PETROGRAFIA E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DA PORÇÃO NORTE E NORDESTE DA BACIA BAURU (CRETÁCEO SUPERIOR)

ALESSANDRO BATEZELLI¹, NEWTON SOUZA GOMES²
& JOSÉ ALEXANDRE DE JESUS PERINOTTO³

Resumo A Bacia Bauru, entidade geotectônica gerada no Cretáceo Superior por processos de abatimento associados à reativação de estruturas pré-cambrianas (Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto), abriga um conjunto litológico constituído por arenitos, e subordinadamente por argilitos e conglomerados, formados a partir de um trato de sistemas aluvial/lacustre. Através da análise petrográfica realizada em amostras coletadas na porção norte e nordeste da Bacia Bauru, sobretudo das formações Uberaba e Marília, foi possível a caracterização textural e mineralógica dos arenitos, bem como a identificação das fases diagenéticas e proveniências dos grãos. Os resultados dessa análise permitiram classificar os arenitos como litoarenitos e litoarenitos feldspáticos, pouco compactados, cujo arcabouço é rico em grãos de quartzo, feldspato, fragmentos líticos (composição basáltica, rochas alcalinas, rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná e metamórficas do embasamento pré-cambriano), e minerais pesados (piroxênios, anfibólios, biotita, apatita, titanita, óxidos de Ti, turmalina, epidoto, granadas almandina e melanita). O estágio co-diagenético é marcado pela infiltração mecânica de argilas e por processos de palagonitização nos fragmentos basálticos, cimentação por calcita, dolomita, hematita e formação de calcretes. No estágio meso-diagênese predominaram processos de formação de minerais autigênicos tais como: paligorskita, sílex, quartzo, feldspato, zeólitas, além da cimentação por calcita espática e substituição de silicatos. A ausência de minerais ou de qualquer outra evidência de vulcanismo contemporâneo à sua sedimentação, permite concluir que a contribuição vulcânica a que muitos autores se referem se dá única e exclusivamente pela presença de fragmentos de basalto e rochas vulcânicas erodidos da Formação Serra Geral e intrusões alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba e Complexo Alcalino do sul do Goiás, o que permitiu classificar os litotipos como rochas epiclásticas.

Palavras-chave: Bacia Bauru, litoarenitos, litoarenitos feldspáticos, estágios diagenéticos, rochas epiclásticas.

Abstract *PETROGRAPHY AND DIAGENETIC EVOLUTION OF THE SANDSTONES IN THE NORTH/NORTHEAST PORTION OF THE BAURU BASIN (LATE CRETACEOUS)* The Bauru Basin is an intracratonic basin in the southeast of Brazil, formed during the Late Cretaceous by reactivation Precambrian faults zone (Três Lagoas, Presidente Prudente and Ribeirão Preto). The main lithology are mudstones, sandstones and conglomerates, deposited in an alluvia/lacustrine system. Petrographic analyses developed in its north/northeast portion, specially in the Uberaba and Marília formations, allowed to characterize mineralogically and texturally the sandstones of Bauru Group, to establish the diagenetic sequence and the provenance of the grains. The results of analyses have permitted to qualify the sandstones as lithosandstones/feldspars lithosandstones, soft grains non-compact, mineralogically composed by quartz, feldspars, lithics fragments (basalts, alkaline rocks, sedimentary rocks deriving from paleozoic units of the Paraná Basin, and metamorphic from precambrian basement), and heavy minerals (pyroxene, amphibole, biotite, apatite, titanite, Ti oxides, tourmaline, epidote, garnets almandite and melanite). The eodiagenesis is determined by mechanically infiltrated clay as a result of sieve effect, palagonitization processes in the basalt fragments, cementation by calcite, dolomite, hematite, and calcrete genesis. In the mesodiagenesis the mainly processes resulted in the paligorskite, sílex, quartz, feldspar, and zeolite autigenesis, besides cementation by espathic calcite and silicate substitution. The absence of volcanic mineral, ashes, or anyone volcanic activity evidence during the sedimentation period, allowed to conclude that the "volcanic contribution" mentioned by many authors in the last years, is restricted to the basalt and others volcanic fragments eroded from Serra Geral Formation and Alkaline Intrusions of the Alto Paranaíba Uplift and Alkaline Complex of South Goiás. This permitted qualify the sandstones as epiclastic deposits.

Keywords: Bauru Basin, lithosandstones, feldspars lithosandstones, eodiagenesis, mesodiagenesis, epiclastic deposits.

INTRODUÇÃO Desde o século XVIII a região do Triângulo Mineiro (MG) tem sido alvo de estudos geológicos, sobretudo do ponto de vista econômico por abrigar jazidas de diamante, pirocloro e calcário. Estudos de caráter local contribuíram para a evolução do conhecimento paleontológico, estratigráfico e petrográfico da unidade supra-basáltica (Grupo Bauru - Ks), principalmente das formações Uberaba e Marília, nos arredores de Uberaba (MG). Do ponto de vista regional merecem destaque os trabalhos de Hasui (1967, 1968, 1969), Barbosa *et al.* (1970), Barcelos (1984) e de Batezelli (2003) que, baseado em dados de superfície e subsuperfície, desenvolveu a análise de bacia integrada aplicada ao Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.

O presente trabalho visa apresentar os resultados das análises petrográficas obtidas durante o desenvolvimento dos projetos FAPESP 99/00324-1 *Análise da sedimentação cretácea no*

Triângulo Mineiro e Sua Correlação Com Áreas Adjacentes e 99/00323-5: A Bacia Bauru no Triângulo Mineiro (MG): Análise de Bacia Como Proposta de Uma Nova Estratégia Exploratória Para Recursos Minerais e Hídricos. A partir dos dados obtidos pretende-se responder questões sobre origem, proveniência e evolução diagenética dos arenitos do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e suas relações com a evolução tectono-sedimentar da borda norte e nordeste da bacia durante o Cretáceo Superior, além dos efeitos da reestruturação tectônica ocorrida no Terciário.

A BACIA BAURU Embora o Grupo Bauru seja um dos registros geológicos do Cretáceo brasileiro mais bem documentado, diversos autores vêm lhe atribuindo várias hierarquias estratigráficas ao longo do tempo. Na década de 80, o Grupo Bauru era entendido como formado pelas formações Caiuá, Santo Anastácio,

1 - Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP - Campinas-SP) Cidade Universitária Zeferino Vaz - Distrito de Barão Geraldo - Caixa Postal 6152 - Campinas - SP - 13083-970 - alessandro.batezelli@gmail.com

2 - Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP - Ouro Preto - MG) Caixa Postal 150 - Ouro Preto, MG - 35400-000 - newton@propp.ufop.br

3 - Universidade Estadual Paulista (UNESP - Rio Claro - SP) Av.24-A, 1515 - Bela Vista, Rio Claro, SP - 13506-900 - perinoto@rc.unesp.br

Adamantina, Uberaba e Marília (Soares *et al.* 1980). A partir da década de 90, essa unidade sofreu modificações do ponto de vista estratigráfico, em função das várias pesquisas científicas abrangendo os estados de São Paulo, Paraná, Minas Gerais e Goiás. Destaque para os trabalhos de Fernandes (1992), Fulfaro *et al.* (1994), Fernandes & Coimbra (1996), Fulfaro & Perinotto (1996), Batezelli (1998), Fernandes (1998), Fernandes & Coimbra (2000), Batezelli (2003) e Batezelli *et al.* (2003).

