principais rodovias e por aquelas que atravessam de modo conveniente as áreas de exposição das unidades litoestratigráficas. Como documento básico utilizou-se mapa de compilação em escala 1:500.000, com as principais propostas de cartografia regional (Fig. 2.2). Da consulta à bibliografia obteve-se uma

Documentação cartográfica geológica utilizada

- Barcelos, J.H. 1984. *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP). 190pp.
- Brandt Neto, M. 1984. *O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo*. São Paulo, Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP). 2v.
- Etchebehere, M.L. de C.; Saad, A.R.; Taddeo, J.S.A.; Hellmeister, Z. 1991. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, Estado de São Paulo: implicações econômicas e paleoclimáticas. *Geociências (UNESP)*. 10:101-117.
- Fernandes, L.A. 1992. *A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caluá*. São Paulo, 1992. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências/USP, 129pp.
- Hasui, Y. 1967. *Geologia das formações cretáceas do oeste de Minas Gerais*. São Paulo, Universidade de São Paulo. (Tese de doutoramento, Depto. Eng. de Minas da Escola Politécnica/USP). 87pp.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Nota explicativa. São Paulo. *Monografias*, 6. Escala 1:500.000. v.II (2 mapas).
- Soares, P. C.; Landim, P.M.B.; Fúlforo, V.J.; Amaral, G.; Suguio, K.; Coimbra, A.M.; Sobreiro Neto, A.F.; Giancursi, F.; Correa, W.A.G.; Castro, C.G.L. 1979. Geologia da região sudoeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. Atas, Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2, p.307-319.
- Stein, D.P.; Melo, M.S. de; Bistrichi, C.A.; Almeida, M.A. de; Hasui, Y.; Ponçano, W.; Almeida, F.F.M. de. 1979. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:291-306. (2 mapas anexos).
- Suguio, K.; Fúlforo, V.J.; Amaral, G.; Guidorzi, L.A. 1977. Comportamentos estratigráficos e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., São Paulo, 1977. Atas, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.231-247.

Figura 2.2: Cartografia geológica básica consultada e/ou utilizada.

lista de áreas-tipo e locais de exposições para visita, eleitas por seu caráter de referência na literatura, qualidade de informações ou por apresentarem frentes de extração mineral.

2.2.3. Estudo de paleocorrentes

2.2.3.1. *Paleocorrentes: estruturas e contexto genético*

A interpretação do significado geológico de vetores resultantes e de diagramas de atitudes de estratos inclinados depende da identificação do contexto deposicional onde foi gerada a estrutura sedimentar. A estratificação/laminação cruzada, por exemplo, pode ser produto de acumulação em ambiente eólico ou fluvial. A forma de leito, se transversal ou longitudinal - de crista sinuosa ou retilínea -, também vai determinar diferentes padrões de atitudes de estratificação cruzada. Ainda no contexto de sedimentação fluvial, o significado do vetor médio resultante, assim como da dispersão dos dados em diagrama, devem ser interpretados de acordo com o tipo de macroforma envolvido (acresção lateral ou a jusante). Vetores resultantes de atitudes de laminação cruzada de depósitos de barra de pontal correspondem a rumos sub-ortogonais à paleocorrente. Por outro lado, o vetor resultante de atitudes de estratificação cruzada de barras fluviais transversais de crista sinuosa será subparalelo ao rumo da paleocorrente. Neste caso, por exemplo, a tendência à maior dispersão relativa de dados decorre mais da geometria da forma (sinuosidade da superfície frontal de acumulação), do que de variações de direção do fluxo principal. Em um depósito de leques aluviais distais, por outro lado, a dispersão teria outro significado. Com estas breves considerações não se pretende aqui aprofundar a discussão sobre o tema. Visa-se apenas ilustrar o cuidado necessário para a adequada aquisição e interpretação do significado dos resultados do tratamento de dados azimutais de estruturas sedimentares, sobretudo os de estratificação cruzada. Quanto à relação entre o porte e quantidade de medidas necessárias para a definição do paleofluxo, admitiu-se que estruturas de porte maior são mais seguras para o estabelecimento do padrão dominante de paleocorrentes posto que, em geral, correspondem a processos mais eficazes de acumulação sedimentar. Entretanto, estruturas de menor porte podem ser as mais comuns em exposições naturais, até mesmo pelas características deposicionais do ambiente. Em suma, vetores resultantes do tratamento de medidas, tomadas em número adequado, ainda que em quantidades diferentes, podem ter o mesmo grau de confiança. Há que se buscar um compromisso entre porte da estrutura medida e características do processo de acumulação (estabilidade no tempo e variação das atitudes).

2.2.3.2. Tratamento estatístico de dados

A estratificação cruzada é considerada uma das estruturas sedimentares mais eficazes na determinação de paleocorrentes. Entretanto, a análise do significado geológico dos resultados do tratamento estatístico de medidas de atitudes de estratos inclinados pode não ser tão simples. Vários cuidados devem ser tomados na aquisição e agrupamento dos dados, assim como na interpretação do significado do vetor médio resultante, da dispersão e da existência ou não de intervalos de concentração (modas).

A geometria do corpo e o arranjo interno dos estratos vão apresentar padrões característicos de distribuição em diagramas (Quadro 2.15). Como geralmente se dispõe de exposições bidimensionais das unidades, a definição do contexto sedimentar torna-se fundamental. O padrão exibido na seção observada pode ser geometricamente semelhante, embora corresponda a diferentes formas de leito, geradas em posições distintas com relação ao fluxo. Por exemplo: estratos gerados por crescimento de barras de pontal, em um canal fluvial, apresentarão vetor médio resultante sub-ortogonal à direção principal de fluxo. Ou seja, o vetor médio resultante não corresponde ao sentido de fluxo. Por outro lado, atitudes de estratos de formas de leito transversais de cristas sinuosas, ainda que resultem diagramas com apreciável dispersão, tendem a apresentar vetor médio resultante coincidente com o sentido principal de transporte. Diagramas correspondentes a depósitos de arrombamento de diques marginais tendem a propiciar diagramas de grande dispersão, com vetor resultante de direção em geral oblíqua a ortogonal com relação ao fluxo fluvial.

Normalmente, maior número de dados implica melhor definição do vetor médio resultante. Quando possível, deve-se operar com cerca de 30 medidas. A quantidade mínima de atitudes para a definição adequada do antigo sentido de transporte varia com o porte da estratificação - que costuma refletir o porte da construção sedimentar - e a dinâmica do ambiente deposicional (capacidade e estabilidade direcional do agente de transporte). Menor quantidade de medidas de estruturas de grande porte, por exemplo de estratos frontais de grandes dunas, pode definir melhor o sentido de transporte dominante que igual ou maior quantidade de atitudes de estratificação cruzada de depósitos formados em barras de canal fluvial ou mesmo em pequenas dunas eólicas (Fernandes 1992). Processos deposicionais semelhantes ocorrem em ambientes distintos, gerando resultados semelhantes, como formas de leito fluviais e dunas eólicas. Por outro lado, o preenchimento de um canal fluvial pode originar estratificação cujo vetor médio resultante de tratamento estatístico aproximadamente coincida (barras de canal) ou não (barras de pontal) com o sentido do fluxo de transporte.

Quadro 2.15: Dados direcionais (paleocorrentes) de formas de leito e sua expressão em diagramas circulares

Vetor resultante e paleofluxo dominante	Distribuição	Consistência por moda	Ambiente deposicional	Tipo de depósito	Geometria/estruturas
coincidentes	bimodal	boa	fluvial ou eólico	dunas transversais de cristas sinuosas	<ul style="list-style-type: none"> ● cuneiforme (padrão festonado) ● estratificação cruzada acanalada
coincidentes	unimodal	boa	fluvial ou eólico	dunas transversais de cristas retilíneas	<ul style="list-style-type: none"> ● estratos tabulares ● estratificação cruzada tabular, assintótica na base
subortogonais	sem definição	regular	fluvial meandrante	barra de pontal	<ul style="list-style-type: none"> ● cuneiforme ● estratificação cruzada tabular, assintótica na base
obíquos a subortogonais	sem definição	boa (proximal) a regular (distal)	fluvial meandrante	lobos de arrombamento de diques marginais	<ul style="list-style-type: none"> ● estratos tabulares ● estratificação cruzada tabular/sigmóides
precariamente coincidentes (grande dispersão)	sem definição	baixa	fluxos em lençol ou pouco confinados	leques aluviais	<ul style="list-style-type: none"> ● estratos lenticulares ● estratificação cruzada tabular
coincidentes	bimodal	boa	fluvial ou eólico	dunas longitudinais	<ul style="list-style-type: none"> ● estratos tabulares ● estratificação cruzada tabular, assintótica na base

(Fernandes, 1998)

Finalmente, na integração dos resultados (pontuais) deve-se ter cautela com o significado das variações encontradas. Resultados aparentemente controversos podem ser melhor compreendidos em análise do contexto deposicional mais amplo, sobretudo para os depósitos de origem fluvial.

2.2.3.3. *Análise gráfica e estatística de atitudes de estratificações cruzadas*

As estruturas sedimentares indicativas de fluxo auxiliam a compreender a dinâmica deposicional e a distribuição das litofácies e suas associações, no espaço e no tempo. Variações de granulação, de maturidade ou composição mineralógica das unidades, assim como estratificação cruzada, ondulações cavalgantes, marcas onduladas, imbricação de clastos, fornecem dados azimutais de correntes que atuaram no transporte dos sedimentos. Nos trabalhos de campo, as estratificações cruzadas foram as estruturas direcionais úteis para tratamentos estatísticos mais freqüentes. Em 27% dos afloramentos foi possível obter dados de paleocorrentes, a grande maioria a partir da atitude de superfícies inclinadas de estratos frontais de dunas (fluviais ou eólicas). Poucas vezes pode-se identificar o rumo de fluxos aquosos por meio de estruturas menores, tais como ondulações cavalgantes (climbing ripples) fluviais ou eólicas.

Na análise dos padrões de tendências de atitudes de estratos cruzados, para obtenção de paleocorrentes, foram utilizados três métodos: 1) diagramas circulares de freqüência (rosáceas), 2) diagramas de campos de pólos de laminação frontal (Glennie 1970) e 3) definição de eixo de fluxo por pólos de superfícies de estratificação, denominado método biplanar (DeCelles *et al.* 1983). Embora desenvolvido originalmente para estudos de dunas eólicas, o método proposto por Glennie (1970) foi aqui aplicado para estruturas geradas em barras fluviais, com bom resultado.

2.2.3.4. *Método de diagramas circulares de freqüência (rosáceas)*

As rosáceas foram confeccionadas com auxílio do software RockWare, que elabora o diagrama circular de freqüência, calcula vetor médio e seu desvio padrão, intervalo de confiança e razão de consistência. A opção de apresentar os resultados em diagramas com intervalo de freqüência de 20° foi feita após ensaios com intervalos menores e maiores (10° e 30°). Como se pode observar no exemplo da Fig. 2.3, o diagrama de intervalo maior agrupa de modo exagerado os dados, reduzindo a acuidade da representação. Os de intervalos menores, por outro lado, pecam por não realçar tendências da população. A escolha do intervalo de 20° concorda parcialmente com discussões de Matos (1995) quanto à inconveniência do uso de

Figura 2.3: Diferentes diagramas obtidos do mesmo conjunto de medidas de estratos cruzados (ponto UB 13), por variação do intervalo de representação.

intervalos de 10°, diferindo entretanto quanto à representação, em diagramas com intervalos de 30°.

O *software* utilizado calcula os parâmetros básicos conforme algoritmos apresentados no Quadro 2.16, os mesmos utilizados na clássica planilha de cálculo de Pincus (1956), onde: α =medida azimutal do rumo do mergulho do plano de estratificação.

Quadro 2.16 Algoritmos utilizados pelo *software* RockWare.

Parâmetro	Algoritmo	Observações
rumo do vetor médio	$vm = \arctg(\Sigma \cos \alpha / \Sigma \sin \alpha)$	
magnitude do vetor resultante	$[V] = [(\Sigma \cos \alpha)^2 + (\Sigma \sin \alpha)^2]^{1/2}$	
razão de consistência	$Rmag = [(\Sigma \cos \alpha)^2 + (\Sigma \sin \alpha)^2]^{1/2} / n$	$n = n^\circ$ de medidas $0 < Rmag \leq 1$
porcentagem máxima	máximo valor (%) de dados por intervalo adotado	
porcentagem média	média aritmética dos valores > 0 (%), dos intervalos no diagrama	

Os parâmetros vetor médio, intervalo de confiança e razão de consistência não variam quando se mudam os intervalos de frequência, na apresentação em diagramas circulares. Por outro lado, variam: as porcentagens máxima e média e o desvio padrão, que tende a diminuir com a redução do valor do intervalo. Em outras palavras, o aumento do intervalo implica perda de acuidade na representação gráfica. Todavia, obtém-se um diagrama mais enxuto, graficamente mais objetivo. Na prática, em função das características dos conjuntos de dados disponíveis, há que se buscar um

compromisso entre dois interesses: a representação mais fiel possível e que seja graficamente clara.

2.2.3.5. *Diagramas de campos de pólos*

Este método consiste em análise da distribuição de pólos de planos frontais de estratificação cruzada, em diagramas polares (projeção estereográfica). O uso destes diagramas para identificar tipos de duna, originalmente proposto para estudos de construções eólicas (Glennie 1970), foi aqui utilizado na caracterização de dunas de ambiente aquoso. Apresentou bons resultados na discriminação entre os tipos transversais (3-D: barcanas, barcanóides) e longitudinais (2-D), além de permitir a determinação de sentidos de fluxo dominantes (Fig. 2.4a), para confronto com resultados obtidos pelos outros métodos.

2.2.3.6. *Definição de eixo de fluxo por planos de estratificação (método biplanar)*

Para aplicação deste método (DeCelles *et al.* 1983) as medidas são tomadas de modo a formarem dois conjuntos de dados: um de mergulho aparente para a esquerda, outro para a direita, conforme se apresentam no afloramento. Cada atitude de estrato cruzado é representada por seu polo, em projeção estereográfica em rede de Wulff. Como consequência, o ponto central de cada um dos dois conjuntos de pontos, definidos na rede, vão corresponder a planos, cuja interseção fornece o eixo estimado para aquele conjunto de dados (Fig. 2.4b). Como nem sempre foram encontradas medidas em número desejável para aplicação do método, ele foi utilizado como complementar aos dois métodos anteriormente descritos.

2.2.4. Análises de laboratório

2.2.4.1. *Microscopia óptica de rochas e de fósseis*

A análise de seções delgadas de rochas e fragmentos de ossos por microscopia óptica de luz transmitida visou caracterizar texturas e composição mineralógica das principais litofácies identificadas, assim como obter elementos adicionais sobre intraclastos, processos diagenéticos e de fossilização.

Com estudo de seções delgadas de ossos e outras partes preservadas de fósseis procurou-se obter informações sobre os processos atuantes no ambiente deposicional e após o soterramento dos animais, para compreender a evolução diagenética das partes fossilíferas. A microscopia óptica foi utilizada ainda na distinção entre processos de cimentação pré-soterramento (calcretes pedogenéticos) e processos posteriores,

relacionados com fluxos de fluidos de água subterrânea e intraestratais (diagenéticos). Os textos básicos sobre carbonatos e calcretes utilizados foram: Scholle *et al.* (1983), Tucker & Wright (1990) e Wright & Tucker (1991).

A confecção das seções delgadas, de cerca de 30 μm de espessura, seguiu dois procedimentos básicos: 1) laminação simples para amostras de intensa cimentação carbonática ou silicosa, e 2) laminação após impregnação da amostra com araldite e corante azul (*oracel*) para aquelas menos coerentes. De cada amostra foram obtidas fatias de cerca de 1 cm de espessura, que quando necessário foram impregnadas com resina e corante azul, a baixo vácuo. Este procedimento permitiu a confecção de seções delgadas de materiais originalmente pouco coesos ou incoesos, assim como avaliar a porosidade.

2.2.4.2. Microscopia eletrônica de varredura e microanálise (EDS)

Nas observações de laboratório, a microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizada sobretudo para caracterizar argilominerais neoformados em espaços intergranulares e de relações entre arcabouço e cimento/matriz de amostras selecionadas. Em amostras de fragmentos de fósseis observaram-se a estrutura óssea e a sua relação com cimento carbonático ou matriz clástica. Em geral, as observações foram acompanhadas por análises de espectrometria de energia dispersiva (microanálise ou análise EDS). Este recurso baseia-se no fato de que os átomos da amostra, atingidos pelo feixe eletrônico, ionizam-se e ejetam elétrons de suas camadas internas. Para recuperar a estabilidade, elétrons de outras camadas substituem as vacâncias geradas, emitindo quantias específicas de energia, cuja medida permite identificar os elementos presentes no material analisado.

Durante os estudos foram utilizados os microscópios CAMBRIDGE Stereoscan S-120, JEOL JSM 840, com dispositivo de análise de EDS marca Oxford, e HITACHI S-2300 (na Universidade de Barcelona); JEOL 6300, com dispositivo de análise de EDS marca Noran (no Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo), e Leo 440i, com dispositivo de análise de EDS marca Oxford (no Instituto de Geociências da USP/DPE).

Na preparação, foram separados fragmentos de amostras com dimensões subcentimétricas, para cobertura com película de ouro em *sputter* com atmosfera de argônio, ou película de carbono, em baixo vácuo.

Fernandes (1998)

Figura 2.4: Métodos adicionais de cálculo de rumos de paleocorrentes utilizados. Exemplo com dados da unidade fluvial São José do Rio Preto (local SJ 122). Esquerda: diagrama de DeCelles *et al.* (1983), centro: diagrama de Glennie (1970) e direita: histograma circular (utilizado).

2.2.4.3. Difração de raios X

A caracterização por petrografia óptica e microscopia eletrônica de varredura de argilominerais, de cimentos e produtos diagenéticos foi apoiada por análises de difração raios X. Esta técnica foi aplicada para determinar a mineralogia (cristalinidade e composição), para estudos de processos de fossilização de ossos.

3. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO DAS UNIDADES DA BACIA BAURU

3.1. Breve histórico da evolução do conhecimento da seqüência suprabasáltica neocretácea

Os primeiros estudos de geologia da seqüência suprabasáltica neocretácea (SSN) tiveram origem segundo duas vertentes - uma de Minas Gerais, outra dos estados de São Paulo e Paraná - que tenderam a se unir no tempo, à medida em que foram feitas tentativas de correlação e regionalização da estratigrafia e evolução geológica da bacia como um todo. Esta desvinculação inicial deveu-se basicamente: 1) a dificuldades de interação devido às grandes distâncias envolvidas, 2) à escassez de levantamentos básicos regionais e 3) a peculiaridades decorrentes da posição daquelas áreas na bacia, tais como contexto deposicional e tectônico, fontes de suprimento de sedimentos etc. Além do interesse científico, fatores de natureza econômica determinaram importantes avanços do conhecimento das unidades neocretáceas, principalmente por estimularem campanhas de cartografia em escala regional.

Em Minas Gerais - na região do Triângulo Mineiro - os interesses vincularam-se principalmente à exploração de calcário para produção de cimento e à prospecção de recursos minerais (apatita, pirocloro, diamante etc)⁶. Estes últimos justificaram diversos estudos regionais, incluindo parte da Bacia Bauru, como os realizados pelas empresas PROSPEC S.A. e Geologia e Sondagens Ltda., sob os auspícios do Conselho Nacional Pesquisas e do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), que culminaram na segunda metade dos anos 60 (p. ex. Barbosa *et al.* 1970).

No final dos anos 70 promoveram-se em São Paulo projetos de mapeamento regional como subsídio para aproveitamento de água subterrânea, patrocinados pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) e para construção e manutenção de grandes barragens, financiados pela Companhia Energética de São Paulo (CESP).

O Noroeste do Paraná teve ocupação ostensiva a partir da segunda metade deste século, estimulada por projetos de desmatamento. O último evento de cartografia

⁶ Estes recursos minerais estão associados às províncias de rochas alcalinas situadas fora da Bacia Bauru.

geológica regional na bacia, desenvolvida nos estados de São Paulo e Paraná, foi patrocinado pelo Consórcio Paulipetro, no início dos anos 80.

Devido às características históricas apresentadas, julgou-se mais adequado apresentar a evolução do conhecimento das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru em dois tópicos, um correspondente ao Triângulo Mineiro, outro aos territórios paulista e paranaense.

A evolução do conhecimento sobre a seqüência sedimentar que preencheu a Bacia Bauru pode ser dividida em quatro fases principais: 1) pioneira (1905 a início dos anos 40); 2) de caracterização (anos 50-60); 3) de cartografia regional, sobretudo litoestratigráfica (anos 70 a início dos anos 80); e 4) de aplicação e revisões parciais (atual).

3.1.1. A SSN em São Paulo e Paraná

Nos estados de São Paulo e Paraná, a fase *pioneira* caracteriza-se por notícias de nova unidade suprabasáltica (Gonzaga de Campos 1905, Florence 1907, Baker 1923)⁷, pelas primeiras descobertas paleontológicas (p. ex. Ilhering 1911) e pela primeira representação das unidades Bauru e Caiuá em mapa (Florence & Pacheco 1929). Ao mesmo tempo Maack (1941), em incursões realizadas pelos divisores de águas Paranapanema/Ivaí e Ivaí/Piquiri, reconheceu o Arenito Caiuá (Washburne 1930) sobreposto aos basaltos e o cartografou em extensa área do noroeste do Paraná, sob a designação de "Arenito de São Bento Superior".

Na fase de *caracterização* destacam-se estudos litológicos e sedimentológicos de caráter regional (Freitas 1955), bem como os primeiros ensaios de subdivisão estratigráfica da unidade Bauru em São Paulo (Setzer 1943, Almeida & Barbosa 1953, Mezzalana & Arruda 1965). O Arenito Caiuá teve sua cartografia refinada, ao mesmo tempo em que era motivo de intensa polêmica quanto ao seu ambiente deposicional e sua relação estratigráfica com a unidade Bauru.

A fase seguinte é caracterizada por *mapeamentos geológicos regionais* de acentuado caráter litoestratigráfico, desenvolvidos em São Paulo e Norte e Noroeste do Paraná. Neste período delinearam-se as bases da estratigrafia do Gr. Bauru, destacando-se os trabalhos de: Suguio (1973), Landim & Soares (1976), Coimbra (1976), Suguio *et al.* (1977), Brandt Neto *et al.* (1978) e Stein *et al.* (1979). Soares *et al.* (1979a) esboçaram proposta estratigráfica para o Cretáceo no Estado de São Paulo, onde a

⁷ Rego (1935) afirmou que rochas incluídas na unidade Bauru, encontradas a norte de Cuiabá (MT), haviam sido mencionadas antes da notificação de Gonzaga de Campos (1905). Todavia, por não se considerá-las aqui como pertencentes à Bacia Bauru, admite-se como comunicação pioneira a de Gonzaga de Campos (1905).

unidade Bauru foi apresentada com *status* de grupo, composta por quatro *formações correspondentes às unidades*: a) *Formação Caiuá*; b) *fácies Santo Anastácio*; c) *o conjunto Litofácies Araçatuba/Fácies Taolba/Fácies Ubitajara*; d) *Litofácies ou Formação Marília*. Soares *et al.* (1980) apresentaram a unidade Bauru como grupo, composto por quatro *formações*: Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. Com base em mapeamentos geológicos do oeste paulista e áreas limítrofes dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná, Almeida *et al.* (1980) adotaram a proposição de Soares *et al.* (1979a) e dividiram a Fm. Adamantina em cinco *unidades de mapeamento*. Suguio (1981) abordou aspectos paleoambientais e paleogeográficos do Gr. Bauru e o subdividiu em seis *formações*: Caiuá, Santo Anastácio, Araçatuba, São José do Rio Preto, Uberaba e Marília. A mesa redonda *A Formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes* (SBG/SP 1981) registrou oportunamente o período de síntese das propostas surgidas na fase dos mapeamentos regionais.

A quarta fase compreende trabalhos de *aplicação e/ou revisão parcial* da estratigrafia estabelecida na fase anterior, tais como os de Soares *et al.* (1980) e de Almeida *et al.* (1980) em mapeamentos geológicos na região do Pontal do Paranapanema e noroeste do Paraná (Almeida *et al.* 1981; Riccomini *et al.* 1981; Sobreiro Neto *et al.* 1981a,b), assim como na parte setentrional da Bacia do Paraná (Sousa Jr. 1984); e revisões (Barcelos *et al.* 1981, Barcelos 1984), Manzini *et al.* (1992), Saad *et al.* (1988) e Etchebehere *et al.* (1991) apresentaram novos dados sobre condições deposicionais das unidades neocretáceas em São Paulo. Coimbra *et al.* (1981b) e Coutinho *et al.* (1982) notificaram a descoberta de rochas de filiação alcalina, sincrônicas à deposição do Gr. Bauru, encontradas na porção norte do Estado de São Paulo, e incorporadas no grupo por Brandt Neto (1984).

Fernandes (1992) dividiu a Fm. Caiuá nas unidades Goio Erê e Rio Paraná, propondo-lhes *status* de formação, com conseqüente elevação da unidade Caiuá à categoria de grupo. Em decorrência, apresentou proposta de revisão estratigráfica da cobertura cretácea suprabasáltica, que passou a ser composta por dois grupos cronocorrelatos: Caiuá (*formações Goio Erê e Rio Paraná*) e Bauru [*formações Santo Anastácio* (Stein *et al.* 1979), Adamantina (Soares *et al.* 1980; Almeida *et al.* 1980), Uberaba (Hasui 1968), Marília (Barcelos & Suguio 1987)]. As rochas analcimíticas descritas por Coimbra *et al.* (1981b) e Coutinho *et al.* (1982) foram provisoriamente destacadas sob a denominação de *Analcimitos Talúva* e incluídas no Gr. Bauru. Ao definir formalmente tal proposta Fernandes & Coimbra (1994) deslocaram a Fm. Santo Anastácio para o Gr. Caiuá, mantendo as restantes como componentes do Gr. Bauru.

Posteriormente foram apresentados trabalhos de síntese da geologia da Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra 1995, 1996).

Nos últimos anos a discussão sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia e implicações estratigráficas foi retomada por Fúlfaro & Barcelos (1992a, 1993), Riccomini (1995), Fúlfaro & Perinotto (1996), entre outros.

3.1.2. A SSN em Minas Gerais (Triângulo Mineiro)

Na região conhecida como Triângulo Mineiro a cobertura neocretácea é representada pelas formações Uberaba, Adamantina e Marília, atualmente consideradas pertencentes ao Gr. Bauru.

A fase *pioneira* da evolução do conhecimento das unidades da Bacia Bauru no oeste de Minas Gerais teve início no começo deste século. Conforme Hasui (1967), os arenitos epiclásticos esverdeados das imediações de Uberaba foram descritos por Hussak (1906) e depois designados como *série* por (Rimann 1917), que incluiu áreas de ocorrência além daquela de Uberaba, como a de Romaria. Posteriormente, foram redefinidos e consagrados como *formação* por Barbosa (1934). Segundo Hasui (1969) embora a primeira referência a "*sedimentos pós-Uberaba*" deva-se a Hussak (1906), foi Milward (1935) quem notificou a grande extensão da *Formação Bauru* no Triângulo Mineiro.

Na fase de *caracterização* destacam-se estudos clássicos sobre estratigrafia como os de Hasui (1967, 1969), que apresentou mapa geológico de maior detalhe (1:500.000) do Triângulo Mineiro; Barbosa *et al.* (1970) que também apresentaram mapa de parte da área em escala 1:250.000; Sad *et al.* (1971); e Ladeira *et al.* (1971), que apresentaram os resultados de mesa redonda sobre as unidades cretáceas no oeste mineiro.

Dos trabalhos posteriores de revisão, que correspondem ao início da fase de *aplicação e/ou revisão parcial* da concepção estratigráfica vigente, merecem destaque os de Pires (1982), Sousa Jr. (1984), Barcelos *et al.* (1981), Suguio & Barcelos (1983a), Barcelos (1984) e Barcelos & Suguio (1987). Neste último, os autores propuseram a divisão da Fm. Marília em três *membros*: Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga. Ainda nesta fase verificou-se notável retomada dos estudos das unidades neocretáceas do Triângulo Mineiro, sobretudo nos anos 90, com ênfase na caracterização faciológica, de sistemas deposicionais e processos diagenéticos. Dentre eles, encontram-se as contribuições de Garrido *et al.* (1992), Silva *et al.* (1994), Alves & Gomes (1995), Ferreira Jr. & Guerra (1995), Goldberg (1995), Goldberg & Garcia (1995), Leite *et al.* (1995a), Leite *et al.* (1995b), Leite *et al.* (1995c), Ferreira Jr. & Castro (1996) e Ribeiro & Gomes (1996).

3.2. Cronoestratigrafia e idades da seqüência suprabasáltica

A seqüência sedimentar suprabasáltica acumulou-se durante o Cretáceo Superior, em intervalo definido: a) pela idade atribuída a fósseis de vertebrados, b) por idades absolutas de analcimitos da região de Taiúva (SP) e c) pela correlação com estádios de deposição na Bacia de Santos (Figura 3.1). A sedimentação neocretácea continental ocorreu entre o Coniaciano e o Maastrichtiano. Este intervalo é definido pela idade senoniana (88,5-65 Ma) atribuída aos fósseis por Huene (1939), e pela correlação entre a deposição dos grupos Caiuá e Bauru - no interior do continente - e a intensificação do fornecimento de sedimentos na deposição da Fm. Santos (Pereira *et al.* 1986)⁸, na bacia homônima, na margem continental brasileira.

Estudos palinológicos de amostra de um afloramento situado na borda da bacia, da região de Descalvado (SP), indicaram idade coniaciana (Lima *et al.* 1986) para o depósito. Esta assembléia palinológica pode ter idade neo-santoniana (Mitsuro Arai 1994, comunicação verbal). Na hipótese daquele depósito pertencer à seqüência neocretácea, conforme a concepção dos primeiros autores, corresponderia à idade sua parte basal.

Estudos de registros de atividades vulcânicas nas bacias sedimentares cretáceas adjacentes, da margem continental brasileira, forneceram resultados interessantes. Camadas de cinzas vulcânicas encontradas na Bacia de Campos, correlatas a outras das bacias de Santos e Espírito Santo, apresentaram idade santoniana (Alves *et al.* 1994). Provavelmente correspondem a período de intensa movimentação ascensional das áreas-fonte marginais, terras altas que separavam aquelas bacias da Bauru.

O vulcanismo Serra Geral ocorreu a 133 Ma, no exíguo intervalo de um milhão de anos (Renne *et al.* 1992). Considerando-se tal idade para a constituição do futuro substrato da Bacia Bauru, resta uma lacuna da ordem de 44,5 Ma até o início da sedimentação neocretácea. Provavelmente a área onde se estabeleceu posteriormente a Bacia Bauru encontrava-se acima do nível de base regional, enquanto evoluíam bacias como as de Santos e Sanfranciscana, em áreas adjacentes.

Entre o início da sedimentação extensiva, em torno de 85,5 Ma atrás, e as derradeiras manifestações do magmatismo Serra Geral, por volta de 133 Ma, o centro da área que viria a acolher a seqüência neocretácea esteve exposto e em lenta subsidência termo-mecânica. As áreas marginais, que forneceram material siliciclástico proveniente da alteração de unidades sedimentares pré-basálticas e do embasamento

⁸ Segundo Ferrari *et al.* (1991), a aceleração do aporte sedimentar na Bacia de Santos - associada a soerguimento da borda da bacia - teve início no Neoturoniano, e culminou no Eoceno.

Figura 3.1: Referências para estabelecimento da idade da SSN. Fontes: 1) Renne *et al.* (1992), 2) Coutinho *et al.* (1982), 3) Almeida & Melo (1981), 4) Huene (1939), 5) Pereira *et al.* (1986), e 6) Alves *et al.* (1994).

cristalino, além de distantes do depocentro, só tiveram acentuada exposição com o alçamento posterior das bordas, associado ao magmatismo alcalino neocretáceo.

O limite superior do intervalo de sedimentação é definido pela idade dos fósseis, por correlação com discordância erosiva regional do topo da Fm. Santos e pela idade mínima dos analcimitos Taiúva (61 Ma). Esta determinação, única referência geocronométrica absoluta (K/Ar) conhecida para a bacia, foi obtida com rochas ígneas extrusivas intercaladas na SSN (Coutinho *et al.* 1982).

Entretanto, os valores obtidos para os Analcimitos Taiúva, assim os de outra ocorrência intrusiva geneticamente associada (Jaboticabal, 54-56 Ma), foram considerados pelos autores como incompatíveis com os dados paleontológicos conhecidos. Admite-se que fósseis de dinossauros, encontrados em posição estratigráfica superior, tenham pelo menos 65 Ma. Devido aos baixos teores de potássio das rochas, os autores preferiram considerá-las como idades mínimas. Embora pouco possível, não se pode excluir a hipótese de que a sedimentação na Bacia Bauru possa ter avançado até o início do Terciário. Tal possibilidade, indicada pelas idades absolutas disponíveis, não pode ser ignorada enquanto não se dispuser de dados geocronológicos mais seguros. Este quadro permite uma especulação interessante: teriam os dinossauros da Bacia Bauru sobrevivido mais tempo que seus similares de outros pontos do planeta?

4. O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU

4.1. Considerações gerais

A seqüência neocretácea ocorre atualmente no centro e oeste do Estado de São Paulo, no noroeste do Estado do Paraná, na porção oriental do Estado de Mato Grosso do Sul, no Triângulo Mineiro (Estado de Minas Gerais), e no sul do Estado de Goiás (Fig. 1.1). Sobrepõe-se ao Gr. São Bento - em geral constituído por basaltos da Fm. Serra Geral -, do qual se separa por não-conformidade. Seu limite superior é erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana e sua posterior dissecação.

Diversas ocorrências menores de rochas sedimentares, cartografadas a nordeste, leste e sudeste do limite principal da Bacia Bauru, são atualmente incluídas na SSN. Entretanto, embora não se tenha feito estudo detalhado nestas áreas, os locais visitados indicaram tratar-se de depósitos de características distintas dos neocretáceos, provavelmente correlatos com outros mais antigos ou mais jovens (cenozóicos, p. ex. Fm. Itaqueri). Entre aqueles mais antigos incluem-se os arenitos e lamitos conglomeráticos da região de Avaré (SP), e as conhecidas ocorrências de conglomerados e arenitos imaturos (diamantíferos) da região de Romaria (MG), assim como as ocorrências de unidades sedimentares localizadas a leste do vale do rio Araguari (nordeste da área), que assentam-se diretamente sobre o embasamento pré-cambriano (Gr. Araxá). Postula-se aqui que estas *manchas isoladas* seriam depósitos correlacionáveis aos designados como Fm. Franca - também diamantífera -, definida em São Paulo por Hellmeister Jr. (1997).

Estudos cartográficos de maior detalhe poderão esclarecer tal hipótese. Se comprovada, esta nova concepção implica importante mudança quanto ao quadro dos recursos minerais da bacia. Ficam excluídas, ao menos na parte leste da Bacia Bauru, as ocorrências de depósitos diamantíferos, que provavelmente seriam mais antigos.

A cobertura suprabasáltica neocretácea constitui seqüência sedimentar única, formada por rochas terrígenas de origem continental com vulcânicas intercaladas (localmente), composta por dois grupos cronocorrelatos: Caiuá e Bauru. A espessura máxima preservada da seqüência é estimada em 320 metros (Mezzalana *et al.* 1981). Acumulou-se no Cretáceo Superior, entre o Coniaciano e o Maastrichtiano, intervalo definido: a) pela idade atribuída a fósseis de vertebrados (Huene 1939) encontrados mormente na parte superior da seqüência, b) pela idade absoluta de analcimitos

intercalados na região de Taiúva (Coutinho *et al.* 1982), e c) por associação com estádios correlatos de sedimentação na adjacente Bacia de Santos.

4.2. Formações Itaqueri e Franca

A Fm. Itaqueri (Almeida & Barbosa 1953) foi considerada uma litofácies da Formação Marília (Soares *et al.* 1980). Entretanto, diversos autores propuseram sua exclusão do Gr. Bauru, concepção aqui adotada, por considerá-la de idade cenozóica (Mezzalana 1974, Almeida & Melo 1981, Cottas & Barcelos 1981, Ponçano *et al.* 1982, Brandt Neto 1984, Riccomini 1995).

Os depósitos arenosos - intercalados com conglomerados e lamitos - da região de Franca foram recentemente desvinculados da Fm. Itaqueri e integrados ao Gr. São Bento, sob a designação de Fm. Franca (Hellmeister Jr. 1997). Esta associação havia sido anteriormente incluída na Fm. Serra Geral, como depósitos marginais da Bacia do Paraná, associados à atividades da Flexura de Goiânia (Cabral Jr. *et al.* 1992).

Nos interflúvios dos rios Pardo e Paranapanema (sul de Bauru), na região de Avaré-Cerqueira Cesar, ocorrem depósitos arenosos e conglomeráticos semelhantes àqueles estudados pelos autores citados acima (p. ex. locais IT 29, IT 192 e IT 193). Estas ocorrências, tradicionalmente cartografadas como da Formação Marília, foram aqui consideradas correlacionáveis à Fm. Franca, sendo conseqüentemente excluídas da Bacia Bauru.

4.3. Caracterização das unidades litoestratigráficas

Na fase inicial desta pesquisa, a seqüência suprabasáltica neocretácea foi separada em associações de litofácies, com o objetivo de caracterizar ambientes deposicionais, relações estratigráficas e distribuição geográfica das principais unidades, assim como a sua evolução no tempo. A diferenciação de novas associações, com desmembramento de algumas unidades formais, implicou mudanças no arranjo das relações estratigráficas concebidas para a seqüência. Por motivos meramente operacionais, as unidades individualizadas serão apresentadas como associações de litofácies, ainda que possam corresponder a unidades formalmente definidas na literatura. Mais adiante, nos capítulos de discussão e integração dos resultados, tais associações serão devidamente apresentadas segundo critérios estratigráficos, respeitando-se a hierarquia formal existente, com as modificações propostas decorrentes deste estudo.

4.4. Associações de fácies da parte oriental da Bacia Bauru

As associações de fácies (AF) individualizadas na parte oriental da Bacia Bauru (Fig. 4.1), cujas principais características se apresenta no Quadro 4.1, são descritas a seguir.

4.4.1. Associação faciológica Rio Paraná (*rpa*)

4.4.1.1. Área de ocorrência e espessuras

Esta unidade ocorre nas partes sudoeste - principalmente -, e leste da área de estudos, nos estados do Paraná e São Paulo (Fig. 4.1). Boas exposições podem ser encontradas sobretudo nas barrancas do rio Paraná, em alguns cortes de rodovia ou em taludes artificiais na usina hidrelétrica de Porto Primavera (SP) e no canal hidroviário de Pereira Barreto (SP). A associação Rio Paraná apresenta as maiores espessuras preservadas no noroeste do Paraná e no Pontal do Paranapanema. Excepcionalmente expõe-se, de modo contínuo, em desníveis da ordem de até 200 metros, como nas vertentes dos morros dos Três Irmãos (Terra Rica, PR) e do Diabo (Teodoro Sampaio, SP), elevações locais sustentadas devido à silicificação dos arenitos (Fernandes *et al.* 1993a). As maiores espessuras conhecidas foram registradas em perfurações: 277 metros em Altônia e 205 metros em Terra Rica, ambas no Paraná (Bigarella & Mazuchowski 1985).

4.4.1.2. Geometria básica

A unidade tem como característica principal notável estratificação cruzada de médio a grande porte (*sets* de até 10 metros de altura), em estratos limitados por superfícies de truncamento de 2ª ordem, baixa inclinação, poucas vezes intercalados com estratos submétricos de pelitos arenosos maciços (fotos 4.1, 4.2 e 4.3).

4.4.1.3. Características litológicas

A associação Rio Paraná compreende arenitos marrom-avermelhado a arroxeado, finos a muito finos, quartzosos, secundariamente subarcoseanos. Apresentam fração areia muito fina subordinada e, mais raramente, estratos de arenito médio a grosso. Mineralogicamente são supermaturos e possuem boa maturidade textural (Foto 4.6).

Os arenitos desta unidade são bem selecionados em cada lâmina ou estrato (fotos 4.4 e 4.5), com grãos bem arredondados nas frações mais grossas (Foto 4.7). A maioria dos grãos exibe superfície fosca, encoberta por película ferruginosa. Apresentam pouca matriz silto-argilosa. A argila, em geral encontrada nos poros, originou-se em parte por autigênese, assim como por infiltração. De modo geral o tom

Distribuição das associações de fácies
na parte oriental da Bacia Bauru

Figura 4.1: Distribuição das associações de fácies individualizadas na parte oriental da Bacia Bauru. Convenções: 1. Fm. Serra Geral (embasamento); 2. AF Rio Paraná, 3. AF Goio Erê, 4. AF Santo Anastácio (Gr. Caiuá); 5. AF Vale do Rio do Peixe, 6. AF Araçatuba, 7. AF Echaporã, 8. AF São José do Rio Preto, 9. AF Presidente Prudente (Gr. Bauru).

Quadro 4.1: Apresentação sintética das associações de fácies individualizadas na parte oriental da Bacia Bauru. Nota: Todas as associações em geral ocorrem sob coberturas eluvio-coluviais e aluviais (nos principais vales) quaternárias.

Associação faciológica	Depósitos principais	Ambiente deposicional	Relações de contato
Vale do Rio do Peixe (vpx)	Lençóis de areia, loesse e dunas eólicas <i>Wadis</i>	Planícies de lençóis de areia	Inferior: não-conformidade com embasamento; Lateral interdigitado e transgressivo com <i>arg</i> , lateral gradual com <i>sta</i> , <i>goe</i> e <i>rpa</i> Superior erosivo (diastemas) com <i>ech</i> , <i>srp</i> e <i>ppr</i>
Araçatuba (arg)	Paludais (pântano) Lobos arenosos de borda	Pantanal	Inferior: não-conformidade com embasamento; Lateral e superior interdigitado com vpx
Rio Paraná (rpa)	Dunas eólicas de grande porte/ <i>draas</i> Interdunas úmidas	Complexos de grandes dunas, deserto interior	Inferior: não-conformidade com embasamento; Lateral gradual com vpx, <i>sta</i> e <i>goe</i>
Goio Erê (goe)	Dunas eólicas de médio/pequeno porte e interdunas úmidas	Planícies marginais de deserto, com dunas médias e interdunas úmidas	Inferior: não-conformidade com embasamento; Lateral gradual com <i>sta</i> e <i>rpa</i>
Santo Anastácio (sta)	Lençóis de areia	Planícies de lençóis de areia, periféricas de deserto	Inferior: não-conformidade com embasamento; Lateral gradual com <i>rpa</i> e <i>goe</i> , lateral e superior gradual com vpx
Uberaba (ube)	Barras arenosas e planícies de espriamento	Fluvial entrelaçado	Inferior: não-conformidade com embasamento; Superior: erosivo (por diastemas) com <i>sga/pta</i>
Serra da Galga (sga)	Barras arenosas e barras cascalhentas Espriamento, <i>lags</i> e lagoas residuais	Fluvial entrelaçado, distal de leques aluviais	Inferior: transgressivo (por diastemas) com <i>ube</i> Lateral gradual com <i>ech</i> ; e <i>srp</i> (suposto)
Ponte Alta (pta)	Barras arenosas, espriamento Barras cascalhentas, <i>lags</i> e lagoas residuais	Fluvial entrelaçado, distal de leques aluviais	Inferior: transgressivo (por diastemas) com <i>ube</i> Lateral gradual com <i>ech</i> e <i>srp</i> (supostos)
Echaporã (ech)	Fluxos em lençol Lagoas residuais, pavimentos de deflação e <i>lags</i>	Planícies de lençóis de areia, distais de leques aluviais	Inferior: não-conformidade com embasamento e transgressivo (por diastemas) com vpx
São José do Rio Preto (srp)	Barras arenosas e planícies de espriamento Lagoas residuais	Fluvial entrelaçado	Inferior: transgressivo (por diastemas) com vpx; Lateral gradual com <i>sga</i> e <i>ppr</i> (supostos)
Presidente Prudente (ppr)	Canais preenchidos, depósitos de transbordamento e de arrombamento de diques marginais Canais de atalho (<i>chute</i>)	Fluvial meandrante arenoso	Inferior: transgressivo (por diastemas) com vpx; Lateral gradual com <i>srp</i> (suposto)

(Fernandes 1998)

W
U

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 1)

- Foto 4.1: Aspecto geral da unidade Rio Paraná. Estratificação cruzada de grande porte (elemento Df, litofácies Spe) com estratos maciços subordinados (elemento Di, litofácies Sme). Parede direita da eclusa da U.H.E. Porto Primavera, Pontal do Paranapanema (SP), local LO 34.
- Foto 4.2: Estratificação cruzada tabular de grande porte (litofácies Spe). Associação de fácies Rio Paraná, canal de hidroviário de Pereira Barreto, Pereira Barreto (SP), local AN 160.
- Foto 4.3: Detalhe de afloramento da associação Rio Paraná, com os elementos arquitetônicos básicos desta unidade eólica. Df: depósitos de *foresets* de duna e Di: depósitos de interdunas. Parede da eclusa da U.H.E. Porto Primavera Pontal do Paranapanema (SP), local LO 34.
- Foto 4.4: Laminacão de baixa inclinação, típica das partes inferiores de *foresets* de dunas. Arenito da associação Rio Paraná. Testemunho de sondagem da margem esquerda da eclusa da UHE Porto Primavera, SP.
- Foto 4.5: Estratificação mais inclinada, típica das partes superiores de *foresets* de dunas. Arenito da associação Rio Paraná. Testemunho de sondagem da margem esquerda da eclusa da UHE Porto Primavera, SP.
- Foto 4.6: Boa maturidade textural e mineralógica, característica dos arenitos eólicos da unidade Rio Paraná. Notar a porosidade secundária (alteração de minerais mais instáveis) e textura que indica a ocorrência apenas de compactação mecânica durante a diagênese. Seção delgada, amostra SR 10B, de testemunho de sondagem das obras da U.H.E. Porto Primavera, Pontal do Paranapanema, SP. Polarizadores descruzados.
- Foto 4.7: Bimodalidade, em detalhe de laminação eólica. Notar o bom arredondamento dos grãos maiores, característicos dos arenitos quartzosos eólicos. Seção delgada, associação Rio Paraná, amostra coletada em corte de rodovia situado a NNW de Umuarama (PR), local UM 76. Polarizadores descruzados.

cinza-arroxeados dos arenitos está associado ao revestimento de poros por argila autigênica (esmectita), que tende a ser substituída pela caulinita, sob ação do intemperismo superficial (Fernandes *et al.* 1994).

4.4.1.4. Seções de referência

Fernandes & Coimbra (1994) definiram como seção-tipo da unidade (holoestratótipo) os cortes da eclusa da usina hidrelétrica Porto Primavera, no Pontal do Paranapanema (Fig. 4.2). Outra grande exposição da unidade (paraestratótipo) situa-se no km 501 da rodovia BR 376, próximo a Paranaíba (PR). Ali observam-se grandes feições acanaladas (seções transversais às construções barcanóides) reveladas devido à direção do corte, aproximadamente perpendicular ao rumo dos paleoventos. Paredões de cerca de 15 metros de altura, da margem esquerda do Rio Paraná, constituem também boas exposições da unidade. Destacam-se aqueles próximos das localidades de Porto São José e Porto Rico, no Paraná, e de Presidente Epitácio, em São Paulo (hipoestratótipos).

4.4.1.5. Conteúdo fóssilífero

As únicas referências fóssilíferas da unidade são icnofósseis (marcas de possível Coelossauro), descritas por Leonardi (1977, 1989).

4.4.1.6. Paleocorrentes

Estudo sistemático de estratificações cruzadas de origem eólica, nas regiões norte/noroeste do Paraná e Pontal do Paranapanema, indicaram sentido dos ventos para SW, muito constante em toda a área (Fernandes 1992; ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.1.7. Relações de contato

A unidade repousa diretamente sobre a Fm. Serra Geral (basaltos), da qual é separada por não-conformidade, associada a vestígios de incipiente paleossolo (pseudobrecha basal). Lateralmente a unidade passa de modo gradual para as associações Goio Erê e Santo Anastácio. Nas áreas de transição para a associação Santo Anastácio, as típicas estratificações cruzadas tornam-se gradualmente menos inclinadas e menos definidas. Aos poucos, passam a dominar arenitos maciços, de menor maturidade textural relativa, característicos da associação Santo Anastácio. Devido ao seu caráter gradual, existem poucas oportunidades de observar esta transição em exposições naturais, como nas cabeceiras da Água Piracaia, oeste de Guaraci (NE de Maringá, PR), ou nas encostas do morro da Fazenda Santa Ida (SW de Presidente Prudente, SP), comentadas com maior detalhe por Fernandes (1992). Nos

Associação de fácies Rio Paraná

Contexto deposicional

Litofácies

Fernandes (1998)

Figura 4.2: Seção de referência da unidade Rio Paraná. Eclusa da usina hidrelétrica Porto Primavera, Pontal do Paranapanema (extremo oeste de São Paulo). Convenções: 1. basalto; 2. arenito maciço com fragmentos de basalto, nódulos de argila e carbonato; 3. cimento carbonático; 4. arenitos maciços a mal estratificados; 5. arenitos com estratificação-laminação cruzada. Altura do corte da foto: cerca de 15 metros.

cortes do Canal de Pereira Barreto a passagem transicional pode ser acompanhada por vários quilômetros, nos cortes em rocha das paredes do canal (local AN 160; Foto 4.2; Fig. 4.3). Em geral, a associação Rio Paraná ocorre sob coberturas eluvio-coluviais ou depósitos aluviais quaternários.

4.4.1.8. *Ambiente deposicional*

A associação Rio Paraná é composta por depósitos de *foresets* de dunas (elemento Df) limitados por superfícies de truncamento de baixa inclinação, aos quais eventualmente se associam depósitos de interdunas essencialmente secas (elemento Di; Foto 4.3). Vide Quadro 4.2.

Os elementos Df são formados por subunidades de geometria cuneiforme, com estratificação cruzada tabular tangencial na base (litofácies *Spe*) e acanalada (litofácies *Ste*) de médio a grande porte (*sets* de até 10 metros de altura). A rocha apresenta laminação ou estratificação conspícuas, formadas pela alternância de bandas de espessura centimétrica a milimétrica, de boa seleção interna (fotos 4.6 e 4.7), geradas por queda de grãos (*grain fall*) e por fluxo de grãos (*grain flow*). Este último processo ocorre com maior frequência nos estratos frontais de dunas (*foresets*), principalmente nas suas partes inferiores. Em geral os arenitos desta unidade apresentam notável laminação formada pela alternância de estratos de espessura centimétrica a milimétrica, de boa seleção interna (caráter bimodal). Em alguns locais, como a eclusa usina hidrelétrica de Porto Primavera, verificam-se *sets* da ordem de 8m a 12m de altura, com dezenas de metros de comprimento, com estratificação tabular de atitude muito constante.

Em depósitos de *foresets* de dunas eventualmente observam-se estruturas sedimentares geradas em deslizamentos por gravidade, como lentes de fluxo de grãos (litofácies *Suce*), estratificação contorcida ou tabletes de arenito estratificado rotacionados (brechas de colapso, litofácies *Sce*). Na zona central da área de ocorrência da unidade, embora raras, foram encontradas feições de ressecção, como gretas e lamelas de argila centimétricas (*curled mudflakes*).

Os elementos Di, depósitos de interdunas ou *interdunas* secas, foram identificados principalmente na parte inferior da associação Rio Paraná. No corte da eclusa de Porto Primavera verificam-se poucos estratos tabulares maciços (depósitos de interdunas secas, Foto 4.1), em geral situados acima de superfícies de truncamento de baixa inclinação.

Em sondagens na região do Pontal do Paranapanema pode-se observar alguns estratos tabulares arenosos maciços, que gradam a lamitos arenosos (topo). Formam

Fernandes (1998)

Figura 4.3: Transição entre as unidades Rio Paraná, Santo Anastácio e Vale do Rio do Peixe, verificada em cortes do canal hidroviário de Pereira Barreto (SP), local AN 160. Seção colunar obtida da descrição de testemunho da sondagem EH3 (obras de construção do canal).

Quadro 4.2: Elementos arquitetônicos constituintes da associação faciológica Rio Paraná.

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação
grandes unidades com estratificação cruzada	Df	Spe, Ste, Sce, Suce	arenito fino-muito fino marrom-avermelhado	unidades tabulares, de espessura métrica (até 10 m de altura), limitadas por superfícies de truncamento de baixa inclinação; geometria interna cuneiforme	estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de médio a grande porte	<i>foresets</i> de dunas	AN 160, LO 34, PV 44
estratos tabulares maciços	Di	Fme, See, Sufe	lamito arenoso (muito fino) marrom	tabular, limitados por superfícies não-erosivas; espessura decimétrica	maciça	acumulações em interdunas secas	LO 34
pseudobrecha basal	BB	Gmme, Sme	arenito fino conglomerático, imaturo marrom-escuro	tabular espessura submétrica	maciça	produtos de intemperismo físico do substrato, encobertas por sedimentação eólica posterior	LO 34, PN 79

(Fernandes 1998)

unidades granodecrescentes (litofácies *Sufe*), com até três metros de espessura, intercalados nos arenitos com estratificação cruzada do elemento Df. Estas intercalações, mais incomuns, podem corresponder a depósitos de interdunas úmidas ou aquosas.

Na base da associação Rio Paraná é comum encontrar-se pseudobrechas com espessura em torno de um metro. Formam estratos de aspecto maciço, sustentados por matriz areno-argilosa com nódulos de esmectita e carbonato. O arcabouço é composto por fragmentos centimétricos de basalto, angulosos. Sobre esta litofácies costuma ocorrer arenito silto-argiloso maciço, texturalmente imaturo. Tanto a pseudobrecha como o arenito são freqüentemente cimentados por carbonato, formados em provável período de exposição e desenvolvimento de calcrete, anterior ao soterramento definitivo por depósitos de dunas eólicas.

Nos cortes da eclusa da usina hidrelétrica Porto Primavera foram ainda observadas dobras convolutas de dimensões métricas entre porções não deformadas da rocha (litofácies *Sde*). Estas zonas perturbadas tiveram origem atribuída a atividades sísmicas ocorridas durante a sedimentação (Coimbra *et al.* 1992).

Os arenitos Rio Paraná correspondem a depósitos de complexos de dunas amalgamadas (*draas*), acumulados na região central de *sand sea*, onde teriam se desenvolvido construções eólicas de grande porte. As feições sedimentares dominantes indicam dunas do tipo barcanóide. Em cortes perpendiculares à direção do paleovento, exibem formas acanaladas (padrão festonado). Nos cortes paralelos, apresentam-se como estratos tabulares com laminação cruzada tangencial na base. A estratificação cruzada de maior porte ocorre principalmente na região do Pontal do Paranapanema e extremo noroeste do Paraná, provável área central do antigo *Deserto Caluá*.

4.4.2. Associação faciológica Goio Erê (*goe*)

4.4.2.1. Área de ocorrência e espessuras

A associação Goio Erê ocorre apenas no extremo sudeste da bacia, no Estado do Paraná (Fig. 4.1). Apresenta as maiores espessuras (preservadas) em torno de 50 metros, estimadas a partir de cotas de exposições, em superfície.

4.4.2.2. Geometria básica

A associação Goio Erê exibe arranjo típico em camadas tabulares de espessura média decimétrica, internamente maciças ou com estratificação cruzada de médio a

pequeno porte (Foto 4.8). Constitui-se de arenitos com freqüente cimentação e nodulação carbonática.

4.4.2.3. *Características litológicas*

A unidade é constituída por arenitos quartzosos, de cores marrom-avermelhado a cinza-arroxeadado, de granulação fina a muito fina (ocasionalmente média), freqüentemente subarcoseanos. Os arenitos são mineralogicamente maduros e texturalmente submaturos. Parte da fração argilosa subordinada provém de processos de neoformação e/ou infiltração. Não corresponde portanto à quantidade original de material pelítico depositado como matriz. Em geral, os grãos têm superfície fosca encoberta por película de óxido de ferro, com freqüente revestimento de poros por argila autigênica (esmectita), que devido à alteração intempérica tende a ser substituída por caulinita.

Nesta unidade a cimentação carbonática é freqüente (fotos 4.8, 4.9 e 4.10), localmente formando nódulos de diâmetro centimétrico e crostas duras (1,5 cm de espessura, com vários metros de extensão lateral). As crostas ocorrem tanto acompanhando a estratificação cruzada, como em posição subhorizontal (paralela aos limites entre camadas), às vezes cruzando a estratificação acanalada (Foto 4.8).

Na base da unidade são comuns intercalações de estratos subhorizontais de espessura decimétrica (até um metro) de arenitos lamínicos maciços com fragmentos de basalto (pseudobrechas), às vezes em contato direto com a Fm. Serra Geral. Ocorrem especialmente na região dos vales dos rios Ligeiro e Goio Erê, assim como dos ribeirões Tamboara e Anhumáí, área situada a oeste/noroeste de Campo Mourão (Riccomini *et al.* 1981). Estas pseudobrechas formam litofácies sustentadas por matriz areno-lamínica, com clastos subangulosos centimétricos de basalto e ágata, e nódulos de argila e carbonato.

4.4.2.4. *Seções de referência*

Fernandes & Coimbra (1994) definiram como seção-tipo da unidade (holoestratótipo) o corte do km 58,7 da rodovia BR 272 (Fig. 4.4). Seção complementar (paraestratótipo) da unidade foi definido na mesma rodovia (km 59,5), onde se observam depósitos de aspecto maciço, com estratificação plano-paralela mal desenvolvida, rico em nódulos carbonáticos. Outras boas exposições da unidade podem ser encontradas à margem da rodovia BR 272, cujo conjunto foi designado como hipoeestratótipo da unidade Goio Erê.

Associação de fácies Goio Erê

Fernandes (1998)

Figura 4.4: Seção de referência da unidade Goio Erê. Corte da rodovia Campo Mourão-Goio Erê (BR 272), km 58,7; Estado do Paraná. Convenções: 1. arenito maciço ou com estratificação subhorizontal mal definida, às vezes com cimentação carbonática; 2. arenito com estratificação cruzada; 3. cimento e nódulos carbonáticos.

4.4.2.5. *Conteúdo fossilífero*

Na área de exposição da associação Goio Erê foram descritos apenas icnofósseis (Leonardi 1977, 1989).

4.4.2.6. *Paleocorrentes*

Levantamento sistemático realizado indicou fluxos eólicos para SW (Fernandes 1992; ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.2.7. *Relações de contato*

A associação Goio Erê tem contato transicional com a unidade Rio Paraná e contatos erosivos (não conformidade) com basaltos da Fm. Serra Geral (Inferior). Em geral, ocorre sob cobertura elúvio-coluvial ou depósitos aluviais arenosos, quaternários.

4.4.2.8. *Ambiente deposicional*

A associação Goio Erê é composta essencialmente por unidades tabulares com estratificação cruzada (elemento df) alternadas com estratos tabulares de aspecto maciço (elemento di), caracterizados no Quadro 4.3. Nas unidades df a feição mais comum é laminação por queda de grãos. Na parte inferior dos depósitos de *foresets* de dunas, podem ocorrer estruturas de fluxos de grãos. Nas unidades di são encontradas laminação e ondulações de adesão (descontínuas e mal definidas), laminação cruzada de ondulações eólicas e pequenas dobras convolutas.

Tal associação corresponde a depósitos de áreas periféricas de *sand sea*, onde não houve condições de acumulação e/ou preservação de grandes construções eólicas, além de estarem mais sujeitas às oscilações do nível freático raso. Os estratos arenosos subhorizontais com estratificações cruzadas acanaladas (elemento df) correspondem a depósitos de dunas de cristas sinuosas, de porte moderado a pequeno. A posição marginal destes depósitos implicaria a formação de dunas transversais, devido à maior disponibilidade de sedimentos. Todavia, aparentemente houve maior umidade nestas zonas marginais, o que deve ter causado retenção de parte do material em áreas mais baixas, assim como determinado a formação de dunas barcanóides de dimensões moderadas. As intercalações de estratos arenosos texturalmente imaturos, de aspecto maciço ou pobremente laminados (elemento di), formaram-se em áreas de baixo relevo, provavelmente em interdunas úmidas ou aquosas. Neste contexto, desenvolveram-se dunas eólicas de porte moderado, alternadas com estratos subhorizontais vinculados a elevações temporárias do nível freático.

Quadro 4.3: Elementos arquitetônicos componentes da associação Goio Erê.

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação
unidades com estratificação cruzada	df	Spe, Ste	arenito mF-F marrom-avermelhado	unidades tabulares de geometria interna cuneiforme, de limites não-erosivos; espessura métrica	estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de médio a pequeno porte (padrão festonado)	foresets de pequenas dunas	MB 16
estratos tabulares maciços	di	Fme, See, Sre, P	lamito arenoso (mF) marrom	tabular, de limites não-erosivos; espessura decimétrica	maciça; ondulação de adesão mal definida; calcretes	acumulações em interdunas úmidas	MB 16
pseudobrecha basal	BB	Gmme	arenito imaturo com clastos de basalto, marrom-escuro	tabular espessura submétrica	maciça	produtos de intemperismo físico do substrato, encobertas por sedimentação eólica posterior	Jl 40, PN 79

(Fernandes 1998)

4.4.3. Associação faciológica Santo Anastácio (*sta*)

4.4.3.1. Área de ocorrência e espessuras

Esta unidade é encontrada na parte oeste da área de estudo, principalmente nas calhas dos baixos vales dos afluentes do rio Paraná (em São Paulo) e, de modo restrito, nos estados do Paraná e de Minas Gerais. Tem as maiores espessuras entre 80 e 100 metros nos vales dos rios Santo Anastácio e Piraporinha (no Pontal do Paranapanema) e até 70 metros no Paraná (IPT 1981b). Boas exposições da unidade podem ser encontradas em cortes de rodovias no vale do rio Santo Anastácio.

4.4.3.2. Geometria básica

Estratos arenosos tabulares de aspecto maciço característico (Foto 4.11), com espessura em geral decimétrica (até 1 m), e raras intercalações de estratos de lamitos e argilitos.

4.4.3.3. Características litológicas

A associação faciológica Santo Anastácio é constituída por arenitos quartzosos quase sempre maciços, finos a muito finos, com a fração silte em quantidades menores. A presença de feldspato em quantia secundária lhes dá, por vezes, caráter subarcoseano. Os arenitos são pobremente selecionados (Foto 4.12), com pequena quantidade de matriz silto-argilosa. Os grãos são subangulosos a subarredondados, foscos, encobertos por uma película de óxido de ferro, que é responsável pela cor marrom-arroxeadado claro dos arenitos. No estado de São Paulo, ao sul do rio Tietê os arenitos são predominantemente médios a finos, pobres em matriz argilosa e localmente carbonáticos. A norte, onde a unidade sobrepõe-se aos basaltos, prevalecem arenitos finos a muito finos, com maior frequência de cimentação e nódulos carbonáticos (Almeida *et al.* 1980).

4.4.3.4. Seção de referência

Corte da rodovia BR 158, entre Presidente Venceslau e Marabá Paulista, situado a oeste de Presidente Prudente, SP (Fig. 4.5). Suas passagens para as formações Rio Paraná (inferior) e Vale do Rio do Peixe (superior) foram observadas em seção complementar, de alguns quilômetros de extensão, no Canal de Pereira Barreto (local AN 160).

Associação de fácies Santo Anastácio

Fernandes (1998)

Figura 4.3: Transição entre as unidades Rio Paraná, Santo Anastácio e Vale do Rio do Peixe, verificada em cortes do canal hidroviário de Pereira Barreto (SP), local AN 160. Seção colunar obtida da descrição de testemunho da sondagem EH3 (obras de construção do canal).

4.4.3.5. *Conteúdo fossilífero*

São freqüentes, nesta unidade, estruturas tubulares vazias ou preenchidas, associadas a cimento e nódulos carbonáticos, interpretadas como prováveis rizolitos (Fernandes 1992).

O único registro de fósseis de animais atribuídos à associação Santo Anastácio foi encontrado no canal de Pereira Barreto, em São Paulo (Fittipaldi *et al.* 1989). Trata-se de alguns fragmentos de ossos de tetrápode, que ocorrem próximos do contato com a associação Vale do Rio do Peixe (superior), onde são menos incomuns os depósitos de enxurradas de deserto (*wadis*). Por esta razão, reinterpreta-se aqui a posição estratigráfica dos fósseis, considerando-os pertencentes à unidade Vale do Rio do Peixe.

4.4.3.6. *Paleocorrentes*

Não foram obtidas atitudes de estruturas sedimentares indicativas de fluxo, posto que a unidade é formada de estratos psamíticos tabulares em geral maciços ou com estratificação subhorizontal (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.3.7. *Relações de contato*

A unidade tem contatos transicionais - em geral interdigitados - com as associações Rio Paraná e Vale do Rio do Peixe. Nas raras vezes em que são bruscos, constituem diastemas, como observado no local DR 57. Em regiões onde a associação Santo Anastácio repousa diretamente sobre basaltos da Fm. Serra Geral, pode-se encontrar delgados estratos basais com fragmentos de basalto imersos em arenito imaturo (pseudobrechas), semelhantes aos da base das unidades Rio Paraná e Goio Erê. A área de ocorrência da associação Santo Anastácio contorna a da associação Rio Paraná, para a qual passa de modo gradual, adelgaçando-se rumo aos domínios desta unidade. Geralmente, sobre a associação Santo Anastácio ocorrem depósitos elúvio-coluviais e aluviais arenosos, quaternários, de até mais de uma dezena de metros de espessura.

4.4.3.8. *Ambiente deposicional*

A associação Santo Anastácio é composta essencialmente por estratos tabulares de aspecto maciço (elemento SS). São constituídos por arenitos em geral maciços (litofácies *Sme*), às vezes com estratificação mal definida, plano-paralela ou cruzada de baixa inclinação (litofácies *She*), sintetizados no Quadro 4.4. Correspondem a depósitos de lençóis de areia, acumulados em extensas e monótonas planícies desérticas localizadas ao redor dos grandes complexos de dunas do *sand sea* Caiuá. Nos arenitos

Quadro 4.4: Elementos arquitetônicos componentes da associação faciológica Santo Anastácio.

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação
estratos arenosos tabulares maciços	SS	Sme, She, P	arenito muito fino-fino, marrom-avermelhado claro	unidades tabulares, de espessura submétrica, limitadas por superfícies horizontais não erosivas	maciça (dominante) a estratificada de baixa inclinação	lençóis de areia	DR 57, DR 59, VT 116, AN 160,
estratos lamíticos subordinados (raros)	ML	Fme	lamito marrom	lenticular espessura decimétrica	maciça	acumulações em lagoas efêmeras	PE 17
intercalações com estratificação cruzada (raras)	WD	Spe/Ste	arenito fino marrom-avermelhado claro	lenticular espessura decimétrica	estratificação cruzada de peq. a médio porte	depósitos de enxurradas (<i>wadis</i>)	PE 17
pseudobrecha basal	BB	Gmme	arenito imaturo, conglomerático, marrom-escuro	tabular espessura submétrica	maciça	produtos de intemperismo físico do substrato, encobertas por sedimentação eólica posterior	

(Fernandes 1998)

Santo Anastácio são comuns concreções tubulares de forma irregular, em geral verticais, com poucos milímetros de diâmetro e até 10-15 centímetros de comprimento, e orifícios associados à dissolução de nódulos carbonáticos (Almeida *et al.* 1980). Em alguns locais observam-se cimentação e crostas carbonáticas de poucos centímetros de espessura. No noroeste da área (local VT 116) observou-se estratos tabulares de calcrete pedogenético (litofácies *P*). Crostas desta natureza podem eventualmente atingir espessuras de até um metro, como encontrado no canal hidroviário de Pereira Barreto (local AN 160), onde formam calcretes tipo *hardpan* e *honeycomb* (Netterberg 1967).

A associação Santo Anastácio pode incluir ainda ocorrências restritas de estratos de siltitos argilosos (Soares *et al.* 1980), entre camadas de arenitos maciços ou com estratificação cruzada de pequeno porte (Fernandes 1992), descritos em São Paulo. Tais lamitos intercalados com arenitos, maciços ou com estratificação cruzada, constituem prováveis depósitos de lagoas efêmeras, raramente encontrados na associação.

4.4.4. Associação faciológica Vale do Rio do Peixe (vpx)

4.4.4.1. Área de ocorrência e espessuras

Esta é a associação de maior área exposta na parte leste da Bacia Bauru, constituindo o substrato atual de grande parte da região oeste de São Paulo, assim como do Triângulo Mineiro. Forma extensa unidade basal da seqüência, que ocorre desde a borda leste da bacia até as imediações dos limites ocidentais da área de estudo (vales dos rios Paraná e Paranaíba). Boas exposições da associação podem ser encontradas em toda essa área, destacando-se aquelas do vale do rio do Peixe, das imediações de Mirante do Paranapanema (extremo-oeste), de Monte Aprazível (centro), de Guaraçai (noroeste), Olímpia (nordeste), Bariri (leste) e de Campina Verde (norte; Fig. 4.1). A unidade tem espessura (preservada) da ordem de 100 metros, bastante regular, verificada em perfurações de poços para águas subterrâneas. Excepcionalmente, apresentou os valores de 154 m (Potirendaba, SP) e de 170 m (Rancharia, SP).

4.4.4.2. Geometria básica

A associação Vale do Rio do Peixe tem geometria tabular típica, sendo composta por estratos de espessura submétrica, de arenitos maciços ou estratificados, freqüentemente intercalados com lamitos arenosos de aspecto maciço (fotos 4.13 a 4.17). São separados por descontinuidades não ou pouco erosivas.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 2)
--

- Foto 4.8: Aspecto geral da associação Goio Erê: estratos tabulares formados pela alternância dos elementos df (dunas) e di (interdunas úmidas). Na unidade são comuns crostas e cimentação carbonática, como as que formam ressaltos no corte. Notar que as crostas às vezes interceptam a estratificação acanalada em posição paralela aos estratos maciços. Associação Goio Erê, corte da rodovia que liga Campo Mourão a Goio Erê (BR 272), local MB 16.
- Foto 4.9: Depósitos de interduna úmida, com cimento e nódulos carbonáticas. Elemento arquitetônico di, litofácies Sme. Associação Goio Erê, corte de rodovia da região de Goio Erê (PR), local MB 15.
- Foto 4.10: Grãos arredondados a subangulosos, com espaços intergranulares preenchidos por esmectita e calcita. Micrografia de MEV (elétrons secundários) de amostra da unidade Goio Erê, coletada em corte de rodovia das imediações de Goio Erê (PR), local MB 15.
- Foto 4.11: Estratos tabulares maciços, com incipiente estratificação plano-paralela no topo. Aspecto geral da unidade Santo Anastácio, local PE 17, região de Presidente Epitácio, SP.
- Foto 4.12: Imaturidade textural e mineralógica, característicos da unidade Santo Anastácio. Seção delgada de amostra de corte da rodovia PR 317, imediações de Nossa Sra. das Garças (PR), local CL 122. Polarizadores descruzados.
- Foto 4.13: Arenitos com estratificação subhorizontal grosseira (base) e siltitos (loessitos; topo). Associação Vale do Rio do Peixe, corte de rodovia no vale do rio homônimo, a SSW de Oswaldo Cruz (SP), local AT 178. Escala: 1 metro.
- Foto 4.14: Estratos tabulares com estratificação plano-paralela grosseira - lençóis de areia com ondulações eólicas mal definidas -, alternados com siltitos maciços (depósitos de loesse). Unidade Vale do Rio do Peixe, a NE de Bauru (SP), local BU 227.

4.4.4.3. Características litológicas

A unidade é constituída por arenitos muito finos a finos de cores marrom-claro, rosado a alaranjado, de seleção moderada a boa (predominante), com intercalações de siltitos de cores creme a marrom. Os estratos siltosos são mais freqüentes na parte ocidental e norte da área de ocorrência desta associação de fácies. Os arenitos formam estratos tabulares de aspecto maciço, com zonas de estratificação/laminação plano-paralela grosseira, e estratos, também tabulares, com estratificação cruzada tabular e acanalada em geral de médio a pequeno porte, com limites em bisel (fotos 4.18 e 4.19). A estratificação plano-paralela é formada por superfícies onduladas de amplitude entre 1 e 2 cm, comprimento de onda centimétrico, às vezes exibindo laminação interna de migração de ondulações (locais PP 203, 207 e 217; DR 208; AT 221, 275; SJ 292 e 293; VT296; fotos 4.20 e 4.22). Constituem estruturas de transporte por tração (*climbings* eólicos trasladantes) e de adesão. Outra feição encontrada nos arenitos é laminação plano-paralela subhorizontal formada por planos bem definidos, com lineação de partição (locais DR 215, SJ 294, VT 296 e 313; Foto 4.21). Os fragmentos lamelares centimétricos de lamito argiloso podem estar associados à base da estratificação cruzada (fotos 4.23, 4.26 e 4.27), embora pouco freqüentes. Os estratos lamíticos são em geral arenosos, maciços ou pobremente estratificados. Fendas de ressecção podem ser eventualmente encontradas no topo dos estratos lamíticos (p. ex. locais BU 227, VT 326 e AT 332). Algumas vezes foram identificados pequenos corpos lenticulares, isolados entre unidades de origem eólica, com estruturas e feições de fluxos aquosos efêmeros (enxurradas). Caracterizam-se como lentes de preenchimento de escavações rasas, formadas por arenito conglomerático imaturo, com estratificação cruzada de pequeno porte e intraclastos centimétricos argilosos ou carbonáticos, pouco transportados (locais AT 255 e 278; VT 296 e DR 345; fotos 4.24 e 4.25) ou lentes de lamitos arenosos (p. ex. local AQ 235). Quando sobrepostos a lamitos, a base dos estratos arenosos pode exibir ondulações correspondentes a contramoldes de deformação de estratos lamíticos, por sobrecarga (p. ex. local AN 344).

Apesar das litofácies arenosas serem dominantes em toda a área de exposição, verificou-se maior freqüência de intercalações lamíticas na zona ocidental da área de estudos. Na parte sudoeste da área, onde a associação Vale do Rio do Peixe passa para as associações de ambiente desértico interior (Santo Anastácio, Goio Erê e Rio Paraná), dominam estratos arenosos com maior freqüência de intercalações de unidades com estratificação cruzada.

Em alguns locais, os estratos arenosos podem apresentar-se muito cimentados por carbonato de cálcio, o que às vezes mascara estruturas como estratificação por

migração de ondulações (p. ex. local DR 341). Eventualmente, na parte superior de estratos ocorrem feições cilíndricas de diâmetro milimétrico e comprimento centimétrico, em geral verticais. Provavelmente tratam-se de preenchimento de perfurações de pequenos organismos e/ou de raízes (p. ex. locais DR 216, AQ 234, VT 313).

Na borda leste da área, por exemplo na região de Matão (locais AQ 2 e AQ 244), a associação Vale do Rio do Peixe apresenta maior imaturidade textural e granulação relativamente mais grossa (arenitos finos a médios), embora mantenha suas características básicas (geometria e estruturas sedimentares). Estas pequenas variações provavelmente refletem sua posição marginal na bacia.

4.4.4.4. *Seções de referência*

Indica-se como seção de referência da associação o corte do km 87 da rodovia SP 457 (local MA 177), situado a sudoeste de Tupã, no vale do rio do Peixe. Devido à grande extensão da unidade, são sugeridas como seções complementares as exposições dos locais DR 209 e PP 202 (Mirante do Paranapanema, SP; Foto 4.17), VT 296 (Monte Aprazível, SP), AN 344 (Andradina, SP; Foto 4.16), CL 135 (Santo Inácio, PR; Foto 4.15), SJ 293 (Olimpia, SP), PT 143 (Campina Verde, MG; Foto 4.18), e BU 227 (Bariri, SP; Foto 4.14).

4.4.4.5. *Conteúdo fossilífero*

Na associação de fácies Vale do Rio do Peixe são encontrados restos de praticamente toda a fauna que habitou a Bacia Bauru, sobretudo na parte superior da unidade. As principais características das ocorrências, que a diferencia das demais unidades fossilíferas, é o modo de sepultamento, assim como o estado de preservação das partes duras de répteis. Em geral, são encontrados fragmentos de ossos e carcaças, peças desarticuladas - muitas vezes de difícil identificação taxonômica -, transportados e soterrados em depósitos de enxurradas ou eólicos. Moluscos e artrópodes podem ser encontrados em melhor estado de preservação, embora muitas vezes ocorram em situações semelhantes às dos fragmentos de ossos, soterrados após algum transporte. Nos trabalhos de campo foram identificados ainda prováveis tubos de pequenos animais e moldes de raízes em vários locais (vide Capítulo 7). A unidade apresenta algumas ocorrências de oogônios de algas caráceas, como os descritos por Petri (1955).

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 3)
--

- Foto 4.15: Depósitos eólicos (dunas baixas e lençóis de areia), com intercalações secundárias de lamitos siltosos (loesse retido em lagoas efêmeras associadas a *wadis*). Associação Vale do Rio do Peixe, região de Santo Inácio (PR), local CL 135. Afloramento fossilífero.
- Foto 4.16: Estratos de lamitos siltosos maciços (loessitos) entre depósitos de arenitos maciços (lençóis de areia) e de estratificação cruzada (dunas). Notar: geometria tabular típica, sem contatos erosivos. Unidade Vale do Rio do Peixe, corte da região de Andradina (SP), local DR 344. Escala: 1 metro.
- Foto 4.17: Depósitos de arenitos eólicos maciços e com estratificação cruzada, com intercalações de estratos tabulares de lamitos siltosos maciços (loessitos). Associação Vale do Rio do Peixe, região de Mirante do Paranapanema (SP), local PP 202.
- Foto 4.18: Arenitos eólicos com estratificação cruzada de médio porte, baixa inclinação (litofácies *Sfe*). Unidade Vale do Rio do Peixe, região de Campina Verde (MG), local PT 143.
- Foto 4.19: Estratificação cruzada de médio porte, tabular tangencial na base (litofácies *Spe*), com limite superior horizontal, provavelmente determinado por nível freático raso. Depósitos de dunas eólicas da unidade Vale do Rio do Peixe, imediatamente abaixo do contato (recorrente) com a associação Araçatuba. Corte de rodovia, próximo de Valparaíso (SP), local AT 330. Escala: 1 metro.
- Foto 4.20: Ondulações eólicas associadas à "estratificação plano-paralela grosseira" típica dos estratos tabulares arenosos (litofácies *Sre*) de lençóis de areia. Associação Vale do Rio do Peixe, no vale do rio Aguapeí, imediações de Santópolis do Aguapeí (SP), local AT 275.
- Foto 4.21: Laminação plano-paralela associada à lineação de partição (direção N40E), em depósitos de lençóis de areia (litofácies *She*). Unidade Vale do Rio do Peixe, no vale do rio do Peixe, a NW de Martinópolis (SP), local DR 215.

4.4.4.6. *Paleocorrentes*

A análise de atitudes de estratificação cruzada indicou fluxos (eólicos) com rumos para sudoeste, muito constantes em toda a área de ocorrência da unidade (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.4.7. *Relações de contato*

A associação faciológica Vale do Rio do Peixe é a mais extensa unidade aflorante da seqüência neocretácea, estando presente em praticamente todos os vales e borda da porção leste da Bacia Bauru. Repousa diretamente sobre o embasamento, representado por basaltos da Fm. Serra Geral (Gr. São Bento). Passa gradualmente, a oeste e sudoeste, para a unidade Santo Anastácio, sobre a qual transgrediu no decorrer do tempo. Nos médios vales dos rios Tietê, Aguapeí e São José dos Dourados contorna - por ser em parte contemporânea - a associação Araçatuba, recobrimdo-a nos seus limites. Este contato geralmente é gradual, devido à coetaneidade inicial e ao posterior recobrimento da unidade Araçatuba pela Vale do Rio do Peixe. Na zona de transição, os arenitos têm em geral aspecto maciço ou estratificação subhorizontal, menor seleção relativa, cores entre marrom e cinza-esverdeado (p. ex. locais AT 273; VT 297, 304, 315 e 324). A passagem às vezes é brusca, em intervalo de poucos metros de espessura onde se verifica recorrência entre as unidades, devido a oscilações dos limites do pantanal, até a total sobreposição pela associação Vale do Rio do Peixe (p. ex. locais AT 92, 224, 266 e 330; fotos 4.28 e 4.29; Fig. 4.6). Estes contatos são subhorizontais, não erosivos, indicando progressivo assoreamento do pantanal Araçatuba, por desertificação e redução das condições paludais (p. ex. locais AQ 263 e 264). No Triângulo Mineiro a AF Vale do Rio do Peixe ocorre apenas a oeste de uma linha imaginária, que passa aproximadamente pelas cidades de Uberaba e Itumbiara. Eventualmente, este foi o limite da bacia ao tempo da deposição da unidade, associado à atividades da Sutura de Itumbiara (Hasui & Haralyi 1991). Para o topo, a associação Vale do Rio do Peixe passa de modo gradual para a AF Echaporã (p. ex. locais AQ 286 e 288) e tem contato marcado por diastemas com as associações Presidente Prudente e São José do Rio Preto (local DR 335). Sobre a unidade geralmente ocorre cobertura eluvio-coluvial ou aluvial arenosa quaternária. A transição para unidades de origem eólica do Gr. Caiuá, rumo ao setor sudoeste e oeste da bacia, dá-se modo gradual. No mesmo sentido, ocorre aumento da frequência e do porte das intercalações com estratificação cruzada de origem eólica. Os locais PP 180 e 181, por exemplo, exibem características destas zonas de transição.

Figura 4.6: Contato recorrente entre as associações Araçatuba e Vale do Rio do Peixe. Observa-se notável registro do soterramento de depósitos paludais da primeira unidade, por arenitos acumulados em dunas eólicas. Corte da rodovia SP 425, km 329, situado nas imediações de Clementina (SP), local AT 224.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 4)
--

- Foto 4.22: Ondulações eólicas associadas à "estratificação plano-paralela grosseira". Unidade Vale do Rio do Peixe, Alfredo Marcondes (SP), local DR 208.
- Foto 4.23: Intraclastos carbonáticos e lamíticos (tabletes) na parte basal de depósito de duna eólica (estratificação cruzada de médio porte, litofácies *Spe*). Associação Vale do Rio do Peixe, região de Mirandópolis (SP), local DR 345. Escala em centímetros.
- Foto 4.24: Intraclastos pelíticos associados a arenitos conglomeráticos (litofácies *See*), acumulados por fluxos esporádicos (enxurradas), intercalados em depósitos de dunas eólicas. Unidade Vale do Rio do Peixe, Monte Aprazível (SP), local VT 296. Escala em centímetros.
- Foto 4.25: Depósitos de arenitos conglomeráticos imaturos, acumulados por enxurradas (*wad/s*), entre depósitos de areias de dunas eólicas. Unidade Vale do Rio do Peixe, a NW de Santópolis do Aguapeí (SP), local AT 278.
- Foto 4.26: Pseudomatriz (base da foto) e intraclasto de provável origem edáfica (canto superior esquerdo), em arenito de seleção moderada a má. Seção delgada de amostra da associação Vale do Rio do Peixe, coletada a oeste de Olímpia (SP), local 121. Polarizadores descruzados.
- Foto 4.27: Aracabouço formado por intraclastos lamíticos e edáficos, com interpenetração originada por compactação (mecânica) diagenética. Seção delgada de amostra da associação Vale do Rio do Peixe, de NW de Monte Aprazível (SP), local VT 112. Polarizadores cruzados.
- Foto 4.28: Estruturas de escape de fluidos. Afloramento situado na zona de transição entre a unidade Vale do Rio do Peixe e os depósitos paludais da associação Araçatuba, Itajobi (SP), local AQ 241.
- Foto 4.29: Contato entre as unidades Araçatuba (base) e Rio do Peixe (topo), correspondente ao assoreamento do pantanal Araçatuba por dunas eólicas. Corte de rodovia da região entre Araçatuba e Tupã, imediações de Clementina (SP), local AT 224.

4.4.4.8. Ambiente deposicional

A associação de fácies e elementos arquitetônicos identificados (Quadro 4.5) indicam que a AF Vale do Rio do Peixe corresponde a depósitos essencialmente eólicos acumulados em extensas áreas planas, formando lençóis de areia com campos de dunas baixas, alternados com depósitos de loesse⁹. Provavelmente, estes últimos foram fixados em corpos aquosos rasos e efêmeros, formados nas zonas mais baixas, em períodos de elevação do nível freático. No local PP 204 observa-se claramente o contato entre depósitos de lençóis de areia, em cujo topo ocorrem seções transversais de pequenas dunas barcanas isoladas, e loessitos sobrepostos. Neste local, a estratificação cruzada é seccionada por superfície horizontal plana (determinada pelo antigo nível freático), acima da qual se acumularam depósitos de loesse. A transição para as unidades eólicas do interior da bacia caracteriza-se por aumento de depósitos de dunas de médio porte, indicando mudança gradual de ambiente, para condições desérticas plenas.

Corpos lenticulares de arenitos imaturos e lamitos, limitados na base por superfícies de erosão, embora não constituam litofácies dominantes, ocorrem eventualmente intercalados entre as litofácies de origem eólica (p. ex. local DR 205). Correspondem a partes distais de *wadis*, enxurradas formadas em chuvas torrenciais esporádicas. Registram-se, ainda neste contexto, feições de argilito com gretas encoberto por arenito (local DR 211), provavelmente formadas em corpos aquosos efêmeros residuais, posteriormente assoreados por areias trazidas pelo vento.

Fernandes *et al.* (1992) descreveram uma litofácies de ocorrência restrita no norte do Paraná, constituída por conglomerados e arenitos conglomeráticos imaturos, ricos em ventifactos. Denominada Mairá, tal litofácies foi interpretada como depósitos marginais de deflação, pertencentes à unidade Santo Anastácio. Por se tratar de acumulações rudáceas associadas com estratificação cruzada grosseira, propõe-se aqui rever a interpretação original, e considerar aquelas ocorrências como depósitos de enxurradas, que remobilizaram clastos anteriormente expostos à abrasão eólica (depósitos de deflação). Neste contexto, os arenitos conglomeráticos Mairá se enquadram melhor na associação Vale do Rio do Peixe, mais marginal e, portanto, mais sujeita ao assédio de fluxos aquosos efêmeros que a Santo Anastácio.

Algumas vezes, no topo dos estratos observam-se feições tubulares verticais, de diâmetro milimétrico, em intervalos horizontais de cerca de 10 cm de espessura.

⁹ Rego (1935) afirmou: *Os folhelhos (da "formação de" Bauru) são mais ou menos ondulados, fenômeno que deve ser atribuído à ação do vento.*

Quadro 4.5: Elementos arquitetônicos da associação faciológica Vale do Rio do Peixe (vpx).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação	Observações complementares
arenitos de aspecto maciço, c/ estratificação ondulada	SS	Sme, Sre, She, Sle	arenito mF-F marrom-claro, alaranjado a rosado	estratos tabulares, de limites não-erosivos; espessura decimétrica	maciça, ondulações de adesão, <i>climbings</i> eólicos trasladantes, estratificação/laminação plano-paralela, de baixa inclinação a horizontal, lineação de partição	lençóis de areia	PP 203, DR 209, AT 221, DR 215, DR 217, BU 227, AQ 237, AT 275, AT 278	algumas vezes com feições de bioturbação no topo (DR 205)
arenitos com estratificação cruzada	SD	Ste, Sle	arenito mF, marrom-claro	tabular espessura decimétrica; <i>sets</i> com limites em bisel	estratificação cruzada acanalada a tabular, de pequeno a médio porte, inclinação baixa a média	dunas eólicas de pequeno a médio porte, agrupadas ou isoladas	PP 82, SJ 105, VT 111, PT 143, PP 184, PP 202, PP 204, AT 278	às vezes com intraclastos de argilito na base da estratificação
lamitos maciços, raras vezes estratificados	LO	Fle	siltito arenoso (mF) marrom	tabular, de limites não-erosivos; espessura decimétrica	maciça, raras vezes com laminação plano-paralela	depósitos de loesse	MA 171, MA 176, PP 184, PP 203, PP 204, DR 209, DR 216, BU 227, MA 171, AN 344	
lentes de lamitos e arenitos imaturos	LW	Fme, Sme, Ste	lamito argiloso, (marrom-escuro) e arenito imaturo	lenticular espessura centimétrica a decimétrica	maciça, gretas de ressecção, em lamitos; estratificação cruzada de pequeno porte nos arenitos intercalados	depósitos de <i>wadis</i> e lagoas efêmeras residuais associadas	DR 205, DR 211, DR 217, AT 255, AT 278, VT 296, DR 345	
conglomerados restritos	DD	Gpe	conglomerados e arenitos conglomeráticos	lenticular, espessura submétrica	maciça e estratificação cruzada mal definida	depósitos marginais de deflação	IP 148	Litofácies Mairá (PR)

(Fernandes 1998)

Constituem estruturas indicativas de desenvolvimento de incipiente atividade orgânica (bioturbação).

4.4.5. Associação faciológica Araçatuba (*arg*)

4.4.5.1. Área de ocorrência e espessuras

Esta associação ocorre principalmente na região de Araçatuba (São Paulo), nos vales dos rios Tietê e Aguapeí ou Feio e seus afluentes (Fig. 4.1). Apresenta espessura máxima da ordem de 70 metros (Brandt Neto 1977, Zaine *et al.* 1980). Boas exposições da unidade são encontradas em cortes da rodovia Marechal Rondon (SP 300), nesta região.

4.4.5.2. Geometria básica

A unidade é caracterizada por sucessão de estratos tabulares essencialmente pelíticos, de aspecto maciço e espessura centimétrica a decimétrica (até 1 m; fotos 4.30 a 4.32). Nas áreas limítrofes de ocorrência, os estratos arenosos podem apresentar perfil sigmoidal (Foto 4.33).

4.4.5.3. Características litológicas

A associação Araçatuba é formada por siltitos e arenitos muito finos, de cor cinza-esverdeado típica. Com frequência apresenta cimento carbonático, que também pode ocorrer como crostas tabulares horizontais, paralelas à estratificação. Embora em geral maciços, os estratos podem apresentar estratificação plano-paralela no topo de camadas. Os espaços intergranulares podem estar ainda revestidos por corrensita (Foto 4.37). Moldes e pseudomorfos de cristais fibrorradiados (gipsita), assim como prováveis pseudomorfos de dolomita foram verificados, os primeiros com maior frequência (fotos 4.34 a 4.36). Gretas de ressecção e marcas de raízes são relativamente comuns na unidade.

4.4.5.4. Seção de referência

A designação Araçatuba foi mencionada na literatura como *litofácies* (p. ex. Suguio *et al.* 1977), englobando partes das associações Santo Anastácio e Vale do Rio do Peixe (conforme aqui diferenciadas), ou como *formação* (p. ex. Suguio 1981). Sua primeira seção-tipo foi informalmente proposta, como *membro da Formação Adamantina*, por Barcelos (1984). O autor indicou um corte da rodovia BR 153, localizado próximo à margem direita do rio Tietê. Este local, todavia, apresenta-se atualmente em péssimas condições de observação. Por estas razões optou-se por

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 5)
--

- Foto 4.30: Geometria típica da unidade Araçatuba (estratos tabulares). Vale do rio Aguapeí (SP), local AT 220. Escala: 1 metro.
- Foto 4.31: Detalhe do aspecto comum da Formação Araçatuba: estratificação plano-paralela em depósitos de arenitos muito finos a siltitos, de característica cor cinza-esverdeado. Vale do rio Aguapeí (SP), local AT 220.
- Foto 4.32: Arenitos finos e siltitos em camadas tabulares, com estratificação plano-paralela. Unidade Araçatuba, imediações da cidade de Araçatuba (SP), local AT 92. Escala: 1 metro.
- Foto 4.33: Seção exibindo geometria sigmoidal, comum em corpos arenosos de borda da área de ocorrência da unidade Araçatuba. Corte de rodovia situado a sul de Novo Horizonte (SP), no vale do rio Tietê, 1 km a WSW do local AT 246.
- Foto 4.34: Moldes de gipsita. Associação Araçatuba, amostra proveniente da região de Guararapes (SP). Acervo DPE/IGUSP, doação de Zeno Hellmeister Jr.
- Foto 4.35: Moldes de gipsita, encontrados a poucos centímetros acima de nível com moldes de raízes. Unidade Araçatuba, SE de Novo Horizonte (SP), local AQ 239.
- Foto 4.36: Dolomita ou seu pseudomorfo (calcita), poiquilotópica. Seção delgada de crosta carbonática, amostra proveniente de corte da associação Araçatuba, imediações da cidade homônima, local AT 92. Polarizadores cruzados.
- Foto 4.37: Corrensita em espaços intergranulares. Imagem de MEV (de elétrons secundários) de amostra da unidade Araçatuba procedente do vale do rio Aguapeí, a norte de Iacrí (SP), local AT 220.

designar como seção de referência para a unidade o local AT 92 (Foto 4.32), localizado próximo à cidade que forneceu o nome à unidade. Como seções complementares, indicam-se os locais AT 220 (no vale do rio Aguapeí; Foto 4.30) e o corte do km 224 da rodovia SP 333 (próximo da represa de Promissão). Neste último, próximo dos limites da área de ocorrência da unidade, podem ser observados corpos de geometria sigmoidal (Foto 4.33), que completam as características descritas para a associação Araçatuba.

4.4.5.5. *Conteúdo fossilífero*

Mezzalana (1974) registrou a ocorrência de moldes de conchostráceos na unidade. No presente estudo foi encontrado um conchostráceo em amostra do local DR 210 (Foto 9.20), e feições tubulares verticais em lamitos, interpretados como moldes de raízes. Tais feições têm até 0,5 cm de diâmetro, 10-30 cm de comprimento, e são limitadas por superfícies planas (locais AT 92 e 98; DR 210 e AQ 239; Foto 7.4).

4.4.5.6. *Paleocorrentes*

Devido a suas características deposicionais, são raras as estruturas de fluxo trativo na unidade. Dados obtidos em apenas quatro locais, indicaram tendência de rumos para oeste/sudoeste. Embora não tenha valor estatístico, nem possa ser generalizado, este resultado foi interpretado como reflexo de ingressões eólicas de lobos arenosos, nas bordas do pantanal, em fases mais secas. A tendência resultante coincide com o sentido das correntes eólicas dos depósitos de pequenas dunas e lençóis de areia adjacentes, da unidade Vale do Rio do Peixe (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.5.7. *Relações de contato*

A associação Araçatuba repousa diretamente sobre basaltos da Fm. Serra Geral. Lateralmente, interdigita-se com a unidade Vale do Rio do Peixe, que lhe encobre regionalmente (p. ex. local AT 224; Foto 4.29; Fig. 4.6), indicando a transgressão gradual até o definitivo assoreamento do pântano interior, por depósitos eólicos. Embora bem definido (brusco), o contato entre as unidades Vale do Rio do Peixe e Araçatuba é plano e sem feições de erosão do topo da unidade inferior. Seu caráter recorrente pode ser observado em vários locais, onde se manifesta como alternância das associações até o domínio da superior, Vale do Rio do Peixe (local AT 224). Localmente, pode-se encontrar situações de sobreposição simples (locais AQ 258, 263 e 264) e, mais raro, de aparente inversão estratigráfica (locais AT 92 e 266). Nas suas áreas limítrofes, a unidade Araçatuba é exposta nos vales em cujos interflúvios ocorre a unidade Vale do Rio do Peixe (por p. ex. locais AT 221, 222 e 223). Em geral, ocorre sob cobertura colúvio-eluvial areno-siltosa quaternária, relativamente pouco espessa.

Condições paludais, como aquelas em que se acumulou a AF Araçatuba, ocorreram de modo restrito em domínios da AF Vale do Rio do Peixe. Exposições de siltitos cinza-esverdeado, isoladas e de pequena extensão, são encontradas nas imediações de Tarabaí (SW de Presidente Prudente, local PP 200), de Flora Rica (SE de Dracena, local DR 210) e de Itajobi (SE de São José do Rio Preto, locais AQ 240 e 241). São ocorrências regionalmente confinadas entre depósitos eólicos da AF Vale do Rio do Peixe, em posição estratigráfica - e provavelmente cronológica - pouco superior àquelas da região de Araçatuba.

4.4.5.8. *Ambiente deposicional*

A associação de fácies e geometria dos estratos (Quadro 4.6) indicam que a deposição da unidade Araçatuba ocorreu em área de caráter endorrêico, baixa e alagadiça, de águas rasas e estagnadas, ou seja de *pântano*, *brejo* ou *charco*. Devido às dimensões de tal área de acumulação, mais adequado seria denominá-la pantanal. A parte superior da unidade, sobretudo, apresenta um aumento de registros de períodos mais secos, quando ocorreu exposição dos depósitos, desenvolvimento de incipiente vegetação e formação de crostas e cristais salinos. A associação corresponde a depósitos de origem essencialmente paludal - *Pantanal Araçatuba* - acumulados no interior de extensa planície de lençóis arenosos da associação Vale do Rio do Peixe, ou ainda,.

Em exposições maiores (p. ex. AT 92 e 220) a unidade exhibe discreta tendência granodecrescente para o topo, assim como diminuição da espessura dos estratos (1 m na base, até 10 cm no topo), com laminação plano-paralela mais comum na parte superior de cada estrato.

Nos limites de sua área de ocorrência observam-se corpos de espessura até submétrica, com perfil e/ou com estratificação interna sigmoidal de baixa inclinação. Nestes locais, afloramentos expressivos podem ser totalmente constituídos por sobreposição de corpos arenosos de espessura submétrica e limites sigmoidais (lobos amalgamados), como observado no local AT 267. Esta geometria corresponde a relevos de baixa declividade regional que contornavam a área pantanosa, comparáveis ao atual Pantanal Matogrossense, onde se registram declividades em torno de 1m/km (Boggiani & Coimbra 1996). Nestas regiões marginais podem ocorrer ainda lentes arenosas isoladas, entre siltitos. Algumas vezes encontram-se também porções com estratificação mal definida, aparentemente contorcida (local AT 98). Estas feições

Quadro 4.6: Elementos arquitetônicos da associação faciológica Araçatuba (arg).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação	Observações complementares
estratos de siltitos	FM	Fm, Fl, Fr, Fmc, Sr	siltitos argilosos com fração arenito mF; cores cinza-esverdeado a cinza-claro característica, (de alteração rosada) seleção moder./mal	tabular, de limites não-erosivos; unidades de espessura decimétrica (até 1 m)	maciço (dominante); gretas, laminação plano-paralela (topo), marcas de raízes e tubos de vermes, moldes de cristais, <i>climbing ripples</i>	depósitos de pântano	AT 92, AT 95, AT 98, PP 200, AT 220	moldes cristalinos: AT 92, AT 95, AQ 239; gretas, <i>climbings</i> : AT 95, PP 200; marcas de raízes: AT 92, AT 98, DR 210, AQ 239
lentes arenosas subordinadas	SL	Sm, (Sp)	arenito mF cor cinza; cim. carbonática freqüente	lenticular, de limites não-erosivos; espessura centimétrica a decimétrica	maciço a estratificado internamente (sigmóides)	depósitos de lobos arenosos de borda	AT 98, DR 210, AT 220, AT 266, AT 267	estratificação sigmoidal de baixa inclinação (bordas da área), às vezes contorcida

(Fernandes 1998)

sugerem deposição e deslizamentos em depósitos marginais de corpos lacustres, como em pequenos lobos deltáicos ou pequenas dunas eólicas fluidificadas, devido a oscilações do nível freático nas bordas do charco. Verificou-se que há aumento relativo da fração areia fina, rumo à periferia da área de ocorrência da unidade Araçatuba (p. ex. locais AT 89, 90 e 267; AQ 257 e 258), onde provavelmente existiu uma faixa de transição, constituindo a interface borda de pântano-lençóis de areia eólicos e *wadis* (AQ 247).

Etchebehere *et al.* (1991) cadastraram várias ocorrências de moldes romboédricos (milimétricos) e alguns fibrorradiados (de diâmetro centimétrico) no vale do rio Tietê, a leste de Araçatuba. Interpretaram-nas como prováveis moldes de cristais de gipsita. No presente estudo foram encontradas estruturas fibrorradiadas nos locais AT 92 e 95, e AQ 239. Neste último local, os moldes de cristais ocorrem 1 cm acima das marcas de raízes, sugerindo ciclo de progressiva ressecção. No local AT 95, observam-se lâminas de pelitos com moldes de cristais, intercalados em siltitos com laminação cruzada, formada por fluxos trativos de regime inferior. Caracterizam ambiente de águas salinas rasas, pouco agitadas, sujeitas a períodos de seca. Gretas de ressecção foram observadas no local PP 200. Etchebehere *et al.* (1991) mencionaram a existência de cimento fosfático associado a crostas mais resistentes ao intemperismo, não confirmada nas amostras analisadas no presente estudo.

Na passagem entre as associações Araçatuba e Vale do Rio do Peixe pode ocorrer delgado estrato de pseudobrecha, constituída por fragmentos angulosos de lamitos argilosos envoltos em matriz arenosa (local AT 224). Indicam a existência de breve exposição (gretação), antes do soterramento pela sedimentação eólica. Não configuram, portanto, processos erosivos.

Os estratos tabulares, típicos da unidade Araçatuba, exibem em geral aspecto maciço. Todavia, pode ocorrer estratificação/laminação plano-paralela subhorizontal, sobretudo no topo de camadas. Em alguns locais, ocorrem crostas carbonáticas paralelas à estratificação, com 2 a 3 cm de espessura, muitas vezes no limite de estratos (p. ex. local AT 92).

4.4.6. Associação faciológica Uberaba (*ube*)

4.4.6.1. Área de ocorrência e espessuras

A associação Uberaba corresponde à formação homônima (Hasui 1968). Ocorre apenas no Triângulo Mineiro, nas imediações da cidade de Uberaba. Nesta região tem espessura máxima preservada estimada de 85 metros (Hasui 1968). Boas exposições da

unidade podem ser encontradas em cortes da ferrovia FEPASA e da rodovia BR 050, que a seccionam nas imediações daquela cidade.

4.4.6.2. *Geometria básica*

A unidade é formada por estratos tabulares a lenticulares associados de modo complexo, às vezes com geometria sigmoidal, de espessura em geral decimétrica (até pouco mais que 1m), com intercalações subordinadas de lamitos de espessura decimétrica (até 1m). Constitui uma associação de corpos arenosos empilhados, que inclui depósitos de macroformas de acreção sobretudo a jusante, e lateral (fotos 4.38 a 4.32). Os andares não exibem clara ciclicidade interna na seção vertical, embora a unidade apresente aparente granodecrescência para o topo, conforme se observa nas suas maiores exposições (p. ex. locais UB 10 e 13).

4.4.6.3. *Características litológicas*

A associação Uberaba é formada por rochas de composição ímpar na bacia, caracterizadas pela presença de considerável quantidade de grãos clásticos de perovskita. É composta essencialmente por arenitos muito finos a lamitos siltosos, e arenitos finos - raras vezes médios - em quantidades subordinadas, com matriz argilosa verde (fotos 4.40 a 4.43). Apresenta ainda intercalações secundárias de siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa. Segundo Hasui (1967) a unidade inclui apreciável porcentagem de materiais derivados de retrabalhamento de rochas ígneas efusivas e intrusivas básicas, ultrabásicas e intermediárias, alcalinas ou não. A unidade Uberaba constitui uma associação de rochas arenosas epiclásticas, de seleção em geral moderada. Exibe uma tonalidade característica, que varia do cinza-esverdeado ao verde-oliva, e rósea quando alterada. Os argilominerais mais frequentes na unidade são a illita e a esmectita. A primeira tem origem essencialmente detrítica, enquanto que a segunda ocorre como revestimento de espaços intergranulares (fotos 4.46 e 4.47). Os arenitos freqüentemente estão cimentados por CaCO_3 , algumas vezes de modo generalizado (p. ex. local UB 13). Outras vezes formam crostas carbonáticas subhorizontais (calcretes). Apresentam-se como estratos tabulares e lenticulares amalgamados, maciços, alternados com outros internamente estratificados (cruzada tabular/acanalada ou laminação plano-paralela).

4.4.6.4. *Seção de referência*

Barcelos (1984) definiu informalmente duas localidades distintas, próximas de Uberaba, como seção-tipo para a unidade, uma no cruzamento da BR 050 com a ferrovia FEPASA, outra 500m após o rio Uberaba, em direção a Uberlândia (MG). No

presente estudo adotou-se o local UB 10 - o primeiro indicado por aquele autor - como seção de referência principal para a unidade.

4.4.6.5. *Conteúdo fossilífero*

Em relação às demais unidades fossilíferas da região, a unidade Uberaba é pouco fértil. Registra-se a presença de fragmentos de ossos indeterminados (Hasui, 1968), ovos da ordem *Ornithischia*, subordem *Ceratopsia* ? (Campos & Bertini 1985); vértebras, esterno e restos apendiculares de Titanossaurídeos, além de tubos de vermes (Goldberg 1995).

4.4.6.6. *Paleocorrentes*

A análise de atitudes de estratificação cruzada indicou tendência de fluxos para SSW (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.6.7. *Relações de contato*

O contato inferior da associação Uberaba corresponde a uma não conformidade, associada à brecha basal (fotos 4.44 e 4.45), com basaltos subjacentes da Fm. Serra Geral. É encoberta pela associação Serra da Galga, cujo contato pode ser observado no local UB 158. Embora a unidade Ponte Alta ocorra em posição estratigráfica superior à Uberaba, o contato entre as duas unidades não foi observado em campo. Ocorre, em geral, sob cobertura eluvio-coluvial arenosa quaternária

4.4.6.8. *Ambiente deposicional*

Os elementos arquitetônicos identificados na associação Uberaba (Quadro 4.7) indicam sedimentação em sistema de rios entrelaçados, de baixa a média sinuosidade segundo Ferreira Jr. & Guerra (1995). Dominam depósitos de macroformas de acreção a jusante, com formas de crescimento lateral restritas (Ferreira & Castro 1996). Conforme já mencionado, existe uma tendência granodecrescente para o topo da unidade, talvez correspondente à redução da declividade, causada pelo assoreamento progressivo da depressão original.

4.4.7. Associação faciológica Serra da Galga (sga)

4.4.7.1. *Área de ocorrência e espessuras*

Esta associação ocorre apenas na borda nordeste da bacia, no Triângulo Mineiro. Tem espessura máxima preservada em torno de 110 metros (estimada a partir de perfis de Barbosa *et al.* 1970). Boas exposições desta unidade podem ser encontradas em cortes das rodovias BR 050 e BR 262, quando atravessam sua área de ocorrência.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 6)
--

- Foto 4.38: Depósitos de barras arenosas, em contato com o embasamento basáltico. Base da associação Uberaba; corte da ferrovia FEPASA, situado a SE da cidade de Uberaba (MG), local UB 10.
- Foto 4.39: Aspecto geral da unidade Uberaba. Depósitos de barras areno-siltosas de sistema fluvial entrelaçado. A cor verde oliva é típica destas rochas. Corte da ferrovia FEPASA, situado a SE da cidade de Uberaba (MG), local UB 10.
- Foto 4.40: Depósitos de arenitos com estratificação cruzada tabular (litofácies *Sp*), formadas em barras fluviais de sistema de canais entrelaçados. Associação Uberaba, corte do km 168,5 da BR 050, vale do rio Uberaba, local UB 8.
- Foto 4.41: Detalhe da foto 4.39, onde se pode observar a laminação interna dos estratos (litofácies *Sl*). Associação Uberaba, corte da ferrovia FEPASA, situado a SE da cidade de Uberaba (MG), local UB 10.
- Foto 4.42: Siltitos e arenitos muito finos, laminados (litofácies *Fl*), de fluxo de regime superior, em depósitos de sistema fluvial entrelaçado. Unidade Uberaba, corte da ferrovia FEPASA, situado a SE da cidade de Uberaba (MG), local UB 10.
- Foto 4.43: Detalhe da litofácies *Fl* (foto 4.42). Amostra UB 10C, da associação Uberaba. Corte da ferrovia FEPASA, situado a SE da cidade de Uberaba (MG), local UB 10.
- Foto 4.44: Barras arenosas cascalhentas, polimíticas, da base da unidade Uberaba. Afloramento em corte do km 168,5 da BR 050, vale do rio Uberaba, local UB 8.
- Foto 4.45: Amostra do conglomerado polimítico basal da associação Uberaba, coletada no corte do km 168,5 da BR 050, vale do rio Uberaba, local UB 8.

4.38

4.39

4.40

4.41

4.42

1,5 cm

4.43

4.44

4.45

Quadro 4.7: Elementos arquitetônicos da associação faciológica Uberaba (ube).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação
arenitos com estratificação cruzada	DA/LA	Sp, Sl	arenito muito fino; cor cinza-esverdeado	lenticular, limitados por superfícies não-erosivas, às vezes sigmoidais; unidades de espessura decimétrica	estratificação cruzada tabular, de peq.-médio porte, de baixa a média inclinação	fluvial entrelaçado: barras arenosas	UB 8, UB 10, UB 13
arenitos conglomeráticos	CH	St, Se	arenito fino, às vezes conglomerático; cor cinza-esverdeado	lenticular, limitados por superfícies erosivas ou não	estratificação cruzada tabular, e acanalada de médio porte, média inclinação	fluvial entrelaçado: pequenos canais rasos	UB 13
arenitos maciços	SS	Sm, Sh, Sr	arenitos finos-siltitos, cinza-esverdeado, cimentação CaCO_3	tabular a lenticular, espessura decimétrica a métrica	maciça, laminação plano-paralela, marcas onduladas	fluvial entrelaçado: planícies de espriamento	UB 10, UB 13
arenitos com zonas nodulares	P	P	arenitos finos, cinza-esverdeado, cimentação CaCO_3	tabular, espessura decimétrica	nodulação carbonática	paleossolos	UB 13
brecha basal polimítica	BB	Gmm, Se	arenito imaturo c/ clastos angulosos centimétricos de basalto, arenito, quartzito, quartzos, rochas carbonáticas, e material argiloso (pelitos e/ou rochas ígneas alteradas); marrom-avermelhado	tabular, espessura: 0,1-0,3 m	maciça,	fluxos de alta energia e viscosidade	UB 8, UB 10

(Fernandes 1998)

4.4.7.2. Geometria básica

A associação Serra da Galga é formada por estratos lenticulares de arenitos e arenitos conglomeráticos, de espessura decimétrica a métrica, com freqüente estratificação cruzada tabular a acanalada de médio a pequeno porte. Nesta associação ocorrem intercalações menos expressivas de lentes de conglomerados, assim como de lamitos (Foto 4.48).

4.4.7.3. Características litológicas

A unidade é formada essencialmente por arenitos imaturos, de granulação entre grossa e fina, freqüentemente conglomeráticos, de cores amarelo pálido a avermelhado; e por lamitos de cor marrom, às vezes com clastos esparsos, imersos na matriz. Em geral, os arenitos apresentam estratificação cruzada tabular tangencial na base e acanalada, de médio a pequeno porte (fotos 4.49 a 4.51).

Os clastos das litofácies conglomeráticas em geral são mal selecionados (Foto 4.49), com dimensões e grau de arredondamento variados, independente de sua constituição litológica. Embora sejam comumente centimétricos, podem medir desde alguns milímetros até 20 cm (local PT 9). São constituídos de quartzo, quartzito, calcedônia, nódulos carbonáticos remobilizados, arenitos, pelitos, fragmentos de basalto e outras possíveis rochas ígneas alteradas, além de fragmentos de ossos. São sustentados por matriz arenosa, em geral com pouca lama. Localmente, os clastos podem estar imbricados (UB 158). Em alguns locais, como no PT 23, parte dos clastos é formada por ventifactos (de forma tetraédrica, com faces planas e foscas).

Os arenitos podem estar parcialmente cimentados por carbonato de cálcio e, eventualmente, conter crostas de sílex de espessura centimétrica. Suguio & Barcelos (1978) apontaram a presença de *atapulgita* (palygorskita) na unidade, em corte da rodovia BR 050 (local PT 132).

4.4.7.4. Seções de referência

Suguio (1973) apresentou duas seções colunares para a unidade: uma na Serra da Galga, a cerca de 29 km de Uberaba pela rodovia BR 050 (local PT 9 do presente estudo); outra na rodovia BR 262, a 25 km de Uberaba. Posteriormente, Barcelos *et al.* (1981) apresentaram-nas como representativas da *Fácies Serra da Galga*. Barcelos (1984) indicou informalmente aquelas duas localidades como seções-tipo do *Membro Serra da Galga*. A primeira como principal e a segunda como de referência. Dentre os afloramentos descritos no presente estudo, considera-se que o do local UB 14, situado

na Serra do Veadinho (Peirópolis), apresenta, de modo mais completo, as principais características da unidade, além de constituir importante sítio paleontológico. A unidade Serra da Galga reúne os mais importantes jazigos de ossos de répteis de grande porte, como dinossauros, além de outros (crocodilos e quelônios). Por tais razões, propõe-se aqui considerar o local UB 14 como principal seção de referência da unidade (Fig. 4.7). O afloramento do local PT 9 passaria a ser uma seção complementar, por situar-se na serra que deu nome à unidade.

4.4.7.5. Conteúdo fossilífero

Os principais jazigos fossilíferos do Triângulo Mineiro, assim como da Bacia Bauru, situam-se na região de Peirópolis e pertencem à unidade Serra da Galga. Dos estratos arenosos pouco cimentados foram extraídos: ovo de dinossauro, ossos diversos de Titanossauros, crocodilos e quelônios, além de dentes de dinossauros carnívoros (Barbosa *et al.* 1970). Ali também foram encontrados bivalves, gastrópodes, restos de peixes, tubos de vermes (Mezzalana & Arid 1981), um exemplar parcialmente completo de anfíbio (Baez 1985).

4.4.7.6. Paleocorrentes

A análise de atitudes de estratificação cruzada indicou fluxos para NW, eventualmente WNW (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.7.7. Relações de contato

A associação faciológica Serra da Galga tem contato aparentemente interdigitado, complexo e irregular, com a unidade Ponte Alta (*pta*). Em afloramento esta passagem é marcada por limites bem definidos (contatos bruscos), geralmente entre litotipos não cimentados (*sga*) e litotipos intensamente cimentados (*pta*). Tal relação foi verificada, por exemplo, nos locais PT 9 e 23. Todavia, em termos regionais, a unidade Ponte Alta tem passagens graduais para a Serra da Galga “em todas as direções” (Goldberg 1995). Sobreposição à associação Uberaba, com a qual tem contatos pouco erosivos (diastemas), como observado no local UB 158. Supõe-se que passa de modo gradual para a unidade Echaporã - unidade estratigraficamente correlata -, rumo a oeste. Em geral, ocorre sob cobertura quaternária elúvio-coluvial arenosa, de cor avermelhada típica, que forma a parte superior dos chapadões regionais. A desagregação dos conglomerados origina, com frequência, depósitos quaternários cascalhentos.

Nos cortes da rodovia que une Ponte Alta à BR 262 afloram arenitos com intercalações conglomeráticas, avermelhados com zonas esbranquiçadas,

Fernandes (1998)

Figura 4.7: Seção de referência da associação de fácies Serra da Galga. Serra do Veado, imediações de Peirópolis (Uberaba, MG). Local UB 14. Adaptado de Capilla & Azevedo (1996).

característicos da unidade Serra da Galga. Entretanto, onde a cimentação carbonática é mais intensa ou foi menos lixiviada, a rocha exibe características semelhantes às daquelas do Mb. Ponte Alta. Tal situação é comum nas áreas de transição entre as duas unidades, onde não se verifica o contato “brusco” entre arenitos não cimentados (topo) e cimentados (base), como no exemplo citado do local PT 9.

4.4.7.8. *Ambiente deposicional*

Os elementos arquitetônicos identificados (Quadro 4.8) indicaram que a associação faciológica Serra da Galga foi depositada em sistema de canais fluviais entrelaçados, correspondentes a partes medianas de leques aluviais provenientes de altos marginais de nordeste. As paleocorrentes medidas indicaram uma peculiar tendência de rumos para noroeste. Provavelmente, as modificações de relevo, associadas às atividades tectônicas ocorridas durante a sedimentação, criaram uma barreira geográfica na faixa correspondente à Sutura de Itumbiara (ver discussão no Capítulo 11). A ausência das litofácies rudáceas proximais típicas, a montante das áreas de ocorrência da associação Serra da Galga sugere a erosão posterior destas litofácies. O elemento SB pode incluir depósitos de pequenas dunas eólicas, formados em períodos de menor atividade fluvial, quando eram remobilizados os sedimentos acumulados nas planícies arenosas. Clastos imersos em lamitos, algumas vezes encontrados, sugerem ocorrência de fluxos densos esporádicos, talvez devidos ao avanço de frentes de leques aluviais para o interior da bacia. Os melhores jazigos fossilíferos da bacia localizam-se em áreas de exposição da unidade Serra da Galga, principalmente na base de depósitos de barras fluviais e em depósitos de planícies de entrelaçamento (elementos SG e SS). Estas ocorrências, em geral, constituem concentrações de peças desarticuladas e fragmentos ósseos, transportados por fluxos de alta energia e pequena duração. Os animais viviam nestas áreas, ou freqüentemente acercavam-se delas, devido à maior disponibilidade de água, trazida por fluxos torrenciais e acumuladas em lagoas temporárias formadas nas partes baixas da planície, ou mesmo em depressões criadas pelo entrelaçamento de saias de leques aluviais.

4.4.8. Associação faciológica Ponte Alta (*pta*)

4.4.8.1. *Área de ocorrência e espessuras*

A associação Ponte Alta ocorre no Triângulo Mineiro, em exposições descontínuas, alinhadas segundo a direção NW, por pelo menos 50 km de extensão.

Quadro 4.8: Elementos arquitetônicos da associação faciológica Serra da Galga (sga).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação	Observações complementares
arenitos com estratificação cruzada	SB	Sp, Se, St	arenito fino, mal selecionado; marrom a cinza-claro	estratos lenticulares; espessura 1-2 metros; limites por superfícies erosivas	estratificação cruzada tabular tangencial na base, peq./médio porte, mergulhos médios a baixos	fluxos fluviais entrelaçados: barras arenosas; e/ou pequenas dunas eólicas	PT 9, UB 14, PT 23	pequenas dobras convolutas localizadas (sismitos ?): PT 23
arenitos conglomeráticos c/ estratificação cruzada	SG	St, Sp, Se, Ss	arenito médio a fino, imaturo, com clastos centimétricos; cinza-claro a esverdeado, às vezes com cimento carbonático	lenticular, com base sobre superfície de erosão; espessura centimétrica a decimétrica	estratificação cruzada tabular tangencial na base, peq./médio porte, mergulhos médios a baixos	fluxos fluviais entrelaçados: barras cascalhentas	PT 23, UB 158	fossilífero: PT 9, UB 14, UB 152 ventifactos
arenitos de aspecto maciço	SS	Sm, Sr, Ss	arenito fino a médio; cinza-claro	lenticular espessura decimétrica	maciça, <i>climbings</i> (estratos ~5 cm de espessura)	planícies de espraiamento, fluxos em lençol	PT 9, UB 14	
conglomerados subordinados	GL	Gp, Gmm, Sp	(orto) conglomerado sust. por matriz arenosa, imatura	lenticular, com base sobre superfície de erosão; espessura decimétrica	maciço, às vezes com estratificação cruzada mal definida ou discreta imbricação de clastos; ventifactos	fluxos fluviais entrelaçados: carga de fundo	PT 9, UB 14, PT 23	clastos de dimensões centimétricas (até 20 cm: raros), subangulosos (quartzo, quartzito, fragmentos de ossos, dentes) a subarredondados (argilito, arenito)
lamitos argilosos maciços	ML	Fm, (Gmm)	lamito argiloso; marrom-claro, raras vezes com clastos esparsos flutuantes na matriz	lenticular (côncavas na base, planas no topo); espessura decimétrica	maciça	planícies de espraiamento e lagoas residuais efêmeras	UB 14, PT 23	

(Fernandes 1998)

Essa faixa de ocorrência vai dos arredores de Ponte Nova, passa a nordeste de Uberaba, cruzando a rodovia BR 050. Fora dessa faixa, a unidade apresenta ainda ocorrências isoladas a oeste de Monte Alegre de Minas. A associação Serra da Galga tem espessuras entre 10 e 20 metros (Suguio *et al.* 1975). Suas melhores exposições são frentes de lavra de calcário situadas nos arredores de Ponte Alta (minerações Minas Oeste e Pedro Joaquim) e na rodovia BR 050, entre Uberaba e Uberlândia (minerações Triângulo e Partezan).

4.4.8.2. Geometria básica

Corpos tabulares a lenticulares de aspecto maciço - distinguidos por cimentação carbonática intensa -, com intercalações lenticulares lamíticas e conglomeráticas subordinadas (Foto 4.52).

4.4.8.3. Características litológicas

A associação Ponte Alta é constituída por *calcários impuros*, designação genérica que agrupa arenitos imaturos com corpos lenticulares de conglomerados acinzentados subordinados (conhecidos localmente como *casco-de-burro*), e lamitos cinza-esverdeado a creme, todos intensamente cimentados por carbonato de cálcio. A cimentação confere à rocha aspecto geral homogêneo (maciço). Todavia, podem ser individualizados três litotipos básicos: 1) calcário arenoso de aspecto maciço, 2) calcários conglomeráticos de matriz arenosa, e 3) calcário fino fragmentado (pseudobrecha). Em geral, dominam os *calcários arenosos* (imaturos, fotos 4.57 e 4.58), que constituem corpos lenticulares a tabulares, de espessura decimétrica, algumas vezes com estruturas sedimentares internas (estratificação plano-paralela, prováveis gradações e feições de escavação) mascaradas pela cimentação. Os *calcários conglomeráticos* (fotos 4.53 a 4.55) formam intercalações lenticulares, às vezes com estratificação cruzada de médio porte e base erosiva, e são sustentados por matriz arenosa imatura. Têm arcabouço igualmente imaturo, formado por clastos de diversas origens, subangulosos a subarredondados, de dimensões centimétricas (em geral de 2 a 7 cm, excepcionalmente, 15 cm). Sua composição é variada, sendo constituídos por quartzo, quartzito, arenitos, pelitos carbonáticos, basalto e fragmentos de rocha alterada. Os clastos mais resistentes são comumente subarredondados (extraclastos), às vezes com forma de ventifactos. Os clastos arenosos e pelíticos com cimentação carbonática são normalmente subangulosos (intraclastos). Os *calcários finos* (pseudobrechas) têm cor levemente esverdeada, textura de mosaico, com fragmentos geométricos angulosos separados por cimentação carbonática, como que rompidos

por crescimento expansivo¹⁰, similar à estrutura agmatítica de migmatitos. Nas maiores exposições, como as frentes de lavra da Mineração Partezan (PT 133) e da Mineração Triângulo (UB 151), verificou-se tendência granodecrescente para o topo.

Outra característica da unidade é a existência localizada de sílica, na forma de vênulas e crostas subhorizontais (de espessura centimétrica; até 20 cm), assim como de revestimento (geodos) e preenchimento de pequenas cavidades (locais UB 15; PT 131, 133 e 151; UL 135). O modo de ocorrência desta sílica indica origem pós-sedimentar, provavelmente devido à formação de calcretes de águas subterrâneas (discussão no Capítulo 6). A disponibilidade do elemento Si no sistema deve ter propiciado ainda a neoformação de palygorskita, como identificado em amostra do local PT 23 (fotos 4.59 e 4.60). Também é comum a presença de fraturas preenchidas e geodos de calcita, formadas por dissolução e reprecipitação secundária (p. ex. local UB 15).

Em grandes exposições, como nas minerações Triângulo (PT 151) e Minas Oeste (UB 155), os calcários Ponte Alta são encobertos por estrato de material de alteração, esverdeado, que passa a avermelhado em direção à superfície do terreno, perfil observável sobretudo nas frentes de lavra (Foto 4.52). Estas coberturas eluviais podem apresentar faixas de acumulações de clastos e são muito semelhantes às coberturas encontradas nas partes superiores dos chapadões que formam o relevo regional. Quando conserva as estruturas sedimentares, tal "cobertura" assemelha-se aos arenitos conglomeráticos da associação Serra da Galga (sga).

A textura designada de pseudobrecha, embora seja mais comum nas litofácies mais finas, é também encontrada nas arenosas e conglomeráticas (Foto 4.56). Caracteriza-se por arranjo de fragmentos com limites geométricos, que se ajustam face-a-face, como num mosaico, unidos por cimento carbonático de crescimento expansivo (*displacive*). Tal textura provavelmente decorre de transformações diagenéticas, cuja discussão será feita adiante (Capítulo 6).

4.4.8.4. Seções de referência

Barcelos & Suguio (1987) apontaram a região de Ponte Alta (MG) como *localidade-tipo* para a unidade. Por motivos operacionais, propõe-se aqui a adoção de alguns afloramentos considerados representativos para a associação Ponte Alta: 1) a frente de lavra abandonada na Serra do Veadinho, próxima de Peirópolis (local UB 15), seção principal de referência; e 2) o corte do km 153 da rodovia BR 050 (local PT 9),

¹⁰ Segundo Weyl (1959, *apud* Watts 1978), a força de cristalização da calcita é suficiente para fraturar grãos de quartzo. As feições de deslocamento são mais comuns em minerais de clivagem pronunciada.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 7)
--

Foto 4.46: Revestimento de espaços intergranulares por esmectita. Micrografia de MEV (por elétrons secundários), de amostra (C) da unidade Uberaba, procedente de corte da ferrovia FEPASA, próximo de seu cruzamento com a BR 050, local UB 10.

Foto 4.47: Detalhe da micrografia da foto 4.46. Associação Uberaba, amostra do local UB 10.

Foto 4.48: Aspecto geral da associação de fácies Serra da Galga. Depósitos de barras arenosas de sistema fluvial entrelaçado, distais de leques aluviais. As intercalações lamíticas, secundárias, correspondem a pequenos corpos aquosos efêmeros formados entre barras e lobos arenosos. Na base deste corte são extraídos ossos de dinossauros. Serra do Veadinho, Peirópolis(MG), local UB 14.