Segundo Batezelli (2003) a Bacia Bauru corresponde a uma entidade geotectônica gerada no Cretáceo Superior por processos de abatimento relacionados à reativação de lineamentos do embasamento pré-cambriano (Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto – Hasui *et al.* 1989), tendo sido implantada tanto sobre os arenitos do Grupo Caiuá, como sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Abrange uma área com aproximadamente 330.000 km², ocupando o oeste do Estado de São Paulo, leste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e Triângulo Mineiro (Fig. 1). O limite entre os grupos Bauru e Caiuá é marcado por uma superfície de descontinuidade que separa os arenitos da Formação Santo Anastácio, dos siltitos esverdeados da Formação Araçatuba, e que pode ser rastreada desde Jales (SP), a norte, até Marabá Paulista (SP), a sul (Intervalo A – Fig. 2 – Batezelli *et al.* 2003). Sobre essa superfície repousa um depósito arenoso fino, com espessura máxima de 2 m, portando estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (até 1,5 m de *foreset*) e estratificações plano-paralelas, que pode ser reconhecido em boa parte da bacia, caracterizando o início de um evento de sedimentação lacustre, diferente do anterior (“Ciclo Caiuá”), predominantemente desértico.

Os limites atuais da Bacia Bauru são erosivos e/ou tectônicos, desenhados pela Antéclise de Rondonópolis (Coimbra 1991), a noroeste, Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui & Haralyi 1991), a nordeste, alinhamentos do Rio Moji Guaçu (Coimbra *et al.* 1981), São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (Riccomini 1995), a leste, do Paranapanema (Fulfaro 1974), a sul e sudeste. A oeste seu limite é difuso dada à grande área dominada por cobertura sedimentar aluvial de idade terciária. A erosão responsável pelos atuais limites da Bacia Bauru está relacionados à reestruturação tectônica terciária, marcado em sua borda oriental pelo soerguimento da Serra do Mar e do Alto Paranaíba.

No Triângulo Mineiro, a litoestratigrafia da Bacia Bauru compreende as formações Uberaba, Adamantina e Marília, a última dividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã. A coluna estratigráfica do Grupo Bauru nessa região segue em parte a proposta de Barcelos & Suguio (1987), modificada com base nos dados estratigráficos e paleontológicos recentes (Fig. 3).

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO A área de estudo abrange o Triângulo Mineiro (MG) e partes da região nordeste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás, na faixa de afloramento das rochas do Grupo Bauru (Fig. 4).

ANÁLISE PETROGRÁFICA Vários estudos petrográficos detalhados foram realizados na região, principalmente nos arredores da cidade de Uberaba, merecendo destaque os de Alves (1995), Goldberg (1995), Ferreira Jr. (1996), Ribeiro (1997), Ferreira Jr. & Gomes (1999), Ribeiro (2000) e Ribeiro (2001). Contudo, questões sobre a contribuição vulcânica durante a sedimentação das unidades do Grupo Bauru, sobretudo das rochas da Formação Uberaba, permanecem em aberto e controversas. Desde os primeiros trabalhos na área, quando Rimann (1917) usou a expressão: “arenito tufoso de Uberaba” para justificar a cor esverdeada dessa unidade, muitos autores admitem a ocorrência de vulcanismo contemporâneo à sedimentação, com implicações na posição cronoestratigráfica da unidade, e a correlacionam a vários pulsos vulcânicos que ocorreram durante o Cretáceo. Dias-Brito *et al.* (2001) atribuem idade Turoniano/Santoniano à Formação Uberaba e associam sua sedimentação aos eventos vulcânicos das bacias costeiras do sudeste brasileiro.

Para averiguar a existência ou não de minerais ou outras evidências de vulcanismo contemporâneo à sedimentação do Grupo Bauru, realizou-se a análise petrográfica de 27 lâminas delgadas de amostras distribuídas pelo Triângulo Mineiro (MG), nordeste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás (Tabela 1 e Fig.5). Em trabalho conjunto da Universidade Estadual Paulista (UNESP) com a Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), efetuou-se a caracterização textural e mineralógica dos arenitos e a identificação das fases diagenéticas das rochas do Grupo Bauru na área de estudo. Os resultados permitem tecer considerações sobre a área fonte e proveniência dos grãos e estabelecer a relação entre as condições paleodeposicionais e evolução tectônica da borda N/NE da bacia.

Aspectos texturais Petrograficamente os arenitos possuem granulometria de areia fina a grossa, na classificação de Wentworth (1922), com grãos mal selecionados e predominantemente angulosos a sub-angulosos. O empacotamento é do tipo frouxo, na classificação de Kahn (1956), predominando contatos flutuantes entre os grãos do arcabouço (Fig. 6a). Devido à substituição dos grãos

Figura 1 – Mapa de distribuição das unidades do Grupo Bauru (Fernandes & Coimbra 1996 – Mod.).

Figura 2 – Seção estratigráfica Vitória Brasil (SP) – Marabá Paulista (SP), mostrando relações de contato entre as formações Santo Anastácio (Grupo Caiuá) e Araçatuba (Grupo Bauru, em superfície).

Figura 3 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e São Paulo (Barcelos & Suguu 1987 – Modificado por Batezellui 2003).

do arcabouço por cimento carbonático é difícil observar a forma original dos grãos em algumas das amostras (Fig. 6a). A maturidade mineral é baixa devido à presença de grãos de piroxênio, anfíbio e de fragmentos de rochas vulcânicas (Figs. 6 b, c, d e Fig. 7a). A maturidade textural é baixa, ocorrendo em algumas amostras uma inversão textural devido à infiltração mecânica de argilas (Fig. 7b). A composição mineralógica é bastante variada. Dados de análise modal no diagrama de McBride (1963) classifica as amostras como litoarenitos e litoarenitos feldspáticos (Fig. 5), mas a classificação mais precisa requer maior número de lâminas.

Descrição dos minerais do arcabouço QUARTZO – O quartzo ocorre em torno de 50% e é a principal fase detrítica da rocha. Sias formas são tanto policristalina como monocristalina, com extinção ondulante. Ocasionalmente, ocorre o quartzo de veio caracterizado pela presença de inclusões fluidas orientadas, denominadas por Folk (1974) como nuvens de poeira. É comum a substituição pela calcita, principalmente, na borda dos grãos (Fig. 6a).

FRAGMENTOS DE ROCHA – Os fragmentos de rocha perfazem

cerca de 30% das amostras analisadas. Predominam os fragmentos de rochas vulcânicas máficas (basaltos) e alcalinas (Figs. 6b, c e d). Subordinadamente ocorrem fragmentos de rochas metamórficas (Fig. 7d) e intraclastos argilosos. Os fragmentos de rocha possuem dimensão bem maior que os demais componentes do arcabouço evidenciando proximidade da área fonte. Os fragmentos de rochas vulcânicas têm textura vitrofírica e exibem intenso alteração por palagonitização (Fig. 7a).