Foto 4.49: Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular tangencial na base (litofácies Sp). Detalhe do corte da foto 4.48. Unidade Serra da Galga, Serra do Veadinho, Peirópolis(MG), local UB 14.

Foto 4.50: Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular tangencial na base (litofácies Sp), formados como barras de fluxos fluviais entrelaçados. Outro detalhe do corte da foto 4.48. Associação Serra da Galga, Serra do Veadinho, Peirópolis(MG), local UB 14.

Foto 4.51: Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular tangencial na base (litofácies Sp), relativamente mais distais, de barras de fluxos fluviais entrelaçados. Associação Serra da Galga, Serra da Galga (NW de Uberaba, MG), local PT 9.

Foto 4.52: Aspecto geral da associação Ponte Alta. Estratos de aspecto tabular constituídos de arenitos imaturos intensamente cimentados por carbonatos (*calcários impuros*), com intercalações menores de lamitos. No topo ocorrem crostas silicosas. Frente de lavra da Mineração Partezan, localizada entre as cidades de Uberaba e Uberlândia (MG), local PT 133.

Foto 4.53: Arenito conglomerático intensamente cimentado por carbonato. Esta litofácies corresponde a depósitos de barras arenosas cascalhentas, posteriormente modificadas por deposição de calcretes de águas subterrâneas (*groundwater calcretes*). Unidade Ponte Alta, Pedreira do Lajeado (abandonada), Serra do Veadinho, Peirópolis (MG), local UB 15.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 8)
--

- Foto 4.54: Conglomerados e arenitos conglomeráticos depositados na forma de barras cascalhentas, posteriormente cimentados por carbonatos; associação Ponte Alta. Neste local pode-se observar um contato entre esta unidade e a Serra da Galga. Corte da rodovia BR 050, km 153 (NW de Uberaba, MG), local PT 9.
- Foto 4.55: Amostra de arenito conglomerático imaturo intensamente cimentado, localmente conhecido como *casco-de-burro*. Notar feições de rompimento de clastos por processos de crescimento expansivo (*displacive*) de carbonato. Associação Ponte Alta, lavra abandonada localizada na Serra do Veadinho, Peirópolis(MG), local UB 14.
- Foto 4.56: Arenito imaturo intensamente cimentado, com feições de rompimento por crescimento expansivo (*displacive*) de carbonato; rocha denominada *pseudobrecha* neste trabalho. Unidade Ponte Alta, Pedreira do Lajeado (abandonada), Serra do Veadinho, Peirópolis (MG), local UB 15.
- Foto 4.57: Arenito com intensa cimentação carbonática, formada como calcretes de águas subterrâneas. Amostra da associação Ponte Alta, coletada em corte da rodovia BR 050, km 149, situado a NW de Uberaba (MG), local PT 23.
- Foto 4.58: Imaturidade textural e mineralógica características da unidade Ponte Alta. Seção delgada da amostra UL 135E, procedente de lavra abandonada situada a leste de Monte Alegre de Minas (MG), local UL 135. Polarizadores cruzados.
- Foto 4.59: Palygorskita. Micrografia de MEV (por elétrons secundários) de amostra da unidade Ponte Alta. Procedência: corte da rodovia BR 050, km 149, situado a NW de Uberaba (MG), local PT 23.
- Foto 4.60: Palygorskita, detalhe da micrografia da foto 4.59. Associação Ponte Alta, local PT 23.

onde a unidade faz contato com a associação Serra da Galga, como seção complementar.

4.4.8.5. *Conteúdo fossilífero*

São raros os registros fossilíferos conhecidos na unidade. Nos trabalhos de campo foram encontrados dois fragmentos de ossos não identificados. Um alterado, no local PT 131, outro intensamente cimentado por carbonato, no local UB 15. Campanha *et al.* (1992) identificaram vários microfósseis em litofácies pelíticas da associação: girogonites de carófitas, ostracodes, microgastrópodes, fragmentos e escamas de peixes, moldes internos de conchostráceos, além de tubos de vermes.

4.4.8.6. *Paleocorrentes*

A intensa cimentação carbonática da unidade mascara grande parte das feições sinsedimentares. Raramente identificam-se estratificações cruzadas ou outras estruturas de fluxo, motivo pelo qual não foi possível determinar rumos para o transporte dos sedimentos.

4.4.8.7. *Relações de contato*

A unidade Ponte Alta ocorre intimamente associada com a Serra da Galga. Em perfis de sondagens apresentados por Suguio *et al.* (1975) constitui intervalo estratiforme - definido por forte cimentação carbonática - no interior da segunda. Em termos regionais, a passagem entre as duas unidades tem caráter gradual, conferido pela variação da intensidade da cimentação, e algumas, vezes brusco (p. ex. locais PT 9 e 23). Aparentemente, a unidade Ponte Alta constitui núcleos ou zonas tabulares interiores da associação Serra da Galga, criados por cimentação posterior à deposição. Este modelo concorda com o posicionamento estratigráfico proposto por Goldberg & Garcia (1995) para a unidade Ponte Alta, assim como com sua gênese como calcretes de águas subterrâneas, advogada por Silva *et al.* (1994).

A unidade Ponte Alta em geral é admitida sobreposta à Uberaba, com contato discordante segundo Hasui (1968), concordante/gradual conforme Sousa Jr. (1984), Garrido *et al.* (1992) e Fúlfaro & Barcelos (1991). Sobrepõe-se ainda à Fm. Serra Geral, segundo Sousa Jr. (1984).

Nos trabalhos de campo do presente estudo, não foram observadas relações de contato direto com a associação Uberaba. Considerando-se a unidade Ponte Alta como núcleos de cimentação interiores à unidade Serra da Galga, suas relações de contato com a associação Uberaba devem ser as mesmas verificadas entre estas últimas unidades (item 4.4.7.7).

4.4.8.8. *Ambiente deposicional*

Abstraindo-se a cimentação carbonática, que se supõe principalmente posterior (ver discussão no Capítulo 6), o conjunto das litofácies identificadas sugere provável deposição em sistema fluvial entrelaçado, mediano de leques aluviais (Quadro 4.9). A presença de estratificação cruzada, conglomerados e feições de corte-e-preenchimento indicam transporte fluvial, por fluxos trativos de alta energia e duração efêmera. Tais condições correspondem à deposição de partes medianas a distais de leques aluviais marginais. Existe grande similaridade entre as litofácies da associação Ponte Alta e da Serra da Galga, desconsiderando-se a cimentação da primeira. Este fato permite especular uma origem semelhante para as duas associações, posteriormente diferenciadas pela formação de zonas com calcretes de águas subterrâneas.

Não se descarta a existência de cimentação eodigenética, embora de menor expressão. Seus vestígios são preservados, esporadicamente, como feições tubulares ou zonas concrecionadas sob superfície plana, provavelmente erosiva, sobre a qual pode ocorrer concentração de clastos (p. ex. locais PT 131, UL 136, UB 151). Tratam-se de prováveis perfis edáficos (paleossolos), desenvolvidos entre os eventos de sedimentação aluvial.

4.4.9. Associação faciológica Echaporã (*ech*)

4.4.9.1. *Área de ocorrência e espessuras*

Esta unidade ocorre na parte superior de espigões regionais das margens leste e norte da parte oriental da Bacia Bauru. Sustenta planaltos regionais escarpados (fotos 4.61 e 4.62), de limites digitiformes, com maior expressão em área na região de Marília e Monte Alto (SP) e de Campina Verde (MG). Apresenta as maiores espessuras em São Paulo, podendo alcançar até 180 metros segundo Almeida *et al.* (1980). Estes valores podem estar superestimados, posto que podem incluir a associação Vale do Rio do Peixe (sotoposta). A unidade tem boas exposições em cortes de rodovias que ultrapassam os espigões, destacando-se os localizados entre Marília e Echaporã (SP), assim como aqueles localizados na região de Campina Verde (MG).

4.4.9.2. *Geometria básica*

A associação Echaporã é formada por estratos tabulares de aspecto maciço, com espessura média ao redor de 1 metro (até 2,5m), limitados por superfícies subhorizontais planas (fotos 4.63 e 4.64). Algumas vezes, tais estratos são constituídos por subunidades amalgamadas, de lenticularidade sutil. Na base dos estratos é comum

Quadro 4.9: Elementos arquitetônicos da associação faciológica Ponte Alta (pta).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Ambiente deposicional	Locais para observação	Elemento correspondente da AF sga	Observações complementares
calcário arenoso maciço	CM	Sm, raras: Sp, Sh/Sr, Se	arenito fino a médio cinza a marrom-claro, cimento CaCO_3	lenticular a tabular (?) espessura até 1 metro	maciça, raras: estratificação cruzada, plano-paralela, incipientes	fluxos fluviais entrelaçados (?); planícies de espriamento, fluxos em lençol, barras arenosas	PT 133, UL 135, UB 151	SS, SB	estratificação cruzada: PT 133
calcário arenoso conglomerático (casco-de-burro)	CG	Gp, Gmm, Se	(orto) conglomerado sust. por matriz arenosa de gran. média, imatura, cinza-claro, cimento CaCO_3	lenticular, com base sobre superfície de erosão; espessura decimétrica	maciço, raras vezes com estratificação cruzada de porte até médio, mal definida clastos centimétricos, subangulosos (quartzo, quartzito, fragmentos de ossos); a subarredondados (argillito e arenito)	fluxos fluviais entrelaçados: barras cascalhentas ou carga de fundo	UB 15, UL 136, PT 151, UB 154	SG	estratificação cruzada: PT 151 frag. de osso: UB 15 ventifactos: PT 23
calcário fino	CF	Fm, Fr,	lamito, cinza-claro esverdeado, cimento CaCO_3	lenticular (côncavas na base, planas no topo), espessura decimétrica	maciça, pseudobrecha	planícies de espriamento e lagoas residuais efêmeras	UB 15, UL 136, PT 151	ML	gretas de ressecção: UL 135 raros clastos esparsos flutuantes na matriz
calcário nodular	P	Fr, P	arenito, cinza-claro, cimento CaCO_3	tabular, espessura centimétrica	feições tubulares e zonas nodulares, abaixo de superfície plana (erosiva)	prováveis perfis de paleossolos	PT 131, UL 136, UB 151		abaixo de zonas de concentração de clastos (paleopavimentos de deflação ?)

Todas as unidades separadas foram submetidas à intensa cimentação carbonática. A identificação dos elementos baseou-se nas poucas estruturas sedimentares e texturas "reliquiarias" reconhecidas. Provavelmente parte das litofácies, que ora exibe aspecto maciço, corresponde a unidades originalmente estruturadas.

(Fernandes 1998)

ocorrer discreta concentração de clastos (Foto 4.67). No topo, são comuns zonas de maior desenvolvimento de nódulos carbonáticos (fotos 4.65, 4.66 e 4.68), assim como intercalações de lamitos arenosos, em forma de lentes delgadas de base côncava para cima (Foto 4.64).

4.4.9.3. *Características litológicas*

Constitui-se por arenitos finos a médios imaturos (fotos 4.69 e 4.72), que podem apresentar frações grossas e grânulos, em quantidades subordinadas, sobretudo nas zonas marginais de sua área de ocorrência. Os arenitos exibem cores bege a rosa (pálidas) características, e formam estratos de aspecto maciço, com cimentação intensa e nódulos carbonáticos (fotos 4.70 e 4.71), limitadas por discontinuidades planas, em geral associadas com delgados níveis conglomeráticos, zonas de cimentação mais intensa (fotos 4.64 e 4.66), ou corpos lenticulares de lamitos maciços (base côncava, topo horizontal).

As intercalações de lamitos e arenitos lamíticos têm cor marrom, espessuras em geral centimétricas a decimétricas (excepcionalmente até um metro), sendo mais freqüentes nas partes interiores da área de ocorrência da unidade, como a oeste de Marília.

As litofácies conglomeráticas são constituídas por intraclastos de dimensões centimétricas, carbonáticos e lamíticos (predominantes), e por clastos remobilizados de unidades mais antigas, de quartzo, quartzito e arenito silicificado. Os clastos silicosos são às vezes tetraédricos, de faces planas e foscas (ventifactos).

As superfícies que separam as unidades tabulares podem associar-se níveis conglomeráticos, lentes de lamitos ou zonas de cimentação e concrecionamento mais intensos. Os níveis conglomeráticos, em geral de espessura centimétrica, constituem estratos individualizáveis ou a base de unidades arenosas com discreta granodecrescência para o topo. Às vezes exibem estratificação cruzada de médio porte. Os clastos, de dimensões centimétricas (excepcionalmente até 15 cm; PT 150), são silicosos (quartzo, quartzito, arenito silicificado), fragmentos de nódulos carbonáticos e lamitos. Os silicosos podem ser facetados (tetraédricos), prováveis ventifactos (MA 76 e 170; Foto 4.67) gerados na bacia ou herdados (retrabalhamento de unidades mais antigas). Os estratos lenticulares de lamitos e arenitos lamíticos têm perfil de base côncava e topo horizontal, com espessura centimétrica (MA 74 e MA 77; até 1 m: MA 76 e 79). Os intervalos de maior concrecionamento formam faixas de espessura decimétrica (MA 75, 76 e 77; AQ 128), que podem estar truncadas no topo por

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 9)
--

- Foto 4.61: Espigões de topos planos, relevo característico sustentado pelos arenitos com cimento carbonático. Unidade Echaporã, imediações de Marília (SP).
- Foto 4.62: Relevo característico mantido por rochas da associação Echaporã, o mesmo da foto 4.61. Vista da Serra do Bonito, região de Campina Verde (MG), tomada a partir do local PT 143. No corte da rodovia (MG 497) ocorre a unidade Vale do Rio do Peixe. Ao fundo observa-se as escarpas de arenitos cimentados da associação Echaporã.
- Foto 4.63: Aspecto geral da unidade Echaporã: estratos de arenito de aspecto maciço, com cimento carbonático. Secundariamente ocorrem lentes de lamitos arenosos, de topo plano e base de concavidade para cima. Serra do Mirante, SW de Marília (SP), local MA 76. Altura máxima do corte: cerca de 12 metros.
- Foto 4.64: Detalhe do arranjo geométrico comum exibido pela unidade Echaporã. Os estratos arenosos de aspecto tabular muitas vezes são constituídos por unidades lenticulares amalgamadas. Serra do Mirante, SW de Marília (SP), local MA 76.
- Foto 4.65: Zona de calcrete pedogenético sob depósitos arenosos de fluxos em lençol, distais de leques aluviais. Associação Echaporã, Serra de Dirceu, situada a norte de Marília (SP); local MA 251.
- Foto 4.66: Detalhe da foto 4.65. Notar clasto em posição vertical (centro-superior), situação indicativa de processos de baixa fluidez do material transportado. Associação Echaporã, Serra de Dirceu, local MA 251.
- Foto 4.67: Arenito conglomerático (litofácies *Gmm*) formado por processos de deflação. Unidade Echaporã, Serra de Avencas, SW de Marília (SP), local MA 170.
- Foto 4.68: Feições aproximadamente tubulares, preenchidas por calcita, consideradas como possíveis vestígios de atividades orgânicas de subsuperfície. Associação Echaporã, Serra de Avencas, SW de Marília (SP), local MA 170.

superfície erosiva, sobre a qual ocorre arenito conglomerático com clastos de arenito com cimento carbonático (PT 149).

Os argilominerais mais comuns na unidade são illita (Foto 4.80) e esmectita. As zonas mais cimentadas do topo de estratos tabulares podem caracterizar prováveis perfis edáficos, discutidos no Capítulo 7 (fotos 4.65, 4.66 e 4.79). Passam, de baixo para cima, de zonas de cimentação irregular difusa ("nebulosa") para nodulares, depois para zonas com nódulos de formas diversas, alguns deles cilíndricos a cônicos (PT 149). Os estratos tabulares maciços podem constituir unidades granodecrescentes sobrepostas - limitadas por superfícies erosivas - conglomeráticas na base, com nódulos carbonáticos no topo. Os clastos da base são, em sua maioria, carbonáticos e argilosos, provavelmente remobilizados do topo de estratos inferiores (local PT 149).

Os nódulos carbonáticos têm formas variadas e dimensões em geral centimétricas. Tendem a distribuir-se segundo superfícies subhorizontais, abaixo do limite entre os corpos tabulares maciços, onde às vezes exibem formas cilíndricas em posição vertical (bioturbações); ou acima desse limite, quando apresentam-se caoticamente dispersas ou associados à estratificação cruzada (brecha intraformacional). A cimentação carbonática posterior às vezes rompe clastos, por crescimento expansivo (displacive), como observado no local PT 145.

4.4.9.3.1. Litofácies Rubião Júnior

Esta litofácies tem ocorrência restrita à borda sudeste da bacia, nas imediações de Botucatu. Foi identificada em alguns cortes da rodovia Castelo Branco (SP 280), entre Botucatu e São Manuel. Suas melhores exposições situam-se nesta rodovia, próximo dos acessos àquelas cidades (local BU 30, fotos 4.73 e 4.74). A litofácies Rubião Júnior corresponde a estratos lenticulares com 1 a 2 metros de espessura, de topo plano, limitados na base por superfície de erosão, acima da qual concentram-se clastos, principalmente de basalto (Foto 4.76). É formada por arenitos médios a grossos, de aspecto maciço, cor marrom-rosado pálido, de seleção moderada a má. A base dos estratos tem caráter conglomerático, às vezes com estratificação cruzada de porte médio, mal definida. Apresenta intensa cimentação por carbonato de cálcio. Os estratos conglomeráticos podem formar lentes subordinadas, sustentadas por matriz arenosa média a grossa, mal selecionada. Os clastos são subarredondados a subangulosos, de baixa esfericidade. Têm dimensões que variam de alguns centímetros até 18 cm (Foto 4.75), e são constituídos por basalto (frequente), quartzo, quartzito, milonito, sillexito (Fm. Estrada Nova ?), geodos de quartzo, nódulos carbonáticos remobilizados (intraclastos); fotos 4.77 e 4.78.

Em amostra de fratura do corte do local BU 30 foi identificada palygorskita (fotos 4.81 e 4.82), em zona de provável horizonte de calcete pedogenético. As poucas atitudes de estratificação cruzada obtidas nos estratos conglomeráticos, indicam fluxos para noroeste, ou seja, para o interior da bacia.

4.4.9.4. Seções de referência

A unidade Echaporã teve uma seção-tipo informalmente definida por Barcelos (1984) na rodovia SP 333, entre Marília e Echaporã. Soares *et al.* (1980) haviam definido como áreas-tipo da unidade, então tratada como *Formação Marília*, exposições nas regiões de Marília e Monte Alto, em São Paulo. No presente estudo foram consideradas como seções representativas da associação Echaporã os cortes de rodovia situados: 1) na Serra do Mirante, a SE de Marília, km 275 da BR 153 (local MA 76, Foto 6) e na Serra de Avencas, na ligação entre Avencas e a SP 333, a 10,5 km desta (local Ma 170); 2) a NW de Monte Alto (local AQ 4); 3) no local PT 145 (região de Campina Verde, MG); e 4) no km 266,4 da SP 300 (local BU 30), para representar a Litofácies Rubião Júnior.

4.4.9.5. Conteúdo fossilífero

A associação Echaporã contém importantes registros fossilíferos, sobretudo de répteis (dinossauros), crocodilos, restos de peixes, moluscos e vestígios de atividades orgânicas (moldes de raízes e escavações de pequenos organismos).

4.4.9.6. Paleocorrentes

Não foram obtidos dados de estruturas vetoriais suficientes para estabelecimento de direções de fluxo sedimentar. A cimentação geralmente homogeneiza a rocha, mascarando possíveis estruturas sinsedimentares. As raras medidas tomadas indicam fluxos de transporte para o interior da bacia: WSW em São Paulo (MA 71), e S em Minas Gerais (PT 149).

4.4.9.7. Relações de contato

A AF Echaporã tem contatos graduais e interdigitados com a AF Vale do Rio do Peixe (p. ex. locais BU 233, AQ 286). Na borda leste, em São Paulo, repousa diretamente sobre a Fm. Serra Geral (basaltos). Na borda norte da Bacia, em Goiás, ultrapassa os limites da área de exposição dos basaltos (seu substrato regional) e sobrepõe-se a arenitos das formações Botucatu e Pirambóia, rochas do Gr. Passa Dois e arenitos vermelhos do Gr. Aquidauana (Fúlfaro *et al.* 1994). Em geral ocorre sob cobertura elúvio-coluvial arenosa quaternária.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 10)

- Foto 4.69: Arenito imaturo, maciço, com cimento carbonático. Amostra da unidade Echaporã, proveniente de corte da rodovia BR 153, km 275 (Serra do Mirante), SW de Marília (SP), local MA 76.
- Foto 4.70: Arenito com cimentação carbonática pedogenética. Amostra da unidade Echaporã, procedente da Serra do Mirante, SW de Marília (SP), local MA 76.
- Foto 4.71: Nodulação carbonática intensa, em amostra de calcrete de origem pedogenética. Amostra da associação Echaporã, coletada a sul de Monte Alto (SP), local AQ 3.
- Foto 4.72: Imaturidade textural e mineralógica de arenito da unidade Echaporã. Seção delgada de amostra de área de transição entre esta associação e a Vale do Rio do Peixe, proveniente de exposição localizada a oeste de Matão (SP), local AQ 128. Polarizadores cruzados.
- Foto 4.73: Arenitos de aspecto maciço em estratos lenticulares, com intercalações de arenitos conglomeráticos (litofácies Rubião Jr.). Correspondem à depósitos mais proximais de leques aluviais, associados às margens da Bacia Bauru. Associação Echaporã, oeste de Botucatu (SP), local BU 30.
- Foto 4.74: Detalhe do afloramento da foto 4.73. Estratos de arenitos conglomeráticos, provavelmente formados por avanço de fluxos arenosos em lençol (lobos de leques aluviais) sobre pavimentos de deflação. com remobilização parcial do topo dos depósitos anteriores. Associação Echaporã (litofácies Rubião Jr.), oeste de Botucatu (SP), local BU 30.
- Foto 4.75: Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada mal definida. Notar clasto de quase 20 cm, assentado em concordância com a estratificação (à esquerda da escala). Associação Echaporã (litofácies Rubião Jr.), NW de Santa Cruz do Rio Pardo (SP), local BU 164. Escala: 1 metro. Obs.: Neste local as paleocorrentes indicam fluxos para norte.
- Foto 4.76: Clastos de basalto, alterados, imersos em matriz arenosa imatura, com cimento carbonático. Notar que parte dos clastos de argila originaram-se pela alteração de basaltos. Unidade Echaporã (litofácies Rubião Jr.), oeste de Botucatu (SP), local BU 30.

4.4.9.8. *Ambiente deposicional*

A associação de litofácies identificada para a unidade Echaporã (Quadro 4.10) indica sua deposição em partes distais de leques aluviais, por fluxos em lençol, com intervalos de exposição em que se formaram pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos. A litofácies Rubião Júnior, de ocorrência restrita, corresponde a depósitos mais proximais de leques aluviais provenientes da borda sudeste da Bacia Bauru. A imaturidade textural e mineralógica destes depósitos sugerem o predomínio de transporte por fluxos densos, assim como relativa proximidade da borda original da bacia, provavelmente formada por áreas mais altas associadas ao Arco de Ponta Grossa. Esta litofácies proximal da associação Echaporã desaparece, gradualmente, para o interior da bacia, dando lugar aos estratos arenosos tabulares característicos da unidade.

4.4.10. Associação faciológica São José do Rio Preto (srp)

4.4.10.1. *Área de ocorrência e espessuras*

Ocorre na região de São José do Rio Preto (SP), na parte superior do interflúvio regional situado a norte do rio Tietê. Boas exposições da unidade podem ser encontradas em cortes de rodovias e ferrovias, nos arredores daquela cidade (Fig. 4.1). Considerando-se a diferença entre suas cotas inferior e superior de ocorrência estima-se uma espessura de máxima preservada da ordem de 60 metros.

4.4.10.2. *Geometria básica*

A associação é composta por sucessões de unidades com estratificação cruzada acanalada amalgamadas (macroforma de barras arenosas), com padrão festonado. Neste conjunto podem ocorrer intercalações subordinadas de unidades tabulares de arenitos a siltitos com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior dominante, assim como lamitos argilosos, em geral maciços.

4.4.10.3. *Características litológicas*

A unidade São José do Rio Preto é constituída por arenitos finos a muito finos de cores marrom-claro a bege, de seleção moderada a má (Foto 4.89), com estratificação cruzada acanalada a tabular tangencial na base, freqüentemente conglomeráticos (fotos 4.84 a 4.86). As frações areia média e grossa ocorrem em quantidades secundárias. Os clastos são compostos por: nódulos carbonáticos, lamitos e argilitos, e seixos silicosos. Nas litofácies conglomeráticas é comum a presença de

Quadro 4.10: Elementos arquitetônicos da associação faciológica Echaporã (ech).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação	Observações complementares
arenito maciço	SS	Sm, Gp, Suf	arenito médio a fino, mal selecionado, bege a rosado, com cimento carbonático	estratos tabulares; espessura 1-2 m, limites não a pouco erosivos	maciça, às vezes conglomerático na base, onde pode ocorrer estratificação cruzada mal definida; granodecrescência para o topo	porções medianas a distais de leques aluviais, depósitos de fluxos em lençol	AQ 4, MA 76, AQ 129, MA 170, MA 251	estratif. cruzada tabular de médio porte mal definida (seis: até 0,8m de altura) em: MA 71, MA 76, MA 77. Granodecrescência: MA 44, MA 77, AQ 128, AQ 129, PT 149, PT 150)
lamitos maciços	ML	Fm	lamito arenoso, marrom	lenticular, base côncava para cima, topo plano espessura decimétrica	maciça	depósitos de lagoas efêmeras, residuais	MA 170, MA 251,	
arenitos conglomeráticos subordinados	SD	Sm, Se	arenito médio, imaturo, com intraclastos centimétricos	lenticular, com base sobre superfície de erosão; espessura centimétrica	maciça	pavimentos de deflação	MA 170, AT 248, MA 249, MA 253	os níveis com clastos em geral ocorrem acima de zonas mais cimentadas (crostas duras)
conglomerados subordinados	GL	Gmm, Se, Ss	conglomerado sust. por matriz arenosa, imaturo	lenticular, com base sobre superfície de erosão; espessura decimétrica	maciço, às vezes com estratificação cruzada mal definida	depósitos residuais (lag) de escoamento aquoso superficial (fluxos em lençol)	BU 30, BU 33, BU 164	Litofácies Rubião Júnior
arenitos com estratos carbonáticos	P	P	arenito com cimento CaCO_3 , cinza-claro	tabular espessura decimétrica	nódulos, concreções e/ou crostas de CaCO_3 , intensa cimentação; feições tubulares (perfil edáfico)	calcretes pedogenéticos	PT 149, MA 170, AT 248, MA 249, MA 251	MA 170

(Fernandes 1998)

fragmentos de ossos e outros bioclastos (fotos 4.87 e 4.88). Nelas são encontradas parte do registro fossilífero da unidade, formado essencialmente por ossos e carapaças transportados. A cimentação carbonática é comum. Localmente observam-se feições de bioturbação, tais como marcas de raízes ou tubos de vermes, nas escassas litofácies lamínicas (local SJ 122).

4.4.10.4. Seções de referência

A designação São José do Rio Preto foi utilizada por Suguio *et al.* (1977) para nomear uma associação de fácies da antiga *Formação Bauru*, encontrada nos grandes interflúvios da região norte e noroeste de São Paulo. Suguio (1981) a promoveu à categoria de formação, como integrante do Gr. Bauru. Soares *et al.* (1980) mantiveram tal designação ao proporem nova ordem estratigráfica para as unidades cretáceas em São Paulo. Na concepção dos autores, corresponderia a variação mais arenosa da Fm. Adamantina, que definiram nesta oportunidade. Barcelos (1984) indicou informalmente uma seção-tipo para o *Membro São José do Rio Preto* da Fm. Adamantina (Soares *et al.* 1980), localizada no cruzamento entre a rodovia SP 310 e a ferrovia FEPASA, em São José do Rio Preto. Na concepção ora apresentada, a associação de fácies São José do Rio Preto corresponde a uma parte restrita da unidade anteriormente cartografada com este nome pelos autores citados. Considera-se o corte do local SJ 122 (Fig. 4.8), situado em São José do Rio Preto, uma boa exposição para representar a associação, na forma aqui concida.

4.4.10.5. Conteúdo fossilífero

Nas litofácies areno-conglomeráticas da associação São José do Rio Preto foram encontrados vários ossos, carapaças e dentes de répteis (dinossauros, crocodilos e quelônios), além de carapaças de invertebrados e restos de peixes, em geral desarticulados e fragmentados pelo transporte. Todavia, registram-se partes bem preservadas e parcialmente articuladas de répteis de menor porte, como crocodilos. Este tipo particular de preservação provavelmente decorre de seus hábitos de vida (ver Capítulo 9).

4.4.10.6. Paleocorrentes

Os resultados da análise de atitudes de estratificação cruzada indicam fluxos fluviais com rumos para WSW (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

Figura 4.8: Exposição de referência da associação de fácies São José do Rio Preto. Corte de trevo rodoviário em construção, na entrada da cidade homônima, local SJ 122.

Quadro 4.11: Elementos arquitetônicos da associação faciológica São José do Rio Preto (srp).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação	Observações complementares
arenito com estratificação cruzada	SB	St, Se	arenito fino-muito fino, às vezes médio e conglomerático, marrom-claro parcialmente com cimento CaCO_3	unidades lenticulares de espessura submétrica, constituídas por sets de estratificação cruzada amalgamados (padrão festonado), limitados por superfícies erosivas de 3ª ordem	estratificação cruzada acanalada de porte médio, mergulhos baixos a médios (4 a 25°); às vezes com intraclastos lamelares de argilito e carbonáticos centimétricos, e fragmentos de ossos	barras arenosas de sistemas fluviais entrelaçados	SJ 122, VT 110	fossilífera (fragmentos de ossos, dentes e pequenos fósseis)
arenito maciço	SS	Sm, Sr	arenito fino marrom-claro cimento CaCO_3	tabular-lenticular, de espessura submétrica, limitados por superfícies erosivas no topo	maciça, <i>climbings</i>	planícies de espraiamento, fluxos em lençol (tração)	VT 110	
lamito arenoso	FF	Fm, Fr	lamito arenoso marrom	lenticular, limitado por superfícies erosivas espessura decimétrica	maciça	planícies de espraiamento, preenchimento de sulcos rasos em (suspensão)	SJ 122	localmente zona bioturbada no topo

(Fernandes 1998)

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 11)

- Foto 4.77: Detalhe da composição dos arenitos conglomeráticos da litofácies Rubião Jr. Notar que o clasto maior é uma concreção carbonática remobilizada. Associação de fácies Echaporã, NW de Santa Cruz do Rio Pardo (SP), local BU 164.
- Foto 4.78: Detalhe da composição dos arenitos conglomeráticos da litofácies Rubião Jr. Notar que predominam clastos silicosos. No centro da foto há um pequeno geodo remobilizado. Associação de fácies Echaporã, NW de Santa Cruz do Rio Pardo (SP), local BU 164.
- Foto 4.79: Grão clástico envolvido por material carbonático. A zona adjacente à superfície é formada por cristaltos perpendiculares (textura em palissada), enquanto que a "matriz" não exhibe organização aparente (textura micrítica). Confrontar com fotos 6.1 e 6.2. Micrografia de MEV (por elétrons secundários) de amostra da unidade Echaporã, procedente da região de Monte Alto (SP), local AQ 7.
- Foto 4.80: Ilúta em vazios. Micrografia de MEV (por elétrons secundários) de amostra da associação Echaporã, coletada na Serra do Mirante, SE de Marília (SP), local MA 76.
- Foto 4.81: Palygorskita de fratura em zona intensamente cimentada por carbonato. Micrografia de MEV (por elétrons secundários) de amostra da associação Echaporã (litofácies Rubião Jr.), coletada a oeste de Botucatu (SP), local BU 30.
- Foto 4.82: Palygorskita, detalhe da ocorrência da amostra da foto 4.81. Micrografia de MEV (por elétrons secundários). Unidade Echaporã (litofácies Rubião Jr.), oeste de Botucatu (SP), local BU 30.
- Foto 4.83: Arenitos com estratificação cruzada acanalada (litofácies Sf). Associação São José do Rio Preto, corte de trevo rodoviário em construção, na entrada da cidade homônima, local SJ 122.
- Foto 4.84: Litofácies de arenitos conglomeráticos subordinadas, que ocorrem intercaladas nas arenosas com estratificação cruzada. Os clastos são constituídos por concreções carbonáticas remobilizadas, fragmentos de argilitos e lamitos, assim como por pedaços de ossos. Associação São José do Rio Preto, local SJ 122.

4.4.10.7. *Relações de contato*

A associação de fácies São José do Rio Preto ocorre nas cotas mais altas do interflúvio principal da região onde se localiza a cidade homônima, na base dos quais encontra-se a associação Vale do Rio do Peixe. Este contato é localmente erosivo, por diastemas criados pela progressiva instalação de sistema fluvial sobre depósitos eólicos anteriores, correspondentes à unidade Vale do Rio do Peixe. Em escala de afloramento, dificilmente se identificam superfícies de erosão, provavelmente devido ao fato de ter havido a remobilização de sedimentos da unidade inferior, pouco consolidados à época da deposição da sobrejacente unidade fluvial.

Sobre a unidade geralmente ocorrem depósitos eluvio-coluviais arenosos, de idade quaternária.

4.4.10.8. *Ambiente deposicional*

A AF São José do Rio Preto é constituída essencialmente por arenitos pouco maduros, freqüentemente conglomeráticos. Os elementos arquitetônicos identificados (Quadro 4.11) indicam transporte e acumulação por barras fluviais, em sistemas de canais entrelaçados, amplos e rasos. A imaturidade textural dos depósitos reflete um regime de fluxos intempestivos, que teria predominado durante a sedimentação. A grande quantidade de fragmentos de fósseis e peças desarticuladas encontrados nesta unidade indica que houve considerável desenvolvimento da vida animal nas planícies fluviais de entrelaçamento. A escassez de depósitos pelíticos sugere uma relativa proximidade das áreas-fonte, assim como indicam ter prevalecido o intemperismo físico, em clima semi-árido.

4.4.11. Associação faciológica Presidente Prudente (*ppr*)

4.4.11.1. *Área de ocorrência e espessuras*

Ocorre na parte superior dos interflúvios dos rios do Peixe e Paranapanema (região de Presidente Prudente), assim como dos rios Aguapeí e do Peixe (espigão Osvaldo Cruz-Adamantina-Pacaembu), com boas exposições nas imediações de Presidente Prudente e Adamantina (Fig. 4.1). Tem espessura máxima preservada de algumas dezenas de metros, na parte superior dos interflúvios regionais. Dados de perfurações de poços para água subterrânea na região de Presidente Prudente registraram valores máximos em torno de 50 metros. Todavia estes dados provavelmente incluem a associação Vale do Rio do Peixe (sotoposta).

4.4.11.2. Geometria básica

A unidade é composta pela alternância de: 1) depósitos de preenchimento de canais rasos (feições de corte-e-preenchimento isoladas ou múltiplas (fotos 4.90 a 4.92, e 4.95), com estratificação cruzada acanalada); 2) arenitos em corpos tabulares com estratificação sigmoidal interna (fotos 4.93, 4.94 e 4.96); 3) arenitos a siltitos em unidades tabulares, com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior dominante (fotos 4.97 e 4.98); e 4) lamitos argilosos em geral maciços. A associação tem caráter granodecrescente para o topo (*fining upward*).

4.4.11.3. Características litológicas

A associação de fácies Presidente Prudente é composta por arenitos muito finos a finos (predominantes) de cores marrom-avermelhado claro a bege, de seleção moderada a má, matriz lamítica, e lamitos argilosos de cor marrom-escuro (chocolate). Eventualmente, a fração areia média pode ocorrer nos arenitos, em menor porcentagem. Apresenta maior quantidade relativa de pelitos do que a associação São José do Rio Preto, constituindo estratos lamíticos intercalados (subordinados).

Os arenitos apresentam-se, com frequência, parcialmente cimentados por carbonato de cálcio, sobretudo como estratos de aspecto maciço (Foto 4.100). Nestes casos a cimentação mascara estruturas sedimentares de pequeno porte, como laminação por migração de ondulações. Não raro, os estratos e lentes que formam mantas suavemente onduladas, apresentam cimentação carbonática posterior à deformação por sobrecarga, ou seja, diagenética (p. ex. local PP 187). A cimentação preferencial de arenitos provavelmente decorre de sua maior permeabilidade original.

4.4.11.4. Seções de referência

A unidade, ora definida, corresponde a uma parte restrita da *Itafáoles* Taciba, de Soares *et al.* (1980). Para melhor representá-la foram escolhidas três exposições de cortes de rodovia, uma localizada a ESE de Presidente Prudente, as outras duas, complementares, na parte sul da cidade. A primeira situa-se no km 442,4 da SP 425 (local PP 191, Fig. 4.9, Foto 4.90, Quadro 4.12). As outras duas estão no cruzamento entre as rodovias BR 374 e SP 425 (local PP 188, Fig. 4.10, Quadro 4.13) e no km 456,4 da SP 425 (local PP 187, Quadro 4.14).

4.4.11.5. Conteúdo fóssilífero

A associação Presidente Prudente contém, sobretudo, fósseis de répteis de porte menor, como de quelônios, assim como de invertebrados (bivalves, gastrópodes e

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 12)

- Foto 4.85: Arenito com estratificação cruzada e intraclastos carbonáticos e fragmentos de ossos. Associação de fácies São José do Rio Preto, corte situado na entrada de Neves Paulista (SP), rodovia SP 310, local VT 110.
- Foto 4.86: Detalhe da foto 4.85. Associação de fácies São José do Rio Preto, local VT 110. Escala em centímetros.
- Foto 4.87: Fragmentos de ossos em arenitos depositados em barras arenosas de sistema fluvial entrelaçado. Corte da rodovia SP 320, km 478,5, imediações de Tanabi (SP), local VT 120.
- Foto 4.88: Bioclasto em arenito imaturo com cimento carbonático poiquilotópico (diagenético). Seção delgada de amostra da associação São José do Rio Preto, proveniente de corte de trevo rodoviário em construção, na entrada da cidade de mesmo nome, local SJ 122. Polarizadores cruzados.
- Foto 4.89: Grãos orientados e mica não deformada, indicativos de baixa compactação, com manutenção do arranjo sedimentar. Notar a imaturidade textural e mineralógica destes arenitos, típica do contexto deposicional da unidade São José do Rio Preto. Seção delgada de amostra do local SJ 122. Polarizadores cruzados.
- Foto 4.90: Depósitos de preenchimento de canais (elementos arquitetônicos SB, LA e FF) e depósitos de arrombamento de diques marginais (elementos SB), de sistema fluvial meandrante arenoso. Associação Presidente Prudente, imediações da cidade de mesmo nome, local PP 191. Escala: 1 metro.
- Foto 4.91: Outra exposição da unidade Presidente Prudente, com as mesmas características arquitetônicas mostradas na foto 4.90, situada na rodovia SP 294, entrada de Lucélia (SP), próximo do local DR 48.
- Foto 4.92: Detalhe de uma feição de corte-e-preenchimento, exibindo delgado estrato lamítico na parte inferior da escavação, indicativa de provável abandono temporário do canal. Unidade Presidente Prudente, corte do km 609,4 da rodovia SP 294, localizado a noroeste de Adamantina (SP), local DR 52.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 13)

- Foto 4.93: Depósitos de arrombamento de diques marginais (litofácies Sp, Fl e Sm). Associação de fácies Presidente Prudente, corte da rodovia SP 294, na entrada de Lucélia (SP), próximo do local DR 48.
- Foto 4.94: Depósitos de arrombamento de diques marginais (elemento arquitetônico SB). Notar o perfil sigmoidal da estratificação interna e os limites não erosivos entre os estratos. Unidade Presidente Prudente, imediações da cidade de mesmo nome, local PP 188. Escala: 1 metro.
- Foto 4.95: Feições de fluxo - internas à estratificação cruzada - em depósitos de acreção lateral (elemento LA, barras de pontal). Depósitos de preenchimento de canal (elemento CH). Associação Presidente Prudente, corte do km 609,4 da rodovia SP 294, NW de Adamantina (SP), local DR 52.
- Foto 4.96: Estratificação cruzada tabular (litofácies Sp) com intraclastos de argilito. Unidade Presidente Prudente, corte da rodovia SP 294, km 585, imediações de Lucélia (SP), local DR 48.
- Foto 4.97: Estruturação interna de depósito de arrombamento de diques marginais. Feições de migração de ondulações (litofácies Sr). Associação de fácies Presidente Prudente, corte da rodovia SP 294, na entrada de Lucélia (SP), próximo do local DR 48.
- Foto 4.98: Estruturas de migração de ondulações subaquáticas de fluxos aquosos de regime inferior de energia. (litofácies Sr). Unidade Presidente Prudente, corte da rodovia SP 294, na entrada de Lucélia (SP), próximo do local DR 48.
- Foto 4.99: Depósitos de canais de atalho (chute). (litofácies Sr). Associação Presidente Prudente, corte da rodovia SP 425, km 474, região de Pirapozinho (SP), próximo do local PP 189.
- Foto 4.100: Cimentação diagenética diferencial, predominante nas unidades mais interiores da bacia. As litofácies arenosas são originalmente mais permeáveis. Ao permitir maior fluxo dos fluidos intraestratais estas litofácies foram mais afetadas pela deposição de carbonatos. Associação de fácies Presidente Prudente, corte da rodovia SP 270, km 576, imediações de Presidente Prudente, local PP 63.

Figura 4.9: Seção de referência para a associação de fácies Presidente Prudente. Depósitos de preenchimento de canais (elementos arquitetônicos SB, LA e FF) e depósitos de arrombamento de diques marginais (elementos CS), de sistema fluvial meandrante arenoso. Corte da rodovia nas SP 425, km 442,4; imediações Presidente Prudente (SP), local PP 191. Escala na foto: 1 metro.

Quadro 4.12: Elementos arquitetônicos identificados no local PP191.

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Geometria e limites	Interpretação
canais preenchidos	CH (LA,SB)	Sp, Sl, Se, FI	lenticular, de base côncava para cima, espessura decimétrica, com largura/espessura até 40; superfície basal erosiva, com intraclastos	depósitos de preenchimento de canais por alternância de barras arenosas de pontal e de acreção lateral (tração), com lamitos subordinados
estratos arenosos	CSp	Sp, Sl	tabular de extremidades delgadas (perfil sigmoidal), de espessura até 1 m, superfície basal não ou pouco erosiva	depósitos de arrombamento de diques marginais, em lobos arenosos

(Fernandes 1998)

Figura 4.10: Seção complementar para a associação de fácies Presidente Prudente. Depósitos de arrombamento de diques marginais (elemento arquitetônico CSp). Estratificação interna de perfil sigmoidal e limites não erosivos entre os estratos. Corte da rodovia BR 374, a 1,4 km do cruzamento com a SP 425; imediações da cidade de Presidente Prudente (SP), local PP 188.

Quadro 4.13: Elementos arquitetônicos identificados no local PP188.

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Geometria e limites	Interpretação
lençóis arenosos com sigmóides	CSp	Sp (sigmoidal)	Estratos tabulares de adelgaçamento suave (mantas), separados por superfícies planas não erosivas; estratificação interna com perfil sigmoidal	depósitos proximais de arrombamento de diques marginais, em lobos arenosos

(Fernandes 1998)

Quadro 4.14: Elementos arquitetônicos identificados no local PP187.

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Geometria e limites	Interpretação
lençóis de areia laminados	CSd	Sr, Sm, Sl, Suf	estratos tabulares a lenticulares (mantas) e lentes isoladas, de espessura decimétrica, com superfícies basais planas não erosivas; passagens superiores graduais para o elemento FF	depósitos distais de arrombamento de diques marginais (tração e suspensão), em lobos areno-lamíticos
estratos lamíticos	FF	Fm, Fl, Fs	estratos delgados (mantas), de espessura até 15 cm, localmente com feições de ressecção no topo; feições de sobrecarga	depósitos de suspensão em planícies de inundação

(Fernandes 1998)

crustáceos), melhor preservados devido a seus hábitos em vida (vide Capítulo 9). Restos de ossos de dinossauros e crocodilos, transportados, ocorrem em menor quantidade. Algumas vezes são encontradas, ainda, feições tubulares em litofácies de planícies de transbordamento, que constituem prováveis moldes de raízes.

4.4.11.6. *Paleocorrentes*

Os resultados da análise de atitudes de estratificação cruzada indicam fluxos para o quadrante SW, em depósitos de canais, e um espectro mais variado, entre os quadrantes NW e SE, para depósitos de arrombamento de diques marginais (ver Capítulo 8 e Mapa 3).

4.4.11.7. *Relações de contato*

A AF Presidente Prudente ocorre em cotas mais altas dos interflúvios regionais, abaixo dos quais aflora a AF Vale do Rio do Peixe. A passagem é interdigitada, marcada pela gradual instalação do sistema fluvial sobre depósitos eólicos da AF Vale do Rio do Peixe. Em geral a unidade é coberta por depósitos eluvio-coluviais arenosos quaternários.

4.4.11.8. *Ambiente deposicional*

A associação de fácies Presidente Prudente é constituída por alternância de feições de preenchimento de canais amplos e rasos (elementos CH/DA/SB/LA) e depósitos de arrombamento de diques marginais (*crevasse*), formados essencialmente por arenitos muito finos a finos (elementos SB e CS), e lamitos arenosos subordinados (elemento FF; Quadro 4.15). Os rumos de paleocorrentes medidos em canais apresentaram tendência para o quadrante sudoeste, indicando que a AF Presidente Prudente acumulou-se em sistema fluvial meandrante arenoso fino, em canais rasos, de sinuosidade relativamente baixa.

Provavelmente, o caráter meandrante foi determinado sobretudo pela pequena declividade regional das áreas mais interiores da bacia. Por sua vez, o clima semi-árido teria determinado a escassez de vegetação, impedindo a criação de condições efetivas para a fixação de canais fluviais, cuja origem vinculava-se a fluxos episódicos. Outro fator que provavelmente não permitiu o estabelecimento de canais mais estáveis foi a pequena disponibilidade de sedimentos finos (pelitos) no sistema, a julgar pela relativa ausência de litofácies argilosas na associação. Neste caso, o clima teria atuado também na liberação e transporte de materiais, favorecendo o intemperismo físico, do que decorre a deficiência na geração de pelitos.

Quadro 4.15: Elementos arquitetônicos componentes da associação faciológica Presidente Prudente (ppr).

Elemento arquitetônico	Símbolo	Litofácies	Litologia	Geometria	Estruturas sedimentares	Interpretação	Locais para observação	Observações complementares
canais preenchidos (depósitos de barras arenosas e de acreção a jusante)	CH (LA, SB)	St, Sl, Se, Fl	arenito mF-F marrom-claro a avermelhado	largura/profundidade: até 40 m base côncava para cima, sobre superfície de erosão; às vezes c/ depósitos residuais (lag); superfícies internas de 3ª ordem; unidades de espessura decimétrica a métrica	estratificação cruzada acanalada de porte médio a pequeno (em geral de 0,5-1 m, até 2 m de altura; por até 30 m de largura), padrão festonado; mergulhos baixos a médios (6 a 25°); às vezes com intraclastos lamelares de argilito na base	depósitos de preenchimento de canais meandantes rasos, por barras arenosas de pontal e de acreção a jusante	DR 48, DR 51, DR 52, PP 189, PP 191, AT 219	base às vezes revestida por estrato lamítico argiloso de espessura centimétrica
lençóis arenosos com estratificação sigmoidal	CSp	St/Sp (sigmóides), Sl, Sh (no topo), Ss	arenito mF marrom-claro	tabular, de espessura decimétrica limites não erosivos	estratificação cruzada tabular, de porte médio a pequeno (até 2 m de altura), com perfil sigmoidal; "olhos de sigmóide" em cortes transversais à paleocorrente	depósitos de arrombamento de diques marginais (crevasse) proximais, acumulados em lobos amalgamados	DR 50, DR 53, PP 188, PP 191, DR 212, DR 213	olhos-de-sigmóide: DR 53, DR 213; perfil sigmoidal: PP 187, PP 188, PP 191, AT 219
lentes arenosas subordinadas	CSd	Sr, Sh, Sl, Sm, Suf	arenito mF marrom-claro	tabular a lenticular (mantas), de espessura decimétrica limitados por superfícies não erosivas	maciço, laminação por migração de ondulações	depósitos de arrombamento de diques marginais (crevasse) distais	PP 187	
estratos lamíticos subordinados	CFd	Fm, Fl, Fs	lamito siltoso a argiloso marrom-escuro	tabular a lenticular de espessura centimétrica a decimétrica limites não erosivos	maciço a laminado, às vezes com gretas de ressecção e deformações por sobrecarga	depósitos de arrombamento; distais, processo de suspensão dominante	DR 51, AT 187, PP 191, AT 219	
lençóis silto-arenosos estratificados/laminados	FF	Fl, Fs, Sr, Sh	siltito arenoso a arenito mF marrom a bege	tabular, limitados por superfícies não-erosivas espessura decimétrica	laminação subhorizontal de 1-2 cm de espessura, com feições de migração de marcas onduladas	depósitos proximais de planícies de inundação; processo de tração dominante	DR 51, PP 187, PP 190	às vezes com fragmentos de ossos
lentes arenosas isoladas, com estratificação cruzada	LSC	St, Se	arenito mF marrom-claro; com intraclastos	lenticular, de espessura decimétrica limitados por superfície de erosão do topo do estrato inferior	estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (altura centimétrica, largura submétrica), com intraclastos lamelares de argilito (residuais)	depósitos de canal de atalho (chute)	PP 189	

O preenchimento dos canais é relativamente complexo, formado por sucessões de litofácies que poderiam ser separadas em elementos arquitetônicos menores, tais como acumulações em barras arenosas (SB) por acreção lateral (LA), por acreção a jusante (DA), ou ainda de colmatção de canais abandonados (FF). Devido à escala de trabalho adotada e à pequena espessura dos depósitos, optou-se por apresentar apenas os principais elementos arquitetônicos presentes. Assim, o elemento CH corresponde ao preenchimento de canais por composição de unidades SB e LA (predominantes), DA e FF.

As feições de corte-e-preenchimento formam unidades lenticulares delgadas, côncavas na base e planas no topo, com razão largura/profundidade de até 40. Canais com razão entre 15 e 100 são considerados móveis, com preenchimento por migração ou desvios dentro de uma escavação principal (Miall 1988b). Estas características indicam deposição em sistema fluvial meandrante raso, de escoamento difícil devido ao baixo gradiente regional. Tais características justificam também a abundância de litofácies com estruturas de fluxo de regime inferior (predominantes) e de suspensão, encontradas nos depósitos de arrombamento de diques marginais (elementos CS), por sua vez, bastante frequentes na associação Presidente Prudente.

Na base de feições côncavas de corte-e-preenchimento podem ocorrer estratos lamíticos, indicando estádios de menor energia e processos de decantação. Provavelmente, correspondem a desaceleração do fluxo por abandono de canal. Algumas vezes a laminação cruzada é formada por alternância de areia e de argila, e pode conter intraclastos argilosos acomodados nos planos da laminação. Tal associação sugere reativações de canal, com a remobilização de parte do material pelítico acumulado. O material argiloso seria então reincorporado na forma de intraclastos e/ou de matriz, na base da barra arenosa formada pelo novo pulso fluvial. Nestes corpos arenosos a estratificação cruzada exhibe mergulhos médios a baixos (até 15°). No local DR 52 estratos cruzados de espessura média centimétrica apresentam estruturação interna de laminação por migração de ondulações (*climbings*). As diversas superfícies internas secundárias de erosão, seladas com lama e seguidas por brechas intraformacionais, indicam frequentes flutuações de energia, indicativas de fluxos variáveis (sazonais ou efêmeros).

Os intraclastos das litofácies Se - que preenche canais - são em geral lamelares, constituídos de argilito de cor marrom (chocolate), subangulosos a subarredondados, de dimensões milimétricas a centimétricas (até 6 cm, excepcionalmente com 20 cm, local DR 52). Ocorrem na parte inferior dos estratos inclinados, assentados em concordância com a estratificação. Indicam processos de transporte de fundo, designados de

ultrapassagem (Allen 1983) de intraclastos gerados por canibalismo de acumulações pelíticas adjacentes. Nestas litofácies podem ser encontrados ainda intraclastos carbonáticos, clastos silicosos (remobilizados) e fragmentos de ossos, todos de dimensões centimétricas. A cimentação carbonática é comum, podendo formar localmente nódulos centimétricos (local PP 65).

Depósitos proximais de arrombamento de diques marginais (elementos CS) podem formar notáveis sucessões verticais de corpos arenosos com estratificação sigmoidal de baixo ângulo de mergulho, separados por superfícies basais planas sem feições erosivas (Fig. 4.10). A estratificação tem mergulho suavizado a jusante, devido ao baixo gradiente da planície de inundação. Correspondem a mantas de lobos arenosos sobrepostas. Quando seccionados em cortes transversais à direção de fluxo, estes depósitos exibem superfícies de topo levemente convexas para cima, feições conhecidas como *olhos de sigmóide* (Foto 4.94).

Nos depósitos de arrombamento, os rumos de paleocorrentes apresentaram maior dispersão, podendo ser até subortogonais às direções dominantes de fluxo em canais (Fig. 4.9). Tais fluxos revelaram tendência para SW, enquanto que os sentidos de transporte medidos em depósitos de arrombamento apontam para Norte (locais DR 50 e 213) ou para NW (local DR 53).

No local AT 219 pode-se observar uma seção de lobos arenosos sucessivos com perfil sigmoidal, que regredem a partir de um depósito de dique marginal. Feições deste tipo raramente se preservam. Na parte superior do dique foram encontrados ainda prováveis moldes de raízes. As litofácies de arrombamento de diques marginais podem preservar esqueletos e carcaças menos desarticulados, como cascos de tartarugas encontrados no local PP 190.

4.4.12. Analcimitos Taiúva

Os analcimitos Taiúva são lavas de natureza alcalina identificadas em testemunhos de perfurações para poços de água subterrânea, na região centro norte do Estado de São Paulo (Coimbra *et al.* 1981, Coutinho *et al.* 1982). Encontram-se intercaladas no topo da associação Vale do Rio do Peixe, atingindo espessura máxima de 15 metros. Segundo aqueles autores, os analcimitos ocorrem em subsuperfície, num polígono de pelo menos 100 km², definido pela cidades paulistas de Taiúva, Piranjí, Aparecida de Monte Alto, situado a noroeste de Jaboticabal. Próximo a esta última cidade havia sido descrito um provável *pipe* de rocha alcalina (Pinotti *et al.* 1970,

Gomes & Valarelli 1970), que Coutinho *et al.* (1982) associaram ao mesmo evento eruptivo, contemporâneo à sedimentação neocretácea.

Os Analcimitos Taiúva descritos por Coimbra *et al.* (1981) e Coutinho *et al.* (1982) exibem cor marrom-claro avermelhado a amarelado, textura afanítica, e encontram-se semi-alterados por processos deutéricos. Algumas vezes, apresentam diversas amígdalas de calcita, mineral que também pode preencher fraturas, textura que evidencia o caráter vulcânico extrusivo da rocha.

5. REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU

5.1. Considerações preliminares

A cimentação carbonática sempre foi uma característica muito valorizada na compartimentação litoestratigráfica da Bacia Bauru. Utilizado desde os primeiros ensaios de subdivisão da cobertura suprabasáltica (Setzer 1943, 1948; Almeida & Barbosa 1953), tal critério constitui, ainda hoje, elemento importante na distinção e na correlação entre unidades litológicas geograficamente separadas e distantes. Influuiu nos modelos estratigráficos concebidos para a bacia e, conseqüentemente, nos de evolução geológica. Todavia, estudos mais recentes têm indicado que a cimentação carbonática resulta de processos diversos, às vezes sobrepostos, a que foram submetidos os sedimentos até que chegassem ao estado opresentado atualmente.¹¹

Ao analisar as associações de fácies e sua distribuição no espaço e no tempo, surgem alguns problemas decorrentes da excessiva importância dada àquele critério. A cimentação muitas vezes é produto de processos posteriores à deposição, superimpostos e em grau diferenciado. Unidades litológicas fisicamente semelhantes (hoje cimentadas por carbonato) podem ter sido acumuladas em contextos ambientais originalmente distintos. Da mesma forma, separar associações com base na cimentação pode acarretar dificuldades na compreensão da evolução sedimentar de partes da seqüência. O caso das associações Ponte Alta e Serra da Galga ilustra a questão. Embora acumuladas em contexto similar, fato atestado por litologias, estruturas sedimentares, associação de fácies e geometria semelhantes, a primeira sofreu intensa cimentação por fluxos de águas subterrâneas, ricas em carbonatos, formando núcleos diferenciados no interior da segunda.

Por sua vez, o uso de estruturas sedimentares - como estratificação cruzada, marcas onduladas ou a presença de intraclastos - para caracterizar ambiente fluvial deu suporte a definições errôneas de unidades, com implicação nas relações estratigráficas e na evolução geológica concebidas. A Formação Adamantina pode ser tomada como exemplo. A análise de associações de fácies realizada neste estudo revelou que a unidade pode ser decomposta em várias associações, acumuladas em contextos deposicionais diversos, onde tais estruturas foram geradas tanto por processos eólicos, quanto por fluviais.

¹¹ Hasui (1969) já havia se referido a problemas da aplicação do critério *cimentação carbonática* na correlação estratigráfica regional.

Por outro lado, a quantidade de água (ou umidade) presente no sistema diferencia o tipo de associação de fácies e estruturas sedimentares preservadas, embora os agentes de transporte dominantes tenham sido similares. As associações Vale do Rio do Peixe e Santo Anastácio acumularam-se como lençóis de areia, em ambiente eólico. Na primeira, houve condições de retenção de pelitos em zonas baixas mais úmidas, formando estratos siltosos maciços intercalados (depósitos de loesse) entre os lençóis de areia. Na segunda, mais interior e seca, são raros tal tipo de intercalações, dominando monótonos depósitos arenosos, em geral maciços.

Por fim, a posição no contexto paleogeográfico também pode determinar mudanças de estilo fluvial, e portanto do tipo de associação de fácies presentes. Provavelmente, as AFs Serra da Galga, São José do Rio Preto e Presidente Prudente correspondem a depósitos de diferentes segmentos de um trato de sistemas fluviais regional, que se estendeu desde a borda nordeste da bacia, até desaparecer pouco antes do grande deserto interior (Caiuá).

5.2. Quadro litoestratigráfico prévio

Após terem sido formuladas diversas propostas de subdivisão estratigráfica para a SSN, Soares *et al.* (1980) propuseram, para o Estado de São Paulo, aquela que viria a ter maior aceitação. Os autores reuniram todas as rochas suprabasálticas no *Grupo Bauru*, composto pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. Almeida *et al.* (1980) adotaram proposta similar à de Soares *et al.* (1979a) e subdividiram a Fm. Adamantina em cinco unidades de mapeamento. Suguio (1981) ao abordar aspectos paleoambientais e paleogeográficos do Gr. Bauru, subdividiu-o em seis formações: Caiuá, Santo Anastácio, Araçatuba, São José do Rio Preto, Uberaba e Marília. A Fm. Marília foi posteriormente dividida nos membros Serra da Galga, Ponte Alta¹² e Echaporã (Barcelos & Suguio 1987).

A Fm. Adamantina (Soares *et al.* 1980) foi objeto de inúmeras propostas de subdivisão no Estado de São Paulo, devido, principalmente à sua grande área de exposição e às variações litofaciológicas regionais decorrentes. Suguio (1981) dividiu-a nas formações Araçatuba¹³ e São José do Rio Preto, retomando, com pequenas modificações, as unidades que Suguio *et al.* (1977) individualizaram anteriormente como *litofácies* (associações de) homônimas, na região norte-ocidental do Estado. Na

¹² Barbosa *et al.* (1970) subdividiram a Formação Bauru no Triângulo Mineiro em três unidades: a) *fácies Uberaba*, b) *fácies Ponte Alta* e c) *arenitos superiores* (argilosos, com níveis conglomeráticos), que encobrem as duas primeiras. A designação *fácies Ponte Alta* havia sido sugerida anteriormente para os calcários daquela região, por Arid (1966, 1967).

¹³ O nome *Formação Araçatuba* fora proposto informalmente por Zaine *et al.* (1980).

definição original, a *litofácies* Araçatuba incluía parte dos arenitos Santo Anastácio, situados a norte do rio do Peixe ou Aguapeí. Ao elevá-la à categoria de formação o autor manteve a descrição litológica de Suguio *et al.* (1977), embora houvesse proposto também a categoria de formação para a unidade Santo Anastácio, aflorante a sul do rio do Peixe. Para a parte sudoeste do Estado, Soares *et al.* (1979) dividiram a Fm. Adamantina nas *fácies* (associações de) Ubirajara e Taciba, enquanto que Almeida *et al.* (1980) propuseram a subdivisão, para praticamente a mesma área, em cinco *unidades de mapeamento*, denominadas de Ka_I, Ka_{II}, Ka_{III}, Ka_{IV}, Ka_V. Barcelos (1984) separou a unidade nos membros Araçatuba e São José do Rio Preto. Essas propostas de subdivisão da Fm. Adamantina coexistiram sem consenso acentuado, sendo aplicadas de modo diverso.

5.3. Associações de fácies e revisão estratigráfica da SSN

A distribuição das associações de fácies identificadas na parte oriental da bacia (Mapa geológico) e suas relações estratigráficas implicaram a necessidade de revisão das subdivisões anteriormente propostas. Por apresentarem ampla área de exposição e características litológicas peculiares, algumas das associações individualizadas foram definidas como novas formações, em acordo com os requisitos básicos do Código de Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986). O Quadro 5.1 apresenta a correlação entre as novas unidades aqui propostas e as principais unidades litoestratigráficas anteriores, assim como as que foram mantidas sem alterações.

Quadro 5.1: Nova ordem estratigráfica proposta e sua correlação com as principais definições anteriores.

Grupo	Formação	Membro	Correspondência
Bauru	Marília	Ponte Alta	Mb. Ponte Alta ¹
		S. da Galga	Mb. Serra da Galga ¹
		Echaporã	Mb. Echaporã ¹ , Fm. Marília ²
	Presidente Prudente		Parte da Litofácies Taciba ³ , parte da unidade Ka _V (Fm. Adamantina) ⁴
	S. José do Rio Preto		Parte da Litofácies ⁵ ou Fm. ⁶ São José do Rio Preto
	Uberaba		Parte da Fm. Uberaba ⁷
	Araçatuba		Parte da Litofácies ⁵ ou da Fm. ⁶ Araçatuba; Fm. Araçatuba ⁸ ; parte da unidade Ka _{III} (Fm. Adamantina) ⁴
	Vale do Rio do Peixe		Litofácies Ubirajara ³ ; parte da Litofácies ⁵ ou Fm. ⁶ Araçatuba; parte da Litofácies Taciba ³ ; unidades Ka _I , Ka _{II} , Ka _{III} e Ka _{IV} e parte da Ka _V (Fm. Adamantina) ⁴
Caiuá	Santo Anastácio		Fm. Santo Anastácio ^{9,3,4,10}
	Rio Paraná		Fm. Rio Paraná ¹⁰
	Goio Erê		Fm. Goio Erê ¹⁰

Fontes: 1. Barcelos & Suguio (1987), 2. Almeida & Barbosa (1953), 3. Soares *et al.* (1980), 4. Almeida *et al.* (1980), 5. Suguio *et al.* (1977), 6. Suguio (1981), 7. Hasui (1968), 8. Zaine *et al.* (1980), 9. Stein *et al.* (1979), 10. Fernandes & Coimbra (1994).