Para comparar com os fragmentos líticos do arcabouço dos arenitos do Grupo Bauru, foram confeccionadas lâminas de amostras de basalto da Formação Serra Geral, rochas alcalinas (Complexo Alcalino do Sul de Goiás), e sedimentares paleozóicas (Formação Aquidauana), dos arredores de Prata (MG), Quirinópolis (GO) e Rio Verde (GO) (Lâmina DRAB-96-2, DRAB-49-1, DRAB-49-2 – Figs. 5 e 8). O resultado da análise petrográfica dessas lâminas mostrou que sua composição não difere dos fragmentos líticos das unidades do Grupo Bauru (Fig. 8).

Na região de Caçu (GO) e Quirinópolis (GO) as amostras coletadas apresentam como fragmentos líticos rochas sedimentares paleozóicas, semelhantes às da Formação Aquidauana, e rochas

Figura 4 – Mapa de localização dos pontos amostrados.

Figura 5 – Classificação das amostras do Grupo Bauru, conforme o Diagrama de McBride (1963).

da província alcalina do Sul de Goiás, conforme Danni (1996).

Os fragmentos líticos de composição básica encontrados nos arenitos da Formação Uberaba no Triângulo Mineiro, possuem a mesma composição mineralógica dos basaltos da Formação Serra Geral da amostra DRAB-96-2 (Figs. 5 e 8).

Os fragmentos de basalto são muito frequentes nos arenitos da Formação Uberaba e diminuem em direção ao topo do Grupo Bauru (Formação Marília). Inversamente proporcional, os fragmentos de rochas metamórficas tendem a aumentar nesse sentido.

FELDSPATOS – Os feldspatos contribuem com cerca de 15% na composição do arcabouço das rochas. Existe um predomínio dos feldspatos alcalinos em relação aos plagioclásios. Os feldspatos apresentam-se vacuolizados e sericitizados. É comum o crescimento autigênico, que se destaca por não apresentar continuidade

de ótica com o grão detrítico (Fig. 9a).

MINERAIS PESADOS – A assembléia de minerais pesados é variada e compreende piroxênios, anfibólios, biotita, apatita, titanita, óxidos de Ti, turmalina, epidoto, granada (almandina (?)) e melanita e minerais opacos (Fig. 6d).

Evolução Diagenética A evolução diagenética das rochas foi fortemente controlada pelas condições do ambiente deposicional e pela composição mineral do arcabouço. As principais fases diagenéticas relacionam-se ao estágio eo-diagenético da classificação de Choquette & Pray (1970). A Tabela 2 mostra as fases diagenéticas e o estágio ao qual se relacionam

Palagonitização – O termo palagonita foi utilizado pela primeira vez por Von Waltershausen (1845) ao descrever uma substância cerosa associada a rochas basálticas das montanhas de Iblean, Palagônia, na ilha da Sicília, na Itália. Diversos trabalhos, como os de Hoppe (1940), Staudiegl & Hart (1983) e Gomes & Fernandes (1995), tentaram estabelecer a mobilidade dos elementos químicos durante o processo de palagonitização. Foi comprovado que o processo promove intensa liberação de Si, Mg, Na e Ca do material vulcânico e sua incorporação à água de formação. Gomes & Fernandes (1995), ao estudar hialoclastitos da Formação Macau, na Bacia Potiguar, observaram a perda de Si e Ca e ganho de Fe durante o processo.

Nas rochas investigadas neste trabalho, observa-se uma grande contribuição de fragmentos de rochas vulcânicas máficas de textura hipocristalina. Nesses fragmentos observa-se desde o estágio incipiente até a total palagonitização do material vulcânico (Fig. 7a). Este processo, provavelmente, gerou a liberação de elementos químicos, responsáveis pela posterior autigênese de fases minerais.

Infiltração Mecânica de Argilas – Crone (1975), estudando depósitos aluviais recentes no Estado do Arizona, EUA, depositados em ambientes de alta energia, observou a presença de altos teores de argila intersticial gerados por infiltração mecânica. Walker

et al. (1978) relacionaram este processo às condições de clima seco no ambiente deposicional. Durante enxurradas, águas com grande quantidade de carga em suspensão seriam responsáveis pelo mecanismo da infiltração mecânica das argilas. Battilani et al. (1996) descreveram o processo de infiltração mecânica de argilas em arenitos proterozóicos da Formação Morro do Chapéu, na Bahia, depositados por um sistema fluvial do tipo entrelaçado de alta

energia.

Em algumas amostras estudadas há intensa inversão textural causada pela presença de argila de infiltração mecânica, a qual ocorre como meniscos e cutículas entre os grãos de areia do arcabouço, no qual não se há fração silte (Fig. 7b).

Cimentação Precoce por Hematita – Nas amostras estudadas,

Tabela 1 – Amostras analisadas do Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro, nordeste do Mato Grosso do Sul e Sul de Goiás. Números indicam posição no diagrama de McBride (1963).

Amostra N.o	Sigla da lâmina	Coordenadas UTM X Y	Unidade Estratigráfica	Classificação (McBride 1963)
1	DRAB-87-1	831,219 ; 7817,685	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
2	DRAB-87-2	831,219 ; 7817,685	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
3	DRAB-87-3	831,219 ; 7817,685	Fm. Uberaba/Marília	Litoarenito Feldspático
4	DRAB-87-4	831,219 ; 7817,685	Fm. Marília	Litoarenito
5	DRAB-63	815,580 ; 7810,768	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
6	DRAB-84	831,961 ; 7815,189	Fm. Uberaba	Litoarenito
7	DRAB-91-1	789,446 ; 7801,810	Fm. Marília	Litoarenito (Carbonático)
8	DRAB-91-2	789,446 ; 7801,810	Fm. Marília	Litoarenito Feldspático
9	DRAB-91-3	789,446 ; 7801,810	Fm. Marília	Litoarenito
10	DRAB-04	822,045 ; 7814,691	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
11	DRAB-03	822,306 ; 7813,450	Fm. Uberaba	Litoarenito
12	DRAB-79	764,271 ; 7829,334	Fm. Uberaba/Adamantina	Sublitoarenito
13	DRAB-02	822,371 ; 7812,470	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
14	DRAB-08	833,526 ; 7823,193	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
15	DRAB-62	807,600 ; 7816,450	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
16	DRAB-69-1	828,429 ; 7830,212	Fm. Uberaba	Litoarenito
17	DRAB-72	780,933 ; 7826,712	Fm. Marília	Litoarenito Feldspático
18	DRAB-10	816,257 ; 7818,165	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
19 ^a	DRAB-47-1	444,874 ; 7893,625	Fm. Marília	Basalto alcalino (?)
19 ^b	DRAB-47-2	444,874 ; 7893,625	Fm. Marília	Litoarenito
20	DRAB-01	826,681 ; 7815,368	Fm. Uberaba	Litoarenito Feldspático
21 ^a	DRAB-96-1	697,140 ; 7862,610	Fm. Uberaba	Litoarenito
21 ^b	DRAB-96-2	697,140 ; 7862,610	Fm. Serra Geral	Basalto alcalino (?)
22	DRAB-78	782,116 ; 7824,287	Fm. Uberaba	Litoarenito
23	DRAB-92	553,676 ; 7841,173	Fm. Adamantina	Litoarenito
24 ^a	DRAB-49-1	555,100 ; 7995,851	Fm. Marília	(clasto de Fm. Botucatu?)
24 ^b	DRAB-49-2	555,100 ; 7995,851	Fm. Marília	(clasto de Basalto?)