Relações estratigráficas na parte oriental da Bacia Bauru

Fernandes (1998)

Figura 5.1: Quadro de relações estratigráficas na parte oriental da Bacia Bauru.

Siglas: Krpa = Fm. Rio Paraná, Kgoe = Fm. Goio Erê, Ksta = Fm. Santo Anastácio (Gr. Caiuá); Krpx = Fm. Vale do Rio do Peixe, Karç = Fm. Araçatuba, Kube = Fm. Uberaba, Ksga = Mb. Serra da Galga, Kpta = Mb. Ponte Alta, Kech = Mb. Echaporã, Ksrp = Fm. São José do Rio Preto, Kppr = Fm. Presidente Prudente, Ktu = Analcimitos Taiúva (Gr. Bauru); Ksg = Fm. Serra Geral (Gr. São Bento).

A grande modificação introduzida por este reordenamento estratigráfico refere-se à Fm. Adamantina. As demais unidades foram assim mantidas: a Fm. Uberaba segundo a definição de Hasui (1968); e a Fm. Marília na acepção de Soares *et al.* (1980), com a subdivisão nos membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta, proposta por Barcelos & Suguio (1987). Para o Gr. Caiuá adotou-se a subdivisão nas formações Santo Anastácio, Rio Paraná e Golo Erê, proposta por Fernandes & Coimbra (1996). O novo quadro de relações estratigráficas ora proposto para a parte oriental da Bacia Bauru é esquematicamente apresentado na Fig. 5.1.

6. CONSIDERAÇÕES SOBRE CIMENTAÇÃO E DIAGÊNESE NA BACIA BAURU

6.1. Cimentação carbonática

6.1.1. Notas iniciais

Suguio & Barcelos (1983) afirmaram que a maioria das rochas carbonáticas encontradas nas unidades da Bacia Bauru são calcretes. Constituem depósitos relacionados a horizontes edáficos com cimento, nódulos e crostas carbonáticos. Em diversos locais, foi verificada a associação de esmectita com calcretes, assim como a presença da paragênese palygorskita-sepiolita (principalmente na Fm. Marília). Moldes de cristais salinos (rosas do deserto), formados em *sabkhas* e lagoas salinas, foram descritos em testemunhos de sondagens realizadas em Santo Anastácio e Mirante do Paranapanema (Mezzalana 1974) e na Fm. Araçatuba (Etchebehere *et al.* 1991). Por sua vez, Coimbra (1976) identificou ocorrências locais de barita, associada ao cimento carbonático, em arenitos da Formação Adamantina, também em São Paulo.

6.1.2. Conceitos gerais sobre calcretes

Calcretes são acumulações continentais subsuperficiais, constituídas sobretudo por carbonato de cálcio. Ocorrem em diversas formas: pulverulento, nodular e crostas duras. Os principais processos formadores de calcretes envolvem a cimentação, e/ou substituição de maiores ou menores quantidades de solo, rocha ou material intemperizado, principalmente na zona vadosa (Goudie 1983). Goudie (1973) encontrou calcretes com quantidade de CaCO_3 até 2,5 vezes maior que a prevista, segundo os espaços vazios da rocha original.

O limite de umidade para a formação de calcretes varia de acordo com a área. Em geral, estes se acumulam em zonas cuja precipitação anual varia entre 400 e 600 mm (Goudie 1983). A distribuição das chuvas também é um fator importante. Nas

regiões semi-áridas elas ocorrem de modo concentrado, intenso e breve (chuvas torrenciais).

A formação de horizontes com cimentação carbonática em rochas de ambiente continental semi-árido tem sido essencialmente atribuída a processos edáficos (calcretes pedogênicos). Todavia, calcretes não-pedogênicos são comuns em bacias aluviais recentes de clima árido, embora pouco reconhecidas no registro estratigráfico mais antigo. Constituem acumulações de carbonatos abaixo da região de formação de solo, mas dentro da zona vadosa, ou na franja capilar e abaixo do topo do nível freático, designados como calcretes de águas subterrâneas (*groundwater, phreatic, valley, non pedogenic* ou *channel calcretes*). A maioria dos calcretes tem textura cristalina fina e em sua forma mais madura constitui matriz secundária mais ou menos contínua de carbonato de cálcio micrítico ou microesparítico, densamente cristalino (Wright & Tucker 1991). São formados por preenchimento de espaços intergranulares, substituição ou transformação de minerais por carbonato de cálcio, proveniente de aporte vertical e/ou lateral de águas enriquecidas em íons de cálcio e carbonato, em zonas vadasas e freáticas rasas (Fig. 6.1).

Calcretes de águas subterrâneas são formados em clima semi-árido e quente, pela flutuação do nível freático pouco profundo. Em tais condições climáticas, para que aquíferos desconfiados possam tornar-se rasos, é necessário que chuvas torrenciais promovam a elevação temporária do nível freático, pela rápida infiltração da água nas partes mais baixas de terrenos bastante permeáveis. Pela natureza pouco duradoura desta situação, o nível d'água volta à sua posição anterior. A repetição do processo mobiliza e precipita o carbonato na zona subsuperficial de oscilação.

Os principais processos atuantes são perda de CO_2 , mecanismos de evaporação/evapotranspiração e efeito do íon comum. Em geral, os calcretes de águas subterrâneas não exibem perfis maduros como aqueles formados por calcretes pedogênicos, embora tendam a ser nodulares, maciços ou de aspecto brechóide (pseudobrecha). Podem apresentar-se associados com sílica autigênica, argilas (sepiolita, palygorskita) e gipso (Wright & Tucker 1991).

Os processos pedogenéticos são aqueles que atuam na diagênese precoce (anadiagênese ou eodiagênese), em interação com o meio externo. Os processos de formação de calcretes de águas subterrâneas podem ocorrer em diferentes momentos da diagênese. Podem ser penecontemporâneos à sedimentação (eodiagênese) ou até muito posteriores, associados à erosão parcial dos depósitos sobrepostos (telodiagênese). O termo diagênese, conforme aqui empregado, refere-se à

Figura 6.1: Classificação genética de calcretes. Traduzido, com pequenas modificações, de Carlisle (1983).

mesodiagênese, isto é, a fase onde atuam processos vinculados ao soterramento dos sedimentos, sem influência direta do meio externo.

6.1.3. Tipos de cimentação carbonática na Bacia Bauru

O estudo de seções delgadas, de amostras das diversas unidades sedimentares da Bacia Bauru, indicou que há vários tipos e fases de cimentação carbonática, às vezes superimpostos. Embora todas as unidades apresentassem vestígios de formação de paleossolo, com formação de horizontes de calcretes pedogenéticos preservados ou seus restos retrabalhados, a alta mobilidade dos íons de cálcio e carbonato propiciou a reprecipitação, sobretudo nas litofácies originalmente mais permeáveis e menos intensamente cimentadas.

Em Pereira Barreto, a ocorrência aparentemente anômala de uma crosta dura na transição entre as formações Rio Paraná e Santo Anastácio pode ser explicada pelo avanço de fluxos aquosos gerados em chuvas torrenciais de deserto (*wadis*). A peculiaridade desta ocorrência refere-se à sua magnitude - 1 m de espessura, centenas de metros de extensão - e posição interior na bacia. Os fluxos aparentemente provinham de áreas situadas a oeste ou noroeste do local. É interessante lembrar que a unidade Vale do Rio do Peixe apresenta maior frequência de intercalações lamínicas (cuja retenção se supõe associada a subidas do nível freático) e de depósitos de enxurradas na parte oeste-noroeste da área de estudos. A maior presença de água nesta parte da bacia justifica inclusive a extensão ocidental da possibilidade de vida de vertebrados, atestada pela ocorrência de registros fossilíferos. A chegada intermitente de fluxos aquosos até a região provocaria subidas temporárias do nível freático, com remobilização e precipitação de carbonatos.

6.1.4. Evolução da cimentação carbonática na Bacia Bauru

Três tipos principais de cimentação foram identificados: pedogenética, subterrânea e diagenética. Embora apresentem uma ordem temporal aproximadamente definida (Quadro 6.1), seus registros atuais podem refletir um ou mais eventos de formação, dependendo da vulnerabilidade dos depósitos em relação aos processos sucessivos de dissolução e reprecipitação no decorrer do tempo.

A intensidade e a frequência da cimentação decrescem das bordas para o interior da bacia. Aparentemente, esta distribuição foi controlada por alguns fatores

principais: 1) proximidade das fontes externas de carbonato, 2) maior permeabilidade original dos sedimentos, e 3) maior disponibilidade de água, proveniente de chuvas torrenciais, que promoveram elevações temporárias do nível freático. O primeiro e o terceiro fatores influíram, sobretudo, na fase eodiagenética. O segundo, embora tenha sido importante nas outras fases, constituiu fator determinante na acumulação de carbonatos nas unidades mais interiores da bacia. Nestas, a cimentação que ora pode ser observada, desenvolveu-se principalmente durante a diagênese, ocupando vazios do arcabouço das litofácies psamíticas. A menor intensidade de cimentação eodiagenética deixou espaço intergranular para maior circulação de fluidos intraestratais, que reprecipitaram parte do material localmente acumulado na forma de calcretes. Por outro lado, nas zonas marginais a forte cimentação penecontemporânea (pedogenética e de águas subterrâneas) selou os espaços intergranulares de forma mais efetiva. Nas unidades de borda, onde houve maior dificuldade de circulação de fluidos na mesodiagênese, preservaram-se registros dos processos eodiagenéticos de cimentação.

Os processos pedogenéticos relacionam-se com a diagênese precoce (anadiagênese ou eodiagênese) e denotam interação com o meio externo (ambiente deposicional). A formação de calcretes de águas subterrâneas pode ocorrer em diferentes momentos da diagênese, desde que os depósitos estejam em posição subsuperficial. Neste caso, se verifica interação com o meio externo. Pode ser penecontemporânea à sedimentação (na fase eodiagenética) ou mesmo muito posterior, quando a erosão expõe parcialmente depósitos mais antigos (na fase telodiagenética). Por sua vez, a deposição de carbonatos pode acontecer na mesodiagênese, pela ação de fluidos intraestratais, sem influência direta do meio externo.

A exposição das rochas favorece processos telodiagenéticos superficiais de lixiviação e reprecipitação localizada de carbonatos.

Filtros e tubulação de poços de águas subterrâneas localizados nas unidades mais cimentadas apresentam freqüentes problemas de incrustação (precipitação de carbonatos). Em decorrência da variação de pressões, causada pelo bombeamento, as águas bicarbonatadas liberam CO_2 e precipitam carbonato. É interessante notar que esse processo ocorre mesmo em unidades menos cimentadas, como os arenitos do Gr. Caluá. Tal redeposição é, de certo modo, análoga ao processo de remobilização atual de carbonatos em rochas.

Quadro 6.1: Fases principais de formação e remobilização de carbonatos na Bacia Bauru.

Tipo ↓	Fase de formação →	eodiagênese	mesodiagênese	telodiagênese	Exemplos na Bacia Bauru
calcrete pedogenético		●●●●●●●●			Mb. Echaporã
calcrete de águas subterrâneas		●●●●		●●●(?)	Mb. Ponte Alta
cimento poiquilotópico			●●●●●●●●		Fms. Rio Paraná, Presidente Prudente, S. José do Rio Preto
lixivia e/ou reprecipita				●●●●●	Mb. Serra da Galga

Da fase pedogenética há registros de diversos tipos. Vestígios de forma de paleossolos são encontrados em praticamente todas as associas faciológicas da bacia, geralmente associados a horizontes carbonáticos (veja Capítulo 7). Variam desde cimento parcial de estratos mais permeáveis, até a preservao de perfis de calcretes pedogenéticos tpicos, como aqueles do Mb. Echaporã. Ali foram encontradas texturas edáficas preservadas, tais como: cimento micrítica, em palissada (*bladed*); e feies de corroso de gros de quartzo por carbonatos (fotos 6.1 a 6.4). Nas litofácies de arenitos conglomeráticos, principalmente das associas de origem fluvial (Serra da Galga/Ponte Alta, São José do Rio Preto e Presidente Prudente),  comum a ocorrência de intraclastos carbonáticos de origem edáfica, associados a intraclastos lamíticos pouco transportados, indicando processos de canibalismo com remobilizao de depósitos anteriores adjacentes, do próprio ambiente deposicional.

Nas zonas marginais da bacia, desenvolveu-se intensa cimento em intervalos da ordem de até 10 metros de espessura, caracterizados por textura micrítica e cristalizao expansiva (*displacive*) de calcita, por processos associados a fluxos subterrâneos (*groundwater calcretes*). O Mb. Ponte Alta constitui o melhor registro deste tipo de formao de calcretes na bacia (Silva *et al.* 1994). Nesta unidade  comum a formao de depósitos secundários de sílica, preenchendo fraturas, vazios ou formando crostas de espessura até centimétrica, descontínuas. A deposio de sílica ocorreu provavelmente no estágio final de formao de calcretes por águas subterrâneas (Arakel 1986).

A cimento precoce nas partes mais interiores da bacia esteve restrita  precipitao de carbonatos em lagoas salinas, rasas e efêmeras, de ambientes desérticos (formaes Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio e Goio Erê), assim como nas planícies de inundao de fluxos entrelaçados (formaes São José do Rio Preto e Presidente Prudente). Na zona pantanosa onde se acumulou a Fm. Araçatuba, a exposio dos sedimentos nos períodos de maior aridez, promoveu a precipitao

carbonática durante a seca de lagoas residuais salinas, com eventual associação até de sulfatos (gipso).

Na fase diagenética, posterior, houve a remobilização e reprecipitação de carbonatos. As texturas microscópicas dominantes indicam processos diagenéticos, principalmente de recristalização poiquilotópica (fotos 6.5 a 6.7), que destrói grande parte das feições formadas nas fases anteriores, principalmente nas litofácies mais permeáveis.

Os processos de cimentação por águas subterrâneas foram mais pronunciados nas bordas da bacia, devido à maior disponibilidade de água, assim como de acumulações carbonáticas, externas (áreas-fonte próximas) e internas (calcretes pedogenéticos).

O cimento sofreu recristalização diagenética (Foto 6.9), aparecendo diversos grãos (por ex. quartzo; Foto 6.8) corroídos e/ou substituídos por calcita. A sílica liberada constituiu veios de quartzo e impregnou zonas irregulares. São freqüentes clastos fraturados com as partes separadas por veios de calcita. O cimento carbonático nestes arenitos se confunde com aquele mobilizado diageneticamente, por vezes lembrando digestão de blocos (Hasui 1968). O processo de digestão é muito comum nas rochas do Mb. Ponte Alta, sendo observado em diversas escalas, até a microscópica (fotos 6.8 e 6.10). A sílica liberada no ataque a grãos de quartzo acumulou-se em vazios (Foto 6.11), fraturas ou descontinuidades, formando até crostas delgadas e pequenos geodos (comuns na unidade). Esse processo pode ter contribuído também para a (neo)formação de palygorskita e sepiolita. Hasui (1968) citou a ocorrência de "folhelhos papiráceos" no topo de elevações entre Uberaba e Uberlândia, provavelmente correspondentes às *placas de argilominerais*, identificados nos km 50,5 e 51,5 da BR 050 como atapulgita (palygorskita), por Suguio & Barcelos (1978).

6.1.4. Fontes de carbonato

É muito provável que as principais fontes externas de carbonatos da Bacia Bauru tenham sido os calcários do Gr. Bambuí (Proterozóico Superior), para a borda setentrional; as unidades carbonáticas paleozóicas da Bacia do Paraná (Subgrupo Irati, Fm. Rio do Rasto) e calcários pré-cambrianos dos grupos São Roque e Açungui, para a borda leste; e a Fm. Terezina (Bacia do Paraná) na borda noroeste. Durante a deposição das unidades basais da seqüência, possivelmente houve contribuição de carbonatos dissolvidos de fraturas e cavidades da rocha basáltica exposta.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 14)

- Foto 6.1: Cristalização em palissada e matriz micrítica. Notar substituição parcial do cristal de feldspato por calcita e corrosão de borda de grãos clásticos. Seção delgada de amostra de calcrete pedogenético do Mb. Echaporã (Fm. Marília), procedente do local MA 76. Polarizadores descruzados.
- Foto 6.2: Idem foto 6.1. Seção delgada de amostra de calcrete pedogenético do Mb. Echaporã (Fm. Marília), procedente do local MA 76. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.3: Grãos detríticos com franja de calcita em palissada. Notar o crescimento expansivo (*displacive*) no grão maior. Seção delgada de amostra de calcrete pedogenético do Mb. Echaporã (Fm. Marília), coletada no local MA 76. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.4: Calcita e dolomita formadas em espaços intergranulares. Seção delgada de amostra de calcrete pedogenético do Mb. Echaporã (Fm. Marília), recolhida em exposição situada a NE de Campina Verde (MG), local PT 145. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.5: Crescimento de nódulo carbonático com digestão do arcabouço siliciclástico. Notar segmentos retilíneos do contorno (faces de crescimento), em avanço atestado por grãos parcialmente envolvidos nas zonas de limite dos cristais. Seção delgada de amostra da litofácies Se da Fm. São José do Rio Preto (SP), coletada no local SJ 122. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.6: Processo de nodulação diagenética de carbonato de cálcio, similar ao exibido nas fotos (6.5 e 6.7). Notar a digestão do arcabouço, originalmente formado por grãos em contato, assim como a cimentação poiquilotópica que os envolve parcialmente. Nos limites dos cristais poiquilotópicos observam-se grãos não totalmente envolvidos, com nítidas feições de corrosão superficial. Seção delgada de amostra da Fm. Vale do Rio do Peixe, proveniente de exposição situada a NE de São José do Rio Preto (SP), local SJ 121. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.7: Detalhe da foto 6.5, com destaque para feições de digestão do arcabouço siliciclástico na diagênese. Seção delgada de amostra da Fm. São José do Rio Preto (SP), do local SJ 122. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.8: Digestão de grãos clásticos do arcabouço, de calcrete de águas subterrâneas. Notar a textura micrítica característica formada por este processo. Seção delgada de amostra do Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), coletada em frente de lavra da Mineração Triângulo, localizada a norte de Uberaba, local PT 151. Polarizadores cruzados.

6.1.5. Considerações finais

Os três tipos principais de cimentação identificados na Bacia Bauru apresentam certa ordem genética temporal. Entretanto, a posição na bacia parece determinar a predominância de um ou de outro tipo, no registro atual. Os calcretes do Mb. Ponte Alta preservam claras feições de sua gênese, associada a fluxos rasos de águas subterrâneas. Por outro lado, os calcretes pedogênicos do Mb. Echaporã são registros inequívocos de formação por processos edáficos. Nas outras unidades, em geral mais interiores, portanto originalmente menos cimentadas, a remobilização diagenética parece ter sido o principal processo transformador registrado.

As relações de contato entre os membros Ponte Alta e Serra da Galga são complexas. De modo geral, a primeira unidade constitui zonas intensamente cimentadas no interior na segunda, disposição estratigráfica regional sugerida por Goldberg & Garcia (1995), por exemplo. Em afloramento, são separadas por contatos irregulares, entre unidades de arenitos cimentados - com espessura em torno de uma dezena de metros (Ponte Alta) -, e arenitos pouco ou não cimentados (Serra da Galga). Algumas vezes as transições entre as duas unidades são bruscas, em outras se dão por aumento gradual do conteúdo carbonático, que preenche espaços intergranulares ou substitui, parcial ou totalmente, o arcabouço. Excetuando-se a cimentação, que basicamente as diferencia, as duas unidades apresentam características faciológicas e mineralógicas muito similares.

A principal característica que distingue as unidades Ponte Alta e Serra da Galga é ao grau de cimentação, que provavelmente, as diferenciou após terem se depositado. Assim, no interior de depósitos arenosos a conglomeráticos do Mb. Serra da Galga, teriam se formado horizontes de calcretes de águas subterrâneas, correspondentes ao Mb. Ponte Alta. A posterior lixiviação do cimento, na fase telodiagenética, reverte o processo. Os depósitos eluviais encontrados sobre os calcários Ponte Alta, que geralmente formam sua cobertura regional, exibem características texturais semelhantes às da unidade Serra da Galga. Esta situação pode ser verificada, por exemplo, nas frentes de lavra (locais PT 151, UB 155).

Os calcários *Impuros* Ponte Alta guardam notável similaridade com a Fm. Mercedes (Neocretáceo, Uruguai), que foi estudada em detalhe por Veroslavsky *et al.* (1997). Os autores concluíram que a cimentação carbonática (e silcretes associados), intensa e de limites irregulares, deve-se a processos pós-deposicionais que atuaram sobre um "protolito" constituído por depósitos neocretáceos de origem fluvial. A porosidade e a permeabilidade foram parcialmente responsáveis pela eficiência dos

processos posteriores de calcretização, que os autores consideraram eoterciários (Paleógeno).

Zonas de formação preferenciais de calcretes de águas subterrâneas também são aquelas onde há convergência de drenagem, onde o gradiente de fluxo diminui, onde há mistura de águas salinas ou onde a permeabilidade baixa (Wright & Tucker 1991). Os calcretes da região de Uberaba-Uberlândia-Monte Alegre de Minas foram acumulados em zonas hidrológicas rasas. A aproximação do nível freático com a superfície de evaporação fez com que houvesse precipitação de carbonato de cálcio junto ao nível freático ou logo abaixo, onde a solubilidade da calcita foi ultrapassada. Com o prosseguimento da precipitação, as zonas carbonatadas foram coalescendo e aumentando de volume. Um fato digno de nota é o alinhamento NW-SE das ocorrências de calcário, sugerindo um controle estrutural das zonas hidrológicas rasas (Silva *et al.* 1994). Feições de deslocamento de partes da matriz ou de ossos encontrados no Mb. Echaporã indicam processos de cimentação displaciva, provavelmente ocorridos na fase eodiagenética, por desenvolvimento de calcretes por águas subterrâneas.

Os calcretes de águas subterrâneas formam-se principalmente nas linhas centrais de paleovales, por fluxos a jusante de mais baixo gradiente da bacia, não se formando em áreas ativas de drenagem. A natureza rasa dos aquíferos é uma característica básica. Em antigos sistemas de drenagem descritos na Austrália, esse tipo de calcrete geralmente ocorre em faixas de até 10 km de largura, com dezenas de quilômetros de comprimento (até 100 km), como corpos tabulares e alongados de espessura média de 10 m. Formaram-se em condições áridas, com alto potencial de evaporação e recargas periódicas de águas subterrâneas (Mann & Horwitz 1979). A colmatagem dos espaços intergranulares vazios pela cimentação provoca progressivo desvio lateral do fluxo subterrâneo, cujo resultado é a formação de corpos tabulares largos, com geometria de cordão. Essas zonas de "canais subterrâneos" cimentados podem formar altos que provocam a inversão de relevo, quando ocorre erosão de depósitos menos cimentados adjacentes (Wright & Tucker 1991). A geometria digitiforme atualmente exibida pelas unidades mais cimentadas (Ponte Alta e Echaporã) pode ser o reflexo de condições originais de formação semelhantes àsquelas dos calcretes australianos. Não se pode desprezar, todavia, o controle (neo?) tectônico na formação do relevo atual, que reordenou a rede principal de drenagem segundo a direção WNW, assim como determinou os limites dos platôs regionais sustentados por aquelas unidades geológicas.

6.2. Outros cimentos diagenéticos e argilominerais neoformados

Os argilominerais mais frequentes nas unidades estudadas são a illita e a esmectita. Caulinita, camadas mistas (illita-esmectita) e clorita ocorrem de modo secundário (Quadro 6.2). Grande parte da illita identificada aparentemente tem origem clástica, podendo eventualmente apresentar-se como mineral neoformado (p.ex. Foto 4.80). A esmectita ocorre em geral como cimento, revestindo espaços intergranulares (p.ex. Foto 4.46). Na Fm. Araçatuba foi encontrada corrensita como revestimento de poros (Foto 4.37), unidade onde ocorrem moldes de gipsita. Estes argilominerais provavelmente formaram-se entre a sedimentação e os processos diagenéticos iniciais, em condições de pouca circulação de água e/ou clima semi-árido.

A palygorskita, encontrada nos membros Ponte Alta (p. ex. Suguio 1973, Suguio & Barcelos 1978; e no local PT 23, fotos 4.59 e 4.60) e Echaporã (local BU 30; fotos 4.81 e 4.82), apresenta interessante vinculação com a presença de pequenas concentrações de sílica residual em delgadas crostas, vazios e fraturas das rochas. Aquelas unidades depositaram-se em ambiente semi-árido, onde houveram condições para formação destes argilominerais. Todavia supõe-se que os casos identificados correspondam a processos posteriores de geração (neoformação). Os calcretes do Mb. Ponte Alta foram depositados essencialmente associados a oscilações do nível freático (*groundwater calcretes*), processo que pode fornecer sílica livre para transformação de outros minerais do arcabouço ou matriz/cimento e formação de palygorskita e sepiolita.

Óxidos de ferro, principalmente, e de manganês são comuns em todas as unidades da bacia. Em geral constituem película ferruginosa que reveste os grãos, formada em processos penecontemporâneos à sedimentação.

Alguns casos interessantes de ocorrência de gorceixita (fosfato de alumínio e bário) foram registrados. A forma de ocorrência deste mineral e sua relação com processos fossilização (veja Capítulo 9) indicam sua provável origem telodiagenética a intempérica, ligada a transformações supérgenas.

7. CONSIDERAÇÕES SOBRE PALEOSSOLOS DA BACIA BAURU

7.1. Conceitos gerais

A caracterização de solos fósseis oferece elementos adicionais para a análise paleoambiental, tais como condições climáticas reinantes, existência de hiatos deposicionais, taxa de sedimentação ou padrões evolutivos de planícies de inundação.

Quadro 6.2: Resultados de análises de rocha ou de argilominerais presentes, por difratometria de raios X.

AMOSTRA	UNIDADE	RESULTADOS							
		argilominerías			cimentos		arcabouço		
		esmectita	illita	outros	calcita	outros	quartzo	feldspato	minerais pesados
AQ 4B	Kech	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
AQ 7B	Kech	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
UB 8A	Kube	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
PT 9A	Kpta+Ksga	●					n.a.	n.a.	n.a.
UB 10B	Kube	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
UB 10C	Kube	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
UB 14A	Ksga	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
PT 23E	Kpta+Ksga		●		●		n.a.	n.a.	n.a.
BU 30C	Kech	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
MA 44C	Kech	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
MA 44D	Kech	●	●		●	Gh	n.a.	n.a.	n.a.
PP 63	Kppr	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
PP 66	Ksta		●	K, cm (?)			n.a.	n.a.	n.a.
PP 67A	Kvpx	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
PP 67B	Kvpx	●	●	K (?)			n.a.	n.a.	n.a.
PP 69	Kvpx	●		K			n.a.	n.a.	n.a.
MA 76A	Kech	●	●	Cl (?)			n.a.	n.a.	n.a.
MA 76B	Kech	●	●	K (?), Cl (?)			n.a.	n.a.	n.a.
AT 92B	Karç	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
AT 94C	Karç					Gx (?)	●	●	Fa
AT 94D	Karç					GX (?)	●	●	Fa
AT 95E	Karç		●				n.a.	n.a.	n.a.
SJ 107D	Kvpx	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
VT 112A	Kvpx	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
VT 112B	Kvpx	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
VT 114B	Kvpx	●	●				n.a.	n.a.	n.a.
VT 116	Ksta	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
SJ 122C	Ksrp	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
AQ 125B	Kvpx	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
AQ 128A	Kech-Kvpx	●	●		●		n.a.	n.a.	n.a.
PT 132C	Ksga			K			●	●	
PT 133D	Kpta				●		●		
PT 151A	Kpta				●		●		
PT 151D	Kpta				●		●	●	At, Pe
UB 152B	Ksga			K			●		
UB 159A	Kube					He	●	●	At, Pe

Unidades litoestratigráficas: Karç = Fm. Araçatuba, Kech = Mb. Echaporã (Fm. Marília), Kpta = Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), Kvpx = Fm. Vale do Rio do Peixe, Ksga = Mb. Serra da Galga (Fm. Marília), Ksrp = Fm. São José do Rio Preto, Ksta = Fm. Santo Anastácio, Kube = Fm. Uberaba. Relações: (-) características transicionais entre unidades, (+) contato observável entre as unidades. Resultados: At = anatásio, cm = camada mista, Cl = clorita, Fa = fluorapatita, Gh = goethita, Gx = gorceixita, He = hematita, K = caulinita, Pe = perovskita; ? = possivelmente presente. n.a. = não analisado. Fernandes (1998).

O topo de um paleossolo pode ser identificado como a descontinuidade - erosiva ou não - abaixo da qual emanam os vestígios de atividade biológica (raízes e outros organismos). As principais feições utilizadas em campo para identificação de paleossolos foram: horizontes com texturas e estruturas edáficas, antigos pavimentos de deflação associados a níveis carbonáticos, vestígios de raízes e feições tubulares de origem indeterminada.

Grande variedade de texturas e estruturas desenvolve-se onde planícies de inundação são expostas a processos de intemperismo superficial, por extensos períodos de tempo (milhares de anos). A infiltração de água de chuva lixivia íons solúveis para baixo, enquanto que a evaporação e a capilaridade do fluxo de água subterrânea, em períodos áridos, concentra os mesmos íons próximos da superfície. O resultado é o desenvolvimento gradual de cimentação carbonática, que coalesce em nódulos, e estes, por sua vez, em substratos carbonáticos mais ou menos contínuos (Miall 1996), formando horizontes edáficos.

Algumas vezes pode ocorrer a concentração de clastos sobre as superfícies expostas, por remoção do material mais fino (pavimentos de deflação eólica) e/ou por acumulação de carga residual de fundo (*lag*) de fluxos aquosos em lençol e enxurradas.

Em paleossolos oxidados a matéria orgânica raramente é preservada. Todavia, vestígios de raízes podem ser identificados por seu aspecto tubular, com afinamento e ramificação para baixo. Estruturas de raiz não indicam apenas a existência de um paleossolo, são também o registro de condições edáficas. Indicam que a rocha foi exposta e colonizada por plantas, o que implica, portanto, a existência de ambiente vadoso sub-aéreo, de um antigo solo. Concentrações de outras feições como perfurações e orifícios também podem servir de guia. Entretanto, a distinção entre feições tubulares geradas por raízes e por outros agentes não é fácil. As raízes podem espalhar-se lateralmente sobre crostas duras e alguns tipos de raízes ramificam para cima e para fora do solo. Além do mais, inúmeros insetos e outros organismos escavam ao redor, ou mesmo a própria raiz, para alimentarem-se. Vestígios de raízes pobremente preservadas podem ser realçados por incrustações formadas ao seu redor, durante o crescimento. Com a retirada de CO_2 da água pelas raízes as soluções tornam-se mais concentradas, podendo ocorrer precipitação de carbonatos. A área de captação ativa de nutrientes ao redor de uma raiz (rizosfera) é uma zona gelatinosa (mucigel) rica em bactérias e fungos. Na maior parte do tempo a zona de raiz tem pH e Eh próximos do neutro, permitindo a atividade normal de raízes e micróbios. As condições podem

mudar em curtos intervalos de tempo após deficiência de chuvas ou nutrientes. Horizontes edáficos têm limites mais discretos (ou graduais) que os de acamamento sedimentar. Em geral estas mudanças graduais são subparalelas à superfície de truncamento do paleossolo (Retallack 1988).

Moldes e outros vestígios de raízes são feições tubulares proeminentes em solos e paleossolos, mas nem sempre são facilmente distinguíveis de fulguritos, estruturas de escape de água ou outras feições tubulares (Retallack 1990). Brewer (1976) sugeriu o uso do termo descritivo *pedotúbulo*, sem conotação genética, para feições tubulares de solos e paleossolos.

Algumas vezes, foi possível separar vestígios de raízes e escavações de pequenos animais. A forma da feição tubular foi o principal critério utilizado. As raízes, em geral, criam condutos verticais, com afinamento e ramificação para baixo, enquanto que as escavações de animais tendem a apresentar diâmetro constante, sem bifurcações. Como não se conhecem indícios de vegetação pretérita de grande porte na área estudada, o diâmetro dos túbulos serviu de critério auxiliar. Os vestígios de raízes têm em geral alguns milímetros, e foram encontrados em litofácies mais pelíticas. Outras feições cilíndricas de até 2 cm de diâmetro, provavelmente de escavações, foram encontradas em litofácies arenosas de ambientes mais secos.

Recurso adicional utilizado para identificar paleossolos na bacia foi a presença de microestruturas e de partículas com feições vinculadas a processos edáficos, observadas por microscopia óptica e eletrônica de varredura. A análise das seções delgadas permitiu reconhecer feições de dois tipos de origem: a) *autóctone*, isto é, aquelas encontradas em amostras do próprio horizonte edáfico (paleossolo); e b) *alóctone*, ou seja, partículas e fragmentos líticos de origem edáfica, removidos e acumulados em litofácies de maior energia, como na base de estratos cruzados de barras arenosas ou em depósitos residuais (*lag*) de canal fluvial.

7.2. Terminologia de texturas edáficas

A alternância de processos subsuperficiais de infiltração e evaporação remobiliza os materiais solúveis e os precipita em horizontes subparalelos à superfície do terreno. Nestas zonas desenvolvem-se complexas estruturas cristalinas, as mais comuns designadas como *cutans*, *peds*, glóbulos e cristais.

Os *cutans* são tramas irregulares de planos mineralizados, de composição diversa: películas de argilominerais, ferruginosas, manganesíferas, ou ainda, rachaduras preenchidas por material clástico (diques clásticos). Também podem ocorrer folhas de

calcita, barita ou gipso. *Peds* são agregados de material do solo, limitados por *cutans* ou vazios. Os glóbulos (*glæbules*) são concentrações minerais nodulares ou concrecionares, de constituição carbonática, ferruginosa ou argilosa (Miall 1996). Exemplos comuns são os nódulos calcários de solos de desertos.

Os glóbulos variam quanto à forma - de extremamente irregulares a quase esféricos - e quanto à estruturação interna, mas podem ser distinguidos de *cutans* pela sua forma não-plana e contornos geralmente mais definidos. Dois tipos comuns de glóbulos são nódulos e concreções. Estes dois termos são amplamente confundidos como sinônimos, mas para as ciências do solo, são distinguidos com base na sua estrutura interna. Pettijohn (1975) assim os diferenciou: o nódulo é internamente maciço, enquanto a concreção apresenta camadas concêntricas. A estrutura interna pode ter significado para a compreensão do modo em que foram formados. O crescimento contínuo ou recristalização forma nódulos, enquanto o crescimento descontínuo, freqüentemente sazonal forma concreções. Alguns nódulos têm um sistema de fendilhamento radial a partir do centro. Estes nódulos *septarianos* assemelham-se a um casco de tartaruga. Eles se formam quando os nódulos mudam de volume, por exemplo por desidratação irreversível. Isto às vezes acontece, quando nódulos sideríticos - formados em águas estagnadas em solos de baixadas - são expostos ao ar. Nódulos e concreções são duros e têm forma e limite externo distintos. Eles contrastam com outros tipos de glóbulos, chamados manchas (*mottles*), que são nódulos de limites difusos no mesmo tipo de material. Em alguns casos, as manchas podem corresponder a estádios iniciais de formação de nódulos ou concreções, mas a maioria constitui apenas áreas de descoloração. Um último tipo de glóbulos são agregados locais de argila com limites nítidos. Em alguns casos isso pode ser explicado como sendo fragmentos de folhetos ou argillitos antigos no material original do solo (*litorrelictos*), fragmentos de outros solos no material original (*pedorrelictos*), fragmentos de cavidades preenchidas por argila no solo (*illuviation argillans*), partes de minerais localmente alteradas para argila (nódulos de argila), ou fezes (*pellets* fecais) de animais comedores-de-terra (Retallack 1990).

Os cristais ocorrem em alguns tipos de paleossolos, especialmente em fendas e cavidades como canais de raízes e escavações (Maglione 1981). Podem formar agregados tubulares (tubos cristalinos), massas nodulares (câmaras cristalinas), agregados esféricos de cristais radiados (esferulitos), ou agregados foliares (folhas cristalinas), ou ocorrem como cristais simples isolados imersos numa matriz (cristais intercalados). Alguns tipos diferenciados de cristais incluem fragmentos de matriz do solo. Neste caso, apesar da aparência uniforme, translúcida e das bordas bem

definidas, como de cristais normais, assemelham-se a pedaços de arenito ou siltito, com forma de um cristal. Um exemplo comum deles são os conhecidos *sand crystals* de gipso (Mac Fayden 1950). Coimbra *et al.* (1989) notificaram casos incomuns de ocorrência de cristais de lantanita-(Nd), associados a calcretes, nas bacias de Curitiba e Taubaté. Em paleossolos salinos muito antigos, *sabkhas* ou *playas*, onde os cristais foram extremamente modificados por diagênese e metamorfismo, somente a impressão ou preenchimento de cavidades por cristais podem restar. A forma de cristais pode ser em alguns casos suficientemente distintiva para a sua identificação. Os cristais são encontrados principalmente em solos alcalinos e salinos. Os tipos mais comuns são de calcita e gipso, encontrados em solos de clima árido. Uma indicação de que os cristais são uma parte original do solo é a trama expansiva (*displacive fabric*). Tal estrutura é definida pelo modo com que se apresentam os *pedes*, nódulos e outras partes coerentes do solo: *flutuantes* ou rotacionados na região de preenchimento cristalino. Os cristais também são formados durante o soterramento do paleossolo, por exemplo, em juntas ou veios, ou em cavidades criadas por dissolução de partes solúveis do material. Os cristais, como os glóbulos, podem ser comuns, mas não são feições diagnósticas de paleossolos (Retallack 1990).

7.3. Rizólitos

Rizólitos (*rizoliths*) são estruturas organo-sedimentares resultantes da preservação de raízes de plantas superiores ou seus restos, em substância mineral. Constituem a acumulação e/ou cimentação ao redor, cimentação dentro ou substituição de raízes por uma substância mineral. Podem ser classificados em cinco tipos básicos: moldes de raízes; contra-moldes (*casts*) de raízes; túbulos de raízes; rizocrecções s.s.; e petrificação de raízes. Moldes são vazios tubulares que delineiam a posição de raízes, hoje deterioradas. Contra-moldes são feições cilíndricas de preenchimento de moldes por sedimentos e/ou cimento. Túbulos são cilindros formados por cimentação ao redor dos moldes. Rizocrecções s.s. são acumulações minerais pedodiagenéticas (de calcita pouco magnésiana) ao redor de raízes de plantas, em vida ou mortas. Petrificação de raízes são impregnações minerais ou substituição do tecido orgânico, com preservação parcial ou total de feições anatômicas (Klappa 1980).

Rizólito (*rizolite*) é uma designação para rocha que exhibe detalhes estruturais, texturais e arranjo (*fabric*) determinados essencialmente por atividade ou decorrência de raízes de plantas (Klappa 1980).

7.4. Paleossolos na parte oriental da Bacia Bauru

7.4.1. Feições mesoscópicas (em escala de afloramento)

De modo geral, todas as associações litofaciológicas da parte oriental da Bacia Bauru apresentam algum vestígio de atividades biológicas e/ou de processos edáficos. A maioria dos casos reconhecidos em campo refere-se a calcretes pedogenéticos, encontrados principalmente no Mb. Echaporã. Constituem perfis edáficos de até um metro de espessura, formados por horizontes de cimentação mosqueada/nebulosa, nodulares e de crostas carbonáticas, em sucessões verticais características (Fig. 7.1; fotos 7.1 a 7.4), semelhantes ao perfil clássico apresentado por Esteban & Klappa (1983). As feições tubulares, relativamente menos freqüentes, correspondem a estruturas cilíndricas, preenchidas ou não por material distinto do arcabouço adjacente. Algumas delas puderam ser classificadas como vestígios de raiz, principalmente aquelas encontradas nas associações relacionadas com ambientes aquosos: Araçatuba, Presidente Prudente e São José do Rio Preto. Outras feições tubulares de origem indeterminada, podem corresponder a vestígios de raízes ou a escavações de vermes ou insetos. Foram descritas nas unidades Echaporã, Vale do Rio do Peixe e Santo Anastácio (Quadro 7.1).

Vestígios de raízes podem ser facilmente identificados quando a matéria orgânica original foi preservada. Todavia, isso raramente ocorre em paleossolos vermelhos e variegados, como os da Bacia Bauru. Geralmente, o que resta são feições tubulares preenchidas por material distinto do adjacente, algumas vezes limitados por película de óxidos de ferro ou manganês. O preenchimento pode incluir várias gerações de argila, silte ou areia, carregados para o vazio deixado após a deterioração da raiz. Nas unidades estudadas foram encontrados principalmente contra-moldes e moldes de raízes, classificáveis como rizólitos (Kappla 1980).

Dentre os vestígios de raízes identificados são comuns os contra-moldes, caracterizados como túbulos preenchidos por material distinto do arcabouço (arenito ou siltito, cimentados ou não). Em geral, moldes de raízes foram encontrados em litofácies mais finas, associadas a ambientes de maior umidade (pântano, lagoas ou planícies de inundação). Tratam-se de feições tubulares, geralmente verticais, vazias ou semi-preenchidas, que adelgaçam - e às vezes bifurcam - para baixo, limitadas por superfícies planas de topo. Têm espessura comum milimétrica e comprimento da ordem de 10 cm. Podem ser revestidas por película argiloferruginosa ou por óxidos de manganês (fotos 7.5 a 7.8). Poucas vezes foram encontrados túbulos preenchidos por calcita cristalina, preservados (p.ex. locais BU 33 e MA 170; Foto 7.9). Os contra-moldes

Figura 7.1: Perfil típico de calcrete pedogenético (paleossolo) do Mb. Echaporã, Fm. Marília. Baseado em Esteban & Klappa (1983).

Quadro 7.1: Feições de paleossolos identificadas nas unidades da parte oriental da Bacia Bauru.

Feição	Características	Unidade	Local
perfil edáfico (calcrete)	estratos tabulares de espessura decimétrica (até ~1m), compostos por: a) crosta dura, b) zona foliar descontínua, c) zona nodular, d) zona mosqueada/nebulosa, e e) zona friável (topo p/ base); podem ocorrer pedotúbulos de diâmetro milimétrico a poucos cm, comprimento de até 15 cm, preenchidos por areia e/ou CaCO_3 (Veja Fig. 7.1) * eventualmente sob pavimento de deflação (c/ ventifactos)	Mb. Echaporã	BU 30*, MA 45, MA 72, MA 74*, MA 75, MA 76*, MA 79*, PT 145, BU 168, MA 170, AT 248*, MA 249*, MA 251*, MA 253*, MA 254; com pedotúbulos: BU 33*, BU 37, MA 44*, MA 71, PT 149
		Mb. Ponte Alta	PT 131, UL 136, PT 151
		Fm. S. Anastácio	VT 116, AN 160 (perfil edáfico); rizólitos
contra-moldes e moldes de raízes ou escavações tubulares, preenchidas	feições tubulares verticais vazias (moldes) ou preenchidas por silte/areia (contra-moldes), às vezes bifurcadas para baixo; com diâmetro milimétrico, comprimento até 12 cm <u>pedotúbulo</u> = bioturbação tubular de origem incerta, possivelmente de escavação por verme ou inseto	Fm. Araçatuba	AT 92, AQ 239 (moldes de raízes); DR 210 (pedotúbulos)
		Fm. Presidente Prudente	AT 219 (moldes de raízes)
		Fm. S. José do Rio Preto	SJ 122 (moldes de raízes)
		Fm. Vale do Rio do Peixe	DR 205 (moldes de raízes); DR 216, BU 233, VT 313, AT 332 (pedotúbulos)
nódulos carbonáticos (autóctones)	vazios preenchidos por carbonato (foto 7.9)	Mbs. Echaporã e Ponte Alta; Fm. Araçatuba	MA 170 (Kech), UL 135 (Kpta)
nódulos argilosos (autóctones)	vazios preenchidos por material argiloso, às vezes associado a óxidos de ferro e manganês e zonas de carbonatos	Fms. Araçatuba e Presidente Prudente	
intraclastos carbonáticos (alóctones)	fragmentos de túbulos preenchidos por carbonato, transportados (fotos 7.15 a 7.21)	Fms. S. José do Rio Preto, Presidente Prudente e Vale Rio do Peixe	SJ 122 (Ksrp); PP 63 (Kppr); SJ 121, DR 345 (Kvpx)
intraclastos argilosos (alóctones)	fragmentos de túbulos preenchidos por material essencialmente argiloso, transportados (foto 7.20)	Fm. Presidente Prudente	PP 63

(Fernandes1998)

de raízes são mais comuns nas formações Santo Anastácio e Vale do Rio do Peixe, e provavelmente originaram-se pelo preenchimento de vazios tubulares ou pela precipitação de carbonato em torno de raízes. Segundo Klappa (1980) e Loope (1988) estruturas deste tipo desenvolvem-se em substratos planos, em sedimentos de alta permeabilidade e com disponibilidade de íons de cálcio, tais como superfícies de deflação com calcretes em clima semi-árido.

Outras feições tubulares encontradas possivelmente correspondem a escavações de organismos. Geralmente possuem diâmetro maior (até 2 cm), e são preenchidas por arenito, cimentado ou não por carbonato. Foram encontradas principalmente em depósitos de leques aluviais distais (Mb. Echaporã; fotos 7.10 e 7.11) ou de lençóis de areia (Fm. Vale do Rio do Peixe; 7.12).

7.4.2. Pavimentos de deflação

Ocorrem no Mb. Echaporã, na forma de estratos delgados e descontínuos - de espessura centimétrica-, ou simplesmente como clastos esparsos alinhados. São constituídos essencialmente por nódulos carbonáticos, raros clastos silicosos, em geral acumulados no topo ou acima de crostas carbonáticas. Algumas vezes, associam-se a superfícies de baixa inclinação, como nos locais MA 42 e 44. Os clastos silicosos podem eventualmente estar em posição vertical (p.ex. locais AQ 5 e MA 251), indicando acumulação em depósitos de fluxos relativamente densos.

As intercalações conglomeráticas são raras no interior da bacia. Quando ocorrem são essencialmente constituídas por intraclastos carbonáticos remobilizados (fotos 7.13 e 7.14), sendo pouco freqüentes os silicosos. A posição e forma de ocorrência dos estratos conglomeráticos, em geral associados a horizontes de calcretes, sugere que em sua acumulação provavelmente atuaram processos de deflação eólica e remobilização por enxurradas e fluxos em lençol, alternados. A preponderância de intraclastos carbonáticos decorre do fato de que derivam, sobretudo, do retrabalhamento de solos adjacentes, em eventos de transporte intensos e pouco duradouros.

7.4.3. Intraclastos edáficos: vestígios indiretos de paleossolos

Pedofeições são unidades texturais (*fabric*) presentes em materiais edáficos, distinguíveis do material adjacente por diferenças de concentração de um ou mais componentes, como fração granulométrica, matéria orgânica, cristais, componentes químicos ou determinada textura interna (Bullock *et al.* 1985), exibidas no Quadro 7.2.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 15)

- Foto 6.9: Franja de calcita em palissada - feição reliquiar de processo pedogenético -, transformada na formação de calcrete por águas subterrâneas. Seção delgada de amostra do Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), procedente lavra abandonada situada a leste de Monte Alegre de Minas (MG), local UL 135. Polarizadores cruzados.
- Foto 6.10: Cristais de calcita "em plumas", parcialmente substituídos por sílica (calcrete de águas subterrâneas). Seção delgada de amostra do Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), proveniente de afloramento a leste de Monte Alegre de Minas (MG), local UL 135 (am. A). Polarizadores cruzados.
- Foto 6.11: Sílica residual de processo de formação de calcrete de águas subterrâneas. Seção delgada de amostra coletada em exposição a leste de Monte Alegre de Minas (MG), local UL 135 (am. A). Polarizadores cruzados.
- Foto 7.1: Horizonte foliar de calcrete pedogenético (estrutura *honeycomb*), em depósitos de lençóis de areia. Fm. Santo Anastácio, corte do canal hidroviário de Pereira Barreto (SP), local AN 160.
- Foto 7.2: Nódulos de cimento carbonático em arenitos da litofácies *df*, provavelmente formados por oscilações do nível freático, em depósitos de dunas de pequeno porte e de interdunas. Fm. Goio Erê, exposição situada a oeste da localidade homônima, local MB 15.
- Foto 7.3: Calcrete pedogenético em depósitos de arenitos maciços de lençóis de areia. Fm. Santo Anastácio, em corte de rodovia a NE de Palmeira d'Oeste (SP), local VT 116.
- Foto 7.4: Vestígios de raízes (feições tubulares limitadas no topo por superfícies planas). Fm. Araçatuba, rodovia SP 300, na região de Araçatuba (SP), local AT 92.
- Foto 7.5: Feições tubulares no seccionadas - no topo - por superfície subhorizontal, abaixo de depósito de dunas de pequeno a médio porte. Fm. Vale do Rio do Peixe, exposição situada nas imediações de Presidente Venceslau (SP), local DR 205.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 16)

- Foto 7.6: Orifícios de raízes vistos de cima, no piso do afloramento. Fm. Araçatuba, exposição situada a SE de Novo Horizonte (SP), local AQ 239.
- Foto 7.7: Amostra recolhida no mesmo local da foto 7.6, onde pode-se observar os moldes de raízes em três dimensões. Fm. Araçatuba, SE de Novo Horizonte (SP), local AQ 239.
- Foto 7.8: Preenchimento de perfuração provavelmente gerada por crescimento de raiz. Seção delgada de amostra de zona de cimentação carbonática pedogenética, situada abaixo de lente lamítica. Amostra do Mb. Echaporã (Fm. Marília), coletada na Faz. Cutrale, situada a NE de Comendador Gomes (MG), local PT 149 (am. C).
- Foto 7.9: Preenchimento de provável orifício de raiz por carbonato. Seção delgada de amostra do Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), proveniente de lavra de calcário abandonada, localizada a leste de Monte Alegre de Minas (MG), local UL 135 (am. B). Polarizadores descruzados.
- Foto 7.10: Preenchimento zonado de túbulo, em arenito nodular do Mb. Echaporã (Fm. Marília).
- Foto 7.11: Escavações tubulares de direções diversas, preenchidas por arenito com cimento carbonático. Mb. Echaporã (Fm. Marília), exposição localizada na Faz. Cutrale, NE de Comendador Gomes (MG), local PT 149.
- Foto 7.12: Pedotúbulo preenchido por areia, em depósitos de lençóis de areia da Fm. Vale do Rio do Peixe. Afloramento da região de Votuporanga (SP), local VT 313. Notar as ondulações eólicas mal definidas - que formam *estratificação grosselra* - e estratificação cruzada de pequeno porte, relativamente comuns nesta unidade.
- Foto 7.13: Lente de concentração de intraclastos carbonáticos - formada por fluxos de enxurradas - entre depósitos de lençóis de areia. Fm. Vale do Rio do Peixe, NW de Dracena (SP), local DR 57.

Quadro 7.2: Tipos de pedofeições observáveis em seções delgadas (Bullock *et al.* 1985).

TIPO DE FEIÇÃO	CARACTERÍSTICAS
Textural	associada à concentração de uma fração granulométrica, por transporte mecânico (p.ex. silte fino capeando grãos)
Lixiviação (<i>depletion</i>)	associada a falta de componentes, quando comparada com a matriz adjacente
Cristalina	composta por cristais de dimensões distinguíveis ao microscópio óptico ou por material de cristalinidade deduzível por suas propriedades ópticas
Amorfa e criptocristalina	isotrópicas sob polarizadores cruzados, exceto as inclusões birrefringentes de componentes básicos orgânicos e/ou provenientes de transporte não-mecânico
<i>Fabric</i>	diferenciada do material adjacente somente pelo arranjo (<i>fabric</i>)
Excremento	com a forma semelhante a excrementos de animais

Além dos tipos básicos, podem ocorrer composições de feições, como por exemplo: impregnação amorfa em nódulo cristalino de calcita, ou deposição de calcita cristalina sobre revestimento de argila (em paredes de tubo).

Na análise de seções delgadas de amostras das unidades foram identificados dois tipos de feições em escala microscópica: a) *autóctones*, isto é, aquelas encontradas em amostras de horizonte edáfico (paleossolo); e b) *alóctones*, ou seja, partículas e fragmentos líticos de origem edáfica, removidos e acumulados na base de estratos cruzados de barras arenosas ou em depósitos residuais de canal fluvial. Os intraclastos de origem edáfica (alóctones) são em geral do tipo *fabric* (fotos 7.15 a 7.20). As feições autóctones encontradas foram preenchimento de vazios por calcita cristalina ou por material de textura diferente da matriz, em geral cimentado por carbonato (fotos 7.8 e 7.9). Intraclastos com estrutura concêntrica, de carbonato e argila - associada a óxidos de ferro e manganês - também foram descritos (Foto 7.21).

7.4. Evaporitos

Os depósitos evaporíticos continentais típicos constituem intercalações de horizontes de sulfatos e carbonatos em litofácies clásticas, formados em lagos de franjas distais de fluxos em lençol, em baixios interiores de bacias com drenagem centrípeta, ou ainda em corpos aquosos salinos efêmeros, de ambiente desértico.

Na parte oriental da Bacia Bauru não foram encontrados depósitos minerais evaporíticos significativos, embora tenham sido identificados vários registros de condições evaporíticas. Os mais importantes são as crostas carbonáticas (calcretes pedogenéticos) desenvolvidos principalmente em partes distais de leques aluviais (Mb. Echaporã), lagoas efêmeras criadas por represamento entre lobos coalescentes de leques aluviais marginais (membros Serra da Galga e Ponte Alta), e moldes salinos de gipso encontrados em depósitos paludais interiores (Fm. Araçatuba).

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 17)

- Foto 7.14: Delgado depósito conglomerático, com intraclastos carbonáticos - retrabalhamento de calcretes pedogenéticos - na base de horizonte nodular. Depósitos de saias de leques aluviais distais. Mb. Echaporã (Fm. Marília), afloramento da região de Marília (SP), local AT 248.
- Foto 7.15: Fragmento de tubo preenchido, de provável origem edáfica, remobilizado. Seção delgada de amostra da Fm. Vale do Rio do Peixe, procedente do local SJ 121. Polarizadores cruzados.
- Foto 7.16: Intraclasto de origem edáfica (seção de tubo preenchido). Seção delgada de amostra da Fm. Presidente Prudente, coletada em afloramento situado a oeste da cidade homônima, local PP 63. Polarizadores cruzados.
- Foto 7.17: Intraclastos carbonáticos de origem edáfica (cortes de tubos preenchidos). Seção delgada de amostra do Fm. Presidente Prudente, procedente do local PP 63. Polarizadores descruzados.
- Foto 7.18: Intraclasto carbonático alongado, em arenito de barra de canal fluvial. Fm. Presidente Prudente. Seção delgada de amostra coletada no corte do km 576, rodovia SP 270, local PP 63. Polarizadores descruzados.
- Foto 7.19: Seção longitudinal de fragmento carbonático alongado, de origem edáfica. Provável preenchimento de molde de raiz por material mais fino e cimento carbonático. Amostra de arenito com estratificação cruzado, de barras fluviais arenosas. Fm. São José do Rio Preto, local SJ 122. Polarizadores cruzados.
- Foto 7.20: Intraclasto carbonático nodular, de origem edáfica, em arenito de barra de canal fluvial. Seção delgada da amostra da Fm. Presidente Prudente, de exposição do km 576 da rodovia SP 270, local PP 63. Polarizadores descruzados.
- Foto 7.21: Intraclastos com estrutura concêntrica interna, prováveis preenchimentos de tubos de origem orgânica remobilizados. Seção delgada de amostra da Fm. São José do Rio Preto, local SJ 122 (am. F). Polarizadores cruzados.

8. PALEOCORRENTES NA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU

8.1. Estudos anteriores

Vários estudos anteriores discutem sentidos de transporte de sedimentos durante o preenchimento da Bacia Bauru. Entretanto, na literatura são encontrados resultados diversos - às vezes discordantes - referentes a estudos locais ou regionais, relativos a unidades específicas ou a setores mais restritos da bacia. No caso de unidades litoestratigráficas compostas por associações de fácies, algumas vezes geneticamente distintas, não há registro de estudos de maior detalhe, em que houvesse discriminação de resultados por litofácies e ambientes deposicionais.

Os resultados de análises de paleocorrentes eólicas decorrentes de estudos regionais no noroeste do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP) indicaram rumos para sudoeste (IPT 1981b; THEMAG 1982; Bigarella & Mazuchowski 1985, Fernandes 1992; Fig. 8.1).

Em levantamentos que considerou preliminares, Arid (1967) obteve rumos predominantes para sudoeste, com medidas de estratificação cruzada na região norte-ocidental de São Paulo. Suárez (1975, 1976), ressaltando se tratarem de medidas localizadas, obteve resultados muito semelhantes para arenitos dos grupos Caiuá e Bauru, no extremo oeste paulista. Saad *et al.* (1988), mediante análise de perfis geoeletricos de poços, discutiram a evolução paleogeográfica da bacia com base em sentidos de afluxo clástico, por análise de seções geológicas e mapas faciologicos obtidos. Segundo os autores, os resultados encontrados indicaram rumos de paleocorrentes que teriam variado ao longo do tempo, devido a mudanças climáticas e ambientais, além de modificações tectônicas do substrato durante a sedimentação. Na evolução do preenchimento da bacia identificaram outra importante tendência, de afluxos de noroeste, principalmente na deposição das unidades basais da sequência.

As principais referências sobre rumos de transporte na deposição da Fm. Uberaba apresentam certa discrepância. Todavia, variam em torno de valores para sul: a) SE (Suguio 1981, Barcelos *et al.* 1986/87), b) S/SW (Hasui *et al.* 1975, Barcelos 1989, Ferreira Jr. & Guerra 1993, Ferreira Jr. & Castro 1996), c) W/SW (Ferreira Jr. & Guerra 1995).

Não existem estudos regionais de paleocorrentes, baseados em estruturas sedimentares, para os membros Echaporã e Ponte Alta. No caso do Mb. Serra da Galga admite-se o sentido SW como dominante (Hasui 1969, Fúlfaro & Barcelos 1991, Goldberg 1995).

Figura 8.1: Paleocorrentes do setor sul-sudoeste da Bacia Bauru (Deserto Caiuá), Modif. de Fernandes & Coimbra (1995).

8.2. Áreas-fonte

Coimbra (1976) estudou áreas-fonte das unidades da Bacia Bauru, então designadas como *Formação Bauru*, e propôs sua subdivisão em três fácies, incluindo na intermediária os sedimentos tufáceos da Fm. Uberaba. Neste estudo, considerou a possibilidade da unidade Caiuá ser correlacionável à porção inferior (fácies A) da Fm. Bauru. Foram identificadas três fontes principais de sedimentos para a bacia: NW e SE: unidades sedimentares preexistentes; NE: rochas básicas do Gr. São Bento, alcalinas do Triângulo Mineiro e metamórficas dos grupos Araxá e Canastra.

8.3. Resultados desta pesquisa

Embora diversos tipos de estruturas sedimentares direcionais fossem encontrados, somente as estratificações cruzadas o foram em quantidade suficiente para tratamentos estatísticos de dados azimutais. Algumas vezes os sentidos de fluxo puderam ser medidos a partir de laminação por cavalgamento de ondulações (*climbing*) ou imbricação de clastos. Mais raros ainda foram os dados obtidos de eixos de escavações ou de canais, assim como de lineações de partição. A interpretação do significado geológico dos resultados obtidos (vetor médio, dispersões) foi determinada pelo contexto genético das estruturas, segundo associações de fácies definidas em campo.

8.3.1. Considerações gerais

A interpretação de resultados do tratamento estatístico de atitudes de estruturas sedimentares de fluxo, para determinar paleocorrentes, depende da identificação da natureza do processo gerador e seu contexto sedimentar. Os resultados obtidos a partir de rumos de mergulho de estratos cruzados - estrutura mais utilizada - foram interpretados de acordo com sua origem, eólica ou fluvial. As estruturas fluviais foram consideradas segundo seu contexto: depósitos de barras de canal ou de pontal, de arrombamento de diques marginais, em sistemas meandantes; ou ainda, de barras arenosas, em fluxos entrelaçados. Algumas vezes, foram medidas atitudes de estruturas de fluxos efêmeros não confinados (*wadis*) ou de lobos arenosos marginais, de áreas pantanosas. O confronto de resultados desta pesquisa com os encontrados na literatura foi feito com a devida cautela, posto que parte deles corresponde a associações litofaciológicas ora subdivididas - algumas com reinterpretação do agente de transporte -, como ocorrido principalmente com a *Formação Adamantina* (*sensu* Soares *et al.* 1980). O universo de trabalho e os resultados gerais estão resumidos no Quadro 8.1.

Quadro 8.1 : Principais resultados do tratamento estatístico de estruturas sedimentares de fluxo.

Unidade estratigráfica	Locais c/ medidas	Total de medidas	Sentido médio *	Contexto deposicional	Estrutura medida	Agente de transporte
Fms. Rio Paraná, Goio Erê	85	832	242°	dunas eólicas	estratos cruzados acanalados	vento
Fm. Santo Anastácio	4	28	283°	lençóis de areia	estratos cruzados de bx. inclinação	vento
Fm. Vale do Rio do Peixe	45	381	229°	dunas eólicas	estratos cruzados acanalados	vento
	4	11	variado	wadis	estratos cruzados acanalados, eixo de sulco	enxurradas
Fm. Araçatuba	4	22	quadrantes SW e NW	lobos arenosos	estratos inclinados de perfil sigmoidal	fluxos aquosos em desaceleração
Fm. Uberaba	3	44	206°	barras arenosas	estratos cruzados acanalados	fluxos em canais entrelaçados
Mb. Serra da Galga	4	66	313°	barras arenosas	estratos cruzados acanalados	fluxos em canais entrelaçados
Mb. Echaporã	3	7	indefinido	leques aluviais	estratos cruzados acanalados	fluxos em lençol
Fm. S. José do Rio Preto	3	57	251°	barras arenosas	estratos cruzados acanalados	fluxos em canais entrelaçados
Fm. Presidente Prudente	4	45	oeste	barras de canal (acresção a jusante)	estratos cruzados acanalados	rios meandantes
	1	6	quadrantes NW e SW	barras de pontal (acresção lateral)	estratos cruzados acanalados	rios meandantes
	8	83	quadrantes NW e SW	arrombamento	estratos inclinados tabulares e climbing ripples	rios meandantes

* Quando houve grande dispersão optou-se por apresentar o resultado por quadrante(s).

8.4. Discussão de resultados

8.4.1. Trato de sistemas desértico

8.4.1.1. Formação Vale do Rio do Peixe

A Fm. Vale do Rio do Peixe corresponde a depósitos de lençóis de areia e de dunas eólicas, acumulados em extensas planícies desérticas. Entre eles intercalam-se depósitos de loesse e, mais raramente, de fluxos fluviais esporádicos (*wadis*). Os depósitos de lençóis de areia formam estratos tabulares, de aspecto maciço a grosseiramente estratificado (superfícies plano-paralelas onduladas mal definidas, *climbings* eólicos e ondulações de adesão). Em geral, as intercalações de siltito (loessitos) são maciças. Os arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada, associados a feições erosivas (*wadis*) são mais raros. A litofácies que forneceu a maioria dos dados azimutais de fluxo foi a dos arenitos com estratificação cruzada, correspondentes aos depósitos de dunas eólicas. Devido à baixa definição de rumos de

transporte, não foram medidas de atitudes de inclinação menor que cinco graus. Entretanto, vale lembrar que, dependendo da natureza destes depósitos, podem ser comuns estratificações cruzadas de mergulhos baixos, até subhorizontais.

Os resultados obtidos do tratamento de centenas de medidas revelaram surpreendente similaridade, apontando correntes eólicas para o quadrante sudoeste (Mapa 3). A manutenção deste padrão, verificado em 45 locais da parte leste da bacia, indica estabilidade da direção do transporte pelo vento durante a deposição da unidade, provavelmente em decorrência do relevo muito suave, típico de áreas desérticas arenosas. A dispersão relativamente baixa dos valores médios de rumos permitiu o agrupamento de todos os dados em um único diagrama (Fig. 8.1, diagrama C), em que se pode visualizar claramente aquele comportamento regional. As representações em diagramas de campos de pólos indicaram o predomínio de dunas transversais de cristas sinuosas (barcanóides). Alguns locais apresentaram diagramas de construções do tipo longitudinal (p. ex. locais PT 143; DR 342 e 345). A pequena quantidade de locais com medidas e a própria natureza das formas de leito relacionadas a depósitos de *wadis* não permitiram a definição de padrões regionais de fluxo (Fig. 8.1, diagrama D).

8.4.1.2. *Formações Rio Paraná, Golo Erê e Santo Anastácio*

As formações Rio Paraná e Golo Erê formam os depósitos eólicos da grande área desértica do interior da Bacia Bauru. A primeira corresponde a acumulações arenosas em grandes complexos de dunas (*draas*) e a segunda a dunas de menor porte, formadas na zona de interface entre lençóis de areia periféricos e o deserto pleno. Como se tratam de depósitos de dunas eólicas contemporâneos e adjacentes, os dados de paleocorrentes das duas formações, obtidos por Fernandes (1992), foram agrupados para correlação com outras unidades. O estudo sistemático de paleocorrentes eólicas das unidades Vale do Rio do Peixe e Golo Erê, desenvolvido no norte e noroeste do Paraná e Pontal do Paranapanema, indicou sentido dominante dos ventos para sudoeste, concordante com outros estudos anteriores (IPT 1981b; THEMAG 1982; Bigarella & Mazuchowski 1985). A boa definição de rumos para o quadrante sudoeste indica estabilidade do padrão de ventos durante a deposição eólica dos arenitos do Gr. Caiuá. Nos casos estudados, parece não ter havido mudanças significativas de rumo, visto que os resultados apresentam dispersão relativamente baixa em diagramas e notável similaridade, independente da posição geográfica na bacia. Como devem representar intervalos estratigráficos diversos, pode-se supor que a pequena variação dos resultados reflita a estabilidade do padrão de paleocorrentes

eólicas durante a deposição da unidade. Ainda que em menor quantidade, os dados obtidos na Fm. Santo Anastácio também indicam paleoventos de rumo sudoeste (Fig. 8.1, diagrama B).

A reunião em um único diagrama, dos dados da porção sudoeste da área (Pontal do Paranapanema e Noroeste do Paraná), com aqueles obtidos na região noroeste (ao longo de vários quilômetros, no canal de Pereira Barreto) realça, novamente, a estabilidade do padrão das correntes eólicas na parte oriental da Bacia Bauru. Mais notável ainda é a coincidência entre os resultados globais das unidades essencialmente eólicas da bacia - Vale do Rio do Peixe, Rio Paraná e Goio Erê -, demonstrada pela similaridade entre os diagramas C e A da Fig. 8.1.

8.4.2. Trato de sistemas fluvio-eólico

8.4.2.1. Formação Araçatuba

Nos depósitos paludais da Fm. Araçatuba são raras as estruturas sedimentares de fluxo. Em alguns locais foi possível medir superfícies inclinadas de limite entre estratos arenosos, de perfil sigmoidal (p. ex. locais AQ 240, AQ 257). Aparentemente apontam para o interior da região pantanosa, embora apresentem dispersão relativamente alta, condizente com a origem daquelas superfícies, interpretadas como limites entre lobos arenosos marginais do pantanal Araçatuba. O número de dados obtidos foi insuficiente para análises de caráter paleogeográfico.

A oeste da área de ocorrência da Fm. Araçatuba foi constatada maior quantidade relativa de intercalações lamíticas na Fm. Vale do Rio do Peixe, o que sugere maior freqüência de zonas de exposição do lençol freático naquela parte da bacia. Considerou-se que os depósitos de loesse, representados pelas litofácies siltosas, foram retidos nestas áreas pela maior umidade presente. Por outro lado, foram escassas as evidências de fluxos aquosos encontradas a leste ou a sul da área de ocorrência da unidade Araçatuba, que indicassem a alimentação do pantanal por estas bordas. Tais fatos permitem aventar a hipótese de que possivelmente a água ali acumulada proviesse principalmente das bordas oeste ou norte. Neste caso, seria esperado maior freqüência de depósitos de fluxos aquosos, do tipo *wadi*, no lado ocidental da bacia (Mato Grosso do Sul), intercalados na Fm. Vale do Rio do Peixe.

8.4.2.2. Formação Uberaba

Essa unidade corresponde a depósitos de barras arenosas de sistema fluvial entrelaçado, de média a baixa sinuosidade (Ferreira Jr. & Guerra 1995). Os resultados

gerais encontrados na análise de paleocorrentes indicaram sentido para sul-sudoeste (Fig. 8.1, diagrama F), com dispersão moderada, condizente entretanto com o contexto deposicional admitido, para barras arenosas de sistema entrelaçado. Embora um pouco distinto do resultado obtido por aqueles autores, considera-se que a dispersão apresentada pelos dados desta pesquisa reflitam as macroformas identificadas, de acreção principalmente a jusante, mas também lateral (Ferreira Jr. & Guerra 1995, Ferreira Jr. & Castro 1996).

8.4.2.3. *Membros Serra da Galga e Ponte Alta (Formação Marília)*

O Mb. Serra da Galga corresponde a depósitos de fluxos entrelaçados medianos a distais de leques aluviais marginais, localizados na parte nordeste da área de estudos, no Triângulo Mineiro. Os resultados do tratamento estatístico de medidas de estratificação cruzada indicam fluxos para noroeste (diagrama A da Fig. 8.2; Mapa 3). Admitindo-se a contemporaneidade desta associação com as outras fluviais - São José do Rio Preto e Presidente Prudente -, supõe-se que à época de sua deposição possivelmente havia uma barreira geográfica, próxima à atual divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Para atingir o interior da bacia os fluxos aquosos deviam contornar este obstáculo, fazendo um trajeto com inflexão situada na parte central do Triângulo Mineiro, de desenho similar ao apresentado atualmente pelo rio Paranaíba, apenas deslocado para leste.

Embora não se tenha obtido dados de paleocorrentes suficientes para a análises do Mb. Ponte Alta, sua deposição intimamente vinculada com o Mb. Serra da Galga (discutido no item 6.1.5) permite considerá-la no mesmo contexto paleogeográfico.

8.4.2.4. *Membro Echaporã (Formação Marília)*

A unidade Echaporã é formada por arenitos em geral maciços, acumulados principalmente por fluxos em lençol, com posterior cimentação carbonática. Por tais razões, além de escassas, as atitudes de estruturas sedimentares direcionais medidas não foram suficientes para análise estatística de paleocorrentes.

Na borda leste da bacia foram identificadas litofácies conglomeráticas, associadas a fluxos densos de leques aluviais, individualizadas operacionalmente sob a designação de litofácies Rubião Júnior. As poucas atitudes de estratificação cruzada, obtidas nos estratos conglomeráticos, indicam fluxos para noroeste, ou seja, para o interior da bacia.

Figura 8.2: Diagramas globais de medidas de paleocorrentes, por unidade estratigráfica (parte 1).

Fernandes (1998)

Figura 8.3: Diagramas globais de medidas de paleocorrentes, por unidade estratigráfica (parte 2).

8.4.2.5. *Formação São José do Rio Preto*

Esta unidade é constituída por acumulações em barras arenosas de sistema fluvial entrelaçado. Os resultados gerais encontrados na análise de atitudes de estratificação cruzada indicaram sentido dominante de fluxos para sudoeste (Fig. 8.2, diagrama C), com dispersão de rumos relativamente alta, característica da deposição em canais rasos desconfiados, de regime espasmódico, conforme admitido para a unidade.

8.4.2.6. *Formação Presidente Prudente*

A Fm. Presidente Prudente é constituída por depósitos de preenchimento de canais meandantes, por barras arenosas de acreção a jusante e lateral (pontal), e por depósitos de arrombamento de diques marginais. Os resultados de estruturas de formas de leito de canal indicaram fluxos fluviais dominantes para oeste-sudoeste. Embora houvesse tendência para sudoeste, as estruturas de fluxo encontradas nos depósitos de arrombamento apresentam rumos mais variados, devido ao comportamento aleatório das direções das correntes formadas neste contexto deposicional. Apenas um diagrama correspondente a acumulações em barras de pontal indicou crescimento para oeste-sudoeste, resultado que sugere fluxo principal de direção sul-sudoeste. Os resultados são apresentados nos diagramas D, E e F da Fig. 8.2.

8.5. Paleogeografia e distribuição de associações de fácies na parte oriental da Bacia Bauru

A reconstituição paleogeográfica da parte oriental da Bacia Bauru deve ser feita tendo-se em conta que, durante seu preenchimento, ocorreram importantes modificações tectônicas, principalmente nas bordas. Estas mudanças separaram dois estádios de sedimentação. O primeiro, representado por trato de sistemas desértico, corresponde ao ingresso e acúmulo dos sedimentos arenosos, que inicialmente revestiram o substrato. O processo teve início após estabelecerem-se condições de acumulação, durante a lenta subsidência regional iniciada no Cretáceo Superior. As unidades basais acumularam-se principalmente na forma de monótonos lençóis de areia, com dunas e depósitos de loesse intercalados, em clima quente e árido. No interior deste imenso *sand sea*, uma região relativamente mais deprimida e encharcada, de características endorrêicas, acumulou arenitos muito finos e siltitos em ambiente paludal, contemporâneo no início e posteriormente assoreado pelos eolianitos da Fm. Vale do Rio do Peixe. Corresponde a um trato de sistemas predominantemente

eólico, com componente fluvial limitado a eventuais fluxos gerados por chuvas torrenciais, provavelmente mais intensas na borda noroeste.

O recrudescimento das condições climáticas de aridez para sudoeste, assim como o acúmulo de areias muito finas, determinaram a criação e manutenção de um grande deserto no interior da bacia. Nesta área formaram-se extensos complexos de dunas (*draas*), que, devido à posição geográfica interna e conseqüente estabilidade climática, mantiveram-se até o final da fase subsidente, incluindo o estágio seguinte, ainda que mais restritas à parte sudoeste da bacia. A evolução do preenchimento deu-se por progressivo avanço das associações de fácies rumo ao interior, determinando uma geometria geral de avanço para sudoeste (na parte oriental da bacia).

O segundo estágio do preenchimento da Bacia Bauru é representado pelo trato de sistemas fluvio-eólico, composto por associações de fácies com maior freqüência de fluxos aquosos, ainda que em contexto geral semi-árido a árido. Corresponde ao desenvolvimento de sistemas essencialmente fluviais no interior da bacia, alimentados por leques aluviais provenientes das partes elevadas nas bordas leste, nordeste e norte. Estas transformações de origem tectônica, acompanhadas por magmatismo alcalino, marcam a passagem para o segundo estágio de sedimentação. A importância dos afluxos de oeste/noroeste (Saad *et al.* 1988) foi então reduzida, neste novo quadro paleogeográfico da bacia, determinado pelo soerguimento das margens orientais.

As movimentações tectônicas que marcam o início do segundo estágio, modificaram o relevo da parte nordeste da bacia, criando uma depressão denominada de Uberaba por Hasui & Haralyi (1991). Nessa área do oeste do Triângulo Mineiro, onde hoje não se tem registros da deposição eólica inferior (Fm. Vale do Rio do Peixe), possivelmente houve o "embutimento" dos depósitos arenosos da Fm. Uberaba. Contrariando a hipótese daqueles autores, admite-se que a depressão ter-se-ia formado após a sedimentação Uberaba, visto que as paleocorrentes da unidade apresentam rumos sudoeste, concordantes com o padrão geral. A direção de transporte sedimentar foi então desviada para noroeste, conforme indicam os rumos de paleocorrentes do Mb. Serra da Galga, que encobre a unidade Uberaba.

Os resultados obtidos para o Mb. Serra da Galga, entretanto, são claramente discordantes com o padrão geral de fluxos fluviais do interior da bacia, que apontam para SW. Admitindo-se que esta unidade corresponde às porções proximais das formações São José do Rio Preto e Presidente Prudente, supõe-se que tais resultados reflitam a existência de um alto topográfico na borda nordeste da bacia, criado durante transformações tectônicas ali ocorridas no início da fase II. Esta barreira teria então

determinado o deslocamento para oeste, da passagem dos fluxos fluviais que rumavam ao interior da bacia. Tais fluxos, originados em leques aluviais marginais, eram gradualmente transformados em sistemas fluviais entrelaçados, e por fim meandramentos, bacia a dentro, até sua desarticulação na periferia do *deserto Caluá*. Ali dominavam condições eólicas plenas de transporte e acumulação.

As unidades de origem eólica exibem notável constância do sentido de transporte, indicando grande estabilidade do padrão de circulação atmosférica regional durante a sedimentação da seqüência neocretácea. Estas condições, estabelecidas após a abertura do Atlântico Sul, mantiveram-se durante os dois estádios de preenchimento da bacia e guardam boa semelhança com os padrões atuais. A estabilidade das paleocorrentes sugerem também que inexistiram significativos desníveis internos de relevo, que pudessem constituir obstáculos ao vento.

O estabelecimento de condições paludais na região de Araçatuba, outro sub-ambiente excepcional ocorrido no estágio inicial provavelmente decorre da posição topográfica mais baixa original do substrato naquela região. O limite oeste da área de ocorrência atual da Fm. Araçatuba, curiosamente retilíneo, corresponde a uma feição relativamente mais alta do substrato basáltico (Fig. 10.2). Provavelmente a formação inicial de área alagadiça no interior da bacia foi provocada por represamento do lençol freático à altura daquela feição. O aporte continuado de sedimentos eólicos, que inicialmente supriu dunas e lençóis de marginais ao charco, terminou por esgotar e soterrar a depressão original.

O grande sistema de drenagem instalado na segunda fase de evolução da Bacia Bauru apresenta notável semelhança de traçado com a rede atual, representada pelos rios Grande e Paraná. Talvez a posição desta rede de drenagem regional corresponda ao deslocamento daquela originada no final Cretáceo Superior, em resposta à elevação das bordas leste e nordeste.

9. CONSIDERAÇÕES SOBRE PALEONTOLOGIA E TAFONOMIA

9.1. O registro fóssilífero da Bacia Bauru

Na sequência neocretácea foram encontrados principalmente fósseis de répteis (crocodilianos, quelônios e dinossauros), além de anfíbios (anuros), restos de peixes, moluscos (bivalves e gastrópodes), crustáceos (conchostráceos e ostracodes) e vegetais (oogônios de algas carófitas e rizólitos; Quadro 9.1). As ocorrências estão localizadas numa área em forma de bumerangue, que compreende o oeste e noroeste do Estado de São Paulo, e parte do Triângulo Mineiro (Fig. 9.1). A distribuição e frequência das espécies indicam clima inóspito na parte interior da bacia (desértico) e mais favorável à vida - devido a maior disponibilidade de água - na borda nordeste e nas zonas internas correspondentes a depósitos de planícies e de canais fluviais. Embora ocorram restos fóssilíferos em várias unidades (Quadro 9.2), as concentrações mais importantes situam-se naquelas de origem fluvial (Serra da Galga, São José do Rio Preto, Presidente Prudente) e aluviais de borda (Echaporã). Nas unidades correspondentes a ambientes semidesérticos, eventualmente alcançados por fluxos torrenciais - como a Vale do Rio do Peixe -, são encontrados restos transportados. Os registros fóssilíferos conhecidos foram separados em três compartimentos paleoecológicos (Coimbra & Fernandes 1994), denominados como Peirópolis (setentrional), São José do Rio Preto (central) e Presidente Prudente (meridional).

Quadro 9.1: Conteúdo fóssilífero conhecido da Bacia Bauru.

Vegetais	Invertebrados	Vertebrados
oogônios de carófitas	gastrópodes	saurópodes
	bivalves	terópodes
	conchostráceos	crocodilianos
	ostracodes	quelônios
		restos de peixes
		anuros
		coprólitos
icnofósseis: moldes e contra-moldes de raízes	icnofósseis: tubos de vermes e insetos	icnofósseis: pegadas

Ocorrências fossilíferas da Bacia Bauru

Convenções

- dinossauros saurópodes
- dinossauros terópodes
- ovo de dinossauro
- crocodilos
- quelônios
- anfíbio
- peixes
- ossos indeterminados
- coprólitos
- moluscos
- conchostráceos
- ostracodes
- algas carófitas
- moldes de raízes

Compartimentos paleoecológicos:
Coimbra & Fernandes (1994)

Fernandes (1998)

Figura 9.1: Ocorrências fossilíferas da Bacia Bauru. (modif. de Campos & Castro 1978; Mezzalana 1981)

Quadro 9.2: Ocorrências fossilíferas da Bacia Bauru segundo as unidades litoestratigráficas.

Tipo de registro					Unidade litoestratigráfica												
					Kvpx	Karç	Kube	Ksta	Kipa	Kgoe	Ksga	Kpta	Kech	Ksrp	Kppr		
VEGETAIS	algas carófitas				○		+				○	○			+		
	moldes de raízes				○	○		○			+	+	○	+	+		
ANIMAIS	MOLUSCOS	Bivalves			○						○	+	○		●		
		Gastrópodes			+							+		+	+		
	ARTRÓPODES	Crustáceos	Braquiópodes	Conchostráceos	+	+						+		○	+		
			Ostracódeos		○						○	○		○			
			Malacostráceos (?)						+								
	PEIXES				+	+					○	+	+		+		
	ANFÍBIOS											+					
	RÉPTEIS	ANAPSIDA	Quelônios			●						○			○	●	
		Arcossauros	Crocodílios			+						+		+	●	+	
			Saurísqüios	Terópodes			○						●			○	○
				Saurópodes			○						●		●	●	○
			Restos de dinossaurídeos			●							○	○	●	●	●
	Restos ósseos		indeterm.			●		○				○	+	●	●	●	
	Coprólitos													+	+		
	Icnofósseis		Túbulos			○		+					+			+	

Frequência de registros: ● vários, O alguns, + raros. Fontes: Campos & Castro (1978), Mezzalira (1989), Mezzalira *et al.* (1989), Campanha *et al.* (1992), Baez (1985), Goldberg (1995), acervos dos museus de Peirópolis (MG) e Monte Alto (SP), informações verbais de Willian Nava (Marília) e levantamentos de campo desta pesquisa.

O primeiro registro paleontológico da sequência neocretácea deve-se a Ihering (1911), que analisou fósseis encontrados na escavação de um poço na região de São José do Rio Preto, em São Paulo. Atualmente são conhecidas cerca de uma centena de ocorrências em toda a parte oriental da Bacia Bauru. Dentre os cadastros de ocorrências disponíveis mais completos, destacam-se os de Campos & Castro (1978), Mezzalira (1974, 1989), Mezzalira *et al.* (1989). Estudos mais recentes sobre fósseis do Gr. Bauru foram apresentados por Brandt Neto *et al.* (1991), Campanha *et al.* (1992), Bertini (1994a, b), Bertini & Campos (1995), Goldberg *et al.* (1995), entre outros.

9.2. Características gerais dos fósseis da Bacia Bauru

No registro fossilífero da Bacia Bauru predominam ocorrências em litofácies de fluxos aquosos, associados com processos de remobilização e transporte. Isto implica a rara preservação de indivíduos em posição de vida ou com esqueleto articulado. As principais áreas fossilíferas vinculam-se a unidades de origem fluvial e a depósitos fluviais e lacustres, na zona de leques aluviais marginais.

9.2.1. Vegetais

Os restos vegetais preservados são muito escassos, mesmo os vestígios de raízes, devido ao clima reinante na maior parte da bacia, adverso ao desenvolvimento da vida e, sobretudo, às condições de preservação posteriores. Testemunhos da flora que alimentou os animais herbívoros de grande porte são desconhecidos até o momento. O que se tem registrado são ocorrências de oogônios de algas carófitas, encontradas nas unidades Presidente Prudente, Serra da Galga/Ponte Alta e Vale do Rio do Peixe. Lima *et al.* (1986) apresentaram estudos palinológicos de um depósito sedimentar da região de Descalvado (SP), tratada como pertencente à Bacia Bauru.

Os troncos de *Podocarpaceae*, incluídos no registro da seqüência neocretácea por Fúlfaro & Barcelos (1991), foram aqui considerados segundo a concepção original de Suguio & Coimbra (1972), isto é, como pertencentes à Fm. Botucatu. A ocorrência isolada de madeira silicificada (Mezzalana 1989), encontrada no município de Garça (SP), também não foi considerada como do acervo paleontológico da bacia devido à sua procedência incerta.

9.2.2. Invertebrados

Ocorrem em praticamente todas as províncias fossilíferas, principalmente naquelas onde houve maior disponibilidade de água doce (unidades Serra da Galga, São José do Rio Preto, Presidente Prudente, Echaporã, Araçatuba), ou naquelas onde foram acumuladas após transporte por enxurradas (Vale do Rio do Peixe). São carapaças de gastrópodes, bivalves (Foto 9.2), conchostráceos e ostracodes, assim como perfurações atribuídas a atividades de vermes e insetos.

9.2.3. Vertebrados

Partes duras de animais vertebrados são os registros paleontológicos conhecidos mais comuns, embora em geral constituam fragmentos de ossos ou peças desarticuladas do esqueleto (fotos 9.1, 9.3 a 9.8), o que dificulta o estudo taxonômico. Os maiores sítios paleontológicos explorados atualmente situam-se nas imediações de Pelrópolis (Mb. Serra da Galga), Monte Alto e Marília (Mb. Echaporã). Das regiões de São José do Rio Preto (unidade homônima), Presidente Prudente (unidade homônima) e provêm diversos achados importantes.

Quadro 9.3: Ocorrência de fósseis de vertebrados da Bacia Bauru.

Tipo	Partes encontradas	Espécies *	Ocorrência
Saurópodes (sobretudo titanossaurídeos)	vértebras cervicais, toraxais e caudais; arco hernal; costelas; esterno; úmero; escápula; fêmur; púbis; ílio; falange; ovos	Titanossauros, Antarcossauro e Atlantossauro	principalmente em <i>sga</i> , <i>ech</i> (bordas da bacia) e <i>ppr</i> , <i>srp</i> ; também em <i>ube</i>
Terópodes (sobretudo carnossaurídeos)	ossos, vértebras, dentes, fragmento de mandíbula, ovos	Carnossauro, Tecodontossauro e Ceratossauro	principalmente em <i>sga</i> , <i>ppr</i> e <i>srp</i>
Crocodilianos	crânios, maxilares, placas dérmicas, vértebras, ossos diversos, dentes	Baurusuchus, Itasuchus, e Peirosaurus	principalmente em <i>srp</i> e <i>sga</i> ; também em <i>ech</i> , <i>vpx</i>
Quelônios	carapaças, plastrões, ossos e ovos		principalmente em <i>ppr</i> ; também em <i>sga</i>
Restos de peixes	escamas, dentes, vértebras e ossos	holósteos, lepisosteídeos, teleósteos, periciformes	principalmente <i>ppr</i> , <i>sga</i> , <i>pta</i> , também <i>vpx</i>
Anfíbios	parte de esqueleto e crânio, diversos ossos desarticulados	anuros leptodactilídeos	<i>sga</i>
Coprólitos			<i>vpx</i>

* Esta síntese reúne informações de diversas fontes bibliográficas. A grande maioria dos dados (reconhecimento e classificação das ocorrências) pode ser encontrada nos cadastros citados anteriormente.

9.4. Bioestratigrafia

Algumas décadas após o registro fossilífero pioneiro, Huene (1933, *apud* Price 1950) apresentou o primeiro ensaio de zoneamento bioestratigráfico da unidade sedimentar suprabasáltica, então denominada *formação Bauru*. O autor sugeriu a possibilidade de que as áreas situadas a norte de São José do Rio Preto, compreendendo partes dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Mato Grosso do Sul, teriam idade original neosenoniana (Neocretáceo). A região localizada a sul, incluindo aquela cidade, poderia ser de idade cretácea inferior ou mesmo jurássica. Todavia, esta concepção foi revista alguns anos mais tarde, quando o mesmo autor atribuiu idade senoniana à toda *formação Bauru*, após comparar os fósseis de titanossauros nela encontrados, com similares da Patagônia (Huene 1939). Price (1950) considerou prematura a subdivisão bioestratigráfica da unidade com base em seu conteúdo fossilífero, apontando como razões: a precariedade das coleções (devido à inexistência de coletas sistemáticas), grande extensão territorial da unidade e a possibilidade da fauna ser indígena.

Mezzalana (1974) organizou e discutiu o conhecimento paleontológico da *Formação Bauru*, sem apresentar proposta de distribuição bioestratigráfica. Mais tarde, Mezzalana & Arid (1981) sistematizaram os registros fossilíferos em *biofácies* de caráter *mais geográfico que estratigráfico* (*sic*). No mesmo trabalho estabeleceram correlação preliminar entre biozonas ou biofácies, com litofácies (associações faciológicas) propostas por Suguio *et al.* (1977) e Soares *et al.* (1979b). Além das ressalvas feitas por

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 18)

- Foto 9.1: Osso de Titanossauro, acervo do Museu de Paleontologia de Monte Alto. Procedência: Mb. Echaporã (Fm. Marília), imediações de Monte Alto, SP.
- Foto 9.2: Bivalve. Procedência: Mb. Echaporã (Fm. Marília), imediações de Monte Alto, SP.
- Foto 9.3: Parte de osso de dinossauro, com crescimento expansivo (*displacive*) de cimento carbonático diagenético. Procedência: Mb. Echaporã (Fm. Marília), imediações de Marília, SP (coleção Sr. Willian Nava).
- Foto 9.4: Ossos de réptil articulados. Procedência: afloramento da transição entre o Mb. Echaporã (Fm. Marília) e a Fm. Vale do Rio do Peixe (parte superior), situado nas imediações de Marília, SP (coleção Sr. Willian Nava).
- Foto 9.5: Concentração de cascos de quelônios, em depósitos de arrombamento de dique marginal (litofácies *Sm*), com cimentação carbonática. Em amostras desta ocorrência foi verificada a presença do mineral gorceixita em fraturas e em mesovazios da estrutura óssea. Fm. Presidente Prudente, corte de ferrovia desativada, vale do rio Santo Anastácio, região de Pirapozinho (SP), local PP 190.
- Foto 9.6: Fragmentos de ossos de réptil em arenitos maciços, coletados em depósitos de lençóis de areia (litofácies *Sme*). Nestes fragmentos foram identificados processos de substituição intempérica do material fosfático por gorceixita. Fm. Vale do Rio do Peixe, km 83,6 da PR 317, região de Santo Inácio (PR), local CL 135.
- Foto 9.7: Fragmento de osso transportado, encontrado em litofácies conglomerática, intensamente cimentada por carbonato (calcrete de águas subterrâneas). Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), ocorrência em lavra abandonada, da Serra do Veadozinho, próximo de Peirópolis (MG), local UB 15.
- Foto 9.8: Fragmento de osso (bioclasto) em litofácies de arenito conglomerático (*Se*), de barras arenosas de sistema fluvial entrelaçado, rica em intraclastos carbonáticos, lamíticos e fragmentos de ossos. Fm. São José do Rio Preto, trevo de São José do Rio Preto (SP), local SJ 122.

Price (1950), Mezzalana & Arid (1981) acrescentaram outras dificuldades para o estabelecimento de um zoneamento bioestratigráfico, assim como para a correlação com a concepção litoestratigráfica vigente: o desconhecimento da taxonomia de grande parte dos fósseis; a existência de condições paleoecológicas distintas na bacia; e as variações litológicas laterais e verticais. Mezzalana (1982) apresentou revisão posterior deste estudo, adequando-o com a subdivisão estratigráfica do Gr. Bauru, proposta por Soares *et al.* (1980).

9.5. Evolução paleogeográfica e paleoecologia

A dificuldade para estabelecer-se um zoneamento bioestratigráfico, comentada por Price (1950) e Mezzalana & Arid (1981), bem como a semelhança das espécies conhecidas sugerem que a distribuição das ocorrências reflitam, antes de tudo, controle essencialmente paleogeográfico. Segundo Fúlforo *et al.* (1994) a margem oeste da Bacia Bauru encontra-se tectonicamente seccionada na Serra de Maracaju, sobre a sutura de Coxim (Hasui *et al.* 1993).

Para compreender a distribuição da vida na parte oriental da Bacia Bauru é necessário considerar que seu preenchimento ocorreu em dois contextos ambientais relativamente distintos, determinados pelas mudanças ocorridas principalmente nas bordas. As unidades basais, sobretudo a Fm. Vale do Rio do Peixe, correspondem a ambientes predominantemente eólicos, palcos de periódicos fluxos fluviais efêmeros, como *wadis* e enxurradas, formados após chuvas torrenciais. Próximos destas *rotas de umidade*, provavelmente situadas em zonas mais baixas, formavam-se lagoas residuais que se mantinham por algum tempo, criando condições de sobrevivência para répteis de pequeno porte e invertebrados, gramíneas e algas.

As associações de fácies do segundo estágio de preenchimento da bacia indicam maior disponibilidade de água, principalmente na faixa que, partindo da sua borda nordeste alcançava o interior, formando um sistema de drenagem regional NE-SW. Os registros fósseis desta fase revelam maior diversidade e porte da fauna associada. A vida proliferou nas áreas mais favoráveis, em planícies fluviais amplas com lagoas (alcalinas) efêmeras, contexto deposicional das formações São José do Rio Preto (fluvial entrelaçado) e Presidente Prudente (fluvial meandrante). Nas zonas marginais da bacia, cabeceiras deste sistema fluvial interior, os ambientes mais favoráveis à vida foram aqueles adjacentes aos leques aluviais: planícies de chegada de fluxos entrelaçados (membros Serra da Galga e Ponte Alta) e de fluxos em lençol de *salas* de leques aluviais, correspondentes ao Mb. Echaporã. Neste contexto marginal, além de

lagoas efêmeras formadas nas planícies fluviais, outros corpos aquosos residuais formaram-se em depressões criadas entre lobos de leques aluviais coalescentes

No interior da bacia mantiveram-se, durante os dois estádios de sedimentação, condições desérticas, quentes. Assim, os mesmos condicionantes paleogeográficos impuseram escassez e baixa diversidade de vida e de seu registro, nos depósitos de lençóis de areia da Fm. Santo Anastácio, nas partes mais interiores da Fm. Vale do Rio do Peixe, até a quase ausência de registros fósseis nos depósitos de deserto interior (*sand sea*), correspondente às formações Rio Paraná e Goio Erê.

Coimbra & Fernandes (1994) propuseram o macrozoneamento paleoecológico da porção oriental da Bacia Bauru, região limitada a oeste pelos rios Paranaíba e Paraná, baseados na associação das ocorrências fossilíferas com os sistemas deposicionais das unidades litoestratigráficas e sua disposição geográfica. Definiram os compartimentos de Peirópolis, São José do Rio Preto e Presidente Prudente, como faixas de orientação NW, da borda para o centro da bacia, que refletem a arquitetura da paleodrenagem dominante. As biozonas propostas por Mezzalana & Arid (1981) podem ser correlacionadas, com grande aproximação, com as áreas de ocorrência de associações faciológicas de ambientes fluviais interiores e de leques aluviais de borda, onde ter-se-ia concentrado a vida na parte oriental da Bacia Bauru.

9.5.1. Compartimento Peirópolis

O compartimento Peirópolis corresponde à área de ocorrência fossilífera do extremo oeste do Estado de Minas Gerais (Triângulo Mineiro). Abrange depósitos de leques aluviais com *playa lakes* do Mb. Echaporã e parte proximal de sistema fluvial entrelaçado (unidades Serra da Galga/Ponte Alta e Uberaba). Na Fm. Marília, principalmente no Mb. Serra da Galga, foram encontrados bivalves, restos de crocodilídeos, quelônios, titanossaurídeos e coelossáurios, além de um fóssil de anuro leptodáctilo. Inclui também alguns fragmentos de ossos transportados, associados a *wadis* da Fm. Vale do Rio do Peixe (região de Campina Verde). As ocorrências mais importantes localizam-se nas imediações de Peirópolis. Todavia, existem registros nas regiões de Uberaba, Campina Verde, Monte Alegre de Minas e a norte de Uberaba, a meio caminho de Uberlândia.

A deposição da Fm. Marília no Triângulo Mineiro, segundo Garrido *et al.* (1992) deu-se sob clima semi-árido, em sistemas de canais fluviais entrelaçados efêmeros, provenientes sobretudo de norte (NW ou NE), na forma de enxurradas. Neste ambiente, formaram-se corpos lacustres relativamente perenes, nas porções distais e laterais dos

fluxos aquosos. As lagoas teriam sido as principais responsáveis pela manutenção da fauna e da flora, hoje representada pelos fósseis encontrados na área. Além dos quelônios, crocodilídeos e dinossauros de médio a grande porte (herbívoros e carnívoros) buscavam os corpos lacustres durante os períodos de estiagem. Merece destaque o fato de que, neste compartimento, são encontrados partes de esqueletos mais completas e melhor preservadas. Isto indica menor transporte e, portanto, soterramento mais próximo do *habitat* original dos animais.

Na região de Peirópolis existe uma aparente diferenciação quanto ao tipo de animal encontrado, de acordo com sua posição estratigráfica. Na parte superior do Mb. Serra da Galga predominam restos de quelônios e peixes, enquanto que os fósseis de répteis maiores - como os de Titanossauros - são encontrados principalmente na sua porção inferior. Caso seja comprovada essa tendência, ter-se-ia o indício de provável recrudescimento das condições de vida na região, responsável pela dizimação dos animais de porte maior.

9.5.2. Compartimento São José do Rio Preto

O compartimento São José do Rio Preto tem como limites os rios Grande (a norte) e Tietê (a sul). Corresponde, principalmente, aos depósitos de sistema fluvial entrelaçado da Fm. São José do Rio Preto. Possui uma associação faunística volumosa e variada, em que predominam crocodilídeos e titanossaurídeos. Os fósseis são freqüentemente encontrados em litofácies com intraclastos de argila (arenitos conglomeráticos, conglomerados e brechas intraformacionais), indicativos de acumulação em extensas planícies, periodicamente atravessadas por fluxos fluviais que remobilizavam e concentravam restos de organismos em fácies de barras arenosas. Nesse contexto deposicional foram preservados também restos de quelônios, bivalves, gastrópodes e ostracodes, que viveram em lagoas da planície de entrelaçamento. Na região de São José do Rio Preto as ocorrências fossilíferas de répteis mais importantes estão, em geral, acima da cota 520m (Max Brandt Neto 4/4/1996, *Inform. verbal*). No compartimento ocorrem ainda restos de partes duras remobilizadas por enxurradas de deserto (*wadis*), em depósitos da parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe.

9.5.3. Compartimento Presidente Prudente

O compartimento Presidente Prudente constitui o setor fossilífero meridional da bacia, delimitado a norte pelo rio Tietê. Estende-se até o sul da área, incluindo o noroeste do Estado do Paraná. Corresponde a ocorrências em depósitos do sistema fluvial meandrante da Fm. Presidente Prudente, que é composto por litofácies de canais

sinuosos rasos e de planícies de inundação (transbordamento e arrombamento) com lagoas rasas efêmeras. Inclui ainda registros associados a pequenas lagoas e *wad's* das unidades Vale do Rio do Peixe e Santo Anastácio. Este compartimento apresenta fauna variada, com predomínio de bivalves, gastrópodes, crocodilídeos, peixes, ostracodes, quelônios (em grande quantidade), além de restos de titanossaurídeos, carnosaurídeos e dentes de saurópodes. A flora é representada apenas por oogônios de algas carófitas.

A larga distribuição horizontal dos conchostráceos, em corpos de água isolados por grandes distâncias, pode ser explicada pela disseminação dos ovos pelo vento (Mezzalana 1981). Estes ovos, protegidos por cápsulas especiais, apresentam boa resistência a condições anidras, permanecendo latentes por muito tempo após total desaparecimento da água. Com respeito às carófitas, que alcançaram o seu apogeu no Cretáceo Superior, estas mostraram-se capazes de atravessar barreiras geográficas de isolamento, devido às suas *frutificações* (Musacchio 1993). Entre os crustáceos, os ostracodes estão associados a conchostráceos apenas em posições mais proximais do sistema regional de drenagem (compartimento São José do Rio Preto). A presença de carófitas indica lagoas rasas de água de pH alcalino, calmas ou com pequena movimentação. É provável que essas lagoas não tenham sido alimentadas por outras correntes fluviais, posto que aparentemente inexistiram outras formas viventes associadas, além dos conchostráceos (Mezzalana 1981) e das carófitas. Para sudoeste, no interior da parte oriental da bacia, registra-se ainda a presença de prováveis rizólitos (Fernandes 1992) em depósitos de lençóis de areia da Fm. Santo Anastácio.

9.6. Considerações sobre tafonomia da Bacia Bauru

9.6.1. Aspectos tafonômicos de vertebrados fósseis

O termo tafonomia, do grego *taphos* (sepultura, sepultamento) + *nomos* (leis), foi proposto por Efremov (1940) para designar o estudo dos processos ocorridos na transição dos restos orgânicos, da biosfera para a litosfera (Cadée 1991). Esse termo tem sido utilizado de diversos modos. Muitos paleontólogos aplicam-no a todos os processos pós-morte, incluindo a diagênese. Sedimentólogos, entretanto, restringem o termo aos processos que ocorrem antes do soterramento, considerando as transformações posteriores como diagenéticas (Martill 1991).

Para Holz & Soares (1995) a tafonomia constitui a arte de abstrair o tendenciamento (*bias*) da amostra fossilífera, recontar a história *post-mortem* de uma

tafocenose¹⁴ e extrair dela o máximo de informações paleoecológicas e paleoambientais. Mendes (1981) definiu tafonomia como o estudo das condições e processos que propiciam a preservação dos restos ou vestígios de qualquer organismo após a sua morte e sepultamento, dividido em duas fases: 1) da morte do indivíduo até o seu sepultamento e 2) do final do sepultamento até a coleta do fóssil, inclusive os processos diagenéticos e intempéricos. A primeira, relativamente breve, constitui assunto da Bioestratinomia¹⁵. A segunda, bem mais longa, é de competência da Diagênese de Fósseis¹⁶. Esta foi a definição de tafonomia aqui adotada, devido a sua abrangência e operacionalidade.

Vários biominerais têm sido reconhecidos em tecidos duros de vertebrados, mas de longe o mais comum é a hidroxiapatita. Especialmente em dentes, pode ocorrer alguma substituição de hidroxila por flúor. Carbonato, magnésio e sódio também são encontrados como componentes minerais de ossos. Quando disponíveis, chumbo, estrôncio e rádio podem substituir o cálcio (Bloom & Fawcett 1977).

Ossos fósseis podem fornecer ainda outras informações para estudos diagenéticos e tafonômicos, mediante análise de paragêneses de minerais diagenéticos formados em cavidades internas (p. ex. Martill 1991, Barker *et al.* 1997). Estes espaços vazios adquirem maior importância pelo fato que, em geral, os ossos são encontrados imersos em material extremamente compacto e/ou cimentado. Na estrutura óssea existem diversos tipos de vazios, desde cavidades centimétricas até canalículos de dimensões nanométricas (Fig. 9.2).

Em seções transversais da diáfise¹⁷ de ossos longos, o eixo c dos minúsculos cristais prismáticos ("agulhas") de apatita é paralelo ao comprimento maior das moléculas colagenosas. Estas freqüentemente estão arranjadas como as fibras de cordas trançadas. Ao microscópio petrográfico de luz polarizada, com polarizadores cruzados, as seções delgadas exibem extinção ondulante ao longo do comprimento da estrutura colagenosa. Lamelas concêntricas orientam-se ao redor de um canal comum - Canal de Havers - contendo estruturas vasculares (Fig. 9.3), que se comunicam com outros dutos através de canais secundários transversais e oblíquos (Canais de Volkmann), formando os Sistemas de Havers (osteons). Epífises, presentes em mamíferos e em certos

¹⁴ Tafocenose constitui a assembléia de restos sepultados (Mendes 1988).

¹⁵ Bioestratinomia é a divisão da Tafonomia dedicada ao estudo das causas e tipos de morte dos organismos, assim como com os problemas ligados à decomposição (necrólise), transporte e sepultamento (Mendes 1988).

¹⁶ Diagênese de fósseis corresponde ao conjunto de processos - geralmente referidos como *fossilização* -, que propiciam a preservação dos restos de organismos ou de vestígios destes restos. A expressão é um tanto imprópria, pois abrange outros processos além dos diagenéticos (Mendes 1988).

¹⁷ Parte cilíndrica com parede espessa, de osso compacto; perióstio.

Barker *et al.* (1997); trad.: Fernandes (1998)

Figura 9.2: Classificação de espaços vazios em ossos (Traduzida de Barker *et al.* 1997).

Fernandes (1998; trad. de Andrew & Hickman 1974)

Figura 9.3: Estrutura interna de osso longo (A), com detalhes do perióstio (B) e de sistemas haversianos (C). Traduzida de Andrew & Hickman (1974).

répteis como terminações cônicas de ossos longos, são formadas de um sistema ósseo esponjoso com uma trama tridimensional de espículas ósseas ramificadas (trabéculas), também constituídas por lamelas (Bloom & Fawcett 1977).

As características químicas do meio, da morte dos organismos à fossilização (incluindo-se a diagênese), atuam de modo seletivo na preservação dos remanescentes fósseis. Dificilmente serão preservadas, em qualidade e quantidade, as assembléias que originalmente habitaram determinado ambiente (Fig. 9.4). Plantas preservam-se melhor sobretudo em ambientes de mangue, enquanto os restos de vertebrados terrestres são encontrados principalmente em rochas avermelhadas (*red beds*) com cimento carbonático, de ambientes mais oxidantes, e clima seco.

Os restos de vertebrados apresentam distintos potenciais para passar ao registro fóssil. Elementos mais resistentes são concentrados em relação ao conjunto original, fato demonstrado pela maior frequência de dentes preservados nos estratos fossilíferos. Eventualmente, processos relacionados a tempestades podem acentuar esta seleção, formando depósitos de *bone beds*.

Estudos tafonômicos de detalhe têm indicado que em sistemas fluviais as fácies proximais de depósitos de planície de inundação contêm a maior parte dos espécimes mais articulados (p. ex. Behrensmeyer 1987, Kaster 1987, Smith 1993, Richmond & Stadtman 1996). A principal influência na assinatura tafonômica das fácies de planície de inundação é a proximidade do local de sepultamento em relação ao canal principal, especialmente durante episódios de avulsão. Seu efeito manifesta-se na frequência e intensidade dos eventos de inundação e taxa global de acreção. Os primeiros influem na desarticulação, transporte e deposição dos restos, enquanto que o último determina o tempo de residência antes do sepultamento (Smith 1993).

9.6.2. Tafonomia na Bacia Bauru

Todas as ocorrências fossilíferas conhecidas na bacia localizam-se na sua parte oriental. Compreendem restos ósseos principalmente de répteis - crocodilos, quelônios e dinossauros -, anfíbios, peixes, moluscos, crustáceos e oogônios de algas carófitas. Em geral, predominam ocorrências vinculadas a litofácies de origem fluvial, com remobilização e transporte de material, do que decorre rara preservação de indivíduos em posição de vida ou de esqueletos completos articulados. Formam dois tipos principais de depósitos: os de planícies fluviais de transbordamento e lagoas efêmeras, no interior da bacia, e os vinculados a fluxos aquosos entrelaçados e lagoas de zonas de leques aluviais marginais da bacia.

Figura 9.4: Comparação entre fósseis encontrados na Bacia Bauru e tipos comumente preservados em paleossolos, com campos de estabilidade teórica de Eh-pH. Adaptada de Retallack (1990).

São raras as referências de caráter tafonômico sobre a Bacia Bauru. Hasui (1969) relatou interessante informação verbal de L.I. Price, de que o jazigo fossilífero de Peirópolis associava-se à *estruturas de corte-e-preenchimento*. Mais recentemente surgiram resultados de estudos preliminares que dedicam mais atenção aos aspectos tafonômicos (p. ex. Campanha *et al.* 1993, Barcha 1995, Langer & Bertini 1995). Coimbra *et al.* (1997) apresentaram uma síntese sobre aspectos petrográficos e tafonômicos de fósseis da Bacia Bauru.

Poucos autores têm se dedicado a estudos sobre petrografia de fósseis da Bacia Bauru. Goldberg (1995) observou que o processo de fossilização de ossos encontrados no Triângulo Mineiro, nas formações Uberaba e *Adamantina* (Vale do Rio do Peixe), caracteriza-se por cimentação expansiva, que danifica a estrutura óssea original. Por outro lado, a autora observou ainda que os exemplares provenientes da Fm. Marília (dos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã) apresentam alto grau de preservação da estruturas óssea, com vazios preenchidos por carbonato, sem alteração das características morfológicas. Coutinho *et al.* (1996; s.d.) identificaram o mineral gorceixita, formado como provável produto de substituição - por processos exógenos - de parte da estrutura fosfática original de ossos encontrados no norte do Paraná.

Excluindo-se interpretações genéricas sobre ambientes de sedimentação, encontradas em alguns estudos paleontológicos, não se dispõe de estudos tafonômicos de detalhe das ocorrências fossilíferas da Bacia Bauru. Ao consultar as informações documentadas na literatura, diversos tipos de lacunas impedem o estabelecimento de classificação e de correlações mais abrangentes. Normalmente faltam dados precisos sobre a litofácies hospedeira e seu contexto deposicional, grau de transformação do material fóssil ou informações quantitativas absolutas e relativas a outras espécies presentes. Falta mesmo a classificação taxonômica de diversos achados, muitas vezes devido ao mal estado de conservação.

O ambiente deposicional semi-árido, dominante na Bacia Bauru, pode ser parcialmente responsabilizado por esta situação de desconhecimento. A maioria das ocorrências registradas corresponde a peças desarticuladas e fragmentos, em geral transportados por fluxos fluviais impetuosos e deixados ao largo de seu curso, em planícies de transbordamento, ou acumulados como depósitos residuais, em barras de pontal e barras arenosas de fundo. Do predomínio de fluxos de regime irregular decorre a principal característica das ocorrências fossilíferas: a baixa frequência de esqueletos articulados. Nas planícies de inundação mesclam-se ossos de vertebrados

remobilizados, alguns poucos sepultados inteiros, e carapaças de invertebrados que habitavam lagoas temporárias.

Decorridas algumas décadas, verifica-se que permanecem as dificuldades apontadas por Price (1950) e Mezzalana & Arid (1981): o desconhecimento da taxonomia e contexto litofaciológico da grande parte dos fósseis encontrados e a existência de condições paleoecológicas distintas ainda pouco compreendidas, na Bacia Bauru.

9.6.2.1. *Material analisado*

Os estudos de microscopia óptica (seções delgadas) e de microscopia eletrônica de varredura foram realizados principalmente com amostras de fragmentos de ossos de répteis - crocodilianos, dinossauros e quelônios - de várias unidades da Bacia Bauru. Visaram caracterizar texturas e composição mineralógica, para estudos de processos de fossilização (tafonômicos). Para tanto, foram confeccionadas lâminas de cortes ortogonais e longitudinais do material, após impregnação com resina de araldite e corante azul. Parte do exame microscópico foi acompanhado de análises por difratometria de raios X.

9.6.2.2. *Resultados obtidos em laboratório*

Bioclastos são componentes relativamente comuns nas unidades de origem fluvial. Em geral estão associados às litofácies de contexto mais energético, como depósitos de barras arenosas com estratos cruzados. Ocorrem em estado de preservação variado, de acordo com a intensidade dos processos a que foram submetidos durante o transporte. Alguns casos encontrados são ilustrados pelas fotos 9.17 a 9.19, onde pode-se observar diversos graus de preservação. Após o soterramento processos diagenéticos podem promover outras modificações como a recristalização ou substituição mineral de partes duras, como se observa, por exemplo, na Foto 9.18.

Microfósseis em bom estado de preservação foram encontrados em litofácies de ambientes mais calmos, como depósitos paludais da Fm. Araçatuba (Foto 9.20).

A análise de diversas amostras de partes ósseas, placas dérmicas e dente de répteis (Anexo 4) revelou que a composição fosfática original foi mantida na maioria dos casos (Quadro 9.4), independente da procedência da amostra.

Quadro 9.4: Composição de amostras de ossos (principalmente), placas dérmicas e dente de répteis, analisados por difratometria de raios X.

Composição	Amostra
fluorapatita	OS 5B, 11, 12, 13, 17A, 17B, 17C e 19D
fluorapatita e calcita	OS 3, 8 e 14C
calcita e fluorapatita	OS 2 e 7
fluorapatita e quartzo	OS 1, 4 e 9
fluorapatita, calcita e quartzo	OS 5A e 6
fluorapatita, sanidina	OS 19B
fluorapatita, quartzo, sanidina	OS 19A
fluorapatita, microclínio, albita, calcita, quartzo, hematita	OS 15
fluorapatita, anortita, muscovita, calcita, quartzo, nontronita, sanidina	OS 19E
gorceixita (fosfato de alumínio e bário) e quartzo	OS 10A

No Anexo 4 podem ser encontradas mais informações sobre as amostras.

A estrutura orgânica original geralmente está bem preservada (fotos 9.9, 9.11 e 9.22). Os ossos são constituídos por fluorapatita de baixa birrefringência, que formam fibras (lamelas) com alongação negativa e extinção ondulante (Foto 9.12). As fibras compõem estruturas tubulares, com mesovazios (sistemas de Havers) formadas por arranjo concêntrico de feixes (fotos 9.10 e 9.16). As lacunas, microvazios em que se alojaram osteócitos¹⁸, encontram-se bem preservadas em várias amostras analisadas (fotos 9.11, 9.13 a 9.15, 9.23 e 9.24).

Em seções delgadas de ossos de dinossauro, encontrados na Fm. São José do Rio Preto, assim como de carapaça de quelônio da Fm. Presidente Prudente (OS 20), verificou-se que os canais de Havers e Volkman podem estar preenchidos por cimento carbonático esparítico (Foto 9.25) ou apresentarem-se vazios, por provável dissolução do cimento (fotos 9.13 e 9.14). Eventualmente, pode ocorrer algum preenchimento posterior por argilas ou grãos clásticos, como observado em alguns casos. Nestas seções, também foram encontradas fraturas preenchidas por calcita esparítica. A deposição certamente ocorreu após a morte do animal, pois não existem feições de regeneração óssea. A calcita esparítica está presente ainda em formas alongadas, concordantes com o arranjo fibroso do material fosfático (Foto 9.10), como observado em seção delgada de placa dérmica de um crocodilo *Baurusuchus*, proveniente da parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe. A cimentação carbonática pode também apresentar textura poiquilotópica, incorporando a estrutura orgânica original trabecular, nos macrocristais, como observado em amostra de osso esponjoso de *Baurusuchus*, recolhida na porção superior da Fm. Vale do Rio do Peixe (amostra OS 2).

Em amostra proveniente do Mb. Echaporã (OS 7) foi observada calcita de textura em mosaico xenomórfico, substituindo grande parte do material fosfático. Tal processo

¹⁸ Osteócitos são as células ósseas (adultas).

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 19)

- Foto 9.9: Constituição interna bem preservada de osso de réptil indeterminado, exibindo sistema de Havers de padrão irregular. Fragmento encontrado em depósito de barras arenosas. Seção delgada, Fm. São José do Rio Preto, amostra coletada nas imediações de Tanabi (SP), local VT 120. Polarizadores descruzados.
- Foto 9.10: Detalhe da constituição interna de placa dérmica de *Baurusuchus*, com calcita esparítica preenchendo mesovazios da trama fibrosa de material fosfático. Seção delgada da amostra OS 1, Fm. Vale do Rio do Peixe (parte superior), coletada na Faz. Buriti, município de General Salgado (SP). Polarizadores cruzados.
- Foto 9.11: Detalhe da foto 9.9, onde se observa a estruturação concêntrica do material fosfático, com meso e microvazios (lacunas, L). Seção delgada, Fm. São José do Rio Preto, amostra coletada nas imediações de Tanabi (SP), local VT 120. Polarizadores descruzados.
- Foto 9.12: Constituição interna de osso de dinossauro, exibindo sistema de Havers de padrão relativamente regular, o que indica maturidade do animal. Seção delgada da amostra OS 13, do Mb. Echaporã (Fm. Marília), coletada nas imediações de Monte Alto (SP). Polarizadores cruzados.
- Foto 9.13: Constituição interna de osso da cintura pélvica de dinossauro. Sistemas de Havers com padrão irregular. Seção delgada da amostra OS 4, Fm. São José do Rio Preto, coletada no município de Cedral (SP). Polarizadores descruzados.
- Foto 9.14: Idem foto 9.13, com polarizadores cruzados. Material fibroso fosfático (sistema de Havers) com mesovazios preenchidos por resina com corante azul.
- Foto 9.15: Constituição interna de placa dérmica de quelônio. Notar a boa preservação da estrutura óssea, como as lacunas (L) - locais de alojamento dos osteócitos -, e canaliculos associados. Seção delgada da amostra OS 12, Fm. São José do Rio Preto, coletada nas imediações de São José do Rio Preto (SP). Polarizadores descruzados.
- Foto 9.16: Microestrutura interna de osso longo de réptil, encontrado em arenitos maciços de depósitos de lençóis de areia e *wadi*. Notar o arranjo concêntrico do material fosfático. Seção delgada da amostra OS 11, Fm. Vale do Rio do Peixe, coletada em corte das obras do canal hidroviário de Pereira Barreto (SP), local AN 160. Polarizadores descruzados.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 20)

- Foto 9.17: Bioclasto (fragmento de osso) em arenito conglomerático (litofácies Se). Depósitos de barras arenosas de sistema fluvial entrelaçado. Notar cimentação carbonática poiquilotópica diagenética. Seção delgada, de amostra da Fm. São José do Rio Preto, trevo de São José do Rio Preto, coletada no local SJ 122. Polarizadores cruzados.
- Foto 9.18: Bioclasto (oogônio de alga carófitas) recristalizado por cimentação carbonática diagenética esparítica, em arenito grosso conglomerático (litofácies Se). Seção delgada de amostra retirada de depósitos de barras fluviais situados acima de depósitos de dunas eólicas. Fm. Presidente Prudente, Presidente Prudente (SP), local PP 63. Polarizadores cruzados.
- Foto 9.19: Bioclasto (ostracode) pouco transportado, envolto e preenchido por matriz detrítica. Seção delgada de arenito imaturo com cimento carbonático diagenético, de depósitos de lençóis de areia. Parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe, vale do rio Turvo, local SJ 121. Polarizadores cruzados.
- Foto 9.20: Bioclasto (conchostráceo) em siltitos maciços de sedimentação paludal. Micrografia de MEV (de elétrons secundários), Fm. Araçatuba, imediações de Flora Rica (SP), amostra procedente do local DR 210.
- Foto 9.21: Constituição interna de osso de réptil, proveniente de litofácies arenitos maciços (Sme), acumulados como depósitos de lençóis de areia. Notar o padrão irregular do sistema de Havers, indicativo de estrutura em fase de crescimento (animal jovem). Micrografia de MEV (elétrons secundários) da amostra OS 10. Fm. Vale do Rio do Peixe km 83,6 da PR 317, região de Santo Inácio (PR), coletada no local CL 135.
- Foto 9.22: Estrutura interna de osso de dinossauro indeterminado, exibindo canais de Havers (mesovazios) e Volkmann (V). Micrografia de MEV (elétrons secundários) da amostra OS 17, Mb. Echaporã (Fm. Marília), coletada no vale do córrego do Pombo, Marília (SP).
- Foto 9.23: Detalhe da foto 9.22, exibindo estruturação concêntrica, onde se distribuem as lacunas (microvazios). Micrografia de MEV (elétrons secundários) de fragmento osso não identificado (amostra OS 17), Mb. Echaporã (Fm. Marília), coletada no vale do córrego do Pombo, Marília (SP).
- Foto 9.24: Detalhe da estrutura óssea da foto 9.21, mostrando lacunas (cavidades em que se alojam os osteócitos) muito bem preservadas. Micrografia de MEV (elétrons secundários) da amostra OS 10, Fm. Vale do Rio do Peixe, km 83,6 da PR 317, coletada na região de Santo Inácio (PR), local CL 135.

decorre, provavelmente, da maior disponibilidade de Ca e CO₃ no meio sedimentar. Apesar da cimentação intensa, são mantidos vestígios dos contornos originais (relictos) da estrutura orgânica tubular concêntrica (Sistema de Havers).

Outra amostra (OS 6), de coprólito proveniente de área de transição entre as formações Vale do Rio do Peixe e São José do Rio Preto, apresentou interessante estrutura externa helicoidal, possivelmente determinada pela forma do intestino do animal. O material fosfático que a constitui é amorfo a microcristalino (colofânio), com reentrâncias e cavidades preenchidas por sedimento arenoso.

Pequenos cristais de hidroxiapatita - de altas birrefringência e relevo; textura esferulítica -, foram identificados em um dente de *Baurusuchus*, proveniente da parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe (OS 5B).

Em alguns casos analisados, o material fosfático pode exibir estrutura ondulada, com vazios preenchidos por calcita esparítica. Aparentemente, o carbonato penetrou por fraturas existentes, formando cristais esparíticos que romperam estrutura orgânica, de forma parcial, gerando vazios. Estes foram ocupados por calcita, que cimenta o material detrítico arenoso e os fragmentos da estrutura óssea fosfática. Observou-se também feições microscópicas de corrosão sobre o material fosfático, associada aos processos de cimentação carbonática (amostra OS 8, osso de costela de *Baurusuchus*; parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe).

No conjunto de amostras analisadas, foram identificados apenas dois casos de ocorrência de gorceixita (fosfato de alumínio e bário). Uma deles em fragmento de osso coletado na parte superior da Fm. Vale do Rio do Peixe (local CL 135, amostra OS 10), a outra em amostra de casco de quelônio da Fm. Presidente Prudente (local PP 190, amostra OS 20). No primeiro caso o mineral substitui parcialmente o fosfato, aparentemente a partir de canais e lacunas (Foto 9.28). No segundo, a gorceixita ocorre como mineral neoformado no interior de um canal de Havers (fotos 9.26 e 9.27).

9.6.2.3. Conclusões

Foram analisadas partes duras de répteis (crocodilianos, dinossauros e quelônios), provenientes de várias unidades da porção oriental da Bacia Bauru. Os resultados obtidos indicaram que, de modo geral, a fossilização ocorreu com perfeita preservação da estrutura óssea e manutenção da natureza fosfática original, independente da procedência das amostras (litofácies ou unidade geológica). Os ossos são constituídos por fluorapatita de baixa birrefringência, na forma de fibras de elongação negativa e extinção ondulante. Nas seções delgadas

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 21)

Foto 9.25: Preenchimento de canal de Havers por calcita esparítica. Fragmento de casco de quelônio encontrado em depósitos de arrombamento de dique marginal (Fm. Presidente Prudente). Micrografia de MEV (elétrons secundários) da amostra OS 20, coletada em corte de ferrovia desativada, no vale do rio Santo Anastácio, região de Pirapozinho (SP), local PP 190.

Foto 9.26: Neoformação de gorceixita em mesovazios (canal de Havers), em casco de quelônio (amostra OS 20). Micrografia de MEV (elétrons secundários), Fm. Presidente Prudente, amostra coletada em corte de ferrovia desativada, no vale do rio Santo Anastácio, região de Pirapozinho (SP), local PP 190.

Foto 9.27: Detalhe dos cristais de gorceixita (espectro ao lado) da foto 9.27. Micrografia de MEV (elétrons secundários), Fm. Presidente Prudente, amostra retirada de corte de ferrovia desativada, exposição situada no vale do rio Santo Anastácio, região de Pirapozinho (SP), local PP 190. O espectro de EDS (à esquerda) refere-se aos cristais exibidos em detalhe nesta micrografia.

Foto 9.28: Micrografia de MEV (amostra OS 10) obtida de elétrons retroespalhados. Neste tipo de imagem materiais compostos por elementos de número atômico maior aparecem mais claros. No caso apresentado, provavelmente refletem maior concentração de bário (gorceixita) que substitui a estrutura fosfática mediante processos supérgenos (telodiagênese)., Amostra coletada no km 83,6 da PR 317, em exposição da Fm. Vale do Rio do Peixe na região de Santo Inácio (PR), local CL 135. O espectro de EDS (à esquerda da foto) foi obtido em análise da região mais clara.

puderam ser observadas laminação concêntrica, canais haversianos e camadas fibrosas, similares às de ossos dos vertebrados atuais. Deformações mecânicas após o soterramento não foram verificadas, provavelmente devido ao baixo grau de diagênese a que foram submetidas as rochas, além da proteção fornecida pela cimentação carbonática precoce, em muitos casos. O cimento carbonático - caracterizado por alta birrefringência - é freqüente, sendo encontrado permineralizando ou substituindo parcialmente a estrutura orgânica. Algumas vezes os espaços internos estão preenchidos por material clástico arenoso, constituído principalmente por quartzo, e raras vezes, por grãos de feldspato ou de piroxênio (augita). Na amostra OS 5a foi identificada a neoformação de zeólita, como cristal euedral possivelmente de bário (harmotomo). Esse mineral ocupa um espaço, originalmente vazio, da estrutura fibrosa fosfática mal definida, juntamente com calcita esparítica.

O clima semi-árido dominante na Bacia Bauru determinou, principalmente, a preservação de ossos de répteis e carapaças de invertebrados.

Embora se suponha ter existido vegetação superior no âmbito da bacia, que teria alimentado grandes dinossauros herbívoros, não existem registros seguros conhecidos da flora neocretácea, exceto vestígios de raízes de vegetais de pequeno porte e ocorrências de oogônios de algas carófitas.