Figura 6 – A - (Lâmina DRAB-87-03) Contatos flutuantes entre os grãos e substituição de grão de quartzo por calcita. B - (Lâmina DRAB-62) – Fragmento de rocha vulcânica básica (B) compondo o arcabouço do arenito. Observar a cimentação precoce por hematita em torno dos fragmentos líticos (seta). C - (Lâmina DRAB-63) – Fragmento de rocha vulcânica alcalina apresentando textura vitrofírica e fenocristais de feldspatóides, K-feldspato e aegerina-augita. D - (Lâmina DRAB-87-01) – Arenito apresentando baixa maturidade mineralógica. Observar a contribuição de grãos instáveis no arcabouço da rocha (Gi).

Figura 7 – A - (Lâmina DRAB-62) Fragmento de rocha vulcânica alcalina. Observar a textura vítreica e o processo de palagonitização do vidro vulcânico. B - (Lâmina DRAB-69a) – Arenito apresentando inversão textural devido à infiltração mecânica de argilas. C - (Lâmina DRAB-87-3) Quartzo autigênico (Qz). Observar que o cimento de calcita espática (seta 1) corrói o overgrowth de quartzo. A seta 2 indica filme de argila envolvendo grão detrítico. D - (Lâmina DRAB-87-4) Grão de quartzito (Q) envolto por franja de calcita (seta) e cimentação por barita (Ba).

esta fase é bastante freqüente e ocorre sob a forma de uma finíssima película em torno dos grãos (Fig. 6b). Este cimento geralmente se forma sob condições oxidantes no estágio inicial de soterramento dos sedimentos. Walker (1967), estudando a formação dos *red beds* em ambientes desérticos, interpretou como fonte do elemento Fe, necessária para a cimentação, a dissolução de piroxênios e anfibólios.

Cimentação por Calcita 1 (franja) – Este tipo de cimento, observado em algumas amostras (Fig. 6a) é típico de condições vadosas. Flügel (1982) definiu o ambiente diagenético vadoso como caracterizado por condições sub-aéreas nos quais o ar e a água coexistem no espaço poroso do sedimento. Neste ambiente a percolação de água da chuva, saturada em CO_2 , pode promover a cimentação por calcita em meniscos, gerando estruturas geopetais.

Cimentação por Barita – As relações texturais observadas nas lâminas delgadas permitem posicionar a autigênese da barita como posterior à formação das franjas de calcita (Fig. 7c). Na figura 7d nota-se claramente a franja de calcita entre o grão detrítico e o cimento de barita. Segundo Füchtbauer (1988) a barita constitui cimento comum nos *Buntsandstein* no norte da Alemanha. Segundo o autor, a saturação em Ba da água de formação em sondagens para petróleo no Mar do Norte resulta na precipitação de cristais de barita nas paredes dos poços produtores. Na área do Triângulo Mineiro, o Ba provavelmente resulta da dissolução dos grãos de feldspato.

Calcretes – A ocorrência de calcretes indica condições semi-áridas e sua formação ocorre pela acumulação de CaCO_3 nos solos de regiões de climas áridos, devido à intensa evapotranspiração e mudança na pressão parcial do CO_2 . Segundo Goudie (1973), isto ocorre sob a forma de cimentação e substituição em áreas onde as águas subterrâneas estão saturadas em CaCO_3 . Nas

Figura 8 – Comparação entre a composição dos fragmentos líticos dos arenitos da Formação Uberaba (A - Lâmina DRAB-69a) com os basaltos da Formação Serra Geral (B - Lâmina DRAB-96-2).

rochas estudadas, os calcretes geram uma intensa cimentação por calcita microcristalina (micrita) que mantém o empacotamento frouxo da rocha (*floating grain*) (Fig. 7c). Ocasionalmente, há a formação de finos mosaicos de calcita por recristalização da micrita. É comum a substituição total ou parcial de grãos do arcabouço por micrita.

Autigênese de Dolomita – Sob condições de evapotranspiração intensa é comum ocorrer aumento da relação $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ na água de formação, o que proporciona a precipitação de dolomita autigênica. Um exemplo da formação recente de dolomita em ambi-

entes continentais é reportado por Borch (1963) na Lagoa de Coorong, próximo a Adelaide, Austrália. Durante verões intensos, a razão Mg^{2+}/Ca^{2+} pode ser >10 e precipitar dolomita.

Nas amostras estudadas a formação de dolomita é eodiagenética (Fig. 9c), cuja origem estaria relacionada à formação dos calcretes. A fonte de Mg pode ser consequência da palagonitização ou à alteração dos fragmentos de rochas máficas.

Autigênese de Paligorskita. – A paligorskita é um aluminossilicato de Mg com a fórmula estrutural $[Mg,Al] Si_8 O_{20} (OH)_3 (H_2O) M$, onde M é um cátion mutável. O mineral se forma sob condições de alta concentração de Mg e Si e elevado pH da água de formação. A formação da paligorskita tem sido associada a condições de clima árido. Chahi *et al.* (1993) descrevem paligorskita associada a calcretes em diversas ocorrências na África. Ribeiro & Gomes (1996) o descrevem associado a calcretes e silcretes em rochas da Formação Marília no Triângulo Mineiro.

Nas rochas estudadas, a paligorskita ocorre em agregados fibrosos entrelaçados em estruturas nodulares (Fig. 9d). De forma análoga à dolomita, a provável fonte de Si e Mg é a alteração de fragmentos de basalto do arcabouço e/ou por palagonitização.

Autigênese de Silex. – A ocorrência de cimentação por variedades de sílica amorfa ou criptocristalina (Fig. 9) indica altas concentrações de Si dissolvida na água de formação. Friedmann & Sanders (1978) demonstraram que na faixa de pH entre 2 e 8, a solubilidade da sílica amorfa é cerca de 10 vezes superior à do quartzo. Bjorlykke & Egberg (1993) demonstram que a solubilidade da sílica é fortemente controlada pela temperatura. O aumento da temperatura, mesmo em profundidades rasas, poderia gerar elevadas concentrações de sílica permitindo a precipitação da sílica amorfa ou criptocristalina.

Nas amostras estudadas observa-se a presença de sílex autigênico, geralmente associado à paligorskita (Fig. 9d). A fonte da sílica deve estar relacionada aos processos de palagonitização e substituição dos grãos do arcabouço.

Autigênese de Quartzo. – O quartzo autigênico ocorre como sobrecrecimento que se dispõem, com continuidade óptica, em torno dos grãos detríticos, o que dificulta sua identificação. O reconhecimento desta fase é possível quando ocorre película de argila ou hematita em torno do grão (Fig. 7c). Os sobrecrecimentos

têm tendência idiomórfica e estão freqüentemente corroídos e substituídos por calcita espática (Fig. 7c).

Autigênese de Feldspato. – Esta fase mesodiagenética também é comum nos arenitos estudados e geralmente ocorre sob a forma de sobrecrecimentos aos grãos detríticos, sem continuidade óptica. Kastner & Siever (1979) demonstram que feldspatos autigênicos são de albita pura (Ab_{97-100}). A figura 9a mostra que o feldspato autigênico está inalterado, em contraste com grãos detríticos sericitizados. Os sobrecrecimentos tendem ao idiomorfismo, e estão parcialmente corroídos e substituídos pela calcita espática mesodiagenética.

Autigênese de Calcita Espática. – A cimentação mesodiagenética por calcita espática é importante fase diagenética dos arenitos estudados. A calcita forma um mosaico grosso com textura poiquilótica envolvendo os grãos do arcabouço ou preenchendo fraturas. É comum a substituição dos grãos do arcabouço pela calcita. Segundo Folk & Land (1975), a precipitação da calcita espática mesodiagenética é controlada pela salinidade e por baixos teores de Mg da água de formação. Nas rochas estudadas, o magnésio das águas de formação teria sido consumido anteriormente durante a formação da dolomita e paligorskita. A exaustão do mesmo possibilitou a autigênese da calcita tardia.

Substituição de Silicatos. – Blatt *et al.* (1980), utilizando diagrama binário de solubilidade versus pH, demonstram que as condições de precipitação da calcita ($pH > 8$) correspondem às da dissolução dos silicatos. Por esta razão, é muito comum se observar a substituição de silicatos por calcita durante a diagênese. Nas amostras estudadas é muito freqüente a substituição parcial, e até mesmo a pseudomorfose, de grãos do arcabouço pela calcita mesodiagenética (Fig. 6a).

Autigênese de Zeólitas. – A formação de zeólitas autigênicas é comum em sedimentos ricos em fragmentos de rochas vulcânicas. Durante a diagênese, o vidro vulcânico ao interagir com as águas de formação, libera elementos químicos que promovem a precipitação de zeólitas.

Sheppard & Gude (1973), investigando rochas vulcanoclásticas da Formação Big Sandy, no Arizona, EUA, observaram uma correlação entre o teor de zeólitas e a alteração de

Tabela 2 – Quadro mostrando as principais fases minerais da evolução diagenética, segundo Choquete & Pray (1970. Mod.) aplicadas às rochas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro.

FASES DIAGENÉTICAS	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Palagonitização	-----		
Infiltração mecânica argilas	-----		
Cimentação por hematita	-----		
Cimentação calcita I – franja	-----		
Cimentação por barita	-----		
Calcrete	-----		
Autigênese de dolomita	-----		
Autigênese de paligorskita		-----	
Autigênese de Sílex		-----	
Autigênese de quartzo		-----	
Autigênese de feldspato		-----	
Cimentação p/ calcita espática		-----	
Substituição de silicatos		-----	
Autigênese de zeólitas		-----	
Oxidação			-----

fragmentos de rochas tufaceas do arcabouço dos arenitos. Damanti & Jordan (1989) estimaram que cerca de 10% das rochas da bacia *foreland* de Huaco, na Argentina, são constituídos por zeólita de origem mesodiagenética. Os autores interpretaram como fonte dos elementos Si, Na e Al, a dissolução intraestratal de plagioclásios e fragmentos líticos vulcânicos. Gomes & Fernandes (1995), ao estabelecer uma seqüência de eventos diagenéticos de rochas vulcanoclásticas da Formação Macau, na Bacia Potiguar, identificaram quatro variedades de zeólitas autigênicas phillipsita, harmotoma, wellsita e analcima.

Nas amostras estudadas, a formação autigênica de zeólitas preencheu os poros da rocha (Fig. 9b).

Estudos mais detalhados, por análise em microsonda eletrônica e difratometria de raios-X, possibilitarão a identificação precisa das variedades de zeólitas.

Oxidação - A maioria das amostras estudadas mostra forte oxidação dos minerais opacos e ferromagnesianos do arcabouço da rocha. Esta deve ter sido gerada telodiageneticamente pela ação de águas meteóricas (Fig. 6b e d).

DISCUSSÕES Constata-se que grande parte dos grãos que constituem o arcabouço dos arenitos da Formação Uberaba é de composição basáltica (Formação Serra Geral), e subordinadamente termos alcalinos. A quantidade de intraclastos basálticos tende a diminuir gradualmente em direção ao topo da formação, até desaparecer quase por completo na Formação Marília. O mesmo é observado com relação às argilas mecanicamente infiltradas e os grãos instáveis (piroxênio, anfíbólio, granada, apatita, titanita, turmalina, epidoto, etc.).

Por outro lado, os fragmentos líticos metamórficos são pouco frequentes na Formação Uberaba, aumentando em direção ao topo do Grupo Bauru, e se tornam o principal constituinte do arcabouço

sedimentar.

Na porção nordeste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás os fragmentos líticos que compõem o arcabouço das rochas do Grupo Bauru têm composição predominantemente basáltica e metamórfica, e subordinadamente alcalina (kamafulgítica), ocorrendo ainda fragmentos de rochas sedimentares.

As características aqui relatadas indicam que a área fonte sofreu modificações constantes ao longo de sua evolução, fornecendo em um primeiro momento material erodido dos basaltos da Formação Serra Geral e alcalinas, e em seguida, rochas paleozóicas da Bacia do Paraná (a norte), e rochas do embasamento pré-cambriano (a nordeste).

A atividade tectônica relacionada à gênese do Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) na borda nordeste, e às intrusões alcalinas do sul de Goiás (Província Alcalina de Goiás - PAGO), na porção norte da Bacia Bauru, foram responsáveis pelo suprimento sedimentar da bacia. Como a NE não havia unidades paleozóicas, após a erosão dos basaltos, o embasamento pré-cambriano foi exposto fornecendo material. No norte da Bacia Bauru, com o decapeamento da cobertura basáltica, as rochas paleozóicas da Bacia do Paraná foram progressivamente erodidas e forneceram os sedimentos para a bacia. Nas porções mais soerguidas, onde o embasamento aflorou, os processos de intemperismo atuaram e forneceram os grãos para o preenchimento da bacia.

Junqueira-Brod *et al.* (2002), estudando a extensão do vulcanismo kamafulgítico da Província Alcalina de Goiás (PAGO), constataram que as rochas epiclásticas da Formação Verdinho estão restritas à área de afloramento das lavas kamafulgíticas. Constataram também que na região norte de Rio Verde (GO) o soerguimento expôs rochas da Formação Serra Geral, onde as rochas do Grupo Bauru se depositaram em discordância sobre os basaltos, sugerindo que nesta porção os kamafulgitos e a Formação Verdinho foram erodidos antes da deposição do Grupo Bauru,

Figura 9 - A - (Lâmina DRAB-87-3) Sobrecrecimento de feldspato (Seta1). Observar o caráter límpido da fase autigênica quando comparada com o grão detrítico sericitizado ao longo dos planos de clivagem. O crescimento autigênico é substituído pela calcita espática (Seta2). B - (Lâmina DRAB-69a) Espaço poroso da rocha preenchido por zeólitas autigênicas (seta1 no centro da foto). Observar a formação da zeólita posterior à infiltração mecânica da argila (seta2). C - (Lâmina DRAB-79) Dolomita ferrosa autigênica (seta). D - (Lâmina DRAB-87-4) Paligorskita (Pa) e sílex (Si) autigênicos.

sugerindo que haja um hiato temporal entre essa unidade e as rochas da Província Alcalina de Goiás.

A presença de minerais como quartzo, feldspato, granada, epidoto, fragmentos de quartzito e xisto, basalto e rochas alcalinas, associada à riqueza em minerais instáveis como piroxênio e anfíbólio e sobretudo a presença de fragmentos de rochas vulcânicas e da granada melanita permitem inferir que a área fonte foi palco de intensa atividade vulcânica máfica a alcalina.

A preservação dos grãos instáveis no arcabouço e o baixo arredondamento dos grãos sinalizam para condições rápidas de transporte sob condições de clima semi-árido a árido. A ausência de argila deposicional indica alta energia do ambiente deposicional e a infiltração mecânica das argilas poderia estar relacionada a enxurradas ocasionais. Ferreira Jr. (1996), Fernandes (1998) e Batezelli (2003), pela análise de fácies e arquiteturas deposicionais do Grupo Bauru, definiram que os processos sedimentares atuantes na época de deposição seriam de origem fluvial entrelaçado, com sedimentação sob clima árido/semi-árido. Essa hipótese é aqui corroborada pela marcante presença das fases eodiagenéticas caracterizadas por calcretes, hematita e dolomita ferrosa.

O rejuvenescimento constante e progressivo da área fonte a norte e nordeste da Bacia Bauru também se evidencia pelo empilhamento granocrescente ascendente das unidades estratigráficas.

Gravina *et al.* (2002), pela análise de argilominerais e Elementos Terras Raras (ETR) em afloramentos do Grupo Bauru nas proximidades de Uberaba (MG) e Frutal (MG), concluíram que as rochas da Formação Uberaba tiveram grande contribuição de rochas máficas e alcalinas submetidas a condições pouco intensas de intemperismo. Para esses autores, os termos alcalinos encontrados nos arenitos dessa unidade constituem mais de 30% e são representados por kamafigitos e bebedouritos sub-vulcânicos e plutônicos, sendo que a área fonte não era muito distante do sítio deposicional.

Para a Formação Marília, Gravina *et al.* (*op cit.*) constataram uma menor contribuição de rochas alcalinas (menos de 5%), com padrões de Elementos Terras Raras (ETR) semelhantes ao da crosta continental superior. Isso corrobora a interpretação de que, na época da deposição da Formação Marília, a maior parte dos condutos vulcânicos e derrames já haviam sido erodidos, expondo rochas do embasamento pré-cambriano.

A eodiagênese da Formação Uberaba é marcada pela presença de cimento carbonático precoce, o que separou os grãos do arcabouço. A dissolução desse cimento gerou porosidade secundária nos arenitos, permitindo a circulação de água. À medida que se aproxima do topo da coluna estratigráfica da Formação Marília, os calcretes se tornam mais abundantes e formam lentes de até 5 m de espessura e extensão de alguns quilômetros. Esses depósitos são conhecidos como Membro Ponte Alta. O alto conteúdo de cimento carbonático nessa unidade a torna alvo de exploração como matéria-prima para fabricação de cimento *Portland* e corretivo de solos nas regiões de Ponte Alta e nas pedreiras do km 50 da BR-050, entre Uberaba e Uberlândia. O carbonato ocorre como cimento micrítico disperso na rocha ou concentrado em níveis ou zonas de fratura. É comum a substituição/corrosão de grãos e clastos siliciclásticos por CaCO_3 . A porção menos cimentada da Formação Marília corresponde ao Membro Serra da Galga.

O aumento de calcretes para o topo do Grupo Bauru permite corroborar a hipótese de calcretização por água subterrânea, provavelmente relacionada à evolução tectônica da bacia e associada a um clima quente, seguindo em parte o modelo de Silva *et al.*

(1994). A maior concentração de depósitos carbonáticos economicamente explorados no Triângulo Mineiro encontra-se localizada e alinhada segundo uma importante feição estrutural denominada Sutura de Itumbiara (Fig. 10). A evolução desse elemento estrutural durante o Cretáceo Superior, provavelmente foi responsável por gerar um barramento no lençol freático concentrando elementos advindos do Soerguimento do Alto Paranaíba, que precipitaram na forma de calcretes.

A concentração de carbonato e o conseqüente aumento no pH das águas favoreceram a dissolução de sílica, que ao atingir o ponto de saturação e encontrando condições físico-químicas adequadas, precipitou formando os silcretes (Ribeiro 2000).

Na análise petrográfica realizada constata-se que na região de Veríssimo, os arenitos tidos como da Formação Adamantina, possuem características petrográficas semelhantes com os arenitos da Formação Uberaba. Aceitas por muitos autores como sendo formações interdigitadas lateralmente, as amostras dessa região sugerem uma passagem gradual entre elas.

Na região a NW de Prata, os arenitos apresentam características idênticas aos da Formação Uberaba, o que é uma forte evidência de que os depósitos que deram origem a essa formação extrapolaram os limites da atual Depressão de Uberaba (Fig. 10)

CONCLUSÕES A partir das análises petrográficas desenvolvidas nas rochas do Grupo Bauru na porção nordeste e norte da bacia, conclui-se que:

As características texturais e mineralógicas encontradas nas rochas das formações Adamantina e Uberaba são bastante semelhantes, sobretudo nas amostras coletadas a noroeste de Veríssimo (MG), onde provavelmente se localiza o ponto de interdigitação entre essas unidades.

Os arenitos coletados a noroeste de Prata (MG), no vale do Rio Tijucu, possuem características semelhantes aos da Formação Uberaba, sugerindo que o ambiente deposicional que deu origem a essas rochas ultrapassou os limites da Depressão de Uberaba, sendo mais uma evidência de que essa feição estrutural foi gerada após a sedimentação, durante o Terciário.

As rochas do Grupo Bauru possuem um arcabouço constituído por grãos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, sobretudo, fragmentos de basalto (Formação Serra Geral), de rochas alcalinas (do Soerguimento do Alto Paranaíba e do Complexo Alcalino do Sul de Goiás), de rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná, e quartzitos (embasamento pré-cambriano – Grupos Araxá e Canastra), além de minerais acessórios (zircão, apatita, piroxênio, melanita, etc.).

Os fragmentos líticos de composição básica (Formação Serra Geral) e minerais acessórios (piroxênio, melanita, apatita, etc.), bem como a quantidade de argila mecanicamente infiltrada, diminuem da base do Grupo Bauru (Formação Uberaba) em direção ao topo (Formação Marília), enquanto que os fragmentos de quartzito aumentam, indicando maior contribuição de rochas do embasamento na fase final da sedimentação, resultante do rejuvenescimento da área-fonte.

A Formação Uberaba é composta de arenitos, subordinadamente lamitos, siltitos, e conglomerados. Os arenitos são lenticulares, com espessuras de 20 cm a 1,5 m, e podem conter intercalações de níveis centimétricos de silito/lamito. Em alguns pontos, essas barras arenosas estão amalgamadas. As estruturas sedimentares compreendem estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas e algumas estruturas deformacionais e de

injeção de argila, na forma de estruturas em chama e dobras convolutas. Texturalmente, os arenitos possuem seleção moderada, sendo frequentes intraclastos submilimétricos a centimétricos de argila e de basalto. Também são comuns nódulos de carbonato ou de níveis cimentados por calcita.

Os resultados das análises petrográficas aqui realizadas mostram que as rochas da Formação Uberaba são classificadas como litoarenitos a litoarenitos feldspáticos e sublitoarenitos, segundo a classificação de McBride (1963) (Fig. 5). São compostos por quartzo (40%), feldspato (15%) e fragmentos de basalto (40%). Constituintes menores, tais como olivina, piroxênio, titanita, apatita, biotita, granada e opacos, perfazem 5%. Esses dados estão de acordo com Goldberg (1995), Ferreira Jr. (1996), Sgarbi & Dardenne (1998) e Ferreira Jr. & Gomes (1999).

Não foi identificado nenhum mineral de origem vulcânica que comprove um evento magmático contemporâneo à sedimentação. Essa constatação está em desacordo com Dias-Brito *et al.* (2001), que sugerem contribuição vulcânica para os depósitos da Formação Uberaba, advinda de um evento cronocorrelato ao vulcanismo de idade coniaciana-santoniana registrado nas bacias costeiras. Em algumas lâminas, constatou-se a presença de uma massa argilosa de coloração marrom esverdeada preenchendo os interstícios entre os grãos. Essa massa argilosa seria resultante de um processo de infiltração mecânica de argilas transportados em períodos de enchentes e depositados por decantação sobre depósitos arenosos previamente formados ("sieve effect").

Com base nessas informações admite-se que a Formação Uberaba não teve participação de processos vulcânicos concomitantes à sua deposição. Essas rochas tiveram grande contribuição de material vulcânico erodido dos basaltos da Formação Serra Geral e rochas alcalinas sub-vulcânicas e plutônicas do Soerguimento do Alto Paranaíba, bem como de rochas cristalinas do embasamento (grupos Araxá e Canastra), conforme Gravina *et al.* (2002). Dessa forma, são classificadas como rochas epiclásticas segundo Fisher (1961 e 1966).

De forma geral as rochas da Formação Marília na área de estu-

do podem ser classificadas como litoarenito carbonático (menos de 50% de carbonato), margá (50% de carbonato e 50% siliciclástico), calcário arenoso (entre 50 a 80% de carbonato) e calcário puro (+80% de carbonatos). Nas lâminas confeccionadas para o Membro Serra da Galga, tem-se a seguinte composição mineralógica básica: quartzo (35%), feldspato (5%), fragmentos de rochas (quartzito – 5%) e carbonatos (calcita/dolomita – 50%). Fragmentos de basalto e outros minerais como biotita, granada e opacos também são comuns, porém, chegam no máximo a 5% do volume total de grãos.

Na região nordeste do Mato Grosso do Sul e Sul de Goiás, os fragmentos líticos encontrados indicam que a borda norte da Bacia Bauru sofreu constante soerguimento causado por intrusões alcalinas, expondo unidades paleozóicas da Bacia do Paraná e rochas do embasamento pré-cambriano. Os fragmentos de rochas alcalinas encontrados no arcabouço dos arenitos nessa porção da Bacia Bauru possuem composição kamafugítica, em concordância com Danni (1996) e Junqueira-Brod *et al.* (2002). Embora na região de Uberaba (nordeste da bacia) a contribuição alcalina para a Formação Marília é menor que 5%, sua composição também é kamafugítica (Gravina *et al.* 2002).

O fato de que a faixa de afloramentos do Membro Ponte Alta (camadas com maior cimentação por CaCO_3 da Formação Marília) esteja alinhada na direção NW, é um forte indício de que o processo de calcetização mais intenso na Bacia Bauru tenha sido condicionado por reativações da Sutura de Itumbiara. Após o ciclo deposicional que deu origem às rochas do Grupo Bauru, a reativação desse lineamento causou uma reestruturação na borda NE da Bacia Bauru, dando origem às depressões de Uberaba e Gurinhatã, separadas por um alto na região de Veríssimo (MG). Na depressão gerada a leste desse alto (Depressão de Uberaba) o lençol freático ficou barrado. A elevação do nível freático associado ao clima árido/semi-árido propiciou a concentração e precipitação do CaCO_3 . Em maior ou menor proporção de acordo com as condições de permo-porosidade dos depósitos. Para a porção oeste do Triângulo Mineiro (Depressão de Gurinhatã), as condi-

Figura 10 – Compartimentação estrutural do Triângulo Mineiro (Batezelli 2003).

ções hidrogeológicas favoreceram uma calcretização menos intensa (do tipo pedogenética), não formando depósitos economicamente exploráveis. A interpretação dos dados apresentados permite propor que o modelo de formação dos calcretes seja semelhante ao proposto por Silva *et al.* (1994), discordando do ponto de vista da idade de sua gênese, admitida por aqueles autores como sendo contemporâneo à sedimentação da Formação Uberaba.

Os principais processos e fases minerais desenvolvidos durante a co-diagênese, identificados nas lâminas são: palagonitização, infiltração mecânica de argilas, cimentação precoce por hematita, cimentação precoce por calcita e cimentação precoce por barita, calcretes e dolomita. O cálcio e o magnésio, responsáveis pela formação dessas fases minerais provavelmente resultaram da alteração de rochas basálticas e rochas alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba. A fonte do elemento Ba, cuja solubilidade é extremamente baixa, estaria relacionada a processos de substituição dos feldspatos pelo cimento carbonático.

Na mesodiagênese, a partir da intensa calcretização houve um aumento das condições de pH favorecendo a dissolução de grãos siliciclásticos, e promovendo assim, o enriquecimento de SiO₂ das águas que percolavam o espaço poroso. O elevado pH e as grandes concentrações de Mg e Si dissolvidos das rochas vulcânicas (Serra Geral e Alcalinas do SAP), foram responsáveis pela gênese de paligorskita e de silcretes (silica amorfa), além de sobrecrecimento de quartzo e feldspato. Nessa fase também ocorreu substituição de grãos siliciclásticos por calcita e formação de zeólitas.

Agradecimentos: A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP pelo apoio financeiro aos projetos 99/00324-1 e 99/00323-5. Aos professores doutores Antonio Roberto Saad, Antenor Zanardo e Joel Carneiro de Castro pelas discussões no decorrer da pesquisa. Aos relatores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alves J.M.P. 1995. *Petrologia e diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná, na egião do Triângulo Mineiro*. UFOP, Dissertação de Mestrado, 102 p.
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Bol. Div. Fom. Min. (Rio de Janeiro)*, DNPM. Bol. 136.
- 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*. Tese de Livre Docência, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 190p
- Barcelos J.H. & Suguio K. 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos Estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. *In: SBG, Simp. Reg. Geol.*, 6, Rio Claro. *Atas...*, 1: 313-321.
- Batezelli A. 1998. *Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 110 p.
- Batezelli A. 2003. Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes. Tese de Doutorado, Inst. Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 183 p.
- Batezelli A., Perinotto J.A.J., Etchebehere M.L.De C., Fulfaro V.J., Saad A.R. 2003. Análise estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru - Ks) no centro-oeste do Estado de São Paulo. *Geociências*, 22(n. especial):5-19.
- Battilani G.A., Gomes N.S., Guerra W.J. 1996. Evolução diagenética dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, na região de Morro do Chapéu, Bahia. *Geonomos*, 4: 81-89.
- Bjorlykke K. & Egberg P.K. 1993. Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG Bull.*, 77:1358-1398.
- Blatt H., Middleton G., Murray R. 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall Inc. New Jersey. 782 p.
- Borch C. von der. 1963. Stratigraphy and formation of Holocene dolomite deposits of the Coorong Area, South Australia. *J. Sed. Petrol.*, 46:952-956.
- Chahi A., Duplay L.C., Lucas J. 1993. Analysis of paligorskite and associated clays from Jbel Rhassoul (Marocco): chemical characteristics and origin of formation. *Clays Clay Min.*, 41:401-411.
- Choquett P.W. & Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, 54:207-250.
- Coimbra A.M. 1991. *Sistematização crítica da obra*. Tese de Livre Docência, IG/USP, 54 p.
- Coimbra A.M., Brandt Neto M., Coutinho J.M.V. 1981. Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. *In: SBG, A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes*, São Paulo. Coletânea de trabalhos e debates, São Paulo, p. 103-115.
- Crone A.J. 1975. *Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matrix clay in arid fluvial sediments*. PhD Thesis, University of Colorado, 162 p.
- Damanti J.F. & Jordan T.E. 1989. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaca, Argentina. *AAPG Bull.*, 73:2321-2334.
- Danni J.C.M. 1996. Evolução tectono-magmática da província alcalina do Sul de Goiás. *In: Simp. Cretáceo do Brasil*, 4, Águas de São Pedro, SP, *Boletim...*, pp.: 235-237.
- Dias-Brito D., Musacchio E.A., Castro J.C., Maranhão M.S.A.S., Suárez J.M., Rodrigues R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil: concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Rev. Paleobiol.*, 20: 245-304.
- Fernandes L.A. 1992. *A cobertura cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os Grupos Bauru e Caiuá*. Dissertação de Mestrado, IG/ISP, 171p.
- Fernandes L.A. 1998. *Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. Tese de Doutorado, IG/USP, 216 p.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil) - *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 68:195-205.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 2000. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo) - *Rev. Bras. Geoc.*, 30:717-728.
- Ferreira Jr. P.D. 1996. *Modelo deposicional e evolução diagenética da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, na região do Triângulo Mineiro*. Dissertação de Mestrado, IG/UFOP, 175p.
- Ferreira Jr., P. D. & Gomes, N. S. 1999. Petrografia e diagênese da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n.o 2, p.16-172.

- Fisher R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *GSA Bull.*, 2:1409-1414.
- Fisher R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1: 287-298.
- Flügel E. 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag, Heidelberg. 633 p.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Hemphill Publ. Co. 182 p.
- Folk R.L. & Land L.S. 1975. Mg/Ca ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. *AAPG Bull.*, 59:60-68.
- Friedman G.M. & Sanders J.E. 1978. *Principles of sedimentology*. J. Wiley & Sons (eds). New York. 792 p.
- Füchtbauer S. 1988. *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1141 p.
- Fulfaro V.J. 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. IG/ISP*, 5:129-138.
- Fulfaro V.J. & Perinotto J.A.J. 1996. A Bacia Bauru: Estado da Arte. In: Simp. Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, SP. *Boletim...*, 297-303.
- Fulfaro V.J., Perinotto J.A.J., Barcelos J.H. 1994. A margem goiana de Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: Simp. Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, *Boletim...*, pp.: 81-84.
- Goldberg K. 1995. *Reconstituição paleoambiental do Cretáceo continental Brasileiro na região do Triângulo Mineiro*. Dissertação de Mestrado, UNISINOS, 181p.
- Gomes N.S. & Fernandes S.M. 1995. Contribuição à petrologia e diagênese dos hialoclastitos da Formação Macau, Bacia Potiguar, RN, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 9:223-236.
- Goudie A. 1973. *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*. Clarendon Press. Oxford. 174 p.
- Gravin, E.G., Kafino C.V., Brod J.A., Boaventura G.R., Santos R.V., Guimarães E.M., Jost H. 2002. Proveniência de arenitos das Formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 32:545-558.
- Hasui Y. 1967. *Geologia das formações cretáceas do oeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Escola Politécnica/ USP
- Hasui Y. 1968. A Formação Uberaba In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte, *Anais...*, p. 167-179.
- Hasui Y. 1969. O Cretáceo do oeste Mineiro *Bol. SBG*, 18:39-56.
- Hasui Y. & Haralyi N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, 10:67-77.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Miotto J.A., Saad A.R., Campanha V.A., Hanza V.M., Frangipani A., Puleghini F.P. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. IPT, São Paulo, Relatório 27.394, vol 2.
- Hopp, M.G. 1940. Untersuchungen an Palagonittufen und über ihre Bildungsbedingungen. *Chemie der Erde*, 13: 484-514.
- Junqueira-Brod T.C., Roig H.L., Gaspar J.C., Brod J.A., Meneses P.R. 2002. A província alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Rev. Bras. Geoc.*, 32:559-566.
- Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: on the measurement of packing sandstones. *J. Geol.*, 64:385-394.
- Kastner M & Siever R. 1979. *Low temperature feldspar in sedimentary dolomites*. Yearb. Science and Techn., Mc. Graw Hill, New York. 408 p.
- McBride E.F. 1963. A classification of common sandstones. *J. Sed. Petro.*, 33: 664-669
- Ribeiro D.T.P. 1997. Diagênese e petrografia das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, MG. Dissertação de Mestrado, IG/UFOP, 108 p.
- Ribeiro D.T.P. 2000. Caracterização dos silcretes do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:663-664.
- Ribeiro D.T. P. 2001. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 31:7-12.
- 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. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais...*, 1:184-186.
- Riccomini C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas Vizinhas. Tese de Livre Docência, IG/USP, 100p.
- Rimann E. 1917. A Kimberlita no Brasil. *Anais Escola Minas de Ouro Preto*, v. 15, p. 27-32.
- Sgarbi G.N.C. & Dardenne M.A. 1998. Evolução climática do Gondwana nas regiões centro-sul do Brasil e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico, enfatizando o Arco do Alto Paranaíba, a borda NNE da Bacia do Paraná e a porção meridional da Bacia Sanfranciscana, no Oeste do Estado de Minas Gerais. *Geonomos*, 4:21-49.
- Sheppard R.A. & Gude A. J. 1973. Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mojave County, Arizona. *USGS. Prof. Paper*, 830:1-36.
- Silva R.B., Etchebehere M.L.C., Saad A.R. 1994. Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. In: Simp. Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro. *Boletim...*, p. 85-90.
- Soares P.C., Landim P.M.B., Fulfaro V.J., Sobreiro Neto A.F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Rev. Bras. Geoc.*, 10:177-185.
- Staudiegel H. & Hart S.R. 1983. Alteration of basaltic glass: mechanism for the sea water budget. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 47:337-350.
- Von Waltershausen W.S. 1845. Über die submarine Ausbrüche in der tertiären Formationen des Val di Noto in Vergleich mit verwandten Erscheinungen am Ätna. *Gött. Stud.*, 1:371-431.
- Walker T.R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *GSA Bull.*, 78:353-368.
- Walker T.R., Waugh B., Crone A.J. 1978. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. *GSA Bull.*, 89:19-32.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol. Soc. London*, 135:51-56.

Manuscrito A-1473

Recebido em 21 de outubro de 2003

Revisão dos autores em 13 de junho de 2005

Revisão aceita em 23 de junho de 2005