A boa preservação dos ossos foi determinada, entre outros fatores, pela vigência de climas semi-áridos durante a sedimentação na bacia. A vida animal desenvolveu-se em locais com maior disponibilidade de água, como nas margens de lagoas efêmeras (de águas alcalinas), planícies de inundação e baixios periodicamente alagados. A presença de restos de carófitas, moldes salinos e argilominerais como palygorskita, indicam meios aquosos com altos valores de pH, que teriam inibido a ação de bactérias antes do soterramento. Outra peculiaridade do meio que merece destaque, foi a atuação de processos diagenéticos precoces, com formação de calcretes e permineralização dos ossos por carbonatos, protegendo-os. Além disso, a existência de águas saturadas em carbonatos no meio ambiente pode ter favorecido, ainda em vida, a intensa calcificação de ossos dos répteis.

O transporte sedimentar, por rios entrelaçados a meandantes, e enxurradas de chuvas torrenciais, foi o responsável por outra característica comum da maior parte das ocorrências fossilíferas, principalmente dos compartimentos paleoecológicos mais interiores da bacia (São José do Rio Preto e Presidente

Prudente). A grande maioria dos registros de fósseis destas áreas é constituída por ossos fragmentados e/ou desarticulados, concentrados em fácies de barras de canais rasos ou *wadis*. Por outro lado, nos jazigos fossilíferos da região de Peirópolis, situados próximos da borda da bacia, são encontrados ossos de vertebrados em melhor estado de preservação, além de uma grande diversidade de espécies. Sem dúvida, a maior disponibilidade de água favoreceu o florescimento e a manutenção da fauna nas regiões marginais, em lagoas de planícies de inundação e corpos aquosos formados entre leques aluviais coalescentes. Os restos ali encontrados sofreram, assim como os do Mb. Echaporã, menor transporte antes do soterramento. Nestas regiões, a maior porosidade dos sedimentos e disponibilidade de águas ricas em carbonatos propiciaram intensa cimentação dos ossos, sendo neles comuns as feições de rompimento por crescimento expansivo de calcita (Foto 9.3).

Para protegerem-se em períodos de frio, os crocodilianos refugiam-se em tocas que escavam, e reduzem consideravelmente sua taxa de metabolismo (Grenard 1991). Nas regiões tropicais, como a do rio Nilo e da Índia, as espécies atuais apresentam o hábito de enterrarem-se na lama para sobreviver aos efeitos do calor e da aridez do ambiente (David 1991). Aparentemente, esse comportamento é o principal motivo pelo qual os fósseis de crocodilianos são encontrados em melhores condições de preservação, sobretudo crânios e partes articuladas de esqueleto. Comparados com os dinossauros, são mais comuns as ocorrências de esqueletos parcialmente articulados, inclusive com crânios. A rápida deposição de material transportado em enchentes-relâmpago provavelmente “surpreendia” estes animais em vida, sem que pudessem escapar do soterramento. Eram assim sepultados sem transporte. Os quelônios, talvez por sua baixa velocidade de locomoção, eram soterrados em condições similares.

Concentrações de partes duras de quelônios (Podocnemidinae), bem preservadas e articuladas, como as observadas na região de Pirapozinho (Foto 10, local PP 190) foram justificadas por Langer & Bertini (1995) como provável registro de mortandade em massa, com preservação na lama do fundo seco de lagoas restritas em posição de estivação. Os autores correlacionaram as espécies fósseis com similares atuais, que apresentam o comportamento de enterrarem-se no fundo de lagoas em períodos de aridez. Os estratos fossilíferos do local PP 190 são depósitos de arrombamento (*crevasse*), do elemento FFp da associação Presidente Prudente. Provavelmente, o notável estado de preservação dos indivíduos resulta de

rápido sepultamento ocorrido em avulsão, subsequente a um período de maior aridez, que teria surpreendido uma concentração daqueles animais enterrados.

Finalmente, merece destaque a identificação de processos de substituição da fluorapatita por carbonato na amostra OS 7 (Mb. Echaporã) e por fosfato de alumínio e bário (gorceixita) em osso da unidade Vale do Rio do Peixe, coletado no Paraná (amostra OS 10) e em fragmento de casco de tartaruga da Fm. Presidente Prudente (amostra OS 20, local PP 190). Para este caso excepcional de fossilização, ainda pouco citado na literatura, presume-se que o enriquecimento em Ba, Sr e Ce esteja associado a processos supérgenos de zonas subtropicais (Coutinho *et al.* 1996; s.d.; e Coimbra *et al.* 1997). O Ba e Sr, presentes em ossos como elementos traços, cuja concentração depende da dieta alimentar de cada organismo, podem ter proporções ligeiramente aumentadas após a morte, mas nunca com os teores verificados no caso descrito.

O Quadro 9.5 resume as principais conclusões de caráter tafonômico obtidas. Decorrem da síntese de diversos tipos de informações, de escala regional à microscópica. Na sua elaboração foram levados em conta dados de ambientes de sedimentação e condições de soterramento das litofácies fossilíferas (forma de ocorrência), processos de fossilização e estado de preservação (microscopia óptica e eletrônica). Cabe ressaltar que a maior parte das informações bibliográficas disponíveis sobre as ocorrências fossilíferas não fornece detalhes suficientes para o estabelecimento de modelos tafonômicos seguros. O Quadro representa uma tentativa preliminar, baseada sobretudo nas observações e reflexões efetuadas durante esta pesquisa.

Quadro 9.5: Condições gerais de preservação de vertebrados fósseis das principais unidades estratigráficas da Bacia Bauru.

Unidade	<i>Kppr</i>	<i>Ksrp</i>	<i>Ksga</i>	<i>Kech</i>	<i>Kvpx</i>
Ambiente	fluvial meandrante	fluvial entrelaçado	fluvial entrelaçado de leques aluviais, lagos interlobos	planícies de saias de leques aluviais e lagoas interlobos	lençóis de areia, depósitos de loesse, <i>wadis</i>
Condições de vida	planícies de inundação mais estáveis: maior possibilidade de fixação de flora e fauna; lagos mais perenes: favorecem comunidades autóctones	precárias, rala vegetação, pouca fixação de fauna	melhores próximo de lagos; maior umidade devido à posição marginal na bacia	melhores próximo de lagoas efêmeras	precárias, baixa diversidade e porte da fauna
Principais locais e formas de sepultamento	partes proximais de planícies de inundação; (em tocas ou emposição de estivação) fundos de canais ativos, depósitos de barra de pontal sobre residuais (<i>lags</i>)	planícies: sepultamento por inundações-relâmpago (em tocas ou posição de estivação); canais rasos: remobilização e acúmulo por fluxos efêmeros de alta energia	planícies: sepultamento por inundações-relâmpago	planícies: remobilização e soterramento por fluxos em lençol	remobilização e acúmulo por fluxos efêmeros (<i>wadis</i>); sepultamento por depósitos de loesse e lençóis de areia
Tipo de material preservado	desarticulados a semi-articulados; melhor preservação	desarticulados a semi-articulados (quando sepultados em tocas)	desarticulados a semi-articulados; melhores jazigos da bacia	desarticulados	desarticulados

(Fernandes 1998)

10. CONSIDERAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA BAURU

10.1. Magmatismo alcalino e silicificação

Boa parte dos limites atuais da Bacia Bauru coincide com altos tectônicos regionais, onde estão situados diversos centros do magmatismo alcalino neocretáceo (Fig. 10.1). Segundo Almeida & Melo (1981), as manifestações alcalinas mesozóico-cenozóicas do centro e sul do Brasil ocorreram em duas fases distintas. A primeira, no Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Neocomiano), contemporânea ao vulcanismo Serra Geral, ou seja, pré-sedimentação na Bacia Bauru. A segunda, do intervalo Aptiano-Eoceno, apresentou dois períodos de maior intensidade de eventos intrusivos: 87-80 Ma e 70-60 Ma, durante a deposição da seqüência neocretácea. Seu registro é caracterizado por corpos intrusivos que pontuam as molduras da bacia, mais freqüentes nas bordas setentrionais.

No interior da bacia são conhecidos apenas os derrames de natureza analcimítica da região de Taiúva (SP), intercalados na seqüência. Por outro lado, diversas ocorrências de rochas silicificadas foram descritas na Bacia Bauru. Seu caráter pontual e alinhamento segundo direções tectônicas regionais, além de feições petrográficas, indicam origem hidrotermal para a silicificação, provavelmente associada aos eventos magmáticos alcalinos (Fernandes *et al.* 1993). Em alguns locais, como no morro do Diabo (sudoeste da área), os processos de silicificação afetaram várias unidades litoestratigráficas, que hoje formam elevação local isolada - com mais de 200 metros de espessura - de arenitos silicificados. Outra elevação similar da região, o morro dos Três Irmãos, apresenta notável alinhamento noroeste, na mesma direção do Arco de Ponta Grossa. Brandt Neto *et al.* (1987) haviam relatado a ocorrência de analcima em rochas da Bacia Bauru em São Paulo, cuja formação atribuíram a eventos hidrotermais.

10.2. Estruturas e evolução tectônicas

10.2.1. Estruturas tectônicas

As atividades tectônicas deformadoras (pós-cretáceas) na Bacia Bauru foram consideradas como desprezíveis por muito tempo. Além da falta de análises estruturais mais apuradas, outros dois fatores podem explicar tal concepção: a baixa coesão das rochas, que teriam absorvido ou dissipado os efeitos deformacionais - dificultando seu registro -, e o tipo de evolução tectônica da bacia, caracterizado por lenta subsidência, sem grandes deslocamentos verticais.

Fernandes (1998)

Figura 10.1: Principais lineamentos tectônicos regionais e províncias de rochas alcalinas relacionadas com a evolução da Bacia Bauru.

Além do fraturamento, comum, raras vezes são encontradas falhas na cobertura sedimentar neocretácea. Em seu substrato regional, formado pelas unidades mais antigas da Bacia do Paraná, três direções estruturais importantes, associadas a falhas, são reconhecidas: NW, NE e E-W. Em estudo geológico-estrutural, desenvolvido pelo IPT (1979), notaram-se conjuntos de direções distintas, com evidências de estruturas rúpteis relacionadas a diferentes unidades estratigráficas: fraturas NW, ENE e NE em basaltos, NW e NNW em rochas do Cretáceo Superior; e falhas normais com rejeitos de até dezenas de metros de direção NW (subordinadamente, NE), nas unidades paleozóicas. De modo geral, as principais direções estão presentes em todas as unidades. Aparentemente, as direções diferentes estão relacionadas a domínios estruturais distintos, e não a unidades geológicas específicas.

Em termos regionais, Milani *et al.* (s.d.) consideraram que existem dois grandes conjuntos de elementos estruturais no Fanerozóico: 1) NE-SW, mais antigo, diretamente herdado de estruturas do embasamento pré-Cambriano, e 2) aqueles de direção NW-SE, mais novos, desenvolvidos no Mesozóico.

Vários autores têm se referido a atividades tectônicas de caráter transcorrente na evolução da "Bacia do Paraná" (incluindo-se a cobertura neocretácea), com possível atuação até o Cenozóico (Zalán *et al.* 1990, Serra Jr. *et al.* 1986, Marques *et al.* 1987, Riccomini *et al.* 1992, Riccomini 1995). Há menções ainda de eventual ação de esforços compressivos relacionados ao Cinturão Orogênico Andino, a partir do Paleozóico (Riccomini 1989, Milani *et al.* 1990) e principalmente no Cretáceo Superior (Coimbra 1991), que teriam afetado a Bacia Bauru. Fúlfaro & Barcelos (1993) consideraram, entretanto, que tais esforços distensivos e compressivos estão relacionados com a deriva continental. Na acepção dos autores, os movimentos andinos seriam o efeito e não a causa das deformações.

Embora admitindo a importância da subsidência termo-mecânica, Riccomini (1997) considerou que o principal fator responsável pela criação de condições de acumulação na Bacia Bauru foi a atuação de esforços em um sistema binário dextral E-W, desde a fase tardia do magmatismo Serra Geral, que teria gerado deslocamentos estruturais regionais. O autor reconheceu ainda dois regimes transcorrentes superpostos, em eventos deformadores (pós-sedimentares) da cobertura neocretácea, responsáveis pela geração de juntas e falhas. O primeiro caracteriza-se por σ_1 E-W/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 N-S/horizontal. O último,

provavelmente associado a eventos neotectônicos, apresentou σ_1 N-S/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 E-W/horizontal.

As feições tectônicas, identificadas atualmente nas áreas adjacentes e no interior da Bacia Bauru, registram a sobreposição de diversos eventos, inicialmente vinculados à subsidência termo-mecânica regional, depois relacionados com esforços intraplaca, decorrentes da deriva do continente sul-americano.

As atividades neotectônicas (Mioceno-Recente) ocorreram em contexto de interior de placa litosférica em movimento para WNW, envolvendo compressão horizontal WNW-ESE, com tensões relacionadas a um binário dextral, com movimentos epirogenéticos positivos (e negativos menos expressivos). As falhas geradas pela deriva são predominantemente transcorrentes, enquanto que as associadas à epirogênese têm caráter normal. A tectônica ressurgente - reativações condicionadas por estruturas antigas do substrato - incidiu em larga escala em todo o território brasileiro, inclusive nos eventos neotectônicos (Hasui 1990).

10.2.2. O substrato basáltico

O topo dos derrames basálticos permaneceu exposto por milhões de anos até que sedimentos provenientes das bordas o soterrassem. A ausência de depósitos rudáceos ou feições erosivas significativos sugere que a superfície original da Bacia Bauru, pouco acidentada devido à natureza tabular dos estratos basálticos, deve ter sido submetida a aplainamento em clima semiárido, sobretudo por intemperismo físico. O relevo atualmente apresentado pelo substrato basáltico (Fig. 10.2) deve constituir o resultado aditivo de efeitos da subsidência diferenciada setorial e da tectônica pós-sedimentar.

A configuração geral em forma de calha NNE, atualmente apresentada pelo substrato da bacia, coincide com a zona de maiores espessuras de basalto (Fig. 10.3). Desta forma, admite-se que o principal processo gerador de espaço físico de acumulação tenha sido a subsidência termo-mecânica que, obedecendo à estruturação anterior do substrato (herança tectônica), constitui o estilo tectônico dominante, na formação e na evolução do preenchimento da bacia. Mesmo alguns baixos atuais do topo basáltico, como a zona deprimida onde se acumulou a Fm. Araçatuba, aparentemente correspondem à morfologia original do substrato (), visto que coincidem perfeitamente com limites litofaciológicos. A borda oeste do

Figura 10.2: Substrato da Bacia Bauru nos estados de São Paulo e Paraná, conforme sua morfologia atual. Mapa de contorno estrutural do topo da Fm. Serra Geral (basaltos). Compilado de Santoro & Massoli (1985) e Fernandes (1992).

Figura 10.3: Espessura dos basaltos da Fm. Serra Geral (linhas contínuas; em metros), isoatenuações relacionadas ao vulcanismo basáltico (linhas pontilhadas; valores adimensionais) e espessuras mínimas preservadas dos sedimentos da bacia Bauru (em cinza: valores entre 100 e 200 m; em preto: valores acima de 200 m). Fonte: Riccomini (1997).

Pantanal Araçatuba tem traçado retilíneo, de direção NNE¹⁹, paralelo ao eixo principal da bacia. Este limite litológico coincide com o ressalto de Jales-Andradina, que interrompe - de forma brusca - área de ocorrência daquela unidade, na sua parte a ocidental.

10.2.3. Estruturas tectônicas identificadas em campo

Em escala de afloramento, raramente se observam estruturas rúpteis além de juntas. A pequena quantidade de dados de falhas e outras estruturas obtidas foi insuficiente para análises, e mais ainda para considerações evolutivas. Entretanto, atestam a existência de atividades tectônicas sin e pós-sedimentares (Quadro 10.1).

Quadro 10.1: Estruturas tectônicas observadas na parte oriental da bacia Bauru.

Tipo	Feições	Unidade	Local	Atitudes	Evento correlacionável
sinsedimentar (sismitos)	dobras convolutas	rpa	LO 34*	variadas	magmatismo alcalino e silicificação, passagem entre
	<i>boudinage</i> de estratos	sta	SP 158, 2km da margem esq. do rio S. Anastácio	subhorizontal	as fases I e II de evolução da Bacia Bauru; importante fase erosiva na Bacia de Santos (a ~80 Ma)
	dique clástico	vpx	DR 57	vertical	
pós-sedimentar	juntas	todas	diversos	NE, NW (dominantes); NS, EW, ENE	
	falhas	rpa	SA 94*	N20E/subvertical (normal)	eventos pós-deposicionais a neotectônicos
		rpa	LO 34*	EW/ subvertical; estrias subhorizontais (transcorrente)	
		rpa	LO 34*	falhas inversas, s/ medidas	
		vpx	PP 65	EW/subv., estrias subv. e N60W/22 (transc. sinistral+falha inversa)	
		ppr	AT 47	N20E/subvertical	
		ech	MA 45	N40W/75NE; estrias: N40W/17 (direcional)	
		ech	MA 76	N60E/80NW; estrias subh. e N66/25; N56E/subv., estrias subh. e N56E/8; N50E/87NW, estrias N54E/subh.; N12W/85NE, estrias subh.	
	dobras	rpa	UM 75*	eixo: W/subvertical	atividades sísmicas penecontemporâneas
		goe	SF 28*	não medido	
	adernamento	sta	AN 160	para N (?)	eventos pós-deposicionais
		vpx	DR 208	12° para NW	a neotectônicos
		ppr	AT 47	8° para W	

Dados assinalados com asterisco, fonte: Fernandes (1992).

¹⁹ Esta é a mesma direção das estruturas associadas a eventos de silicificação hidrotermal, verificadas na parte meridional da bacia por Fernandes *et al.* (1993).

10.2.4. Estruturas sinsedimentares

Dentre as deformações sinsedimentares de origem tectônica observadas destacam-se aquelas induzidas por abalos sísmicos ocorridos na bacia, contemporâneos à deposição (sismitos; Foto 10.1). As mais notáveis são as dobras convolutas limitadas por estratos não deformados, descritas nos cortes das obras da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera e região (Coimbra *et al.*, 1992). No local DR 57 foi observado um dique clástico com 10-15 cm de largura por 40 cm de comprimento, preenchido por arenito com nódulos carbonáticos remobilizados, em estrato com cimentação carbonática mosqueada (provável horizonte edáfico). As estruturas *boudinóides*, descritas por Suglio & Barcelos (1983b), foram aqui consideradas como sismitos.

10.2.5. Estruturas pós-sedimentares

10.2.5.1. Juntas

Planos de fraturas, sem vestígios de deslocamentos, são as feições de possível origem tectônica mais comuns nas rochas da Bacia Bauru. Suas atitudes coincidem com as direções das principais estruturas regionais, podendo estar associadas a diversos eventos deformadores, inclusive neotectônicos.

10.2.5.2. Falhas

As poucas falhas observadas nos levantamentos de campo são de caráter direcional dominante, embora algumas vezes tenham apresentado vestígios de reativação, com sobreposição de eventos, como observado na região de Pirapozinho, no extremo oeste de São Paulo (local PP 65; fotos 10.2 e 10.3). Em cortes das rodovias SP 294 e BR 153, a sul de Marília (Serra do Mirante), foram encontrados planos subverticais com sulcos de arrasto e estrias subhorizontais, de falhas transcorrentes (Foto 10.4). A intensa cimentação carbonática da rocha favoreceu o registro de movimentações tectônicas pós-sedimentares de caráter transcorrente dominante, algumas vezes com sobreposição de estrias, indicando reativações e mudanças de regime de esforços. Estudos realizados na região por Riccomini (1995) indicaram ter havido pelo menos dois eventos deformadores pós-deposicionais, o último provavelmente neotectônico.

Legendas das fotos da página ao lado (prancha 22)

Foto 10.1: Deformações tectônicas penecontemporâneas à sedimentação em depósitos de dunas eólicas, induzidas por atividades sísmicas ocorridas na bacia (sismitos). Fm. Rio Paraná, exposição situada a NNE de Umuarama (PR), local UM 75.

Foto 10.2: Falha EW pós-sedimentar com registro de eventos sobrepostos: 1) estrias subverticais, com movimento compressivo (inversa); e 2) estrias subhorizontais indicando movimento transcorrente sinistral. A estrutura põe em contato depósitos de lençóis de areia (à esquerda na foto) e de loesse (à direita). Fm. Vale do Rio do Peixe, região de Pirapozinho, W de São Paulo), local PP 65.

Foto 10.3: Detalhe do plano de falha da foto 10.2, exibindo plano estriado. Fm. Vale do Rio do Peixe, região de Pirapozinho, W de São Paulo), local PP 65.

Foto 10.4: Planos de falhas transcorrentes (N40E/subverticais), com sulcos de arrasto subhorizontais. Mb. Echaporã (Fm. Marília), Serra do Mirante, SE de Marília (SP), local MA 76.

10.3. Evolução tectônica e sedimentação da parte oriental da Bacia Bauru

10.3.1. Considerações preliminares

A Bacia Bauru pode ser classificada como do tipo intracratônico, continental interior de subsidência termal simples, tipo IS (Kingston 1983). A reativação de estruturas marginais (acompanhadas de magmatismo alcalino) e reflexos da orogenia Andina promoveram modificações posteriores (Neocretáceo-Paleoceno) de caráter dominante direcional (Riccomini 1989, 1995; Milani *et al.* 1990). A evolução da Bacia Bauru constitui notável exemplo de herança tectônica. A manutenção dos padrões de direções estruturais do substrato basáltico na cobertura cretácea (IPT 1979, Fernandes 1992), a ausência de deslocamentos significativos, e a localização sobre área de maior acúmulo de lavas basálticas permitem supor que o preenchimento da Bacia Bauru tenha se dado concomitantemente com lenta e contínua subsidência termal do embasamento.

Esta bacia constituiu área subsidente peculiar, formada na porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana, no Cretáceo Superior. Seu caráter intracratônico e a evolução vinculada a atividades tectônicas sinsedimentares foram apontados há bom tempo por vários pesquisadores (p. ex. Freitas 1955; Arid 1967; Suguio 1973). Soares & Landim (1976) consideraram-na cronocorrelata à parte da sedimentação na vizinha Bacia de Santos. Fúlfaro *et al.* (1982) ressaltaram a estreita ligação entre a evolução tectônica da margem continental atlântica e bacias costeiras, com áreas intracratônicas da plataforma, no Cretáceo Superior/Terciário. Na mesma linha conceitual, Zalán *et al.* (1990) e Fúlfaro & Barcelos (1993) destacaram a importância dos reflexos intraplaca do movimento de deriva continental. Segundo estes últimos autores, a deposição da cobertura neocretácea ter-se-ia iniciado com o preenchimento de calhas interiores, originadas como *grabens*, instaladas no substrato basáltico, sob controle eminentemente tectônico. Na sua concepção, o atual Gr. Caiuá corresponde ao preenchimento de bacia fechada (fase *riff*), de caráter endorrêico, que antecedeu ao Gr. Bauru, que teria se depositado de modo regionalmente transgressivo.

Além do comportamento ascensional das margens, a evolução da Bacia Bauru foi influenciada pela ação de importantes altos internos, tais como aqueles associados aos alinhamentos do Paranapanema (Fúlfaro 1974) e do Tietê (Coimbra *et al.* 1977). A distribuição de minerais pesados, por exemplo, indica que a atuação de estruturas vinculadas ao Alinhamento do Tietê separaram duas áreas durante a sedimentação na Bacia Bauru (Coimbra 1976). A meridional caracterizada por assembléia rica em

minerais estáveis (zircão, turmalina e rutilo), e a de norte por assembléia mineralógica constituída por abundância de minerais instáveis, em detrimento dos estáveis. Por fim, diversos lineamentos regionais eventualmente podem corresponder a zonas de falhas que interferiram na distribuição faciológica do preenchimento da bacia, conforme sugeriu Amaral (1977).

Embora tenha sido várias vezes apresentada como uma seqüência sedimentar distinta (Almeida 1969, Soares *et al.* 1974, Soares & Landim 1976, Zalán 1989, Zalán *et al.* 1990) e acumulada em sítio deposicional de características próprias, as unidades suprabasálticas neocretáceas foram até recentemente incluídas na Bacia Sedimentar do Paraná (vinculadas a episódio final de sua evolução). Almeida (1956) chegou a definir uma unidade geomorfológica na evolução do planalto basáltico - que recebeu a sedimentação cretácea -, como uma *bacia de subsidência moderada e progressiva, de difícil escoamento exorrêico*, denominando-a *Bacia do Alto Paraná*. Fernandes (1992, 1994) propôs tratar a Bacia Bauru como unidade tectônica independente, considerando as colossais transformações decorrentes do magmatismo Serra Geral, da ruptura do continente gondwânico e da posterior evolução da Plataforma Sul-Americana (Fig. 10.4).

A Bacia Bauru recebeu e preservou algumas centenas de metros de espessura de sedimentos, numa seqüência - na ascepção de Sloss (1963) - única. Após o Maastrichtiano aquela área passou a elevar-se, movimento que perdura até os dias atuais. Presume-se que o mecanismo regional de subsidência tenha sido essencialmente de natureza termo-mecânica. O estabelecimento de ampla e relativamente rasa bacia continental interior, de caráter endorrêico, ocorreu em lento movimento oscilatório vertical do substrato, em resposta à descomunal sobrecarga de derrames basálticos a que foi submetida aquela porção da Plataforma Sul-Americana. Sob o peso do espesso capeamento de rochas vulcânicas de até 2.000 m (Milani *et al.* s.d.), cada vez mais denso pelo resfriamento (evento termal), a região adquiriu caráter subsidente relativo, na busca de novo equilíbrio isostático. Nesta fase, a acomodação da cobertura sedimentar obedeceu a direções estruturais do substrato. O preenchimento da Bacia Bauru ocorreu durante lenta e contínua subsidência do embasamento. Seu padrão estrutural constitui notável exemplo de herança tectônica. A manutenção dos mesmos padrões estruturais do assoalho basáltico e a raridade de deslocamentos verticais importantes são reflexos deste estilo evolutivo. Em determinado momento, passam a dominar forças verticais de sentido oposto, geradas por reação elástica do substrato, iniciando a fase de *inversão* tectônica da bacia e sua exposição.

Evolução da Bacia Bauru

Fernandes (1998)

Figura 10.4: Modelo esquemático de evolução tectônica para a Bacia Bauru. Modificado de Fernandes & Coimbra (1996).

O ciclo sedimentar neocretáceo coincide com o alçamento mais intenso das bordas, quando teria ocorrido a segunda manifestação magmática alcalina neocretácea (Almeida & Melo 1981), no intervalo 87-60 Ma.

Por sua provável atuação até tempos mais recentes, as estruturas nordeste desempenharam importante controle na instalação da rede de drenagem, como se verifica, por exemplo, em longos trechos retilíneos do rio Paraná. O segmento de Guaíra foi inclusive denominado por Maack (1968) de "fenda tectônica de Sete Quedas".

10.3.2. Evolução tectônica e sedimentação na parte oriental da Bacia Bauru

A análise da distribuição das associações de fácies em escala de bacia revela que os contornos atuais da área de exposição da cobertura cretácea suprabasáltica são erosivos. As litofácies rudáceas preservadas são relativamente pouco expressivas em área, ocorrendo apenas no nordeste da bacia (Triângulo Mineiro) e de modo ainda mais restrito na borda leste, em São Paulo, na região de Botucatu (Litofácies Rubião Jr.). Segundo Almeida (1981), provavelmente grande parte do registro sedimentar das bordas foi removido durante elevação regional no Cenozóico.

O magmatismo Serra Geral marcou o fim dos eventos de sedimentação extensiva em grandes áreas intracratônicas do antigo continente Gondwana. Após a abertura do oceano Atlântico, a Plataforma Sul-Americana manteve caráter ascensional generalizado, iniciado antes da separação. Cessadas as manifestações vulcânicas, no Cretáceo Inferior, a área onde viria a se estabelecer a Bacia Bauru permaneceu exposta, embora em subsidência relativa, até que o nível de base permitisse a acumulação de sedimentos em seu interior, no Cretáceo Superior²⁰. A partir de então, a elevação das bordas, principalmente a norte-nordeste e a leste, forneceu sedimentos que foram carregados bacia adentro por correntes fluviais e eólicas, de sentido geral de transporte para oeste/sudoeste (Mapa de paleocorrente; encarte 3).

A sedimentação na Bacia Bauru ocorreu em clima semi-árido a árido, em sincronismo com progressivo alçamento de bordas definidas por charneiras de importantes altos tectônicos: Antéclise de Rondonópolis (Coimbra 1991) a noroeste; Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi 1991) a nordeste; e Serra do Mar (Almeida 1976) a leste (Fig. 10.1). Estas grandes estruturas separam a Bacia Bauru das bacias cretáceas dos Parecís, Sanfranciscana e de Santos, respectivamente. A bacia tem ainda como limites o Alinhamento do Piquiri (Ferreira 1982), associado ao Arco de

²⁰ A superfície de aplainamento desenvolvida neste intervalo - sobre a qual veio a se depositar a seqüência neocretácea - foi denominada, em Minas Gerais, como Pratinha, por Almeida (1956).

Ponta Grossa, e o Alinhamento de Paranapanema (Fúlfaro 1974), a sul; assim como o Arco de Assunção, a oeste. Tais altos delinearam o sítio deposicional, influenciando na distribuição faciológica e preservação das unidades litoestratigráficas, em depressão alongada de eixo maior com direção nordeste, paralela ao rio Paraná (Almeida 1980). Outras estruturas de direção noroeste atuaram como parte dos limites da bacia e de altos e baixos internos, transversais ao eixo principal nordeste. Os alinhamentos do Rio Mogi Guaçu (Coimbra *et al.* 1981), de São Carlos-Leme e de Ibitinga-Botucatu (Riccomini 1995) desenharam limite oriental denteado, no estado de São Paulo. O soerguimento progressivo das bordas norte e leste expôs rochas do embasamento (unidades paleozóicas da Bacia do Paraná e cristalinas pré-cambrianas), fornecendo material para os leques aluviais marginais (Fm. Marília). Os sedimentos foram paulatinamente carregados para o interior da Bacia Bauru, por meio de sistema fluvial entrelaçado (Fm. São José do Rio Preto) que passou a meandrar raso nas planícies interiores (Fm. Presidente Prudente). O retrabalhamento eólico destes sedimentos alimentou os lençóis de areia da Fm. Santo Anastácio, assim como o *sand sea* instalado no interior da bacia (formações Rio Paraná e Goio Erê), sob ação de ventos predominantes de NE para SW.

Por volta do final do Cretáceo Superior, início do Terciário, inverte-se o sentido de movimento do substrato da Bacia Bauru, elevando e expondo a cobertura neocretácea, no ciclo erosivo iniciado com elaboração da Superfície Sul-Americana (King 1956), nomeada por Japi (Almeida 1964) em São Paulo. As formas mais evoluídas do relevo atual coincidem com unidades resistentes, como os chapadões do Triângulo Mineiro e da região de Marília, ou são de extensão reduzida, ligados a ciclos modernos desenvolvidos nos vales principais, em função de níveis de base locais (Almeida 1956).

Na Bacia Bauru, a deposição se deu em clima quente, semi-árido nas bordas, desértico no interior. Foi alimentada por leques aluviais marginais decorrentes do alçamento de importantes altos tectônicos que delimitaram suas bordas. A deposição ocorreu em ampla e *sui generis* bacia de índole intracratônica, suave a moderadamente negativa (Arid 1970). Os sedimentos foram carregados de modo gradual para o interior - no rumo SW - por fluxos fluviais que percorriam extensas planícies com lagoas alcalinas efêmeras. Periodicamente expostos, tais sedimentos foram ainda submetidos a retrabalhamento por ventos de nordeste, que supriram um grande deserto interno.

11. SEDIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU

11.1. Considerações iniciais

No início do Cretáceo Inferior a crosta terrestre foi submetida à colossal fraturamento, associado a magmatismo de proporções sem similares na história do Planeta. Rompia-se o Megacontinente Gondwana e surgia o Oceano Atlântico Sul, inaugurando-se nova fase na evolução das plataformas. O magmatismo Serra Geral marca o fim dos eventos de sedimentação extensiva em grandes áreas intracratônicas do antigo continente gondwânico, como a Bacia do Paraná. Após a abertura do oceano Atlântico a Plataforma Sul-Americana manteve o caráter ascensional generalizado, iniciado antes da separação, até que o acúmulo de centenas de metros de espessura de lavas basálticas determinasse a inversão deste comportamento e busca de novo equilíbrio isostático da parte atingida. Cessadas as manifestações vulcânicas, no Cretáceo Inferior, a área onde viria a se estabelecer a Bacia Bauru permaneceu inicialmente exposta, embora em subsidência relativa, até que o nível de base permitisse a acumulação de sedimentos em seu interior, somente no Cretáceo Superior (Fernandes & Coimbra 1996). A partir de então, a elevação espasmódica das bordas, principalmente a norte-nordeste e a leste, forneceu sedimentos que foram carregados bacia adentro, inicialmente por agentes eólicos e depois fluviais e eólicos, de sentido geral de transporte para oeste/sudoeste. A deposição ocorreu em ampla e *sul generis* bacia de índole intracratônica, suave a moderadamente negativa (Arid 1970). Almeida (1956) chegou a defini-la como unidade geomorfológica da evolução do planalto basáltico, que recebeu a sedimentação cretácea, caracterizada como *bacia de subsidência moderada e progressiva, de difícil escoamento exorrêico*, que denominou *Bacia do Alto Paraná*. O desconhecimento de registros de deslocamentos verticais relevantes na bacia sugere que o mecanismo de subsidência regional, que criou espaço para acomodação da SSN, tenha sido essencialmente de natureza termomecânica. Por volta do final do Cretáceo Superior, início do Terciário, inverte-se o sentido de movimento do substrato da Bacia Bauru, elevando e expondo a cobertura neocretácea, no ciclo erosivo iniciado com elaboração da Superfície Sul-Americana (King 1956) ou Japi (Almeida 1964).

Ao analisar a distribuição geográfica e a posição estratigráfica das grandes associações faciológicas que compõem o registro sedimentar do preenchimento da parte oriental da Bacia Bauru, dois tratos de sistemas podem ser identificados. O inferior, corresponde a unidades acumuladas diretamente sobre o assoalho basáltico, em

ambiente desértico, essencialmente eólico. O superior, que lhe sucede no tempo, é atualmente preservado nas áreas mais elevadas, em faixa de direção nordeste, subparalela e a leste do eixo do Rio Paraná. Agrupa depósitos de ambientes fluviais, desde entrelaçado, mais proximais, até meandrante, para o interior (rumo a sudoeste), em ambiente semi-árido. Os tratos desértico e flúvio-eólico correspondem a dois estádios na evolução da bacia, de características deposicionais peculiares determinadas por mudanças climáticas e, principalmente, intensificação de atividades tectônicas nas suas margens, que teriam promovido alterações na paleogeografia e no suprimento de materiais. A distribuição atual das associações faciológicas, originalmente determinada por fatores deposicionais, reflete ainda a superimposição de transformações diagenéticas, sobretudo a cimentação carbonática.

A evolução da Bacia Bauru pode portanto ser dividida nas fases: desértica, fluvio-eólica, diagenética e erosiva.

11.2. O substrato da bacia

O substrato basáltico aparentemente não sofreu grandes modificações tectônicas que levassem a mudanças da sua configuração regional, desde o início da sedimentação. As unidades estratigráficas basais da SSN colmataram as zonas mais deprimidas, atenuando e eliminando os desníveis originais, possivelmente pouco expressivos. A área de ocorrência da Fm. Araçatuba, por exemplo, constitui notável argumento a favor de tal suposição. Esta unidade acumulou-se na fase I, como depósitos paludais contemporâneos e depois assoreados por sedimentos eólicos da Fm. Vale do Rio do Peixe. Sua área principal de ocorrência corresponde, com grande ajuste, à uma zona mais baixa do substrato basáltico atual (Fig. 10.2)²¹. Excluindo-se áreas localizadas como a do astroblema de Piratininga (Hachiro *et al.* 1994), não se conhece registros de deslocamentos verticais significativos do substrato. No interior da bacia aparentemente dominaram modificações decorrentes da subsidência termo-mecânica regional, que obedeceu a zonas de fraturamento anteriores (herança tectônica).

Durante o período em que esteve exposto, estimado em cerca de 44,5 Ma, condições climáticas secas inibiram o desenvolvimento de coberturas significativas de regolito fóssil sobre o substrato basáltico²². Não se encontram registros como estratos de manto de intemperismo, conglomerados ou brechas bem desenvolvidas no contato

²¹ A oeste da área de ocorrência da Fm. Araçatuba, no Mato Grosso do Sul, existem depósitos cascalhentos que podem estar associados a *hamadas* de deserto formadas nestas partes expostas do substrato basáltico.

²² Parte do regolito pode ter sido erodida na formação da superfície de aplainamento Pratinha.

com os arenitos eólicos que o soterraram. Quando presentes, restringem-se à camada de no máximo um metro de espessura, de arenito lamítico imaturo, que na base preenche fendas e engloba clastos em geral angulosos de rocha basáltica (pseudobrechas).

11.3. O preenchimento da Bacia Bauru

A sedimentação na Bacia Bauru ocorreu em duas fases principais. A primeira em condições essencialmente desérticas, e a segunda com maior presença de água, ainda que em clima semi-árido. A primeira corresponde ao sepultamento progressivo do substrato basáltico por extensa e monótona manta arenosa, formada principalmente por depósitos de lençóis de areia, com pequenas dunas e estratos de loesse (acumulado em depressões úmidas). Desta fase, os raros depósitos fluviais preservados correspondem a fluxos de enxurradas de deserto (*wad/s*), encontrados sobretudo na parte superior dos depósitos. A intensificação das atividades tectônicas nas bordas norte-nordeste e leste - provavelmente também na noroeste - provocou significativa mudança no quadro paleogeográfico da bacia, promovendo o avanço de leques aluviais para o seu interior. Ao mesmo tempo, ocorreram mudanças climáticas graduais, decorrentes do estabelecimento de condições continentais interiores. Alterações do padrão de circulação atmosférica, por exemplo, trouxeram maior umidade às zonas marginais.

Estas transformações marcam o início da segunda fase de sedimentação, na qual se desenvolveram sistemas fluviais importantes, de nordeste para sudoeste, entre as bordas e o deserto interior. Provavelmente, a elevação das bordas criou novas barreiras geográficas que alteraram o regime de distribuição das chuvas e provocaram a reorganização da rede de drenagem regional. Existe curiosa semelhança entre o percurso atual dos rios Paranaíba e Paraná e o suposto sistema de drenagem regional organizado a partir da segunda fase de sedimentação na Bacia Bauru. A rede atual parece corresponder ao deslocamento para oeste daquele *protosistema* fluvial.

No interior da bacia, o clima quente e seco manteve condições desérticas durante as duas fases de sedimentação.

Nos eventos de elevação das bordas houve a instalação de diversos corpos de rochas alcalinas nas zonas de altos marginais, magmatismo extrusivo próximo da borda leste (analcimitos Taiúva) e silicificação localizada, na parte sul e ocidental da bacia. A nova moldura, realçada na passagem entre as fases I e II, corresponde a charneiras de importantes altos tectônicos marginais: Antéclise de Rondonópolis (Coimbra 1991), a

noroeste; Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralvi 1991), a nordeste; e Serra do Mar (Almeida 1976), a leste. Estas grandes estruturas separam a Bacia Bauru das bacias cretáceas vizinhas de Cambembe, dos Parecis, Sanfranciscana e de Santos, respectivamente. Ao sul, a bacia é limitada pelo Alinhamento do Piquiri, associado ao Arco de Ponta Grossa. Tais altos demarcaram o sítio deposicional, determinando a distribuição faciológica e a posterior preservação das unidades litoestratigráficas, em depressão alongada de eixo maior com direção nordeste, subparalela ao rio Paraná. Estruturas de direção noroeste, provavelmente de atuação posterior mais importante, desempenharam papel subordinado como parte dos limites da bacia, assim como de altos e baixos internos, transversais à calha principal nordeste. O soerguimento das bordas norte e leste expôs rochas do embasamento (unidades paleozóicas da Bacia do Paraná e cristalinas pré-cambrianas), fornecendo material para leques aluviais marginais da segunda fase.

A diferenciação em dois tratos de sistemas que se sucederam no tempo não configura a existência de duas seqüências sedimentares, conforme a concepção de Sloss (1963), distintas. O sistema fluvial desenvolvido na segunda fase instalou-se sobre depósitos arenosos inconsolidados, sem que houvesse uma fase erosiva em escala de bacia. As principais mudanças foram mais efetivas nas suas bordas. Os depósitos fluviais são geralmente separados dos eólicos antecedentes por diastemas locais, poucas vezes verificados em afloramento. Há que ressaltar ainda que a erosão posterior removeu boa parte do registro sedimentar mais jovem, pelo entalhe dos vales atuais. A parte mais nova da seqüência foi preservada apenas nos espigões regionais.

11.3.1. Fase I: deposição do trato de sistemas desértico

Os sedimentos provindos das bordas norte e leste (Colimbra 1976) foram paulatinamente carregados para o interior da Bacia Bauru, inicialmente pelo vento, formando extensa manta de lençóis de areia e depósitos de loesse, associados a campos de dunas de porte moderado a pequeno. O evento de elevação das bordas leste e norte provocou o avanço de leques aluviais para o interior da bacia, promovendo a instalação de sistemas fluviais entrelaçados a meandranes na fase II, sobre os depósitos eólicos basais da fase I. Como o interior mantivera-se desértico desde o início da sedimentação, o retrabalhamento eólico destes sedimentos trazidos pelos fluxos aquosos continuou alimentando lençóis de areia da Fm. Santo Anastácio, assim como o *sand sea* interior da bacia (formações Rio Paraná e Goio Erê), sob ação de ventos para SW (Fig. 11.1.A).

Evolução paleogeográfica da parte oriental da Bacia Bauru

fase I

passagem fase I → II

fase II

fase atual

Figura 11.1: Principais fases de evolução da parte oriental da Bacia Bauru.

Os arenitos Rio Paraná acumularam-se na porção central do *sand sea*, onde teriam se desenvolvido construções eólicas de grande porte, em complexos de dunas amalgamadas (*draas*). Aparentemente predominaram os tipos barcanóides na parte inferior da unidade. O aporte continuado de material arenoso, incrementado pela elevação das bordas (na fase II), provocou o avanço das associações de fácies para o interior da bacia. Possivelmente as *draas* do deserto Caiuá passaram a ser formadas por construções eólicas transversais menos sinuosas, devido à maior acumulação de sedimentos arenosos. As estratificações cruzadas de grande porte ocorrem sobretudo na região oeste de São Paulo e noroeste do Paraná, provável área central do *deserto Caiuá*. A Fm. Goio Erê corresponde a depósitos de áreas periféricas de *sand sea*, onde não houve condições de formação de grandes construções eólicas (Fernandes 1992). A área de exposição da Fm. Santo Anastácio contorna a da Fm. Rio Paraná, para a qual passa de modo transicional (vertical e lateralmente). A Fm. Santo Anastácio tem como origem depósitos arenosos de lençóis de areia, extradunas, acumulados em extensas planícies desérticas secas, situadas ao redor do deserto Caiuá.

O trato de sistemas desértico transiciona para depósitos de lençóis de areia, relativamente mais úmidos, em direção às margens da bacia, representados pela Fm. Vale do Rio do Peixe. Os depósitos de lençóis de areia passam a apresentar intercalações tabulares a lenticulares de siltitos maciços (loessitos) e esporádicos depósitos de *wadis*. Em períodos mais secos desenvolvem-se depósitos intercalados de dunas de porte até moderado, subordinados. Para as bordas, cresce a imaturidade textural e mineralógica dos sedimentos, assim como a frequência de cimento carbonático.

Em termos litoestratigráficos, o trato de sistemas desértico é composto pelas formações Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio, Goio Erê e Rio Paraná. O relevo original do substrato criou condições endorrêicas em zona interior da bacia, determinando a formação de uma grande área pantanosa em clima semi-árido (*Pantanal Araçatuba*), no início da ocupação sedimentar. Esta área é limitada a oeste, de modo repentino, por alto alinhado do assoalho basáltico, correspondente aos depósitos paludais rasos da Fm. Araçatuba. Por estar localizada em contexto de balanço hídrico negativo, supõe-se que a água acumulada nesta zona deprimida proviesse de fluxos fluviais de oeste ou noroeste, de áreas mais úmidas, então existentes além dos limites da área do presente estudo. É sugestivo o fato de que ocorre relativo aumento de intercalações lamínicas e de depósitos de *wadis* na parte ocidental da área (zonas de Mirante do Paranapanema e sobretudo, de Andradina). Situação

aproximadamente análoga pode ser encontrada atualmente no Pantanal Matogrossense. Embora prevaleçam condições semi-áridas em grande parte da região, as inundações periódicas são alimentadas por águas provenientes das partes marginais mais altas, onde as chuvas são mais intensas, especialmente a norte, nas nascentes do rio Paraguai (Boggiani & Coimbra 1996).

Até o definitivo esgotamento das áreas inicialmente alagadas, foram restando corpos aquosos de salinidade cada vez maior, periodicamente secos. Esta transição foi registrada por formação de cristais fibrorradiados (moldes de gipsita), desenvolvimento de vegetação de pequeno porte (vestígios), gretas de ressecção e cimentação carbonática. Nesta fase, devido às variações do nível freático (pouco profundo) alternaram-se ambiente aquoso raso e eólico. Ocasionalmente, as primeiras acumulações eólicas, que transgrediram os limites do pantanal, foram encharcadas e mobilizadas pela subida do nível d'água, formando pequenos lobos arenosos entremeados com os estratos tabulares de ambiente aquoso, com algumas evidências de fluidificação de dunas. No decorrer da sedimentação da fase I, o Pantanal Araçatuba foi definitivamente assoreado pelos depósitos eólicos da Fm. Vale do Rio do Peixe. Este assoreamento pode ter sido resultado de intensificação da aridez interior, por razões essencialmente climáticas e/ou causado por barramento dos fluxos aquosos de oeste/noroeste. Neste último caso, talvez o alto do substrato atual, coincidente com o limite ocidental retilíneo da área de ocorrência da Fm. Araçatuba, corresponda a obstáculo geográfico de origem tectônica, atuante durante a fase I. Possivelmente as litofácies cascalhentas, aflorantes a alguns quilômetros a oeste de Sete Lagoas (MS), correspondem a depósitos de *hamada* associados a este alto do embasamento.

11.3.2. Fase II: deposição do trato de sistemas flúvio-eólico

A elevação de altos marginais a noroeste, norte-nordeste e leste da bacia provocou transformações importantes na geografia original, principalmente próximo às bordas. Possivelmente, o relevo então criado foi responsável por alterações climáticas que trouxeram maior quantidade de chuvas à região. Neste contexto, estabeleceu-se nova fase de sedimentação na bacia, correspondente ao trato de sistemas flúvio-eólico. O principal desenvolvimento da fauna neocretácea conhecida na bacia está associado a essas transformações. Dentre as modificações ocorridas na paisagem, talvez a mais importante tenha sido o embutimento dos depósitos fluviais da Fm. Uberaba, na zona oriental do Triângulo Mineiro, na denominada depressão de Uberaba (Hasui & Haralyi 1991).

A despeito do que propuseram aqueles autores, considera-se que a depressão de Uberaba formou-se após a sedimentação da unidade homônima. Uma das razões que apoiam esta hipótese é o sentido sudoeste de transporte das paleocorrentes fluviais, constante durante sua sedimentação. Outro fato que corrobora tal afirmação é a presença do mineral perovskita a sul da área de ocorrência da Fm. Uberaba, até o rio Tietê, verificada por Coimbra (1976). Ali teria existido um alto interior, coincidente com o o percurso daquele rio que, segundo o autor, teria sepado a bacia em duas partes (Coimbra *et al.* 1977). A maior quantidade deste mineral no Triângulo Mineiro indica apenas maior proximidade das áreas-fonte, onde estavam expostas rochas de composição alcalina.

As modificações tectônicas que geraram a depressão de Uberaba, além da elevação regional da borda nordeste, criaram uma barreira geográfica local (atenuada para o interior da bacia), aproximadamente na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. O principal indício da existência deste obstáculo é o padrão de paleocorrentes fluviais do Mb. Serra da Galga, de persistente rumo noroeste. O relevo atual do substrato basáltico exibe uma faixa de direção WNW mais alta, que mergulha para o quadrante NW, aproximadamente nesta zona (Figs. 10.2 e 11.1.B). A depressão de Uberaba foi preenchida por sistema de canais fluviais entrelaçados e lagoas residuais efêmeras. Sua composição peculiar, rica em perovskita, reflete a proximidade da área-fonte e o retrabalhamento de rochas alcalinas expostas. Os fluxos fluviais do Mb. Serra da Galga, originados em leques aluviais marginais, avançaram sobre a Fm. Uberaba, soterrando-a sob depósitos arenosos de barras de canais entrelaçados. Sua composição mineralógica essencialmente quartzosa indica mudanças de proveniência do material clástico, já menos relacionado aos produtos de alteração de rochas de filiação alcalina, mas agora de unidades do embasamento cristalino adjacente. Certamente, houve ainda aumento do ingresso de carbonato na bacia, proveniente de áreas expostas do Gr. Bambuí.

Os membros Serra da Galga e Ponte Alta correspondem a depósitos de leques aluviais, fluviais entrelaçados e fluxos desconfiados em lençol. Nos corpos lacustres temporários, formados em depressões criadas pela coalescência de lobos, acumularam-se lamitos, atualmente encontrados como intercalações nos depósitos arenosos imaturos daquelas unidades. Estas lagoas provavelmente tornaram o ambiente mais favorável à vida, oferecendo melhores condições de sobrevivência aos répteis de porte maior. Na região de Peirópolis (MG) encontra-se a mais diversificada e desenvolvida fauna da bacia. A deposição destes membros ocorreu no mesmo

contexto deposicional, fluvial entrelaçado, mediano a distal de leques aluviais. O desenvolvimento da cimentação carbonática em porções internas desta associação de depósitos arenosos e conglomeráticos, na forma de calcretes de águas subterrâneas, deve-se a processos provavelmente posteriores e eventualmente, até terciários.

A formação de calcretes de águas subterrâneas, com a expansão decorrente de processos de cimentação, deve ter originado núcleos dômicos nas partes mais baixas do terreno²³. Os corpos de calcário hoje explotados da Fm. Ponte Alta alinham-se segundo a direção norte-noroeste, como *contas de um colar*, caracterizando uma inversão de relevo. Provavelmente, a disposição atual das principais ocorrências de calcário corresponde ao eixo da calha de drenagem pretérita, em que se formaram os calcretes de águas subterrâneas. O relevo atual da zona de ocorrência das unidades Ponte Alta e Serra da Galga é aparentemente mantido pela cimentação carbonática da primeira. Fora dessa estreita faixa são encontradas coberturas arenosas cenozóicas, sobre relevo suave.

Os fluxos fluviais provindos da parte nordeste, após contornarem o alto na região do Rio Grande, possivelmente associado à reativação na zona da Sutura de Itumbiara (Hasui & Haralyi 1991), alcançavam o interior da bacia em sistemas entrelaçados arenosos (Fm. São José do Rio Preto) de rumo geral sudoeste, muito constante. À medida em que adentravam a bacia, a paisagem ia tornando-se cada vez mais plana e os sedimentos transportados, cada vez mais finos. Assim, devido ao baixo gradiente da bacia, nas porções distais, este sistema fluvial tornava-se meandrante, ainda arenoso, com canais mais estáveis e definidos, rasos. Serpenteavam em extensas planícies aluviais, entre lagoas residuais formadas, sobretudo, após eventos de transbordamento (Fig. 11.1.C). Neste contexto, preponderaram os répteis de menor porte e invertebrados. Os arenitos e arenitos conglomeráticos dos membros Serra da Galga e Ponte Alta correspondem, portanto, às fácies proximais das associações fluviais São José do Rio Preto e Presidente Prudente. O aumento da aridez rumo ao interior determinava progressivo aumento da evaporação e escassez de água no ambiente, até o desaparecimento do sistema fluvial nas planícies arenosas, semelhante ao que se observa atualmente em área desértica do sul da África, no Botswana, com o rio Okavango.

Todavia, entre as zonas de montante situadas no Triângulo Mineiro e o deserto interior Caiuá desenvolveu-se importante sedimentação fluvial. Exemplos atuais de

²³ Em perfis maduros de calcretes o crescimento expansivo pode gerar expansão vertical do depósito, segundo Watts (1978).

sistemas fluviais entrelaçados dão idéia das dimensões que podem ser atingidas Quadro 11.1.

Quadro 11.1: Largura de planícies de entrelaçamento (*braided plains*) de grandes sistemas fluviais entrelaçados atuais.

Rio	Largura da planície	Observações
Sunwapta (Canadá)	1 km	cascalhento
Congo (Zaire)	8 km	arenoso
Amazonas (Brasil)	~10 km	segmento entrelaçado
Bramaputra (Bangladesh)	até 20 km	canais: vários km de largura; profundidade: média 5m (até 50)

Fontes: Bristow & Best (1993) e Thorne *et al.* (1993).

O clima característico durante a sedimentação na Bacia Bauru foi quente e semi-árido. Mesmo nos ambientes predominantemente fluviais são comuns intercalações subordinadas de depósitos de origem eólica, correspondentes a intervalos mais secos, quando ocorria exposição e retrabalhamento dos sedimentos, sobretudo nas partes mais internas da bacia. As areias acumuladas nas planícies aluviais eram então remobilizadas, transportadas e depositadas pelo vento.

Com a elevação da borda leste lançaram-se leques aluviais do Mb. Echaporã sobre os preexistentes depósitos de lençóis de areia da Fm. Vale do Rio do Peixe. A remoção dos depósitos das partes proximais destes leques, assim como de boa parte daqueles da borda original (fase erosiva cenozóica), explica porque hoje só encontramos as porções terminais destas associações de borda, na forma de saias de leques aluviais, formadas provavelmente por fluxos em lençol, e em áreas extremamente planas, onde se desenvolveram processo pedogenéticos com forte cimentação e formação de calcretes. O Mb. Echaporã constitui registros remanescentes de depósitos mais interiores, terminais, não conglomeráticos. Os níveis de concentração de clastos encontrados como intercalações delgadas e/ou descontínuas, são essencialmente intraformacionais, formados como pavimentos de deflação - ou seu retrabalhamento -, quase sempre por intraclastos carbonáticos (pedogenéticos) remobilizados das cercanias. Raras vezes são encontradas litofácies rudáceas intercaladas, como aquelas da região de Rubião Júnior. Ali, embora poucos, os dados de paleocorrentes indicaram fluxos para norte, possivelmente determinados pela elevação daquela zona de borda, sob influência do Arco de Ponta Grossa, manifestada por atividades dos alinhamentos de Paranapanema (Fúlfaro 1974) ou Guapiara (Ferreira *et al.* 1981). As litofácies rudáceas do Mb. Serra da Galga constituem os depósitos mais proximais preservados da parte oriental da bacia (Goldberg 1995), ainda que distais de leques aluviais de borda. Todavia, mesmo no Triângulo Mineiro,

onde as litofácies conglomeráticas são mais comuns, constituem apenas intercalações subordinadas em arenitos imaturos.

Na fase II depositaram-se as unidades Serra da Galga, Ponte Alta, São José do Rio Preto, Presidente Prudente (fluviais) e Echaporã (saías arenosas de leques aluviais). O interior da bacia, essencialmente seco desde a fase I, continuou a receber e acumular areias finas a muito finas remobilizadas e transportadas por correntes eólicas de rumo oeste-sudoeste. Deste modo - em contexto desértico -, formaram-se depósitos de lençóis de areia periféricos (Fm. Santo Anastácio), de dunas baixas (Fm. Golo Erê) a complexos de *draas* (Fm. Rio Paraná).

11.4. Fases pós-deposicionais (diagenética e erosiva)

Os estudos de diagêse das unidades da sequência suprabasáltica neocretácea indicam que não foram atingidos estágios além do início da mesodiagênese (Fernandes 1992). As principais transformações verificadas são compactação mecânica, incipiente compactação química, dissolução de grãos de minerais mais instáveis, neoformação de argilominerais e remobilização e cimentação carbonática poiquilotópica em espaços intergranulares. As associações de fácies em que o desenvolvimento de calcretes pedogenéticos foi mais intenso (p. ex. Mb. Echaporã), sofreram menores transformações pós-sedimentares, posto que a cimentação as protegeu das modificações posteriores, essencialmente mecânicas. A vedação de parte dos vazios intergranulares refreou possíveis transformações químicas e de reprecipitação do cimento carbonático existente nos depósitos.

As unidades mais interiores da bacia apresentam cimentação carbonática parcial, geralmente associada a litofácies psamíticas, que serviram de vias preferenciais aos fluxos intraestratais durante a diagênese.

Outro importante evento modificador pós-sedimentar foi a formação de calcretes de águas subterrâneas em unidades sedimentares da parte nordeste da bacia, representadas pelo *sistema* Serra da Galga-Ponte Alta. Tais procesos foram os mais importantes verificados nas rochas, como se apresentam atualmente. Estudos diagenéticos recentes (Leite *et al.* 1995, Ribeiro & Gomes 1996) têm revelado que, embora existam vestígios de formação de cimentos penecontemporâneos à deposição (calcretes), as maiores transformações ocorreram posteriormente (telodiagênese). Visto que são produtos de processos que implicam condições subsuperficiais dos depósitos, supõe-se que possam eventualmente ter ocorrido até no Cenozóico.

Por volta do final do Cretáceo Superior, início do Terciário, inverteu-se o sentido de movimento do substrato da Bacia Bauru. A cobertura neocretácea passou então a ser lentamente elevada e exposta, no ciclo erosivo associado à elaboração da Superfície Sul-Americana (King 1956). O registro sedimentar preservado (Fig. 11.1.D) certamente corresponde a parte remanescente do original, erodido sobretudo das bordas e principais vales dos rios atuais.

Na parte oriental da Bacia Bauru, o padrão consequente da rede atual de drenagem atual tem notável direção regional ENE. Tal direção, discordante da vigente durante a sedimentação fluvial da segunda fase, constitui claro registro de superimposição de controle (neo?)tectônico pós-sedimentar (confrontar partes C e D da Fig. 11.1).

12. CONCLUSÕES

No início do Cretáceo Inferior, a crosta terrestre foi submetida a um colossal fendilhamento, associado à magmatismo basáltico de proporções sem similares na história do Planeta. Neste evento, rompeu-se o Megacontinente Gondwana e surgiu o Oceano Atlântico Sul, inaugurando-se nova fase na história da evolução das plataformas.

O magmatismo Serra Geral marcou o fim dos eventos de sedimentação extensiva em grandes áreas intracratônicas do antigo continente gondwânico, como a Bacia do Paraná. Após a abertura do oceano Atlântico, a Plataforma Sul-Americana manteve o caráter ascensional generalizado - iniciado antes da separação - até que o acúmulo de centenas de metros de espessura de lavas basálticas determinasse a inversão deste comportamento, na busca de um novo equilíbrio isostático da parte encoberta pelos derrames. Cessadas as atividades vulcânicas, no Cretáceo Inferior, a área onde viria a se estabelecer a Bacia Bauru permaneceu exposta, embora em subsidência relativa, até que o nível de base permitisse a acumulação de sedimentos em seu interior, apenas no Cretáceo Superior.

A Bacia Bauru desenvolveu-se na parte centro-sul da Plataforma Sul-Americana, entre o Coniaciano e o Maastrichtiano, por subsidência termo-mecânica. Essa bacia intracratônica acumulou uma seqüência sedimentar essencialmente arenosa, da qual hoje encontram-se preservadas espessuras entre uma e duas centenas de metros (raramente aproximando-se de 300 m), em área de cerca 370.000 km². A seqüência tem por substrato rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral (Kl), sobretudo basaltos, da qual é separada por uma superfície erosiva regional. A área estudada corresponde à parte oriental da Bacia Bauru (oeste de São Paulo, Triângulo Mineiro e noroeste do Paraná). Situa-se entre as coordenadas 18° S e 25° S; e 47° W e 55° W; e tem cerca de 180.000 km².

Com base na distribuição geográfica das associações de fácies identificadas, e suas relações, é proposta uma revisão estratigráfica para a parte oriental da Bacia Bauru. Em termos litoestratigráficos, a seqüência neocretácea foi dividida em dois grupos parcialmente cronocorrelatos: Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Bauru (formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, mais os Analcimitos Taiúva). A nova ordem estratigráfica, com as principais características das unidades, é apresentada no Quadro 12.1.

Quadro 12.1: Unidades litoestratigráficas definidas na parte oriental da Bacia Bauru e suas principais características (Fernandes 1998).

Unidade litoestratigráfica			Principais características	Contexto deposicional
Grupo	Formação	Membro		
Bauru	Analcimitos Taiúva (Ktu)		rocha ígnea de natureza alcalina, marrom-claro a avermelhado, textura afanítica. Algumas vezes apresentam amígdalas e fraturas preenchidas por calcita	vuicânica extrusiva
	Marília	Echaporã (Kech)	arenitos finos a médios imaturos, com fração grossa e grânulos, de cores bege a rosa (pálidas), em unidades de aspecto maciço com intensa cimentação e nodulação carbonáticas, de espessura média de 1 m; podem ocorrer discreta concentração de clastos e intercalações de lentes de lamitos arenosos	zonas distais de leques aluviais
		Ponte Alta (Kpta)	arenitos imaturos, lentes de conglomerados (casco-de-burro) e de lamitos, todos intensamente cimentados por carbonato (calcários impuros); acinzentados; de aspecto geral homogêneo (maciço). Podem ser separados três litotipos básicos: 1) calcário arenoso de aspecto maciço, 2) calcário conglomerático de matriz arenosa, e 3) calcário fino fragmentado (pseudobrecha)	sistema fluvial entrelaçado, partes medianas de leques aluviais
		Serra da Galga (Ksga)	arenitos e arenitos conglomeráticos imaturos, de cor amarelo-pálido a avermelhado; em estratos lenticulares, com freqüente estratificação cruzada tabular a acanalada de médio a pequeno porte; de lentes de conglomerados e lamitos.	sistema fluvial entrelaçado, partes medianas de leques aluviais
	Uberaba (Kube)		arenitos muito finos/lamitos siltosos (c/ grãos de perovskita), matriz argilosa verde; intercalações secundárias de siltitos e argilitos; em estratos tabulares a lenticulares. Inclui materiais derivados de retrabalhamento de rochas ígneas efusivas e intrusivas (básicas, ultrabásicas, intermediárias, e alcalinas)	rios entrelaçados, de baixa a média sinuosidade
	Presidente Prudente (Kppr)		arenitos muito finos a finos de seleção moderada a má, matriz lamítica, de cores marrom-avermelhado claro a bege, e lamitos argilosos marrom-escuro (chocolate); feições de preenchimento de canais rasos, com estratificação cruzada acanalada; corpos tabulares com estratificação sigmoidal interna, e com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior dominante e maciços	sistema fluvial meandante arenoso fino, de canais rasos
	São José do Rio Preto (Ksrp)		arenitos finos a muito finos, com frações areia média e grossa, freqüentemente conglomerático, de seleção moderada a má, cor marrom-claro a bege, com estratificação cruzada acanalada a tabular tangencial na base (padrão festonado). Podem ocorrer intercalações subordinadas arenitos a siltitos com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso de regime inferior	sistema fluvial entrelaçado arenoso
	Vale do Rio do Peixe (Kvpx)		arenitos muito finos a finos, seleção moderada a boa, de cores marrom-claro, rosado a alaranjado; em estratos tabulares maciços ou com estratificação grosseira, intercalados com unidades de espessura submétrica, com estratificação cruzada e de lamitos arenosos maciços	lençóis de areia com campos de dunas baixas, com depósitos de loesse e de wadis
	Araçatuba (Karç)		siltitos e arenitos muito finos, de cor cinza-esverdeado, em estratos tabulares de aspecto maciço, em geral de espessura decimétrica	pantanal interior
Caiuá	Rio Paraná (Krpá)		arenitos finos a muito finos, de cor marrom-avermelhado a arroxeadado, bem selecionados, com notável estratificação cruzada de médio a grande porte	complexos de dunas eólicas de grande porte (draas), parte central de sand sea interior
	Goio Erê (Kgoe)		arenitos finos a muito finos, submaturos, de cores marrom-avermelhado a cinza-arroxeadado, em estratos tabulares de espessura decimétrica, intercalados, maciços ou com estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte	zona periféricas de sand sea, dunas eólicas médias e interdunas
	Sto. Anastácio (Ksta)		arenitos finos a muito finos, de cor marrom-claro, em estratos tabulares de aspecto maciço de espessura em geral decimétrica	lençóis de areia

A ordem de apresentação das unidades neste quadro não tem conotação estratigráfica.

Os depósitos da região de Avaré-Cerqueira César (SP), antes cartografados como Fm. Marília, não foram considerados pertencentes à Bacia Bauru. Admite-se que sejam correlatos àqueles nomeados como Fm. Franca, por Helmeister Jr. (1997), de idade mais antiga. Presume-se que diversas outras ocorrências de rochas sedimentares encontradas a leste da Bacia Bauru, em São Paulo e Minas Gerais (p. ex. a de Romaria), possam corresponder a situação semelhante.

A Bacia Bauru tem boa parte de seus limites atuais coincidentes com altos tectônicos regionais, onde estão situados diversos centros do magmatismo alcalino neocretáceo. Durante o seu preenchimento, houve reativações importantes, sobretudo nas bordas. A principal delas, esteve associada ao evento magmático alcalino ocorrido entre 87 e 60 Ma. No interior da bacia são conhecidos apenas derrames de natureza analcimítica na região de Taiúva (SP), que ocorrem intercalados na seqüência.

O preenchimento da Bacia Bauru foi simultâneo com lenta e contínua subsidência termal do embasamento, indicada pela ausência de deslocamentos tectônicos significativos, e pelo fato que as maiores espessuras de sedimentos coincidem com a área de maior acúmulo de lavas basálticas. Durante a subsidência, foram mantidos os principais padrões estruturais do substrato (herança tectônica). Além do comportamento ascensional das margens, a evolução da bacia foi influenciada pela ação de importantes altos internos, tais como aqueles associados aos alinhamentos do Paranapanema (Fúlfaro 1974) e do Tietê (Coimbra *et al.* 1977). A reativação de estruturas marginais e os reflexos da orogenia Andina promoveram modificações posteriores (Neocretáceo-Paleoceno), de caráter dominante direcional (Riccomini 1989, 1995; Milani 1990).

Aparentemente, o substrato basáltico não sofreu modificações tectônicas substanciais, que alterassem sua morfologia regional, desde o início da sedimentação. As unidades basais da seqüência colmataram zonas mais deprimidas, atenuando e eliminando os desníveis originais, possivelmente pouco expressivos. A topografia atual do substrato apresenta notável ajuste com a distribuição das associações litofaciológicas, principalmente as inferiores. A área de ocorrência da Fm. Araçatuba, por exemplo, coincide com uma zona deprimida do embasamento. Seu limite ocidental é retilíneo, concordante com um ressalto alongado (soleira Jales-Andradina), que teria atuado como a borda oeste do ambiente paludal em que se acumulou aquela unidade. Por sua vez, a Fm. Rio Paraná ocorre em larga faixa de direção nordeste, coincidente com a calha principal delineada pelo relevo do substrato.

A sedimentação na parte oriental da Bacia Bauru ocorreu em duas fases principais. A primeira em condições essencialmente desérticas (trato de sistemas desértico), e a segunda com maior presença de água, ainda que em clima semi-árido (trato de sistemas fluvio-eólico).

A primeira fase corresponde ao sepultamento progressivo do substrato basáltico, por extensa e monótona manta arenosa, formada principalmente por depósitos de lençóis de areia, associados com dunas de porte moderado, e intercalações de loesse. Nesta fase, a pequena atividade fluvial esteve restrita a fluxos de enxurradas de deserto (*wadis*). Em termos litoestratigráficos, o trato de sistemas desértico é composto pelas formações Vale do Rio do Peixe, Santo Anastácio, Goio Erê e Rio Paraná. Na fase inicial de preenchimento, o relevo original do substrato criou condições endorrêicas em zona interior da bacia, onde se estabeleceu uma extensa área pantanosa, em clima semi-árido (*Pantanal Araçatuba*). Ainda nesta fase, houve a deposição da Fm. Uberaba, em sistemas fluviais entrelaçados restritos à borda nordeste.

A reativação de estruturas tectônicas nas margens norte-nordeste e leste - provavelmente também na noroeste -, provocou importantes alterações no quadro geográfico da bacia, promovendo o avanço de leques aluviais para o seu interior. Ao mesmo tempo, mudanças climáticas graduais, talvez provocadas pelas transformações do relevo, trouxeram maior umidade às zonas marginais. Tais alterações assinalaram o início da segunda fase de sedimentação, em que se desenvolveram sistemas fluviais importantes, de nordeste para sudoeste, entre as bordas e o centro da bacia. Em termos litoestratigráficos, o trato de sistemas fluvio-eólico é composto pelas formações Marília (membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta) São José do Rio Preto e Presidente Prudente.

Durante as duas fases de sedimentação, o clima vigente - quente e seco - manteve condições desérticas no interior. Na fase principal de elevação das bordas houve a instalação de diversos corpos de rochas alcalinas nos altos marginais, magmatismo extrusivo próximo da borda leste (analcimitos Talúva) e silicificação localizada, no sul da bacia. A nova moldura, realçada na passagem entre as fases I e II, corresponde a importantes altos tectônicos: Antéclise de Rondonópolis (Coimbra 1991) a noroeste, Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralvi 1991) a nordeste e Serra do Mar (Almeida 1976) a leste.

Dentre os efeitos da movimentação tectônica, ocorrida entre as fases I e II, talvez o mais importante tenha sido o embutimento - pós-deposicional - da Fm. Uberaba, na parte nordeste da bacia. Nesse evento, formou-se a depressão denominada de

Uberaba, por Hasui e Haralyi (1991). Segundo indicam os rumos de transporte de sedimentos, as alterações promovidas no relevo resultaram na criação de uma barreira geográfica local, na zona da Sutura de Itumbiara. O Mb. Serra da Galga, que soterrou a Fm. Uberaba, apresenta paleocorrentes para noroeste, enquanto que as daquela unidade apontavam para sudoeste.

Os fluxos fluviais, originados em leques aluviais da margem nordeste (Mb. Serra da Galga), alcançavam o interior da bacia em sistemas entrelaçados arenosos (Fm. São José do Rio Preto). À medida em que adentravam a bacia, a paisagem ia tornando-se cada vez mais plana, e os sedimentos transportados, cada vez mais finos. Assim, devido ao baixo gradiente da bacia, este sistema fluvial tornava-se meandrante nas porções distais, ainda arenoso (Fm. Presidente Prudente). Canais mais estáveis e definidos, rasos, serpenteavam em extensas planícies aluviais, entre lagoas residuais formadas, sobretudo, após eventos de transbordamento.

Os arenitos e arenitos conglomeráticos dos membros Serra da Galga e Ponte Alta correspondem às fácies proximais das associações fluviais São José do Rio Preto e Presidente Prudente. O aumento da aridez, rumo ao interior, determinava progressivo aumento da evaporação e escassez de água no ambiente, até o desaparecimento do sistema fluvial, nas planícies arenosas adjacentes ao *deserto Caluá*.

A diferenciação em dois tratos de sistemas, que se sucederam no tempo, não configura duas seqüências sedimentares - conforme a concepção de Sloss (1963) - distintas. A instalação dos sistemas fluviais ocorreu sobre depósitos arenosos inconsolidados, sem que houvesse uma fase erosiva em escala de bacia. Em geral, os depósitos fluviais são separados dos eólicos, antecedentes, por diastemas locais. Há que ressaltar, ainda, que a erosão posterior removeu boa parte do topo da seqüência neocretácea, pelo entalhe dos vales atuais. A porção superior do registro sedimentar foi preservada apenas nos espigões regionais.

Entre o final do Cretáceo Superior e o início do Terciário, inverteu-se o sentido de movimento do substrato da Bacia Bauru. Com a elevação e exposição da cobertura neocretácea, iniciou-se o ciclo erosivo em que foi elaborada a Superfície Sul-Americana (King 1956), ou Japi (Almeida 1964). Os limites atuais da área atual de exposição da seqüência são erosivos, devidos à elevação regional das bordas no Cenozóico. As litofácies rudáceas preservadas são relativamente pouco expressivas, ocorrendo apenas no nordeste da bacia (Triângulo Mineiro) e de modo ainda mais restrito na borda leste, em São Paulo, na região de Botucatu (Litofácies Rubião Jr.).

O estabelecimento de condições paludais na região de Araçatuba, sub-ambiente peculiar formado no estágio inicial, decorre da posição topográfica mais baixa original do substrato naquela região. O limite oeste da área de ocorrência atual da Fm. Araçatuba, curiosamente retilíneo, corresponde a uma feição elevada do substrato basáltico. Provavelmente a formação inicial de área alagadiça no interior da bacia foi provocada por represamento do lençol freático à altura daquela feição. O aporte continuado de sedimentos eólicos, que inicialmente supriu dunas e lençóis de marginais ao charco, terminou por soterrar a depressão original.

As unidades de origem eólica exibem notável constância do sentido de transporte, indicando grande estabilidade do padrão de circulação atmosférica regional, durante a sedimentação da sequência neocretácea. Estas condições, estabelecidas após a abertura do Atlântico Sul, mantiveram-se durante os dois estágios de preenchimento da bacia e guardam boa semelhança com os padrões atuais. A estabilidade das paleocorrentes sugere também que não existiam desníveis significativos de relevo, que pudessem constituir obstáculos ao vento.

O padrão geral de fluxos fluviais aponta para o interior da bacia. Os resultados obtidos para o Mb. Serra da Galga, entretanto, são claramente discordantes. Admitindo-se que esta unidade corresponde a porções proximais do sistema *São José do Rio Preto-Presidente Prudente*, supõe-se que tenha existido uma barreira geográfica na borda nordeste da bacia, associada às transformações tectônicas ali ocorridas, que teria determinado a passagem dos fluxos fluviais mais para oeste, no interior da bacia.

O grande sistema de drenagem instalado na segunda fase de evolução da Bacia Bauru apresenta notável semelhança de traçado com a rede atual, representada pelos rios Paranaíba e Paraná. É provável que a posição desta rede de drenagem regional corresponda ao deslocamento daquela originada no final Cretáceo Superior, em resposta à elevação das bordas leste e nordeste. Modificações tectônicas regionais pós-cretáceas - deformadoras da sequência -, promoveram a reorganização parcial da rede de drenagem, realçando as direções WNW. Os principais afluentes do rio Paraná, por exemplo, refletem tais alterações.

As ocorrências fossilíferas conhecidas na bacia localizam-se na sua parte oriental. Compreendem ossos de répteis (crocodilos, quelônios e dinossauros). O acervo inclui ainda restos de anfíbios e peixes, carapaças de moluscos e crustáceos, além de oogônios de algas carófitas. Em geral, predominam ocorrências em litofácies de origem fluvial, associadas à remobilização e transporte de material, do que decorre rara preservação de esqueletos completos articulados. Os jazigos fossilíferos estão vinculadas

dois tipos principais de depósitos: os de planícies fluviais de transbordamento com lagoas efêmeras, e de barras arenosas de fluxos entrelaçados, no interior da bacia; e os de fluxos aquosos entrelaçados com lagoas residuais, em zonas de leques aluviais marginais da bacia. Nas planícies de inundação mesclam-se ossos de vertebrados remobilizados, alguns poucos sepultados inteiros, e carapaças de invertebrados que habitavam lagoas rasas.

A comparação entre a disposição das associações de fácies e a distribuição das ocorrências fossilíferas, indica um controle essencialmente ecológico. No interior da bacia, imperaram condições desérticas quentes durante os dois estádios de sedimentação, determinando escassez e baixa diversidade de vida, no deserto correspondente às formações Rio Paraná e Goio Erê. As maiores frequência, diversidade e porte dos indivíduos, vinculam-se às associações de fácies do segundo estágio de preenchimento da bacia - onde houve maior disponibilidade de água -, principalmente na faixa que ligava a borda nordeste ao interior da bacia, correspondente ao sistema de drenagem regional NE-SW. Em termos litoestratigráficos, tais associações são representadas pelas formações São José do Rio Preto e Presidente Prudente. Nas zonas marginais da bacia, cabeceiras desta rede de drenagem regional, os ambientes mais favoráveis à vida foram aqueles adjacentes aos leques aluviais: planícies de chegada de fluxos entrelaçados (Mb. Serra da Galga), e de fluxos em lençol, de *salas* de leques aluviais correspondentes ao Mb. Echaporã. Neste contexto marginal, além de lagoas efêmeras formadas nas planícies fluviais, criaram-se outros corpos aquosos residuais nas depressões entre lobos de leques aluviais coalescentes. Na Fm. Vale do Rio do Peixe os fósseis são encontrados principalmente na sua parte superior, que corresponde à passagem para a segunda fase de sedimentação na bacia, mais úmida.

As diversas amostras de partes duras analisadas - ossos, placas dérmicas e dentes de répteis - indicaram que a fossilização ocorreu, quase sempre, com perfeita preservação da estrutura óssea e da natureza fosfática original, independente das litofácies ou unidades geológicas de origem. Os ossos são constituídos por fluorapatita de baixa birrefringência, com laminação concêntrica, canais haversianos e camadas fibrosas, similares às estruturas de ossos dos vertebrados atuais. Não foram verificadas deformações mecânicas após o soterramento. Tal característica se deve ao baixo grau de diagênese a que foram submetidas as rochas, além da proteção fornecida pela cimentação carbonática precoce, presente em muitos casos. Este cimento é freqüente, permineralizando ou substituindo, parcialmente, a estrutura orgânica. Algumas vezes os espaços internos estão preenchidos por material clástico.

Não existem registros seguros conhecidos da flora neocretácea na bacia, exceto vestígios de raízes de vegetais de pequeno porte e ocorrências de oogônios de algas carófitas. A vegetação superior, que teria alimentado os grandes dinossauros herbívoros, certamente não foi preservada devido ao clima semi-árido.

O transporte sedimentar, por rios entrelaçados e enxurradas de chuvas torrenciais, foi o responsável por outra característica comum da maior parte das ocorrências fossilíferas, principalmente dos compartimentos paleoecológicos mais interiores da bacia (São José do Rio Preto e Presidente Prudente). A grande maioria dos registros de fósseis destas áreas é constituída por ossos fragmentados e/ou desarticulados, concentrados em fácies de barras de canais rasos ou *wad/s*. Por outro lado, nos jazigos fossilíferos da região de Peirópolis, situados próximos da borda da bacia, são encontrados ossos de vertebrados em melhor estado de preservação. A maior disponibilidade de água também favoreceu o florescimento e a manutenção da fauna nas regiões marginais, em lagoas de planícies de inundação e corpos aquosos formados entre leques aluviais coalescentes. Os restos ali encontrados sofreram, assim como os do Mb. Echaporã, menor transporte antes do soterramento. Nessas regiões, a maior porosidade dos sedimentos e a maior disponibilidade de águas ricas em carbonatos, propiciaram intensa cimentação dos ossos, sendo neles comuns as feições de rompimento por crescimento expansivo (*displacive*) de calcita.

Aparentemente, a melhor preservação de fósseis de crocodilianos (crânios e partes articuladas de esqueleto) é devida ao seu comportamento de refugiar-se em tocas, para protegerem-se em períodos climáticos adversos. Fósseis de quelônios também podem ocorrer em bom estado de preservação, algumas vezes em concentrações anômalas. Tartarugas atuais apresentam o hábito de reunirem-se em lagoas, nos períodos de escassez de água, comportamento denominado de estivação. A rápida deposição de material transportado em enchentes-relâmpago podia inclusive "surpreender" estes animais em vida, sepultando-os sem transporte.

Quanto aos processos de fossilização verificados em ossos, merecem destaque aqueles de substituição da fluorapatita por carbonato e por fosfato de alumínio e bário (gorceixita). Neste último caso - ainda pouco estudado - presume-se que o enriquecimento em Ba, Sr e Ce esteja associado a processos supérgenos de zonas subtropicais (Coutinho *et al.* 1996; s.d.; Coimbra *et al.* 1997).

Na parte leste da Bacia Bauru, foram identificadas três formas de cimentação carbonática: pedogenética, subterrânea e diagenética. Em geral, elas apresentam essa ordem de formação. Pode ocorrer, porém, sobreposição de eventos, dependendo

da vulnerabilidade dos depósitos aos sucessivos processos de dissolução e reprecipitação. Os calcretes do Mb. Ponte Alta preservam claras feições de gênese associada a fluxos rasos de águas subterrâneas. Por outro lado, os calcretes do Mb. Echaporã são registros inequívocos de formação por processos edáficos. Nas outras unidades, em geral mais interiores, originalmente menos cimentadas, a remobilização diagenética parece ter sido o principal processo transformador registrado.

Os membros Serra da Galga e Ponte Alta são produtos de um mesmo contexto deposicional, fluvial entrelaçado, mediano a distal de leques aluviais. O desenvolvimento da cimentação carbonática em porções internas dos depósitos arenosos e conglomeráticos (calcretes de águas subterrâneas) é devido a processos posteriores, eventualmente até terciários, que as diferenciou.

De modo geral, todas as associações litofaciológicas da parte oriental da Bacia Bauru apresentam algum vestígio de atividades biológicas e/ou de processos edáficos. Os melhores registros de formação de calcretes pedogenéticos são encontrados no Mb. Echaporã. Dentre os vestígios de raízes identificados são comuns os contra-moldes, caracterizados como túbulos preenchidos por material distinto do arcabouço (arenito ou siltito, cimentados ou não). Moldes de raízes foram encontrados em geral em litofácies mais finas, de ambientes mais úmidos (pântano, lagoas ou planícies de inundação). A análise de seções delgadas revelou vestígios de processos pedogenéticos de dois tipos: *autóctones* (encontrados em amostras do próprio horizonte edáfico) e *alóctones* (partículas e fragmentos líticos de origem edáfica, removidos e acumulados em litofácies de maior energia, como na base de estratos cruzados de barras arenosas ou em depósitos residuais de canal fluvial).

A Bacia Bauru acumulou algumas centenas de metros de espessura de sedimentos, numa seqüência única. Após o Maastrichtiano, a área passou a elevar-se, movimento que perdura até os dias atuais. A criação desta ampla bacia continental interior, relativamente rasa e de caráter endorrêico, ocorreu em lento movimento descensional do substrato, em resposta à enorme sobrecarga de derrames basálticos a que foi submetida aquela porção da Plataforma Sul-Americana. Sob o peso do espesso capeamento de rochas vulcânicas, tornado cada vez mais denso pelo resfriamento, a região adquiriu caráter subsidente relativo, na busca de equilíbrio isostático. No final Cretáceo Superior passaram a dominar forças verticais de sentido oposto, geradas por reação elástica do substrato, iniciando-se a fase de "inversão" tectônica da bacia e erosão da seqüência.

13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33:237-293.
- Almeida, F.F.M. de. 1956. O planalto basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, 24:3-34.
- Almeida, F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41:169-263.
- Almeida, F.F.M. de. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Salvador, 1969. *Anais*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. p.29-46.
- Almeida, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering of Santos Basin, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE, São Paulo, 1975, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(supl.):15-26.
- Almeida, F.F.M. de. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 187p. (Relatório IPT, 14.091; Inédito).
- Almeida, F.F.M. de. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia. p.1-20.
- Almeida, F.F.M. de & Barbosa, O. 1953. Geologia das quadrículas Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Boletim DGM/DNPM*, 143:1-96.
- Almeida, F.F.M. de & Melo, M.S. de. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. v.1:46-81. Escala 1:500.000. (Publicação IPT, 1184).
- Almeida, M.A. de; Fernandes, L.A.; Dantas, A.S.L.; Sakate, M.T.; Gimenez, A.F.; Teixeira, A.L.; Bistrichi, C.A.; Almeida, F.F.M. de. 1981. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:77-89.
- Almeida, M.A. de; Stein, D.P.; Melo, M.S. de; Bistrichi, C.A.; Ponçano, W.L.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. de. 1980. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais*. Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia. v.5:2799-2812.
- Alves, D.B.; Caddah, L.F.G.; Mizusaki, A.M.P.; Martins, F. 1994. Ocorrência de camadas de cinzas vulcânicas no Cretáceo Superior das bacias de Campos, Santos e Espírito Santo. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.19-20.
- Alves, J.M. de P. & Gomes, N.S. 1995. Aspectos diagenéticos das rochas do Membro Ponte Alta, Formação Marília, no Triângulo Mineiro - MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., Diamantina, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo MG. p.91-92.
- Amaral, G. 1977. Padrões fotogeológicos dos litofácies da Formação Bauru no estado de São Paulo, como observados em imagens LANDSAT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., São Paulo, 1977. *Atas*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.439-449.
- Andrew, W. & Hickman, C.P. 1974. *Histology of the vertebrates. A comparative text*. Saint Louis, The C. V. Mosby Company.
- Arakel, A.V. 1986. Evolution of calcretes in paleodrainages of the lake Napperby Area, Central Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 54:283-303.
- Arid, F.M. 1966. A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. São José do Rio Preto, 98p. (Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de São José do Rio Preto).
- Arid, F.M. 1967. A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. *Geociências*, 1:1-126.
- Arid, F.M. 1970. A Formação Bauru na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970, *Resumo das Conferências e Comunicações*. Brasília, Sociedade Brasileira de Geologia. p.373-77.
- Baez, A.M. 1985. Anuro leptodactílo en el Cretácico Superior (Grupo Bauru) de Brasil. Nota paleontológica. *Ameghiniana*, 22(1/2):75-9.
- Baker, C.L. 1923. The lava field of the Paraná Basin, South America. *Journal of Geology*, 31(1):69-79.

- Barbosa, O. 1934. Petrografia sedimentária e estratigrafia. *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, 25:35-50.
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R. da. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim DGM/DNPM*, 136:1-140.
- Barcelos, J.H. 1984. *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 190p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- Barcelos, J.H. 1989. Influência do soerguimento do Alto Paranaíba na sedimentação pós-basáltica na área do Triângulo Mineiro (MG), borda NNE da Bacia do Paraná. *Geociências*, 8:37-54.
- Barcelos, J.H. & Suguió, K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definida em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. *Atas*. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.1:313-321.
- Barcelos, J.H.; Landim, P.M.B.; Suguió, K. 1981. Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:90-102.
- Barcelos, J.H.; Suguió, K.; Godoy, A.M.; Hirata, R.A.; Gontijo, R.C. 1986/1987. Aspectos litoestratigráficos da Formação Uberaba, Cretáceo da Bacia do Paraná. *Geociências*, 5/6:31-42.
- Barcha, S.F. 1995. Interpretação paleobiológica de titanossaurídeos e baurussuquídeos do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14., Uberaba, 1995. *Atas*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.12-13.
- Barker, M.J.; Clarke, J.B.; Martill, D.M. 1997. Mesozoic reptile bones as diagenetic windows. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(5):535-545.
- Behrensmeyer, A.K. 1987. Miocene fluvial facies and vertebrate taphonomy in Northern Pakistan. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Bulletin*, 39:169-176.
- Bertini, R.J. 1994a. Comments on the fossil amniotes from the Adamantina and Marília formations, continental Upper Cretaceous of the Paraná Basin, Southeastern Brazil (Part 1: Introduction, Testudines, Lacertilla, Crocodylomorpha). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.97-100.
- Bertini, R.J. 1994b. Comments on the fossil amniotes from the Adamantina and Marília formations, continental Upper Cretaceous of the Paraná Basin, Southeastern Brazil (Part 2: Saurischia, Ornithischia, Mammalia, conclusions and final considerations). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.101-4.
- Bertini, R.J. & Campos, D.A. 1995. Estado atual dos conhecimentos sobre os dinossauros cretácicos da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14., Uberaba, 1995. *Atas*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.22-23.
- Bigarella, J.J. & Mazuchowski, J.Z. 1985. Visão integrada da problemática da erosão. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DA EROÇÃO, 3., Maringá, 1985. *Livro guia*. Maringá, ABGE/ADEA. 232p.
- Bloom, W. & Fawcett, D.W. 1977. Tratado de Histologia. Ed. Interamericana, 940p.
- Boggiani, P.C. & Coimbra, A.C. 1996. A planície e os pantanais. In: Antas, P. de T.Z. & Nascimento, I. de L.S. 1996. *Tululu. Sob os céus do Pantanal*. São Paulo, Empresa das Artes, p.18-23.
- Brandt Neto, M. 1977. *Estratigrafia da Formação Bauru na região do baixo Tietê*. São Paulo. São Paulo, 74p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Brandt Neto, M. 1984. *O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo*. São Paulo. 2v. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Brandt Neto, M.; Petri, S.; Coimbra, A.M. 1978. Considerações sobre a estratigrafia e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2:557-566.
- Brandt Neto, M.; Barelli, N.; Barcha, S.F.; Coimbra, A.M. 1987. Ocorrência de analcima em sedimentos da Formação Adamantina em Macedônia (Estado de São Paulo), uma evidência de hidrotermalismo no Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. *Atas*. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.1:113-121.
- Brandt Neto, M.; Barcha, S.F.; Mancini, F.F.; Brigueggi, J. M.P. 1991. Nova ocorrência de crocodilianos na região noroeste do Estado de São Paulo. *Geociências*, 10:191-203.
- Brewer, R. 1976. *Fabric and mineral analysis of soils*. New York, Krieger.
- Bristow, C.S. & Best, J.L. 1993. Braided rivers: perspectives and problems. In: Best, J.L. & Bristow, C.S. (eds), *Braided Rivers*. London, Geological Society (Special Publication, 75):1-11.

- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T. 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publications Co., Albrington, UK. 152p.
- Cabral Jr., M.; Motta, J.F.M.; Tanno, L.C.; Hellmeister Jr., Z.; Coimbra, A.M. 1992. Revisão estratigráfica do mesozóico no nordeste do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁICAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.134-136.
- Cadée, G.C. 1991. The history of taphonomy. In: Donovan, S.K. (ed.). *The processes of fossilization*. New York, Columbia University Press, p.3-21.
- Caetano-Chang, M.R. 1997. *A Formação Pirambóla no Centro-leste do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 196p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- Campanha, V. A.; Etchebehere, M.L.; Saad, A.R.; Fúlfaro, V.J. 1992. O significado paleogeográfico das novas ocorrências fósseis do Grupo Bauru, na região do Triângulo Mineiro, MG. *Geociências*, 12(2):353-372.
- Campos, D. de A. & Bertini, R.J. 1985. Ovos de dinossauros da Formação Uberaba, Cretáceo Superior do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 9., Fortaleza, 1985. *Resumos das comunicações*. Fortaleza, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.19.
- Campos, D. de A. & Castro, H.E.F. de. 1978. Localidades fósseis da Folha Paranapanema. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha geológica de Paranapanema*. Brasília, DNPM. p.46-82.
- Capilla, R. & Azevedo, S.A.K. 1996. O Cretáceo da região de Uberaba - Paleovertebrados. *Roteiro de excursão*. Rio de Janeiro, Museu Nacional/UFRJ (Projeto Dinossauros do Brasil). 41p.
- Carlisle, D. 1983. Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. In: Wilson, R.C. (ed.) *Residual deposits*. London, Geological Society, p.185-195.
- Coimbra, A.M. 1976. *Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas fonte*. São Paulo, 2v. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Coimbra, A.M. 1991. *Sistematização crítica da obra*. São Paulo, 54p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Coimbra, A.M. & Fernandes, L.A. 1994. Paleogeografia e considerações paleoecológicas sobre a Bacia Bauru (Cretáceo Superior do Brasil). In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 6., Trelew, 1994. *Actas*. p.85-90.
- Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M.; Coutinho, J.M.V. 1981. Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: MESA REDONDA: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES. São Paulo, 1980. *Coleção de trabalhos e debates*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.103-111.
- Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M.; Petri, S. 1977. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1. São Paulo, 1977. *Atas*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.145-152.
- Coimbra, A.M.; Fernandes, L.A.; Hachiro, J. 1992. Sismitos do Grupo Caluá (Bacia Bauru, Ks) no Pontal do Paranapanema (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2:503-504.
- Coimbra, A.M., Coutinho, J.M.V., Atencio, D.; Iwanuch, W. 1989. Lanthanite - (Nd) from Santa Isabel, State of São Paulo: second brazilian and world occurrence. *Canadian Mineralogist*, 27(1):119-123.
- Coimbra, A.M.; Coutinho, J.M.V.; Brandt Neto, M.; Rocha, G.A. 1981. Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.1:324-327.
- Coimbra, A.M.; Coutinho, J.M.V.; Fernandes, L.A.; Brandt Neto, M. 1997. Vertebrate taphonomy in the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69(2):270-271.
- Cottas, L.R. & Barcellos, J. H. 1981. Novas considerações sobre a geologia da região de Itaqueri da Serra, SP. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:70-76.
- Coutinho, J.M.V.; Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M.; Rocha, G. A. 1982. Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESO LATINAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. *Actas*. Buenos Aires, Servicio Geologico Nacional. v.2:185-195.
- Coutinho, J.M.V.; Fernandes, L.A.; Atencio, D.; Coimbra, A.M. 1996. Calcium and Strontium-bearing goethite as a replacement product in fossil bones from a Cretaceous sandstone in South Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 30. *Abstracts*. Beijing (China), v.2:446.
- Coutinho, M.V.; Atencio, D.; Coimbra, A.M.; Fernandes, L.A. Goethite, a singular replacement product in fossil bones. *The Canadian Mineralogist* (em revisão).

- David, A. 1991. *Crocodiles and alligators of the world*. London, Blandford, 187p.
- DeCelles, P.G.; Langford, R.P.; Schwartz, R.K. 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2):629-642.
- Eftremov, J.A. 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, 74(2):81-93.
- Esteban, M. & Klappa, C.F. 1983. Subaerial exposure environment. In: Scholle, P.A.; Bebout, D.G.; Moore, C.H. (eds.), 1983. *Carbonate depositional environments*. Tulsa, The American Association of Petroleum Geologists (Memoir 33), p.1-96.
- Etchebehere, M.L. de C.; Saad, A.R.; Taddeo, J.S.A.; Hellmeister Jr., Z. 1991. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, Estado de São Paulo: Implicações econômicas e paleoclimáticas. *Geociências*, 10:101-117.
- Fernandes, L.A. 1992. *A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caluá*. São Paulo, 129p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Fernandes, L.A. 1994. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). In: WORKSHOP CIENTÍFICO DE PÓS-GRADUAÇÃO, 1., São Paulo, 1994. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. p.91.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1994. O Grupo Caluá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(3):164-176.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1995. Estratigrafía y ambientes deposicionales de la Cuenca Bauru (Cretácico Superior, Brasil). *Acta Geológica Hispánica*, 30(4):11-30.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2):195-205.
- Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M. 1993. Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. *Revista do Instituto Geológico*, 14(2):19-26.
- Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M.; Hachiro, J. 1992. Ventifectos da Litofácies Mairá, Formação Santo Anastácio (Grupo Bauru, Ks). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v2: 504-506.
- Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M.; Brandt Neto, M.; Gesicki, A.L.D. 1994. Argilominerais do Grupo Caluá. *Revista Brasileira de Geociências*, 24 (2):90-96.
- Ferrari, A.; Silva, A. da; Alves, E. da C. 1991. Evolução tectônica da Serra do Mar: integração de dados das bacias marginais e do continente. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., Rio de Janeiro, 1991. *Atas*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleos SP-RJ. p.465-466.
- Ferreira, F.J.F. 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A.V.; Ferrari, M.P.; Vianna, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.1:226-240.
- Ferreira Jr., P.D. & Castro, P.de T.A. 1996. Análise de elementos arquiteturais em sistemas aluviais: o exemplo da Formação Uberaba (K, Bacia do Paraná) no Triângulo Mineiro, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1:270-272.
- Ferreira Jr., P.D. & Guerra, W.J. 1993. Estudo preliminar sobre o ambiente deposicional da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, no Triângulo Mineiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 7., Belo Horizonte, Minas Gerais, 1993. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo MG (Bol. 12). p.17-21.
- Ferreira Jr., P.D. & Guerra, W.J. 1995. Análise de elementos arquiteturais na caracterização do sistema fluvial da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, no Triângulo Mineiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., Diamantina, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo MG. p.104-106.
- Fittipaldi, F.C.; Fernandes, L.A.; Simões, M.G.; Coimbra, A.M. 1989. Primeira ocorrência de tetrápodes na Formação Santo Anastácio (Cretáceo da bacia do Paraná). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOLOGIA, 16., João Pessoa, 1989. *Resumos*. João Pessoa, Sociedade Brasileira de Zoologia. p.89-90.
- Florence, G. 1907. Notas geológicas sobre o Rio Tietê no trecho estudado pela turma em 1905. In: Comissão Geographica e Geológica. *Exploração do Rio Tietê*. São Paulo, Comissão Geographica e Geológica. p.9-15.
- Freitas, R.O. 1955. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP*, (194):1-179. (Geologia 14).

- Fúlfaro, V.J. 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Boletim IG-USP*, 5:129-138.
- Fúlfaro, V.J. & Barcelos, J.H. 1991. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1991. *Atas*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleos SP-RJ. p.59-66.
- Fúlfaro, V.J. & Barcelos, J.H. 1992. A tectônica pós-deposicional e a reconstituição paleogeográfica: o exemplo no Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.132-3.
- Fúlfaro, V.J. & Barcelos, J.H. 1993. Fase rift na Bacia Sedimentar do Paraná: a Formação Caiuá. *Geociências*, 12(1):33-45.
- Fúlfaro, V.J.; Perinotto, J.A.J. 1996. A Bacia Bauru: estado da arte. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4., Águas de São Pedro, 1996. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.297-303.
- Fúlfaro, V.J.; Perinotto, J.A.J.; Barcelos, J.H. 1994. A margem golana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.81-4.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Viana, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira Geociências*, 12(4):590-610.
- Garrido, A.E.; Marcondes, A.F. Garcia, A.J.V. 1992. Caracterização e Mapeamento Litofaciológico do Grupo Bauru em Peirópolis, Município de Uberaba - MG. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1991. *Resumos Expandidos*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.137-140.
- Glennie, K.W. 1970. *Desert Sedimentary Environments*. Amsterdam, Elsevier. 222p.
- Goldberg, K. 1995. *Reconstituição paleoambiental do cretáceo continental brasileiro na região do Triângulo Mineiro*. São Leopoldo, 181p. (Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos).
- Goldberg, K. & Garcia, A.J.V. 1995. Faciologia dos calcários do Grupo Bauru na região de Uberaba (MG). *Geociências*, 14(2):121-131.
- Goldberg, K.; Azevedo, S.A.K. de; Garcia, A.J.V. 1995. A ocorrência de fósseis de dinossauros no município de Prata, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14., Uberaba, 1995. *Atas*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.53.
- Gomes, C.B. & Valarelli, J.V. 1970. Nova ocorrência de rochas alcalinas no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. *Resumo das conferências e comunicações*. Brasília, Sociedade Brasileira de Geologia. p.336-337.
- Gonzaga de Campos, L.F. 1905. Reconhecimento da zona compreendida entre Bauru e Itapura. São Paulo, E.F. Noroeste do Brasil, Tipografia Ideal. 40p.
- Goudie, A.S. 1973. *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*. Oxford, Clarendon Press. 173p.
- Goudie, A.S. 1983. Calcrete. In: Goudie, A.S. & Pye, K. (eds.), *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residues in the near-surface environment*. London, Academic Press. p.93-131.
- Grenard, S. 1991. *Handbook of alligators and crocodiles*. Malabar (Florida), Krieger Publishing Company.
- Hachiro, J.; Coutinho, J.M.V.; Riccomini, C.; Coimbra, C.; Fernandes, L.A. 1994. O Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.93-96.
- Hasui, Y. 1967. *Geologia das formações cretáceas do oeste de Minas Gerais*. São Paulo, 87 p. (Tese de doutoramento, Depto. Eng. de Minas da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo).
- Hasui, Y. 1968. A Formação Uberaba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia. p.167-179.
- Hasui, Y. 1969. O Cretáceo do oeste mineiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 18(1):38-56.
- Hasui, Y. 1990. Aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO, 1., Belo Horizonte (MG), 1990. *Atas*, Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia (Boletim nº 11). p.1-31.
- Hasui, Y. & Haralvi, N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, 10:57-77.
- Hasui, Y. & Sadowski, G.R.; Suguio, K.; Fuck, G.F. 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47(3/4):431-438.
- Hasui, Y.; Haralvi, N.L.E.; Costa, J.B.S. 1983. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1):33-45.

- Hellmeister Jr., Z. 1997. *Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca-Pedregulho, nordeste do Estado de São Paulo*. São Paulo, 171p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Holz, M. & Soares, M.B. 1995. Estado da arte e perspectivas da tafonomia de vertebrados na paleontologia sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14. Uberaba, Atas. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.58-59.
- Huene, F.von. 1939. Carta de F.von Huene ao Dr.Euzébio de Oliveira. *Mineração e Metalurgia*, 4(22):190.
- Ihering, R. 1911. Fósseis de São José do Rio Preto. *Revista do Museu Paulista*, 8:141-146.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 1979. *Investigação geológico-estrutural de parte das bacias dos rios Paraná e Paranapanema, estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul*. São Paulo, IPT. (Relatório IPT, 12.385. v.1).
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 1981a. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:500.000. São Paulo, IPT. (Monografias, 6).
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 1981b. *Mapeamento geológico do bloco SF-22-T (ACS-73)*. São Paulo, IPT. v.1. (Relatório IPT, 14.845).
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 1981c. *Mapeamento geológico do bloco SF-22-N (ACS-42)*. São Paulo, IPT. v.1. (Relatório IPT, 14.768).
- Jackson II, R.G. 1976. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America Bulletin*, 86:1523-1533.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2):147-265.
- Kingston, D.R.; Dishroon, C.P.; Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67(12):2175-2193.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27:613-629.
- Koster, E.H. 1987. Vertebrate taphonomy applied to the analysis of ancient fluvial systems. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Bulletin*, 39:159-168.
- Ladeira, E.A.; Braun, O.P.G.; Cardoso, R.N.; Hasui, Y. 1971. O Cretáceo de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. v1:15-31.
- Landim, P.M.B. & Soares, P.C. 1976. Estratigrafia da Formação Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. *Anais*. Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2:195-206.
- Langer, M.C. & Bertini, R. 1995. Comentários paleoecológicos sobre os Podocnemidinae fósseis da localidade de Pirapozinho-SP (Formação Adamantina, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14., Uberaba, 1995. *Atas*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.78-79.
- Leite, M.G.P.; Gomes, N.S.; Santos, M. do C.; Oliveira, A.D. 1995a. Considerações sobre o ambiente deposicional do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., Diamantina, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo MG. p.113-114.
- Leite, M.G.P.; Gomes, N.S.; Santos, M. do C.; Oliveira, A.D. 1995b. Contribuição à petrografia de conglomerados e arenitos do Membro Serra da Galga (Formação Marília), Cretáceo da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., Diamantina, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo MG. p.115-116.
- Leite, M.G.P.; Gomes, N.S.; Santos, M. do C.; Oliveira, A.D. 1995c. Estudo diagenético preliminar em arenitos do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8., Diamantina, 1995. *Anais*. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo MG. p.117-118.
- Leonardi, G. 1977. Two new ichnofaunas, vertebrates and invertebrates, in the eolian cretaceous sandstones of the Caiuá formation in northwest Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., São Paulo, 1977. *Atas*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.112-128.
- Leonardi, G. 1989. Inventory and statistics of the South American dinosaurian ichnofauna and its paleobiological interpretation. In: Gillette, D.D. & Lockley, M.G. (eds). *Dinosaur tracks and traces*. Cambridge, Cambridge University. p.165-178.
- Lima, M.R. de; Mezzalana, S.; Dino, R.; Saad, A.R. 1986. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, 7(1/2):5-9.
- Loope, D.B. 1988. Rhizoliths in ancient eolianites. *Sedimentary Geology*, 56: 301-314.
- Maack, R. 1941. Algumas observações a respeito da existência e da extensão do arenito superior São Bento ou Caiuá no Estado do Paraná. *Arquivos do Museu Paranaense*, 2:107-129.

- Maack, R. 1968. Geografia Física do Estado do Paraná. Curitiba, Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas. 350p.
- MacFayden, W.A. 1950. Sandy gypsum crystals from Berbera, British Somaliland. *Geological Magazine*, 87:409-420.
- Maglioni, G. 1981. An example of recent continental evaporitic sedimentation: the Chadean Basin (Africa). In: *Evaporitic deposits*. Busson, G. (ed.). Houston, Gulf. p.5-9.
- Mann A.W. & Horowitz R.C. 1979. Groundwater calcrete deposits in Austrália: some observations from Western Australia. *Journal of Geological Society of Australia*, 26:293-303.
- Manzini, F.F.; Brandt Neto, M.; Fúlfaro, V.J.; Barcelos, J.H. 1992. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.145-146.
- Marques, J.D.; Magalhães, F.S.; Serra Jr., E. 1987. Análise das feições estruturais do maciço rochoso nas fundações da barragem de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5., São Paulo, 1987. *Anais*. São Paulo, ABGE. v.1:197-208.
- Martini, D.M. 1991. Bones as stones: the contribution of vertebrate remains to the lithologic record. In: Donovan, S.K. (ed.) *The processes of fossilization*. Columbia University Press, p.270-292.
- Matos, S.L.F. de. 1995. O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. São Paulo, 110p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- McKee, E.D. & Weir, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 64(4): 381-390.
- Mendes, J.C. 1981. *Paleontologia Básica*. São Paulo, EDUSP. 348p.
- Mezzalana, S. 1974. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 51:1-163.
- Mezzalana, S. 1981. Aspectos Paleoecológicos da Formação Bauru. In: MESA REDONDA: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. *Coletânea de trabalhos e debates*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.1-14.
- Mezzalana, S. 1982. Aspectos bioestratigráficos e hidrogeológicos do Grupo Bauru. In: ENCONTRO DE GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA: O GRUPO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO, 1., São Paulo, 1981. *Publicação Especial*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP: ABAS. p.20-25.
- Mezzalana, S. 1989. *Os Fósseis do Estado de São Paulo*. 2.ed.rev.atual. São Paulo, Secretaria do Meio Ambiente/Instituto Geológico. 142p.illus., tabs. (Pesquisa).
- Mezzalana, S. & Arruda, M.R. 1965. Observações geológicas na região do Pontal do Paranapanema, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37(1):69-77.
- Mezzalana, S. & Arid, F.M. 1981. Contribuição preliminar à bioestratigrafia da Formação Bauru. In: MESA REDONDA: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. *Coletânea de trabalhos e debates*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.116-129.
- Mezzalana, S.; Maranhão, M.da S.A.S.; Vieira, P.C. 1989. *Bibliografia Analítica da Paleontologia do Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto Geológico. 235p.illus., tabs. (Boletim, 8).
- Mezzalana, S.; Azevedo, A.A.B.; Tominaga, L.K.; Pressinotti, M.M.N.; Massoli, M. 1981. Léxico estratigráfico do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, (5):1-161.
- Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4): 261-308.
- Miall, A.D. 1988a. Architectural-elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, 55:233-262.
- Miall, A.D. 1988b. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72(6):682-697.
- Miall, A.D. 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B64(2):146-158.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. 582p.
- Milani, E.J.; Kinoshita, E.M.; Araújo, L.M. de; Cunha, P.R. da C. 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, 4(1):21-34.
- Milani, E.J.; Faccini, U.F.; Scherer, L.M.; Araújo, L.M. de; Cupertino, J.A. (s.d.). Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: Amos, A.J.; López Gamindí, O.; Rocha-Campos, A. (eds.). *Sedimentary basins of South America*. (em preparação).

- Musacchio, E.A., 1993. Charophyta do Cretáceo na Patagônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13/SIMPÓSIO PALEONTOLÓGICO DO CONE SUL, 1, São Leopoldo, 1993. *Boletim de Resumos*. São Leopoldo, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p.220.
- Netterberg, F. 1967: Some roadmaking properties of South African calcretes. In: REGIONAL CONFERENCE AFRICA SOIL MECHANIC. & FOUNDATIONS ENGINEERING, 4., Cape Town, Proceedings, 77-81.
- Pereira, M.J.; Barbosa, C.M.; Agra, J.; Gomes, J.B.; Aranha, L.G.F.; Salto, M.; Ramos, M.A.; Carvalho, M.D.de; Stamato, M.; Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1:65-79.
- Petri, S. 1955. Charophyta cretácicas de São Paulo (Formação Bauru). *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 4(1):67-72.
- Petri, S.; Coimbra, A.M.; Amaral, G.; Ojeda y Ojeda, H.; Fúlfaro, V.J.; Ponçano, W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):372-6.
- Pettijon, F.J. 1975. *Sedimentary rocks*. New York, Harper & Row Publishers. 628p.
- Pincus, H.J. 1956 Some vector and arithmetic operations on two dimensional orientation variates, with application to geological data. *Journal of Geology*, 64(6):553-558.
- Pinotti, R.F.; Corsini, P.C.; Madureira Filho, J.B.; Valarelli, J.V. 1970. Levantamento de solos contribuindo para a descoberta geológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. *Resumo das conferências e comunicações (Boletim especial, 1)*. Brasília, Sociedade Brasileira de Geologia. p.59-60.
- Pires, F.R.M. 1982. Formação Bauru: controvérsias. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54(2):369-393.
- Ponçano, W.L.; Stein, D.P.; Almeida, F.F.M. de; Almeida, M.A. de; Melo, M.S. de. 1982. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. v.4:1339-1350.
- Price, L.I. 1950. Os crocodilídeos da fauna da Formação Bauru do Cretáceo terrestre do Brasil Meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 22(4):473-490.
- Rego, L.F. de M. 1935. Camadas cretáceas do sul do Brasil. *Anuário da Escola Politécnica*, 4(2ª série): 231-274.
- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M. 1992. The age of the Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258:975-9.
- Retallack, G.J. 1988. Field recognition of paleosols. In: Reinhardt, J. & Sigleo, W.R. (eds.) *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications*. Geological Society of America (Special Paper, 216). p.1-20.
- Retallack, G.J. 1990. *Soils of the Past: an Introduction to Paleopedology*. Cambridge, University Press. 520p.
- Ribeiro, D.T.P. & Gomes, N.S. 1996. Aspectos diagenéticos das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília (Cretáceo da Bacia do Paraná) no Triângulo Mineiro, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. v.1:184-186.
- Riccomini, C. 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil*. São Paulo, 256p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Riccomini, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 100p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Riccomini, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(2):153-162.
- Riccomini, C. & Coimbra, A.M. 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP*, 6. (Série Didática) 44p.
- Riccomini, C.; Chamani, M.A.C.; Agena, S.S.; Fambrini, G.L.; Fairchild, T.R.; Coimbra, A.M. 1992. Earthquake-Induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64(2):210.
- Riccomini, C.; Gimenez Filho, A.; Pires Neto, A.G.; Stein, D.P.; Almeida, F.F.M. de; Dehira, L.K.; Melo, M.S. de; Braga, T.de O.; Ponçano, W.L. 1981. Características da porção basal da Formação Caluá no noroeste do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:34-46.
- Richmond, D.R. & Stadtman, K.L. 1996. Sedimentology of a *Ceratops* Site in the San Rafael Swell, Emery County, Utah. *Geology Studies*, 41:117-124.

- Saad, A.R.; Campanha, V.A.; Cabral Jr., M.; Etchebehere, M.L.C.; Puleghini Filho, P.; Motta, J.F.M.; Silva, F. de P. E. 1988. Cenários do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2:894-904.
- Sad, J.H.G.; Cardoso, R.N.; Costa, M.T. 1971. Formações cretácicas em Minas Gerais: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1):2-13.
- Santorio, J. & Massoli, M. 1985. Mapa de contorno estrutural do topo do basalto subjacente ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, 6(1/2):39-44.
- Scholle, P.A.; Bebout, D.G.; Moore, C.H. (eds.). 1983. *Carbonate Depositional Environments*. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33. 708p.
- Serra Jr., E.; Magalhães, F.S.; Azevedo, A.A. 1986. Análise de feições estruturais para estudo do estado de tensões naturais no maciço basáltico de UHE Taquaruçu. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2., Porto Alegre, 1986. *Anais*. Porto Alegre, Associação Brasileira de Mecânica de Solos. v.2:252-262.
- Setzer, J. 1943. *Os solos do nordeste*. São Paulo, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Estado de São Paulo. 15p.
- Setzer, J. 1948. Algumas contribuições geológicas dos estudos de solos realizados no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geografia*, 10(1):41-104.
- Silva, R.B.; Etchebehere, M.L. de C.; Saad, A. 1994. *Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro*. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., Rio Claro, 1994. *Boletim*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p.85-89.
- Sloss, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74(2):93-114.
- Smith, R.M.H. 1993. Vertebrate taphonomy of Late Permian deposits in the Southwestern Karro Basin of South Africa. *Palaeos*, 8:45-67.
- Soares, P.C. & Landim, P.M.B. 1976. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in south Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(supl.):313-324.
- Soares, P.C.; Sinelli, O.; Landim, P.M.B.; Penalva, F.; Wernick, E. 1974. Geologia da região norte-nordeste do Estado de São Paulo. Ribeirão Preto, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. 39p. (relatório inédito).
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Fúlfaro, V.J.; Sobreiro Neto, A.F. 1979a. Ensaio de caracterização estratigráfica do cretáceo no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Boletim de Resumos*. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. p.30-31.
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Fúlfaro, V.J.; Sobreiro Neto, A.F. 1980. Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, 10(3):177-185.
- Soares, P. C.; Landim, P.M.B.; Fúlfaro, V.J.; Amaral, G.; Sugulo, K.; Coimbra, A.M.; Sobreiro Neto, A.F.; Giancursi, F.; Correa, W.A.G.; Castro, C.G.L. 1979b. Geologia da região sudoeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Atas*. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:307-319.
- Sobreiro Neto, A.F.; Bartorelli, A.; Araújo, C.H.A.; Nico Jr., E.L.; Seignemartin, C.L.; Couto, E. A. do; Sugulo, K. 1981b. Fácies fanglomerática das formações Caiuá e Santo Anastácio no Norte do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:47-59.
- Sobreiro Neto, A.F.; Palva Filho, A.; Araújo, C.H.A.; Slongo, T.T., Seignemartin, C.L.; Couto, E.A.; Salamuni, R. 1981a. Estruturas sedimentares primárias de ambiente flúvio-deltaico da Formação Caiuá. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:60-68.
- Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de São Paulo. 1981. MESA REDONDA: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. *Coletânea de trabalhos e debates*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. 129 p.
- Sousa Jr., J.J. de. 1984. O Grupo Bauru na porção setentrional da Bacia Sedimentar do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia. v.2:944-957.
- Stein, D.P.; Melo, M.S. de; Bistrichi, C.A.; Almeida, M.A. de; Hasui, Y.; Ponçano, W.; Almeida, F.F.M. de. 1979. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Atas*. Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.2:291-306.
- Suárez, J.M. 1975. Contribuição à geologia do extremo oeste do Estado de São Paulo. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, 34(247):128-160.
- Suárez, J.M. 1976. Contribuição à geologia do extremo oeste do Estado de São Paulo - 2. *Boletim Geográfico*, Rio de Janeiro, 34(248):119-155.

- Sugulo, K. 1973. Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. São Paulo, 2 v. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Sugulo, K. 1981. Fatores paleoambientes e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: MESA REDONDA: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo, 1980. *Coleção de trabalhos e debates*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP, p.15-26.
- Sugulo, K. & Barcelos, J.H. 1978. Nota sobre a ocorrência de atapulgita em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia*, v.3:1170-1179.
- Sugulo, K. & Barcelos, J.H. 1983a. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: petrology and geological significance. *Boletim IG-USP*, 14:31-47.
- Sugulo, K. & Barcelos, J.H. 1983b. Significado paleoambiental de estrutura "boudinóide" e outras feições presentes na seção tipo da Formação Santo Anastácio do Grupo Bauru, Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP*, 14:49-54.
- Sugulo, K. & Coimbra, A.M. 1972. Madeira fóssil silicificada na Formação Botucatu. *Clônola & Cultura*, 24(11):1049-1055.
- Sugulo, K.; Berenholtz, M.; Salati, E. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. *Boletim IG*, 6:55-75.
- Sugulo, K.; Fúlfaro, V.J.; Amaral, G.; Guidorzi, L.A. 1977. Comportamentos estratigráficos e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., São Paulo, 1977. *Atas*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP, p.231-247.
- THEMAG Engenharia. 1982. *Geologia da região limitada pelos paralelos 23° e 24° S e meridianos 53° e 54° W*, bloco SF-22-S (ACS-72). (Relatório Técnico 249/82)
- Thorne, C.R.; Russell, A.P.G.; Alam, M.K. 1993. Planform pattern and channel evolution of the Brahmaputra River, Bangladesh. In: Best, J.L. & Bristow, C.S. (eds). *Braided Rivers*. London, Geological Society p.257-276. (Special Publication, 75).
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 482p.
- Veroslavsky, G.; De Santa Ana, H.; Goso, C.; Gonzalez, S. 1997. Calcretes y silcretas de la región oeste del Uruguay (Queguay), Cuenca de Paraná (Cretácico Superior-Terciário Inferior). *Geociências*, 16(1):205-224.
- Washburne, C.W. 1930. Petroleum geology of the state of São Paulo, Brasil. *Boletim da Comissão Geographica e Geológica*, 22:1-282.
- Watts, N.L. 1978. Displacive calcite: evidence from recent and ancient calcretes. *Geology*, 6:699-703.
- Wizevich, M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall, A.D. & Tyler, N. (eds.) 1991. *The Three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. (Conc. Sedim. Paleontol., 3). Tulsa Oklahoma, p.22-24.
- Wright, V.P. & Tucker, M.E. 1991. *Calcretes*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. The International Association of Sedimentologists, Reprint series, 2. 352 p.
- Zaine, J.E. et al. 1980. *Geologia do Bloco 38; região de Araçatuba/Tupã*. São Paulo, Paulipetro (Consórcio CESP/IPT), Rel. BP-014/80. 2v. (Inédito).
- Zalán, P.V. 1989. A evolução estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP, p.206-207.
- Zalán, P.V.; Conceição, J.C.J.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appl, V.T.; Neto, E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Zanotto, O.A.; Paumer, M.L. 1986. *Análise regional integrada da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. (Inédito).
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.J.; Marques, A.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Appl, V.T. 1990. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G.P. & Milani, E.J. (coords.). 1990. *Origem e Evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS. p.135-168.

Obras de referência

- Aulete, C. 1987. *Dicionário Contemporâneo da Língua Portuguesa*. 1987. Rio de Janeiro, Editora Delta (5ª ed. bras.), 2v.
- Baptista, M.B.; Braun, O.P.G.; Almolda-Campos, D. de A. 1984. *Léxico Estratigráfico do Brasil*. DNPM, 560p.
- Branco, P. de M. 1993. *Guia de redação para a área de Geociências*. Porto Alegre, Sagra-DC-Luzzatto Ed./CPRM. 176p.
- Cipro Neto, P. & Infante, U. 1997. *Gramática da língua portuguesa*. São Paulo. Editora Scipione. 583p.
- Ferreira, A.B. de H. 1975. *Novo Dicionário da Língua Portuguesa*. Rio de Janeiro, Editora Nova Fronteira (1ª ed., 15ª Impr.). 1499p.
- Mezzalana, S. (org.). 1981. *Léxico estratigráfico do Estado de São Paulo*. *Boletim do Instituto Geológico*, 5. 161p.
- Petri, S.; Coimbra, A.M.; Amaral, G.; Ojeda y Ojeda, H.; Fúlfaro, V.J.; Ponçano, W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):372-376.
- Petri, S.; Coimbra, A.M.; Amaral, G.; Ponçano, W.L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):376-415.

ANEXOS

1. Fichas de descrição de afloramento:
 - A) Rochas psamítico-pelíticas,
 - B) Rochas psefíticas (rudáceas).
2. Lista de afloramentos descritos.
3. Resultados de estudos de paleocorrentes.
4. Amostras de fósseis analisadas.

ANEXO 1B

PROJETO BACIA BAURU (oriental)		Descrição de Afloramentos Rochas psefticas (rudáceas)		Ponto
Localização			Coordenadas /	
Folha	Amostras		Filme/foto	Obs.:
Afloramento/Croqui geral () seção () planta	Cota	Situação	Comprimento	Direção
Relaç. arcabouço/matriz		Natureza do arcabouço		Matriz/cimento (nat.)
A R C A B O U Ç O	Constituição (%)	Tamanho (%)	Forma (%)	Arredondamento e esfericidade (%)
Homogeneidade	Seleção	Homogeneidade	Homogeneidade	
M A T R I Z - C M	Constituição (granulação mineralógica, cor, arredondamento, esfericidade)			
	Seleção, textura			
	Arredondamento, esfericidade			
SÍNTESE (constituição, geometria, estruturas sedimentares)				
				Associação Faciológica
				Unidade
Providências				

Estruturas sedimentares (tipo, dimensões, frequência)	Atitudes	
Estruturas tectônicas (tipo, densidade, preenchimento)	Atitudes	
Geomorfologia (formas relevo, perfil, amplitude, depósitos assoc., proc. erosivos, padrão drenagem, ocupação)		
Interpretação (litofácies, associações de fácies, sistemas deposicionais)		
Observações, esquemas complementares		
Amostras	Fotos	
	<div style="border: 1px solid black; height: 40px; width: 100%;"></div>	
		Data

ANEXO 1A

[illegible]

Estruturas sedimentares (tipo, dimensões, frequência)	Atitudes	
Estruturas tectônicas (tipo, densidade, preenchimento)	Atitudes	
Geomorfologia (formas relevo, perfil, amplitude, depósitos assoc., proc. erosivos, padrão drenagem, ocupação)		
Interpretação (litofácies, associações de fácies, sistemas deposicionais)		
Observações, esquemas complementares		
Amostras	Fotos	
	<div style="text-align: right;">Data</div>	

Anexo 2: Locais de descrição de afloramentos (assinalados onde houve amostras analisadas)

LOCAL	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO/OBSERVAÇÕES	UNIDADE LITOESTRATIG.	ANÁLISES			
	Latitude	Longitude			MO	RX	MEV	EDS
CA 1	842645	7531260	Rodovia SP 310, próximo do km 193 (20 km de Rio Claro)	Fm. Botucatu				
AQ 2	775029	7599558	Rodovia SP 310, km 293 (trevo para Barretos)	Kvpx				
AQ 3	759035	7642562	Rodovia, local a sul de Monte Alto	Kech				
AQ 4	754430	7647808	Rodovia Monte Alto-Vista Alegre, NW de Monte Alto	Kech				
AQ 5	756350	7644634	Rodovia Monte Alto-Vista Alegre, SSW de Monte Alto	Kech				
AQ 6	755034	7646508	Rodovia de terra, W de Monte Alto	Kech				
AQ 7	759941	7644946	Periferia, S de Monte Alto (estrada do Campestre Clube); sítio paleontológico	Kech				
UB 8	816502	7816308	Rodovia BR 050, km ~168,5 (NW de Uberaba); c/ conglomerado basal	Kube				
PT 9	811576	7831364	Rodovia BR 050, km 153	Kpta + Ksga				
UB 10	823730	7808190	Ferrovia X BR 050 (~km 128,4); c/ conglomerado basal	Kube				
UB 11	823692	7810808	Rodovia BR 262, a 1,4 km do trevo de Uberaba	Kube				
UB 12	835384	7811741	Rodovia BR 262, km 788,6	Fm. Serra Geral				
UB 13	824520	7812724	Ferrovia, entre os km 472 e 473	Kube				
UB 14	841030	7815707	Serra do Veadinho, próximo de Peirópolis; sítio paleontológico	Ksga				
UB 15	847795	7819018	Pedreira do Lajeado, Serra do Veadinho (Peirópolis); lavra inativa (calcário)	Kpta				
UB 16	841553	7813686	Rodovia BR 262, próximo da entrada do Museu de Peirópolis	Kube				
PT 17	796052	7813981	Rodovia BR 262, km ~832	Kube				
PT 18	786694	7817600	Rodovia BR 262-Veríssimo (vale do rio Uberaba)	Fm. Serra Geral				
PT 19	778077	7812623	Rodovia BR 262, km ~851 (vale do rio Uberaba)	Fm. Serra Geral				
PT 20	811719	7807069	Rodovia Uberaba-Conceição das Alagoas, km ~7	Kube				
PT 21	796583	7791953	Rodovia Uberaba-Conceição das Alagoas, km ~28	Fm. Serra Geral				
UB 22	816323	7815147	Rodovia BR 050, km 170,1 (vale do rio Uberaba)	Kube				
PT 23	810926	7836731	Rodovia BR 050, km 149 (vale do ribeirão Água Limpa)	Kpta + Ksga				
UL 24	806103	7909899	Rodovia Uberlândia-Patrocínio, ~16 km do trevo da BR 050	Fm. Serra Geral				
UL 25	812681	7909821	Rodovia Uberlândia-Patrocínio, ~23,5 km do trevo da BR 050	Fm. Serra Geral				
PM 26	860350	7908917	Periferia de Romaria (a NNE da Igreja matriz); lavra inativa (diamante)	"Romaria"				
PM 27	859562	7909872	Arredores de Romaria (a NNW da Igreja matriz); lavra inativa (diamante)	"Romaria"				
IT 28	753341	7448304	Rodovia SP 209, km 2	Fm. Serra Geral				
IT 29	755553	7453288	Rodovia SP 209, km 7,5	"Franca"				
BU 30	757887	7467613	Rodovia SP 300, km 252,3 (próx. acesso a Botucatu e Rubião Jr., e ferrovia)	Kech				
BU 31	754191	7473224	Rodovia SP 300, km 261,1	Kech				
BU 32	752862	7476074	Rodovia SP 300, km 264	Fm. Serra Geral				
BU 33	751592	7478577	Rodovia SP 300, km 266,4 (próximo da entrada para São Manuel)	Kech				
BU 34	733118	7494319	Rodovia SP 300, km 290,8	Fm. Serra Geral				
BU 35	727034	7500530	Rodovia SP 300, km 300 (próximo da entrada de Lençóis Paulista)	Fm. Serra Geral				
BU 36	708195	7515798	Rodovia SP 300, km 324,5 (entre Agudos e Bauru)	Kech				
BU 37	695490	7536403	Rodovia SP 300, a 2,5 km da SP 294 (próximo de Bauru)	Kech				
BU 38	692174	7531232	Rodovia SP 294, km 353,8 (cruzamento com a FEPASA)	Kech				
BU 39	684711	7528296	Rodovia SP 294, km 361,5 (próximo de Piratininga)	Kech				
BU 40	679843	7527574	Rodovia SP 294, km 366	Kvpx-Kech				
BU 41	677920	7527438	Rodovia SP 294, km 368	Kech				
MA 42	587829	7553808	Rodovia SP 294, km 479,6 (2 km a SE de Pompéia)	Kech				
MA 43	569767	7559039	Rodovia SP 294, km 500,8 (entre Quintana e Tupã)	Kech				
MA 44	567242	7560217	Rodovia SP 294, km 503,5 (entre Pompéia e Herculândia)	Kech				
MA 45	565758	7562214	Rodovia SP 294, km 506,3 (3 km do trevo de Herculândia)	Kech				
AT 46	513938	7592623	Rodovia SP 294, km 568,9 (entre Parapuã e Adamantina)	Kvpx				
AT 47	504552	7594628	Rodovia SP 294, km 578,2 (sob viaduto de Inúbia Paulista)	Kppr				
DR 48	499305	7598682	Rodovia SP 294, km 585 (próximo da entrada de Lucélia)	Kppr				
DR 49	494820	7601937	Rodovia SP 294, km 590,8 (próximo a Polícia Rodoviária)	Kppr				
DR 50	493256	7602902	Rodovia SP 294, km 592 (próximo do trevo de Adamantina)	Kppr				
DR 51	483748	7610467	Rodovia SP 294, km 605,2 (próximo da entrada para Floralco)	Kppr				
DR 52	479386	7614521	Rodovia SP 294, km 609,4 (próximo da entrada para Indaiá do Aguapeí)	Kppr				
DR 53	471626	7616499	Rodovia SP 294, km 619,2 (a 1,5 km do trevo de Pacaembu)	Kppr				
DR 54	463637	7618713	Rodovia SP 294, km 627,5 (trevo de Irapuru)	Kvpx				
DR 55	458296	7621371	Rodovia SP 294	Kvpx?				
DR 56	456827	7622260	Rodovia SP 294, km 642,1 (próximo de Junqueirópolis)	Kvpx				
DR 57	436919	7630960	Rodovia SP 294 X SP 563 (rotatória)	Ksta - Kvpx				
DR 58	434121	7622741	Rodovia SP 563, km 127 (viaduto de acesso a Ouro Verde e Jamaica)	Kvpx				
DR 59	426278	7607306	Rodovia SP 563, km 109 (vale do Vale do Peixe)	Ksta				
DR 60	416977	7585186	Rodovia SP 563, km 85 (próximo de Presidente Venceslau)	Kvpx				
DR 61	426056	7571873	Rodovia SP 270, km 605,1	Kvpx				
DR 62	432467	7568414	Rodovia SP 270, km 597 (trevo de Santo Anastácio)	Kvpx				
PP 63	450326	7556871	Rodovia SP 270, km 576,2 (trevo de Álvares Machado; próx. Pres. Prudente)	Kppr				
PP 64	454098	7540075	Rodovia SP 425, km 467 (próximo de Pirapozinho)	Kppr				
PP 65	446587	7536233	Rodovia SP 425, km 477 (trevo para Teodoro Sampaio)	Kvpx				
PP 66	428524	7519307	Rodovia vicinal Estrela do Norte-Sandovalina	Ksta				
PP 67	471435	7525770	Rodovia de acesso, a 1 km de Taciba	Kvpx				

LOCAL	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO/OBSERVAÇÕES	UNIDADE LITOESTRATIG.	ANÁLISES			
	Latitude	Longitude			MO	RX	MEV	EDS
PP 68	470945	7531675	Rodovia SP 483, km 3,4 (vale do córrego Azul ou da Paca)	Kvpx				
PP 69	479512	7531325	Rodovia SP 270, km 534,6	Kvpx				
MA 70	576686	7512624	Rodovia SP 333, km 379,1	Kvpx - Kech				
MA 71	580827	7516430	Rodovia SP 333, km 371,2 (SSW de Echaporã)	Kech				
MA 72	584021	7526107	Rodovia SP 333, km 362,4 (descida do espigão de Echaporã, para Marília)	Kech				
MA 73	587942	7529268	Rodovia SP 333, km 357,4 (próx. do trevo de acesso a Paraguaçu Paulista)	Kvpx				
MA 74	601851	7534884	Rodovia SP 333, km 341,5 (encosta do planalto de Marília)	Kech				
MA 75	616823	7516923	Rodovia BR 153, km 283,9	Kech				
MA 76	616802	7526036	Rodovia BR 153, km 275 (serra do Mirante)	Kech				
MA 77	612812	7533279	Rodovia BR 153, km 264	Kech				
MA 78	636130	7541589	Rodovia SP 294, km 418,1 (próximo de Garça)	Kech				
MA 79	646251	7534831	Rodovia de acesso a Gália (km 403,7 da SP 294)	Kech				
BU 80	656449	7531085	Rodovia SP 294, km 392,6	Kech				
BU 81	673637	7530104	Rodovia SP 294	Kech + Kvpx				
PP 82	442042	7563137	Rodovia SP 270 (próximo de Presidente Bernardes)	Kvpx				
DR 83	443750	7652129	Rodovia SP 563, km 158,2 (trevo de acesso a Monte Castelo)	Kvpx				
BU 84	679931	7548791	Rodovia SP 300, km 369 (entre Bauru e Lins)	Kvpx				
AQ 85	660002	7568209	Pirajui Plaza Hotel (entrada de Pirajui)	Kvpx				
AQ 86	655966	7573728	Rodovia SP 300, km 404,6	Kvpx				
AT 87	640064	7589058	Rodovia SP 300, km 426,5	Kvpx				
AT 88	627622	7603545	Rodovia SP 300, km 444 (trevo de Lins)	Kvpx				
AT 89	602611	7620447	Rodovia SP 300, km 475,8	Karç				
AT 90	597636	7623404	Rodovia SP 300, km 478,5	Karç				
AT 91	585135	7630692	Rodovia SP 300, km 495	Karç				
AT 92	541659	7655764	Rodovia SP 300	Kvpx + Karç				
AT 93	534195	7649089	Rodovia Rubiácea-Guararapes	Karç				
AT 94	578071	7658789	Rodovia SP 461, km 35,6	Karç				
AT 95	581787	7661465	Rodovia SP 461, km 40,1 (entrada para Brejo Alegre)	Karç				
AT 96	572287	7624462	Rodovia Braúna-Glicério (~3 km de Braúna)	Kvpx				
AT 97	579341	7631570	Rodovia Braúna-Glicério	Karç				
AT 98	588893	7629187	Rodovia SP 425, km 292,9 (próximo de Penápolis)	Karç				
AT 99	602076	7642972	Rodovia SP 425, km 273,8 (vale do ribeirão do Lajeado)	Karç				
AT 100	614887	7659828	Rodovia SP 425, km 252,5	Kvpx				
VT 101	652339	7683488	Rodovia BR 153, km 83,4 (e km 87,7)	Kvpx				
SJ 102	675135	7725177	Rodovia BR 153, km 33,1	Kvpx				
SJ 103	689363	7749912	Rodovia SP 322 (trevo de Icém)	Kvpx				
SJ 104	694133	7744420	Rodovia SP 322	Kvpx				
SJ 105	698001	7739560	Rodovia SP 322, km 484	Kvpx				
SJ 106	701601	7735259	Rodovia SP 322, a 30 km da SP 425 (próximo de Altair)	Kvpx				
SJ 107	718255	7711376	Rodovia SP 322 X rodovia SP 425	Kvpx				
SJ 108	678860	7687886	Ferrovia, km 184 (próximo de Cedral)	Ksrp				
SJ 109	713401	7709174	Rodovia SP 425 (próximo de Olímpia)	Kvpx				
VI 110	644337	7700809	Rodovia SP 310, km 463 (464 e 465,2)	Ksrp				
VI 111	636558	7703443	Rodovia SP 310, km 471,4 (477 e 479,5)	Kvpx				
VI 112	625733	7705924	Rodovia SP 310, km 481,5 (trevo de Poloni) e km 481	Kvpx				
VI 113	599117	7714046	Rodovia SP 461, a 2,4 km do trevo com SP 210 (rumo a Votuporanga)	Kvpx				
VI 114	554609	7716262	Rodovia SP 310, km 556,9 (próximo do trevo de Jales); fossilífero (ossos)	Kvpx				
VI 115	551777	7718586	Rodovia SP 463, km 108,8 (e km 108,3; 107; 101,8)	Kvpx				
VI 116	527762	7745546	Rodovia SP 563, km 325,3 (próximo de Palmeira do Oeste)	Ksta				
VI 117	553538	7758234	Rodovia SP 320, km 576,6 (e km 580,8)	Kvpx				
VI 118	581274	7757833	Rodovia, próximo da SP 320 e entrada para Fernandópolis	Kvpx				
VI 119	617280	7737630	Rodovia SP 320, km 508,1	Kvpx				
VI 120	640384	7717467	Rodovia SP 320, km 476,5 (e km 478,5; próximo de Tanabi); fossilífero (ossos)	Ksrp				
SJ 121	698141	7705320	Rodovia SP 425, a 0,5 km a NNE da ponte do rio Turvo	Kvpx				
SJ 122	671275	7698826	Rodovia SP 425 X rodovia BR 153 (arredores de São José do Rio Preto)	Ksrp				
AQ 123	684351	7675445	Rodovia SP 310-Ibirá, km 3,2; fossilífero (conchas)	Kvpx				
AQ 124	709039	7658705	Rodovia SP 310, km 383,5 (trevo de Calanduja)	Kvpx				
AQ 125	720346	7647699	Rodovia SP 310, km 367,2	Kvpx				
AQ 126	725528	7648108	Rodovia SP 310-Santa Adélia	Kvpx				
AQ 127	754909	7626521	Rodovia SP 333, a 3 km de Taquaritinga	Kvpx				
AQ 128	763460	7611819	Rodovia SP 310, km 310,5 (entre São Lourenço do Turvo e Matão)	Kech-Kvpx				
AQ 129	766190	7608671	Rodovia SP 310, km 306,3 (e km 305,4)	Kech				
PT 130	810406	7839816	Rodovia BR 050, km 144	Ksga				
PT 131	807424	7850899	Rodovia BR 050, km 132	Kpta				
PT 132	806972	7855212	Rodovia BR 050, km 128	Ksga				
PT 133	801192	7859400	Mineração PARTEZAN (frentes de lavra)	Kpta				
UL 134	725983	7913709	Rodovia BR 365, km ~690 (próximo de Monte Alegre de Minas)	Kpta (?)				
UL 135	739258	7909483	Faz. do Vale Verde (próx. Monte Alegre de Minas); lavra inativa (calcário)	Kpta				

LOCAL	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO/OBSERVAÇÕES	UNIDADE LITOESTRATIG.	ANÁLISES			
	Latitude	Longitude			MO	RX	MEV	EDS
UL 136	736641	7909633	Mineração "de Monte Alegre de Minas": lavra inativa (calcário)	Kpta				
PT 137			Rodovia BR 153, km 78,5 (próximo do "trevão")	Fm. Serra Geral				
PT 138	716849	7864506	Rodovia BR 364, ~km 80 (próximo de Prata)	Kvpx-Kech				
PT 139	695198	7850098	Rodovia BR 364, km 107,8	Kvpx				
PT 140	672950	7843517	Imediações da rodovia MG 497/km 133	Kech				
PT 141	673497	7842737	Rodovia MG 497, km 132,1	Kvpx				
PT 142	677253	7844805	Rodovia MG 497, km 127,7	Kvpx				
PT 143	683684	7846784	Rodovia MG 497, km 120,7	Kvpx				
PT 144	684367	7847753	Rodovia MG 497, km 119,5	Kvpx-Kech				
PT 145	685567	7847753	Rodovia secundária (km ~121 da MG 497): Serra do Bonito	Kech				
PT 146	687698	7848671	Rodovia MG 497, km 116,2	Kech				
PT 147	688865	7850294	Rodovia MG 497, km 114,3	Kvpx				
PT 148	714988	7864282	Nossa Sra. do Carmo, NW de Prata, Serra Selo de Moça	Kech				
PT 149	710595	7831802	Fazenda da Cutrale	Kech				
PT 150	744144	7815669	Rodovia secundária BR 153-Campo Florido	Kech				
PT 151	801393	7858807	Mineração TRIÂNGULO (frentes de lavra de calcário)	Kpta				
UB 152	844354	7815562	Rodovia BR 262, km 780,3 (a 779,3; 4 cortes); fossilífero (fragmento de ossa)	Ksga				
UB 153	870211	7826865	Rodovia BR 262, km 750,2	Fm. Serra Geral				
UB 154	850321	7818777	Rodovia de acesso a Ponte Alta, 2 km do trevo com a BR 262	Kpta + Ksga?				
UB 155	848885	7816112	Mineração MINAS OESTE (frentes de lavra de calcário)	Kpta				
UB 156	837763	7829506	Rodovia Uberaba-Nova Ponte, km ~21	Ksga				
UB 157	837055	7828494	Rodovia Uberaba-Nova Ponte, km ~23	Kpta?				
UB 158	835666	7826682	Rodovia Uberaba-Nova Ponte, km ~25 (18 km de Uberaba)	Ksga + Kube?				
UB 159	832829	7822396	Rodovia Uberaba-Nova Ponte, km ~31	Kube				
AN 160	492115	7723720	Canal de Pereira Barreto	Kpta + Ksta + Kvpx				
BU 161	742412	7477780	Rodovia SP 255, a 6 km do entroncamento com a rodovia SP 300	Kech				
BU 162	732399	7470099	Rodovia SP 255, 9 km após Pratânia, rumo à rodovia SP 280	Kech				
BU 163	686528	7470581	Rodovia SP 280; km 281,5 (vale do rio Pardo)	Fm. Serra Geral				
BU 164	665007	7480792	Rodovia SP 280; km 307	Kech				
MA 165	639405	7509671	Rodovia Ubirajara-Lucianópolis, aprox. km 1,4	Kech				
MA 166	641399	7510855	Rodovia Ubirajara-Lucianópolis, aprox. km 4	Kech				
BU 167	659406	7519462	Rodovia Lucianópolis-Duartina, a 4,1 km de Duarteina	Kech				
BU 168	660625	7519319	Rodovia Lucianópolis-Duartina, a 3,2 km de Duarteina	Kech				
MA 169	624777	7510840	Rodovia Alvinlândia-São Pedro do Turvo, a 7 km do trevo para Alvinlândia	Kech				
MA 170	595930	7538603	Rodovia de ligação entre a rod. SP 333 com Avenças, a 10,5 km da SP333	Kech				
MA 171	590585	7538868	Rodovia (terra) Avenças-Oriente, a 2,7 km de Avenças	Kvpx				
MA 172	588553	7541471	Rodovia (terra) Avenças-Pompéia	Kech				
MA 173	592284	7542371	Rodovia (terra) Avenças-Oriente, SW de Avenças	Kech				
AT 174	544548	7570984	Rodovia Tupã-Quatá, SW de Tupã	Kvpx				
MA 175	540428	7559967	Rodovia Tupã-Quatá, aprox. km 23 (vale do Vale do Peixe)	Kvpx				
MA 176	514549	7549613	Rodovia SP 457, aprox. km 68 (cerca de 8 km de Rancharia)	Kvpx				
MA 177	523745	7566489	Rodovia SP 457, km 87 (vale do Vale do Peixe)	Kvpx				
AT 178	502816	7570327	Rodovia SP 425, km 402,4	Kvpx				
AT 179	501972	7569686	Rodovia SP 425, km 403,5	Kvpx				
PP 180	496782	7565615	Rodovia SP 425, km 407,9	Kvpx				
PP 181	498536	7566999	Rodovia SP 425, km 410,2	Kvpx				
PP 182	492254	7561895	Rodovia SP 425, km 416,1	Kvpx				
PP 183	490196	7560440	Rodovia SP 425, km 418,6	Kvpx				
PP 184	488080	7558526	Rodovia SP 425, km 420,5	Kvpx				
PP 185	484132	7555384	Rodovia SP 425, km 426,5 (prox. de Martinópolis)	Kvpx				
PP 186	482944	7554278	Rodovia SP 425, km 428 (prox. de Martinópolis)	Kppr				
PP 187	459443	7549637	Rodovia SP 425, km 456, 4	Kppr				
PP 188	460705	7549381	Rodovia BR 374, a 1,4 km do entroncamento com a rod. SP 425	Kppr				
PP 189	451008	7537110	Entrada de Pirapozinho, prox. do km 473 da rodovia SP 425	Kppr				
PP 190	455437	7542901	Ferrovia aband., próx. rio S. Anastácio (acesso: km 463,1, rod. SP 425); fossil	Kppr				
PP 191	469468	7549471	Rodovia SP 425, km 442,4	Kppr				
IT 192	749022	7447690	Rodovia SP 280, km 214,7	"Franca"				
IT 193	738710	7452302	Rodovia SP 280, km 226	"Franca"				
BU 194	728274	7456787	Rodovia SP 280, km 237,5	Fm. Serra Geral				
IT 195	711318	7445153	Rodovia SP 225, km 257 (próximo de Avaré)	QT				
BU 196	668950	7456338	Rodovia Avaré-Bernardino de Campos, 4 km após Manduri (rumo oeste)	QT				
CP 197	644956	7451472	Rodovia Bernardino de Campos-Ipaçu, a 10 km de B. de Campos (oeste)	Fm. Serra Geral				
MA 198	531790	7498630	Rodovia SP 270, ~km 473	Fm. Serra Geral				
PP 199	441142	7534614	Rodovia SP 272, ~km 7,8 (entrada de Tarabai)	Karç				
PP 200	439779	7536244	Rodovia que liga SP 272 a Tarabai, km 2,2	Karç				
PP 201	435887	7536220	Rodovia SP 272, km 11,9	Kvpx				
PP 202	405841	7536869	Rodovia SP 272, km 41,8 (próximo do trevo de Mirante do Paranapanema)	Kvpx				
PP 203	398925	7534996	Rodovia SP 272, km 49 (próximo do trevo com BR 158)	Kvpx				

LOCAL	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO/OBSERVAÇÕES	UNIDADE LITOESTRATIG.	ANÁLISES			
	Latitude	Longitude			MO	RX	MEV	EDS
PP 204	407236	7561361	Rodovia BR 158, km 59	Kvpx				
DR 205	415002	7580838	Rodovia SP 563, km 80 (trevo para Presidente Venceslau)	Kvpx				
PP 206	452585	7559465	Rodovia Presidente Prudente-Alfredo Marcondes, a 2 km da SP 270	Kvpx				
PP 207	457512	7567305	Rodovia Presidente Prudente-Alfredo Marcondes, km 24,3	Kvpx				
DR 208	456585	7572220	Rodovia Presidente Prudente-Alfredo Marcondes, trevo de A. Marcondes	Kvpx				
DR 209	460946	7597463	Rodovia Alfredo Marcondes-Flora Rica, km 60,4	Kvpx				
DR 210	462963	7608162	Rodovia Alfredo Marcondes-SP 294, km 72,2 (a norte de Flora Rica)	Karç				
DR 211	462983	7613961	Rodovia Alfredo Marcondes-SP 294, km 79,3 (próx. entrada de Irapuru)	Kvpx				
DR 212	492716	7602187	Adamantina, estação ferroviária (Fepasa)	Kppr				
DR 213	491492	7597372	Rodovia Adamantina-Mariápolis, a 3 km de Adamantina	Kppr				
DR 214	480078	7587300	Rodovia Mariápolis-Calabu, a 2 km de Mariápolis (sul)	Kvpx				
DR 215	479528	7572841	Rodovia Iubatlinga-Calabu, a 5 km de Iubatlinga (sul)	Kvpx				
DR 216	475992	7567879	Rodovia Mariápolis-Calabu, a 18 km de Esperança do Oeste (sul)	Kvpx				
PP 217	475689	7562884	Rodovia Calabu-SP 425 (Martinópolis), a 3 km Calabu (sul)	Kvpx				
PP 218	478349	7557472	Rodovia Calabu-SP 425 (Martinópolis), a 10 km Calabu (sul)	Kvpx				
AT 219	523058	7591589	Rodovia SP 425, ~km 372 (entrada de Parapuã)	Kppr				
AT 220	542015	7602721	Rodovia SP 425, km 348,7 (próx. entrada de Placatu)	Karç				
AT 221	570034	7618483	Rodovia SP 425, km 314,9	Kvpx				
AT 222	562984	7615369	Rodovia SP 425, km 323,8	Kvpx				
AT 223	561092	7614993	Rodovia SP 425, km 324,8	Karç				
AT 224	556841	7613565	Rodovia SP 425, ~km 329	Karç - Kvpx				
AT 225	555844	7612416	Rodovia SP 425, ~km 331	Kvpx				
AT 226	540252	7589930	Rodovia SP 425-lacri, a 13 km da SP 425	Kvpx				
BU 227	731246	7562149	Rodovia SP 304, ~km337 (6 km NW de Bauri)	Kvpx				
AQ 228	724050	7591842	Ibitinga, entrada da cidade	Kvpx				
AQ 229	708148	7591555	Rodovia SP 321, km 405,6	Fm. Serra Geral				
AQ 230	703422	7578582	Rodovia SP 321, ~km 391 (500 m da entrada de Iacanga)	Kvpx				
AQ 231	704457	7572629	Rodovia SP 321, ~km 385	Kvpx				
BU 232	704364	7561156	Rodovia SP 321, km 375 (próximo da entrada de Arealva)	Kvpx				
BU 233	700594	7531500	Bauru (norte da cidade), margem esquerda do rio Bauru	Kvpx				
AQ 234	664016	7575106	Rodovia Pirajui-Pongai, ~km 7 (entrada para Balbinos)	Kvpx				
AQ 235	664850	7578875	Rodovia Pirajui-Pongai, ~km 11 (1 km de Santo Antonio da Estiva)	Kvpx				
AQ 236	683352	7582714	Rodovia Pradânia-Reginópolis (vale do rio Batalha)	Kvpx				
AQ 237	700476	7578397	Rodovia Reginópolis-Iacanga, ~km 96	Kvpx				
AQ 238	706622	7599138	Rodovia SP 304, ~km 383	Fm. Serra Geral				
AQ 239	686993	7619892	Rodovia SP 304, ~km 412; moldes de cristais	Karç				
AQ 240	702201	7640232	Rodovia SP 321, ~km 471	Karç				
AQ 241	702382	7641240	Rodovia SP 321, ~km 472	Karç + Ksrp				
AQ 242	705475	7649463	Rodovia SP 321, ~km 479	Kvpx				
AQ 243	755819	7615810	Rodovia SP 331, ~km 2	Kvpx				
AQ 244	747583	7592331	Rodovia SP 331, ~km 33; "tipo Matão"	Kvpx				
AQ 245	738715	7594676	Iubatlinga, defronte à rodoviária	Fm. Serra Geral				
AQ 246	684926	7607876	Rodovia SP 333, ~km 224 (próximo à represa de Promissão)	Karç				
AT 247	620073	7596415	Rodovia BR 153, km 187,8	Kvpx / Karç				
AT 248	613882	7589445	Rodovia BR 153, km 197,5	Kech				
MA 249	613258	7560933	Rodovia BR 153, km 226,5	Kech				
MA 250	610996	7554758	Rodovia BR 153, km 318	Kech				
MA 251	610107	7553030	Rodovia BR 153, km 320 (serra de Dirceu)	Kech				
MA 252	627296	7561016	Rodovia SP 349, ~km 37	Kech				
MA 253	625345	7564135	Rodovia SP 333, km 299 (entrada de Júlio Mesquita)	Kech				
AT 254	634104	7572468	Rodovia SP 333, ~km 287	Kech				
AT 255	636108	7574935	Rodovia SP 333, ~km 284	Kvpx				
AT 256	649180	7580824	Rodovia SP 333, km 269,3	Kech				
AQ 257	678999	7628514	Rodovia Novo Horizonte-Sales, ~km 424 (próximo à entrada de Urupês)	Karç				
AQ 258	681275	7667646	Rodovia SP 379, Ibirá (defronte à entrada do bairro São Benedito)	Karç + Kvpx				
AQ 259	681552	7668150	Ibirá, estação de tratamento de esgoto (Sabesp)	Karç				
AQ 260	675002	7670646	Rodovia SP 379, ~7 km da entrada de Ibirá (rumo à Potirendaba)	Kvpx				
AQ 261	667819	7671790	SW de Potirendaba, rodovia SP 379	Kvpx				
AQ 262	663908	7673948	Rodovia Potirendaba-Nova Aliança	Kvpx (+ Karç?)				
AQ 263	660500	7674803	Rodovia Potirendaba-Nova Aliança, ~3,5 km de Nova Aliança	Karç + Kvpx				
AQ 264	656793	7675170	Nova Aliança, entrada leste	Karç + Kvpx				
AT 265	652712	7676276	Rodovia Nova Aliança-BR 153, ~4 km de Nova Aliança	Karç				
AT 266	651997	7677077	Rodovia Nova Aliança-BR 153, ~5 km de Nova Aliança	Karç + Kvpx				
AT 267	636783	7665499	Rodovia BR 153, km 112,5 (próximo ao cruzamento com a SP 304)	Karç				
AT 268	626493	7646284	Rodovia BR 153, entrada da barragem de Promissão	Karç				
AT 269	625963	7613902	Rodovia BR 153, km 168	Karç				
AT 270	613781	7621983	Rodovia Promissão-Avanhandava, ~5 km de Promissão	Karç				
AT 271	610449	7641679	Rodovia Avanhandava-Barbosa, ~16 km de Avanhandava	Karç				

LOCAL	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO/OBSERVAÇÕES	UNIDADE LITOESTRATIG.	ANÁLISES			
	Latitude	Longitude			MO	RX	MEV	EDS
VT 272	592104	7687614	Rodovia SP 461, km 68,5	Karç				
AT 273	581541	7608900	Rodovia SP 419, km 22	Kvpx (+Karç?)				
AT 274	553249	7605701	Rodovia Luizânia-Santópolis do Aguapei, ~2 km de Santópolis	Kvpx				
AT 275	550769	7606347	Rodovia SP 425, entrada de Piacatu	Kvpx				
AT 276	546609	7609571	Rodovia SP 425-Piacatu, ~6 km da SP 425	Karç				
AT 277	542863	7614659	Rodovia Piacatu-Gabriel Monteiro, ~2 km de Piacatu	Kvpx				
AT 278	544694	7617394	Rodovia Piacatu-Brigüi, ~km 17	Kvpx				
AT 279	560662	7638992	Rodovia SP 461, km 8,7	Karç				
AQ 280	760665	7634478	NE de Taquaritinga (~2 km; antena de microondas)	Kech				
AQ 281	759011	7633783	Taquaritinga	Kvpx				
AQ 282	748006	7632515	Rodovia Taquaritinga-Cândido Rodrigues, km 13	Kvpx				
AQ 283	744967	7639738	Rodovia Taquaritinga-Cândido Rodrigues, km 11	Kech				
AQ 284	746063	7641417	Rodovia Cândido Rodrigues-Monte Alto, a 2 km de Cândido Rodrigues	Kech				
AQ 285	749134	7644399	Rodovia Cândido Rodrigues-Monte Alto, a ~5 km de Cândido Rodrigues	Kech				
AQ 286	749144	7652319	Rodovia SP 323, entrada para Aparecida (11 km de Monte Alto)	Kech+Kvpx				
AQ 287	741650	7665187	Rodovia SP 323, entrada de Pirají	Kech				
AQ 288	739832	7668917	Rodovia SP 423, a 200 m do entroncamento com SP 351	Kvpx-Kech				
AQ 289	746067	7671418	Rodovia SP 351, a ~7 km do entroncamento com SP 323	Kvpx				
AQ 290	749443	7672412	Rodovia SP 351, a ~10 km do entroncamento com SP 323	Kvpx				
SJ 291	737424	7720699	Rodovia SP 425, km 112,5	Kvpx				
SJ 292	736116	7720066	Rodovia SP 425, km 114	Kvpx				
SJ 293	718665	7705345	Olímpia, saída para Bebedouro	Kvpx				
SJ 294	705815	7679284	Tabapuã	Kvpx				
SJ 295	698795	7683831	Rodovia Tabapuã-Uchôa, a ~6 km de Tabapuã	Kvpx				
VT 296	633463	7701174	Monte Aprazível, represa Lavinio Luchesi	Kvpx				
VT 297	616594	7680340	Rodovia Nipoã-Planalto, a ~13 km de Nipoã	Kvpx (-Karç)				
AT 298	596904	7671347	Rodovia Planalto-Buritama, ~km 31	Karç				
VT 299	594001	7683573	Rodovia Turiúba-Macaul, a ~1 km de Turiúba	Karç				
VT 300	596765	7684859	Rodovia Turiúba-Macaul, a ~4 km de Turiúba	Karç				
VT 301	598564	7685694	Rodovia Turiúba-Macaul, a ~7 km de Turiúba	Karç				
VT 302	600083	7686988	Rodovia Turiúba-Macaul, a ~8 km de Turiúba	Karç				
VT 303	601582	7688919	Rodovia Turiúba-Macaul, a ~10 km de Turiúba	Karç				
VT 304	604084	7693622	Rodovia Turiúba-Macaul, a ~16 km de Turiúba	Kvpx-Karç				
VT 305	608912	7701806	Rodovia Macaul-SP 310, a ~3 km de Macaul	Kvpx				
VT 306	599218	7712398	Rodovia SP 461, ~1 km da SP 310	Kvpx				
VT 307	598888	7718008	Rodovia SP 461, ~km 102	Kvpx				
VT 308	598253	7729607	Rodovia SP 461, km 113,7	Karç				
VT 309	602733	7733608	Rodovia SP 461, ~km 117	Kvpx				
VT 310	604373	7739308	Rodovia SP 461, ~km 123	Kvpx				
VT 311	606296	7748285	Rodovia SP 461, ~km 133,5	Kvpx				
VT 312	604994	7751631	Rodovia SP 461, ~km 135,5	Kvpx				
VT 313	608159	7753396	Rodovia Álvares Florence-Cardoso, a ~4 km de Álvares Florence	Kvpx				
VT 314	608930	7770709	Rodovia SP 461, ~km 154	Kvpx				
VT 315	582316	7768048	Rodovia Macedônia-Fernandópolis, ~km 114	Kvpx				
VT 316	579903	7763383	Rodovia Macedônia-Fernandópolis, a ~10 km de Macedônia	Kvpx-Karç				
VT 317	578727	7759930	Fernandópolis, próximo ao Centro de Exposições	Kvpx				
VT 318	570406	7749095	Rodovia Fernandópolis-S. João das Duas Pontes, km 10,5	Kvpx				
VT 319	568583	7747810	Rodovia Fernandópolis-S. João das Duas Pontes, km 12,7	Kvpx				
VT 320	563671	7738144	Rod. S. João das Duas Pontes-S. João de Iracema, ~9 km de S.J. Duas Pontes	Karç				
VT 321	566594	7734324	Rod. S. João das Duas Pontes-S. João de Iracema, ~15 km de S.J. Duas Pontes	Karç				
VT 322	567436	7732318	Rod. S. João das Duas Pontes-S. João de Iracema, ~1 km de S.J. de Iracema	Kvpx				
VT 323	566292	7730127	Trevo de São João de Iracema	Kvpx				
VT 324	569533	7724665	Rodovia São João de Iracema-General Salgado, ~ km 7,5	Kvpx				
VT 325	557957	7716051	SP 310, km 541,2	Kvpx				
VT 326	583539	7700869	SP 473, ~km 14 (entrada de Gastão Vidigal)	Kvpx				
VT 327	563728	7686778	SP 473, ~km 41	Karç				
VT 328	556779	7682992	SP 463, ~km 71	Karç				
AT 329	544371	7655793	SP 300, ~km 546	Karç				
AT 330	515776	7653773	SP 300, km 575	Kvpx-Karç				
AT 331	514066	7650649	SP 541, ~km 55	Kvpx				
AT 332	510701	7642827	SP 541, ~km 44,5	Kvpx				
AT 333	501442	7637532	SP 541, ~km 32,5	Kvpx				
DR 334	493616	7617894	SP 541, ~km 12	Kppr				
DR 335	493386	7616852	SP 541, ~km 11	Kvpx+Kppr				
DR 336	494331	7614493	SP 541, ~km 9	Kvpx				
DR 337	492639	7610452	SP 541, ~km 4	Kvpx				
DR 338	496612	7616861	SP 294, ~km 611	Kppr				
DR 339	471962	7619953	Rodovia Pacaembu-Mirandópolis, ~7 km da SP 294	Kvpx				

LOCAL	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO/OBSERVAÇÕES	UNIDADE LITOESTRATIG.	ANÁLISES			
	Latitude	Longitude			MO	RX	MEV	EDS
DR 340	481887	7656475	Rodovia Pacaembu-Mirandópolis, ~ km 8	Kvpx				
DR 341	498809	7665039	SP 300, km 595	Kvpx				
AT 342	511626	7655181	SP 300, km 579,3	Kvpx				
AN 343	450182	7695248	SP 300, km 652,5 (trevo de Castilho)	Kvpx				
AN 344	477865	7678912	SP 300, ~km 618	Kvpx				
DR 345	486222	7673595	SP 300, ~km 610	Kvpx				

Convenções: 1. Unidades Litoestratigráficas: Karç=Fm. Araçatuba, Kech=Mb. Echaporã (Fm. Marília), Kpta=Mb. Ponte Alta (Fm. Marília), Kipa=Fm. Rio Paraná, Kvpx=Fm. Vale do Rio do Peixe, Ksga=Mb. Serra da Galga (Fm. Marília), Ksrp= Fm. São José do Rio Preto, Ksta=Fm. Santo Anastácio, Kube=Fm. Uberaba. 2. Relações: (-) características transicionais entre, (+) contato observável entre as unidades.

3. Análises: MO=microscopia óptica, RX=difração de raios X, MEV=microscopia eletrônica de varredura, EDS=espetrometria de energia dispersiva.

Errata: Nas Convenções (nota de rodapé) do Anexo 3, onde se lê Krpx = Fm. Rio do Peixe, leia-se Kvpx = Fm. Vale do Rio do Peixe.

Anexo 3: Resultados de análises de paleocorrentes.*

Local	Unidade litostratigráfica	Estrutura medida	Contexto deposicional	População	Vetor Médio	Intervalo de confiança	Rumo médio	Mergulhos	Observações
UB 8	Kube (base)	EC/peq	barras/fluvial entrelaçado	3	não calculado	---	* SSW	médios a altos (até 30°)	
PT 9	Ksga	ECtab/peq-md	barras/fluvial entrelaçado	26	325,13°	10,07°	NW	médios a altos (até 30°)	
UB 10	Kube (base)	EC/peq (sigmóides)	barras/fluvial	1	não calculado	---	* SSW		
UB 13	Kube (topo)	ECtab/md	barras/fluvial entrelaçado	40	203,26°	31,85°	SSW	médios a baixos (até 30°)	
UB 14	Ksga	ECtab/md-peq	leques aluviais distais	8	283,2°	34,86°	WNW	médios a baixos (até 20°)	
PT 23	Ksga	ECacan/peq-md	leques aluviais distais	30	308,07°	57,59°	NW	médios a baixos (até 25°)	
AT 47	Kppr	ondul. cavalgantes	fluvial meand.(aromb.)	1	não calculado	---	* WSW		
DR 48	Kppr	EC/md-peq	fluvial meand.(aromb.)	18	189,01°	38,27°	S	médios a baixos (até 25°)	eixo de canal: 220/08
DR 49	Kppr	ECacan/md	fluvial meand.(barras de canal)	7	253,18°	29,57°	WSW	médios a baixos (até 24°)	
DR 50	Kppr	ondul. cavalgantes	fluvial meand.(aromb.)	1	não calculado	---	* W		laminação de fluxo
DR 52	Kppr	ECacan/md	fluvial meand.(barras de canal)	31	240°	22,62°	WSW	médios a baixos (até 25°)	
DR 53	Kppr	ECtab/md (sigmóides)	fluvial meand.(aromb.)	16	301,39°	33,59°	WNW	baixos (1 caso de 20°)	
DR 61	Kvpx	EC/peq	wadi	2	não calculado	---	* NW	baixos (até 15°)	
DR 62	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	16	299,68°	49,07°	WNW	baixos (até 14°)	
PP 64	Kppr	ECacan/peq	fluvial meand.(aromb.)	14	246,27°	66,65°	WSW	médios a baixos (até 25°)	eixo de canal: S50W
PP 65	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	7	222,55°	21,36°	SW	médios a baixos (até 20°)	
PP 67	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	1	não calculado	---	* NW	baixo (8°)	
PP 68	Kvpx	ECtab/md-gde	dunas eólicas	13	240,43°	35,72°	WSW	baixos (2 casos de médio)	
MA 71	Kech	ECacan/md	leques aluviais distais	1	não calculado	---	* WSW	médio (25°)	
BU 81	Kvpx	ECacan/peq	dunas eólicas	10	128,33°	98,18°	SE	baixos (até 18°)	
PP 82	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	30	210,06°	17,63°	SSW	médios a baixos (1 caso de 30°)	
BU 84	Kvpx	ECacan/peq-md	dunas eólicas	2	não calculado	---	* SW e NW	médios (até 17°)	
AQ 85	Kvpx	ECacan/md	barras de wadi	5	65,05°	30,38°	ENE	médios (até 15°)	eixo de escavação: N50W
AQ 86	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	1	não calculado	---	* NW	alto (25°)	
AT 92	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	15	242,52°	18,11°	WSW	médios (1 caso de 26°)	contato com Karç
AT 96	Kvpx	ECacan/peq-md	dunas eólicas	9	312,94°	60,32°	NW	médios a altos (até 26°)	
AT 98	Karç	EC/md (sigmóides)	lobos arenosos	1	não calculado	---	* SSW	baixo (14°)	
AT 100	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	2	não calculado	---	* SSW	altos (até 28°)	
VI 101	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	4	não calculado	---	* WSW	médios (até 20°)	
SJ 105	Kvpx	ECacan/md-peq	dunas eólicas	9	266,44°	51,31°	W	baixos a médios (até 20°)	
SJ 106	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	24	301,51°	147,95°	WNW	médios dominantes (até 30°)	
SJ 107	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	2	não calculado	---	* WSW e NW	médios	
SJ 109	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	16	238,16°	80,92°	WSW	baixos a médios (até 30°)	
VI 110	Ksrp	ECacan/peq	fluvial entrelaçado (barras)	8	247,11°	31,32°	WSW	baixos (até 18°)	
VI 111	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	5	236,81°	58,76°	WSW	médios a baixos (até 30°)	
VI 117	Kvpx	ECacan/peq-md	dunas eólicas	18	189,92°	33,92°	S	baixos a altos (até 32°)	
VI 120	Ksrp	ECacan/md	fluvial entrelaçado (barras)	8	259,37°	39,01°	W	baixos a médios (até 18°)	
SJ 122	Ksrp	ECacan/md	fluvial entrelaçado (barras)	41	250,52°	24,25°	WSW	baixos a altos (até 30°)	

* CONVENÇÕES: Unidades litostratigráficas: Karç = Fm. Araçatuba, Kech = Mb. Echaporã, Kppr = Fm. Presidente Prudente, Krpa = Fm. Rio Paraná, Krpx = Fm. Rio do Peixe, Ksga = Mb. Serra da Galga, Ksrp = Fm. São José do Rio Preto, Kube = Fm. Uberaba. (-) Transição entre as duas unidades. Estruturas: EC = estratificação cruzada, acan = acanalada, tab = tabular; peq, md e gde = pequeno, médio e grande porte. (*): resultado obtido com poucos dados, deve ser utilizado com cautela. (Fernandes 1998).

Anexo 3: Resultados de análises de paleocorrentes (continuação).*

Local	Unidade litoestratigráfica	Estrutura medida	Contexto deposicional	População	Vetor Médio	Intervalo de confiança	Rumo médio	Mergulhos	Observações
AQ 123	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	4	não calculado	---	* S	médios a baixos (até 25°)	
PT 138	Kvpx-Kech	EC/peq	dunas eólicas	1	não calculado	---	* WNW	baixo (7°)	
PT 141	Kvpx	EC/peq-md	dunas eólicas	5	212,71°	45,27°	SSW	subhoriz. a baixos (até 10°)	
PT 143	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	11	176,16°	19,20°	S	baixos a médios (até 18°)	
PT 149	Kech	EC/md	leques aluviais distais	2	não calculado	---	* S	baixos (até 12°)	
PT 158	Ksga	ECacan/md	fluvial entrelaçado/leques aluviais	2	não calculado	---	* S e WSW	baixos (até 10°)	
AN 160	Krpa	ECacan/md-gde	dunas eólicas	92	287,79°	9,87°	WNW	baixos a altos (até 34°)	
BU 164	Kech	EC/md	canais/leques aluv.	4	não calculado	---	SW	baixos a médios (até 22°)	
MA 171	Kvpx	ECtab/peq	dunas eólicas	8	29,61°	48,73°	NE	médios (até 28°)	
MA 177	Kvpx	EC/md	dunas eólicas	1	não calculado	---	* N	médio (22°)	
PP 180	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	4	não calculado	---	* ESE	baixos a médios (até 20°)	
PP 184	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	8	208,21°	69,00°	SSW	baixos (até 15°)	
PP 185	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	6	210,93°	51,16°	SSW	baixos a médios (até 20°)	
PP 186	Kppr	EC/peq	canal fluvial	1	não calculado	---	* SW	baixo (12°)	
PP 188	Kppr	ECtab/md	aromb. proximal	20	211,73°	14,16°	SSW	médios a baixos (até 26°)	
PP 189	Kppr	a) ECacan/md; b) climbing	fluvial: a) canal, b) arrombamento	a) 5; b) 1	a) 310,18°	a) 38,50°	a) NW; b) NE	a) médios a baixos (até 25°); b) baixo (10°)	superior: 205,44°(SSW)/8,3°; inferior: 243,30°(WSW)/45,34°
PP 191	Kppr	ECtab/peq-md	a) canal; b) aromb.	a) 2; b) 6	b) 290,62°	b) 19,9°	b) WNW	médios a baixos	
PP 202	Kvpx	ECtab/peq	dunas eólicas	5	222,04°	12,37°	SW	baixos a médios (até 22°)	
PP 204	Kvpx	ECacan/peq	dunas eólicas	4	não calculado	---	* SSW	baixos (até 15°)	
PP 205	Kvpx	ECtab/md	dunas eólicas	5	133,11°	32,26°	SE	médios (1 caso de 32°)	
PP 206	Kvpx	ECacan/peq	dunas eólicas	5	44,31°	80,91°	NE	baixos (até 15°)	
PP 207	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	4	não calculado	---	* SW	baixos (até 15°)	
DR 213	Kppr	ECtab/sigm./peq	arrombamento	3	não calculado	---	* NE	médios	
DR 215	Kvpx	lin. de partição	lençóis de areia	1	não calculado	---	N40E (direção)	horizontal	
AT 224	Kvpx	ECacan/peq-md	dunas eólicas	9	252,27°	59,75°	WSW	médios a baixos (1 caso de 30°)	contato com Karç
AT 225	Kvpx	ECacan/ md-peq	dunas eólicas	6	227,25°	33,61°	SW	baixos a médios (até 22°)	
BU 233	Kvpx	EC/peq	dunas eólicas	1	não calculado	---	* NNE		
AQ 234	Kvpx	EC/peq	dunas eólicas	1	não calculado	---	* WSW		
AQ 240	Karç	estratos inclinados	lobos arenosos	5	326,34°	68,96°	NNW	baixos a médios	
AQ 241	Ksrp	ECacan/peq-md	barras fluviais	16	238,19°	102,91°	WSW	baixos a médios	contato com Ksrp
AQ 242	Kvpx	ECacan/ md	dunas eólicas	10	152,20°	39,74°	SSE	médios a altos	
AQ 243	Kvpx	ECacan/md-peq	dunas eólicas	6	127,74°	123,14°	SE	baixos a médios	
AT 255	Kvpx	a) ECacan/md-peq b) ECtab/peq	a) dunas eólicas b) barras fluviais	a) 5 b) 5	a) 198,87° b) 202,35°	a) 82,33° b) 23,03°	a) SSW b) SSW	a) baixos b) médios a baixos	
AQ 257	Karç	sigmoides/peq	lobos arenosos	7	179,66°	31,82°	S	baixos a médios	
AQ 258	Kvpx	ECacan/md-peq	dunas eólicas	5	135,81°	68,96°	SE	baixos a médios	contato com Karç

* CONVENÇÕES: Unidades litoestratigráficas: Karç = Fm. Araçatuba, Kech = Mb. Echaporã, Kppr = Fm. Presidente Prudente, Krpa = Fm. Rio Paraná, Krpx = Fm. Rio do Peixe, Ksga = Mb. Serra da Galga, Ksrp = Fm. São José do Rio Preto, Kube = Fm. Uberaba. (-) Transição entre as duas unidades. Estruturas: EC = estratificação cautelada. (Fernandes 1998).

Anexo 3: Resultados de análises de paleocorrentes (continuação).*

Local	Unidade litoestratigráfica	Estrutura medida	Contexto deposicional	População	Vetor Médio	Intervalo de confiança	Rumo médio	Mergulhos	Observações
AQ 261	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	7	256,88°	42,59°	WSW	baixos a médios	
AQ 262	Kvpx	ECacan/md-peq	dunas eólicas	12	201,26°	39,78°	SSW	baixos a médios (1 caso de 28°)	contato com Karç ?
AT 278	Kvpx	ECacan/md	dunas eólicas	6	234,59°	27,67°	SW	médios a baixos	
AQ 281	Kvpx	ECTab/peq	dunas eólicas	5	158,77°	33,06°	SSE	baixos	
AQ 289	Kvpx	ECacan e tab/md	dunas eólicas	10	288°	29,34°	WWW	baixos a médios (1 caso de 30°)	
SJ 293	Kvpx	ECacan/peq-md	dunas eólicas	9	326,47°	41,14°	NNW	médios a baixos (1 caso de 30°)	
SJ 294	Kvpx	ECacan/md-peq	dunas eólicas	1	não calculado	—	* W	baixos	
SJ 295	Kvpx	ECacan/peq	dunas eólicas	10	107,72°	214,71°	ESE	médios a baixos (2 casos de 30°)	
VT 296	Kvpx	a,b) Ecacan/md c) lineação de partição	a,c) dunas eólicas, b) barras de wadis	a) 23, b) 1 c)	a) 194,21° b, c) não calculado	a) 21,47° —	a) SSW, b) * WSW, c) NS	a) baixos a médios b) baixos	
VT 297	Kvpx	EC/peq	dunas eólicas	8	258,61°	43,35°	WSW	médios a baixos	próximo do contato com Karç
VT 299	Karç (borda)	EC/peq	dunas eólicas	7	279,21°	12,10°	W	baixos a subhorizontais	próximo do contato com Kvpx
VT 304	Kvpx	EC/peq	dunas eólicas	9	185,48°	24,71°	S	baixos a subhor. (1 caso de 20°)	próximo do contato com Karç
VT 325	Kvpx	ECacan/peq	dunas eólicas	6	43,66°	67,72°	NE	médios a baixos	
AT 330	Kvpx	ECacan/med	dunas eólicas	10	278,45°	23,46°	W	médios a altos	contato com Karç
DR 335	Kvpx	ECacan/md-peq	dunas eólicas	8	214,3°	24,79°	SW	médios a baixos	contato com Kopr
DR 338	Kopr	ECacan/peq	barras fluviais de portal	6	262,76°	55,94°	W	médios	
AT 342	Kvpx	ECacan/med	dunas eólicas	7	218,01°	46,67°	SW	médios a altos	
AN 344	Kvpx	EC/peq	dunas eólicas	5	191,78°	49,34°	SSW	baixos a subhor. (1 caso de 18°)	
DR 345	Kvpx	ECacan/peq	dunas eólicas	11	216,08°	31,83°	SW	baixos (2 casos de médios)	
Fonte de dados seguintes: Fernandes (1992)									
GA 11	Krpa	ECacan/md-peq	dunas eólicas	25	45,43°	26,4°	NE	baixos a médios	
MB 12	Kgoe	ECacan/md-peq	dunas eólicas	15	315,96°	46,47°	NW	baixos a médios	
MB 13	Kgoe	ECacan/md-peq	dunas eólicas	30	251,21°	21,1°	WSW	baixos a médios	
MB 14	Kgoe	ECacan/md-peq	dunas eólicas	29	203,8°	26,65°	SSW	baixos a médios, alguns altos	
MB 16	Kgoe	ECacan/md-peq	dunas eólicas	39	244,4°	30,25°	WSW	médios a baixos, alguns altos	
PN 19	Krpa	ECTab/md	dunas eólicas	8	190,55°	9,78°	S	médios a altos	
RA 25	Kvpx	ECTab/md	dunas eólicas	8	275,23°	35,07°	W	baixos, alguns médios e altos	
S 30	Kvpx	ECTab/md	dunas eólicas	6	30,91°	32,77°	NNE	baixos a médios	
TP 32	Krpa	ECTab/md	dunas eólicas (seif)	5	40,76°	61,36°	indefinido	médios a baixos	
UM 33	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	21	196,45°	20,61°	SSW	médios a baixos, alguns altos	
LO 34	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	107	248,13°	11,15°	WSW	médios a altos	
MA 38	Kgoe	EC/md	dunas eólicas	5	186,9°	14,35°	S	médios a altos	
MA 39	Kgoe	EC/md	dunas eólicas	6	218°	6,48°	SW	médios	
JI 40	Kgoe	EC/md	dunas eólicas	17	249,93°	33,43°	WSW	baixos	
PV 41	Kgoe	ECTab/md	dunas eólicas	12	228,11°	20,85°	SW	baixos	
PV 42	Kgoe	ECTab/md	dunas eólicas	5	283,3°	55,02°	WNW	altos a médios	

* CONVENÇÕES: Unidades litoestratigráficas: Karç = Fm. Araçatuba, Kech = Mb. Echaporã, Kopr = Fm. Presidente Prudente, Krpa = Fm. Rio Paraná, Krpx = Fm. Rio do Peixe, Ksga = Mb. Serra da Galga, Kspp = Fm. São José do Rio Preto, Kube = Fm. Uberaba. (-) Transição entre as duas unidades. Estruturas: EC = estratificação cruzada, acan = acanalada, tab = tabular; peq, md e gde = pequeno, médio e grande porte. (*): resultado obtido com poucos dados, deve ser utilizado com cautela. (Fernandes 1998).

Anexo 3: Resultados de análises de paleocorrentes (continuação).*

Local	Unidade litoestratigráfica	Estrutura medida	Contexto deposicional	População	Vetor Médio	Intervalo de confiança	Rumo médio	Mergulhos	Observações
PV 44	Krpa	ECacan/gde	dunas eólicas	36	211,75°	9,84°	SSW	médios a baixos, alguns altos	
SJ 49	Krpa	ECacan/med	dunas eólicas	11	180,3°	9,66°	S	baixos	
LO 52	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	6	260,68°	16,14°	W	altos	
LO 53	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	8	227,25°	5,6°	SW	altos a médios	
LO 54	Krpa	ECTab/md	dunas eólicas	8	270,99°	32,8°	W	altos a médios	
LO 55	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	6	242,4°	13,09°	WSW	altos a médios	
PB 59	Krpa	ECacan/md	dunas eólicas	17	306,13°	23,99°	NW	médios a altos	
LO 61	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	5	249,15°	12,38°	WSW	médios a baixos	
UM 66	Krpa	ECacan/md	dunas eólicas	7	36,3°	40,86°	NE	baixos	
IC 71	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	18	117,45°	87,89°	ESE	médios a altos	
TP 72	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	9	222,46°	5,32°	SW	médios a altos	
UM 73	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	8	196,41°	9,82°	SSW	altos a médios	
UM 76	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	20	220,32°	37,31°	SW	baixos a médios	
PN 78	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	5	271,01°	14,33°	W	altos	
PN 79	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	11	221,21°	8,37°	SW	médios	
PN 80	Krpa	ECTab/md	dunas eólicas	6	301,41°	66,25°	WNW	baixos a médios	
IC 90	Krpa	ECTab/md	dunas eólicas	9	256,39°	15,22°	WSW	médios a baixos	
IC 92	Krpa	ECTab	dunas eólicas	6	96,49°	20,95°	E	altos a médios	
SA 94	Krpa	ECacan/md-gde	dunas eólicas	25	279,08°	18,1°	W	altos a médios	perturbação tectônica
LO 97	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	9	258,43°	9,23°	WSW	altos a médios	
LO 98	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	6	242,65°	9,2°	WSW	altos a médios	
NL 100	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	5	252°	7,12°	WSW	baixos a médios	
NL 101	Krpa	ECTab/med-gde	dunas eólicas	6	208,44°	13,1°	SSW	altos a médios	
TR 109	Krpa	ECTab/med-gde	dunas eólicas	6	252,03°	29,46°	WSW	médios a baixos	
NL 110	Krpa	ECTab/med	dunas eólicas	12	266,85°	40,49°	W	baixos a altos	
NL 112	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	7	250,69°	30,27°	WSW	altos a médios	
LO 113	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	5	217,79°	24,14°	SW	altos a baixos	
DN 115	Krpa	ECTab/gde (?)	dunas eólicas	6	221,73°	25,95°	SW	médios a altos	
CS 121	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	12	200,29°	4,6°	SSW	altos a médios	
CL 123	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	5	258,02°	12,37°	WSW	altos a médios	perturbação tectônica
CL 125	Krpa	ECTab/gde	dunas eólicas	14	229,94°	7,41°	SW	médios a altos	
CL 136	Ksta	ECacan/med	dunas eólicas	5	287,76°	17,62°	WNW	baixos	
CL 137	Kvpx	ECacan/med	dunas eólicas	18	16,79°	32,5°	N	baixos a altos	
CS 140	Ksta	EC/peq	lençóis de areia	5	214,15°	67,45°	SW	baixos a médios	
PO 144	Ksta	imbricação de clastos	wadis	7	310,8°	135,79°	NW	altos a médios	
PO 145	Ksta	imbricação de clastos	wadis	11	297,33°	54,42°	WNW	médios a altos	
IP 148	Kvpx	ECacan/med	wadis	9	79,85°	58,28°	E	médios a baixos	

* CONVENÇÕES: Unidades litoestratigráficas: Karç = Fm. Araçatuba, Kech = Mb. Echaporã, Kppr = Fm. Presidente Prudente, Krpa = Fm. Rio Paraná, Krpx = Fm. Vale do Rio do Peixe, Ksga = Mb. Serra da Galga, Ksrp = Fm. São José do Rio Preto, Kube = Fm. Uberaba. (-) Transição entre as duas unidades. Estruturas: EC = estratificação cruzada, acan = acanalada, tab = tabular; peq, md e gde = pequeno, médio e grande porte. (*): resultado obtido com poucos dados, deve ser utilizado com cautela. (Fernandes 1998).

Anexo 4: Amostras de fósseis analisadas em laboratório.

Amostra	Procedência		Descrição	Análises efetuadas			
	Unidade	Local		MO	RX	MEV	EDS
OS 1	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (RP)	1	placa dérmica de <i>Baurusuchus</i>	●	●		
OS 2	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (RP)	1	osso de <i>Baurusuchus</i>	●	●		
OS 3	Fm. São José do Rio Preto (RP)	2	osso longo (diáfise) de dinossauro indeterminado	●	●		
OS 4	Fm. São José do Rio Preto (RP)	2	osso de cintura pélvica de dinossauro indeterminado	●	●		
OS 5A	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (RP)	3	mandíbula de <i>Baurusuchus</i>	●	●		
OS 5B	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (RP)	3	fragmento de dente de <i>Baurusuchus</i>	●	●		
OS 6	Fm. V. Rio do Peixe, S.J.R. Preto (RP)	4	coprólito	●	●		
OS 7	Mb. Echaporã (PP)	5	osso de réptil indeterminado	●	●		
OS 8	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (RP)	1	costela de <i>Baurusuchus</i>	●	●		
OS 9	Fm. V. Rio do Peixe, S.J.R. Preto (RP)	4	osso longo (diáfise) de réptil indeterminado	●	●		
OS 10A	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	6	fragmento de osso de tetrápode indeterminado	●	●		
OS 10B	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	6	fragmento de osso de tetrápode indeterminado	●	●	●	●
OS 10C	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	6	fragmento de osso de tetrápode indeterminado	●	●	●	●
OS 11	Fm. Santo Anastácio (RP)	7	osso de tetrápode indeterminado	●	●	●	●
OS 12	Fm. São José do Rio Preto (RP)	8	placa dérmica de quelônio	●	●		
OS 13	Mb. Echaporã (RP)	9	osso de dinossauro indeterminado	●	●		
OS 14A	Mb. Echaporã (PP)	10	fragmento de costela (?) de dinossauro (?)				
OS 14B	Mb. Echaporã (PP)	10	fragmento de osso indeterminado (dinossauro ?)				
OS 14C	Mb. Echaporã (PP)	10	fragmento de costela (?) de dinossauro (?)		●	●	●
OS 14D	Mb. Echaporã (PP)	10	fragmento de costela (?) de dinossauro (?)				
OS 14E	Mb. Echaporã (PP)	10	fragmento de osso indeterminado (dinossauro ?)			●	●
OS 15	Mb. Echaporã (PP)	14	fragmento de costela de dinossauro (?)		●		
OS 16	Mb. Echaporã (PP)	12	fragmento de osso indeterminado (dinossauro ?)				
OS 17A	Mb. Echaporã (PP)	13	fragmento de osso indeterminado (dinossauro ?)		●		
OS 17B	Mb. Echaporã (PP)	13	fragmento de osso indeterminado (dinossauro ?)		●	●	●
OS 17C	Mb. Echaporã (PP)	13	fragmento de osso indeterminado (dinossauro ?)		●	●	●
OS 18A	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	dente de crocodilo (?)			●	●
OS 18B	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	dente de crocodilo (?)			●	●
OS 18C	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	dente de crocodilo (?)			●	●
OS 18D	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	fragmento de escama (?)			●	●
OS 19A	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	fragm. de osso indeterminado de crocodilo (?)		●	●	●
OS 19B	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	fragm. de osso indeterminado de crocodilo (?)		●	●	●
OS 19C	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	fragm. de osso indeterminado de crocodilo (?)				
OS 19D	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	fragm. de osso indeterminado de crocodilo (?)		●		
OS 19E	Fm. Vale do Rio do Peixe, topo (PP)	11	fragm. de osso indeterminado de crocodilo (?)		●		
OS 20	Fm. Presidente Prudente (PP)	15	fragmento de casco de tartaruga			●	●
OS 21	Mb. Serra da Galga (PE)	16	vértebra de Titanossauro				
OS 22	Mb. Serra da Galga (PE)	17	costela de Titanossauro (?)				
OS 23	Fm. Uberaba (PE)	18	fragmento de ossos de Titanossauro (?)				
OS 24	Mb. Serra da Galga (PE)	17	escama de peixe				
OS 25	Mb. Serra da Galga (PE)	17	fragmento de ossos de Titanossauro (?)				
OS 26	Fm. Uberaba (PE)	18	fragmento de ossos de Titanossauro (?)				
OS 27	Mb. Serra da Galga (PE)	17	fragmento de ossos de Titanossauro (?)				
OS 28	Mb. Serra da Galga (PE)	17	fragmento de carapaça de quelônio				
OS 29	Mb. Serra da Galga (PE)	17	dente de Terópode				

Convenções: Análises com: MO = microscópio óptico, RX = difração de raios X, MEV = microscópio eletrônico de varredura, EDS = espectrometria de energia dispersiva. Compartimentos paleoecológicos: PE = Peirópolis, RP = São José do Rio Preto, PP = Presidente Prudente (Figura 1). Locais: 1. General Salgado, SP (faz. Buriti); 2. Cedral, SP (sítio Jair Barbosa); 3. Auriflâma, SP (cisterna, 1 km a sul da cidade, 10-15m de prof.); 4. Uchôa, SP (sítio dos Irmãos Garcia); 5. BR 153, 25 km a sul de Marília; 6. Rod. PR 317, km 83,6 (próximo de Santo Inácio, PR); 7. Canal de Pereira Barreto, SP (local NA 160); 8. São José do Rio Preto; 9. Monte Alto, SP; 10. Próximo de Pompéia (22 km a W de Marília); 11. Marília, SP (10 km a sul da cidade), margem do rio do Peixe; 12. Marília, SP (Serra de Dirceu); 13. Marília, SP (Córrego do Pombo); 14. Proximidades de Padre Nóbrega; 15. local PP 190 (vide mapa); 16. localidade próxima de Peirópolis; 17. Peirópolis, MG; 18. Uberaba, MG. Informações adicionais sobre procedência das amostras podem ser encontradas em: Fittipaldi et al. 1989 (amostra OS 11), Brandt Neto et al. 1991 (amostras OS 1, OS 2 e OS 8), Barcha & Brigueggi 1992 (amostras OS 3 e OS 4), Brandt Neto et al. 1992 (amostra OS 9) e Fernandes et al. 1993 e 1994 (amostra OS 10). Fernandes (1998).

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS E SONDAgens DESCRITAS, COM PERCURSO REALIZADO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

Localização da área e articulação da referência cartográfica

Área de estudo

LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS DESCRITOS
E VIAS PERCORRIDAS

Fernandes, L. A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauri (Ks, Brasil).

Mapa 1

Convenções

Locais destacados

- Seção de referência principal
- Seção de referência complementar
- Ocorrência de sísmos
- Cenário geológico observável
- Estreito recorrente observável
- Outros afloramentos interessantes
- Sítio paleontológico
- Local fóssilífero
- Lava de calcário em atividade
- Lava de calcário abandonada
- Moldes de cristais (gipsita)
- Moldes de raízes
- Estruturas tectônicas
- Silicificação intensa

Convenções cartográficas

ESCALA
1:1.000.000

Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Meridiano Central - 51°
DATUM - Córrego Alegre

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

Mapa 2

MAPA DE PALEOCORRENTES
DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

Localização da área e articulação da referência cartográfica

Área de estudo

Convenções

- 203 Locais de estudos desta pesquisa
- 178 Locais originalmente descritos por Fernandes (1992)

Unidade litostatográfica	Grupo Caluá			Grupo Bauru						Mb S de Galga
	Fm. Rio Paraná	Fm. Gelo Eté	Fm. Santo Anastácio	Fm. Ubatuba	Fm. Vale do Rio do Peixe	Fm. Araputuba	Fm. Presidente Prudente	Fm. São José do Rio Preto	Fm. Marília	
	Krpa	Kgoe	Ksta	Kube	Kvpx	Karç	Kppr	Ksrp	Kga	

Ocorrência de Ronaria (MG)

ESCALA
1:1.000.000

Projeção Universal Transversa de Mercator - UTM
Meridiano Central - 51°
DATUM - Córrego Alegre
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -

Convenções cartográficas

- Rodovias
- Hidrografia
- Cidades
- Ferrovias
- E 800 km
N 7 500 km
- Coordenadas UTM
- Coordenadas geográficas

MAPA DE PALEOCORRENTES
DA PARTE ORIENTAL DA BACIA BAURU

Fernandes, L. A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil).