

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

**CURSO DE PÓS – GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL**

**ANÁLISE DA SEDIMENTAÇÃO CRETÁCEA NO
TRIÂNGULO MINEIRO
E SUA CORRELAÇÃO COM ÁREAS ADJACENTES**

Alessandro Batezelli

RIO CLARO (SP)

2003

**UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
IGCE - INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
“Campus de Rio Claro”**

**ANÁLISE DA SEDIMENTAÇÃO CRETÁCEA NO
TRIÂNGULO MINEIRO
E SUA CORRELAÇÃO COM ÁREAS ADJACENTES**

Alessandro Batezelli

Orientador: **Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto**

Tese de Doutorado elaborada junto ao curso
de Pós-Graduação em Geociências Área de
concentração: Geologia Regional, para a
obtenção do título de Doutor em Geologia.

Rio Claro/2003

Comissão Examinadora

Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto – UNESP/UnG

Prof. Dr. Mario Lincoln de Carlos Etchebehere - UnG

Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes - UFPR

Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro - UNESP

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad – UNESP/UnG

- Alessandro Batezelli -

Rio Claro, 08 de Maio de 2003

Resultado: Aprovado

à minha querida esposa Maria Carolina.

Pensar para aceitar. Calar para resistir. Agir para vencer. (Renato Kehl).

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos:

Ao professor Dr. José Alexandre de J. Perinotto pela orientação durante o desenvolvimento do projeto.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP que financiou minha bolsa de estudos, bem como forneceu suporte técnico para os trabalhos de campo e gabinete.

À Companhia de Saneamento de Minas Gerais - COPASA (Belo Horizonte – MG), na pessoa do Dr. Sérgio Alvarenga, por fornecer dados de poços tubulares profundos de todo o Triângulo Mineiro.

À Sondamar – Poços Artesianos (Piracicaba – SP), Constroli – Poços Artesianos e Saneamento (Garça – SP), Geoplan – Sistemas de Águas e Efluentes (Sorocaba – SP), CPRM (Belo Horizonte – MG) e Arroz Dolar (Ituiutaba – MG) pelos perfis de poços tubulares profundos.

À Geosol (Belo Horizonte – MG), Militino Poços Artesianos (Uberlândia – MG), Hidrovida Poços Artesianos Ltda. (Uberlândia – MG), Água Pura Poços Artesianos (Uberlândia – MG), Hidro Campos Poços Artesianos Ltda. (Uberlândia – MG), Hidrogesp (São Paulo - SP), ENGEP – Engenharia, Geologia e Perfurações (Uberlândia – MG), Hidrohorizonte Ltda. (Belo Horizonte – MG) pelas informações de sub-superfície do Triângulo Mineiro.

À Lafarge – Fábrica de Cimento Ponte Alta (MG), na pessoa do Sr. Evilmar Gonçalves, por disponibilizar dados de testemunhos de sondagem.

Às bibliotecas da Universidade Estadual Paulista (UNESP), Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Belo Horizonte – MG), pelas referências bibliográficas da área de estudo.

Aos professores doutores Newton Souza Gomes (UFOP), Joel Carneiro de Castro (UNESP) e Antenor Zanardo (UNESP), pela grande ajuda com as análises petrográficas.

Aos professores doutores Mario Lincoln de Carlos Etchebehere (UnG) e Joel Carneiro de Castro (UNESP) pelas críticas e sugestões no texto final.

Ao Geólogo Luiz Carlos B. Ribeiro do Centro de Pesquisas Paleontológicas *LLEWELLY IVOR PRICE de Peirópolis, pelas informações paleontológicas e geológicas da região de Uberaba (MG)*.

À Secretaria de Planejamento e Meio Ambiente de Uberaba, na pessoa do Engenheiro Gilberto Facury Dib, por fornecer gentilmente os mapas do município.

À professora Dra. Márcia Ernesto pelas análises paleomagnéticas.

Aos professores doutores Paulo Milton Barbosa Landim e Vicente José Fulfaro coordenadores do projeto: “A Bacia Bauru no Triângulo Mineiro – MG: Análise de Bacia como Proposta de uma nova Estratégia Exploratória para Recursos Minerais e Hídricos”.

À amiga geóloga Alessandra Cristina Corsi pelo trabalho em equipe.

À Darlene de Cássia Armbrust pelo auxílio nas questões de informática.

À minha querida esposa Maria Carolina, por seu amor e companheirismo.

Por fim, mas não menos importante, um especial agradecimento ao amigo e co-orientador professor Dr. Antonio Roberto Saad, que em nenhum momento mediu esforços para me auxiliar nos trabalhos de campo, gabinete e na confecção dessa tese. Agradeço também pelas críticas e sugestões, sem as quais a realização desse trabalho teria sido bem mais árdua.

ÍNDICE

Resumo	v
Abstract	vi
I – INTRODUÇÃO	1
II – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	2
III – ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	3
IV – JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS	8
V – MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO	9
VI – A BACIA BAURU	11
VI.1 - Considerações Gerais	11
VI.2 – Estratigrafia da Bacia Bauru	12
VII – EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DO TRIÂNGULO MINEIRO (MG)	16
VIII – O GRUPO BAURU NO TRIÂNGULO MINEIRO	31
VIII.1 – Descrição das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro	32
VIII.1.1 - Formação Uberaba	32
VIII.1.2 - Formação Adamantina	36
VIII.1.3 - Formação Marília	38
VIII.2 – Geologia estrutural e evolução tectônica do Triângulo Mineiro	43
IX – ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA REGIONAL	53
IX.1 – Petrografia e evolução diagenética	53
IX.1.1 – Aspectos texturais	54
IX.1.2 – Descrição dos minerais do arcabouço	54
IX.1.3 – Considerações sobre a área fonte	58
IX.1.4 – Considerações sobre as condições paleodeposicionais	58
IX.1.5 – Evolução Diagenética	58
IX.2 – Paleontologia	69
IX.3 – Paleomagnetismo	70
IX.4 – Análise de fácies	72
IX.4.1 – Considerações Gerais	72
IX.4.2 – Fácies do Grupo Bauru na área de estudo	74
F	75
CONJUNTO DE FÁCIES CONGLOMERADO (C)	76
Fácies Conglomerado Maciço (Cm)	77
Fácies Conglomerado com Estratificação Cruzada Acanalada (Cea)	77
Fácies Conglomerado com Estratificação Cruzada Tabular (Cetg)	80
CONJUNTO DE FÁCIES ARENITO (A)	82
Fácies Arenito Maciço (Am)	82
Fácies Arenito com Estratificação Cruzada Acanalada (Aea)	84
Fácies Arenito com Estratificação Cruzada Tabular (Aet)	89
Fácies Arenito com Estratificação Sub-Horizontal (Aeh)	92
Fácies Arenito com Laminação Plano-Paralela (Alp)	92
Fácies Arenito com Marcas Onduladas (Ao)	94
Fácies Arenito Granodecrescente Ascendente (Ar)	97
CONJUNTO DE FÁCIES FINOS (F)	97
Fácies Argilito Maciço (Fm)	98

Fácies Lamito Maciço com Lentes de Arenito (Fma)	100
Fácies Siltito (Fs)	100
CONJUNTO DE FÁCIES CALCÁRIO (L)	101
Fácies Calcário Maciço (Lm)	101
IX.5 – Elementos Arquitetônicos, Macroformas e Superfícies Hierárquicas	104
IX.6 – Elementos Arquitetônicos, Macroformas e Superfícies Hierárquicas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e adjacências	109
IX.7 – Ambientes de Sedimentação e Sistemas deposicionais do Grupo Bauru	118
X – ANÁLISE DE BACIA	127
X.1 – Correlação Estratigráfica	127
X.2 – Reconstrução Paleogeográfica da Porção Nordeste da Bacia Bauru	146
XI – EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DA BORDA NORTE E NORDESTE DA BACIA BAURU	154
XII – RECURSOS HÍDRICOS E POTENCIALIDADE ECONÔMICA DA ÁREA DE ESTUDO	157
XIII – CONCLUSÕES	160
XIV – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	164

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.	2
Figura 2 - Mapa das unidades litoestratigráficas do Triângulo Mineiro.	4
Figura 3 – Mapa geomorfológico da região do Triângulo Mineiro (SIQUEIRA & ROSA 1998).	5
Figura 4 – Mapa de lineamentos de drenagem do Triângulo Mineiro.	7
Figura 5 – Mapa de distribuição das unidades que compõem o Grupo Bauru.	11
Figura 6 – Coluna litoestratigráfica das unidades do Grupo Bauru nas diferentes áreas de ocorrência (SOARES et al., 1980 - Modificado).	16
Figura 7 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (BARCELOS & SUGUIO, 1987 - Modificado).	31
Figura 8 - Diagrama de McBRIDE (1963).	33
Figura 9 – Foto do conglomerado basal do Membro Serra da Galga (Formação Marília), ponto 87 (APÊNDICE 1) – Antiga pedreira Caieira em Peirópolis.	35
Figura 10 – Afloramento expondo feições acanaladas do Membro Serra da Galga (Formação Marília), ponto 38 (APÊNDICE 1) – BR-262 a 4 km de Peirópolis em direção a Araxá (MG).	35
Figura 11 – Afloramento expondo arenito fino com estratificação cruzada de alto angulo. Ponto 18 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada Honorópolis – Gurinhatã a 11 km do Bairro do Grama em direção a Gurinhatã.	36
Figura 12 – Afloramento expondo siltitos avermelhados da Formação Adamantina. Ponto 21 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada Honorópolis – Gurinhatã, a 17 km do Bairro do Grama em direção a Gurinhatã.	37
Figura 13 – Afloramento expondo argilito maciço com lentes de arenito na base e arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela no topo. Ponto de interdigitação entre as formações Uberaba e Adamantina. Ponto 79 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada Veríssimo - Patrimônio do Rio do Peixe, a 11 km de Patrimônio.	38
Figura 14 – Afloramento expondo 2 grandes lentes de arenito médio a grosso, maciço, cimentado por CaCO ₃ . Ponto 100 (APÊNDICE 1) – Entrada de Comendador Gomes (MG).	39
Figura 15 – Foto da camada de calcário explorado como matéria prima para fabricação de cimento Portland. Ponto 88 (APÊNDICE 1) – Pedreira Ponte Alta (MG).	39
Figura 16 – Foto panorâmica mostrando relevo de chapadas na área de ocorrência do Membro Serra da Galga (Formação Marília). Ponto 68 (APÊNDICE 1). Estrada não pavimentada que liga a BR-050 ao distrito de Palestina, a 3 km da BR-050.	41
Figura 17 – Implantação de processos erosivos em solo arenoso do Membro Serra da Galga (Formação Marília). Ponto 66 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada que liga o distrito de Mangabeira (MG) à BR-050 na altura do posto Tijuco, entre Uberaba (MG) e Uberlândia (MG).	42
Figura 18 – Vista panorâmica do relevo em chapadas (Membro Echaporã - Formação Marília). Estrada não pavimentada Grama – Honorópolis, a 3 km do Bairro do Grama.	42

Figura 19 – Mapa estrutural do oeste de Minas Gerais, segundo HASUI & HARALYI (1991), Mod.	44
Figura 20 – Limite do Cráton do Paramirim definido com base em dados gravimétricos. (DAVINO, 1979 - Modificado).	45
Figura 21 – Esboço Geológico - Tectônico do sudoeste de Minas Gerais (ALMEIDA et al., 1980).	47
Figura 22 – Megaestruturação do Território Brasileiro (HASUI et al., 1993).	48
Figura 23 – Seções gravimétricas de Minas Gerais e modelo Crustal para as anomalias de tipo 1 (HASUI et al., 1993).	49
Figura 24 – Compartimentação estrutural do Triângulo Mineiro.	52
Figura 25 – Coluna Cronoestratigráfica do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG).	72
Figura 26 – Principais elementos arquitetônicos (MIALL, 1985)	105
Figura 27 – Hierarquia dos elementos. Notar posicionamento dos canais e dos complexos de barras com canais (MIALL, 1985).	106
Figura 28 – Superfícies hierárquicas em depósitos fluviais (FERREIRA Jr., 1996 – Modificado).	108
Figura 29 – Mapa de Paleocorrentes do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.	111
Figura 30 – Visão em planta e perfil longitudinal idealizado de um sistema de leque aluvial. Arenito cambriano, Van Horn (GALLOWAY & HOBDDAY, 1983 - Modificado).	119
Figura 31 – Diminuição do tamanho dos clastos de um leque, acompanhando a redução do gradiente (GALLOWAY & HOBDDAY, 1983).	119
Figura 32 – Relação entre formas de leito e estruturas sedimentares. A dunas linguóides e estratificações cruzadas acanaladas. B “ondas de areia” e estratificações cruzadas tabulares (HARMS et al., 1975, Apud MIALL, 1984)	121
Figura 33 – Interpretação Hidráulica da Seqüência Turbidítica de Bouma (WALKER, 1978).	125
Figura 34 – Seção estratigráfica de superfície Itajá (GO) – Pedregulho (SP).	129
Figura 35 – Seção estratigráfica de superfície Paranaíba (MS) – Trevão (MG).	130
Figura 36 – Seção estratigráfica de superfície Paranaíba (MS) – Canápolis (MG).	131
Figura 37 – Seção estratigráfica de superfície Santa Rosa (MG) – Peirópolis (MG).	132
Figura 38 – Seção estratigráfica de superfície Ponte Alta (MG) – Serra do Marimbondo (MG).	133
Figura 39 – Seção estratigráfica de superfície Quirinópolis (GO) – Prata (MG).	134
Figura 40 – Seção estratigráfica de superfície Quirinópolis (GO) – Cassilândia (MS).	135
Figura 41 – Seção estratigráfica de sub-superfície Canápolis (MG) – Carneirinho (MG).	136
Figura 42 – Seção estratigráfica de sub-superfície Prata (MG) – Limeira D’Oeste.	137
Figura 43 – Seção estratigráfica de sub-superfície Ponte Alta (MG) – Carneirinho (MG).	138
Figura 44 – Seção estratigráfica de sub-superfície Ponte Alta (MG) – Santa Vitória (MG).	139
Figura 45 – Diagrama estratigráfico Gurinhatã (MG) – Prata (MG).	140
Figura 46 – Diagrama estratigráfico Quirinópolis (GO) – Serra do Marimbondo (MG).	141
Figura 47 – Diagrama estratigráfico Canápolis (MG) – Serra do Marimbondo (MG).	142
Figura 48 – Diagrama estratigráfico Ponte Alta (MG) – Pedreira Partesan (MG).	143
Figura 49 – Mapa de isópacas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas Adjacentes.	147
Figura 50 – Mapa de isoporcentagem de fácies finas (Associação de fácies I) do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas Adjacentes.	148
Figura 51 – Mapa de isólitas da Formação Serra Geral no Triângulo Mineiro e áreas Adjacentes.	149
Figura 52 – Mapa de Contorno Estrutural do Topo da Formação Serra Geral no Triângulo Mineiro e áreas Adjacentes.	150
Figura 53 – Mapa de distribuição paleogeográfica dos ambientes que deram origem às unidades do Grupo Bauru.	153
Figura 54 – Modelo esquemático mostrando a evolução tectonoestratigráfica porção NE da Bacia Bauru..	156

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 01	55
Fotomicrografia 02	55
Fotomicrografia 03	55
Fotomicrografia 04	55
Fotomicrografia 05	56
Fotomicrografia 06	56
Fotomicrografia 07	56
Fotomicrografia 08	56
Fotomicrografia 09	57
Fotomicrografia 10	57
Fotomicrografia 11	57

<i>Fotomicrografia 12</i>	57
<i>Fotomicrografia 13</i>	60
<i>Fotomicrografia 14</i>	60
<i>Fotomicrografia 15</i>	60
<i>Fotomicrografia 16</i>	60
<i>Fotomicrografia 17</i>	61
<i>Fotomicrografia 18</i>	61
<i>Fotomicrografia 19</i>	61
<i>Fotomicrografia 20</i>	61
<i>Fotomicrografia 21</i>	62
<i>Fotomicrografia 22</i>	62
<i>Fotomicrografia 23</i>	62
<i>Fotomicrografia 24</i>	62
<i>Fotomicrografia 25</i>	64
<i>Fotomicrografia 26</i>	64
<i>Fotomicrografia 27</i>	64
<i>Fotomicrografia 28</i>	64
<i>Fotomicrografia 29</i>	65
<i>Fotomicrografia 30</i>	65
<i>Fotomicrografia 31</i>	65
<i>Fotomicrografia 32</i>	65
<i>Fotomicrografia 33</i>	66
<i>Fotomicrografia 34</i>	66
<i>Fotomicrografia 35</i>	66
<i>Fotomicrografia 36</i>	66

ÍNDICE DE PRANCHAS

<i>Prancha 1</i>	78
<i>Prancha 2</i>	79
<i>Prancha 3</i>	81
<i>Prancha 4</i>	83
<i>Prancha 5</i>	85
<i>Prancha 6</i>	86
<i>Prancha 7</i>	87
<i>Prancha 8</i>	90
<i>Prancha 9</i>	91
<i>Prancha 10</i>	93
<i>Prancha 11</i>	95
<i>Prancha 12</i>	96
<i>Prancha 13</i>	99
<i>Prancha 14</i>	102
<i>Prancha 15</i>	103

ÍNDICE DE QUADROS

<i>Quadro 1 – Área ocupada pelas diferentes categorias geomorfológicas (SIQUEIRA & ROSA 1998).</i>	6
<i>Quadro 2 – Evolução diagenética das rochas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (CHOQUETE & PRAY, 1970, Mod.).</i>	59
<i>Quadro 3 – Código de fácies utilizado no estudo do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.</i>	75
<i>Quadro 4 – Elementos arquitetônicos em depósitos fluviais (MIALL, 1985).</i>	106
<i>Quadro 5 – Principais características e significado das superfícies hierárquicas (MIALL, 1988a)</i>	107
<i>Quadro 6 – Síntese das principais características das associações de fácies do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG) e áreas adjacentes.</i>	128

APÊNDICES

- APÊNDICE 1 – Mapa de localização de pontos e poços descritos
 APÊNDICE 2 – Seções colunares de afloramentos e poços
 APÊNDICE 3 – Painéis fotográficos
 APÊNDICE 4 – Quadro de dados referentes a afloramentos e poços tubulares profundos.

RESUMO

A Bacia Bauru, entidade geotectônica gerada durante o Cretáceo Superior na porção sudeste da Placa Sul-americana, tem sido alvo de inúmeras pesquisas desde o final do Século XIX. No Triângulo Mineiro os estudos se concentram principalmente nos arredores de Uberaba, devido às descobertas fossilíferas e de depósitos de calcário, economicamente explorados. A partir de dados recentes de superfície e subsuperfície, foi desenvolvida uma análise de bacia integrada para as unidades do Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro, estendendo-se sua correlação às áreas adjacentes. Essa análise permitiu elaborar um modelo de evolução paleogeográfica constituído por 5 ambientes deposicionais em um trato de sistema aluvial/lacustre. A sedimentação ocorreu a partir de fluxos aluviais advindos principalmente de norte/nordeste, em direção a um nível de base lacustre, hoje balizado pelas cidades de Gurinhatã, Limeira D'Oeste e Prata em Minas Gerais, e que se estendia à porção centro-oeste do estado de São Paulo. Dados petrográficos, paleontológicos e paleomagnéticos indicam que a sedimentação na porção nordeste da Bacia Bauru ocorreu entre 80 e 65 Ma (Campaniano – Maastrichtiano). Cessada a sedimentação cretácea, a região do Triângulo Mineiro passou por um intenso processo de reestruturação tectônica que resultou na formação de várias depressões onde encontram-se preservadas as rochas do Grupo Bauru.

Palavras Chaves: Bacia Bauru, Triângulo Mineiro, análise de bacia, trato de sistema aluvial/lacustre, reestruturação tectônica.

ABSTRACT

The Bauru Basin, an Upper Cretaceous sedimentary basin in the southeastern South American Plate, has been studied since the end of 19th Century. In the Triângulo Mineiro region the investigations were concentrated mainly near the city of Uberaba, due to the large fossil and limestone deposits economically explored there. Based on recent surface and subsurface data an integrated basin analysis of the Bauru Group was developed in the Triângulo Mineiro region and extending to the neighbouring areas. This analysis permitted the construction of a paleogeographic evolution model, based on five depositional environments that composed an alluvial/lacustrine systems tract. The alluvial sedimentation entered the basin towards the lacustrine base level (Gurinhata, Limeira D'Oeste, Prata and western São Paulo region) from the northern/northeastern catchment area (Alto Paranaíba Uplift). Petrographic, paleontological and paleomagnetic data indicate that this depositional process occurred between 80 to 65 My ago (Campanian – Maastrichtian). After cretaceous sedimentation ended, the Triângulo Mineiro region was modified by Tertiary tectonic events, which resulted in the formation of various depressions, where remnants of the Bauru Group are preserved.

Keywords: Bauru Basin, Triângulo Mineiro region, alluvial/lacustrine system tract, lacustrine base level, tertiary tectonic events.

I – INTRODUÇÃO

No âmbito da Bacia do Paraná, a região do Triângulo Mineiro (MG) corresponde a uma zona intensamente reestruturada pelas movimentações meso-cenozóicas, onde a unidade supra-basáltica (Grupo Bauru - Ks) encontra-se preservada em depressões com diferentes espessuras.

Muitos foram os trabalhos de cunho geológico nessa porção da bacia, porém, em quase sua totalidade restritos a pequenas áreas. Com exceção de poucos trabalhos de caráter regional (como por exemplo HASUI, 1967; BARBOSA *et al.*, 1970 e BARCELOS, 1984), a grande maioria dos trabalhos realizados até o momento, refere-se ao conteúdo paleontológico da área, análises petrográficas e diagenéticas, e pesquisas localizadas para calcário e diamante (ALVES, 1995, GOLDBERG, 1995, FERREIRA Jr. 1996, RIBEIRO, 1997).

A partir da aquisição de dados inéditos de superfície e de subsuperfície foi efetuada uma análise de bacia integrada com ênfase ao Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG), noroeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás.

Vinculada aos 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 Hidricos*, a presente tese expõe um quadro atualizado sobre as unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, buscando responder questões até então em aberto, tais como: relação de contato entre as unidades litoestratigráficas, contemporaneidade das formações, arranjo tridimensional, arquitetura deposicional, padrão de paleocorrentes, idades, proveniência dos sedimentos. Considerações sobre a origem e evolução paleogeográfica da “Bacia Bauru” também estão contempladas.

Além de buscar responder essas questões, a aplicação de um método de trabalho que integra as várias ferramentas estratigráficas disponíveis permitiu tecer algumas considerações sobre a potencialidade econômica da área com ênfase à água subterrânea, calcário e argila, servindo de ponto de partida para estudos mais detalhados.

Por fim, a partir da integração dos dados estratigráficos e estruturais, propõe-se um modelo de evolução tectonoestratigráfica para a Bacia Bauru, desde sua origem no Cretáceo Superior até sua reestruturação durante o Cenozóico.

II – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange o Triângulo Mineiro (MG) e partes da porção norte e noroeste do estado de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás, na faixa de afloramento das rochas do Grupo Bauru (Figura 1).

Compreendida entre os paralelos $17^{\circ} 30' 00''$ e $21^{\circ} 30' 00''$ de latitude sul e os meridianos $47^{\circ} 00' 00''$ e $52^{\circ} 00' 00''$ de longitude oeste, num total aproximado de 80.000 km^2 , a área abriga importantes núcleos urbanos, com destaque para: Uberaba, Uberlândia, Ituiutaba, Araguari, Frutal, Prata, Campina Verde e outras no estado de Minas Gerais. Franca, São José do Rio Preto, Votuporanga, Fernandópolis, Jales, Pereira Barreto, no território paulista. Aparecida do Taboado, Paranaíba, Selvíria, Cassilândia e Inocência no Mato Grosso do Sul. Itajá, Caçú, Quirinópolis e Rio Verde em Goiás.

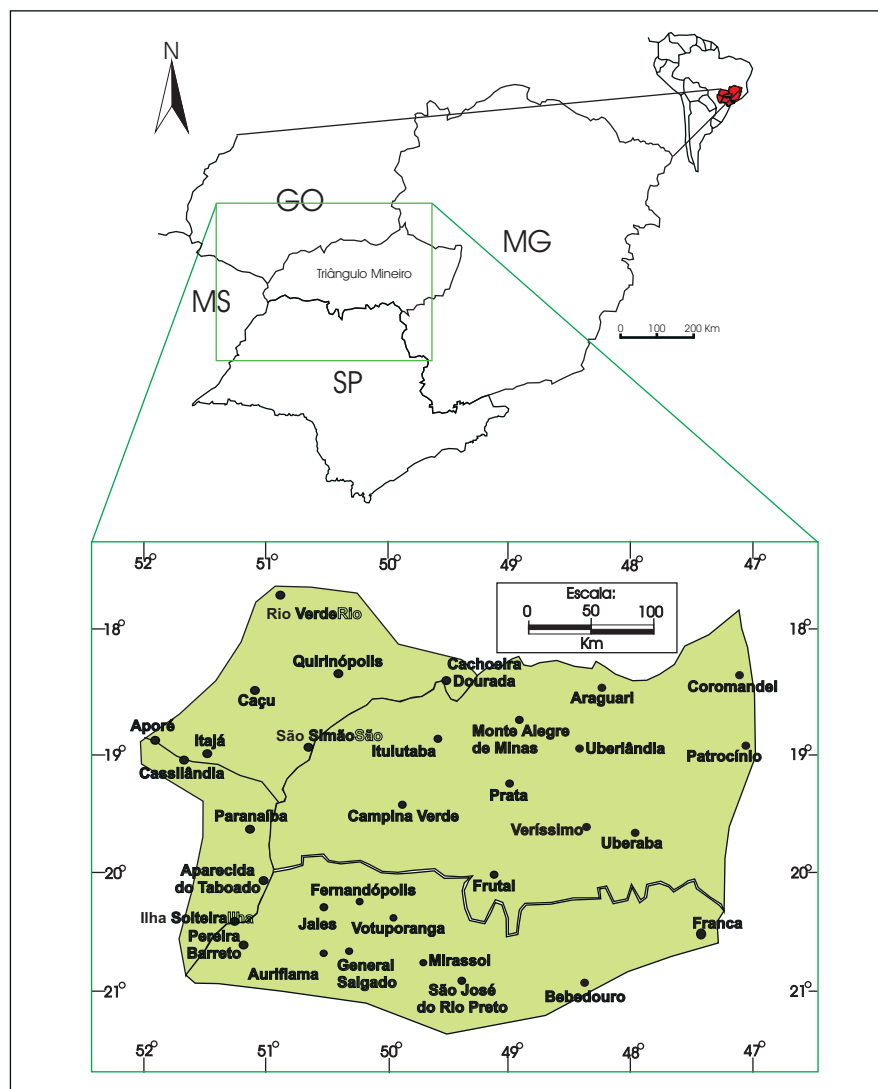


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

III – ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A região do Triângulo Mineiro apresenta um conjunto de relevo denominado por AB'SABER (1971) de Domínio dos Chapadões Tropicais do Brasil Central e Planaltos e Chapadas da Bacia Sedimentar do Paraná, estando inserida na sub-unidade Planalto Setentrional da Bacia do Paraná (RADAM BRASIL, 1983).

BACCARO (1991) propôs quatro categorias de relevo, cujas características podem ser assim resumidas:

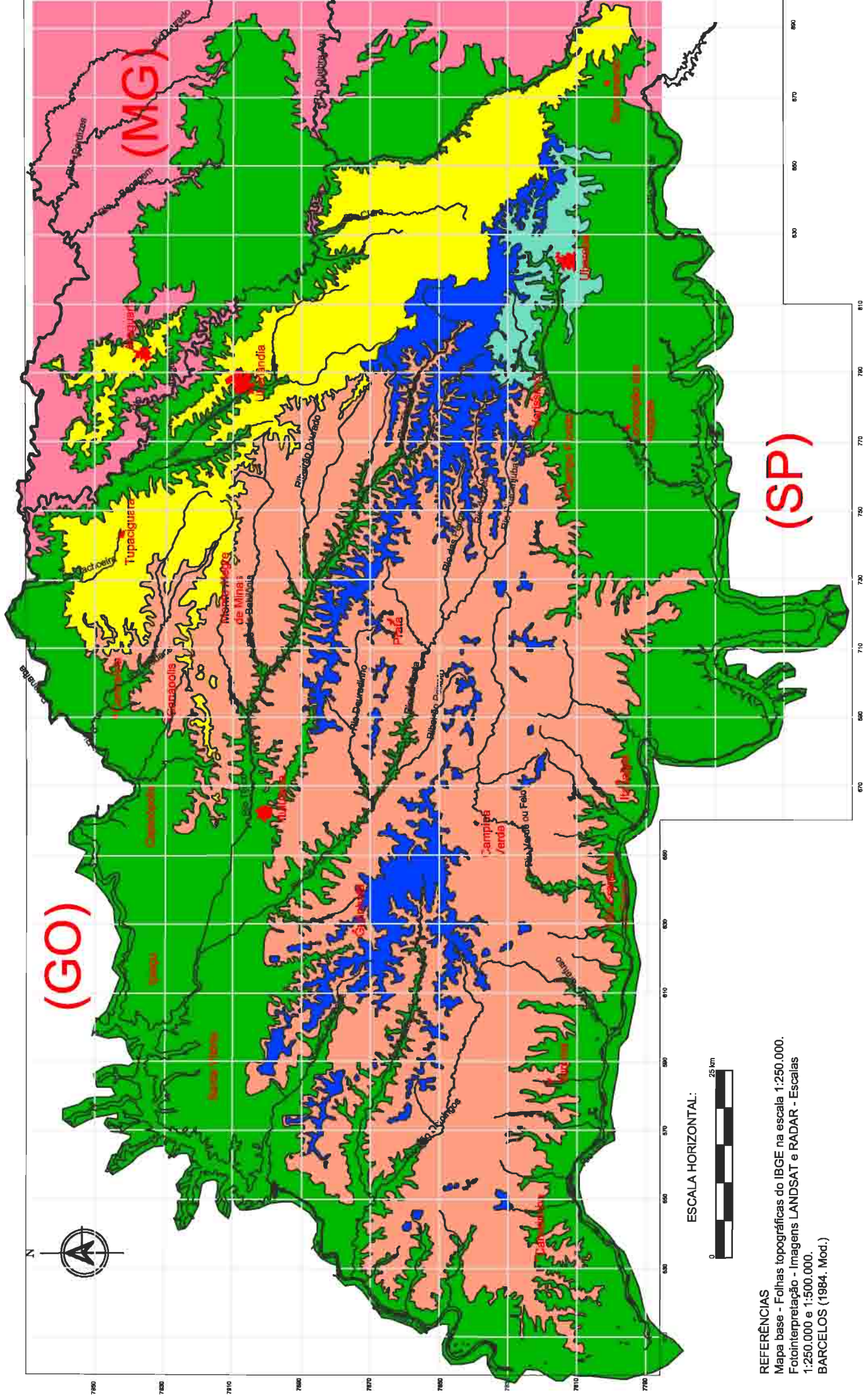
Área de relevo intensamente dissecado – correspondendo à borda da extensa chapada Araguari-Uberlândia, estendendo-se até os rios Paranaíba e Grande, que vem sendo intensamente dissecada, entalhada pelos seus afluentes. As feições morfológicas desse compartimento estão relacionadas ao substrato rochoso, representada pelos basaltos da Formação Serra Geral e pelas rochas do Grupo Araxá, predominantemente, com uma presença menos significativa dos arenitos do Grupo Bauru e dos sedimentos cenozóicos (Figura 2);

Área de relevo medianamente dissecado – apresenta topos nivelados entre 750 e 900 metros, com formas convexas e vertentes entre 3° e 15° de declividade. A Formação Adamantina, sobreposta aos basaltos da Formação Serra Geral, é a mais representativa na área, recoberta em grandes porções por sedimentos cenozóicos inconsolidados (Colúvios);

Área de relevo residual – caracteriza-se por bordas escarpadas, erosivas, de até 150 m, em contornos irregulares, com declividades que podem atingir 45°. Corresponde às porções mais elevadas em topos de divisores de água das principais bacias entre 800 e 900m. Apresenta relevo intensamente dissecado com formas convexas nas vertentes, constituída por arenitos da Formação Marília, mantendo as bordas escarpadas, sustentadas por rochas intensamente cimentadas por carbonato de cálcio;

Áreas elevadas de cimeira entre 950 e 1050m, com topos planos, amplos e largos – baixa densidade de drenagem e vales com pouca ramificação, vertentes com baixas declividades (entre 3° e 5°), sustentadas pelas rochas da Formação Marília e recobertas por sedimentos cenozóicos.

SIQUEIRA & ROSA (1998) propuseram cinco categorias de relevo nessa região: áreas de chapada, áreas de relevo pouco dissecado, áreas de relevo dissecado, áreas de relevo residual e áreas de planície fluvial (Figura 3). A distribuição percentual dessas categorias no Triângulo Mineiro encontra-se discriminada no quadro 1.



LEGENDA
UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

CENOZÓICO

Depósitos de Cobertura

CRETÁCEO SUPERIOR
GRUPO BAURU

Formação Marília

Arenitos médios a grossos, carbonáticos, imaturos, macços, cores branca a avermelhada.

Formação Uberaba

Arenitos finos a médios, subordinadamente conglomerados, silícios e argilosos, cimento carbonático ou matriz argilosa, cores verde elou vermelho.

Formação Adamantina

Arenitos finos a muito finos, silícios e argilosos, com teor de matriz variável, cores creme a vermelho.

CRETÁCEO INFERIOR

GRUPO SÃO BENTO

Formação Serra Geral

Basaltos toleíticos em derrames tabulares superpostos e arenitos intertapanos.

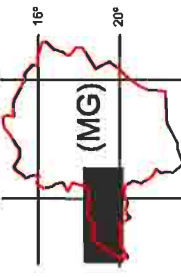
PRÉ-CAMBRIANO

GRUPOS ARAXÁ/CANASTRABAMBUÍ

Articulação da Folha

Quirindópolis	Uberlândia	Pão de Açúcar
Ilurama	Prata	Uberaba
Votuporanga	S. José do Rio Preto	Franca

Localização da Folha no Estado



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

Orientador: J. Alexandre J. Perinotto
Autor: Alessandro Batezelli
Processo FAPESP 99-00924-1

Análise da Sedimentação Cretácea no Triângulo Mineiro e sua Correlação com Áreas Adjacentes

ESCALA HORIZONTAL:



REFERÊNCIAS
Mapa base - Folhas topográficas do IBGE na escala 1:250.000.
Fotointerpretação - Imagens LANDSAT e RADAR - Escalas 1:250.000 e 1:500.000.
BARCELOS (1984, Mod.)

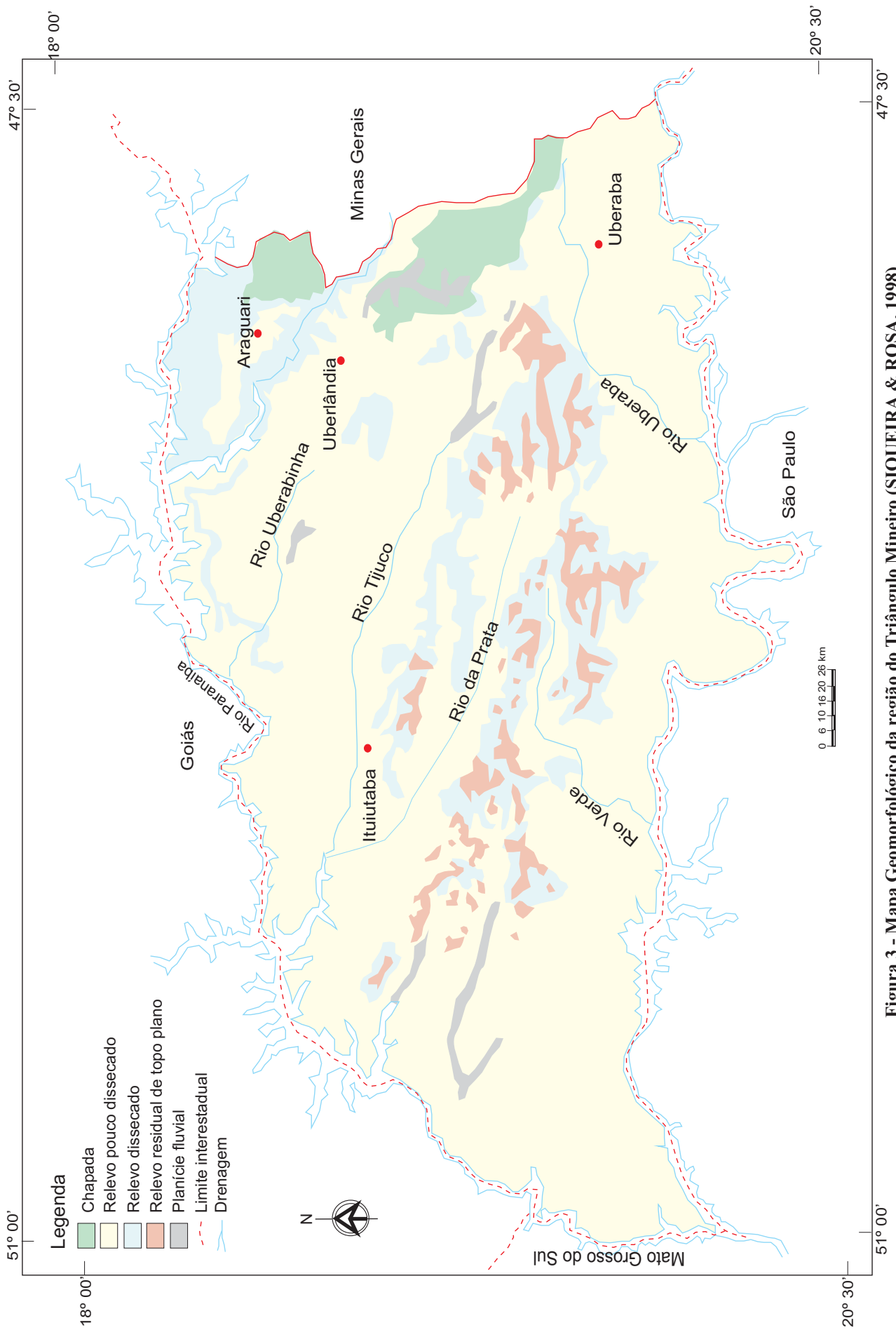


Figura 3 - Mapa Geomorfológico da região do Triângulo Mineiro (SIQUEIRA & ROSA, 1998)

Categorias	km ²	%
Área de chapada	1.940	3,7
Área de relevo pouco dissecado	40.376	76,5
Área de relevo dissecado	7.272	13,8
Área de relevo residual	2.507	4,7
Área de planície fluvial	665	1,3
Total	52.760	100

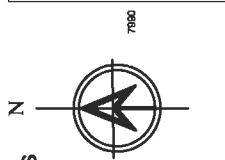
Quadro 1 – Área ocupada pelas diferentes categorias geomorfológicas (SIQUEIRA & ROSA 1998).

O padrão de drenagem sub-paralelo segue a estruturação do substrato rochoso com direção preferencial NE e NW, conforme constatado no mapa de lineamentos de drenagens fotointerpretados (Figura 4).

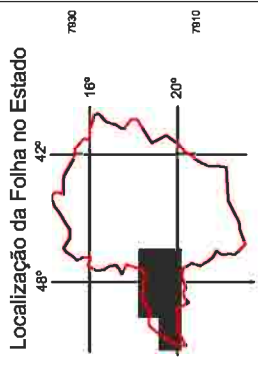
As características de relevo tornam a área de estudo interessante por apresentar uma grande quantidade de afloramentos.

Por todo o Triângulo Mineiro é possível observar alguns morros testemunhos formados por rochas do Grupo Bauru. Esses morros são resquícios da escarpa do Planalto do Triângulo (ALMEIDA, 1958) que foi dissecado pela erosão iniciada pelo Ciclo Sul-americano (KING, 1956) e se estendendo até os dias atuais.

- Convenções geográficas**
- Localidades
 - Cidades com mais de 5.000 habitantes
 - Cidades até 5000 habitantes
 - Limites
 - MG / SP Limites interestadual
- Convenções geológicas**
- Lineamentos N-S
 - Lineamentos NW
 - Lineamentos NE
 - Lineamentos E-W

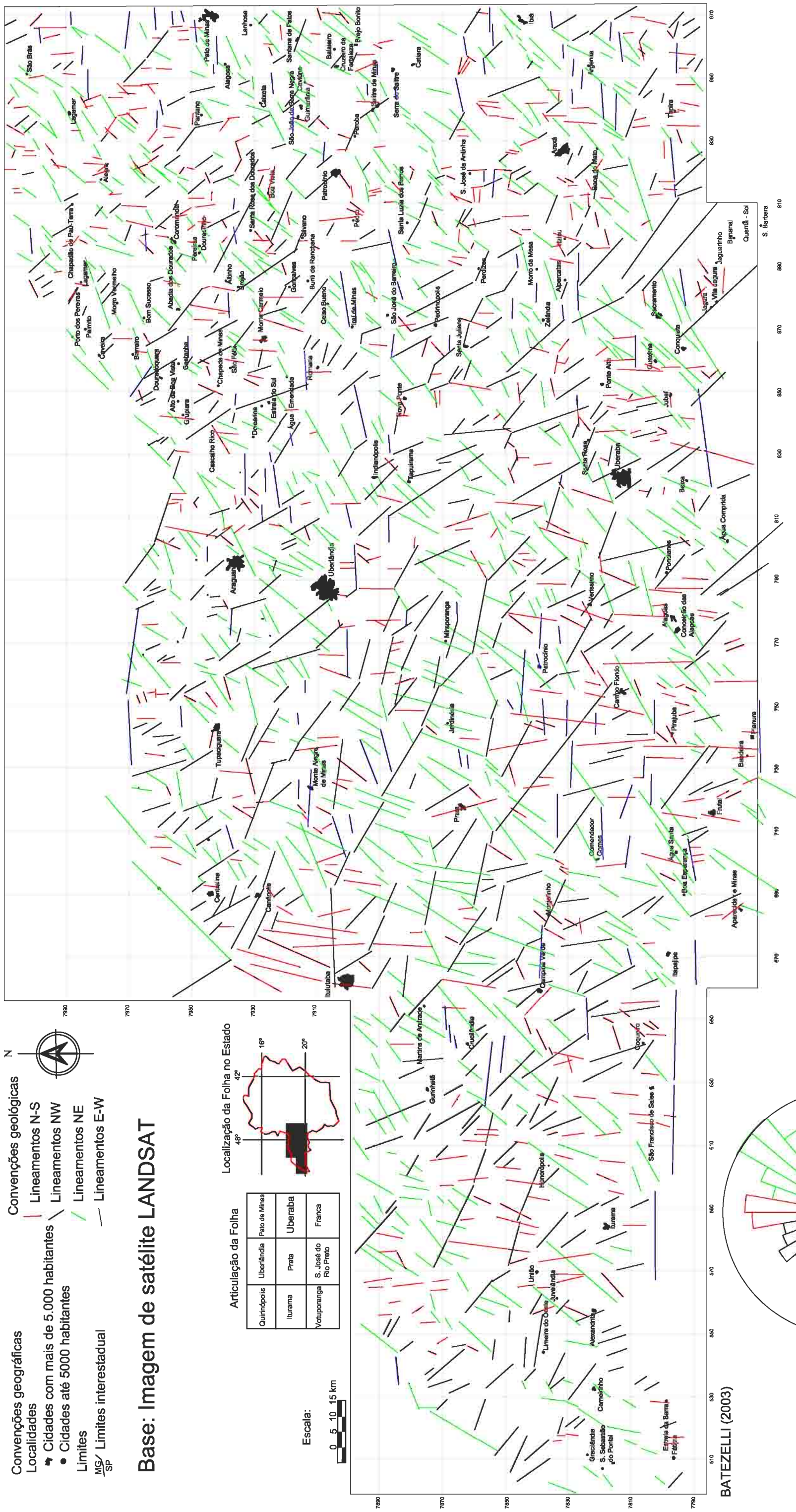
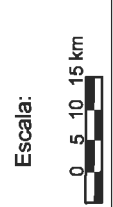


Base: Imagem de satélite LANDSAT

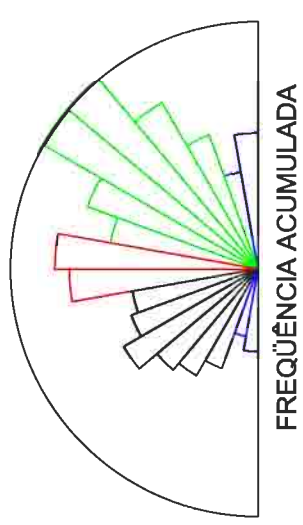


Articulação da Folha

Quirinópolis	Uberlândia	Pato de Minas
Iturama	Prata	Uberaba
Votuporanga	S. José do Rio Preto	Francisca



BATEZELLI (2003)



IV – JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS

As grandes movimentações verticais de idades mesozóica e cenozóica no sudeste brasileiro têm sido alvo de grande número de trabalhos, especialmente na faixa costeira do Planalto Atlântico e bacias marginais associadas. O caráter desta manifestação na compartimentação do interior continental e suas respostas sedimentares, no entanto, têm sido preocupação de, comparativamente, poucos trabalhos, a maior parte deles de cunho regional (como por exemplo HASUI, 1967; BARBOSA *et al.*, 1970 e BARCELOS, 1984).

Para a observação de campo destas movimentações e suas respostas sedimentares, uma região bastante interessante, pela compartimentação e diversidade de sua coluna litoestratigráfica, é a do Triângulo Mineiro, bem como áreas adjacentes (sul de Goiás, nordeste do Mato Grosso do Sul e norte e noroeste de São Paulo).

O Grupo Bauru (Ks), unidade supra-basáltica da Bacia do Paraná, especificamente nos arredores da cidade de Uberaba, tem sido foco de inúmeras pesquisas nas últimas décadas, tanto do ponto de vista econômico (exploração de diamantes e calcário), como do ponto de vista acadêmico (estudos estratigráficos e paleontológicos).

Os estudos geológicos no Triângulo Mineiro, com exceção de poucos trabalhos de cunho regional (como por exemplo HASUI, 1967; BARBOSA *et al.*, 1970 e BARCELOS, 1984), dedicam-se a áreas localizadas, principalmente nas proximidades de Uberaba e Ponte Alta, e tratam de questões referentes à paleontologia, petrografia, análise de fácies, diagênese e prospecção.

No entanto, questões tais como área geográfica e origem da Depressão de Uberaba, relação de contato entre as unidades litoestratigráficas, contemporaneidade das formações, arranjo tridimensional e arquitetura deposicional, cenários paleogeográficos de caráter mais amplo, idade e proveniência dos sedimentos, permaneceram em aberto. O mesmo pode ser dito para as áreas adjacentes, principalmente o sul do estado de Goiás e nordeste do Mato Grosso do Sul.

A partir da descoberta de novos afloramentos na região de Uberaba (MG), Prata (MG), Gurinhatã (MG) e Limeira D'Oeste (MG), assim como de relatórios técnicos de empresas de perfuração de poços tubulares profundos e minerações, viu-se a possibilidade da realização de uma análise de bacia integrada para a região do Triângulo Mineiro e suas adjacências.

Dessa forma, uma das metas principais da presente tese é tentar responder questões como as acima mencionadas, bem como apresentar um quadro atualizado sobre a origem, evolução paleogeográfica e reestruturação tectônica da Bacia Bauru no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas limítrofes nos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Goiás.

V – MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

Para alcançar os objetivos propostos, foi utilizado como método de trabalho a *Análise de Bacia*. Essa análise é baseada na integração de dados de superfície e subsuperfície, usando todas as ferramentas estratigráficas disponíveis.

Os trabalhos de superfície consistiram da descrição e documentação fotográfica de afloramentos, levantamento de seções colunares, geológicas e estratigráficas, coleta de amostras para análises petrográfica, paleontológica (palinologia e micropaleontologia) e paleomagnética.

Quanto aos trabalhos envolvendo dados de subsuperfície, estão sendo apresentadas seções colunares litológicas de poços tubulares profundos, cujos dados foram obtidos junto aos departamentos de água e esgoto dos estados de Minas Gerais e São Paulo, que servem de base para a confecção de seções estratigráficas, a fim de se interpretar o comportamento das unidades em profundidade.

Durante a elaboração da presente tese, realizou-se, primeiramente, a compilação de dados bibliográficos enfocando os principais aspectos geológicos regionais. Essa pesquisa consistiu de um trabalho realizado junto às bibliotecas das principais universidades de São Paulo e Minas Gerais (UNESP, USP, UFOP, UFMG), bem como órgãos de pesquisa desses estados (CPRM – Belo Horizonte e IPT – São Paulo).

Concomitante a essa compilação, foram realizadas análises fotointerpretativas de imagens de satélite LANDSAT, do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), em cópias dos canais 5 e 7 (variações de cinza), em escala 1:500.000, das quais foram extraídas os principais lineamentos de drenagem, essenciais à análise estrutural da área. Esses lineamentos foram plotados na base topográfica do estado de Minas Gerais e áreas adjacentes, em escala 1:250.000 do IBGE, resultando no mapa de lineamentos fotointerpretados (figura 4).

Ainda na fase inicial de trabalho, foram realizadas pesquisas junto às empresas de perfuração de poços tubulares profundos de São Paulo e Minas Gerais, buscando e compilando dados de subsuperfície da área de estudo (perfis geofísicos e litológicos). Foi também realizada uma pesquisa detalhada de dados de testemunhos de sondagem junto à empresa Lafarge – Fábrica de Cimento Ponte Alta (MG) (APÊNDICE 1).

Foram percorridos aproximadamente 3.000 km de rodovias e estradas secundárias na busca de afloramentos em toda a área do Triângulo Mineiro (MG), nordeste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e norte/noroeste de São Paulo, perfazendo uma área total de aproximadamente 60.000 km² (APÊNDICE 1). Os trabalhos de campo, por sua vez, consistiram de levantamentos detalhados de seções colunares e estratigráficas, documentação fotográfica e coleta de indicadores de paleocorrente

em afloramentos-chave, bem como de afloramentos inéditos na literatura, recentemente descobertos ao longo da área de estudo. Ainda nessa etapa, foram selecionados pontos onde foram feitas coletas de amostras para análises laboratoriais (petrográficas, paleontológicas, palinológicas e paleomagnéticas).

Os dados obtidos em afloramentos foram submetidos a uma análise estratigráfica baseada em quatro métodos básicos: análise de fácies; análise de elementos arquitetônicos, superfícies hierárquicas e de macroformas; e análise estatística para determinação do padrão de paleocorrentes.

Como as informações de subsuperfície não dispõem do mesmo grau de detalhe das informações de afloramento, foi aplicado apenas o método da análise de fácies.

A princípio, foram identificadas as principais fácies sedimentares e seus processos geradores, segundo os modelos propostos por MIALL (1977 e 1978). Essas fácies foram agrupadas e empilhadas verticalmente em associações de fácies (APÊNDICE 2), servindo a dois propósitos: identificação dos ambientes deposicionais e correlação lateral.

Para afloramentos com grande extensão lateral, foram confeccionados painéis fotográficos para a análise de elementos arquitetônicos, superfícies hierárquicas e de macroformas, segundo o método de MIALL (1985, 1988a e 1988b) (APÊNDICE 3).

Durante os trabalhos de campo, na medida do possível, foram medidas atitudes de indicadores de paleocorrente, principalmente estratificações cruzadas. Essas medidas foram tratadas estatisticamente por meio do software *STEREONET* gerando diagramas em rosetas. Os diagramas foram plotados na base cartográfica da área de estudo gerando um mapa de paleocorrentes.

As análises laboratoriais (petrográficas, micropaleontológicas, palinológicas e paleomagnéticas) foram utilizadas como ferramentas auxiliares, fornecendo informações referentes à idade, proveniência dos sedimentos e evolução diagenética das unidades do Grupo Bauru. A descrição dos vários métodos de análises laboratoriais, bem como da análise de fácies, elementos arquitetônicos, superfícies hierárquicas e macroformas serão apresentados nos capítulos seguintes.

O tratamento e integração dos dados forneceram como principais produtos: mapa de isólitias e de contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral, mapa de isópacas do Grupo Bauru, mapa de fácies sedimentares do Grupo Bauru, mapa de paleocorrentes do Grupo Bauru, mapa paleogeográfico e mapa litoestratigráfico, bem como seções estratigráficas e estruturais (superfície e subsuperfície).

Por fim, foi elaborado um modelo de evolução paleogeográfica para a Bacia Bauru, desde sua formação no Cretáceo Superior até sua reestruturação durante o Cenozóico.

VI – A BACIA BAURU

VI.1 - Considerações Gerais

Localizada no sudeste brasileiro, a Bacia Bauru ocupa uma área de aproximadamente 330.000 km², abrangendo o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (Figura 5).

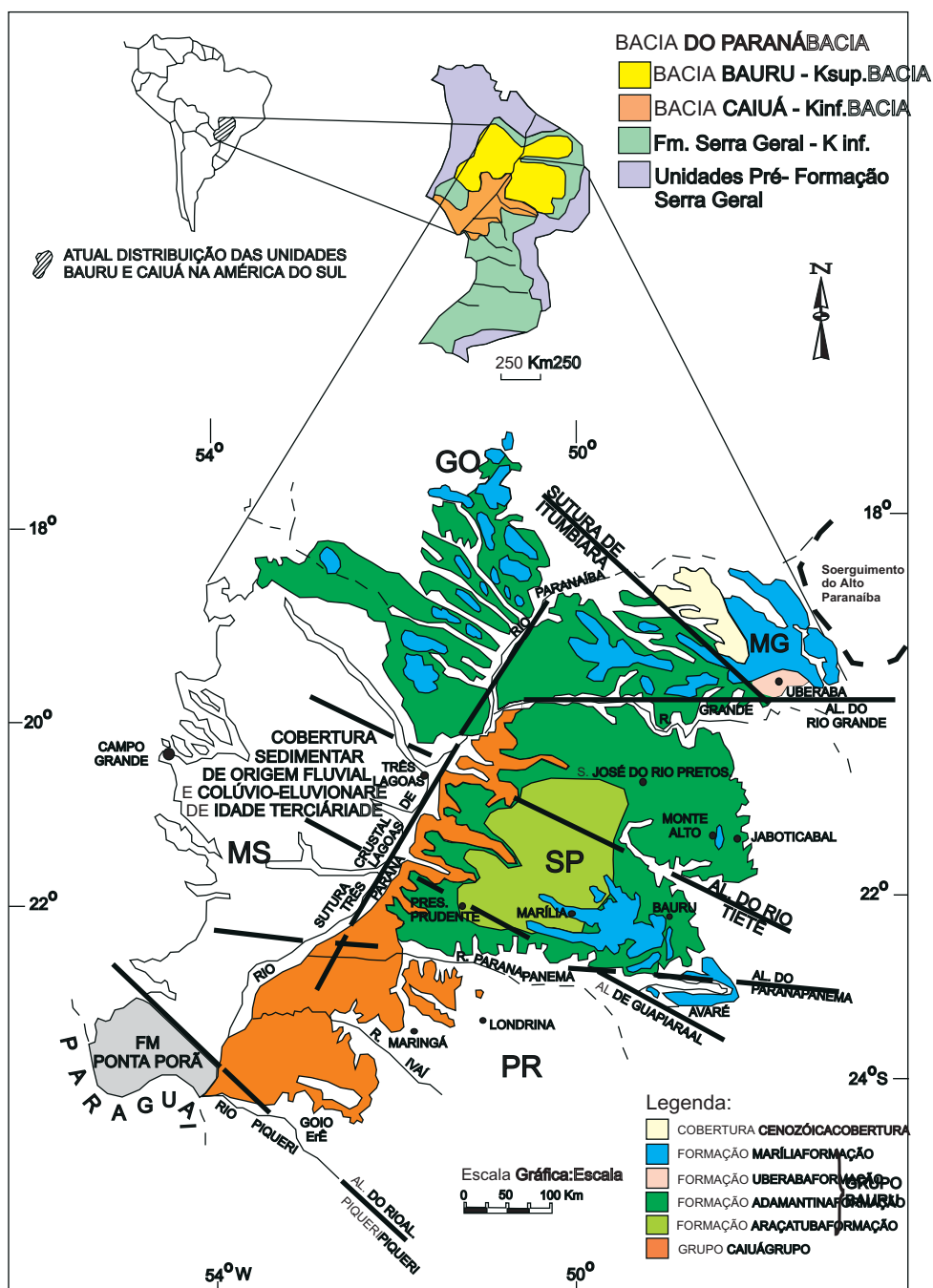


Figura 5 – Mapa de distribuição das unidades que compõem o Grupo Bauru. FERNANDES & COIMBRA (1996, Mod.)

A Bacia Bauru desenvolveu-se durante o Cretáceo Superior a partir da superposição de processos tectônicos de abatimento sobre a porção centro-norte da Bacia do Paraná, decorrente dos efeitos da separação Brasil – África.

Com formato alongado na direção norte/nordeste, essa bacia foi implantada principalmente sobre substrato basáltico e sobre os depósitos arenosos do Grupo Caiuá, tendo como depocentro a área onde a pilha de basaltos da Formação Serra Geral é mais espessa. Abriga rochas argilo-arenosas na base, gradando essencialmente para arenosas e conglomeráticas no topo, com espessura máxima preservada de quase 300 metros (região de Presidente Prudente e Regente Feijó no estado de São Paulo).

O conjunto litológico dessa bacia representa um intervalo deposicional continental no interior da Placa Sulamericana, iniciado com um provável nível de base lacustre, colmatado gradualmente por um sistema aluvial, resultante do soerguimento acentuado de suas bordas norte, nordeste e leste.

Seguindo em parte a concepção de FERNANDES & COIMBRA (1996) e RICCOMINI (1997), assume-se na presente tese que os limites atuais da Bacia Bauru são essencialmente 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 encoberto dada à grande área dominada por depósitos de cobertura sedimentar aluvial de idade terciária (planície do Rio Paraná).

Os processos erosivos responsáveis pela atual configuração dos limites da Bacia Bauru estão relacionados ao evento de reestruturação tectônica do Terciário, marcado em sua borda oriental pelo levantamento da Serra do Mar e Soerguimento do Alto Paranaíba.

Classificado como Ciclo Sul-Americano por KING (1956), esse ciclo erosivo no estado de São Paulo é representado pela Superfície do Japi (ALMEIDA, 1964), enquanto que no Triângulo Mineiro, pela Superfície Pratinha (ALMEIDA, 1958).

VI.2 – Estratigrafia da Bacia Bauru

O arranjo tridimensional das rochas sedimentares que preenchem a Bacia Bauru constitui matéria amplamente discutida na bibliografia geocientífica, desde o início do século 20.

O termo Bauru foi introduzido na literatura geológica por GONZAGA DE CAMPOS (1905), após ter sido reconhecido e descrito na região oeste do estado de São Paulo, a serviço da construção da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil. A princípio se propôs a denominação de “Grês de Bauru”,

modificada mais tarde para “Arenito Bauru” (FLORENCE, 1907). Já em 1930 a Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, atual Instituto Geológico, adotou o nome de “Formação Bauru”.

Em 1953, ALMEIDA & BARBOSA dividiram essa unidade em duas formações: Inferior ou Itaqueri e Superior ou Marília seguindo a proposta de SETZER (1943, *apud* ALMEIDA & BARBOSA, 1953).

FREITAS (1955) desenvolveu estudos sedimentológicos, estratigráficos e tectônicos, com objetivo de reconstruir o paleoambiente de sedimentação da “Série Bauru” no estado de São Paulo.

A partir daí, outros autores apresentaram trabalhos com o mesmo objetivo, sendo que com o passar dos anos, as reconstruções paleogeográficas foram se refinando devido às descobertas de novas ocorrências de afloramentos dessa unidade fora do estado de São Paulo, além da interpretação de dados estruturais e dados de subsuperfície que indicam processos tectônicos ativos durante a sua sedimentação. A esse respeito podem ser citados os trabalhos de HASUI (1968), HASUI (1969), BARBOSA *et al.* (1970), BJÖRNBERG *et al.* (1970), SAD *et al.* (1971), e SUGUIO (1973).

A partir de 1974, os levantamentos geológicos no estado de São Paulo em área de ocorrência do Grupo Bauru, começaram a se intensificar devido aos diversos convênios do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE) com a Universidade Estadual Paulista (UNESP), Universidade de São Paulo (USP) e o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) (com destaque para IPT, 1981; AIDAR *et al.*, 1980; ZAINÉ *et al.*, 1980). Esses estudos melhoraram consideravelmente a visão estratigráfica da unidade, já subdividida em unidades menores mapeáveis na escala 1:25.000, ainda com a denominação informal de litofácies e mesmo de fácies.

Na década de 80 muitos dos trabalhos sobre o Grupo Bauru buscaram estabelecer uma hierarquia litoestratigráfica para suas unidades, bem como algumas tentativas de reconstruções paleogeográficas.

SUGUIO (1980) propôs as seguintes unidades litoestratigráficas para o Grupo Bauru:

- Formação Caiuá (WASHBURNE, 1930);

- Formação Santo Anastácio, correspondente à fácies Santo Anastácio de LANDIM & SOARES (1976) e proposta como formação por STEIN *et al.* (*op. cit.*), representando uma transição entre as formações Caiuá e Adamantina. Lateralmente, rumo a nordeste (região de Araçatuba) essa unidade passa para os sedimentos da Formação Araçatuba, segundo aqueles autores;

- Formação Araçatuba, corresponde à unidade homônima de SUGUIO *et al.* (1977), que passa gradualmente para a Formação Santo Anastácio em direção ao Pontal do Paranapanema.

- Formação São José do Rio Preto, que corresponde à litofácies homônima de SUGUIO *et al.* (1977), assumindo que na região do Triângulo Mineiro (MG) seja correlacionável aos arenitos da Formação Uberaba;

- Formação Uberaba, que se superpõe aos basaltos da Formação Serra Geral, na região de Uberaba (MG); e

- Formação Marília (ALMEIDA & BARBOSA, 1953; SUGUIO, 1973; SUGUIO *et al.*, 1975).

SOARES *et al.* (1980) caracterizaram as seguintes formações para o Grupo Bauru, no estado de São Paulo: Formação Caiuá, Formação Santo Anastácio, Formação Adamantina e Formação Marília.

ALMEIDA *et al.* (1981), após estudo detalhado na região oeste do estado de São Paulo, consideraram esta seqüência com o “status” de grupo. Apresentaram também a seguinte estratigrafia: Formação Caiuá, unidade basal; Formação Santo Anastácio; Formação Adamantina correspondente a Unidade Inferior de STEIN *et al.* (1979) englobando as litofácies Araçatuba e São José do Rio Preto de SUGUIO *et al.* (1977) e as fácies Ubirajara e Taciba de SOARES *et al.* (1979); e Formação Marília.

A divisão de Minas e Geologia Aplicada do IPT apresentou, em 1981 (ALMEIDA & MELLO, 1981), uma síntese sobre a geologia do estado de São Paulo, que acompanha o Mapa Geológico do estado na escala 1:500.000. Para o Grupo Bauru manteve-se a divisão proposta anteriormente por SOARES *et al.* (1980). Nesse mesmo trabalho foi identificada a Formação Itaqueri, com arenitos e conglomerados. COTTAS & BARCELOS (1981) caracterizaram os sedimentos dessa formação como de idade cenozóica.

Ainda em caráter regional, BARCELOS (1984) apresentou um dos trabalhos mais abrangentes até então realizado, de correlação do Grupo Bauru, em áreas dos estados do Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul e Minas Gerais.

FERNANDES (1992) em sua dissertação de mestrado, apresentou uma nova proposta de subdivisão do Grupo Bauru, no norte do estado do Paraná e no Pontal do Paranapanema, elevando a Formação Caiuá à categoria de grupo (já aventado por FULFARO & BARCELOS, 1991), destacando duas formações: Rio Paraná e Goio Erê e associando a Formação Santo Anastácio ao Grupo Caiuá. Ainda segundo esse autor, essas unidades fazem parte de uma seqüência sedimentar única, sugerindo um contexto tectônico distinto da Bacia do Paraná.

FULFARO & BARCELOS (1992) entenderam que a Formação Caiuá deveria ser diferenciada do Grupo Bauru. Consideraram que a unidade precedeu à deposição do Grupo Bauru, constituindo um evento tectonossedimentar individualizado, refletindo no interior cratônico, a fase rifte da reativação sul-atlântica.

FERNANDES & COIMBRA (1996) endossando o que foi proposto por FERNANDES (1992), apresentaram um estudo regional sobre a Bacia Bauru (grupos Bauru e Caiuá) como entidade geotectônica individualizada.

FERNANDES (1998) apresentou uma discussão sobre a estratigrafia e a evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru, utilizando-se a análise de sistemas deposicionais seguindo a distribuição das associações de fácies. Nesse trabalho a seqüência neocretácea é dividida nos grupos 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, incluindo os Analcimitos Taiúva) parcialmente cronocorrelatos.

BATEZELLI (1998), BATEZELLI *et al.* (1999) e BATEZELLI *et al.* (2000) utilizando dados de superfície e subsuperfície propuseram a formalização do “status” de formação para unidade Araçatuba, redefinindo sua área de ocorrência na Bacia Bauru e apresentando um modelo de evolução paleogeográfica para o oeste do estado de São Paulo.

FULFARO *et al.* (1999a), mediante de evidências de campo identificaram características que apontam a Formação Santo Anastácio como um geossolo formado sobre os depósitos arenosos do Grupo Caiuá, sugerindo uma discordância entre essa unidade e o Grupo Bauru. Propuseram também a divisão da Bacia Bauru (*sensu* FERNANDES & COIMBRA, 1996) em duas grandes unidades geotectônicas: Bacia Caiuá (Cretáceo Inferior) e Bacia Bauru (Cretáceo Superior).

FULFARO *et al.*, (1999b) apresentaram um esboço paleogeográfico da Bacia Caiuá, propondo que sua evolução tenha se dado no Aptiano-Albiano quando um nível de base deposicional estabeleceu-se na atual região da mesopotâmia argentina, em contraposição a áreas mais elevadas do platô basáltico a leste. Propuseram também que no Turoniano (Neocretáceo) houve uma reestruturação tectônica na área deprimida da antiga Bacia do Paraná. Nessa época surge um novo nível de base, restrito à atual área do estado de São Paulo, entre os alinhamentos dos rios Tietê e Paranapanema, denominado Bacia Bauru.

A última revisão estratigráfica feita, até o presente momento, para a Bacia Bauru (*sensu* FERNANDES & COIMBRA, 1996), foi apresentada por FERNANDES & COIMBRA (2000), endossando as propostas de FERNANDES (1998).

A divisão litoestratigráfica aqui adotada para o Grupo Bauru nas diferentes áreas de ocorrência, segue em parte, as proposições de SOARES *et al.* (1980) (Figura 6).

As primeiras tentativas de associação entre os depósitos conglomeráticos diamantíferos do Alto Paranaíba e os arenitos da Formação Uberaba foram realizados por HUSSAK (1906) que descreveu a petrologia das rochas aflorantes no perímetro urbano de Uberaba (MG).

RIMANN (1917) introduziu os termos “arenito tufoso de Uberaba” e “Série Uberaba”, quando correlacionou esses sedimentos às diversas unidades diamantíferas e vulcanoclásticas, tais como os sedimentos de Romaria, o “arenito de Capacete” (HORACE WILLIAMS, 1914, *apud* HASUI, 1969) e os “conglomerados diamantíferos de Tiros”, esses dois últimos pertencentes à Bacia São Franciscana.

ALBUQUERQUE (1929) descreveu um arenito argiloso vermelho, com cimento calcário sem estratificação, possivelmente do Eoceno ou Cretáceo, jazendo sobre o Arenito do Areado, contendo na base um depósito de clastos rolados, na região do Triângulo Mineiro. Ressaltou que as intrusivas não cortam o arenito argiloso.

FREYBERG (1932) concordou com as correlações de RIMANN (1917) da posição e origem do Arenito Areado sob as eruptivas da Série São Bento e apenas acrescentou a existência de duas fácies do Cretáceo da Bacia do Paraná, como: 1) Arenito Bauru (arenito cinzento ou branco) sem contribuição vulcânica; e 2) Rochas de Uberaba, com contribuição vulcânica, conforme o trabalho de HUSSAK (1906).

BARBOSA (1934a, b) foi o primeiro a usar o termo Formação Uberaba para denominar os arenitos esverdeados que capeiam os basaltos da Formação Serra Geral, ao estudar águas subterrâneas na região de Uberaba. Posteriormente, vários autores citaram a Formação Uberaba e descreveram novas ocorrências. Aquele autor julgou que boa parte dos arenitos argilosos vermelhos de Uberaba não são mais que produtos da ação de intemperismo sobre possantes camadas de tufitos. Considerou também os tufos de Uberaba como sendo de idade Jurássica, em divisão particular, sotopostos aos Arenitos Argilosos Vermelhos (como possivelmente de idade máxima cretácea, como unidade isolada) sotoposta à “Formação Bauru” (idade senoniana), constando de conglomerado “casco de burro”, porém sem base segura para correlacioná-lo com o encontrado em São Paulo.

LACOURI (1934) descreveu, no Triângulo Mineiro, um arenito argiloso vermelho sobreposto ao tufo vulcânico, com intercalações, sem ordem e sem formar leitos contínuos, de horizontes de clastos rolados. Sobreposto a essa unidade vem um conglomerado calcário (“casco de burro”) ocorrendo nas proximidades do córrego Santa Gertrudes (NW de Uberaba), com espessura média de 12 a 18 metros, sendo os clastos sempre pequenos, de 2 a 20 milímetros, de quartzito e quartzo, na maioria. A idade dessas rochas foi considerada Cretáceo Superior.

MILWARD (1935) descreveu conglomerados e arenitos com cimento calcífero, apresentando um mapa com a distribuição da unidade Bauru no Triângulo Mineiro. Esse autor relacionou os

depósitos de cascalho e areia no sopé dos morros como sendo oriundos da erosão e lixiviação do arenito calcífero Bauru.

PRICE (1945, 1950a, 1950b, 1953 e 1955) apresentou vários estudos paleontológicos, notificando importantes descobertas de fósseis de dinossauros, crocodilos e quelônios na região de Uberaba.

BRAJNIKOV (1953) denominou de Corredor do Quebra Anzol (como uma unidade estrutural) a área entre o Triângulo Mineiro (isto é, a borda da Bacia do Paraná no oeste mineiro) e a Serra da Mata da Corda.

Durante os anos de 1953 e 1954, trabalhando no Triângulo Mineiro para o Conselho Nacional de Pesquisa, a PROSPEC S.A. descobriu, por meio de aeromagnetometria, aeroradiometria e de fotografias aéreas, os domos (“chaminés”) de Barreiro, Tapira, Salitre e Serra Negra. Foram, então, reveladas as verdadeiras áreas anômalas com pirocloro, no Barreiro e em Tapira (Relatório Prospec, 1957, *apud* BARBOSA *et al.*, 1970).

Em 1955, a PROSPEC realizou levantamento geológico geral na região de Araxá em escala 1:500.000 que resultou na descoberta de pirocloro em Tapira (BARBOSA *et al.*, 1970).

SCORZA & SANTOS (1955) descreveram uma camada com 3 metros de espessura de folhelho pirobetuminoso, calcífero e fossilífero, em São José do Geribá, município de Presidente Olegário (MG), encaixado em arenito vermelho com cimento argilo-calcífero bem estratificado. A idade cretácea foi atribuída devido à ocorrência de *Dastilbe* (peixe). Correlacionaram os arenitos do local aos arenitos argilosos vermelhos de BARBOSA (1938) que julgaram como da “Formação” Bauru. A correlação aos arenitos argilosos vermelhos constituiu outro ponto duvidoso, pois aqueles arenitos foram colocados abaixo da “Formação” Bauru (ou entre o Uberaba e o Bauru) por BARBOSA (1934a) onde não são conhecidos fósseis.

BARBOSA (1965) apresentou um esboço geológico da área, enfocando a importância da região como produtora de minerais úteis (apatita, pirocloro, diamante, etc.), o que deu motivo para que o DNPM resolvesse investigar melhor a região das “chaminés alcalinas”.

A retomada dos estudos sobre a Formação Uberaba se deu com HASUI (1967) que apresentou o primeiro mapa geológico das rochas cretáceas do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba, e estudou os arenitos, caracterizando-os como rochas epiclásticas que apresentam conglomerado basal seguido por arenitos com cimentação carbonática e/ou matriz argilosa verde, associados a siltitos, argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados arenosos.

Segundo HASUI (1968), a Formação Uberaba ocorre numa faixa que se estende da região de Veríssimo até Sacramento, passando por Uberaba, Peirópolis e Ponte Alta. Entre o Triângulo Mineiro e

a Serra da Mata da Corda ocorre em áreas esparsas de pequena extensão, tanto em encostas como coroando chapadões (Coromandel, Romaria e Patrocínio).

HASUI (1968 e 1969) correlacionou as rochas vulcanoclásticas da região de Uberaba com os vulcanitos do Planalto da Mata da Corda e sugeriu que a ligação entre as duas unidades se deu através de áreas descontínuas e com pequenas extensões laterais através do “Corredor do Quebra Anzol” (BRAJNIKOV, 1953).

Ainda na década de 60, iniciaram-se trabalhos de datação radiométrica das rochas vulcânicas mesozóicas do oeste mineiro pelo método K - Ar, por AMARAL *et al.* (1967) e HASUI & CORDANI (1968), que definiram idade neocretácea.

ISOTTA (1969) estudou a mineralogia e o controle estratigráfico dos depósitos diamantíferos Alto Paranaíba.

BARBOSA *et al.* (1970) descreveram na região de Uberaba as seguintes fácies na Formação Bauru: a) fácies Uberaba: “sedimentos tufáceos, ou seja, tufitos e argilitos cineríticos associados a conglomerados, sobrepostos discordantemente sobre o basalto do Grupo São Bento; situamos seu limite superior pouco abaixo do calcário conglomerático”; b) fácies Ponte Alta: “Conjunto de arenitos muito calcíferos, claros e calcários conglomeráticos que ocorrem acima dos tufitos”; c) fácies Bauru: “superiormente esses sedimentos calcíferos vão passando aos arenitos argilosos amarelos a cor de tijolo, com níveis de pedriscos. Para o norte esses arenitos superiores transgridem todas as formações anteriores e vão depositar-se sobre o complexo pré-cambriano.” Mencionaram a existência de nível de calcário conglomerático com caimento de 2,7 m/km para o centro da bacia: acreditaram que “os sedimentos das fácies Uberaba e Ponte Alta constituíam uma grande lagoa alongada no sentido SE-NW. Seus limites aproximados seriam: Itumbiara, Frutal, Barretos, pois em todas essas localidades foram encontrados afloramentos de calcário “casco de burro”. O conglomerado basal da formação localmente chamado “Tauá”, garimpado para diamante, foi descrito em vários pontos, como em Água Suja (atual Romaria - MG).

HASUI & PENALVA (1970), ao estudarem as chaminés vulcânicas do oeste mineiro, propuseram a evolução da faixa pré-cambriana e como resultado de movimentos de ascensão do “Corredor do Quebra - Anzol” sugeriram a presença de corpos kimberlíticos que seriam as prováveis fontes dos diamantes daquela região.

BRAUN (1970) concordou com a possibilidade de que a deposição dos sedimentos descritos por HASUI (1968 e 1969) na região do Triângulo Mineiro tenha ocorrido em duas bacias, a Bacia sedimentar do Paraná e a Bacia São Franciscana, separadas por uma estrutura denominada por SAD & TORRES (1968) de “Antéclise do Alto Paranaíba”.

SAD *et al.* (1971) propuseram a inclusão do termo piroclástico - vulcânico da Série Uberaba (HUSSAK, 1906), na fácies Uberaba da Formação Bauru e afirmaram que “tufos vulcânicos inquestionavelmente intercalam-se com calcários de Ponte Alta, em Peirópolis, de modo que a contemporaneidade é posta fora de dúvida”. E completam: “Justifica-se, portanto, a designação Fácies Uberaba, representada nas partes altas da seqüência”. Entretanto, no mapa de distribuição das unidades e na coluna de correlação das unidades entre as bacias, a fácies Uberaba é colocada respectivamente abaixo e acima das fácies Marília e Itaqueri de forma ambígua (rebaixadas pelos mesmos autores do *status* de formação à categoria de fácies).

LADEIRA *et al.* (1971), após revisão dos conceitos geológicos sobre a área do Triângulo, apresentaram uma nova visão litoestratigráfica para essas unidades e confirmaram as opiniões aventadas por SAD *et al.* (1971) a respeito da distinção entre os sedimentos da Bacia do Paraná e Bacia São Franciscana. Correlacionaram os arenitos e folhelhos da fazenda São José do Geribá (descritos por SCORZA & SANTOS, 1955) aos da seqüência Areado. Concluíram não ser possível considerar extensivas ao Triângulo Mineiro as fácies Itaqueri e Marília, descritas em São Paulo por ALMEIDA & BARBOSA (1953). LADEIRA *et al.* (*op. cit.*) descreveram duas fácies na Formação Bauru: a) Fácies Uberaba: que tem como característica principal a contribuição vulcânica, constituída de rochas epiclásticas, tais como conglomerado basal, arenito, siltitos e argilitos em níveis centimétricos e de extensão lateral restrita. As cores são avermelhadas, creme e verde, esta última devido à matriz argilosa vulcânica; b) Fácies Ponte Alta: composta de uma sucessão de arenitos muito calcíferos de cor amarelo - esbranquiçada e calcários conglomeráticos. Tal sucessão ocorre geralmente sobreposta à Fácies Uberaba, mas localmente parece passar lateralmente de forma gradacional para esta fácies. Na coluna estratigráfica, os autores acrescentaram arenitos vermelhos argilosos, sobrepostos às duas fácies anteriormente descritas, aparentemente relacionados à Formação Urucuia.

LADEIRA *et al.* (1971) propuseram ainda a denominação de “Arco do Alto Paranaíba” para o divisor paleogeográfico das referidas bacias e que havia sido denominada anteriormente de “Corredor de Quebra Anzol” por BRAJNIKOV (1953) endossado por HASUI (1967, 1968 e 1969), “Arco da Canastra” por MESNER & WOOLDRIDGE (1964), “Antéclise do Alto Paranaíba” por SAD & TORRES (1968) e “Arco da Canastra” por NORTHFLEET *et al.* (1969).

HASUI *et al.* (1975) apresentaram a evolução tectônica da porção oeste do estado de Minas Gerais, correlacionando os eventos sedimentares e magmáticos das bacias do Paraná e São Franciscana, redefinindo a faixa divisória entre as duas bacias e a chamando de “Soerguimento do Alto Paranaíba”.

SUGUIO *et al.* (1975) estudaram calcários, não estratificados, apresentando boa continuidade em Ponte Alta, julgando integrar o conjunto basal conglomerático da Formação Bauru, pelo menos na

região de Uberaba, constituindo a Fácies Ponte Alta (de BARBOSA *et al.*, 1970) formada de um material localmente conhecido na região de Ponte Alta por “casco de burro”. Na Serra das Paineiras o conglomerado deixa de ser basal sobrepondo-se a arenitos calcíferos, que jazem sobre os arenitos tufáceos Uberaba, segundo aqueles autores.

ALMEIDA *et al.* (1980) desenvolveram estudos sobre a evolução geotectônica do oeste mineiro com base em dados geofísicos de aeromagnetometria e gravimetria. Suas interpretações quanto ao desenvolvimento da Flexura de Goiânia e do Soerguimento do Alto Paranaíba estão de acordo com HASUI *et al.* (1975), admitindo que a movimentação e os falhamentos, que então se manifestaram, possibilitaram a sedimentação nas bacias Alto Sanfranciscana e Paraná, e o alojamento de corpos alcalinos e kimberlíticos.

Os trabalhos realizados sobre as seqüências cretáceas no Triângulo Mineiro durante a década de 80 enfocaram, principalmente, os problemas estratigráficos e de correlação com as unidades litoestratigráficas do estado de São Paulo.

Em 1980, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) desenvolveu um projeto para avaliar o potencial sobre os recursos hídricos subterrâneos na porção central de Minas Gerais e oeste do estado do Espírito Santo, que resultou no mapa hidrogeológico do estado de Minas Gerais. Foram realizados estudos na região de Uberaba, com ênfase aos aquíferos sedimentares das bacias do Paraná e São Francisco.

SUGUIO (1980) definiu depósitos de caliche no Grupo Bauru cuja implicação paleoclimática, uma vez que esses depósitos estão associados a presença de atapulgita, é indicativo de clima árido, reinante principalmente na fase final da sedimentação do Grupo Bauru. Essa interpretação está de acordo com SUGUIO (1973), LEPSCH *et al.* (1977) e SUGUIO & BARCELOS (1978).

Com o intuito de sugerir novos processos para os estudos de captação de água subterrânea aplicáveis ao Grupo Bauru, VIEIRA (1981) desenvolveu um trabalho no oeste paulista enfocando os alinhamentos estruturais dos rios São José dos Dourados, Tietê, Aguapeí, Peixe e Santo Anastácio como sendo os principais condicionantes do aquífero Bauru. Baseado nos dados obtidos pelo cadastramento dos poços tubulares profundos e pelas sondagens geofísicas, foram confeccionados mapas de localização de poços, topografia do topo do basalto Serra Geral e isópacas do Grupo Bauru. Porém, a falta de dados disponíveis na época da realização do trabalho ocasionou resultados precários.

SVISERO (1981), SVISERO & MEYER (1981) e FEITOSA & SVISERO (1984), através de análises de minerais pesados, sugeriram a existência de kimberlitos nas proximidades de Romaria.

BARCELOS *et al.* (1981) analisaram as seqüências cretáceas pós-basálticas no Triângulo Mineiro, sob o ponto de vista litoestratigráfico, em confronto com as formações cretáceas continentais

do estado de São Paulo. Propuseram modificações na litoestratigrafia da Formação Marília do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e estabeleceram as possíveis correlações com os depósitos do estado de São Paulo, baseados em ciclos erosivos e deposicionais que atuaram nessa região. Para esses autores a Formação Uberaba, poderia ser, ao menos parcialmente, correlacionada à Formação São José do Rio Preto (SUGUIO, 1980) ou Adamantina (SOARES *et al.*, 1980).

PIRES (1982) realizou mapeamento geológico na quadrícula de Patrimônio, com cerca de 2.500 km², com objetivo de conhecer a distribuição em área e as relações verticais da “Formação” Bauru, bem como seus horizontes litoestratigráficos e estudos das condições que predominaram durante a sedimentação. Em seu trabalho PIREZ (*op. cit.*) fez um histórico sobre a evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Bauru (até o ano de 1982) e questionou as interpretações paleoambientais sugeridas até então pelos vários autores que trabalharam com a referida unidade.

SUGUIO & BARCELOS (1983) estudaram os calcretes da Formação Marília em afloramentos dos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Goiás, mas principalmente nas proximidades de Uberaba em Minas Gerais. Desenvolveram seus trabalhos com amostras de superfície e subsuperfície, classificando os calcretes petrologicamente de acordo com NETTERBERG (1967, *apud* SUGUIO & BARCELOS, *op. cit.*). Concluíram que o calcário Ponte Alta foi formado em ambiente de “*playa lakes*” sob clima semi-árido, e que esse clima poderia ter imperado em alguns períodos durante a sedimentação da Formação Adamantina.

DAVINO (1983), usando dados geofísicos, reconstituiu a paleogeografia pré-deposicional da Formação Uberaba na região de Romaria, Estrela do Sul e Monte Carmelo. A configuração da antiga topografia da área, assemelha-se muito a uma superfície de drenagem normal e não muito diferente da rede hidrográfica atual. O rio Bagagem e os ribeirões Marrecos e São Félix ocupam hoje os mesmos vales anteriores à sedimentação da Formação Botucatu e da Formação Uberaba.

FEITOSA & SVISERO (1984), baseados nos dados de DAVINO (*op. cit.*), concluíram que a deposição da Formação Uberaba se deu em pequenos depocentros originados da erosão diferencial de rochas proterozóicas, o que seria evidenciado pelo caráter descontínuo do conglomerado basal.

BARCELOS (1984), em um extenso trabalho de redefinição e caracterização do Grupo Bauru, apresentou a integração regional das unidades que se estendem no estado de São Paulo e no Triângulo Mineiro e propôs os membros Ponte Alta e Serra da Galga para a Formação Marília.

Em 1985, a CPRM desenvolveu um trabalho de mapeamento metalogenético e de previsão de recursos minerais na folha de Uberaba.

BARCELOS *et al.* (1987) caracterizaram a Formação Uberaba do ponto de vista petrográfico, redefinindo sua distribuição geográfica e sugerindo possíveis relações estratigráficas com as outras formações do Grupo Bauru, definidas no estado de São Paulo.

BARCELOS (1989) apresentou uma revisão sobre a geologia da Bacia do Paraná na área do Triângulo Mineiro, usando o método de análise de fácies sedimentares, dividindo a seqüência de deposição pós-basáltica em cinco unidades faciológicas correspondentes às formações Adamantina, Uberaba e Marília. Para a evolução tectônica da área, adotou o modelo proposto por HASUI *et al.* (1975) para as movimentações fanerozóicas da faixa entre as bacias do Paraná e Sanfranciscana, onde, entre o Jurássico e o Cretáceo, em associação a eventos vulcânicos, a Flexura de Goiânia retomou a sua atividade com o soerguimento do Alto Paranaíba e o desenvolvimento da depressão de Uberaba.

HASUI *et al.* (1989) delinearão a compartimentação estrutural e a evolução tectônica do estado de São Paulo e parte do Triângulo Mineiro (MG), com base em informações geofísicas e geológicas. Identificaram uma estruturação atribuída ao Arqueano, eventualmente até o Proterozóico inferior, de blocos crustais formados por cinturões de alto grau nas bordas obductadas e por terrenos granito-*greenstones* no restante, desenvolvidos antes do processo colisional, articulados através das suturas colisionais. Denominaram estes blocos de Brasília, Vitória, São Paulo e Paraná.

Os mesmos autores concluíram que a estruturação posterior tem forte relação com esta geometria, apontando a influência crustal nos processos tectônicos e litogenéticos do Proterozóico e Fanerozóico. A evolução proterozóica é devida a processos termais e tectônicos, com falhamentos, embaciamentos, deformação/metamorfismo. No Paleozóico/Mesozóico, a evolução foi do tipo plataformal, com o desenvolvimento da Bacia do Paraná. Do final do Paleozóico ao Terciário, sua evolução esteve associada aos processos de reativação continental, em resposta à abertura do Atlântico Sul e afastamento dos continentes, com movimentação intraplaca.

FERRARI (1989), após mapeamento geológico na área do reservatório da Usina Hidrelétrica de Nova Ponte, identificou sedimentos terciários e os denominou Formação Nova Ponte.

HASUI & HARALYI (1991) retomaram o assunto quanto ao soerguimento do Alto Paranaíba, classificando-o como palco de intrusões alcalinas, ultramáficas e intermediárias em parte com carbonatitos associados, bem como de kimberlitos, configurando uma província alcalino-kimberlítica. Atribuíram a fase mais ativa deste processo ao Cretáceo Superior, quando, a par da intensa atividade magmática, se desenvolveram as depressões de Uberaba e Patos de Minas. Vincularam este soerguimento a uma anomalia do manto com a expressão das manifestações alcalinas e kimberlíticas e os embaciamentos laterais, endossando o que havia sido proposto por HASUI *et al.* (1975).

GARRIDO (1992) apresentou trabalho de mapeamento litológico das unidades do Grupo Bauru nas proximidades de Peirópolis (MG), visando a identificação dos intervalos fossilíferos e definição do exato contexto deposicional destas ocorrências. Naquele trabalho, o autor optou por individualizar apenas as diferentes litofácies observadas no Grupo Bauru, estabelecendo as correspondências deste com as unidades litoestratigráficas formalmente já propostas, a fim de favorecer a compreensão das interpretações. Deste modo, definiu cinco litofácies para a região de Uberaba e as denominou litofácies A, B, C, D e E e em cada uma delas associou os níveis fossilíferos com sua determinada fauna.

BARBOSA & CASTRO (1993), em estudo realizado nos conglomerados basais (“casco de burro” segundo PIRES, 1982) da Formação Marília no Triângulo Mineiro, relataram a ocorrência de ventifactos.

BARBOSA *et al.* (1993) apresentaram trabalho mostrando evidências de tectonismo ativo durante a sedimentação que originou as rochas do Grupo Bauru, no Triângulo Mineiro.

LARA (1993), desenvolvendo trabalho de graduação junto à Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), realizou mapeamento litoestratigráfico das rochas mesozóicas, na região de Ponte Alta e Uberaba, borda nordeste da Bacia do Paraná. Apesar do caráter restrito do trabalho, tratou-se de uma contribuição tanto para a determinação da área de ocorrência das unidades cretáceas, como para as considerações quanto ao seus ambientes deposicionais.

FERREIRA Jr. & GUERRA (1993) apresentaram análise preliminar sobre o ambiente deposicional da Formação Uberaba, mostrando a influência do Soerguimento do Alto Paranaíba durante o ciclo sedimentar.

FULFARO *et al.* (1994) descreveram as características tectonossedimentares da borda sulgoiana e sua importância na descrição das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru e os elementos que possibilitaram uma interpretação paleoambiental de toda a unidade. Segundo esses autores, o quadro estratigráfico geral daquela região, onde foi constatada a ocorrência de rochas da Formação Marília, é indicativo de leques fluindo do Arco de Bom Jardim de Goiás para rumo geral sul, em direção aos corpos lacustres da região de Quirinópolis.

SILVA *et al.* (1994) atribuíram a gênese dos calcários maciços do Membro Ponte Alta a processos de calcretização a partir de fluxos de águas subterrâneas, em paralelo à incidência de fenômenos de calcretização pedogenética. Nesta interpretação, os calcários maciços do Membro Ponte Alta seriam análogos cretáceos brasileiros dos *nonpedogenetic groundwater calcretes* encontrados, atualmente, no deserto de Kalahari, na República da África do Sul, e no interior da Austrália.

SANTOS *et al.* (1994), após análise faciológica do Membro Serra da Galga, na região noroeste de Uberaba apontam um sistema fluvial entrelaçado com depósitos de preenchimento de canais, apresentando ciclos de granodecrescência ascendente e depósitos de barras transversais.

Trabalhos de mapeamento de detalhe na região de Uberaba, visando a individualização, caracterização e empilhamento estratigráfico das unidades do Grupo Bauru foram realizados. Muito embora tratando-se de trabalhos restritos a pequenas áreas, permitiram um refinamento quanto ao conhecimento da faixa aflorante das unidades cretáceas na região, bem como ao comportamento estratigráfico das mesmas. Sobre esse tema, pode-se citar o trabalho de BARBOSA & LARA (1995).

FERREIRA Jr. & GUERRA (1995), também trabalhando com uma escala detalhada, nas cercanias de Uberaba, aplicaram a análise de elementos arquitetônicos, proposta por MIALL (1985, 1988a e b), para discorrer sobre o ambiente deposicional das rochas sedimentares da Formação Uberaba. Com base no registro de macroformas, FERREIRA Jr. & GUERRA (*op. cit.*), sugeriram um estilo fluvial de rios entrelaçados com baixa a média sinuosidade para os arenitos da Formação Uberaba.

FERREIRA Jr. *et al.* (1995), usando o mesmo método de análise de elementos arquitetônicos, apresentaram trabalho para subsidiar a prospecção de diamantes na Formação Uberaba, na região de Romaria. Para esses autores, a ausência de retrabalhamento dos conglomerados basais, dos depósitos arenosos e conglomeráticos sobrepostos sugeriu que a área estava em processo de subsidência, na época da deposição destas unidades, o que não permitiu o retrabalhamento e a concentração dos diamantes dos depósitos aluviais inferiores. Concluíram, portanto, que não seriam recomendadas campanhas de prospecção nos registros aluviais distais e fluviais da Formação Uberaba, pois estes depósitos não são frutos de retrabalhamento dos conglomerados polimíticos diamantíferos basais.

GOLDBERG (1995) apresentou uma reconstituição paleogeográfica da área do Triângulo Mineiro (MG) baseada em estudos na região de Uberaba e Campina Verde/Prata. Dividiu a sedimentação que originou o Grupo Bauru em dois estágios: Tempo 1- deposição das rochas das formações Uberaba e Adamantina em uma planície fluvial com retrabalhamento por ventos, sob clima semi-árido; Tempo 2 – deposição das rochas da Formação Marília em sistema fluvial com lagos alcalinos associados, em clima árido.

Muitos trabalhos específicos sobre a diagênese das rochas calcárias da Formação Marília foram realizados nos últimos anos. Com base em estudos petrográficos, muitos autores buscaram respostas quanto à origem dos calcretes e silcretes, visto que a definição exata de suas origens, bem como sua distribuição, são fatores que auxiliam os trabalhos de cunho exploratório. Essas definições são de grande importância, uma vez que, na região de Uberaba, os calcários são explorados como matéria

prima para fabricação de cimento *Portland* (pedreira de calcário Ponte Alta) e como corretivo de solo (pedreiras de calcário Triângulo e Partesan).

ALVES *et al.* (1993) através de estudos de catodoluminescência, encontraram evidências de isótopos estáveis em rochas do Membro Ponte Alta.

ALVES (1995) e ALVES & GOMES (1995), baseados nos estágios eo, meso e telodiagenéticos de CHOQUETTE & PRAY (1970) e no regime hidrológico meteórico freático definido por GALLOWAY (1984), descreveram a história diagenética do Membro Ponte Alta, ocorrendo através da infiltração mecânica de argila, formação de calcretes, silcretes, atapulgita, sepiolita e dolomita, no estágio da eodiagênese; calcita e barita na mesodiagênese e dedolomitização ou calcitização de dolomita no estágio telodiagenético. Para aqueles autores, esta fase cimentante contribuiu significativamente para a formação das demais, principalmente na corrosão de silicatos com liberação de sílica e corrosão de feldspato com liberação de Ba para a formação de Barita.

PRAÇA LEITE *et al.* (1995 a, b, c) realizaram trabalhos de reconhecimento de detalhe, levantamento de perfis, petrografia e análises de difratometria de raios X, para os arenitos e conglomerados do Membro Serra da Galga. Os autores concluíram que o ambiente deposicional dos sedimentos que deram origem às rochas do Membro Serra da Galga tratou-se de um sistema fluvial, entrelaçado sob condições climáticas semi-áridas. A análise detalhada dos perfis mostrou que a evolução do sistema entrelaçado foi responsável por uma superposição de ciclos de granodecrescência ascendente (*fining upward*), amalgamados. Estes ciclos são função da sedimentação episódica do sistema, ocasionada pela sazonalidade do clima árido, que se caracterizou por um regime de enxurradas cuja energia diminuía de forma gradual. Quanto à diagênese, PRAÇA LEITE *et al.* (*op. cit.*) afirmaram que os processos eodiagenéticos sofreram influência direta das águas superficiais, e por conseguinte, do regime climático reinante na região de deposição. Estes eventos eodiagenéticos tiveram papel preponderante não só pela sua grande extensão, como também pela quase total inibição de processos mesodiagenéticos, uma vez que obliteraram praticamente toda a porosidade primária das rochas.

FERREIRA Jr. (1996) descreveu a Formação Uberaba como constituída por arenitos feldspáticos pobremente selecionados, cuja granulometria varia entre areia fina e muito grossa. O mesmo autor propôs um modelo deposicional para a Formação Uberaba, baseado na associação vertical de fácies e análise de elementos arquitetônicos. Em seu trabalho, FERREIRA Jr. (*op. cit.*) apontou um ambiente fluvial entrelaçado, marcado pela mobilidade lateral dos canais e fluxos aquosos perenes. Apesar de variações locais, os rios foram preenchidos predominantemente por macroformas de acréscimo a jusante, o que é sugestivo de uma baixa a média sinuosidade. Durante o período de baixa dos rios, os topos destas macroformas foram retrabalhados por um complexo de pequenos canais.

SGARBI (1996), com base em estudos micro-analíticos, identificou diopsídio como o principal clinopiroxênio existente tanto nos clastos vulcânicos como na matriz dos arenitos da Formação Uberaba, comprovando uma área fonte relacionada com as rochas alcalinas que ocorrem no Arco do Alto Paranaíba. O mesmo estudo mostrou a relativa ausência de augita e Fe-augita, piroxênios típicos dos basaltos que servem de substrato a esses sedimentos. Concluiu que a deposição dos arenitos da Formação Uberaba deu-se em uma bacia exorréica, não incorporando de modo significativo contribuições de seu substrato basáltico.

FERNANDES & COIMBRA (1996) revisaram a litoestratigrafia do Grupo Bauru e apresentaram a evolução tectonossedimentar da Bacia Bauru, bem como sua evolução paleogeográfica ao longo do Cretáceo superior.

RIBEIRO (1997), em sua dissertação de mestrado, identificou três associações de fácies para o Membro Serra da Galga, que indicam sistema fluvial tipo entrelaçado com ciclos de granodecrescência ascendente. Nesse trabalho RIBEIRO (*op. cit.*) fez um estudo sobre a diagênese do Membro Serra da Galga baseando-se em análises petrográficas detalhadas, difratometria de raios X, catodoluminescência e microscopia eletrônica de varredura (MEV). A interpretação está de acordo com o que foi proposto por PRAÇA LEITE *et al.* (1995c) e com a mesma seqüência diagenética proposta por ALVES (1995) para o Membro Ponte Alta.

SGARBI & DARDENNE (1998) estudaram a evolução climática do Gondwana nas regiões centro - sul do Brasil (NNE da Bacia do Paraná e porção meridional da Bacia Sanfranciscana) e seus registros geológicos continentais durante o Mesozóico. Nesse trabalho, os autores sugeriram que as variações climáticas que ocorreram ao longo do tempo geológico estão relacionadas às concentrações anômalas de CO₂, CH₄ e outros gases na atmosfera terrestre. Ainda segundo SGARBI & DARDENNE (1998), com o término do Paleozóico, época em que imperavam condições climáticas amenas no Gondwana Centro-Sul e o subsequente advento do Mesozóico, as terras do Gondwana assistiram à instalação do maior episódio de desertificação já registrado, que é atribuída à variação no teor de gases presentes na atmosfera. Este fato, associado ao Soerguimento do Alto Paranaíba, relacionado aos esforços intraplaca causados pela separação Brasil-África, teria condicionado a sedimentação nas bacias do Paraná e Sanfranciscana. Do Aptiano Inferior ao Campaniano o clima teria se tornado mais ameno, o que proporcionou sedimentação de leques aluviais e fluvial em condições de clima úmido. O Maastrichtiano mostra a retomada de um novo período árido na região. Sedimentos de borda de escarpa relacionados a leques aluviais da Formação Marília coroam o Grupo Bauru na Borda NNE da Bacia do Paraná.

FERNANDES (1998), embora não argumentando, admite que os depósitos de Romaria (MG) são mais antigos que os demais depósitos do Grupo Bauru.

ALVES & RIBEIRO (1999) endossaram o que foi proposto por RIBEIRO (1997).

ANDREIS *et al.* (1999) estudaram os arenitos da Formação Marília na região de Uberaba e propuseram que essa unidade é indivisa para aquela região, baseando-se principalmente na interpretação evolutiva das sucessões siliciclásticas como produzidas por processos deposicionais sem maiores interrupções. Segundo os diagramas QFL e LqLvLs de VALLONI (1985, *apud* ANDREIS *et al.*, *op. cit.*) as amostras dos arenitos situam-se nos campos que indicam área-fonte do embasamento cratônico e embasamento acrescido, indicando que são derivados de uma região intraplaca continental afetada por falhamento, provavelmente relacionada com o soerguimento do embasamento por rifteamento progressivo.

ETCHEBEHERE *et al.* (1999) estudaram o significado da calcretização por água subterrânea nas rochas da Formação Marília e propuseram que o esquema evolutivo desta calcretização tenha passado pelas seguintes fases: findo o ciclo deposicional da Formação Uberaba e a existência de uma rica fauna diversificada, estes depósitos foram expostos concomitantemente a uma mudança climática, o que causou a intensa calcretização por água subterrânea destes sedimentos, controlada pelas litofácies presentes. Segundo esses autores existe um hiato entre estes depósitos da Formação Uberaba e a posterior sedimentação da Formação Marília, incluindo o Membro Serra da Galga, bem como uma discordância entre as formações Uberaba e Marília. Incluíram o Membro Ponte Alta na Formação Uberaba e concluíram que o evento de calcretização se deu no intervalo de deposição entre a Formação Uberaba e Formação Marília.

Do ponto de vista regional, HASUI *et al.* (1999) apresentaram a evolução Mesozóica - Cenozóica da Bacia do Paraná como sendo resultante de um estágio de soerguimento, marcado por formação de relevo e presença de magmatismo alcalino que gerou os *pipes* de Tapira, Araxá, Salitre, Serra Negra e Pântano, Kimberlito Coromandel, orientados na direção NW-SE a NNW-SSE, foco vulcânico de Patos de Minas, intrusão de São Gotardo e diatrema Bambuí - Flexura Mata da Corda. Segundo HASUI *et al.* (*op. cit.*), esse conjunto complexo de processos enfeixou a evolução do Soerguimento Alto Paranaíba. É possível também que o rifteamento que ocasionou o magmatismo já tenha se iniciado no final da deposição da Formação Uberaba, contudo foi mais proeminente a partir da instalação de todo o Grupo Bauru, caracterizado na área pelas formações Adamantina e Marília. Como principais estruturas controlando as rochas do Grupo Bauru e Formação Itaqueri tem-se notáveis alinhamentos NW-SE, entendidos como falhas normais com mergulhos voltados para SW, provavelmente vinculados a leques lístricos. Estas estruturas são seccionadas por falhas de

transferências orientadas a NE-SW, cuja cinemática ainda carece de mais dados para sua determinação (HASUI *et al.*, *op. cit.*).

FERREIRA Jr. & GOMES (1999) apresentaram estudo sobre a petrografia e diagênese das rochas da Formação Uberaba, classificando-as como litoarenitos e sublitoarenitos, segundo McBRIDE (1963). Segundo esses autores, a fase eodiagnética dessa unidade é marcada pela infiltração mecânica de argilas, favorecida pelas atividades vulcânicas do Soerguimento do Alto Paranaíba.

GOLDBERG & GARCIA (2000), a partir de estudos sedimentológicos, paleontológicos e petrográficos, realizados nas regiões de Uberaba (MG) e Prata (MG), propuseram um modelo de evolução paleoclimática para a porção nordeste da Bacia do Paraná, durante o Cretáceo Superior. Para esses autores, as rochas terrígenas e carbonáticas do Grupo Bauru foram depositadas em ambientes fluvial, eólico e lacustre, sob condições de clima árido e semi-árido, com marcada sazonalidade, onde períodos de seca eram alternados com períodos de chuvas torrenciais. No referido trabalho, os autores apresentam um bloco diagrama com a reconstrução paleogeográfica e litoestratigráfica do Grupo Bauru nessas regiões, endossando as propostas de GOLDBERG (1995).

FERNANDES & COIMBRA (2000) apresentaram trabalho de revisão estratigráfica, em âmbito regional para a Bacia Bauru, endossando as propostas de FERNANDES (1998). Nesse trabalho, os autores redescreveram as características litoestratigráficas das unidades que compõem o Grupo Bauru, formalizando-as segundo o Código de Nomenclatura Estratigráfica Brasileiro. Assim como em FERNANDES (1998), FERNANDES & COIMBRA (*op. cit.*) admitem que os depósitos de Romaria (MG) são mais antigos que os demais depósitos do Grupo Bauru.

RIBEIRO (2000) apresentou trabalho específico sobre a caracterização dos silcretes do Membro Serra da Galga, mostrando que a principal fonte de sílica para formação desses silcretes esteve condicionada à dissolução de minerais siliciclásticos durante a fase inicial da diagênese.

Nos últimos anos, muita atenção tem sido dada aos estudos para determinação da idade de deposição das rochas do Grupo Bauru, tanto no Triângulo Mineiro como em território paulista, com destaque para GOBBO-RODRIGUES *et al.* (2000a, b e c), DIAS-BRITO *et al.* (2001), BERTINI *et al.* (2000), SANTUCCI & BERTINI (2001), GOBBO-RODRIGUES (2001), GOBBO-RODRIGUES (2002), DIAS-BRITO *et al.* (2002), MUSACCHIO *et al.* (2002), SANTUCCI & BERTINI (2002) e TAMRAT *et al.* (2002).

RIBEIRO (2001) realizou estudo sobre a petrografia e diagênese das rochas do Membro Serra da Galga (Formação Marília), constatando que a predominância de eventos associados à eodiagnese mostram íntima relação com as condições climáticas de semi-aridez. A autora identificou também a presença de argilas mecanicamente infiltradas, sob a forma de cutículas envolvendo os grãos do

arcabouço e como agregados compactos que obliteram, localmente, o espaço poroso da rochas e inibem o desenvolvimento parcial das fases diagenéticas posteriores. As análises em difratogramas de raios-X indicaram composição predominantemente esmectítica para essas argilas. Por fim, concluiu que o processo de formação de calcretes no Membro Serra da Galga propiciou a dissolução, parcial a total, de grãos siliciclásticos do arcabouço, promovendo um posterior enriquecimento em SiO₂ nos fluidos percolantes. As soluções ricas em SiO₂ foram transportadas em células de convecção. Dessa maneira, a dissolução de grãos siliciclásticos instáveis na parte inferior do estrato rochoso durante a formação de calcretes, aumenta a concentração de SiO₂ na solução, que por sua vez, ao encontrar condições adequadas, precipitaria na forma de silcretes na parte superior do estrato.

CORSI *et al.* (2002) apresentaram uma análise de tendência vetorial em dados de fraturamento, bem como sua aplicabilidade para prospecção de água subterrânea no Triângulo Mineiro. Nesse trabalho, constata-se a presença de dois grandes baixos estruturais (depressões de Uberaba e de Gurinhatã), onde estão preservadas as maiores espessuras do Grupo Bauru.

BATEZELLI *et al.* (2002), a partir de dados recentes de superfície e subsuperfície, apresentaram uma análise estratigráfica na Depressão de Uberaba e sua correlação com áreas adjacentes. Baseados em seções e mapas estruturais e estratigráficos, os autores atribuíram a gênese da Depressão de Uberaba como resultante da reestruturação tectônica ocorrida durante o Neocretáceo e o Terciário. A identificação de um nível lamítico em subsuperfície, bem como a descoberta de afloramentos onde é possível a observação do contato entre as formações Uberaba e Adamantina, e, Uberaba e Marília, permitiu afirmar que a sedimentação cretácea na borda nordeste da Bacia Bauru ocorreu em dois ciclos principais, denominados Ciclo Uberaba e Ciclo Marília. O primeiro teve início com a deposição de lamitos e arenitos muito finos, sendo colmatados por depósitos arenosos advindos do avanço de um sistema fluvial entrelaçado. O segundo ciclo foi caracterizado pelo avanço progressivo do sistema de leques aluviais, com retrabalhamento por rios associados.

CAPILLA (2002) considerou que os depósitos da Formação Marília no Triângulo Mineiro se formaram a partir de ambiente fluvial entrelaçado, predominantemente arenoso, constituídos por fácies de canal e, de modo localizado, de fácies de abandono pelíticas. Em posições estratigráficas localizadas, no que seria o Membro Ponte Alta e na base do Membro Serra da Galga, devido às variáveis distribuições de cimentação carbonática, os depósitos clásticos fluviais aparecem modificados na sua textura e estrutura pela formação de calcretes. Segundo o autor, esta sucessão faciológica está vinculada a ambiente fluvial entrelaçado com associação de áreas inundáveis formando lagoas de caráter temporário, susceptíveis a processos de calcretização e formação de paleossolos, ambos ligados a variações do lençol freático ativo na época da deposição.

VIII – O GRUPO BAURU NO TRIÂNGULO MINEIRO

A integração dos dados de compilação bibliográfica com os dados recentemente adquiridos para a área do Triângulo Mineiro e adjacências permitiu a elaboração de um mapa litoestratigráfico onde é possível identificar uma grande variedade litológica, compreendendo os três grandes grupos de rochas: sedimentares (Bacia Bauru e depósitos cenozóicos), metamórficas (embasamento Pré-Cambriano – grupos Bambuí, Araxá e Canastra) e magmáticas (Formação Serra Geral e intrusões alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba) (Figura 2).

O Grupo Bauru na área de estudo é constituído pelas formações Uberaba, Adamantina e Marília, essa última dividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã.

A coluna litoestratigráfica adotada para o Grupo Bauru no Triângulo Mineiro segue em parte a proposta de BARCELOS & SUGUIO (1987), modificada, porém, com base nos dados estratigráficos e paleontológicos recentemente adquiridos (Figura 7).

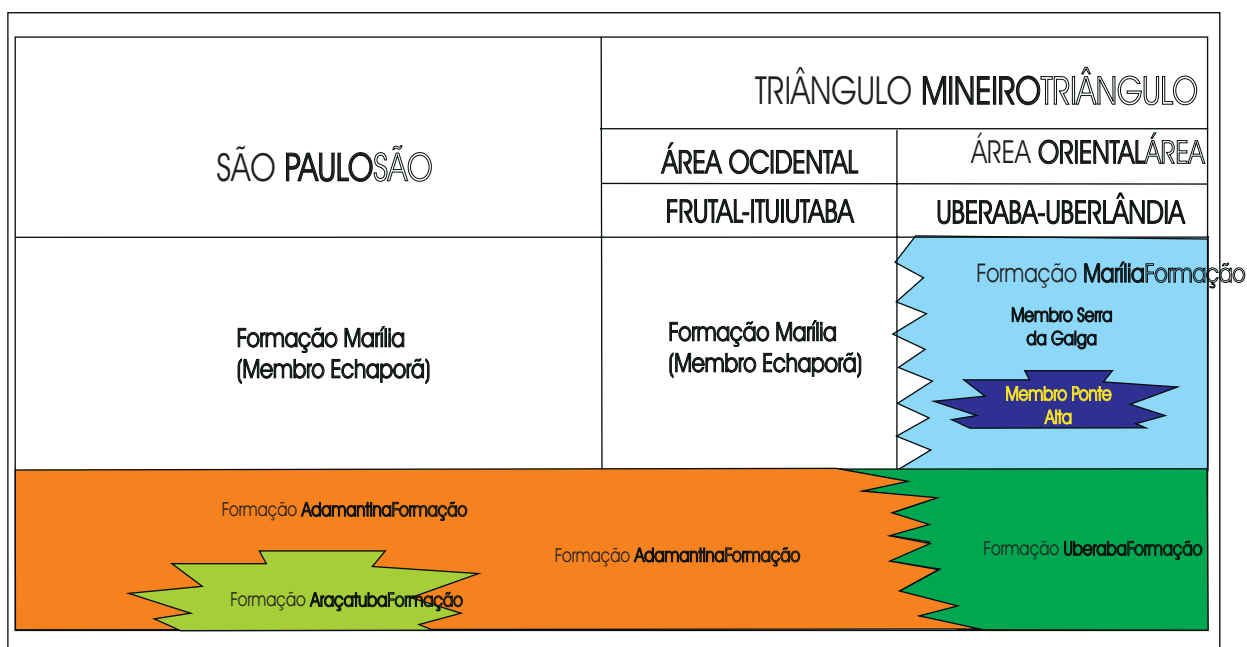


Figura 7 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e São Paulo (BARCELOS & SUGUIO, 1987 - Modificado).

VIII.1 – Descrição das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro

VIII.1.1 - Formação Uberaba

Descrita inicialmente por HUSSAK (1906) e assim designada por RIMANN (1917), a Formação Uberaba foi proposta formalmente por HASUI (1968). Essa unidade tem sua área de ocorrência principal restrita à região de Uberaba, estendendo em pontos isolados até a noroeste do município de Prata. No entanto, de acordo com HASUI (*op. cit.*), SUGUIO *et al.* (1979) e FERREIRA Jr. (1996), essa formação ocorreria também na região de Romaria, fato este aqui não corroborado.

A Formação Uberaba é constituída por arenitos e, subordinadamente, por lamitos, siltitos, e conglomerados. Os arenitos apresentam-se na forma de corpos lenticulares, com espessuras que variam de 20 cm a 1,5 m, podendo estar intercalados por níveis centimétricos de silito/lamito. Em alguns pontos, essas barras arenosas encontram-se amalgamadas. As estruturas sedimentares presentes são basicamente 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.

Em termos texturais, os arenitos dessa formação apresentam seleção moderada, sendo freqüentes intraclastos de argila e de rocha basáltica com tamanhos submilimétricos a centimétricos. É comum também a presença de nódulos carbonáticos ou de níveis cimentados por carbonato de cálcio.

Os resultados da análise petrográfica aqui realizada mostram que as rochas da Formação Uberaba são classificadas como litoarenitos a litoarenitos feldspáticos e sublitoarenitos, segundo a classificação de McBRIDE (1963) (Figura 8). A composição mineralógica básica é formada por quartzo (40%), feldspato (15%) e fragmentos de basalto (40%). Minerais acessórios como calcita, olivina, piroxênio, titanita, apatita, biotita, granada e opacos, perfazem um total de 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.

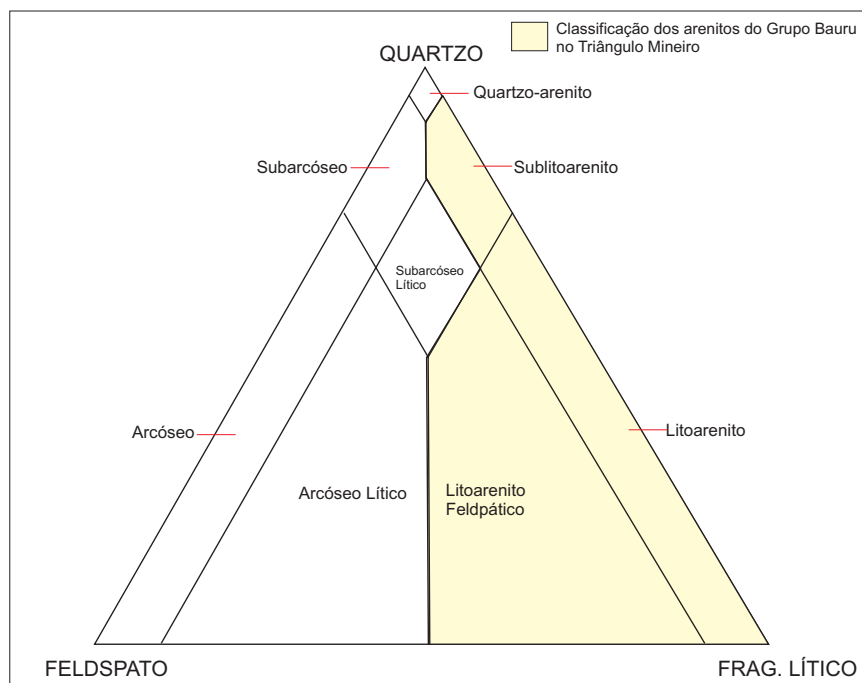


Figura 8 - Diagrama de McBRIDE (1963).

Segundo GOLDBERG (1995), essa massa argilosa seria resultante de um processo de infiltração mecânica de sedimentos finos transportados em períodos de enchentes e depositados por decantação sobre depósitos arenosos previamente formados (“*sieve effect*”). FERREIRA Jr. (1996) e FERREIRA Jr. & GOMES (1999) também interpretam essa massa argilosa como argilas mecanicamente infiltradas, porém, sugerem a hipótese de formação a partir de cinzas vulcânicas associadas às atividades do Soerguimento do Alto Paranaíba.

Com base nas análises petrográficas realizadas, admite-se que a Formação Uberaba muito provavelmente não teve participação de processos vulcânicos concomitantes à sua deposição, corroborando com FULFARO & BARCELOS (1991) e GOLDBERG (1995). Essas rochas tiveram grande contribuição de material vulcânico erodido dos basaltos da Formação Serra Geral e rochas alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba, bem como de rochas cristalinas do embasamento (grupos Araxá e Canastra).

O contato basal da Formação Uberaba com os basaltos da Formação Serra Geral se dá de forma abrupta, erosiva. Os dados de subsuperfície indicam a presença de uma camada argilo/siltoso com 5 metros de espessura na base da Formação Uberaba (Poços Uba-01, Uba-13) (APÊNDICE 2).

O contato superior se dá de forma abrupta com as rochas da Formação Marília, ao contrário do que foi postulado por diversos autores que advogam contato gradacional (como por exemplo BARCELOS, 1984; FULFARO & BARCELOS, 1991; GARRIDO *et al.*, 1991; BARCELOS 1993,

GOLDBERG, 1995; ALVES, 1995, RIBEIRO, 1997, GOLDBERG & GARCIA, 2000; DIAS-BRITO *et al.*, 2001). Esse contato pode ser observado nitidamente em uma drenagem próxima à antiga Pedreira Caieira em Peirópolis, na qual um arenito fino, argiloso, esverdeado, com estratificações cruzadas acanaladas é sobreposto por arenito médio a grosso, com clastos e feições acanaladas (Figura 9). Nas proximidades de Santa Rosa, a nordeste de Uberaba, e na rodovia BR-262, a 4 km da entrada para Peirópolis em direção a Araxá, aparecem situações semelhantes, onde arenitos da Formação Uberaba estão sob arenito grosso com clastos e estratificações cruzadas do Membro Serra da Galga. Nessas localidades, porém, não foi possível observar o contato direto entre essas duas unidades, encontrando-se este encoberto (Figura 10).

Lateralmente, a Formação Uberaba interdigita-se com a Formação Adamantina a oeste de Veríssimo (MG) (pontos AB-79 e AB-80 – APÊNDICE 1).

A espessura da Formação Uberaba está em torno de 70 metros e sua distribuição em área restringe-se às proximidades da cidade homônima.

Com relação à idade da Formação Uberaba, os dados paleontológicos apontam para idade campaniana (SANTUCCI & BERTINI, 2001; SANTUCCI, 2002 e SANTUCCI & BERTINI 2002).

No entanto, DIAS-BRITO *et al.* (2001), com base na integração de dados micropaleontológicos do Grupo Bauru, dados geocronológicos das camadas de cinzas vulcânicas neocretáceas que ocorrem nas bacias costeiras do sudeste do Brasil e no posicionamento estratigráfico dos analcimitos do centro-norte do estado de São Paulo, admitem uma idade neoconiaciana-santoniana. Isso implica em uma discordância de 11 Ma. entre as formações Uberaba e Marília. Porém, conforme descrito anteriormente em relação à não constatação de cinzas vulcânicas contemporâneas à deposição da Formação Uberaba, questiona-se essa conclusão.

A partir de dados paleontológicos integrados a estudos paleomagnéticos (TAMRAT *et al.* 2002) admite-se aqui como sendo do Campaniano o intervalo de deposição dessa unidade.



Figura 9 – Foto do conglomerado basal do Membro Serra da Galga (Formação Marília), ponto 87 (APÊNDICE 1) – Antiga pedreira Caieira em Peirópolis.



Figura 10 – Afloramento expondo feições acanaladas do Membro Serra da Galga (Formação Marília), ponto 38 (APÊNDICE 1) – BR-262 a 4 km de Peirópolis em direção a Araxá (MG).

VIII.1.2 - Formação Adamantina

A Formação Adamantina foi proposta formalmente por SOARES *et al.* (1980) para designar os estratos de arenitos alternados com lamitos, situados estratigraficamente entre as formações Santo Anastácio e Marília, no oeste do estado de São Paulo.

No Triângulo Mineiro, a Formação Adamantina aflora na região centro-oeste. É constituída por arenitos finos a médios, avermelhados, com seleção moderada, estratificações cruzadas de pequeno a médio porte (*foresets* com até 3 metros), estratificação plano-paralela e, subordinadamente, marcas onduladas. Localmente pode se apresentar maciça.

Na presente pesquisa, foram encontrados vários afloramentos em que predominavam arenitos finos, bem selecionados, de coloração avermelhada e com estratificação cruzada de grande porte e com alto ângulo de inclinação dos *foresets* (com mais de 3 metros de comprimento e inclinação da ordem de 32°), sugerindo deposição por processos eólicos. Essas mesmas características foram também observadas por GOLDBERG (1995) (Figura 11).

Ocorrem, ainda, lamitos/siltitos avermelhados, com laminação plano-paralela, marcas onduladas, por vezes maciços, intercalados com níveis centimétricos a decimétricos de arenito muito fino cimentados, ou não, por carbonato de cálcio (Figura 12).



Figura 11 – Afloramento expondo arenito fino com estratificação cruzada de alto angulo. Ponto AB-18 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada Honorópolis – Gurinhatã a 15 km do Bairro do Grama em direção a Gurinhatã.

A Formação Adamantina assenta-se discordantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, com contato abrupto e erosivo. Lateralmente, interdigita-se com a Formação Uberaba (Figura 13).

Com relação ao contato superior, este se dá de forma abrupta com os arenitos e conglomerados da Formação Marília (Pontos AB-44, AB-26, AB-49 – APÊNDICE 1). Em alguns pontos foi possível observar uma passagem gradacional, onde os estratos de arenito fino aumentam de granulometria e de espessura em direção ao topo (Pontos AB-20, AB-27, AB-28 – APÊNDICE 1).

Os dados de subsuperfície permitem afirmar que a espessura média da Formação Adamantina é da ordem de 100 metros (APÊNDICE 2).

As datações até então realizadas para essa unidade se restringem as áreas do estado de São Paulo (DIAS-BRITO *et al.* 2001; GOBBO-RODRIGUES 2001). As amostras da Formação Adamantina, no Triângulo Mineiro, analisadas do ponto de vista de microfósseis e de palinologia mostram-se estéreis.



Figura 12 – Afloramento expondo siltitos avermelhados da Formação Adamantina. Ponto 21 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada Honorópolis – Gurinhatã, a 17 km do Bairro do Grama em direção a Gurinhatã.



Figura 13 – Afloramento expondo argilito maciço com lentes de arenito na base e arenito muito fino a fino com estratificação plano-paralela no topo. Ponto de interdigitação entre as formações Uberaba e Adamantina. Ponto 79 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada Veríssimo - Patrimônio do Rio do Peixe, a 11 km de Patrimônio.

VIII.1.3 - Formação Marília

ALMEIDA & BARBOSA (1953) utilizaram a designação Formação Marília para os sedimentos clásticos grossos da parte superior do Grupo Bauru, caracterizados pela presença de nódulos e de cimentação carbonática. Coube a SOARES *et al.* (1980), a formalização hierárquica destes sedimentos como formação. Essa unidade é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, conglomerados, com grãos angulosos e teor de matriz variável. Os arenitos ocorrem na forma de estratos, com espessura média entre 1 e 2 metros, maciços ou em acamamento incipiente, sub-paralelo e descontínuo. Subordinadamente, aparecem níveis de siltito (Figura 14).

Uma das principais características da Formação Marília no Triângulo Mineiro é o alto conteúdo de cimento carbonático (CaCO_3), motivo pelo qual é alvo da exploração como matéria-prima para fabricação de cimento *Portland* e como corretivo da acidez do solo, nas regiões de Ponte Alta e nas pedreiras do km 50 da rodovia Uberaba para Uberlândia (Figura 15). O carbonato encontram-se presente como cimento micrítico disperso na rocha ou concentrados em níveis ou zonas de fratura. É comum a substituição/corrosão de grãos e clastos siliciclásticos por CaCO_3 .



Figura 14 – Afloramento expondo 2 grandes lentes de arenito médio a grosso, maciço, cimentado por CaCO_3 . Ponto 100 (APÊNDICE 1) – Entrada de Comendador Gomes (MG).



Figura 15 – Foto da camada de calcário explorado como matéria prima para fabricação de cimento Portland. Ponto 88 (APÊNDICE 1) – Pedreira Ponte Alta (MG).

BARCELOS (1984) subdividiu a Formação Marília em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã. Os dois primeiros afloram na parte leste do Triângulo Mineiro (MG), enquanto que o Membro Echaporã está presente na porção oeste.

Segundo ALVES (1995), o Membro Ponte Alta é constituído pela alternância de arenitos conglomeráticos e conglomerados com clastos milimétricos a centimétricos de quartzo e quartzito, associados lateralmente e verticalmente a calcretes e silcretes. Via de regra, esses litotipos apresentam-se intensamente cimentadas por carbonato de cálcio.

A presente tese admite como constituinte básico do Membro Ponte Alta, os depósitos calcários economicamente explorados na região de Ponte Alta, Uberaba e Uberlândia. Tratam-se de arenitos calcíferos finos, esbranquiçados, com espessura máxima da ordem de 7 metros, que ocorrem em camadas contínuas com até 3 km de extensão em subsuperfície.

Para diversos autores, como por exemplo BARCELOS (1984); FULFARO & BARCELOS (1991); GOLDBERG (1995); GOLDBERG & GARCIA (2002), o contato basal do Membro Ponte Alta se dá de forma gradacional com a Formação Uberaba. Entretanto, durante os trabalhos de campo e a análise de dados de subsuperfície, não foi possível observar essa relação. Foi constatado que os depósitos calcários dessa unidade se comportam como lentes dentro do conjunto areno-conglomerático que compõe o Membro Serra da Galga.

A partir da análise de fácies efetuada para o Membro Serra da Galga na área de estudo, foi identificada uma associação de fácies constituída por:

- conglomerados polimíticos, clasto-sustentados, brancos a amarelados na base passando para conglomerados sustentados por matriz arenosa com clastos subangulosos a subarredondados e mal selecionados;
- arenito conglomerático gradando para arenito grosso, amarelado, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares e plano-paralelas, com intraclastos de calcretes, nódulos carbonáticos e feições pedogenéticas; e
- argilitos e siltitos marrom-avermelhados, subordinados aos ciclos de granodecrescência ascendente.

Por possuir uma grande quantidade de cimento carbonático (calcretes), e subordinadamente, cimento silicoso (silcretes), as rochas do Membro Serra da Galga conferem à região um relevo de serras tabulares (chapadas), constituindo umas das feições geomorfológicas mais marcantes na parte leste do Triângulo Mineiro (Figura 16).



Figura 16 – Foto panorâmica mostrando relevo de chapadas na área de ocorrência do Membro Serra da Galga (Formação Marília). Ponto 68 (APÊNDICE 1). Foto obtida a partir da estrada não pavimentada que liga a BR-050 ao distrito de Palestina, a 3 km da BR-050.

Quando alteradas, as rochas do Membro Serra da Galga dão origem a solo arenoso, que favorece o aparecimento de grandes boçorocas (Figura 17).

A Formação Marília, aflorante na região oeste do Triângulo Mineiro (Figura 2), é representada pelo Membro Echaporã (BARCELOS, 1984). Nesse setor da área de estudo, essa unidade é composta por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas, na forma de ciclos granodecrescentes e granocrescentes, cimentados por carbonato de cálcio. Por esse motivo essa região, também apresenta relevo de serras, em forma de grandes chapadas (Figura 18).

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.

As rochas da Formação Marília na área de estudo 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).

O contato basal do Membro Echaporã se dá ora de forma gradacional (Pontos AB-20, AB-27, AB-28), ora abrupta (Pontos AB-44, AB-26, AB-49) com a Formação Adamantina.



Figura 17 – Implantação de processos erosivos em solo arenoso oriundo da alteração do Membro Serra da Galga (Formação Marília). Ponto 66 (APÊNDICE 1) – Estrada não pavimentada que liga o distrito de Mangabeira (MG) à BR-050 na altura do posto Tijuco, entre Uberaba (MG) e Uberlândia (MG).



Figura 18 – Vista panorâmica do relevo em chapadas (Membro Echaporã - Formação Marília em segundo plano). Estrada não pavimentada Grama – Honorópolis, a 3 km do Bairro do Grama.

A espessura máxima da Formação Marília em subsuperfície é de 100 metros (Poço CG-01 – APÊNDICE 2), sendo que em superfície pode atingir até 60 metros.

A Formação Marília é datada de maastrichtiana, com base em vertebrados fósseis (SANTUCCI & BERTINI, 2001 e SANTUCCI & BERTINI, 2002) e dados micropaleontológicos (DIAS-BRITO *et al.*, 2001; GOBBO-RODRIGUES, 2001 e GOBBO-RODRIGUES *et al.*, 2000a, b e c). Os dados paleomagnéticos também confirmam esse intervalo de tempo para a deposição da Formação Marília (TAMRAT *et al.*, 2002).

VIII.2 – Geologia estrutural e evolução tectônica do Triângulo Mineiro

Do ponto de vista estrutural, a área do Triângulo Mineiro apresenta um grande número de lineamentos de fraturamento (onde se encaixa a rede de drenagem) com direções noroeste, nordeste e subordinadamente leste-oeste e norte-sul, que coincidem com lineamentos do embasamento Pré-Cambriano (Figura 4).

Entre as principais estruturas do embasamento que influenciaram a evolução geológica da área de estudo, destacam-se a Sutura de Itumbiara, a Flexura de Goiânia e o Soerguimento do Alto Paranaíba (Figura 19).

Vários autores mencionaram a existência dessas descontinuidades crustais, a maioria baseados em estudos geofísicos e geocronológicos. Destaque para os trabalhos de HASUI & CORDANI (1968), HASUI *et al.* (1975), HARALYI (1978), ALMEIDA (1978), DAVINO (1979), ALMEIDA *et al.* (1980), HARALYI *et al.* (1984), HARALYI *et al.* (1985), HASUI *et al.* (1989), HASUI & HARALYI (1991), HASUI *et al.* (1993) e HASUI *et al.* (1999).

A partir de estudos geofísicos, ALMEIDA (1978) determinou o limite sul-sudoeste do Cráton do Paramirim, cuja evolução é de grande importância para o entendimento do comportamento estrutural da borda NE da Bacia do Paraná.

Nesse limite sul do Cráton do Paramirim desenvolveram-se fenômenos de grande amplitude e intensidade ao longo da evolução da crosta continental brasileira desde o Pré-Cambriano. Trata-se de uma zona de sutura, caracterizada pela predominância de uma tectônica tangencial que provoca intensos falhamentos de empurrão e importantes manifestações magmáticas. Se nessa porção superior da crosta houver uma cobertura sedimentar, esta refletirá essa tectônica tangencial, cujos reflexos se estendem da *zona sutural* para o interior do cráton (DAVINO, 1979). Essa zona segue por uma grande faixa balizada pelas cidades de São João Del Rei (MG), Alfenas (MG), Franca (SP), Uberaba (MG), Ituiutaba (MG), Itumbiara (GO), Goiânia (GO) e Anápolis (GO) (Figura 20).

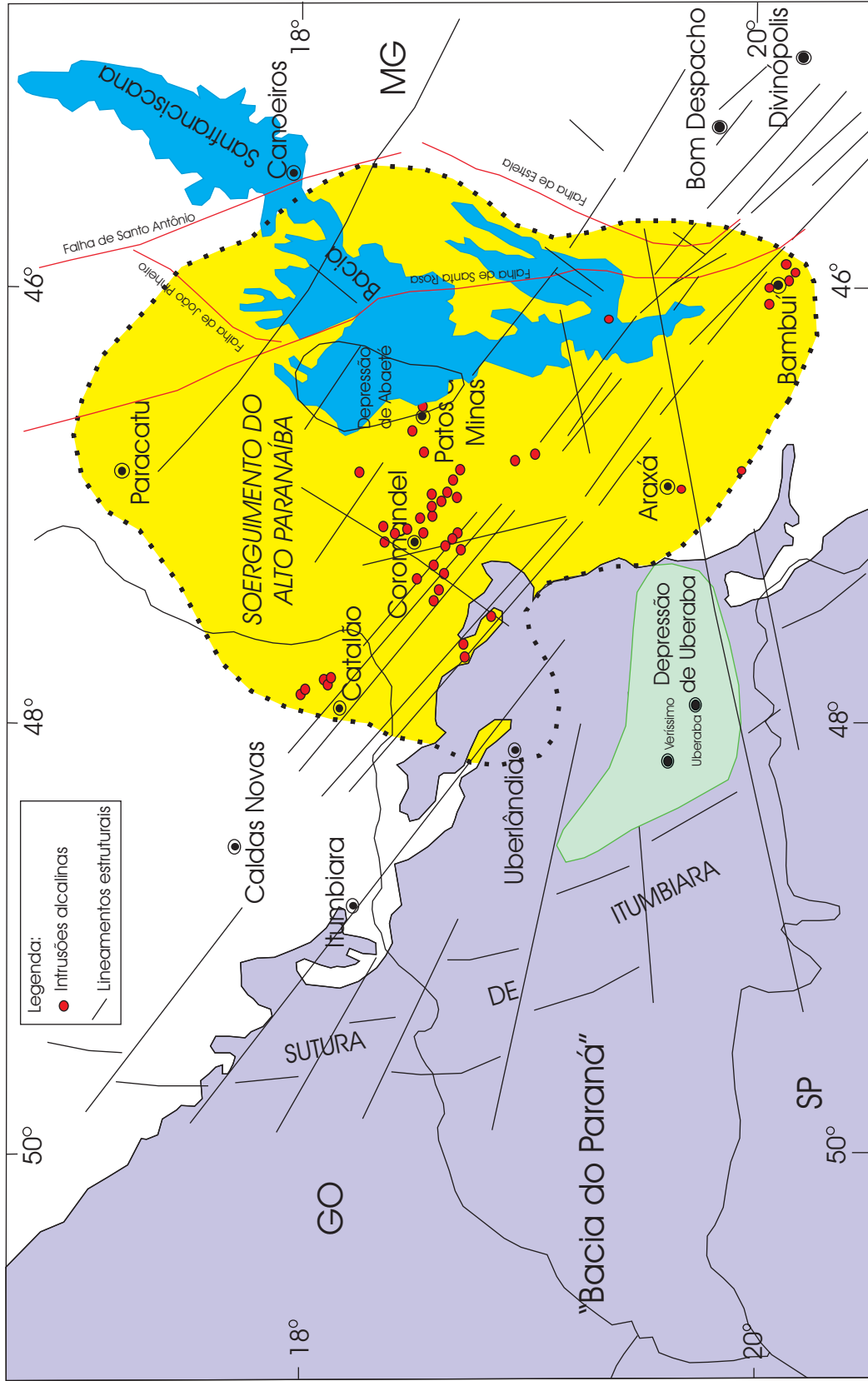


Figura 19 Mapa estrutural do oeste de Minas Gerais, segundo HASUY & HARALYI (1991, mod.).

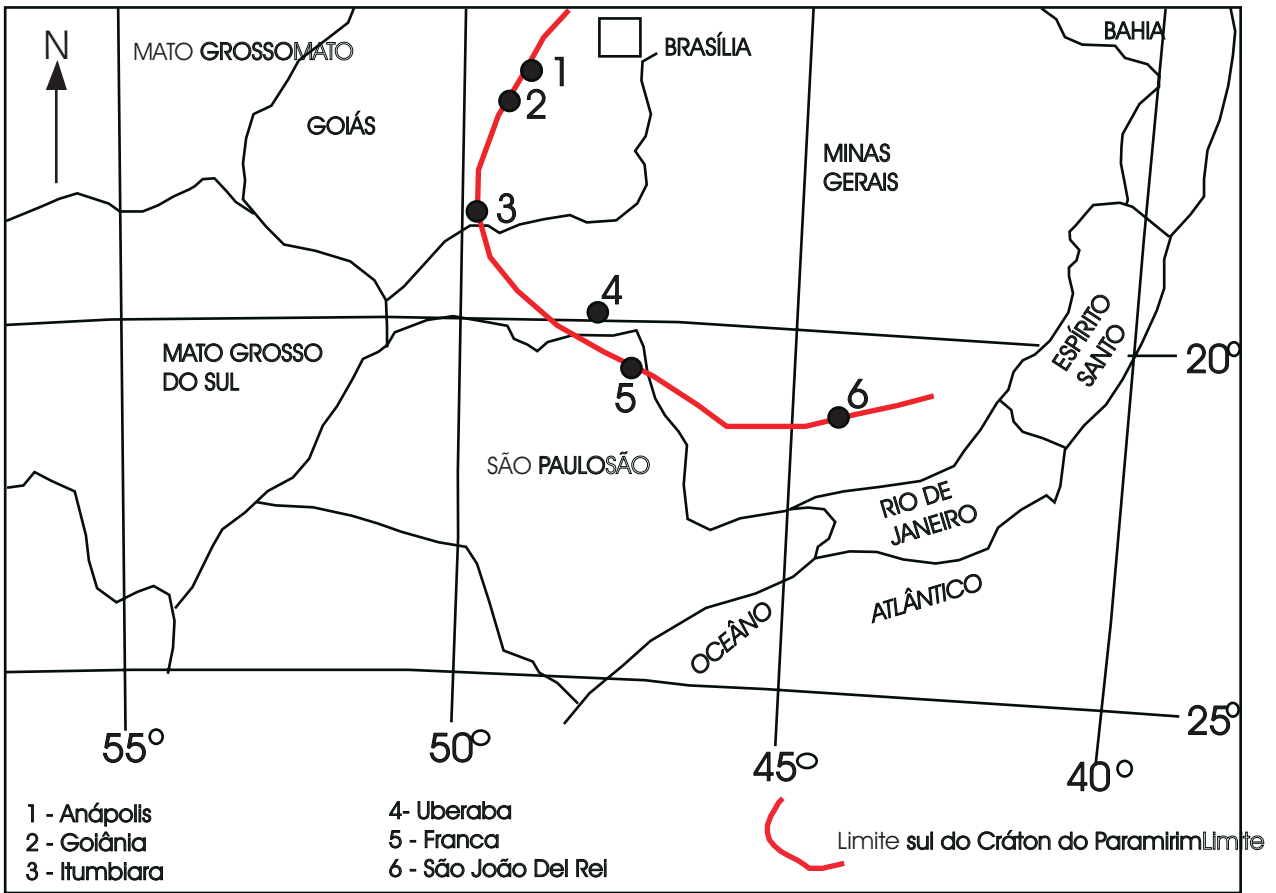


Figura 20 – Limite do Cráton do Paramirim definido com base em dados gravimétricos (DAVINO, 1979 - Modificado).

Na região de Caldas Novas, Goiânia e Anápolis essa faixa sutural é acompanhada de uma faixa de metassedimentos intensamente dobrados e falhados por empurrões, pertencentes ao Grupo Araxá e rochas de alto grau do Complexo Uruaçuano.

De Itumbiara (GO) a Franca (SP), a zona sutural está encoberta por rochas sedimentares de idades neopaleozóica a terciária da Bacia do Paraná.

Seguindo de Franca (SP) em direção a São João Del Rei (MG), essa zona é representada por rochas granulíticas e charnockíticas do Complexo Uruaçuano.

Para ALMEIDA *et al.* (1980) a faixa granulítica do sul de Minas Gerais, à vista das estruturas, pode ser tida como se estendendo ao sul de Goiás. No sul de Minas Gerais o cinturão móvel que gerou essas rochas foi denominado, por aqueles autores, de Cinturão Móvel de Alfenas e se caracteriza pelo caráter lábil manifestado pelo menos desde o início do Proterozóico, com desenvolvimento de estruturas com vergência para o Cráton do Paramirim.

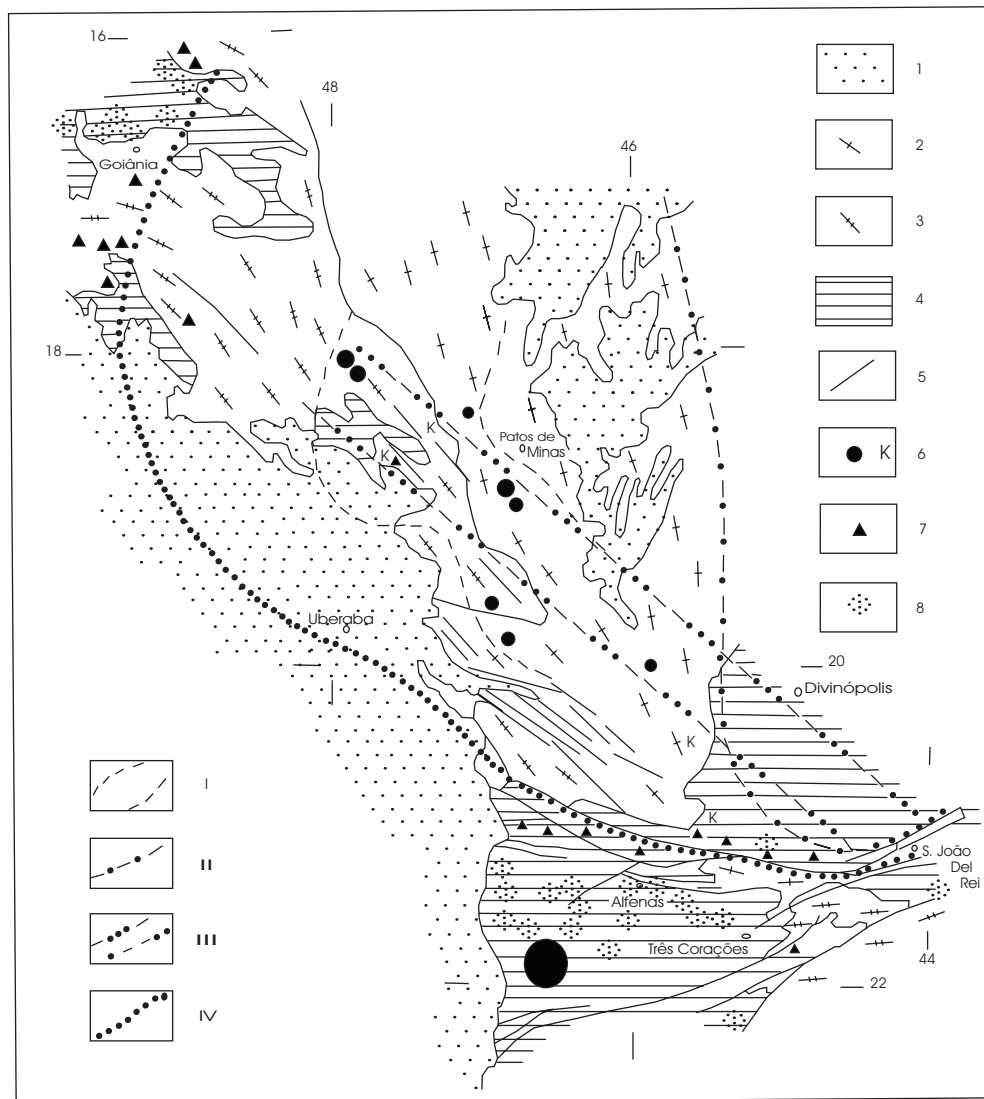
ALMEIDA *et al.* (*op. cit.*) apresentaram um mapa de anomalia Bouguer, no qual a zona de sutura é representada por uma anomalia longilínea, correspondendo a forte gradiente, que se estende até

a região de São João Del Rei, comportando-se como um feixe com quase 500 km de extensão e 60 km de largura. Para esses mesmos autores, onde as rochas pré-cambrianas estão descobertas, a geossutura marginal seria caracterizada pela série de intrusões máfico - ultramáficas ou seus produtos metamórficos, assim como, pelo grande número de falhas que separam a área cratônica da região de ocorrência das rochas granulíticas.

Onde o limite (sutura) está encoberto pelos sedimentos e rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, a geossutura estaria bem caracterizada pela rápida elevação dos valores da anomalia tipo A, que a figura 21 indica unir as regiões de intrusões de rochas máfico - ultramáficas e ocorrências de rochas charnockíticas do oeste de Minas Gerais e sul de Goiás. Pode-se observar nesse mapa que o traçado da anomalia A corresponde à conexão das rochas de alto grau do sul de Minas Gerais e da região de Goiânia. Ela marca a passagem de dois domínios gravimétricos: aquele a NE com valores médios de -100 mgal (Cráton do Paramirim, ALMEIDA, 1978) e outro a SW, com média de -80 mgal (Cinturão Móvel de Alfenas), como foi deduzido do mapa de HARALYI (1978). A anomalia B, marginal à A, corresponde à zona da borda do cráton, que pode ser interpretada como mais espessa e flexurada (Flexura de Goiânia de HASUI *et al.*, 1975) no contato com o cinturão móvel.

HASUI *et al.* (1989) delinearão a compartimentação estrutural e a evolução tectônica do estado de São Paulo e parte do Triângulo Mineiro (MG), com base em informações geofísicas e geológicas. Identificaram uma estruturação atribuída ao Arqueano, eventualmente até o Proterozóico inferior, de blocos crustais formados por cinturões de alto grau nas bordas obductadas e por terrenos granito-*greenstones* no restante, desenvolvidos antes do processo colisional, articulados através das suturas colisionais. Denominaram estes blocos de Brasília, Vitória, São Paulo e Paraná. À zona sutural que separa os blocos Brasília e Paraná designaram de Sutura de Itumbiara (limite sul do Cráton do Paramirim), cujo contorno coincide com o do mapa proposto por DAVINO (1979) e ALMEIDA *et al.* (1980).

HASUI & HARALYI (1991), baseados nos estudos de HARALYI (1978), ALMEIDA *et al.* (1980), HARALYI *et al.* (1985) e HASUI *et al.* (1989), apresentaram um mapa gravimétrico onde é possível visualizar uma anomalia gravimétrica negativa de direção NW correspondendo à Sutura de Itumbiara, ressaltando-a como uma descontinuidade que separa os blocos crustais Brasília (a leste) e Paraná (a oeste). Associam a essa sutura um cinturão de cavalgamento, complicado por transcorrências, afetando as rochas do complexo gnáissico - granitóide e do Grupo Araxá.



1 - Coberturas fanerozóicas (Bacias do Paraná e Sanfranciscana) 2 - Faixa Brasília 3 - Faixa Uruaçu 4 - Complexo pré-uruçuano. 5 - Folhas maiores. 6 - Intrusões Alcalinas Mesozóicas e Kímbertitos (K). 7 - Corpos de Rochas máficas e ultramáficas pré-cambrianas. 8 - Áreas de incidência de rochas Granulíticas e charnockíticas. I - Soerguimento do Alto Paranaíba. II - Borda de Cráton de São Francisco III - Faixa de incidências de anomalias magnéticas lineares de grande extensão. IV - Limite do Cráton Do Paramirim e o cinturão móvel de Alfenas.

Figura 21 – Esboço Geológico - Tectônico do sudoeste de Minas Gerais (ALMEIDA *et al.*, 1980).

Na estruturação pré-cambriana de 1.a ordem do território brasileiro (Figura 22) apresentada por HASUI *et al.* (1993), a Sutura de Itumbiara é uma descontinuidade de 1.a ordem, marcada por uma anomalia do tipo 1, separando blocos crustais, com arranjo em junção tríplice. Essa anomalia tipo 1 corresponderia a anomalias gravimétricas de 1.a ordem, representadas por faixas de forte gradiente e que podem ser descritas como dois platôs gravimétricos desnivelados de várias dezenas de miligals e separados por um vale gravimétrico de dezenas de miligals.

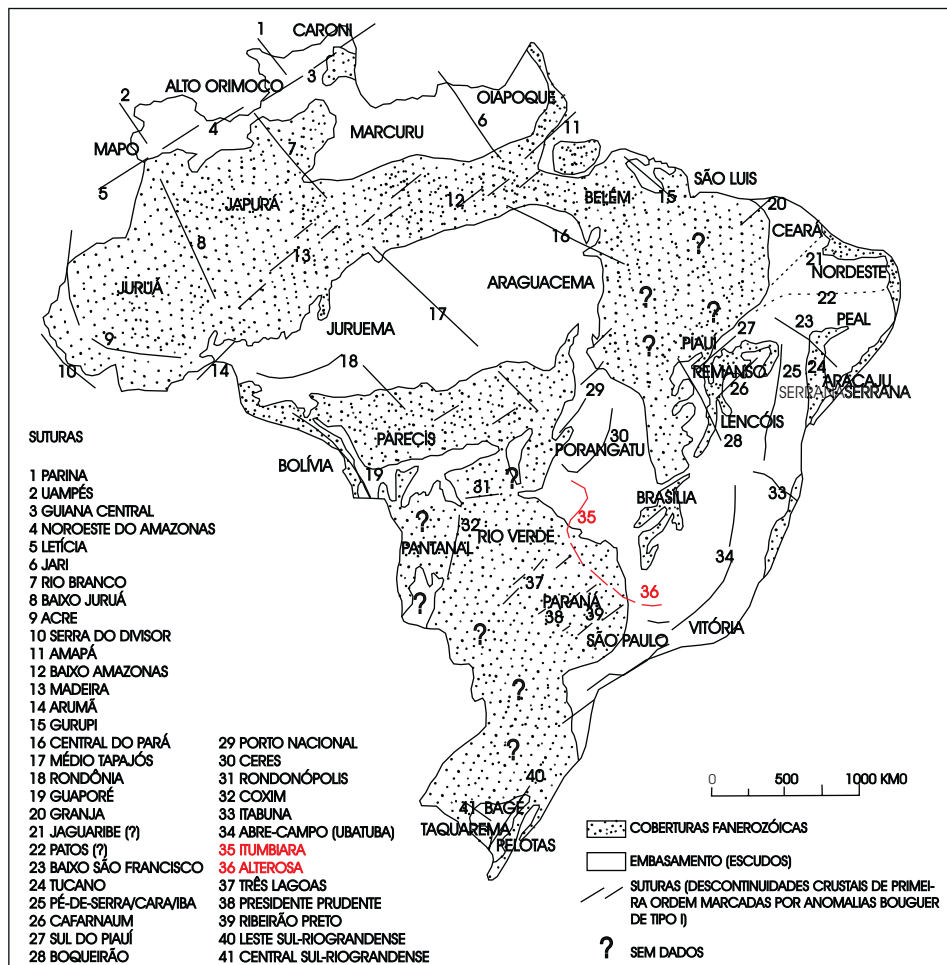


Figura 22 – Megaestruturação do território brasileiro (HASUI *et al.*, 1993).

Nesse trabalho observa-se também a conexão das rochas de alto grau do sul de Minas Gerais e da região de Goiânia (conforme mencionado por ALMEIDA *et al.*, 1980), bem como um cinturão metavulcano-sedimentar associado à borda sul do Bloco Brasília (Cráton do Paramirim de ALMEIDA, 1978). A estruturação do cinturão de cisalhamento que aparece ao longo dessa faixa afeta os dois blocos (Brasília a norte – nordeste e Paraná a sul – sudoeste) permitindo deduzir que o Bloco Paraná é o superior (Figura 23).

Durante a evolução tectônica fanerozóica registram-se constantes movimentações ao longo da Sutura de Itumbiara que condicionaram o limite norte e nordeste da Bacia do Paraná através da formação de duas grandes feições estruturais: a Flexura de Goiânia e o Soerguimento do Alto Paranaíba, ambas definidas por HASUI *et al.* (1975).

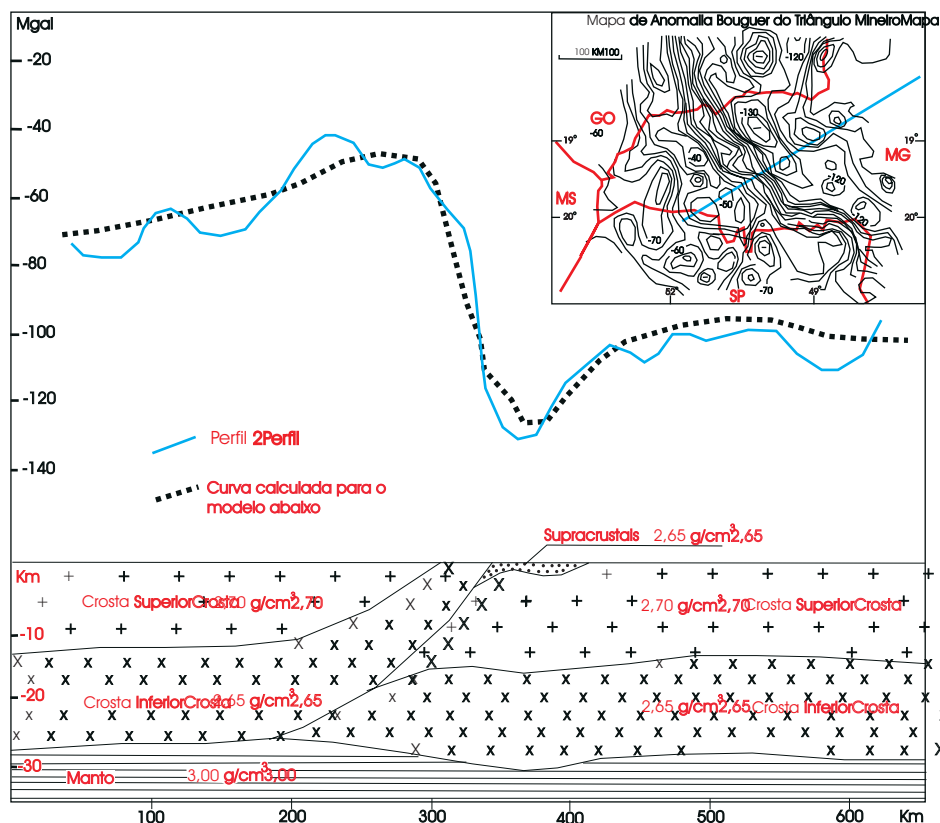


Figura 23 – Seções gravimétricas de Minas Gerais e modelo Crustal para as anomalias de tipo 1 (HASUI et al., 1993).

A Flexura de Goiânia (Arco de Goiânia por MESNER & WOOLDRIDGE, 1964; Arco da Canastra, por NORTFLEET *et al.*, 1969 e Arco de Três Lagoas por RAMOS, 1970) é um alto de rochas do embasamento que durante o Paleozóico constituiu a borda norte e nordeste da Bacia do Paraná (HASUI *et al.*, 1975).

Para NORTHFLEET *et al.*, (*op cit.*) após o Permiano Superior, a Bacia do Paraná deixou de comportar-se como unidade autônoma de sedimentação, e a deposição Juro-triássica excedeu os limites da bacia, estendendo-se pelas áreas marginais sobre rochas pré-cambrianas e paleozóicas. As bordas norte e nordeste da Bacia do Paraná recuaram e a Flexura de Goiânia se comportou como uma feição negativa.

Segundo HASUI *et al.* (1975), do final do Jurássico ao Cretáceo essa zona flexurada foi palco de atuação de processos sedimentares e vulcânicos relacionados à Reativação Wealdeniana da Plataforma Sul-americana (ALMEIDA, 1967).

Para ALMEIDA *et al.* (1980) a borda nordeste da Bacia do Paraná nunca esteve muito distante do antigo limite do cráton com o cinturão móvel, sugerindo uma herança estrutural no condicionamento da Flexura de Goiânia. Essa flexura teria sido resultado de uma movimentação de falhas durante a reativação tectonomagmática do final do Paleozóico e início do Mesozóico, sobre a qual se depositaram as rochas dos grupos São Bento e Bauru.

A tendência ascensional da parte externa, a nordeste da Bacia do Paraná, reflete-se nas litologias paleozóicas nela contidas, no desaparecimento dos grupos Paraná, Guatá e Passa Dois e no *overlap* da Formação Botucatu sobre o embasamento cristalino (ALMEIDA, 1983).

Segundo ZALAN *et al.* (1990), os fraturamentos com direção NW foram os mais ativos durante o Juro-Cretáceo do Gondwana. Nessa época, o evento tectônico que imperou na Bacia do Paraná foi o mais forte dentre todos desde o Siluriano. Ele reativou as falhas NW, criando várias outras com mesma direção e promoveu a ascensão do magma básico que resultou no maior registro vulcânico continental do planeta, dando origem aos basaltos da Formação Serra Geral. Esse fraturamento condicionou o posicionamento de um grande número de diques de diabásio.

Segundo HASUI & HARALYI (1991), a Flexura de Goiânia é uma zona na borda NE da Bacia do Paraná, cuja movimentação teve caráter intermitente ao longo do tempo geológico, condicionada por falhas com orientação NW – NNW.

PADILHA *et al.* (1992) enfatizaram a notável ocorrência de estruturas NW cortando o eixo da Bacia do Paraná e assumiram a Flexura de Goiânia e o Alinhamento Araxá – Rio Grande como as feições tectônicas mais importantes da área do Triângulo Mineiro (MG). Para esses autores a Flexura de Goiânia constituiu a borda NE da Bacia do Paraná durante a maior parte de sua história, em concordância com NORTFLEET (1969), RAMOS (1970), HASUI *et al.* (1975), ALMEIDA *et al.* (1980), ALMEIDA (1983) e ALMEIDA (1986). Segundo PADILHA *et al.* (*op cit.*), o lineamento Araxá - Rio Grande seria a extensão em continente do Alinhamento Vitória - Trindade na margem continental.

A outra feição estrutural de grande importância na evolução tectonossedimentar do Triângulo Mineiro (MG) foi Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI *et al.*, 1975).

Muitas foram as denominações atribuídas a essa estrutura desde a década de 50, quando BRAJNIKOV (1953) admitiu a existência de um *horst* (Serra dos Cristais) e um *graben* (Graben de Goiânia). Foi chamada de Corredor do Quebra Anzol (HASUI & PENALVA, 1970), Antéclise do Alto Paranaíba (SAD *et al.*, 1971), Arco do Alto Paranaíba (LADEIRA *et al.*, 1971) e Arco da Canastra (SUGUIO, 1973).

Segundo HASUI *et al.* (1975), trata-se de uma área onde houve a incidência de muitas intrusões alcalinas controladas por zonas de falhas profundas. Essa atividade magmática está relacionada não com uma simples flexuração, mas com a ascensão de uma área em forma de um soerguimento.

Para ALMEIDA *et al.* (1980), o Soerguimento do Alto Paranaíba é o resultado final dos movimentos ascensionais ocorridos na área entre as bacias Sanfranciscana e Paraná. A ele se vinculam

as intrusões alcalinas com idade de 80-100 Ma. O Soerguimento do Alto Paranaíba tem forma evidentemente controlada pela zona falhada que se estende de São João Del Rei (MG), no rumo NW, até Catalão (GO). Esses autores já sugeriam que os corpos kimberlíticos estavam situados na periferia do Cráton do Paramirim.

ALMEIDA (1986) associou a gênese do Soerguimento do Alto Paranaíba às movimentações vinculadas à Flexura de Goiânia no final do Paleozóico.

Segundo HASUI & HARALYI (1991), o Soerguimento do Alto Paranaíba é uma feição tectônica subelíptica do oeste mineiro/sul goiano, que foi ativada principalmente no Neo-Cretáceo separando a Bacia do Paraná da Bacia Sanfranciscana. Foi marcado pela incidência de intrusões e reflexos em processos sedimentares. Sua expressão em área limitada e sua forma a caracterizam como um soerguimento. Para HASUI & HARALYI (*op. cit.*), o Soerguimento do Alto Paranaíba seria uma feição que marcaria um estágio inicial do Ciclo de Wilson no interior do continente ou mesmo ramificações abortadas de junções tríplexes na zona costeira, incidindo em áreas favorecidas por zonas de fraqueza crustal preexistentes.

Segundo CAMPOS & DARDENE (1997), o Soerguimento do Alto Paranaíba é um alto estrutural desde o Mesoproterozóico, quando influenciou a sedimentação das formações Canastra e Ibiá (Flexura de Goiânia).

BOLOGNA *et al.* (2001) atestaram que a assinatura geofísica do Soerguimento do Alto Paranaíba corrobora a idéia de fragmentos da litosfera composto por blocos continentais fundidos com blocos mais jovens durante a colisão continental, afetados posteriormente por intrusões alcalinas.

ARAÚJO *et al.* (2001) enfatizaram a ocorrência do Soerguimento do Alto Paranaíba ao longo de um lineamento NW-SE, definido pelo magmatismo alcalino do Cretáceo Superior do Brasil (90 a 80 Ma.), atribuído a passagem da pluma mantélica de Trindade (GIBSON *et al.*, 1995).

Os dados coligidos na presente tese sugerem que o Soerguimento do Alto Paranaíba teve forte influência na sedimentação da Bacia Bauru, bem como na reestruturação terciária ocorrida principalmente na sua borda nordeste. O alçamento das unidades pré-cambrianas, paleozóicas e mesozóicas dessa região forneceu o aporte sedimentar para o preenchimento da bacia. Os progressivos esforços ocorridos na fase final de soerguimento dessa estrutura foram responsáveis pelas movimentações ao longo de antigas zonas de falha, principalmente as paralelas à Sutura de Itumbiara, desarticulando os depósitos do Grupo Bauru na área do Triângulo Mineiro, que ficaram preservados em várias depressões estruturais (Depressões de Uberaba e Gurinhatã, esta última subdividida em Comendador Gomes, União de Minas e Limeira D'Oeste) (Figura 24).

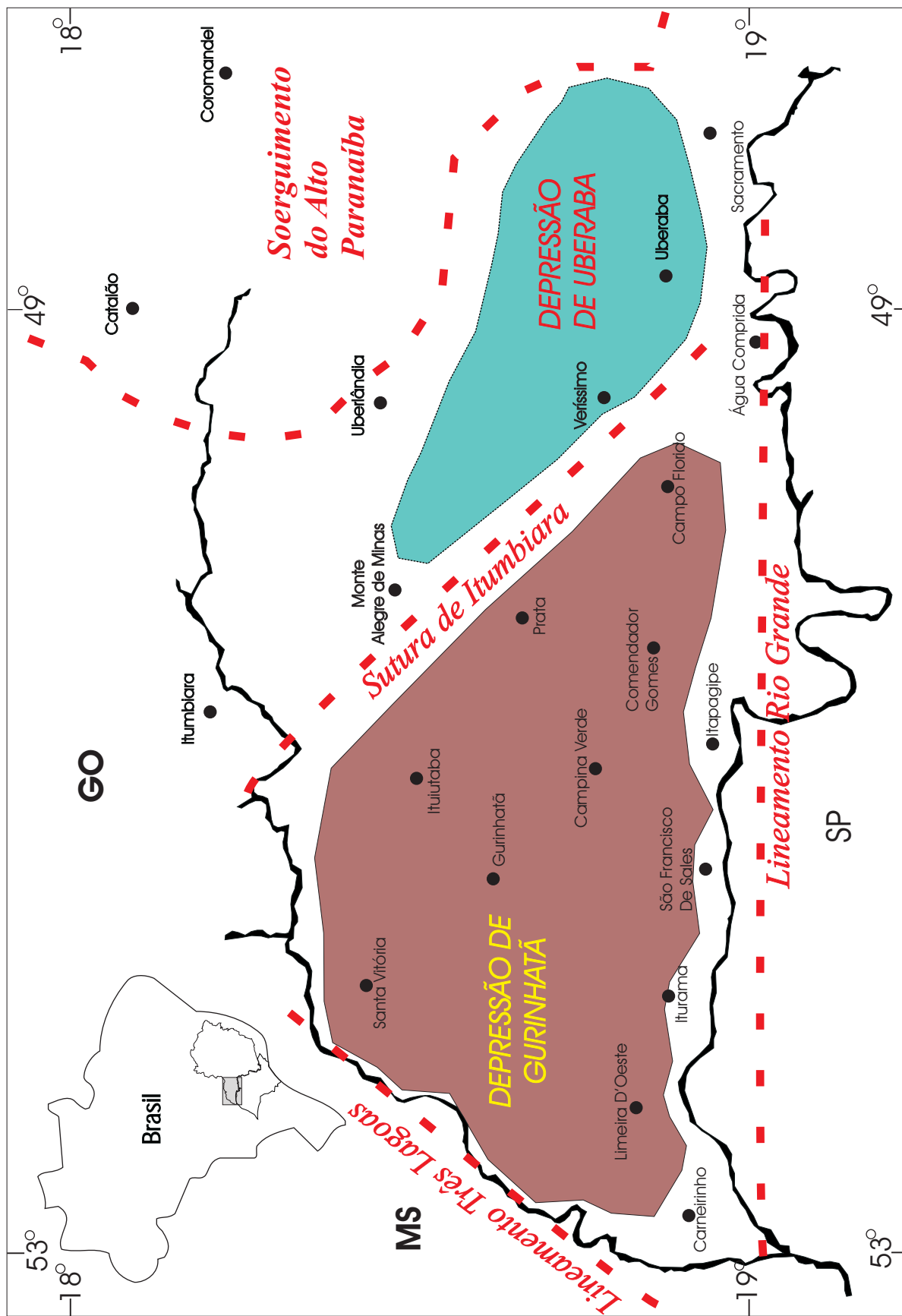


Figura 24 - Compartimentação estrutural do Triângulo Mineiro (MG), com destaque para as duas principais depressões.

IX – ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA REGIONAL

A análise estratigráfica consistiu basicamente na descrição e documentação fotográfica de afloramentos e perfis litológicos de poços tubulares profundos (APÊNDICES 1, 2 e 3).

Esses dados foram analisados segundo o método da análise de fácies, usando de algumas ferramentas auxiliares tais como: a petrografia, a paleontologia e a geofísica (paleomagnetismo).

IX.1 – Petrografia e evolução diagenética

A partir de um trabalho conjunto com a Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), foi realizado um estudo petrográfico de lâminas delgadas, sistematicamente amostradas ao longo da área de estudo, permitindo assim a caracterização textural e mineralógica, bem como a identificação das fases diagenéticas a que se submeteram os depósitos do Grupo Bauru, no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.

Muitos foram os trabalhos petrográficos de detalhe realizados na região, principalmente nos arredores da cidade de Uberaba, merecendo destaque ALVES (1995), FERREIRA Jr. (1996), RIBEIRO (1997), FERREIRA Jr. & GOMES (1999), RIBEIRO (2000) e RIBEIRO (2001). No entanto, uma das questões mais pertinentes da área de estudo tem sido com relação à “contribuição vulcânica” durante a sedimentação das unidades do Grupo Bauru, principalmente das rochas que compõem a Formação Uberaba (exemplo: RIMANN, 1917 – “arenito tufoso de Uberaba”). A expressão usada para justificar a coloração esverdeada dessa unidade passou a ser sinônimo de vulcanismo contemporâneo à sua sedimentação, o que fez com que muitos pesquisadores atribuíssem-lhe idades correspondentes aos vários pulsos vulcânicos que ocorreram durante o Cretáceo. O exemplo mais recente foi apresentado por DIAS-BRITO *et al.* (2001), em que os autores atribuíram idade Turoniano/Santoniano à Formação Uberaba, associando sua sedimentação aos eventos vulcânicos das bacias costeiras do sudeste brasileiro.

Por essa razão, foram selecionados pontos de amostragem para confecção de lâminas delgadas, com o intuito de constatar ou não a existência de minerais ou qualquer outra evidência que comprovem vulcanismo contemporâneo à sedimentação.

Foram coletadas 23 amostras ao longo de afloramentos distribuídos pela área de estudos. Essas amostras foram impregnadas com resina e em seguida foram confeccionadas lâminas delgadas.

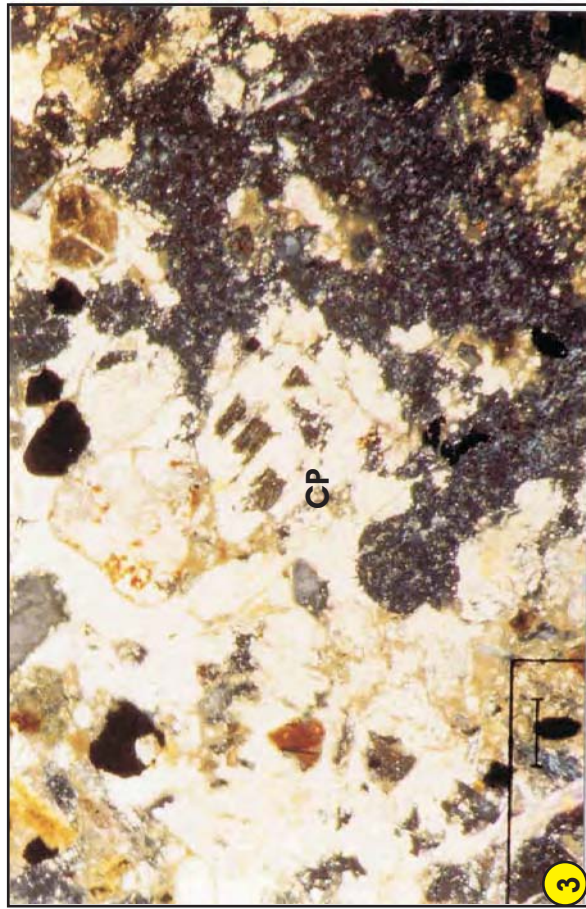
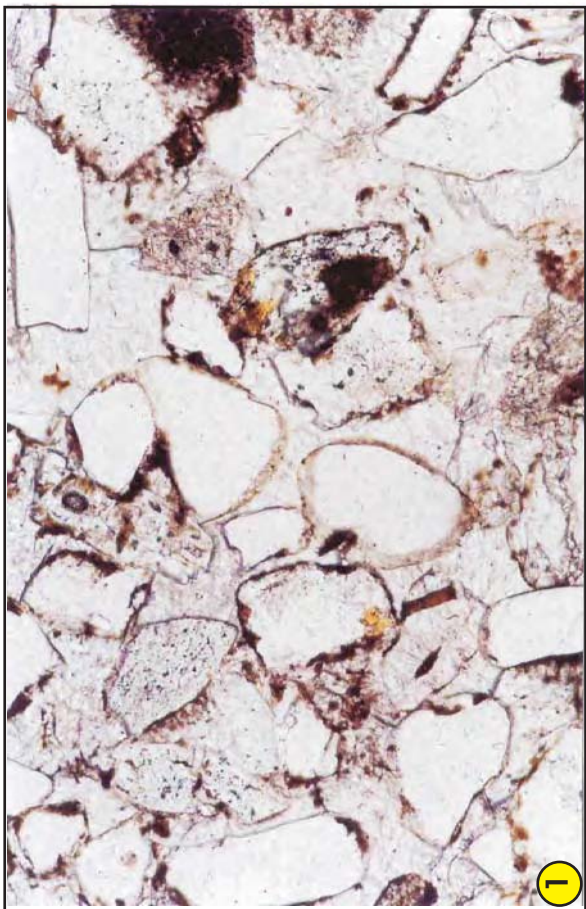
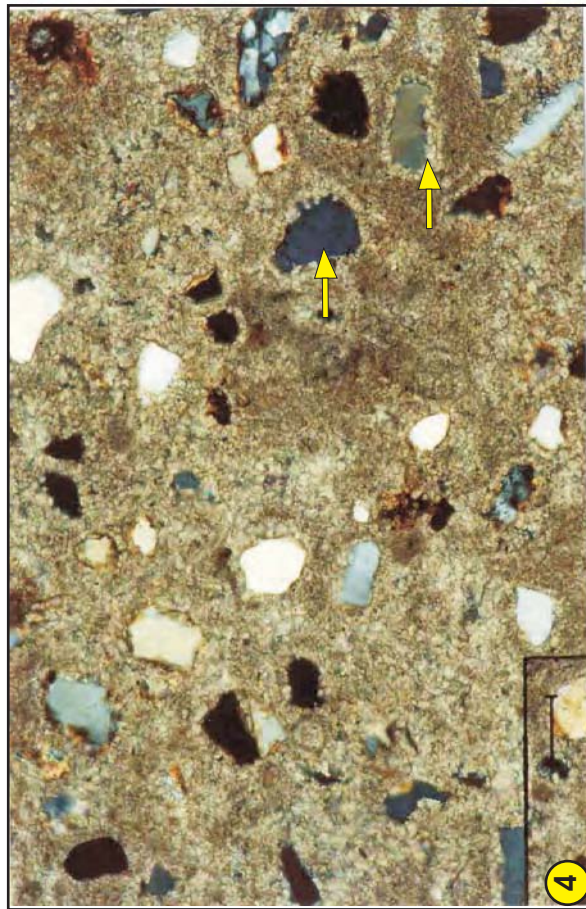
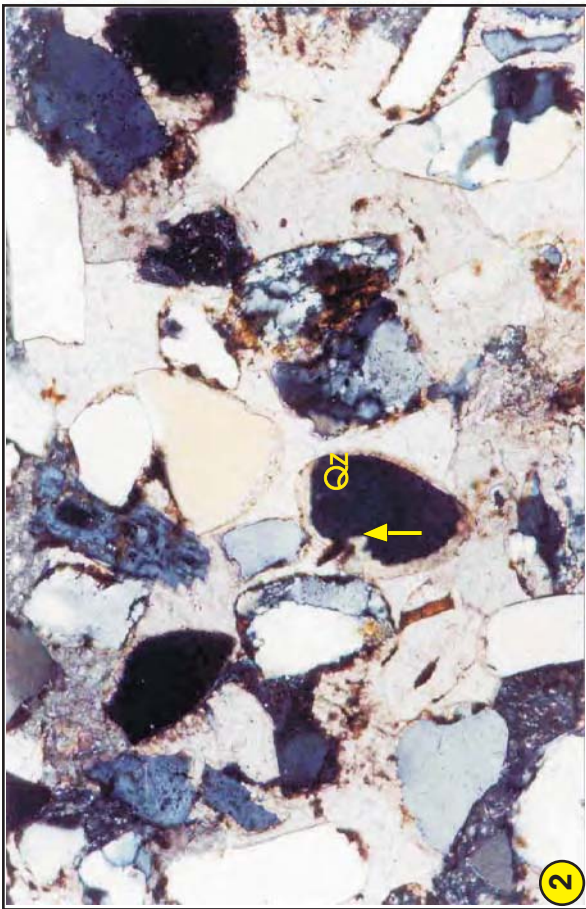
IX.1.1 – Aspectos texturais

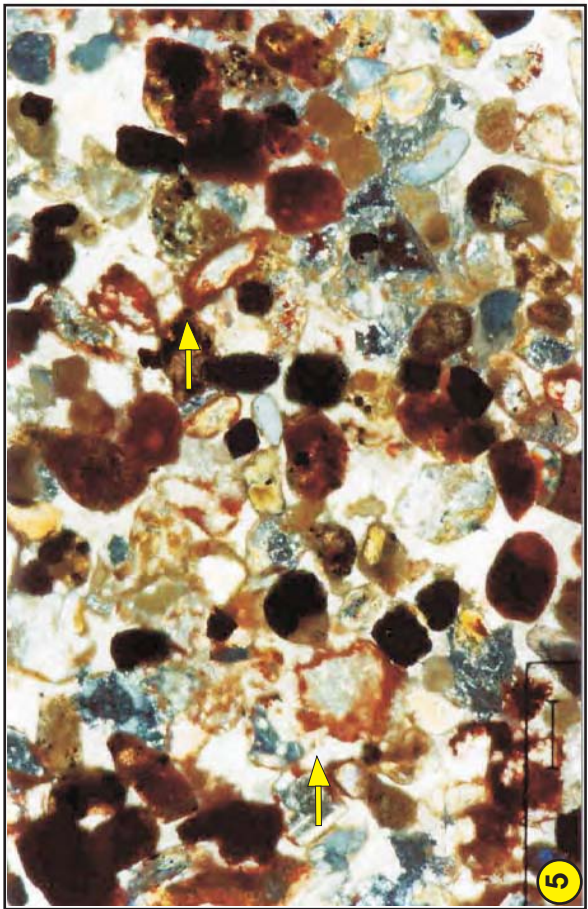
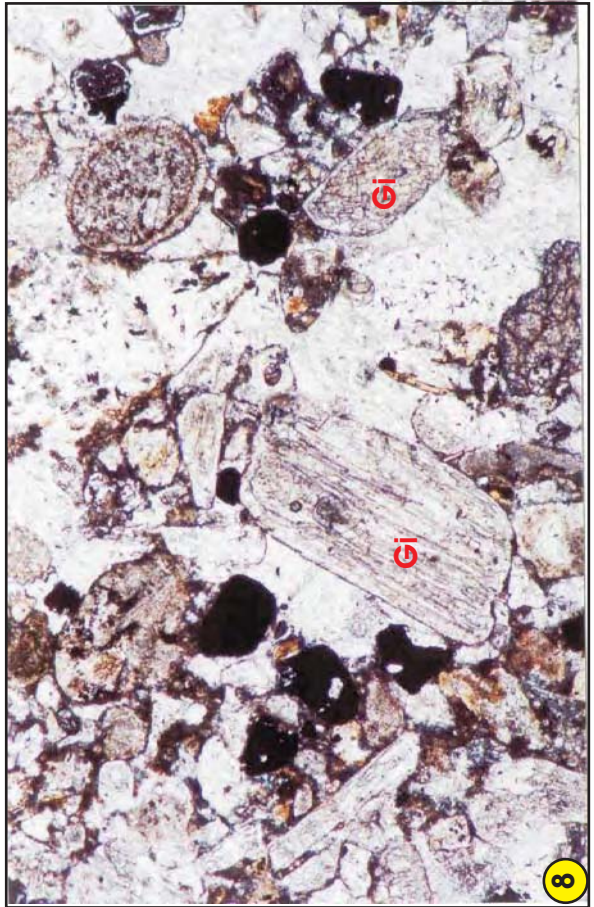
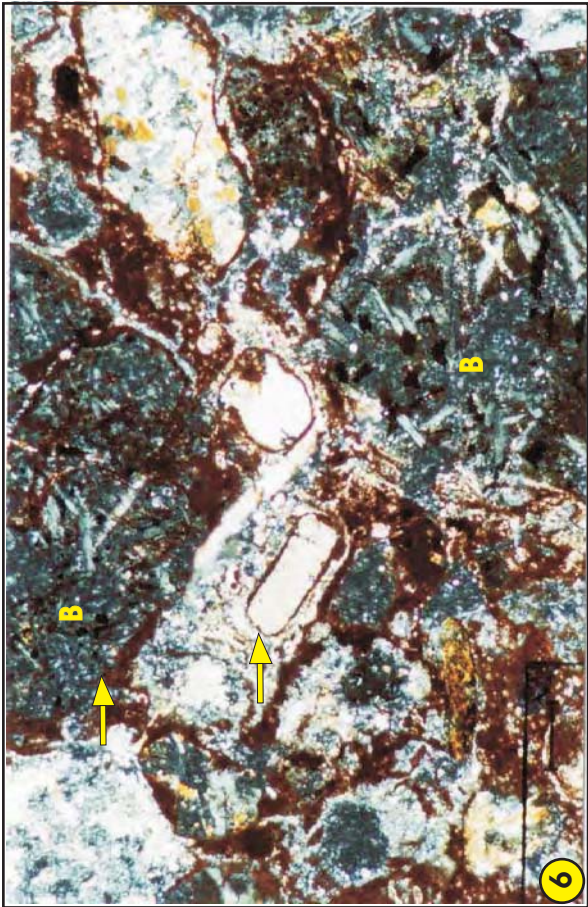
Os estudos petrográficos indicaram que os arenitos possuem granulometria que varia de areia fina a grossa, na classificação de WENTWORTH (1922), com grãos mal selecionados, e, predominantemente angulosos a sub-angulosos. O empacotamento é do tipo frouxo segundo a classificação de KAHN (1956), predominando contatos flutuantes entre os grãos do arcabouço (fotomicrografias 1 e 2). Devido a uma intensa substituição dos grãos do arcabouço pelo cimento carbonático torna-se difícil observar a forma original dos grãos em algumas das amostras estudadas (fotomicrografias 1, 2, 3 e 4). A maturidade mineralógica é extremamente baixa devido à presença de grãos instáveis de piroxênios, anfibólios e sobretudo de fragmentos de rochas vulcânicas (fotomicrografias 3, 5, 6, 7, 8, 9 e 10). A maturidade textural é baixa, ocorrendo em algumas amostras uma inversão textural devido à infiltração mecânica de argilas (fotomicrografias 11, 12, 13 e 14). A composição mineralógica é bastante variada. A inserção das análises modais no diagrama proposto por McBRIDE (1963) permite classificar as rochas como litoarenitos feldspáticos. Torna-se oportuno salientar que para obtenção de uma classificação mais segura dos litotipos seria necessária a quantificação de um maior número de lâminas.

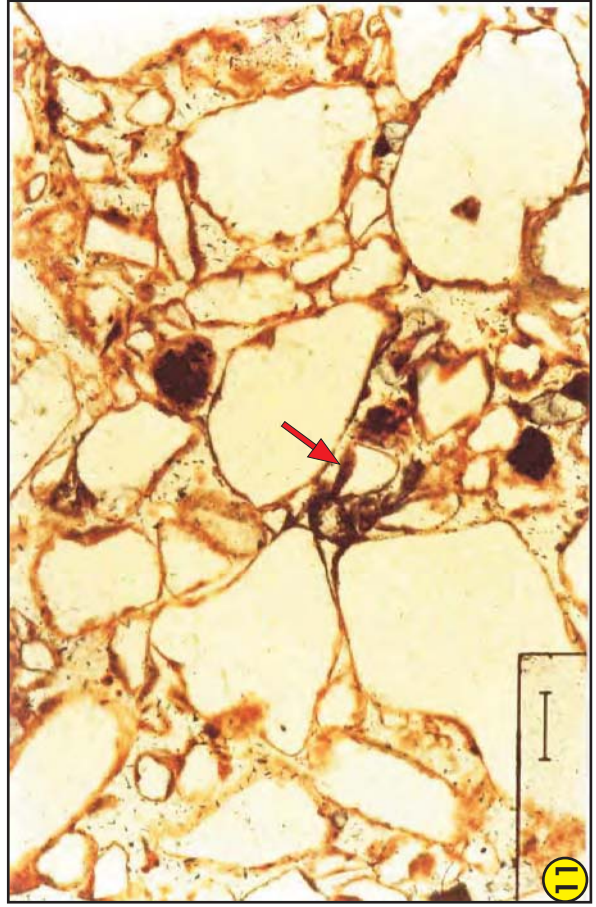
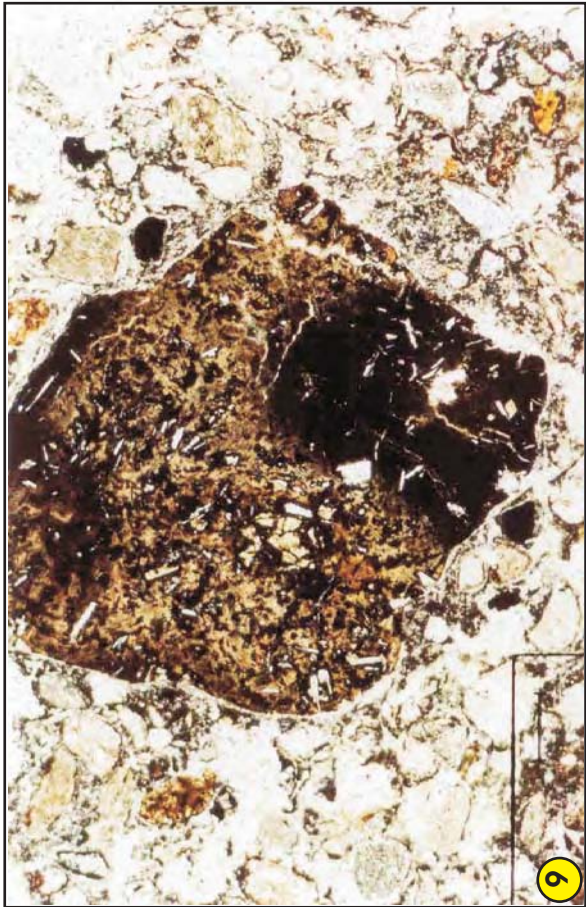
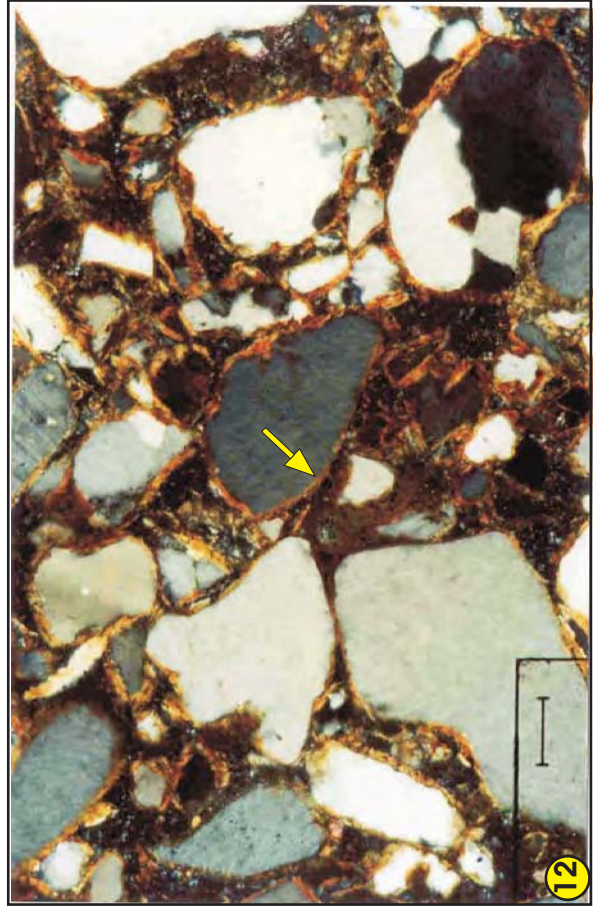
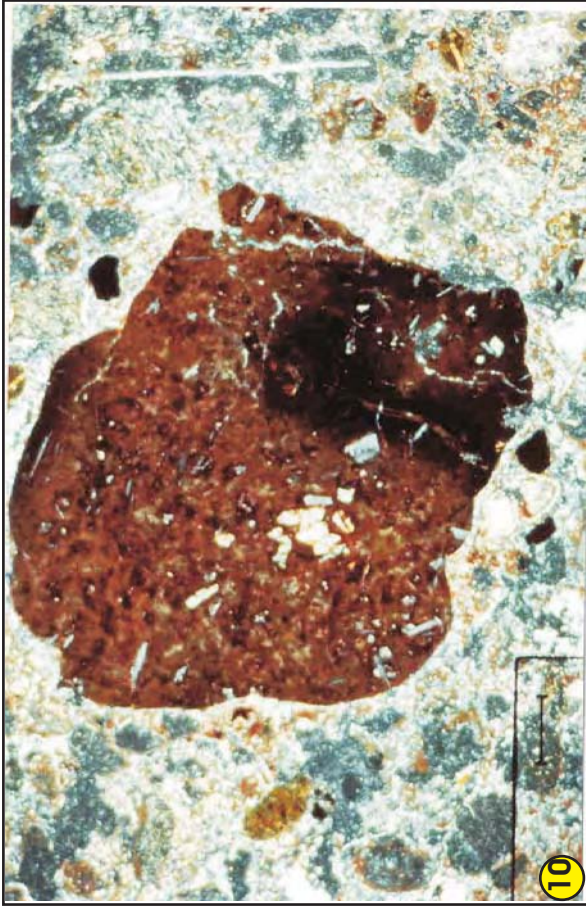
IX.1.2 – Descrição dos minerais do arcabouço

QUARTZO – O quartzo ocorre com teores em torno de 50% e constitui a principal fase detrítica da rocha. Observa-se tanto a forma policristalina como a monocristalina, exibindo 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 (fotomicrografia 4).

FRAGMENTOS DE ROCHA – Os fragmentos de rocha perfazem cerca de 30% das amostras analisadas. Predominam os fragmentos de rochas vulcânicas máficas (basaltos) e alcalinas. (fotomicrografias 6, 7, 9 e 10). Subordinadamente ocorrem fragmentos de rochas metamórficas (fotomicrografias 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 e 22) 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 apresentam textura vitrofirica e exibem intenso processo de alteração (palagonitização) (fotomicrografias 9 e 10).







FELDSPATOS – Os feldspatos contribuem com cerca de 15% da 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 ótica com o grão detrítico (fotomicrografias 23 e 24).

MINERAIS PESADOS – É bastante rica a assembléia de minerais pesados. Foi registrada a presença de piroxênios, anfibólios, biotita, apatita, titanita, óxidos de Ti, turmalina, epidoto, granadas (almandina (?) e melanita) e minerais opacos (fotomicrografia 03).

XI.1.3 – Considerações sobre a área fonte

A presença de minerais como quartzo, feldspato, granada, epidoto, fragmentos de quartzitos e xistos indicam como provável área fonte rochas do embasamento metamorfisadas. A riqueza em minerais máficos instáveis como piroxênio e anfibólio 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 de caráter máfico a alcalino.

XI.1.4 – Considerações sobre as condições paleodeposicionais

A preservação dos grãos instáveis no arcabouço e o baixo arredondamento dos grãos sinalizam para condições de transporte rápidas 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 sistemas de enxurradas ocasionais. Tratam-se provavelmente de depósitos fluviais do tipo entrelaçado sedimentados sob condições de aridez. Essa hipótese é corroborada pela presença de fases eodiagenéticas como hematita e dolomita ferrosa.

XI.1.5 – Evolução Diagenética

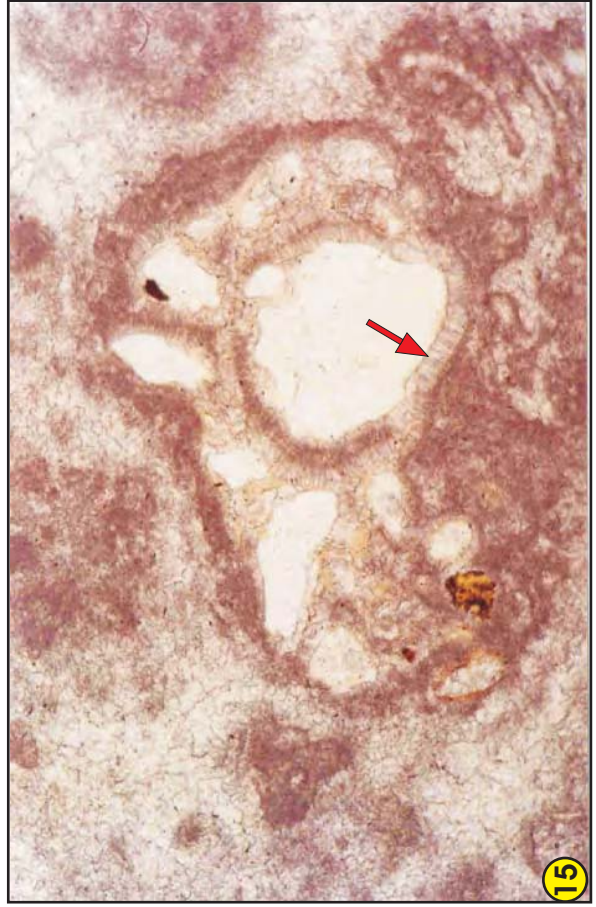
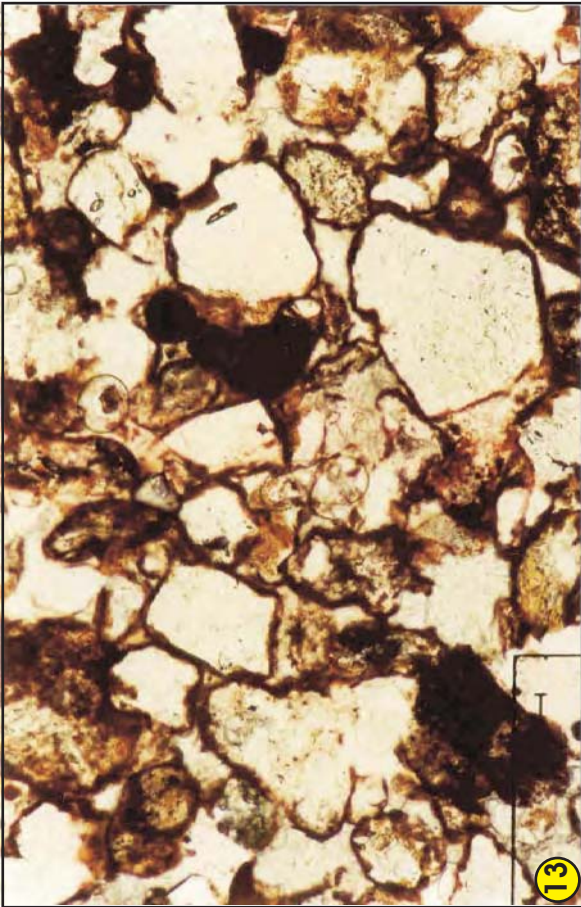
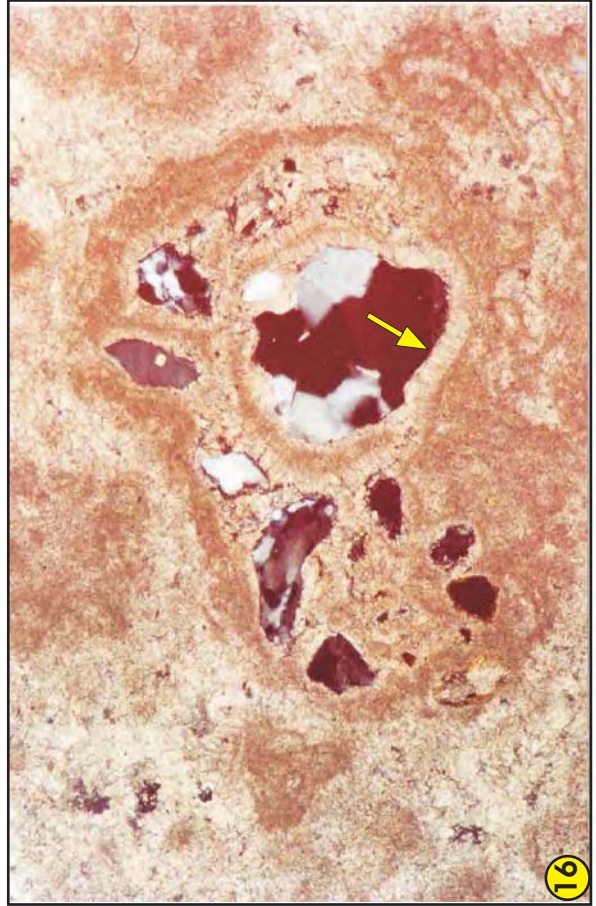
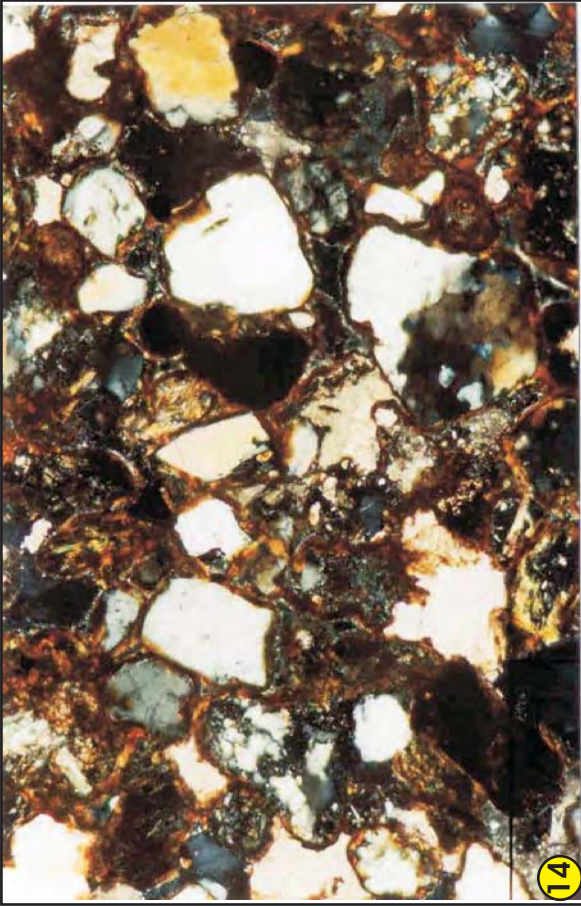
A evolução diagenética das rochas foi fortemente controlada pelas condições do ambiente deposicional e pela composição mineralógica do arcabouço. As principais fases diagenéticas relacionam-se ao estágio eo-diagenético da classificação de CHOQUETTE & PRAY (1970). O quadro 2 mostra as fases diagenéticas e o estágio ao qual elas se relacionam :

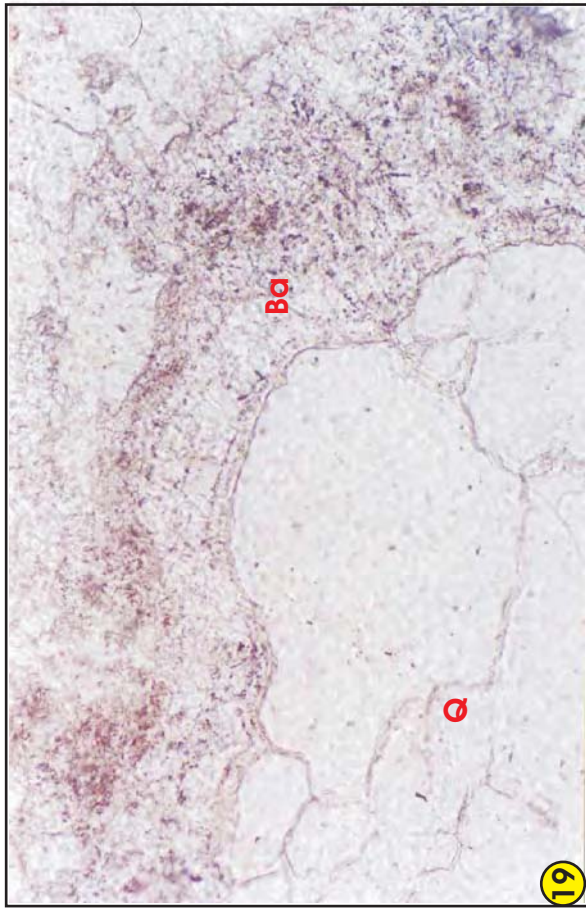
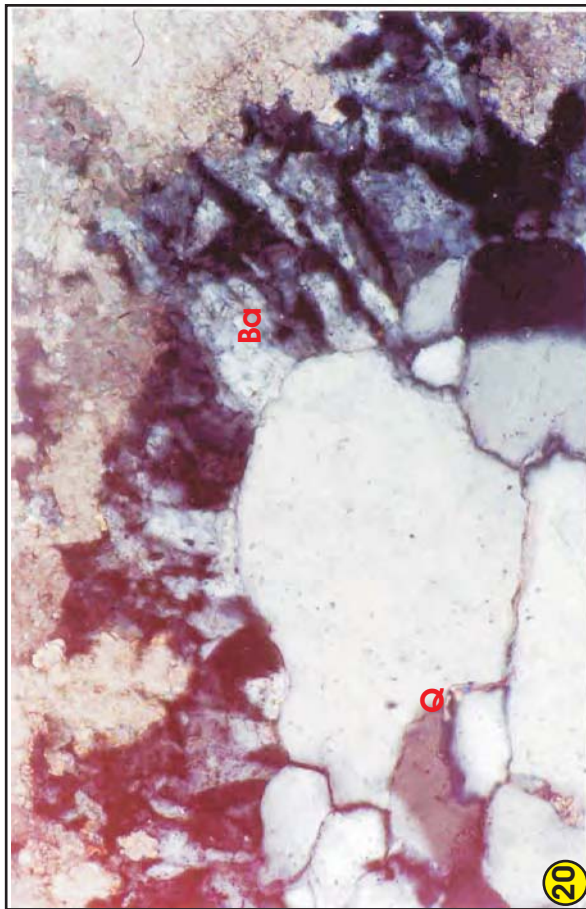
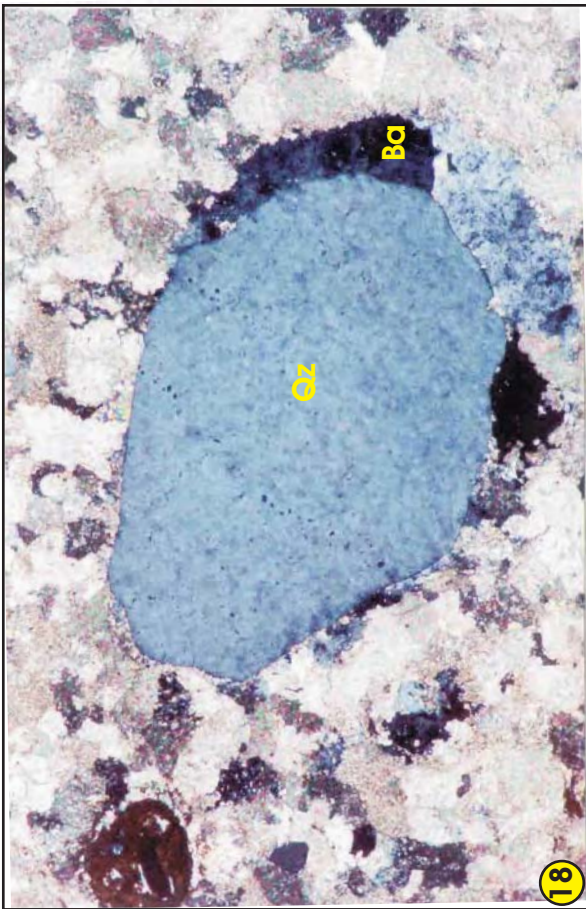
FASES DIAGENÉTICAS	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Palagonitização	-----		
Infiltração mecânica argilas	-----		
Cimentação por hematita	-----		
Cimentação calcita I – franja	-----		
Cimentação por barita	-----		
Calcrete	-----		
Autigênese de dolomita	-----		
Autigênese de paligorskita		-----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

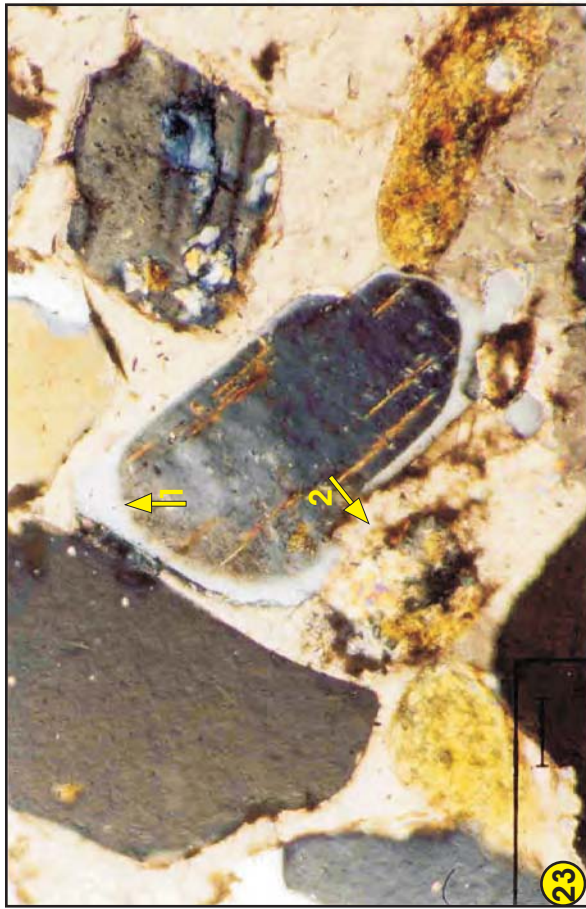
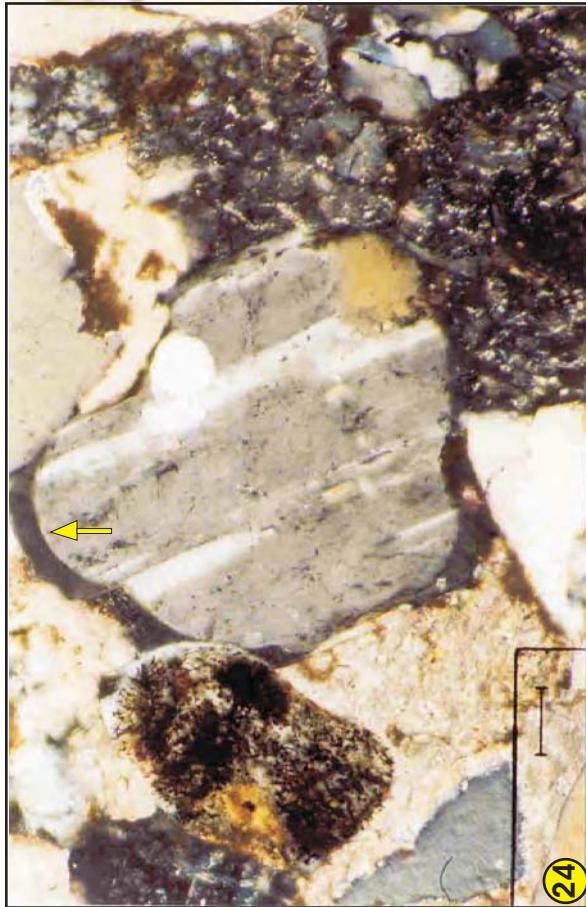
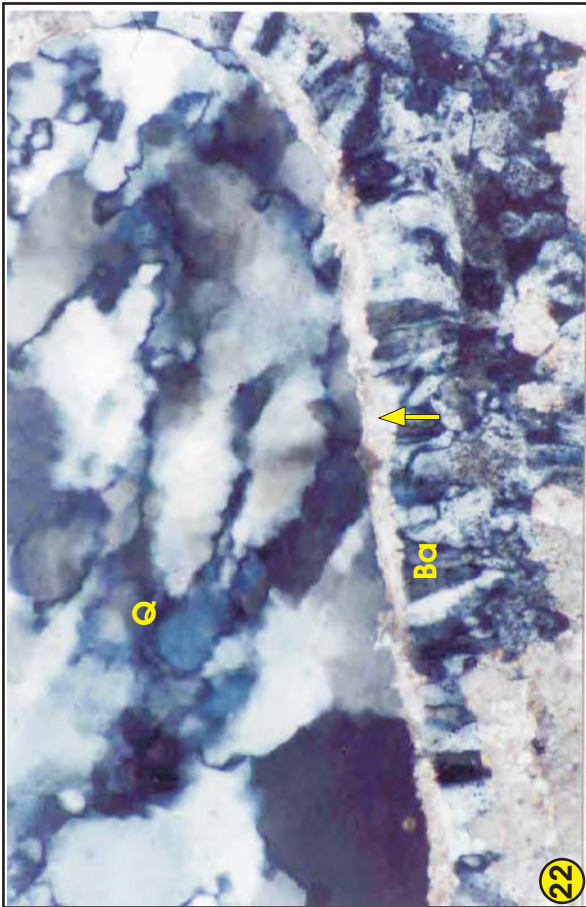
Quadro 2 – Evolução diagenética das rochas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (CHOQUETE & PRAY, 1970, Mod.).

Palagonitização – O termo palagonita foi utilizado pela primeira vez por VON WALTERSHAUSEN (1845) ao descrever uma substância cerosa que ocorria associada a rochas basálticas das montanhas de Iblean, Palagônia, na ilha da Sicília, na Itália. Diversos trabalhos científicos, como por exemplo os de HOPPE (1940), STAUDIEGEL & HART (1983) e de GOMES & FERNANDES (1995), tentaram estabelecer a mobilidade dos elementos químicos durante o processo de palagonitização. Foi comprovado que o processo promove intensa liberação dos elementos Si, Mg, Na e Ca do material vulcânico que são incorporados à água de formação. GOMES & FERNANDES (*op. cit.*) estudando os hialoclastitos da Formação Macau, na Bacia Potiguar, observaram a perda dos elementos Si e Ca e o ganho do elemento Fe no processo de palagonitização.

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 (fotomicrografias 09 e 10). 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.

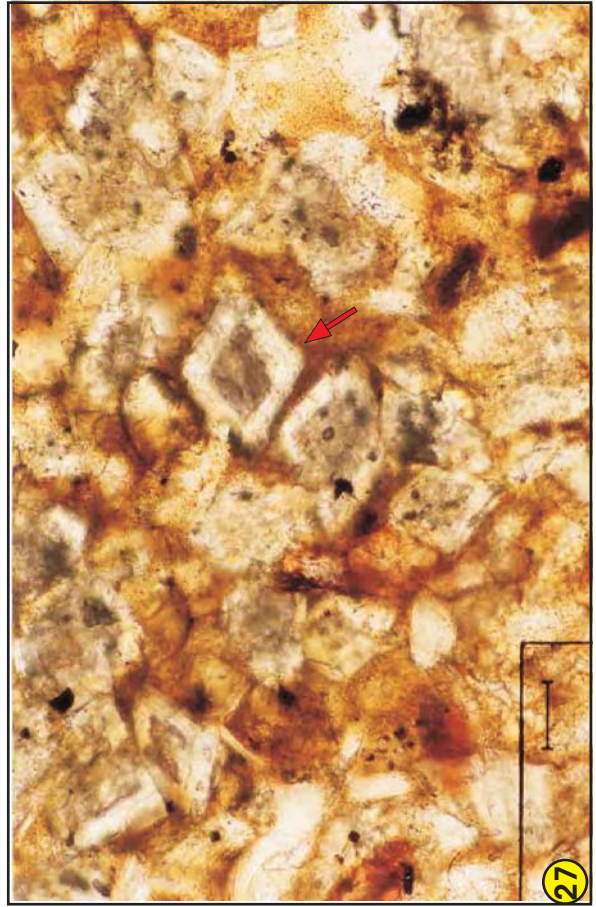
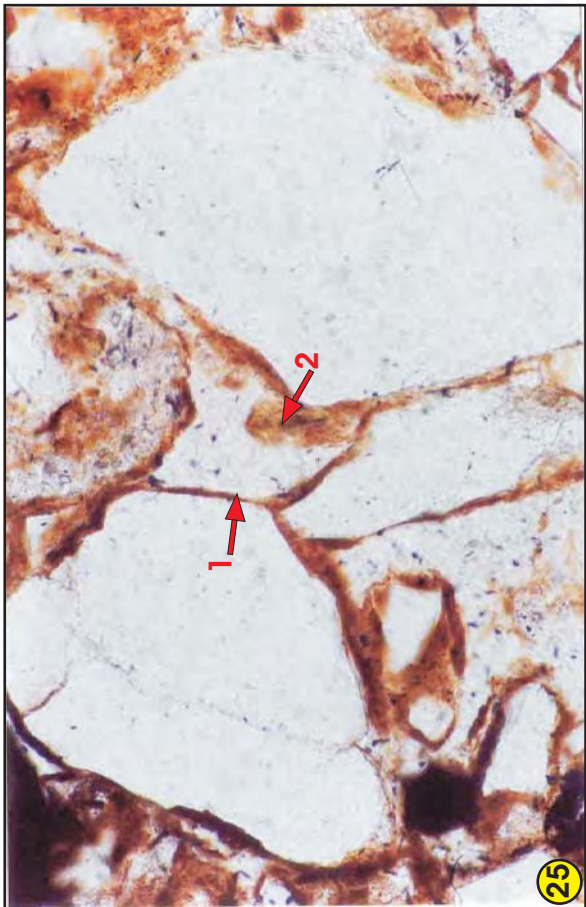
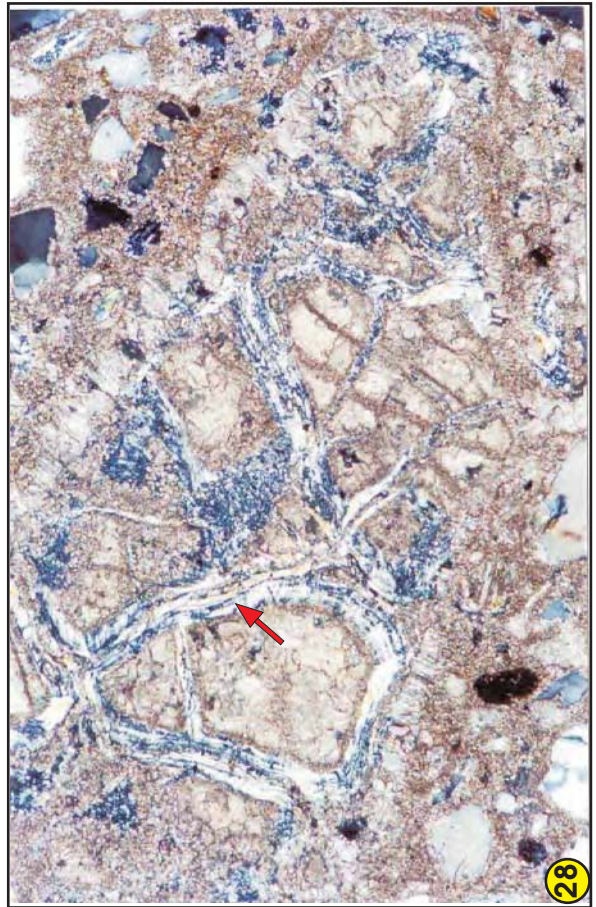
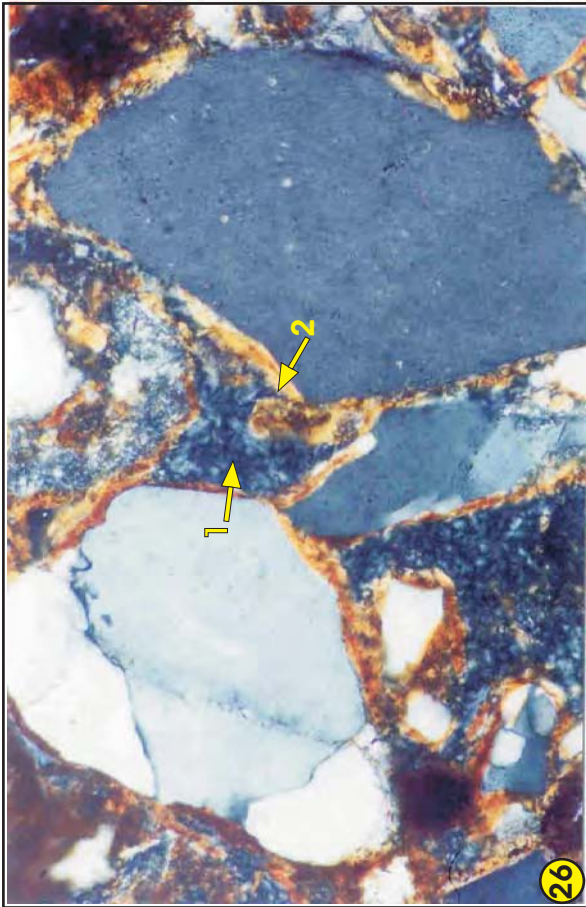
Em algumas amostras estudadas observa-se uma intensa inversão textural causada pela presença de argila de infiltração mecânica. As argilas, interpretadas como geradas por infiltração mecânica, formam meniscos e cutículas entre os grãos de areia do arcabouço, no qual não se registra a presença da fração silte (fotomicrografias 11, 12, 25 e 26).

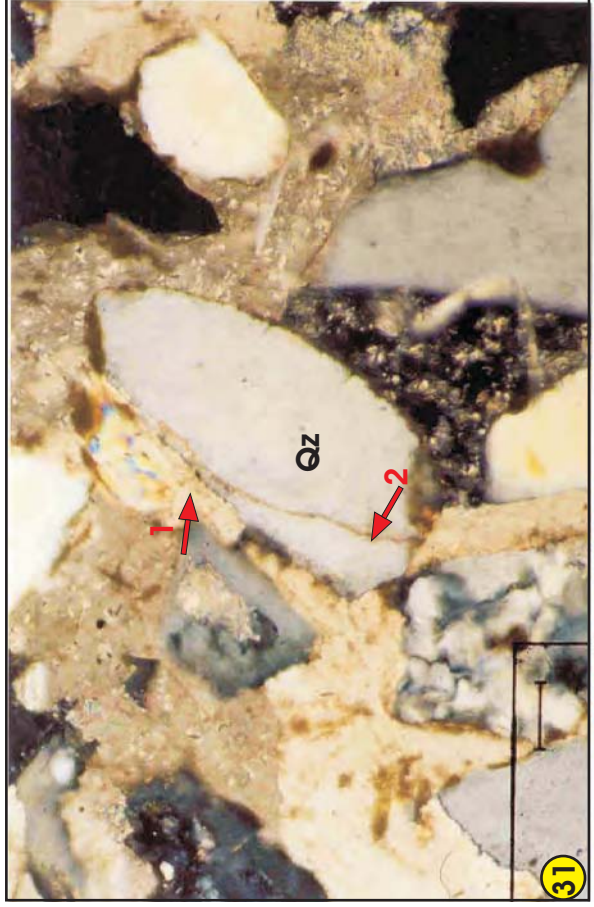
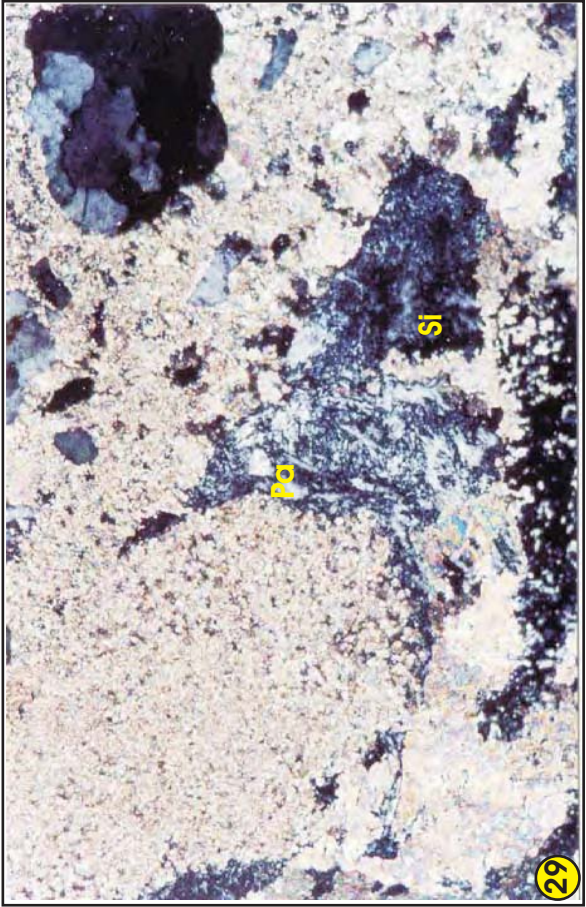
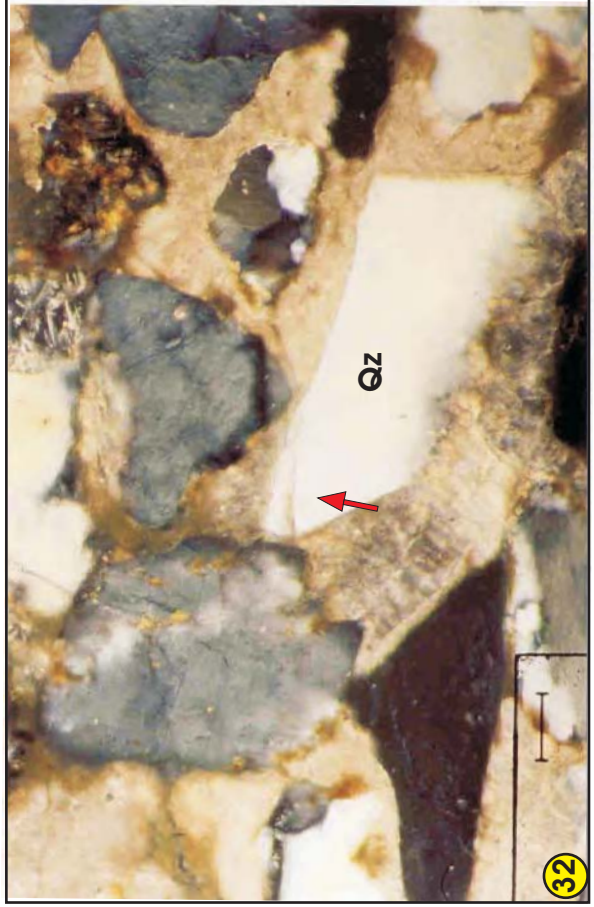
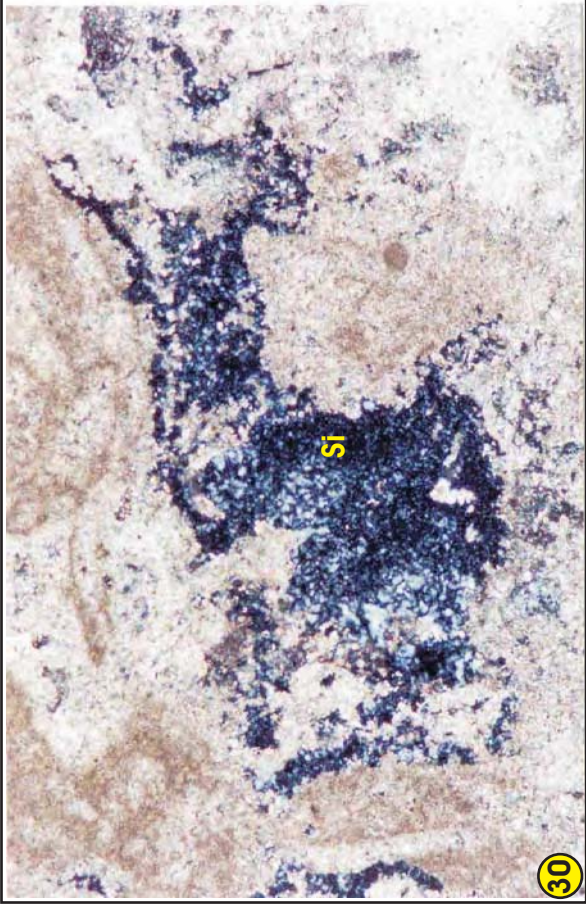
Cimentação Precoce por Hematita – Nas amostras estudadas, esta fase é bastante freqüente e ocorre sob a forma de uma finíssima película em torno dos grãos. Este cimento geralmente se forma sob condições oxidantes no estágio inicial de soterramento dos sedimentos. WALKER (1967), estudando a formação dos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

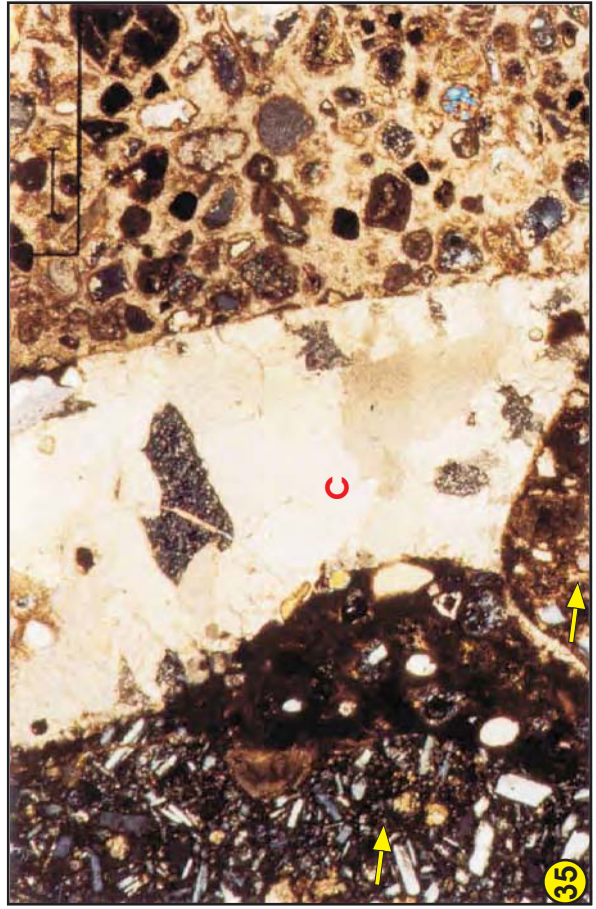
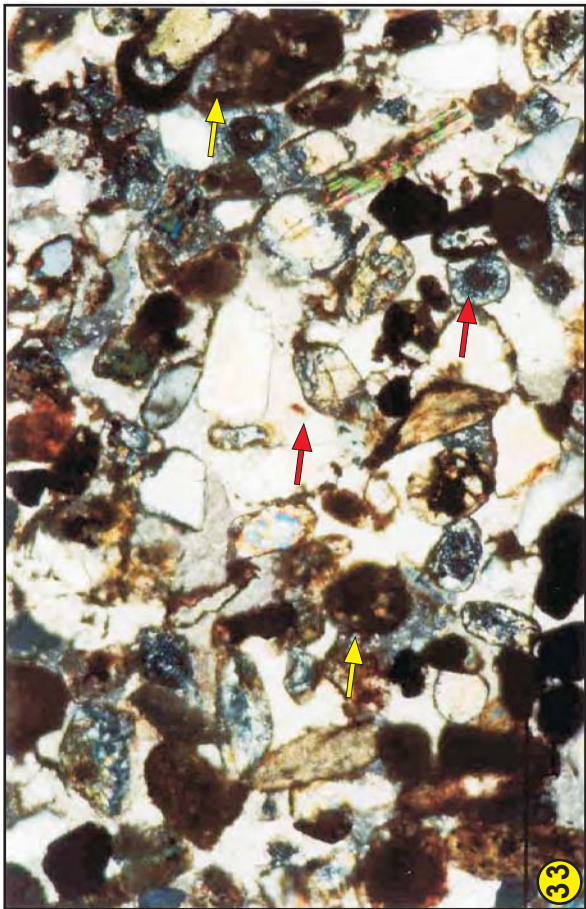
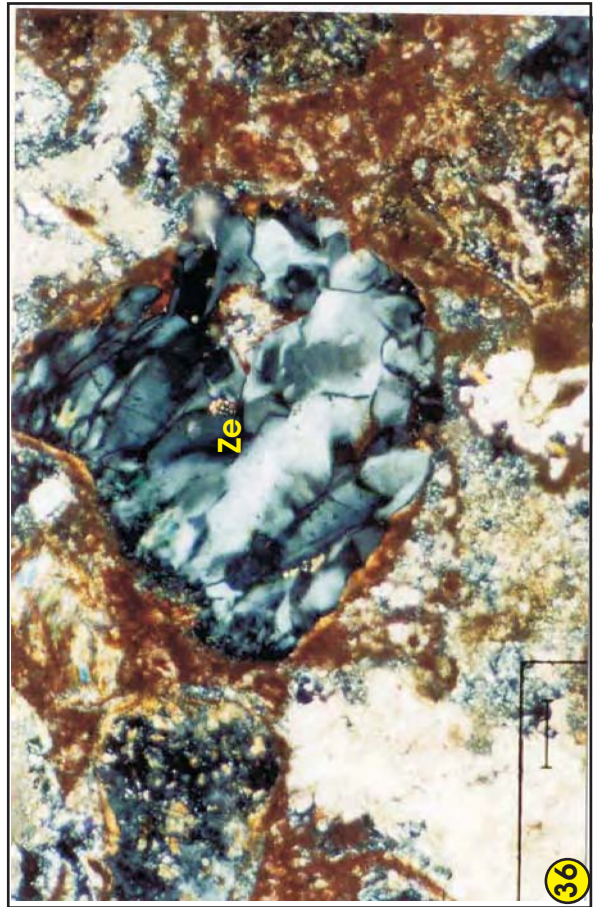
Cimentação por Calcita 1 (franja) – Este tipo de cimento, observado em algumas amostras (fotomicrografias 2, 4, 15 e 16) é típico de condições vadosas. FLÜGEL (1982) definiu o ambiente diagenético vadoso como caracterizado por condições sub-aéreas nos quais o ar e a água coexistem no espaço poroso do sedimento. Neste ambiente a água da chuva, saturada em CO₂, 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 (fotomicrografias 17, 18, 19, 20, 21 e 22). Na fotomicrografia 22 nota-se claramente a franja de calcita entre o grão detrítico e o cimento de barita. Segundo FÜCHTBAUER (1988) a barita constitui um cimento comum nos *Buntsandstein* no norte da Alemanha. Segundo o autor, devido a extrema saturação em Ba na água de formação em diversos furos de sondagem no Mar do Norte, chega a ocorrer a precipitação de cristais de barita nas paredes dos poços que produzem petróleo.

Para a área do Triângulo Mineiro, a fonte de bário responsável pela gênese da barita, muito provavelmente, esteve relacionado às rochas alcalinas do Soerguimento do Alto Paranaíba.







Calcretes – A ocorrência de calcretes constitui um seguro indicador de condições semi-áridas a áridas. A formação do calcrete ocorre pela acumulação de carbonato de cálcio nos solos em regiões de climas áridos devido à intensa evapotranspiração e mudança na pressão parcial do CO₂. Segundo GOUDIE (1973), este enriquecimento ocorre sob a forma de cimentação e substituição em áreas onde as águas subterrâneas encontram-se saturadas em carbonato de cálcio. Nas rochas estudadas no presente trabalho, os calcretes geram uma intensa cimentação por calcita microcristalina (micrita) que mantém o empacotamento frouxo da rocha (*floating grain*) (fotomicrografias 4, 15 e 16). Ocasionalmente, observa-se a formação de finos mosaicos de calcita devido à recristalização da micrita. É comum a substituição total ou parcial dos grãos do arcabouço pela micrita.

Autigênese de Dolomita – Sob condições de evapotranspiração intensa é comum ocorrer um aumento da relação Mg²⁺/Ca²⁺ na água de formação que possibilita a precipitação direta da dolomita autigênica. Um excelente exemplo da formação recente de dolomita em ambientes continentais é reportado por BORCH (1963) na Lagoa de Coorong, próximo a Adelaide, na Austrália. Durante os verões intensos, a relação Mg²⁺/Ca²⁺ chega a ultrapassar 10, permitindo a precipitação de dolomita.

Nas amostras estudadas registrou-se a formação de dolomita eodiagenética (fotomicrografia 27), cuja origem estaria relacionada à formação dos calcretes. A fonte do magnésio pode ser relacionada aos processos de palagonitização ou à alteração dos fragmentos de rochas máficas.

Autigênese de Paligorskita. – A paligorskita é um aluminossilicato de Mg que possui a seguinte fórmula estrutural [Mg,Al] Si₈ O₂₀(OH)₃ (H₂O) M, onde M representa 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) descreveram a paligorskita associada a calcretes em diversas ocorrências na África. RIBEIRO & GOMES (1996) descreveram o mineral associado aos calcretes e silcretos de em rochas da Formação Marília no Triângulo Mineiro.

Nas rochas estudadas a paligorskita ocorre em agregados fibrosos que se entrelaçam formando estruturas nodulares (fotomicrografias 28 e 29). De forma análoga às dolomitas, advoga-se como provável fonte dos elementos Si e Mg os processos de alteração de fragmentos de basaltos do arcabouço e/ou processos de palagonitização.

Autigênese de Silex – A ocorrência de cimentação por variedades de sílica amorfa ou criptocristalina (fotomicrografia 30) 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) demonstraram 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 (fotomicrografia 29). A fonte da sílica deve estar relacionada aos processos de palagonitização e substituição dos grãos do arcabouço.

Autigênese de Quartzo – O quartzo autigênico foi observado sob a forma de *overgrowths*, que se dispõem, com continuidade óptica, em torno dos grãos detríticos, o que dificulta a sua identificação. O reconhecimento desta fase torna-se possível quando ocorre um película de argila ou hematita em torno do grão detrítico (fotomicrografia 31). Os sobrecrescimentos apresentam tendência ao idiomorfismo e apresentam-se freqüentemente corroídos e substituídos pela calcita espática (fotomicrografias 31 e 32).

Autigênese de Feldspato – Esta fase mesodiagenética é também comum nos arenitos estudados. Geralmente ocorre sob a forma de *overgrowth*, que, por apresentar composição mineralógica diferente do grão detrítico, não exibe continuidade óptica com ele. KASTNER & SIEVER (1979) demonstraram que os feldspatos autigênicos são constituídos por albita pura (Ab₉₇₋₁₀₀). Nas fotomicrografias 23 e 24 observa-se que o feldspato autigênico apresenta-se inalterado, contrastando com os grãos detríticos, fortemente sericitizados. Os sobrecrescimentos não apresentam continuidade óptica com o grão detrítico, tendem ao idiomorfismo, e mostram-se parcialmente corroídos e substituídos pela calcita espática mesodiagenética.

Autigênese de Calcita Espática - A cimentação mesodiagenética por calcita espática constitui uma importante fase diagenética dos arenitos estudados. A calcita espática forma um mosaico grosseiro que exibe textura poiquilotópica envolvendo os grãos do arcabouço ou preenchendo fraturas da rocha. (fotomicrografias 33, 34 e 35). 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 existente nas águas de formação teria sido consumido anteriormente para a formação da dolomita e paligorskita. A depleção deste elemento possibilitou a autigênese da calcita tardia.

Substituição de Silicatos - BLATT *et al.* (1980), utilizando diagrama binário entre solubilidade e condições de pH, demonstraram que as condições de precipitação da calcita (pH superior a 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 (fotomicrografias 01, 02, 03 e 35).

Autigênese de Zeólitas – A formação de zeólitas autigênicas é um processo bastante 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 irão promover 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 fragmentos de rochas tufáceas 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, observa-se a formação autigênica de zeólitas preenchendo o espaço poroso da rocha (fotomicrografias 25, 26 e 36).

Estudos mais detalhados, utilizando análises de microsonda e difratometria de raios-X, possibilitarão a identificação precisa das variedades de zeólitas.

Oxidação - Observa-se, na maioria das amostras estudadas, uma forte oxidação dos minerais opacos e ferromagnesianos do arcabouço da rocha, que deve ter sido gerada telodiageneticamente pela ação de águas meteóricas (fotomicrografias 02 e 05).

IX.2 – Paleontologia

O Grupo Bauru, especialmente na região de Uberaba, abriga um dos maiores jazigos fossilíferos de idade cretácea do Brasil. Encontram-se nessa região um grande número de esqueletos de répteis (dinossauros e crocodilos), em sua maior parte desarticulados, associados a restos de peixes, carapaças de quelônios (tartarugas), além de uma microbiota constituída por ostracodes, carófitas e gastrópodes dulçaquícolas.

A análise paleontológica aqui apresentada tem como objetivo principal levantar aspectos sobre a idade de deposição das rochas do Grupo Bauru na área do Triângulo Mineiro e adjacências. Durante as etapas de campo, foi dada atenção à coleta de amostras para análises de microfósseis e palinologia.

Embora o número de ocorrências de ossadas de vertebrados seja maior, julgou-se oportuno direcionar os estudos aos microfósseis e palinomorfos, uma vez que os resultados das datações são

mais precisos. Adicionalmente, dados recentes sobre vertebrados estão sendo usados para endossar os resultados aqui obtidos.

Foram coletadas 53 amostras de pontos em que as características litológicas eram favoráveis à análise (camadas argilosas das unidades). Essas amostras foram encaminhadas à ecóloga Silvia Regina Gobbo Rodrigues, para que fossem analisadas. Dessas amostras, apenas uma mostrou-se fértil em microfósseis.

Na amostra AB – 05 (ponto AB-05, Formação Marília – APÊNDICES 1 e 2) constatou-se uma grande quantidade de ostracodes das espécies *Allenocytheridea lobulata*, *Wolburgiopsis neocretacea*, *Wolburgiopsis vicinalis*, *Ilyocypris riograndensis*, *Ilyocypris wichmanni*. Esses organismos indicam ambiente aquático, tanto de água doce como salgada. Segundo VAN HARTEN (1986, *apud* SUGUIO, 1992), os ostracodes apresentam preferência por certos intervalos de profundidade e salinidade, de acordo com as espécies. Deste modo, mostram mudanças de diversidade e densidade segundo a profundidade ou salinidade, permitindo empregá-los em estudo paleobatimétrico ou de paleossalidade.

Segundo GOBBO-RODRIGUES *et al.* (2000a, b, c) essas assembléias de ostracodes da Bacia Bauru se comparam às das Bacia de Neuquén (Argentina) e do Congo. Dessa comparação, fica estabelecida uma cronocorrelação entre essas bacias, atribuindo idade Maastrichtiano Superior. Ainda segundo os referidos autores, as carapaças encontradas apresentam um excelente grau de preservação, indicando ambiente calmo com pH alcalino.

Dessa forma, os resultados alcançados permitiram datar o nível analisado (Ponto AB-05 – camada argilosa, com 40 cm de espessura na porção superior da Pedreira Partesan) como sendo de idade maastrichtiana, depositado em um corpo aquoso (lago interlobos), de caráter alcalino.

IX.3 – Paleomagnetismo

A magnetoestratigrafia tem sido muito pouco investigada e, como consequência, pouco aplicada ao estudo de bacias sedimentares. Graças às novas condições analíticas para os sedimentos, surge agora com melhores perspectivas.

Segundo ERNESTO (1999), nas duas últimas décadas houve um aumento considerável na quantidade e qualidade de dados paleomagnéticos em decorrência de novos recursos analíticos colocados à disposição dos laboratórios de paleomagnetismo. Embora o número de laboratórios ativos na América do Sul seja pequeno, existe hoje maior facilidade na recuperação do registro magnético das rochas, incluindo aquelas com fraca magnetização.

O estudo paleomagnético baseia-se, em geral, na identificação da componente de magnetização primária, isto é, a remanescência adquirida na época de formação da rocha. Para tanto, é importante que existam dados de qualidade que sirvam de base para comparação, além de bom controle geocronológico.

A base de dados para o Cretáceo, ou curva de deriva polar aparente, está hoje razoavelmente estabelecida, embora ainda mereça refinamento (ERNESTO, *op. cit.*). Nenhum outro continente tem pólos paleomagnéticos para o Cretáceo Inferior (~133-122 Ma.) tão bem definidos quanto a América do Sul. O Cretáceo Superior (~90-70 Ma.), embora conte com alguns pólos bem determinados, carece de melhores informações a respeito das idades radiométricas.

A aplicação da magnetoestratigrafia nas unidades do Grupo Bauru surgiu como proposta do projeto FAPESP 99/04000-6 - “Estratigrafia Magnética dos Grupos Bauru e Caiuá na Bacia do Paraná”, coordenado pela Profa. Dra. Márcia Ernesto, do Instituto Astronômico e Geofísico – IAG, da Universidade de São Paulo.

Durante etapas de campo específicas foram selecionados afloramentos ao longo de todo o Triângulo Mineiro e áreas adjacentes, para coleta de amostras orientadas. Foram estudadas 4 seções do Grupo Bauru nas regiões de Uberaba e Ponte Alta: UL (Av. Leopoldino de Oliveira; 10 metros de espessura e 57 amostras); UV (Avenida Dr. Rodolfo Borges Jr. – Via Verde; 11 metros de espessura e 53 amostras); PP (Pedreira Partesan; 40 metros de espessura e 80 amostras) e PA (Pedreira Ponte Alta, 32 metros de espessura e 37 amostras).

Em todas as seções foram identificados níveis de polaridade normal e reversa, bem como direções de magnetização transicionais, associadas às inversões de campo geomagnético. Segundo TAMRAT *et al.* (2002), esses intervalos podem indicar uma possível correlação com a *Coluna de Inversões do Campo Geomagnético*.

Os resultados preliminares permitiram concluir que a idade da magnetização das formações Uberaba e Marília no Triângulo Mineiro é posterior ao *Intervalo Geomagnético Calmo do Cretáceo*, em que a polaridade geomagnética permaneceu constante e normal entre aproximadamente 120 e 80 Ma. Este resultado está de acordo com os dados paleontológicos, que indicam idade de deposição para essas unidades no intervalo de 78 a 65 Ma (Campaniano – Maastrichtiano).

A partir da integração dos dados petrográficos, paleontológicos e paleomagnéticos, propõe-se para o Grupo Bauru, na região do Triângulo Mineiro, a coluna cronoestratigráfica a seguir (Figura 25):

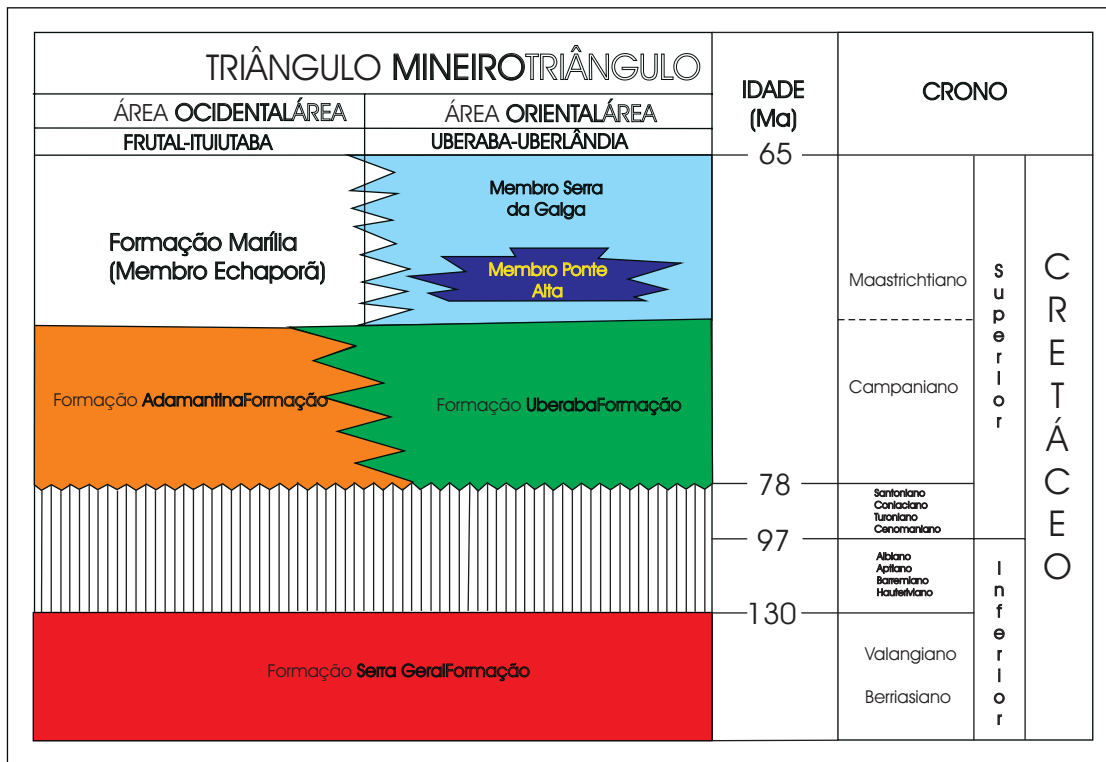


Figura 25 – Coluna Cronostratigráfica do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG).

IX.4 – Análise de fácies

IX.4.1 – Considerações Gerais

O significado da palavra fácies tem sido muito discutido na comunidade geológica desde a década de 40 por diversos autores (como por exemplo: MOORE, 1949; TEICHERT, 1958; KRUMBEIN & SLOSS, 1963; WALKER, 1984; MIAL, 1984; READING, 1996).

Atualmente, o termo fácies é usado tanto para exprimir caráter descritivo como interpretativo para rocha. Do ponto de vista descritivo, os termos litofácies ou biofácies são usados para designar os atributos sedimentares que podem ser interpretados nos conceitos de processos deposicional e biológico.

Para MIAL (1984), uma litofácies é uma unidade de rocha sedimentar definida com base em suas feições litológicas, incluindo composição, tamanho do grão, características de acamamento e estruturas sedimentares. Cada litofácies representa um evento deposicional individual.

As litofácies podem ser agrupadas em associações ou conjuntos, caracterizando assim, um ambiente deposicional particular.

A definição de uma litofácies (ou mesmo de uma biofácies) depende do nível de detalhe incorporado. Isso quer dizer que se uma mesma unidade for estudada em um afloramento, testemunho de sondagem, ou mesmo com critérios geofísicos, vai adquirir diferentes escalas para suas litofácies. Um exemplo é uma unidade estudada através do método da sísmica de reflexão e através de afloramentos. Ao comparar as fácies reconhecidas por ambos os métodos, nota-se que no primeiro seriam definidas fácies em escala de muitas dezenas de metros a quilômetros (“fácies sísmicas”), sendo possível visualizar o comportamento de grandes estratos e sua extensão em escala de bacia. Já através do estudo de afloramento o grau de detalhe seria muito maior, no qual podem ser observadas feições com tamanho de milimétrico a dezenas de metros.

Do ponto de vista interpretativo, o termo fácies pode ser usado como indicativo dos processos que ocorrem no ambiente no qual a fácies foi gerada, como por exemplo: fácies turbidítica, fácies lacustre, fácies fluvial, etc.

Contudo, existem ainda alguns termos que além de indicar as características litológicas e os processos geradores associados, indicam também o posicionamento tectônico. Talvez o mais conhecido termo usado com esse significado seja “fácies de flysch”, indicando sedimentos marinhos, tipicamente turbidíticos, formados em margem continental. Outro termo também bastante comum é “fácies de molassa” que consiste de sedimentos não marinhos (arenitos e conglomerados), formados nos flancos de cinturões colisionais durante sua evolução.

Dessa forma, a análise litofaciológica tem sua importância ressaltada, uma vez que proporciona o estudo genético dos sedimentos através dos modelos de fácies e associações.

Com o objetivo tornar o estudo mais prático, MIALL (1978) propôs uma lista de litofácies comuns a tipos de depósitos fluviais e flúvio-deltáicos, referindo-se a elas através de símbolos que indicam a granulometria e as principais estruturas sedimentares presentes.

MIALL (1985) apresentou um quadro com esses códigos, associando a litofácies com suas respectivas estruturas sedimentares e interpretação paleoambiental. Esse quadro tem sido usado por diversos autores (destaque para os trabalhos de MIALL & TYLER, 1991; READING, 1996; e JONES *et al.*, 2001) nas últimas décadas e será a base para o código de fácies proposto para o Grupo Bauru a seguir.

IX.4.2 – Fácies do Grupo Bauru na área de estudo

A precisão na determinação da gênese de uma rocha sedimentar depende da identificação dos processos geradores que atuaram no sítio deposicional. Essa identificação parte de uma descrição detalhada de todas as características texturais (composição, granulometria, esfericidade dos grãos, seleção, etc.) e das estruturas sedimentares presentes na rocha, em escala micro, meso e macroscópica.

Reconhecer as feições acima citadas requer um trabalho apurado de observação no campo, através da descrição de afloramentos, documentação fotográfica, coleta de amostras, medida de indicadores de paleocorrente, etc.

O conjunto de feições presentes em uma camada define uma fácies sedimentar.

Uma vez identificada cada uma das feições isoladamente, é necessário que se associe a elas o processo responsável pela sua formação. Exemplo: um arenito com granulometria areia média, com estratificações cruzadas é indicativo de um sedimento transportado por corrente (água ou vento) unidirecional.

Um conjunto de fácies sedimentares associadas vertical e lateralmente, indica os vários processos que atuaram no sítio deposicional. Exemplo: um conglomerado com granodecrescência ascendente passando para arenito médio, com estratificações cruzadas acanaladas, que por sua vez, grada para um argilito com marcas de raiz no topo, indica que os processos deposicionais diminuíram de energia da base para o topo. Correntes aquosas unidirecionais de alta energia foram substituídas por processos de decantação, com eventual exposição subaérea dos sedimentos possibilitando desenvolvimento de vegetação.

A partir da identificação do conjunto de processos, buscam-se identificar os possíveis ambientes deposicionais.

Definidos os ambientes deposicionais, bem como sua distribuição lateral, esses são correlacionados, permitindo uma visualização tridimensional, configurando assim um sistema deposicional.

Em escala maior, a associação dos diversos sistemas que atuam em uma bacia sedimentar constitui uma província fisiográfica. Por essa razão, a análise de fácies é uma das principais ferramentas utilizadas numa análise de bacia sedimentar.

A partir dos trabalhos de campo na área do Triângulo Mineiro (MG) e em regiões adjacentes (sul de Goiás, nordeste do Mato Grosso do Sul e norte/noroeste de São Paulo), buscou-se mediante descrições sistemáticas de afloramentos e de dados de subsuperfície, identificar as principais fácies que compõem o conjunto de rochas do Grupo Bauru para essa região.

Foi atribuída a cada uma das fácies identificadas, um código baseado na proposta de MIALL (1985), no qual a litologia é indicada por uma letra maiúscula (C = conglomerado, A = Arenito, F = Finos, L = Calcário), seguida por uma letra minúscula indicativa de uma característica marcante da fácies. Quando necessário, adicionou-se uma terceira ou quarta letra para indicar atributos que a diferenciem das demais fácies (Quadro 3).

Conjunto de Fácies	Fácies	Características
C	Cmm	Conglomerado maciço, sustentado por matriz.
	Cmg	Conglomerado maciço, sustentado por clastos.
	Ceag	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada, sustentado por clastos.
	Ceam	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada, sustentado por matriz.
	Cetg	Conglomerado com estratificação cruzada tabular, sustentado por clastos.
A	Am	Arenito maciço, com ou sem clastos dispersos.
	Aea	Arenito com estratificação cruzada acanalada (pequeno Aeap , médio Aeam e grande porte Aeag).
	Aeab	Arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo.
	Aet	Arenito com estratificação cruzada tabular (pequeno, médio e grande porte).
	Aeh	Arenito com estratificação sub-horizontal.
	Alp	Arenito com laminação plano-paralela.
	Ao	Arenito com marcas onduladas.
	Ar	Arenito granodecrescente ascendente.
F	Fm	Argilito maciço.
	Fma	Lamito maciço com lentes de arenito.
	Fs	Siltito
L	Lm	Calcário maciço.

Quadro 3 – Código de fácies utilizado no estudo do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.

CONJUNTO DE FÁCIES CONGLOMERADO (C)

Nesse conjunto de fácies estão representados termos litológicos cujo tamanho dos clastos é superior a 2 cm de diâmetro. Os conglomerados apresentam características distintas, marcadas principalmente, pela sua petrofábrica (conglomerados sustentados por clastos e sustentados por matriz), composição dos clastos, estruturas sedimentares e cimentação (CaCO_3 e/ou SiO_2). Geralmente formam corpos lenticulares com espessuras que variam de alguns centímetros até 2 metros, associados a arenitos médios/grossos em ciclos granodecrescentes ascendentes.

Os clastos geralmente possuem diâmetro médio em torno de 4 centímetros, variando entre 2 e 10 cm, podendo atingir diâmetros de até 20 cm (calhau) (fotos 1.1 e 1.2). São clastos pouco angulosos a arredondados, compostos por quartzo, fragmentos de quartzito, fragmentos de basalto, fragmentos de diamictitos e alguns termos vulcânicos alcalinos (e. g., leucititos, nefelinitos e kamafugitos; DANNI, 1996) (foto 1.3).

As observações de campo demonstram claramente que na porção leste do Triângulo Mineiro (MG) há um predomínio de clastos de basalto oriundos da Formação Serra Geral. Na porção centro-oeste, predominam os clastos de quartzo e quartzito. Já no noroeste do Triângulo Mineiro e sul de Goiás os clastos de quartzo, quartzito e basalto ocorrem em proporções aproximadamente iguais. Na porção nordeste de Mato Grosso do Sul e sudoeste de Goiás predominam clastos de rochas vulcânicas alcalinas. Do ponto de vista litoestratigráfico, o conjunto de fácies conglomerados (C) está presente em menor quantidade nas formações Uberaba e Adamantina (corpos centimétricos a decimétricos), sendo muito freqüente na Formação Marília (com exposições que podem atingir até 40 metros de altura). Normalmente, apresentam-se muito cimentados, principalmente por CaCO_3 (calcretes) e subordinadamente por SiO_2 (silcretes).

Em subsuperfície, dada a dificuldade de se obter dados precisos (perfis geofísicos e testemunhos de sondagem), não foi possível a identificação detalhada das fácies desse conjunto.

Com exceção dos poços descritos na mina de calcário da Pedreira Ponte Alta, onde foram analisados detalhadamente os testemunhos de sondagem, os demais poços permitiram apenas a identificação de algumas fácies. Assim sendo, o conjunto de fácies conglomerado (C) em superfície e subsuperfície é representado pelas fácies conglomerado maciço sustentado por matriz (**Cmm**), conglomerado maciço sustentado por clastos (**Cmg**), conglomerado com estratificação cruzada acanalada sustentado por matriz e por clastos (**Ceam** e **Ceag**) e conglomerado com estratificação cruzada tabular sustentado por clastos (**Cetg**).

Fácies Conglomerado Maciço (Cm)

É constituída basicamente de conglomerados sustentados por clastos (**g**) ou por matriz (**m**), maciços, que ocorrem em camadas métricas. São caracterizados por uma base abrupta e erosiva, localmente côncava para cima escavando estratos arenosos ou argilosos.

Na Formação Uberaba, essa fácies aparece subordinada aos arenitos sob a forma de leitos pouco espessos (até 1 metro), com pequena extensão lateral, ou na base de feições acanaladas. Além dos clastos de basalto e quartzo, são comuns clastos de argila com até 5 cm de eixo maior.

Na Formação Marília, os conglomerados maciços sustentados por clastos (**Cmg**) ocorrem na forma de bolsões ou lentes amalgamadas, com espessuras decimétricas a métricas (foto 1.4 e 1.5), com base abrupta e erosiva. Pode ocorrer isoladamente ou na base de grandes e espessas lentes de arenito (foto 1.6), por vezes formando feições acanaladas com ciclos granodecrescentes ascendentes (*fining upward*) (foto 1.7). Em alguns pontos aparecem no topo de ciclos granocrescentes ascendentes (*coarsening upward*) (foto 1.8). Na maioria das vezes encontram-se cimentados por CaCO₃.

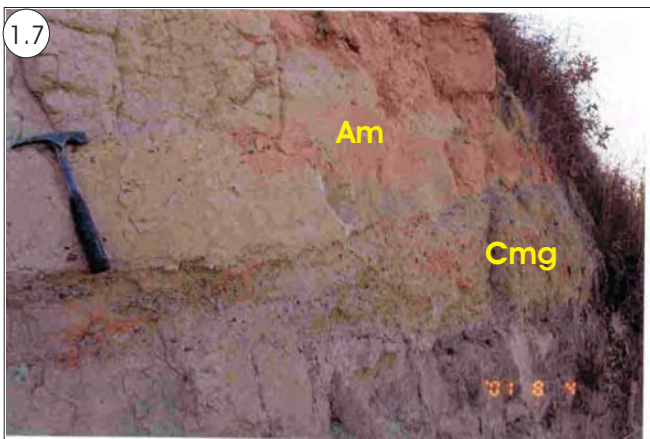
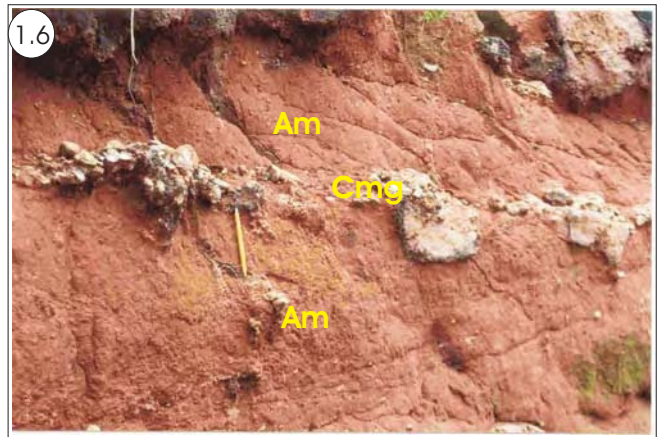
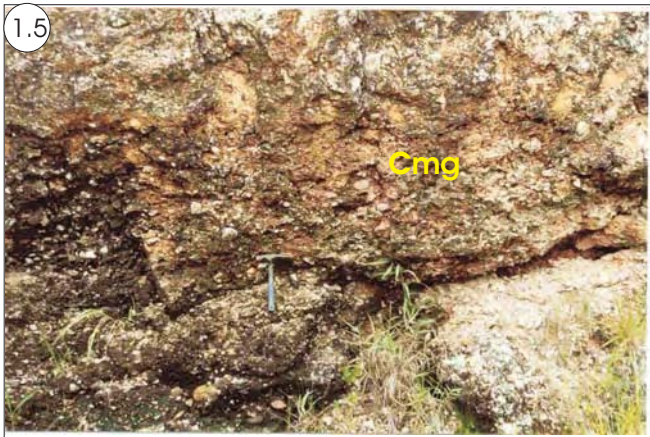
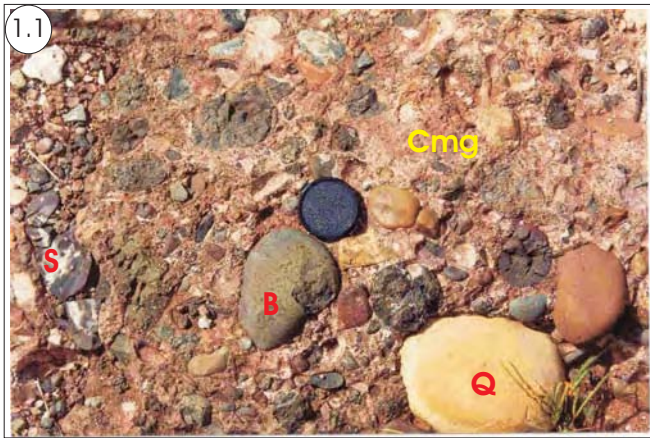
Os conglomerados maciços sustentados por matriz (**Cmm**) ocorrem associados às fácies arenosas formando espessos estratos com até 20 metros de espessura (exemplo Pedreira Ponte Alta), e também na base de canais com ciclos granodecrescentes ascendentes (*fining upward*) (Fotos 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 2.5, 2.6 e 2.7).

Fácies Conglomerado com Estratificação Cruzada Acanalada (Cea)

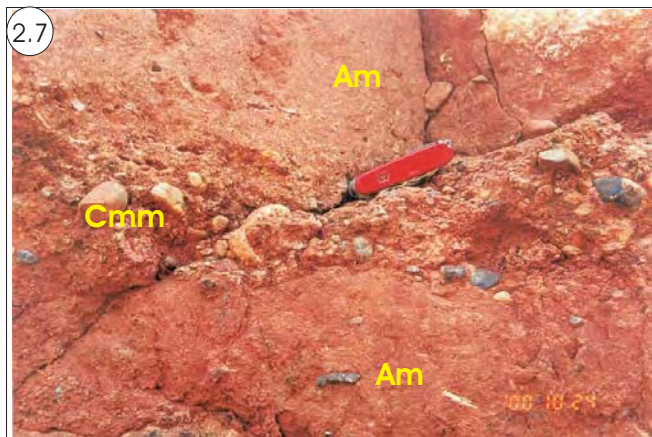
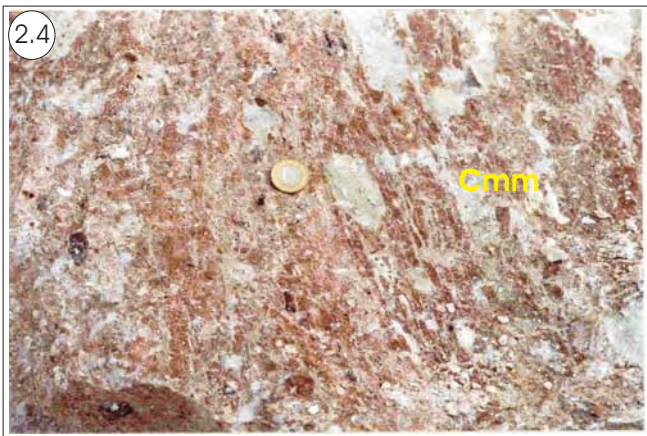
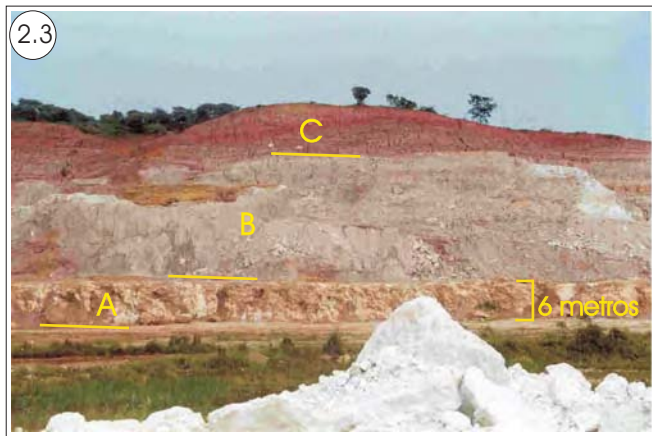
Assim como os conglomerados maciços, os conglomerados estratificados, ora são sustentados por clastos (**g**), ora por matriz (**m**), e se distribuem por toda a área de estudo. Os termos mais comuns são os conglomerados sustentados por matriz com estratificação cruzada acanalada (**Ceam**) que ocorrem associados às fácies arenosas também estratificadas.

Na Formação Uberaba, essa fácies se concentra em camadas com até 1 metro de espessura e extensão lateral em torno de 3 metros. Sua matriz é constituída por areia fina a média de cor verde, mal selecionada, composto por clastos de quartzo, feldspato e fragmentos de basalto. As estratificações cruzadas acanaladas são de pequeno a médio porte (até 2,5 m de comprimento por 50 cm de altura) (foto 3.1).

Prancha 1



Prancha 2



Na Formação Marília, essa fácies (**Cea**) aparece com frequência. Os conglomerados sustentados por clastos com estratificação cruzada acanalada (**Ceag**) ocorrem em camadas e lentes com até 80 cm de espessura, intercalados com fácies arenosas. Em alguns pontos atingem espessuras da ordem de 40 metros (Ponto 49 – Quirinópolis) (fotos 3.2 e 3.3). Possuem pouca matriz, no máximo 30% do volume total da rocha. Os clastos, na maioria das vezes, encontram-se imbricados segundo a inclinação dos *foresets* das estratificações cruzadas, que podem atingir até 3 metros de comprimento por 70 cm de altura (médio porte).

Os conglomerados sustentados por matriz, com estratificação cruzada acanalada (**Ceam**) são os mais frequentes na Formação Marília. Boas exposições podem ser observadas nos pontos AB-44, AB-47, AB-48, AB-86, AB-87, AB-93 e AB-100 (APÊNDICES 1 e 2) (fotos 3.4, 3.5, 3.6, 4.1, 4.2 e 4.3). Os clastos atingem no máximo 5 cm de eixo maior e são, predominantemente, de quartzo e quartzito, com alguns fragmentos de basalto subordinados. Normalmente estão associados às fácies arenosas. Sua matriz é constituída por arenitos finos a médios, mal selecionados, clastos angulosos a subarredondados compostos por quartzo, fragmentos de quartzito ou basalto, feldspato, cimentada ou não por CaCO₃ micrítico. Em alguns pontos esses conglomerados estão subordinados a pequenos níveis entre lentes métricas de arenitos na base de feições acanaladas.

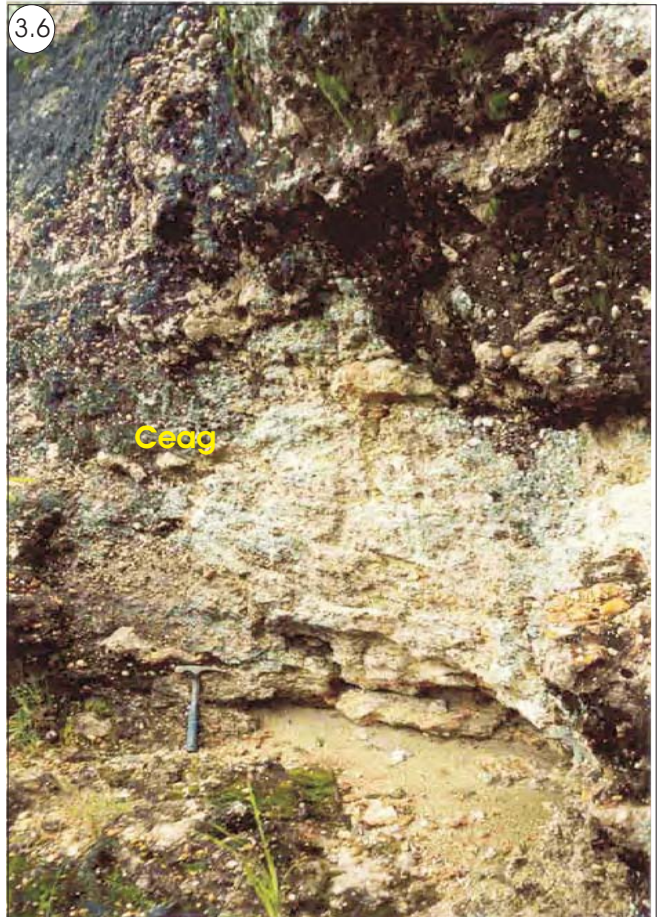
Fácies Conglomerado com Estratificação Cruzada Tabular (Cetg)

Restrita à Formação Marília, essa fácies ocorre apenas nos pontos AB-23 e AB-93 (APÊNDICES 1 e 2) (fotos 4.4 e 4.5). Trata-se de um conglomerado sustentado por clastos, com estratificação cruzada tabular de pequeno porte, incipiente, com espessura de até 70 centímetros, associado às fácies conglomerado maciço sustentado por clastos (**Cmg**), conglomerado maciço sustentado por matriz (**Cmm**), conglomerado com estratificação cruzada acanalada (**Cea**) e arenito maciço (**Am**).

Os clastos são compostos por quartzo, sendo que a porcentagem de matriz arenosa é inferior a 25%.

As estratificações cruzadas possuem ângulo de inclinação da ordem de 30° e são comuns clastos imbricados.

Prancha 3



CONJUNTO DE FÁCIES ARENITO (A)

Esse conjunto faciológico é o mais abundante em toda a área de estudo. De maneira geral os arenitos do Grupo Bauru possuem uma variação granulométrica de areia muito fina a média sendo os termos mais grossos restritos a alguns pontos, onde estão associados a conglomerados. Do ponto de vista das estruturas sedimentares, podem ser maciços (**Am**) ou estratificados (**Ae**), com estruturas que variam de pequeno a grande porte.

Os arenitos da Formação Uberaba são os que possuem a maior ocorrência de estruturas sedimentares, enquanto que os da Formação Marília dominam arenitos maciços. Os corpos arenosos possuem formas lenticulares, muitas vezes amalgamados, formando espessos e extensos estratos.

A cimentação carbonática (CaCO_3) é muito freqüente nesse conjunto de fácies. Geralmente os arenitos da Formação Marília possuem um maior grau de cimentação do que os da Formação Uberaba, chegando a formar grandes depósitos de calcário explotados como matéria prima para fabricação de cimento *portland*, ou como corretivo de acidez do solo na agricultura.

Nesse conjunto de fácies são encontrados grande parte dos fósseis de vertebrados do Grupo Bauru, principalmente nas fácies arenito maciço (**Am**) e arenito estratificado (**Ae**) do Membro Serra da Galga (fotos 4.6 e 4.7).

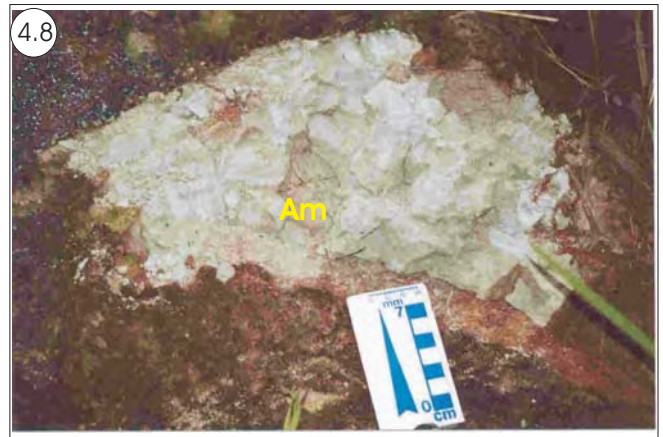
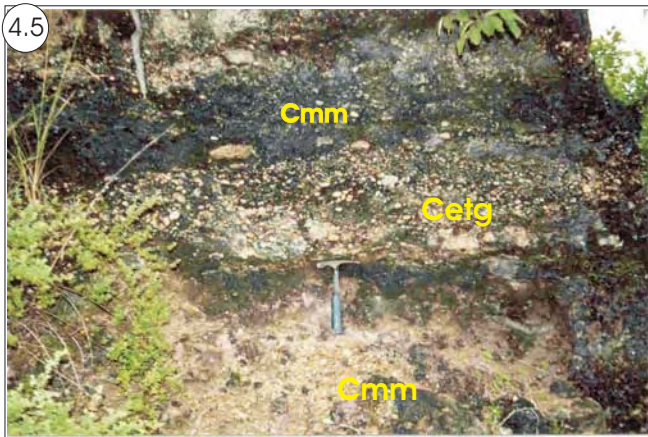
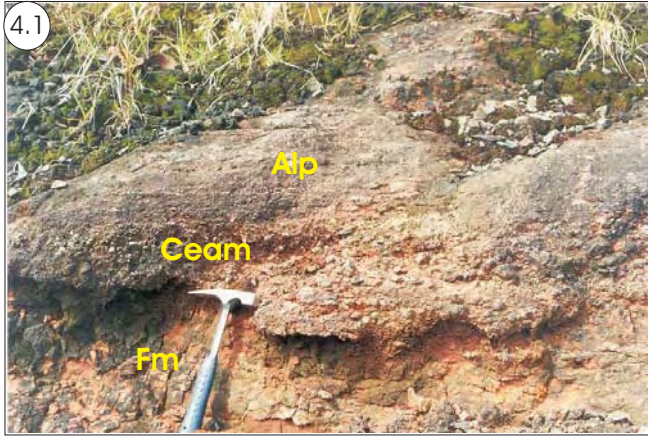
Assim como nas fácies conglomeráticas, os dados de subsuperfície que permitem a identificação das fácies que compõem esse conjunto se restringem a área da Pedreira Ponte Alta. Nos demais poços, somente algumas fácies desse conjunto podem ser identificadas.

Fácies Arenito Maciço (Am)

Os arenitos maciços ocorrem como corpos lenticulares, com espessuras decimétricas a métricas. Sua granulometria é areia fina a grossa e é freqüente a presença de clastos dispersos na massa arenosa. Possuem coloração esverdeada, bege, esbranquiçada e avermelhada, sendo que, na maioria das vezes, essa fácies encontra-se cimentada por CaCO_3 e, subordinadamente, por SiO_2 .

Na Formação Uberaba, essa fácies ocorre isolada em alguns afloramentos (pontos AB-04, AB-07, AB-78, AB-91, AB-95, AB-84, AB-87 – APÊNDICES 1 e 2). Trata-se de arenito fino a médio, seleção moderada, presença de matriz (ou pseudomatriz dada pela alteração de intraclastos de basaltos e rochas alcalinas – vide análise petrográfica), formando corpos lenticulares amalgamados, com 60 cm de espessura (foto 4.8).

Prancha 4



Nas formações Adamantina e Marília, os arenitos maciços (**Am**) ocorrem com maior frequência. Afloram como grandes e extensos estratos com mais de 100 metros de extensão por 4 metros de altura (ponto AB-52 – APÊNDICES 1 e 2) (foto 5.1), ou como corpos lenticulares, amalgamados ou intercalados por camadas de argila (fotos 5.2). Em alguns pontos sua granulometria é areia fina a média e possui boa seleção (foto 5.3). É comum a presença de clastos dispersos na matriz arenosa (foto 5.4).

Muitas vezes essa fácies ocorre associada a conglomerados maciços (**Cm**), arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**), tabular (**Aet**) e argilito maciço (**Fm**). É comum a presença de matriz carbonática (micrita) ou cimento carbonático. A carbonatação também pode ocorrer na forma de veios entrecruzados constituindo um reticulado (fotos 5.5 e 5.6).

Nos arenitos maciços do Membro Serra da Galga (Formação Marília), são comuns bolsões e lentes de silcretes com até 6 metros de extensão por 1,5 metro de espessura (fotos 5.7 e 6.1). Outra característica marcante dessa fácies é a grande quantidade de prováveis icnofósseis em forma de tubos verticais (fotos 6.2, 6.3 e 6.4).

Em alguns afloramentos da Formação Uberaba, encontram-se estruturas maciças resultantes de deformação (Pontos AB-04 e AB-91 – APÊNDICES 1 e 2) (fotos 6.5 e 6.6). É comum encontrar na fácies **Am** algumas feições que lembram planos de estratificações cruzadas (ponto AB-83 – APÊNDICES 1 e 2).

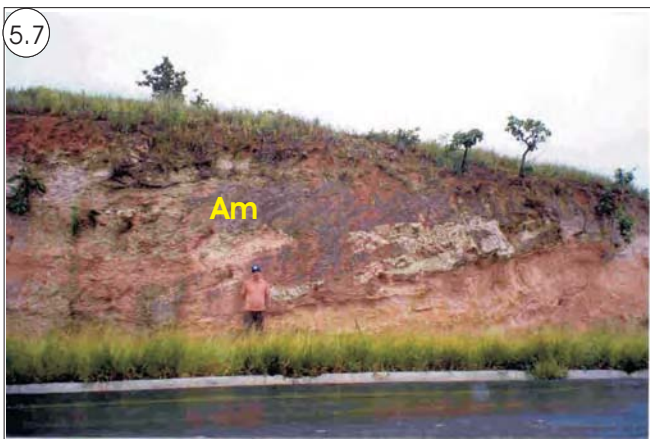
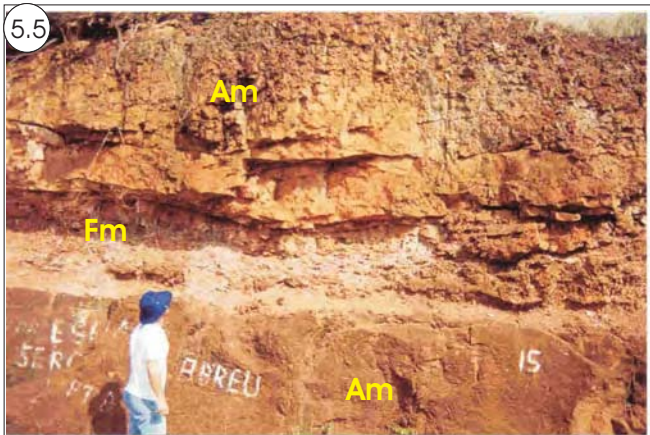
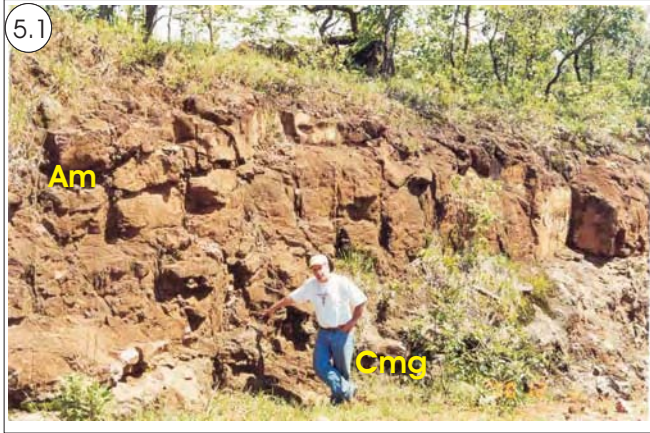
Em subsuperfície, essa fácies ocorre associada a conglomerados maciços sustentados por matriz ou clastos (**Cmm e Cmg**), conglomerados estratificados (**Ce**) e calcário maciço (**Lm**) no Membro Serra da Galga (Formação Marília). Os arenitos estão muito cimentados por CaCO_3 sendo que essa cimentação tende a ser menos intensa à medida que essa fácies se distancia da fácies calcário (**Lm**) (fotos 6.7 e 6.8).

Fácies Arenito com Estratificação Cruzada Acanalada (Aea)

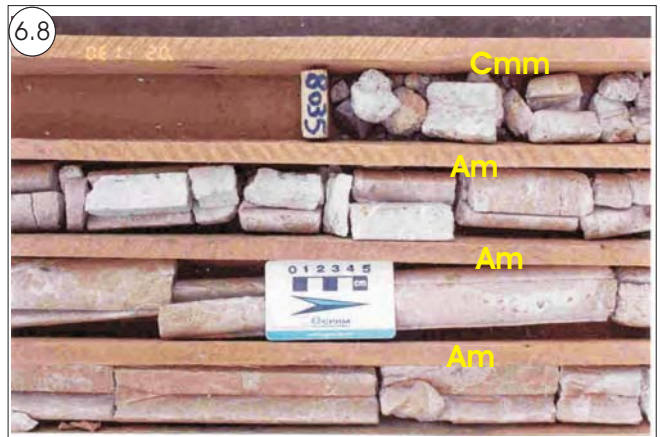
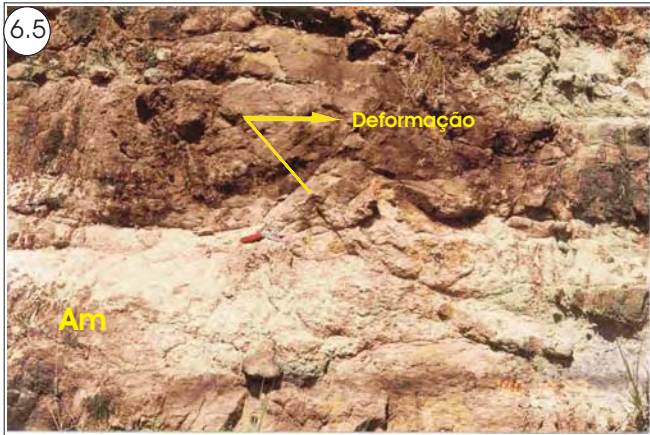
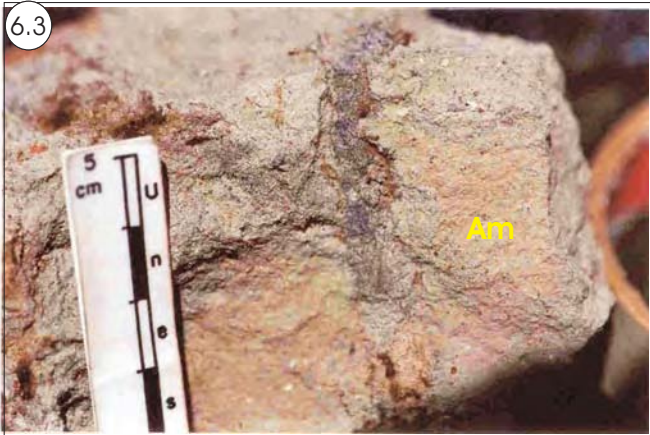
Na Formação Uberaba, essa fácies é constituída por arenitos finos a médios, ora conglomeráticos, seleção moderada a fraca, e, mineralogicamente constituída por quartzo, feldspato e fragmentos de basalto. Quando conglomerático, os clastos possuem até 3 centímetros de eixo maior, sendo freqüente a presença de fragmentos de argila com até 5 cm de eixo maior (fotos 7.1, 7.2).

As estratificações cruzadas são de pequeno a médio porte, variando de centimétricas até 3 metros de comprimento, com 60 centímetros de altura (fotos 7.3, 7.4, 7.5 e 7.6). Os ângulos de inclinação dos *foresets* são da ordem de 30° , sendo que em alguns afloramentos variam de 10° a 15° (**Aeab**) (fotos 7.7 e 7.8)

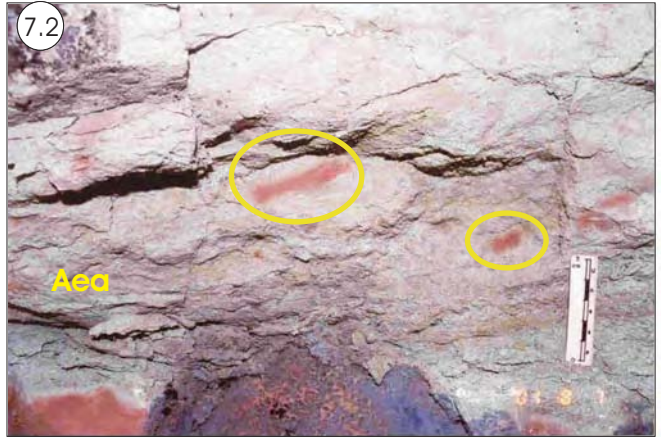
Prancha 5



Prancha 6



Prancha 7



Na Formação Adamantina, os arenitos com estratificação cruzada acanalada (**Aea**) possuem granulometria muito fina a fina, com grau de seleção moderado a bom. Afloram na porção centro oeste do Triângulo Mineiro, na região de Veríssimo, Miraporanga, Prata, Ituiutaba, Campina Verde, Gurinhatã e Limeira D'Oeste. Essa fácies ocorre também em áreas adjacentes, principalmente no norte/noroeste do estado de São Paulo. São estratos cruzados de pequeno a médio porte (até 3 metros de comprimento por 50 centímetros de altura) e com baixo ângulo de inclinação dos *foresets* (10° a 15°) (**Aeab**) (fotos 8.1, 8.2, 8.3, 8.4 e 8.5).

Em alguns pontos a fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**) apresenta estratificações cruzadas de grande porte (6 metros de comprimento por 2 metros de altura – pontos AB-18 e AB-26/106 – APÊNDICES 1 e 2), com ângulos de inclinação dos *foresets* da ordem de 35° (**Aeag**) (fotos 8.6 e 8.7). Em outros pontos essas cruzadas têm alto ângulo de inclinação dos *foresets*, porém, são de pequeno porte (pontos AB-13, AB-14, AB-16, AB-22, AB-42 – APÊNDICES 1 e 2).

Os arenitos com estratificação cruzada de pequeno porte (**Aeap**) normalmente constituem estratos pouco espessos (em torno de 40 centímetros), intercalados com camadas de argilitos maciços (**Fm**) com até 20 centímetros que se repetem por vários metros de espessura em ciclos granodecrescentes ascendentes, muito semelhantes às seqüências cíclicas da fácies **Ar**. Sua granulometria é areia fina, seleção é pobre e pode conter matriz lamítica (ponto AB-92– APÊNDICES 1 e 2) (fotos 8.1 e 8.2).

Na Formação Marília, a fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**) apresenta granulometria fina a grossa, com grãos mal selecionados, angulosos, associados a arenitos maciços (**Am**), arenitos com estratificação sub-horizontal (**Aeh**) e conglomerados estratificados ou maciços (**Ceam, Ceag, Ceat, Cmm e Cmg**). As estratificações cruzadas são de pequeno a médio porte (até 2 metros de comprimento por 50 cm de altura), podendo conter ou não clastos com até 3 cm de eixo maior nos *foresets*. Possui forma lenticular com alguns metros de extensão e é freqüente a cimentação por CaCO₃ (fotos 8.8, 9.1, 9.2, 9.3 e 9.4).

Em subsuperfície, essa fácies ocorre associada a conglomerados maciços sustentados por matriz ou clastos (**Cmm e Cmg**), conglomerados estratificados (**Ceam, Ceag e Ceat**) e calcário maciço (**Lm**) no Membro Serra da Galga (Formação Marília).

Fácies Arenito com Estratificação Cruzada Tabular (Aet)

Associada principalmente às fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**), a fácies arenito com estratificação cruzada tabular (**Aet**) é abundante na Formação Uberaba, porém, ocorre com frequência nas demais unidades do Grupo Bauru na área de estudo.

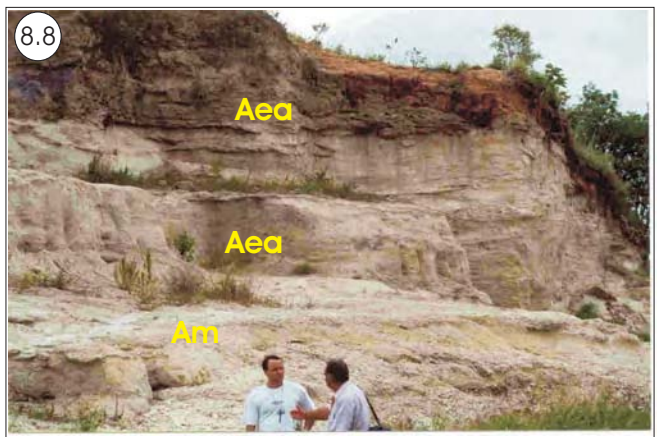
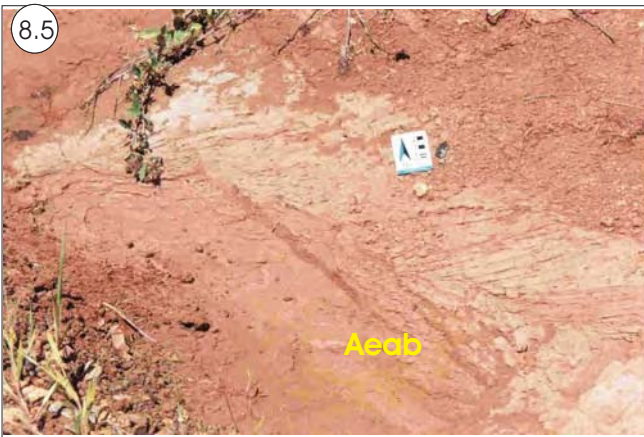
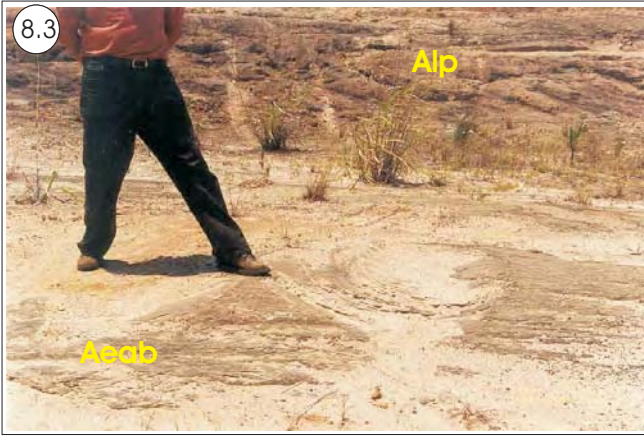
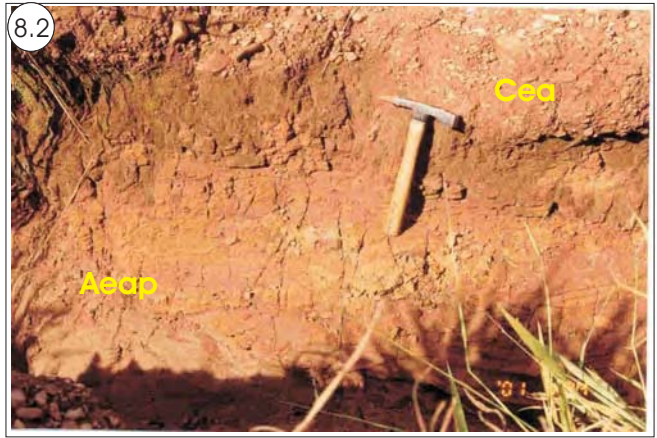
Na Formação Uberaba, essa fácies é constituída por arenitos finos a médios, ora grossos, mal selecionados, constituídos basicamente por quartzo, feldspato e fragmentos de basalto. Quando conglomerático, os clastos são de quartzo, basalto e argilito, arredondados, podendo atingir até 5 centímetros de eixo maior.

Com relação ao seu tamanho, as estratificações cruzadas tabulares são geralmente de pequeno porte (50cm de comprimento por 40 cm de altura) (fotos 9.5, 9.6 e 9.7). Em alguns pontos podem atingir até 3 metros de comprimento por 70 cm de altura formando grandes sigmóides (foto 10.1). Essa fácies está associada às fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**), arenito com estratificação horizontal (**Aeh**) e conglomerado estratificado (**Ceam, Ceag e Ceat**).

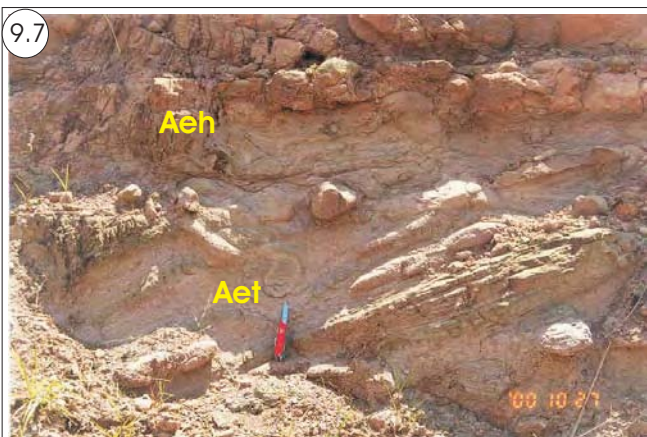
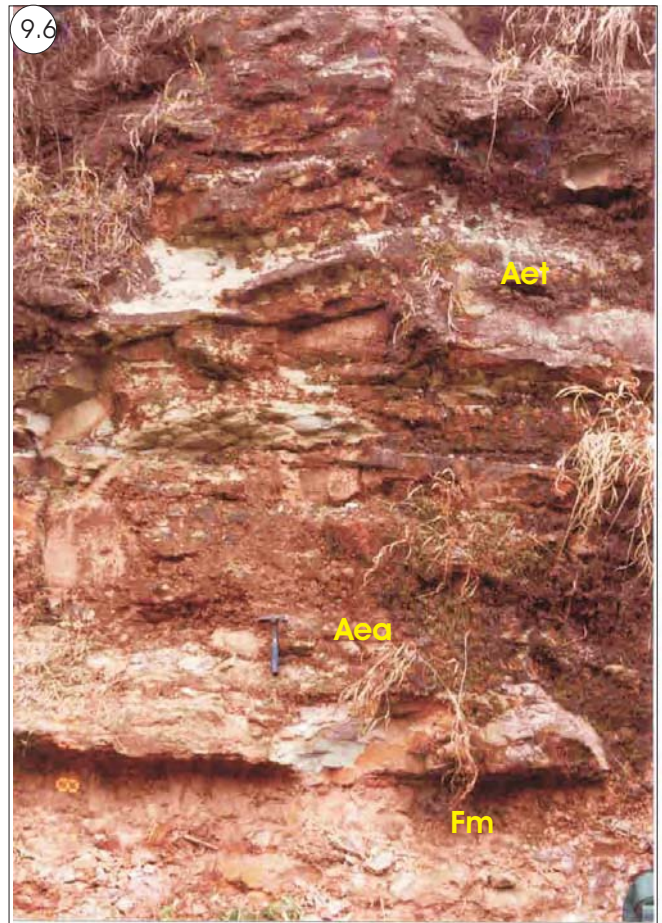
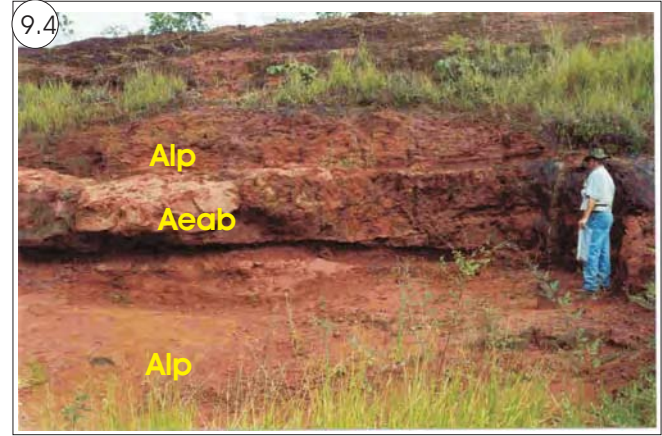
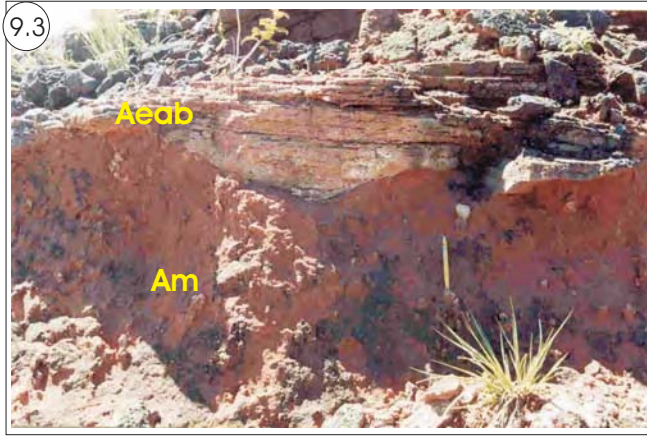
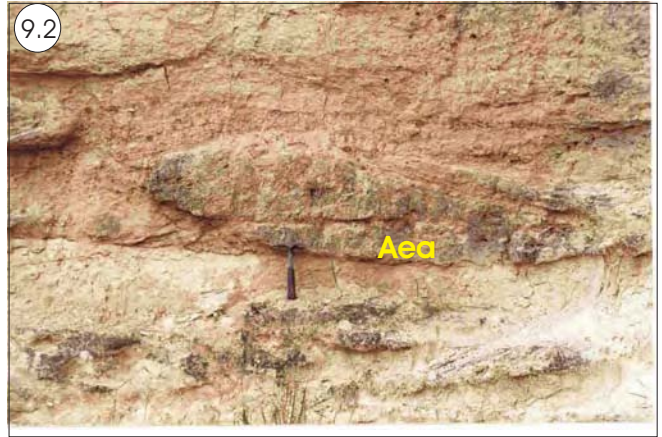
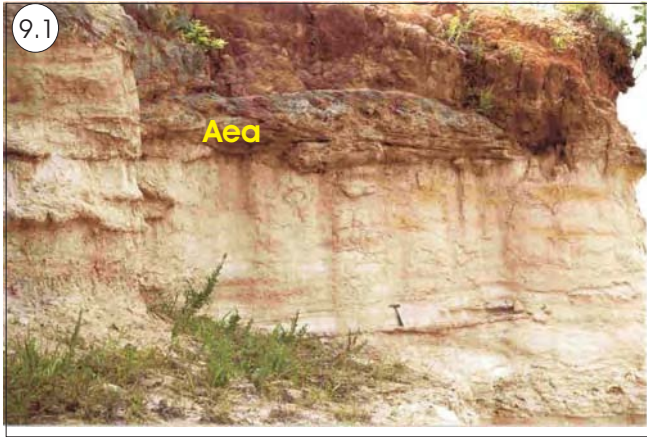
Na Formação Adamantina, essa fácies é constituída por arenitos fino a médios, vermelhos, bem selecionados, estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte (70 cm de comprimento por 50 cm de altura) e de alto ângulo dos *foresets* (32°) (**Aet**) (pontos AB-18, AB-22, AB-42 – APÊNDICES 1 e 2). Em um único ponto essa fácies possui estratificação cruzada tabular de grande porte (5 metros de comprimento por 3 metros de altura – ponto AB-26 – APÊNDICES 1 e 2). Essa fácies ocorre associada à fácies conglomerado maciço (**Cmm e Cmg**) e arenito fino com estratificação plano-paralela com marcas onduladas (**Alp**).

A fácies arenito com estratificação cruzada tabular (**Aet**) na Formação Marília é constituída por arenitos finos a grossos, ora conglomeráticos, mal selecionados, associados a conglomerados estratificados (**Ceam, Ceag e Ceat**) e a arenitos com estratificação cruzada acanalada (**Aea**). Sua coloração varia de acinzentada a avermelhada e é composto por grãos de quartzo, feldspato, fragmentos de quartzito e basalto. Os grãos são subarredondados a pouco angulosos e moderadamente selecionados. Quando conglomerática os clastos são subangulosos a arredondados composto por quartzo, quartzito e basalto. É freqüente a cimentação por CaCO_3 sendo que em alguns pontos encontram-se níveis de silcrete (SiO_2). As estratificações cruzadas tabulares são de pequeno a médio porte (até 2 metros de comprimento por 70 centímetros de altura) (fotos 10.2, 10.3 e 10.4). Essa fácies não foi identificada em subsuperfície.

Prancha 8



Prancha 9



Fácies Arenito com Estratificação Sub-Horizontal (Aeh)

Essa designação foi adotada no presente trabalho para se referir aos corpos arenosos com estratificação plano-paralela inclinada e/ou cruzadas cujos *foresets* possuem muito baixo ângulo de inclinação (5 a 15°).

Na Formação Uberaba, essa fácies é constituída de arenito fino a médio, acinzentado, seleção moderada a boa, com estratificação plano-paralela sub-horizontal que delinea camadas delgadas com até 15 cm de espessura. Essa estratificação, em alguns pontos, se horizontaliza, mas no geral possui suave inclinação da ordem de 5 graus. É muito bem desenvolvida e se estende por dezenas de metros. O conjunto arenoso chega a formar estratos com até 2 metros de espessura (fotos 10.5 e 10.6).

A fácies arenito com estratificação sub-horizontal (**Aeh**) ocorre associada às fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**) (pontos AB-02, AB-03, AB-04, AB-62 e AB-63 – APÊNDICES 1 e 2), arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (**Ceab**) (pontos AB-91, AB-94 – APÊNDICE 1), arenito com estratificação cruzada tabular (**Aet**) (pontos AB-02, AB-03, AB-04, AB-62 e AB-63 – APÊNDICES 1 e 2), conglomerado maciço (**Cmm** e **Cmg**) (pontos AB-02, AB-03, AB-04, AB-62 e AB-63 – APÊNDICES 1 e 2), e conglomerado estratificado (**Ceam**, **Ceag** e **Ceat**) (pontos AB-02, AB-03, AB-04, AB-62 e AB-63 – APÊNDICES 1 e 2).

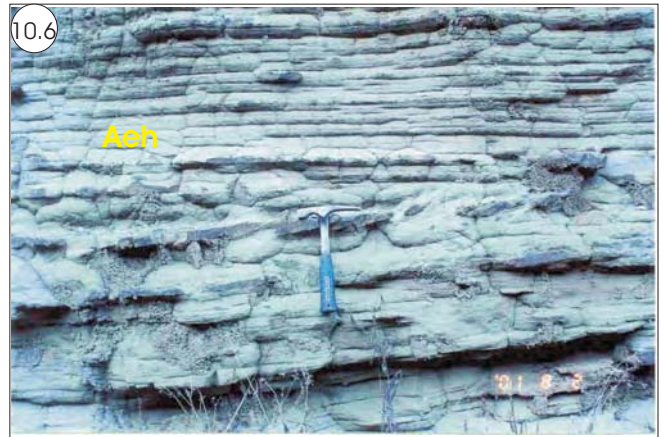
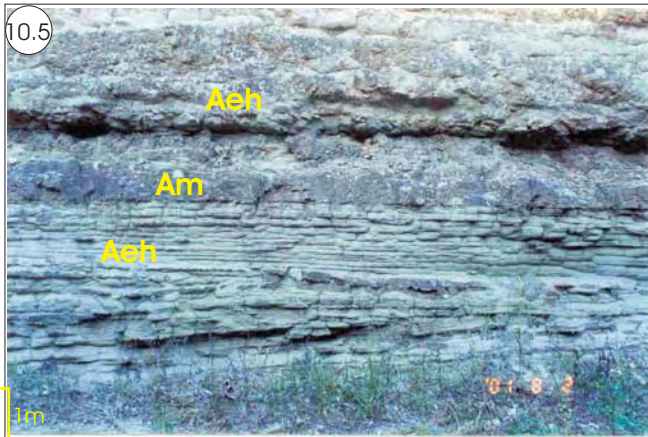
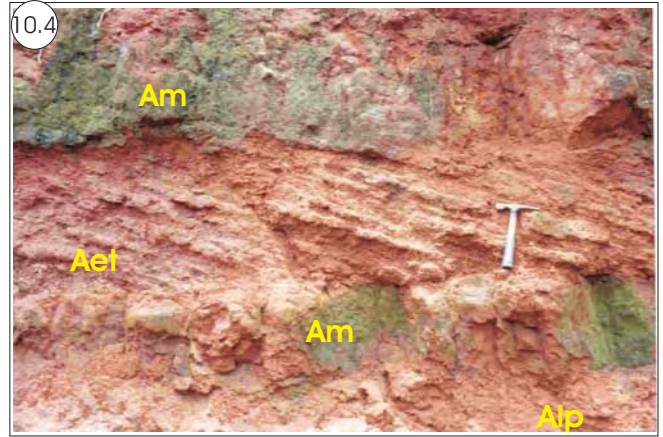
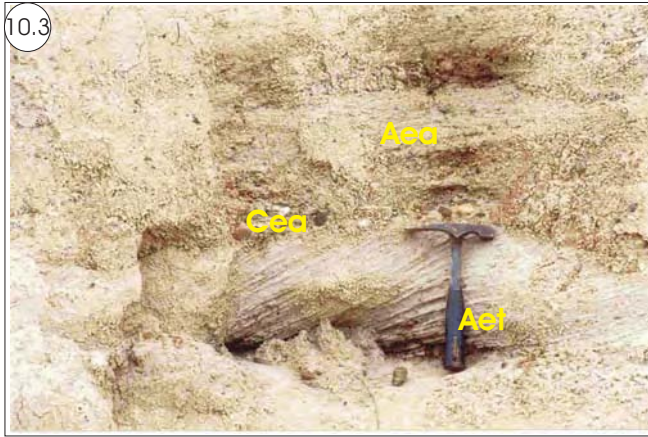
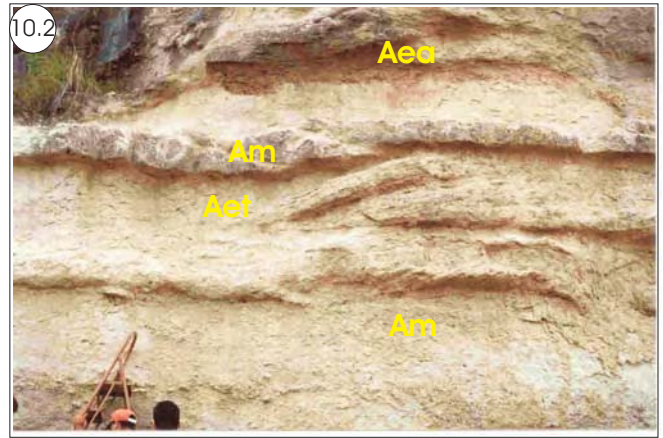
Na Formação Marília, a fácies arenito com estratificação sub-horizontal (**Aeh**) ocorre associada às fácies conglomerado maciço (**Cmm** e **Cmg**), conglomerado estratificado (**Ceam**, **Ceag** e **Ceat**) e arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**). É constituída por arenito fino a médio, seleção moderada, grãos bem arredondados compostos por quartzo, feldspato e fragmentos de basalto. Sua espessura chega a 2,5 metros (pontos AB-47 e AB-101 – APÊNDICES 1 e 2) (fotos 10.7 e 10.8). Em subsuperfície, essa fácies não foi identificada.

Fácies Arenito com Laminação Plano-Paralela (Alp)

Tratam-se de arenitos muito finos a finos, micáceos, seleção moderada a boa, lamíticos ou não, coloração ocre, cinza, vermelha ou esverdeada, com laminação plano-paralela muito marcante.

Na Formação Uberaba, essa fácies ocorre associada a argilitos maciços com lentes de arenito (**Fma**) (pontos AB-79 e AB-80 – APÊNDICES 1 e 2) (fotos 11.1, 11.2) e com a fácies arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (**Aeab**) (pontos AB-91 e AB-94 – APÊNDICES 1 e 2).

Prancha 10



A fácies arenito com laminação plano-paralela (**Alp**) na Formação Adamantina, muitas vezes ocorre associada à fácies arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (**Ceab**) (ponto AB-11 – APÊNDICES 1 e 2) (foto 11.3), arenito com marcas onduladas e laminação cruzada clino-ascendente (*climbing ripples*) (**Ao**) (pontos AB-42, AB-17, AB-49a e AB-50 – APÊNDICES 1 e 2) (fotos 11.4, 11.5, 11.6 e 11.7), arenito com estratificação cruzada tabular (**Aet**) (pontos AB-42, AB-104 – APÊNDICES 1 e 2) (foto 12.1), arenito maciço (**Am**) (ponto AB-40 – APÊNDICES 1 e 2) e arenito com estratificação cruzada acanalada de grande porte (**Aeag**) (ponto AB-53 – APÊNDICES 1 e 2).

Na Formação Marília, essa fácies ocorre associada à fácies arenito com estratificação sub-horizontal (**Aeh**), conglomerado maciço (**Cmm** e **Cmg**), conglomerado estratificado (**Ceam**, **Ceag** e **Ceat**) e arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**) (ponto AB-47 – APÊNDICES 1 e 2) (foto 12.2).

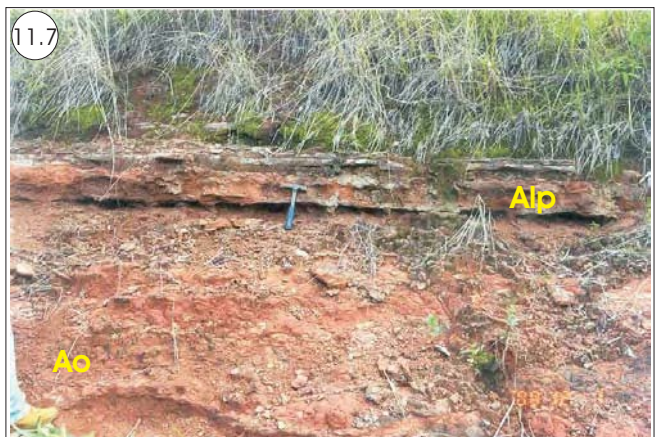
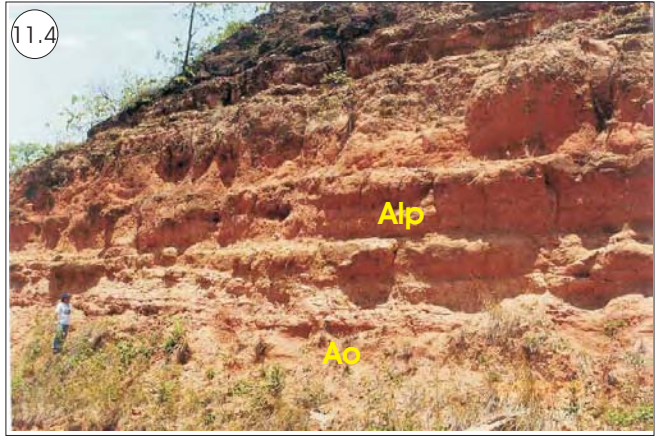
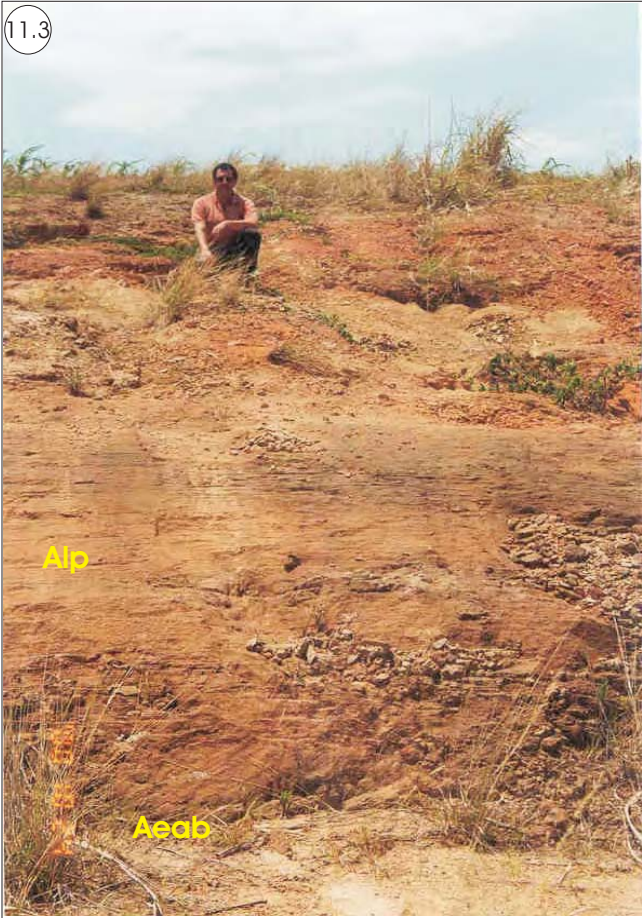
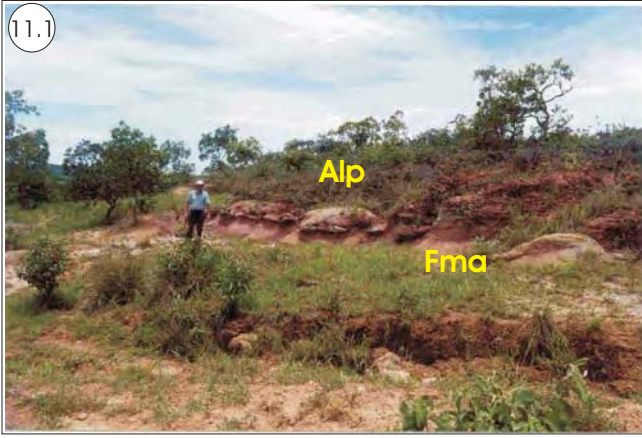
Em subsuperfície, essa fácies ocorre principalmente associada à fácies arenito com estratificação cruzada acanalada, conglomerados estratificados (**Ceam**, **Ceag** e **Ceat**) no Membro Serra da Galga (Formação Marília) (Poço Ponte Alta M-05, APÊNDICE 2).

Fácies Arenito com Marcas Onduladas (Ao)

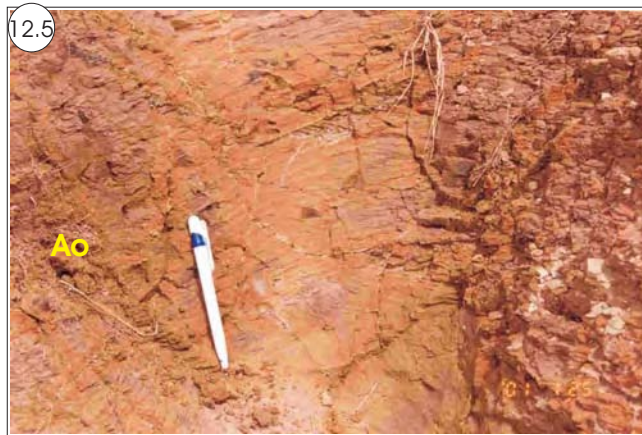
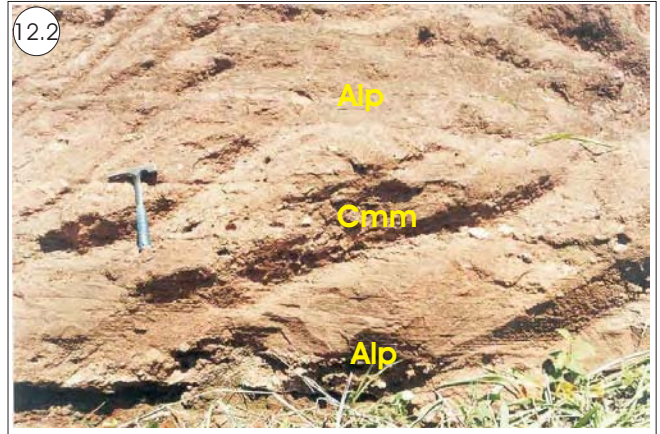
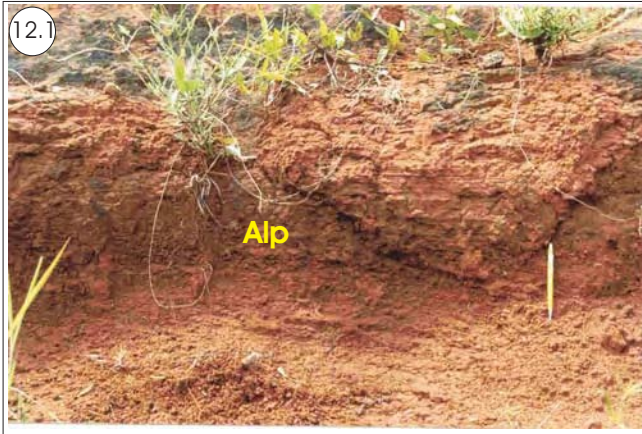
É constituída por arenito muito fino a fino, lamítico, esverdeado a avermelhado, com camadas centimétricas (até 15 cm) de arenito fino a médio, rico em marcas onduladas. Feições de sobreposição entre as marcas onduladas gerando “cavalgamentos” (*climbing ripples – ripples drift*) são comuns nessa fácies, além da presença de laminação plano-paralela, gretas de contração, feições deformacionais (dobras convolutas) e marcas de raízes (tubos verticais) (fotos 12.3, 12.4, 12.5, 12.6 e 12.7).

A fácies arenito com marcas onduladas (**Ao**) ocorre nas formações Adamantina e Marília (Ponto AB-52 – APÊNDICES 1 e 2), associada às fácies conglomerado estratificado (**Ce**), arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**) de pequeno e grande porte (**Aeag**), arenito com laminação plano-paralela (**Alp**). Essa fácies não foi identificada em subsuperfície.

Prancha 11



Prancha 12



Fácies Arenito Granodecrescente Ascendente (Ar)

A fácies arenito granodecrescente ascendente (**Ar**) é constituída por arenito marrom avermelhado, granulometria fina, base abrupta, gradando para argilito, em ciclos granodecrescentes ascendentes com até 40 centímetros de espessura, que se repetem de forma rítmica (ritmitos). Geralmente são maciços, mas não é raro portarem laminação plano-paralela ou laminação cruzada. Possui seleção moderada a fraca, com grãos arredondados a subangulosos, compostos por quartzo e feldspato.

Na Formação Uberaba, essa fácies ocorre em sua base, próximo ao contato com os basaltos da Formação Serra Geral, formando uma seqüência com 2,5 metros de espessura. As barras arenosas não possuem grande continuidade lateral. Nota-se que a espessura dos estratos diminui lateralmente formando lentes que se amalgamam. Além disso, a variação granulométrica é mais sutil (arenito fino para arenito muito fino lamítico) (fotos 13.1 e 13.2).

Na Formação Adamantina, esses ritmitos possuem variação granulométrica mais marcante (de arenito fino para argilito), laminação cruzada na base e uma maior continuidade lateral, chegando a formar estratos extensos com mais de 50 metros (Pontos AB-61 e AB-92 – APÊNDICES 1 e 2). É comum aparecerem alguns pequenos clastos dispersos com até 0,7 centímetros de eixo maior (fotos 13.3 e 13.4). A fácies arenito granodecrescente ascendente (**Ar**) não foi identificada na Formação Marília.

CONJUNTO DE FÁCIES FINOS (F)

Esse conjunto abrange todas as fácies com granulometria silte e argila que compõem o Grupo Bauru na área de estudo. Os principais atributos que definem as fácies desse conjunto são basicamente a maior ou menor quantidade de areia e a presença ou não de estruturas sedimentares. Três são as fácies individualizadas nesse conjunto: fácies argilito maciço (**Fm**), fácies lamito maciço com lentes de arenito (**Fma**) e fácies siltito (**Fs**).

Em subsuperfície, esse conjunto de fácies não pode ser subdividido tendo em vista a falta de dados precisos. Porém, os dados de poços tubulares profundos na área de ocorrência da Formação Uberaba (incluindo perfil Raio Gama) indicam a presença dessa fácies em subsuperfície. A espessura máxima desse conjunto em subsuperfície na área de ocorrência da Formação Uberaba é de 5 metros (poços Uba-01, Uba-13 – APÊNDICE 2) e encontra-se diretamente assentado sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

Na área de ocorrência da Formação Adamantina (Figura 2) o conjunto de fácies finos (**F**) também constitui espessos depósitos basais que se assentam sobre os basaltos da Formação Serra Geral. A espessura desse conjunto chega a 105 metros na região de Carneirinho (MG), 55 metros em Limeira D'Oeste, 75 metros em Gurinhatã, 60 metros em Honorópolis, 80 metros em Prata, 105 em Iturama (Poços Car-01, LDO-01, Gur-01, Hon-01, Pra-01, Itu-03).

Com relação aos dados de subsuperfície na área de ocorrência da Formação Marília, o conjunto de fácies finas (**F**) é pouco espesso (< 0,5 m), e ocorre principalmente como intercalações ou níveis separando corpos arenosos mais espessos.

Fácies Argilito Maciço (Fm)

Essa fácies é constituída por argila maciça de coloração cinza a avermelhada, com espessuras que variam de 10 centímetros a 1 metro em afloramentos.

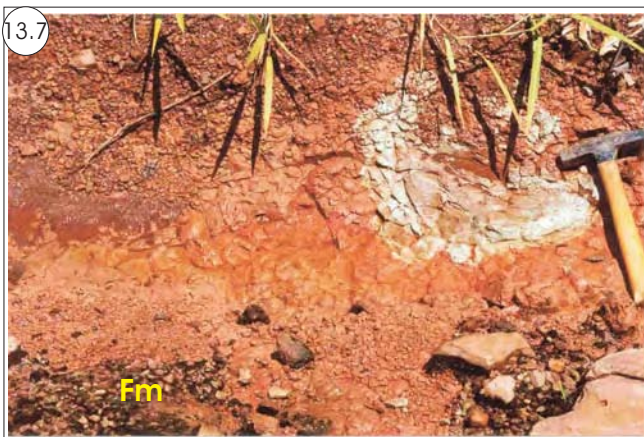
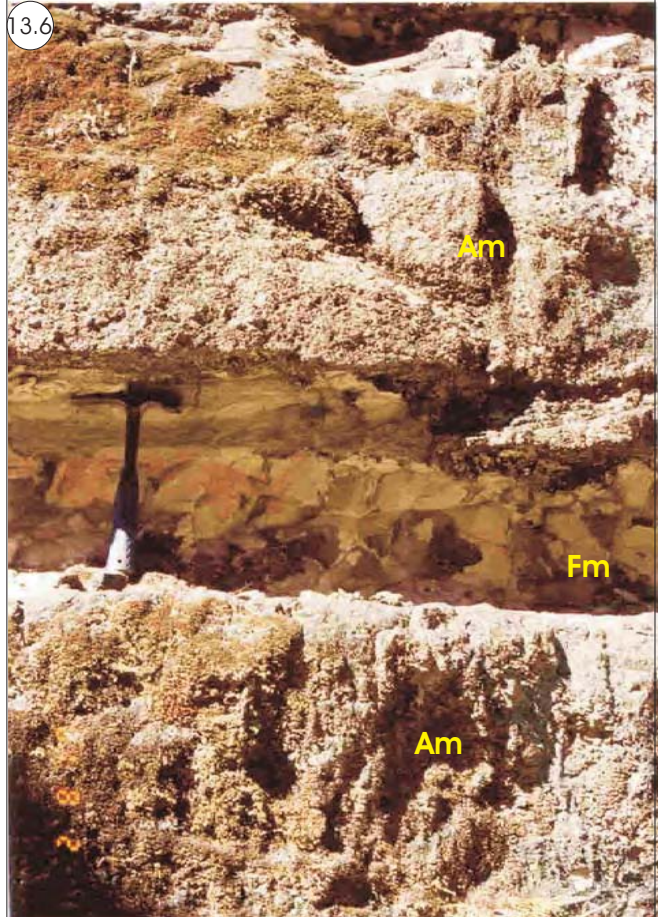
Na Formação Uberaba, essa fácies tem coloração cinza avermelhada e ocorre normalmente em sua base com espessura não superior a 1,5 metro (foto 13.5), em níveis isolados separando estratos arenosos ou no topo de seqüências granodécrescentes ascendentes (fotos 13.6 e 13.7).

Na Formação Adamantina, a fácies argilito maciço (**Fm**) também ocorre como finas camadas que separam corpos arenosos. Possui coloração marrom avermelhada e pode aparecer como finas camadas (até 20 cm) no topo de seqüências granodécrescentes ascendentes.

A fácies argilito maciço (**Fm**) ocorre no Membro Serra da Galga (Formação Marília) como finas camadas separando estratos arenosos, lentes métricas (pontos AB-88 e AB-05 – APÊNDICES 1 e 2) ou bolsões irregulares decimétricos no topo de feições acanaladas com granodécrescência ascendente, e na forma de bolas de argila com até 30 centímetros de eixo maior. Tem coloração marrom clara e normalmente apresenta-se rica em microfósseis (ostrácodes, carófitas e gastrópodes de água doce). Em subsuperfície, essa fácies apresenta as mesmas características que nos afloramentos e pode ser observada nos testemunhos de sondagem da Pedreira Ponte Alta (APÊNDICE 2).

No Membro Echaporã, a fácies argilito maciço (**Fm**), assim como nas demais unidades do Grupo Bauru, não tem grande espessura em afloramento. Sua coloração é avermelhada a marrom escura e ocorre associada às fácies arenito maciço (**Am**), arenito com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (**Aea**) e conglomerado maciço (**Cm**). Na maioria das vezes tem até 40 centímetros de espessura e separa estratos arenosos (foto 14.1).

Prancha 13



Fácies Lamito Maciço com Lentes de Arenito (Fma)

A fácies lamito maciço com lentes de arenito (**Fma**) ocorre na Formação Uberaba associada à fácies arenito com laminação plano-paralela (**Alp**). É caracterizada por argilito arenoso, vermelho a esverdeado, pobremente selecionado (grãos de areia muito finos a grossos - “diamictito”), contendo lentes de arenito fino, extensão lateral da ordem de alguns metros e até 20 centímetros de espessura, muito cimentado por CaCO₃ (foto 14.2).

Na Formação Adamantina, essa fácies ocorre associada às fácies conglomerado maciço (**Cm**), arenito maciço (**Am**) e arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**). Constitui-se de argilito arenoso, avermelhado com lentes de arenito fino a médio, seleção moderada, espessuras de até 20 centímetros, cimentadas por CaCO₃. Em alguns pontos as lentes de arenito são tão delgadas que dão uma aspecto laminado (pontos AB-28 e AB-85 – APÊNDICES 1 e 2) (fotos 14.3 e 14.4).

Fácies Siltito (Fs)

A fácies siltito (**Fs**), constituída por siltito argiloso de coloração bege, cinza, verde ou avermelhada, ocorre na área de estudo associada às várias fácies. Possui laminação plano-paralela, ora bem definida, ora sutil, e sua espessura pode variar de alguns centímetros a vários metros.

É pouco freqüente na Formação Uberaba, onde ocorre como camadas decimétricas, associada às fácies arenito com estratificação acanalada de baixo ângulo (**Aeab**), arenito com laminação plano-paralela (**Alp**) e conglomerado estratificado (**Ce**) (foto 14.5).

Na Formação Adamantina, a fácies siltito (**Fs**) ocorre em camadas com até 20 metros de extensão por 60 centímetros de espessura associada às fácies arenito com estratificação plano-paralela (**Alp**) e arenito com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo (**Aeab**) (foto 14.6). Em alguns pontos essa fácies constitui grandes estratos com espessura da ordem de 12 metros de altura por 60 metros de comprimento (fotos 14.7 e 14.8). Essa fácies também pode estar associada à fácies conglomerado maciço (**Cm**) (fotos 15.1, 15.2 e 15.3).

No Membro Serra da Galga (Formação Marília), a fácies siltito (**Fs**) tem coloração cinza clara e ocorre como camadas de até 30 centímetros no topo de ciclos granodecrescentes ascendentes de feições acanaladas, associada às fácies conglomerado maciço (**Cm**), conglomerado estratificado (**Ce**), arenito maciço (**Am**) e arenito com estratificação cruzada acanalada (**Aea**). Assim como as demais fácies finas dessa unidade, a fácies siltito (**Fs**) constitui importante nível de concentração de microfósseis (foto 15.4).

CONJUNTO DE FÁCIES CALCÁRIO (L)

O conjunto de fácies calcário (**L**) ocorre exclusivamente na Formação Marília, reconhecida litoestratigraficamente na região de Uberaba como Membro Ponte Alta. É constituída basicamente por arenitos calcíferos maciços, que variam na porcentagem de grãos siliciclásticos e no teor de CaCO_3 e MgO . Contudo, em se tratando de variações sutis o conjunto de fácies calcário (**L**) será aqui agrupado em uma única fácies.

Em subsuperfície, também foi possível sua identificação uma vez que os dados analisados compreendem, entre outros, descrição de testemunhos de sondagens.

Fácies Calcário Maciço (Lm)

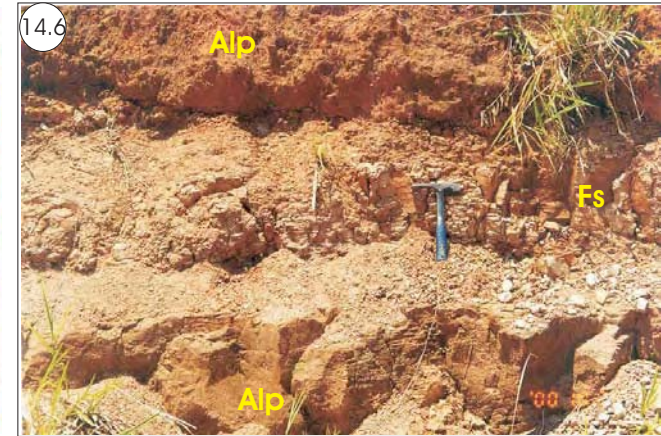
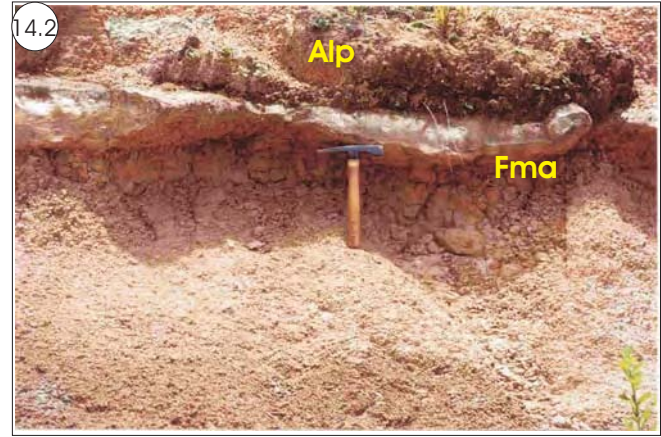
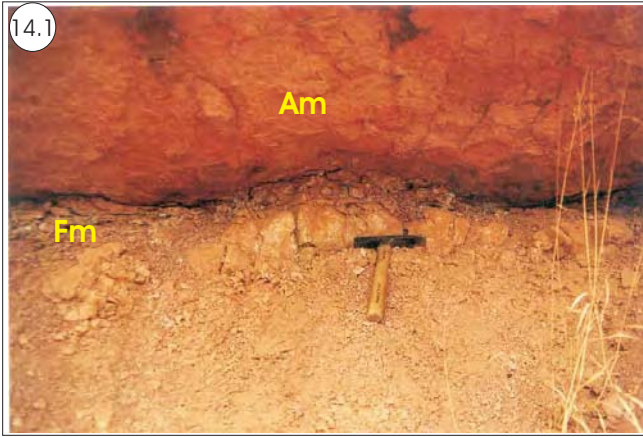
Essa fácies é constituída por calcilutito arenoso a calcarenito micrítico, branco, maciço, com grãos de areia muito fino a médio, subangulosos, por vezes dispersos ou concentrados em níveis.

Os dados de superfície e subsuperfície mostram que essa fácies ocorre em camadas ou lentes com extensão que varia de dezenas de metros a alguns quilômetros. Sua espessura máxima pode atingir 7 metros (fotos 15.5 e 15.6). Em alguns pontos, essas lentes têm espessuras inferiores a 1 metro e são intercaladas por camadas argilosas e arenosas (fácies argilito e arenito maciço). Normalmente, ocorre associada à fácies conglomerado com estratificação cruzada acanalada (**Cea**) em sua base, conglomerado maciço sustentado por matriz (**Cmm**) e arenito maciço (**Am**) no topo (fotos 2.3, 2.4, 2.5, 3.5, 6.7, 6.8 e 15.7)

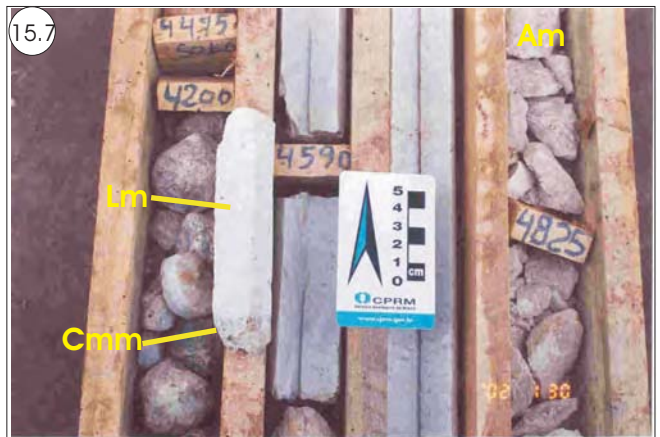
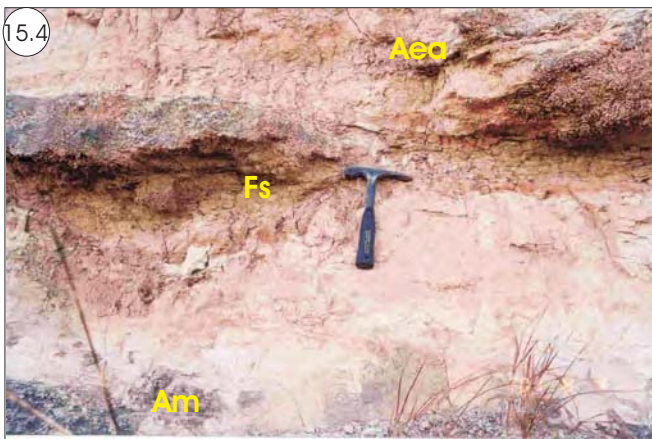
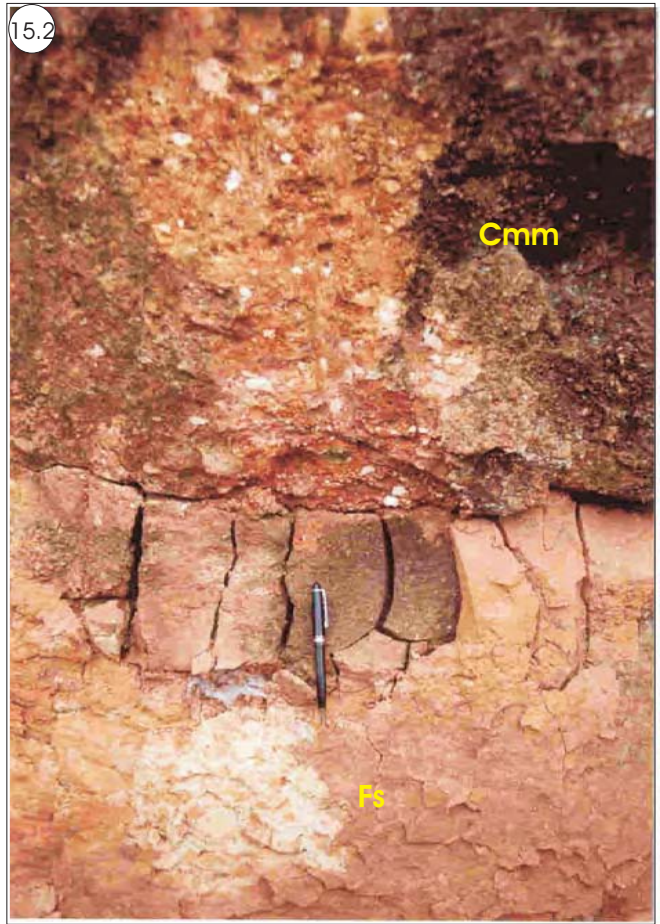
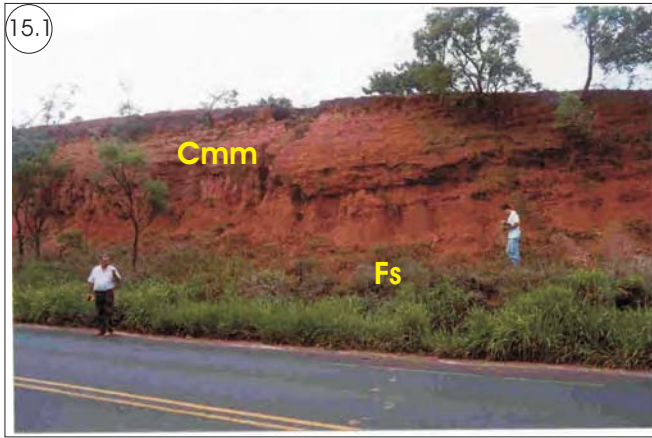
A fácies calcário maciço (**Lm**) tem composição mineralógica básica formada por calcita e grãos de quartzo, quartzito e outros fragmentos de rocha. A calcita aparece na forma de uma massa fina de coloração marrom (micrita), que mesmo em lâmina não possibilita a individualização do grão. Cristais maiores de calcita espática são comuns, principalmente preenchendo fraturas. Muitas vezes cristais fibrosos de calcita aparecem bordejando grãos siliciclásticos (Fotomicrografias 15 e 16).

O teor de CaCO_3 varia muito de um lugar para outro. Na pedreira Ponte Alta (Ponto 88 – APÊNDICES 1 e 2) esse chega a 70% do teor total, favorecendo sua exploração como matéria prima na fabricação de cimento *Portland*. Nas pedreiras Partesan e Triângulo, as calcitas são magnesianas e são exploradas para a fabricação de corretivo de acidez de solo.

Prancha 14



Prancha 15



IX.5 – Elementos Arquitetônicos, Macroformas e Superfícies Hierárquicas

O conceito de modelos de fácies tem sido usado com muito sucesso por sedimentólogos para classificar e explicar a origem das rochas sedimentares. Conforme mencionado anteriormente, a definição dos modelos de fácies pode ser fundamentada em suas características litológicas e texturais de acordo com determinada escala.

Os modelos de fácies fluviais são alvos de muitas discussões devido às muitas classificações atribuídas nos últimos anos por vários autores (MIALL, 1984; WALKER, 1984; READING, 1996 entre outros).

Com base nos trabalhos de FRIEND (1983), ALLEN (1983) e RAMOS & SOPEÑA (1983), MIALL (1985) propôs a análise de elementos arquitetônicos de depósitos fluviais, que está aqui sendo usada nos depósitos que compõem o Grupo Bauru, na área do Triângulo Mineiro (MG).

Para MIALL (*op. cit.*) o problema com os métodos baseados apenas em empilhamento de fácies, reside no fato de muitas vezes não representarem a forma e estruturas internas mais complexas de grandes barras. Para ele, a morfologia do canal fluvial reflete seu estilo de sedimentação. Como essa morfologia varia muito da cabeceira até sua foz, é necessário conhecer essas variações e identificar as principais fácies correspondentes a cada trecho estudado, daí então integrar essas informações e chegar ao modelo fluvial preciso.

A técnica da análise de elementos arquitetônicos surgiu a partir da necessidade, por parte da indústria petrolífera, de compreender a arquitetura interna de reservatórios arenosos, buscando melhorar a eficiência dos programas de produção. Atualmente essa técnica tem sido muito utilizada, com o objetivo de reconstituir a geometria interna e externa de depósitos arenosos fluviais para análise deposicional. Destaque para os trabalhos de SMITH (1990), MIALL & TYLER (1991), DECELLES *et al.* (1991), BRIDGE (1993), MIALL (1994), MIALL (1996), FERREIRA Jr. (1996), LIMA & VILLAS-BOAS (2000) e JONES *et al.* (2001).

Para a definição de elementos arquitetônicos é necessário afloramentos com dezenas a centenas de metros de largura, revelando principalmente, o corte de sua geometria. Alguns dos grandes elementos, como os que aparecem em geometria do tipo lençol necessitaria exposições laterais de até centenas de metros para revelar seus limites. Em afloramentos com exposições inferiores à escala do elemento arquitetônico a observação se restringe a conjuntos de litofácies e empilhamento vertical.

Segundo MIALL (1985) as descrições e definições de elementos arquitetônicos devem incluir:

- A natureza das superfícies inferior e superior dos corpos: erosional ou gradacional; planar, irregular, curvada, etc.;

- Geometria externa: lençol, lente, cunha, canal, preenchimento em forma de “U”;
- Escala: espessura, extensão lateral paralela ou perpendicular à direção do fluxo;
- Geometria interna: conjunto de litofácies (Quadro 4), seqüência vertical, presença de superfícies de erosão secundária e sua orientação, formas de leito e direção de paleocorrente, correlação de leitos internos com superfícies externa (paralela, *onlap*, *downlap*) (Figura 26);

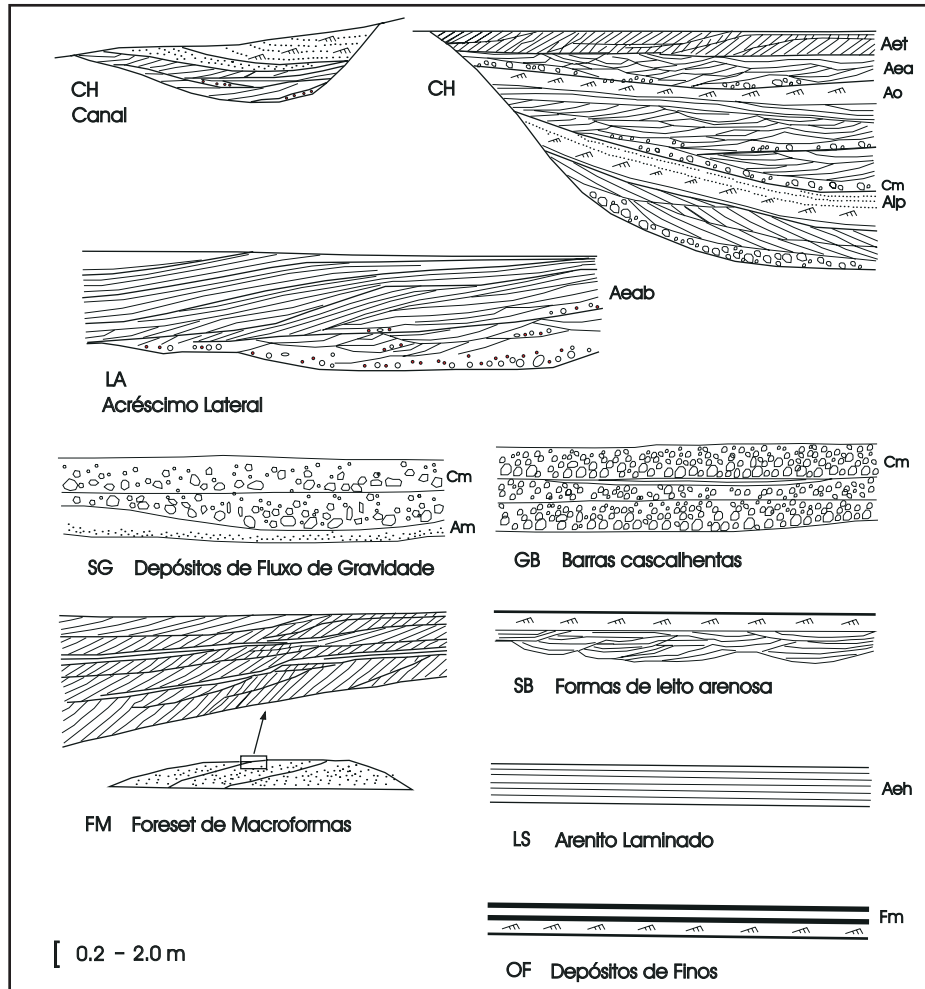


Figura 26 – Principais elementos arquitetônicos (MIALL, 1985)

Muitas dessas feições são básicas no método de análise de fácies e são indispensáveis na descrição de conjuntos de fácies.

A ênfase do método de MIALL (1985) é dada para as formas geométricas das fácies. Onde a qualidade do afloramento permite a visualização das variações laterais com o auxílio de fotomosaicos, esse método consegue identificar informações sobre formas de leito e paleocorrente.

MIALL (*op. cit.*) definiu oito elementos hierárquicos, cuja descrição pode ser visualizada no quadro 5. A figura 27 mostra o posicionamento desses elementos hierárquicos de depósitos fluviais.

Figura 27 – Hierarquia dos elementos. Notar posicionamento dos canais e dos complexos de barras com canais (MIALL, 1985).

Elemento	Símbolo	Principal Conjunto de fácies	Geometria
Canais	CH	Qualquer combinação	Cunha, lentes ou lençóis, base erosional côncava, escala e forma altamente variável, comumente com erosão interna côncava secundária.
Barras e formas de leito cascalhentos	GB	Cm, Cea e Cet	Lentes, camadas, usualmente corpos tabulares, comumente intercalado com SB.
Formas de leito arenosas	SB	Aea, Aet, Aeh, Alp, Ar	Lentes, lençóis, camadas, cunhas, ocorrem como preenchimento de canais, <i>crevasses</i> , barras menores.
Macroformas de <i>foreset</i>	FM	Aea, Aet, Aeh, Alp, Ar	Lentes sobre base plana ou acanalada, com superfície erosional interna côncava e limitadas por uma superfície superior.
Depósitos de acréscimo lateral	LA	Aea, Aet, Aeh, Alp, Ar, menos comumente Cm, Cea, Cet	Cunha, lençol, lobo, caracterizado por superfícies de acréscimo lateral internas.
Sedimentos de fluxos gravitacionais	SG	Cmg e Gmm	Lobos, lençol, tipicamente intercalado com GB.
Lençol de areia laminados	LS	Aeh, Alp, Ar, em menor proporção Aet, Aea	Lençol, camadas.
Finos de <i>overbank</i>	OF	Fm e Fs	Finas a espessas camadas, comumente intercaladas com SB, podendo preencher canais abandonados.

Quadro 4 – Elementos arquitetônicos em depósitos fluviais (MIALL, 1985).

Entre os oito, o maior elemento arquitetônico identificável é o canal (CH). Esse elemento só pode ser definido se a cavidade for identificada. Pode conter uma grande quantidade de canais menores e complexos de barras.

MIALL (1988a e b), baseando-se nos trabalhos de JACKSON (1975) e ALLEN (1983) apresentou uma hierarquia de superfícies limítrofes, extraídas a partir de fotomosaicos que auxiliam a determinação dos elementos arquitetônicos (Quadro 5). No bloco diagrama da figura 28 é possível observar o posicionamento dessas superfícies em depósitos fluviais.

Ordem	Forma	Características	Significado	Tempo de deposição
1.a	Plana ou côncava	Limita estratos cruzados do mesmo tipo com pouca ou nenhuma erosão interna.	Separa seqüências cíclicas de pequena escala.	De algumas horas a um ou dois dias.
2.a	Plana ou côncava	Limita conjuntos de fácies geneticamente relacionadas. Pode haver erosão.	Variações na direção ou nas condições de fluxo sem que haja parada significativa na sedimentação.	De alguns dias a alguns meses.
3.a	Erosiva com baixo ângulo (<15°)	Limita conjuntos de fácies similares.	Mudanças no estágio ou na orientação da forma de leito.	De um ano a dezenas de anos.
4.a	Plana ou convexa para cima	Separa conjuntos de fácies com orientação distintas.	Limite superior das macroformas.	Centenas de anos.
5.a	Plana ou côncava para cima	Marca superfícies de corte e preenchimento.	Limita complexos de preenchimento de canais.	Milhares de anos.
6.a	Irregular	Define subdivisões estratigráficas.	Separa grupos de canais e paleovales.	Centenas de milhares de anos.

Quadro 5 – Principais características e significado das superfícies hierárquicas (MIALL, 1988a)

As superfícies de 1.a e 2.a ordens limitam corpos dentro das microformas e mesoformas. *Sets* de estratificações cruzadas ou feições erosivas de pequena escala são exemplos de superfícies de 1.a ordem. As superfícies de 2.a ordem são aquelas que limitam litofácies, superfícies de truncamento, indicando mudança na direção de fluxo, evidências de pequenas erosões internas, etc. Em testemunhos de sondagem essas superfícies podem ser identificadas.

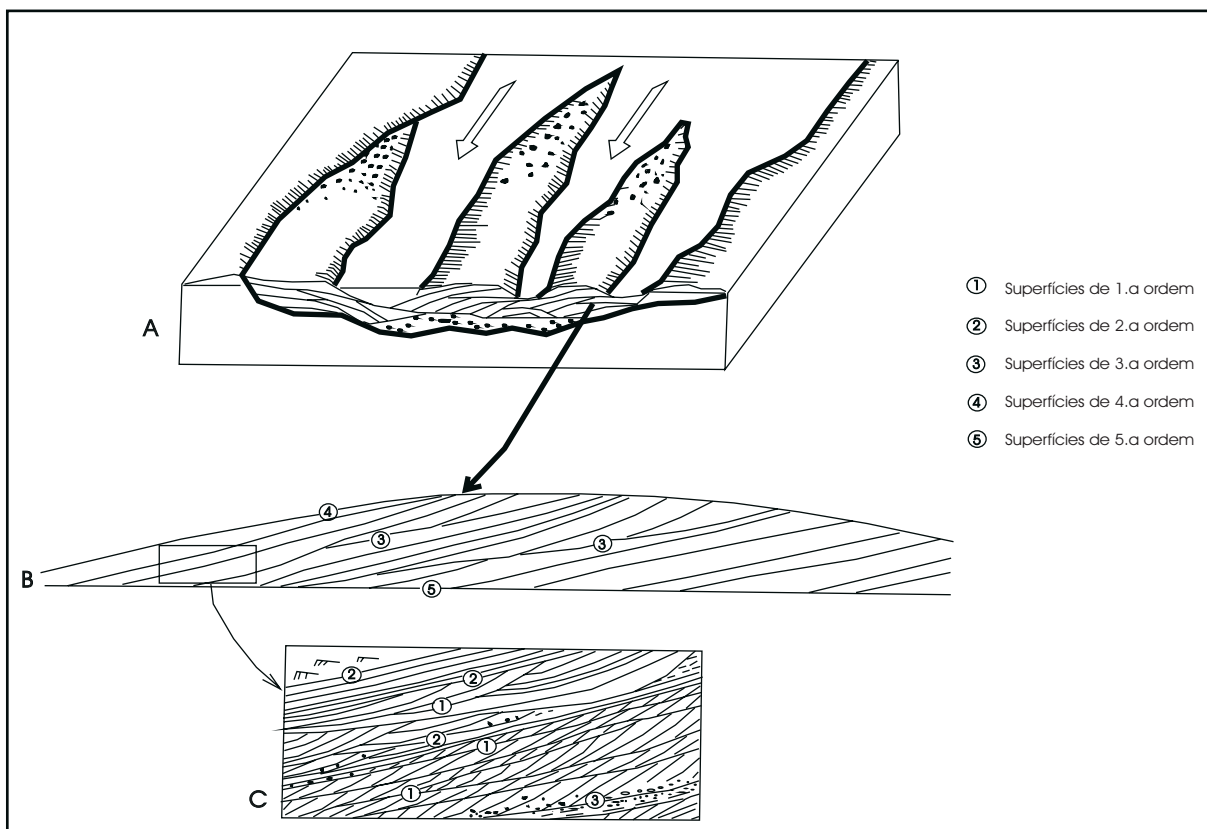


Figura 28 – Superfícies hierárquicas em depósitos fluviais (FERREIRA Jr., 1996 – Modificado).

As superfícies de 3.a e 4.a ordens são aquelas definidas quando a reconstrução arquitetônica indica a presença de macroformas, incluindo depósitos de acréscimo lateral e macroformas de acréscimo a jusante. Unidades deposicionais individuais (elementos arquitetônicos) são limitadas por superfícies de 4.a ordem.

Superfícies de 3.a ordem são superfícies erosivas dentro de macroformas que mergulham com baixo ângulo ($< 15^\circ$) e podem ser truncadas no topo. Essas superfícies indicam um estágio de mudança não significativa no estilo ou na orientação da forma de leito.

A superfície de 4.a ordem representa o limite superior de macroformas. É normalmente convexa em direção ao topo. Recobre e limita superfícies de 1.a a 3.a ordens, truncando-as com baixo ângulo, podendo localmente estar paralela a essas, indicando que suas superfícies são de acréscimo lateral ou a jusante. Normalmente, essa superfície é marcada por um nível argiloso. Superfícies basais erosivas de canais menores, como barras de arrombamento também são superfícies de 4.a ordem.

Superfícies de 5.a ordem são aquelas que limitam lençóis de areia principais, como complexos de preenchimento de canais. São geralmente planas ou suavemente côncavas em direção ao topo, mas podem ser marcadas por um relevo de corte e preenchimento, com um *lag* basal cascalhento.

Superfícies de 6.a ordem definem grupos de canais ou paleovales. São unidades de mapeamento estratigráfico como membros.

A correta identificação e correlação das superfícies hierárquicas é de grande importância na definição do modelo deposicional. Segundo MIALL (1985, 1988a, 1988b) algumas regras devem ser seguidas para essa correlação:

- Uma superfície de qualquer ordem pode ser truncada por outra de ordem igual ou maior, mas nunca por uma de ordem menor;
- Superfícies podem ser definidas em seguimentos, isto é, o topo de uma macroforma é definido por uma superfície de 4.a ordem exceto onde ela foi cortada pela base de um canal principal, pois aí a superfície será de 5.a ordem; e
- Uma superfície pode mudar de ordem lateralmente, ou seja, uma superfície de 4.a ordem, que limita uma macroforma, pode passar para uma de 2.a em um fundo de um canal adjacente.

IX.6 – Elementos Arquitetônicos, Macroformas e Superfícies Hierárquicas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e adjacências

Para a análise dos elementos arquitetônicos e macroformas dos fotomosaicos foi utilizado o método proposto por MIALL (1985) e MIALL (1988a e b). Foram delimitadas superfícies hierárquicas nos fotomosaicos dos afloramentos AB-02, AB-03, AB-04, AB-23a, AB-23b, AB-32, AB-47, AB-48a, AB-48b, AB-49, AB-54, AB-62 e AB-101 (APÊNDICE 3).

Para a diferenciação entre as macroformas de acréscimo à jusante (Elemento DA) e macroformas de acréscimo lateral (Elemento LA), foi determinado o padrão de paleocorrente local em cada seção. Com base da determinação da direção de paleocorrentes foi possível identificar e diferenciar essas macroformas de acordo com os critérios utilizados por MIALL (1994) e JONES *et al.*, (2001).

Dessa forma, quando o rumo da inclinação das superfícies que definem as macroformas tende a fazer um ângulo maior que 50 graus com a orientação das estratificações cruzadas locais (superfícies de 1.a e 2.a ordem) elas são macroformas de acréscimo lateral (LA).

Quando o rumo de inclinação das macroformas faz um ângulo menor que 50 graus com a orientação das estratificações cruzadas (superfícies de 1.a e 2.a ordem), essas são interpretadas como macroformas de acréscimo a jusante (DA).

Além da diferenciação entre as macroformas, a medição sistemática do rumo de inclinação dos *foresets* de estratificações cruzadas em diversos pontos da área de estudo, possibilitou a confecção de um mapa de paleocorrentes (Figura 29).

SEÇÃO AB-02

Localizada na Avenida Leopoldino de Oliveira, esquina com a Avenida José P. Camargo, em Uberaba (MG), a seção AB-02 (APÊNDICE 3) apresenta basicamente superfícies de 1.a, 2.a, 3.a e 4.a ordem. Essas superfícies delimitam principalmente as fácies **Aea**, **Cea** e **Fm**.

As superfícies de 1.a e 2.a ordem são representadas nessa seção por *foresets* de estratificações cruzadas de pequeno porte (1 metro de comprimento por 40 cm de altura), com direção de paleocorrente N 210, em média. Na porção basal da seção uma superfície de 2.a ordem delimita uma lente argilosa (fácies **Fm**).

As superfícies de 3.a ordem predominam nessa seção. Possuem forma côncava em direção ao topo com suaves inclinações, delineando superfícies erosivas e truncadas no topo por superfícies de 4.a ordem. As superfícies de 3.a ordem são aqui interpretadas como geradas a partir da mudança na orientação da macroforma e preenchimento de pequenos canais.

As superfícies de 4.a ordem apresentam-se sub-horizontais, suavemente convexas para o topo, marcadas por níveis argilosos e truncando as superfícies de 3.a ordem. São muito extensas e delineiam duas grandes macroformas de acréscimo à jusante (elemento DA).

SEÇÕES AB-03 e AB-04

As seções AB-03, AB-04 (APÊNDICE 3), estão localizadas em um corte na Avenida Dr. Rodolpho Borges Jr. (Via Verde), próximo ao Mirante e separadas entre si pelo vale do Rio Uberaba, no perímetro urbano de Uberaba (MG). Apresentam características muito semelhantes entre si. São constituídas basicamente das fácies **Aet**, **Aea**, **Aeh**, e, subordinadamente **Cea**.

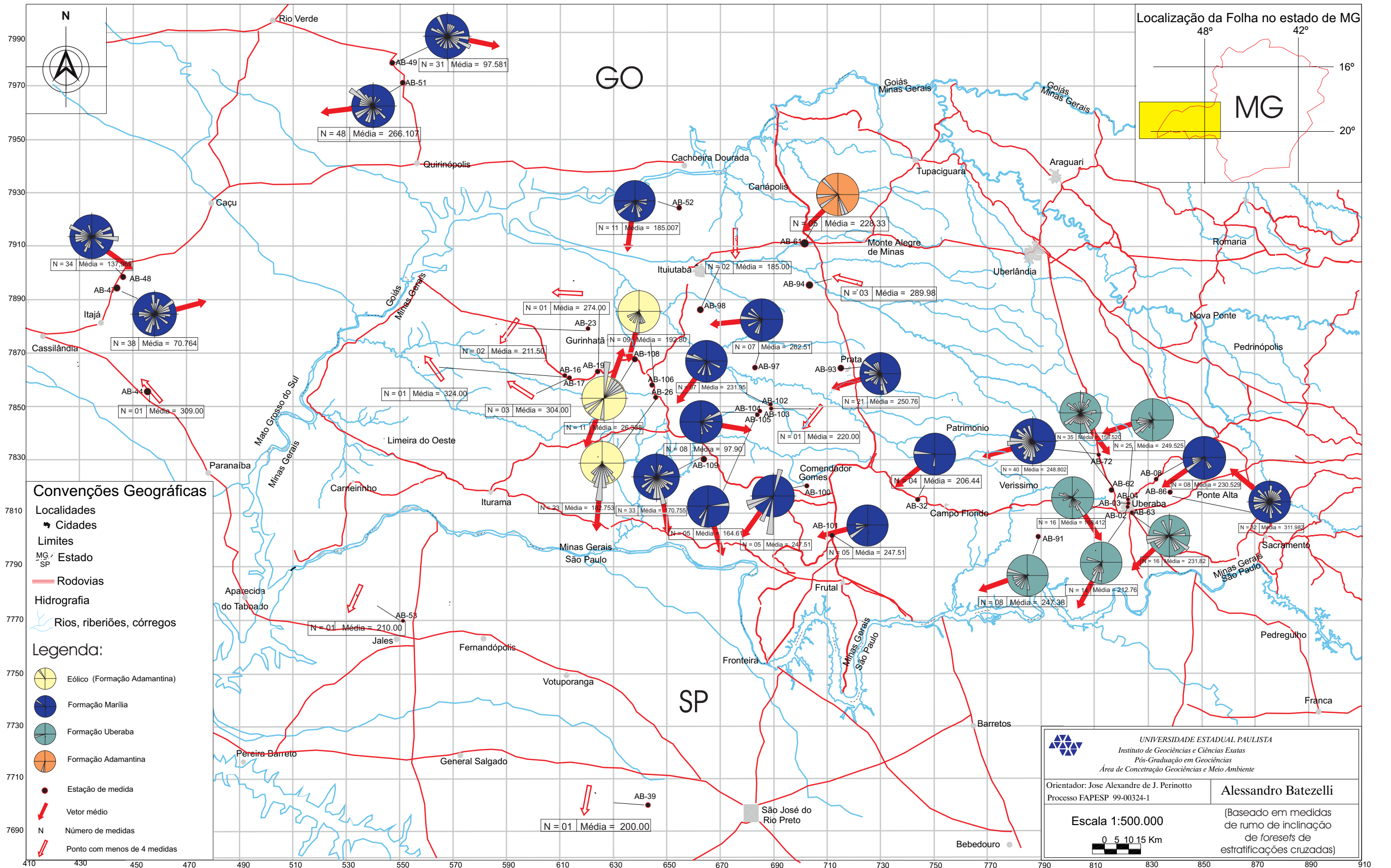


Figura 29 - Mapa de Paleocorrentes do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e Áreas Adjacentes.

Observa-se nessas seções um domínio de superfícies de 1.a ordem, representadas por estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, e superfícies de 2.a ordem que limitam os estratos com até 70 cm de espessura.

As superfícies de 3.a ordem possuem forma côncava para o topo, truncadas suavemente no topo por superfícies de 3.a e 4.a ordem, delimitando macroformas de acréscimo a jusante (elemento DA) com aproximadamente 1 metro de espessura e até 30 metros de comprimento. Internamente observam-se superfícies de 2.a ordem (inclinadas ou horizontais) que limitam estratos arenosos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas (superfícies de 1.a ordem). Essas superfícies possuem direção média N 168 com inclinações da ordem de 20°. Na base das superfícies de 3.a ordem é comum encontrar a fácies **Cea**.

SEÇÃO AB-62

Localizada na BR-050, à 300 metros do Rio Uberaba em direção à Uberlândia, ainda no perímetro urbano de Uberaba (MG), a seção AB-62 possui uma extensão de 120 metros com altura aproximada de 10 metros. Suas características faciológicas são muito semelhantes as encontradas nas seções AB-03 e AB-04, com predomínio das fácies **Aet** e **Aea**, e subordinadamente **Cea**.

As superfícies de 1.a e 2.a ordem guardam as mesmas características daquelas descritas para as seções AB-03 e AB-04.

Na seção AB-62 ocorrem macroformas de acréscimo a jusante com até 2 metros de espessura e 30 metros de comprimento.

Macroformas de acréscimo à jusante (elemento DA) são delimitadas na base por superfícies de 3.a ordem, côncavas para cima, com dimensões variadas (de metros a dezenas de metros). No topo são truncadas por superfícies de 4.a ordem, planas ou suavemente convexas para cima, podendo ser marcadas com delgados depósitos com granulometria fina.

No interior dessas macroformas de acréscimo lateral as superfícies de 2.a ordem marcam o limites de estratos arenosos com até 70 cm de espessura, e, normalmente, possuem inclinação acompanhado a geometria externa da macroforma. O caráter sub-horizontal da fácies **Aeh** é dado por extensas superfícies de 2.a ordem com inclinações suaves. O rumo da inclinação das superfícies que definem essas macroformas tende a fazer um ângulo maior que 50 graus com a orientação das estratificações cruzadas (superfícies de 1.a e 2.a ordem).

Quando o rumo de inclinação das macroformas faz um ângulo menor que 50 graus com a orientação das estratificações cruzadas (superfícies de 1.a e 2.a ordem), essas são interpretadas como

macroformas de acréscimo a jusante. Esse critério foi utilizado por MIALL (1994) e JONES *et al.* (2001).

As superfícies de 1.a ordem ocorrem no interior dos estratos e são representadas, principalmente, por estratificações cruzadas tabulares (fácies **Aet**). Também são encontradas estratificações cruzadas acanaladas (fácies **Aea**), com direção média de paleocorrente N 250.

As características dessas seções permitem interpretá-las como depósitos formados por elementos SB, CH, LA, DA, LS em um ambiente fluvial entrelaçado.

SEÇÃO AB-23a

Essa seção encontra-se localizada ao norte do município de Gurinhatã (MG), na estrada que liga essa ao Bairro do Grama (Campina Verde – MG), à aproximadamente 2 km de Gurinhatã.

As principais fácies que ocorrem são **Cmm**, **Am** e **Ceam**. Predominam superfícies de 3.a ordem com base erosiva e forma côncava para o topo. Essas superfícies se truncam mutuamente, formando um complexo de multicanais (Elementos CH).

As superfícies de 4.a ordem apresentam-se planas e se estendem por todo o afloramento, truncando suavemente algumas superfícies de 3.a ordem.

A associação de fácies (**Cmm**, **Am** e **Ceam**) e as características das superfícies de 3.a ordem permite interpretar os depósitos como formados por enxurradas efêmeras nas porções proximais de leques aluviais.

SEÇÃO AB-23b

Localizada à 500 metros da seção AB-23a, no topo da serra, em direção ao Bairro do Grama, a seção AB-23b (APÊNDICE 3) expõe basicamente a fácies **Am**. Essa fácies é limitada por uma superfície de 4.a ordem onde aparece uma camadal com 50 cm de argila (fácies **Fm**). Na porção superior do afloramento volta a ocorrer a fácies **Am**, muito cimentada por CaCO₃ e abundante em superfícies de 1.a e 2.a ordem. Essas características são típicas de depósitos finos de planície de inundação (Elemento OF).

SEÇÃO AB-32

A seção AB-32 com 3 metros de altura (APÊNDICE 3) está localizada na estrada que liga Comendador Gomes (MG) à Campo Florido (MG), a aproximadamente 4 km de Campo Florido. É constituída por depósitos arenosos (fácies **Am** e **Aea**) e conglomeráticos (fácies **Cea**).

Os estratos arenosos são delimitados na base, por superfícies de 3.a ordem, erosivas e côncavas para cima, típico de complexo de multicanais. A superfície de 4.a ordem no topo do afloramento é plana e trunca as superfícies de 3.a ordem (Elemento CH).

Dentro dos complexos de canais delineados pelas superfícies de 3.a ordem ocorrem superfícies de 1.a ordem, representadas por estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte com direção de paleocorrente N 270.

SEÇÃO AB-47

Localizada na Rodovia Itajá (GO)-Caçú (GO), a 3 km de Itajá na subida da serra, a seção AB-47 (APÊNDICE 3) apresenta uma superfície de 5.a ordem, plana, que a divide em 2 segmentos, da base para o topo. Da base à porção média da seção ocorrem as fácies **Cea**, **Alp** e **Am**. Superfícies de 1.a ordem são representadas por estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, com rumo de paleocorrente N 210. As superfícies de 2.a ordem são planas e pouco extensas, e delimitam as fácies. As superfícies de 3.a ordem têm forma côncava para o topo, são truncadas por superfícies de 4.a ordem, planas ou suavemente convexas para o topo (Elementos 1LS e 2LS com canais menores associados).

A superfície de 5.a ordem, que divide a seção em duas partes, provavelmente representa o término de um ciclo sedimentar.

No segmento superior do afloramento, observa-se um grande número de superfícies de 2.a e 3.a ordem. As superfícies de 2.a ordem são planas ou inclinadas segundo o rumo N 210 em média e delimitam as fácies **Cmg**, **Cea**, **Aea** e **Am**. As superfícies de 3.a ordem são côncavas para o topo e se truncam mutuamente, formando um complexo de multicanais (elementos CH menores).

SEÇÃO AB-48a

Localizada à 2 km da seção AB-47, na Rodovia Itajá – Caçú, em direção a Caçú (GO), as seções AB-48a e 48b (APÊNDICE 3) constituem um corte de afloramento com extensão total de 150

metros, expondo as fácies **Am**, **Aea**, **Cea** e **Cmm**. A seção foi dividida em duas devido à um longo trecho encoberto por vegetação.

Na seção AB-48a predominam superfícies de 3.a ordem. Essas superfícies possuem forma côncava para o topo delineando lentes arenosas com base conglomerática que se amalgamam. Algumas superfícies de 4.a ordem truncam suavemente essas superfícies de 3.a ordem. Superfícies de 2.a ordem são incipientes e delimitam variações faciológicas no interior das grandes lentes. Essas lentes são interpretados como formas de leito arenosas depositadas em canais com grande mobilidade lateral.

As medidas de direção dos *foresets* das estratificações cruzadas dessa seção (Figura 29), indicam transporte predominantemente para SW e SE.

SEÇÃO AB-48b

Na seção AB-48b (APÊNDICE 3), ocorrem principalmente superfícies de 1.a, 2.a e 3.a ordem.

As superfícies de 1.a ordem são representadas por planos de estratificações cruzadas com rumo N 210. As superfícies de 2.a ordem são suavemente inclinadas e delimitam as fácies **Cea**, **Cmm** e **Aea**.

Um complexo de multicanais é formado a partir das superfícies de 3.a ordem que se truncam mutuamente (elemento CH).

No topo da seção as superfícies de 4.a ordem delimitam macroformas de acréscimo a jusante (DA) com direção N 248.

As características dessas seções sugerem deposição em ambiente fluvial entrelaçado, provavelmente associado às porções proximais de leques aluviais.

SEÇÃO AB-49

A seção AB-49 está localizada à 30 km de Quirinópolis, na Rodovia Quirinópolis (GO) - Rio Verde (GO). Apresenta um predomínio das fácies **Cea**, **Cmg** e **Aea**, e subordinadamente, **Am** e **Alp**. O afloramento é marcado por 4 superfícies de 4.a ordem, retilíneas ou com suave convexidade para o topo, limitando 5 estratos rochosos com espessuras métricas. Provavelmente indicam migração de um lobo deposicional de leque aluvial.

No interior desses estratos são encontradas muitas superfícies de 3.a ordem com forma côncava para o topo, truncadas no topo pelas superfícies de 4.a ordem. O grande número de superfícies de 3.a ordem indica grande mobilidade dos canais.

Dentro dos corpos delimitados pelas superfícies de 3.a ordem observam-se superfícies de 2.a ordem, planas ou com leve inclinação segundo o rumo N 200 em média, que separam as litofácies. Muitas são erosivas.

As superfícies de 1.a ordem ocorrem em grande número e são representadas por *foresets* de estratificações cruzadas acanaladas. As medidas do rumo de inclinação desses *foresets* indicam transporte de norte para sul, variando nos quadrantes SE e SW (Figura 29).

As características faciológicas aqui observadas, juntamente com as formas de leito e superfícies hierárquicas, sugerem que esses depósitos teriam sido formados por um complexo de preenchimento de canais (elementos CH) e depósitos de barras clastosas (elemento GB). Esses depósitos de alta energia são característicos das porções proximais de leques aluviais.

SEÇÃO AB-86

Localizada na antiga cava da Pedreira Caieira em Peirópolis (MG), a seção AB-86 (APÊNDICE 3) possui 14 metros de altura por 60 metros de extensão. As fácies presentes nessa seção são: **Aea**, **Cea**, **Aet** e **Fs**.

A seção é marcada por um grande número de superfícies de 2.a ordem. Essas superfícies delimitam conjuntos de fácies constituído por **Cea** e **Aea/Aet** em ciclos granodecrescente ascendente. Possuem forma côncava para o topo e se truncam mutuamente formando um complexo de multicanais (Elementos CH menores).

No interior dos estratos delimitados pelas superfícies de 2.a ordem ocorrem muitas superfícies de 1.a ordem representadas por *foresets* de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. As medidas dos rumos de inclinação desses *foresets* indicam grande dispersão do fluxo (APÊNDICE 3).

As características faciológicas associadas às feições das superfícies de 2.a ordem desses depósitos, sugerem deposição por correntes fluviais entrelaçadas com caráter distributário, provavelmente integrando um sistema de leques aluviais.

SEÇÃO AB-101a e SEÇÃO AB-101b

Localizada na BR-153, no trecho entre Comendador Gomes e Frutal, à 20 km de Comendador Gomes (MG), a Seção AB-101 possui 230 metros de comprimento por 27 metros de espessura. Por motivos operacionais a seção foi dividida em duas: 101a e 101b (APÊNDICE 3).

Nessas seções predominam as fácies **Aea**, **Aet**, **Aeh** e **Cea**, e ocorrem superfícies de 1.a, 2.a, 3.a e 4.a ordem. Todas essas superfícies guardam as mesmas características daquelas observadas nas seções AB-03, AB-04 e AB-62.

As superfícies de 1.a ordem são representadas por estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, com direção de paleocorrente N 240.

As superfícies de 2.a ordem são planas ou suavemente inclinadas, limitando as fácies em estratos com até 80 centímetros de espessura.

As superfícies de 3.a ordem possuem forma côncava para o topo, truncadas no topo por superfícies de 3.a e 4.a ordem, delimitando macroformas de acréscimo a jusante (DA) com aproximadamente 1 metro de espessura e até 30 metros de comprimento. Internamente observam-se superfícies de 2.a ordem (inclinadas ou horizontais) que limitam estratos arenosos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas (superfícies de 1.a ordem).

As superfícies de 4.a ordem são convexas para cima com comprimento da ordem de dezenas de metros, e delimitam as macroformas de acréscimo a jusante (DA). As características dessas seções permitem interpretá-las como depósitos constituídos por elementos SB, CH, DA, LS em um ambiente fluvial entrelaçado.

SEÇÃO AB-109

A seção AB-109 (APÊNDICE 3) está localizada na Rodovia Campina Verde (MG) – Comendador Gomes (MG) à 5 km de Campina Verde (MG). Possui 110 metros de extensão por 23 metros de altura, expondo as fácies **Am**, **Cmm**, **Aea** e **Cea**.

O afloramento é marcado por 2 superfícies de 5.a ordem, planas, que dividem a seção em 3 segmentos. Na porção basal a superfície de 5.a ordem delimita o topo de um estrato de arenito maciço (fácies **Am**), com camadas conglomeráticas.

Na porção intermediária, as superfícies de 5.a ordem delimitam um estrato areno-conglomerático (fácies **Cea**, **Cmm** e **Aea**) onde concentram-se as superfícies de 4.a, 3.a e 2.a e 1.a ordens.

Na porção superior a superfície de 5.a ordem delimita a base de um estrato arenoso maciço (fácies **Am** e **Cmm**), semelhante ao estrato basal.

A superfície de 4.a ordem ocorre na porção média da seção. Possui forma plana e trunca as superfícies de menor ordem. Essa superfície delimita o topo de macroformas de acréscimo lateral

(elemento LA) com direção média em torno N 20 (ângulo maior que 50° em relação às medidas de rumos dos *foresets* das estratificações cruzadas – Figura 29).

Muitas superfícies de 3.a ordem ocorrem na porção média da seção. Possuem forma côncava para o topo e delimitam a base de macroformas de acréscimo lateral (elemento LA) e um canal (elemento CH, com eixo N 20).

No topo são truncadas por uma superfície de 4.a ordem plana, marcada por delgado nível de paleossolo (40 cm).

No interior dessas macroformas de acréscimo lateral (elemento LA) as superfícies de 2.a ordem marcam o limites de estratos arenosos com até 40 cm de espessura, e normalmente, possuem inclinação acompanhado a geometria externa da macroforma.

As superfícies de 2.a ordem também possuem inclinações suaves e delimitam pequenos ciclos granodecrescentes ascendentes, tabulares, com espessura de até 30 cm.

As superfícies de 1.a ordem se concentram na porção média do afloramento. São representadas por estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (até 1 metro de comprimento por 40 cm de altura), com direções de paleocorrente variando de SW para SE (Figura 29).

As características dessa seção, juntamente com os dados de paleocorrente (caráter distributário), permitem interpretá-la como depósitos formados a partir de ciclos fluviais intermitentes (entrelaçados) associados às porções intermediárias de um sistema de leques.

IX.7 – Ambientes de Sedimentação e Sistemas deposicionais do Grupo Bauru

A partir do reconhecimento das fácies e conjunto de fácies que compõem as unidades do Grupo Bauru na área de estudo, e, da análise de elementos arquitetônicos, foi possível constatar que os processos sedimentares que atuaram no sítio deposicional variavam de baixa a alta energia.

As estruturas sedimentares, aspectos texturais, espessura e geometria dos corpos descritos para essa unidade são característicos de depósitos lacustres, fluviais e aluviais.

As fácies **Cmm**, **Cmg** com gradação normal ou inversa, em seqüências espessas (acima de 1 metro – Região de Gurinhatã, Canápolis e Prata - pontos AB-23, AB-94, AB-49, AB-52 - APÊNDICES 1 e 2) são características de fluxos de massa e fluxos de detritos associados a eventos de sedimentação rápida e de alta energia (processos gravitacionais), típicos de porções proximais de leques aluviais, onde a inclinação é maior que 5 ° (GALLOWAY & HOBDA, 1983) (Figuras 30 e 31).

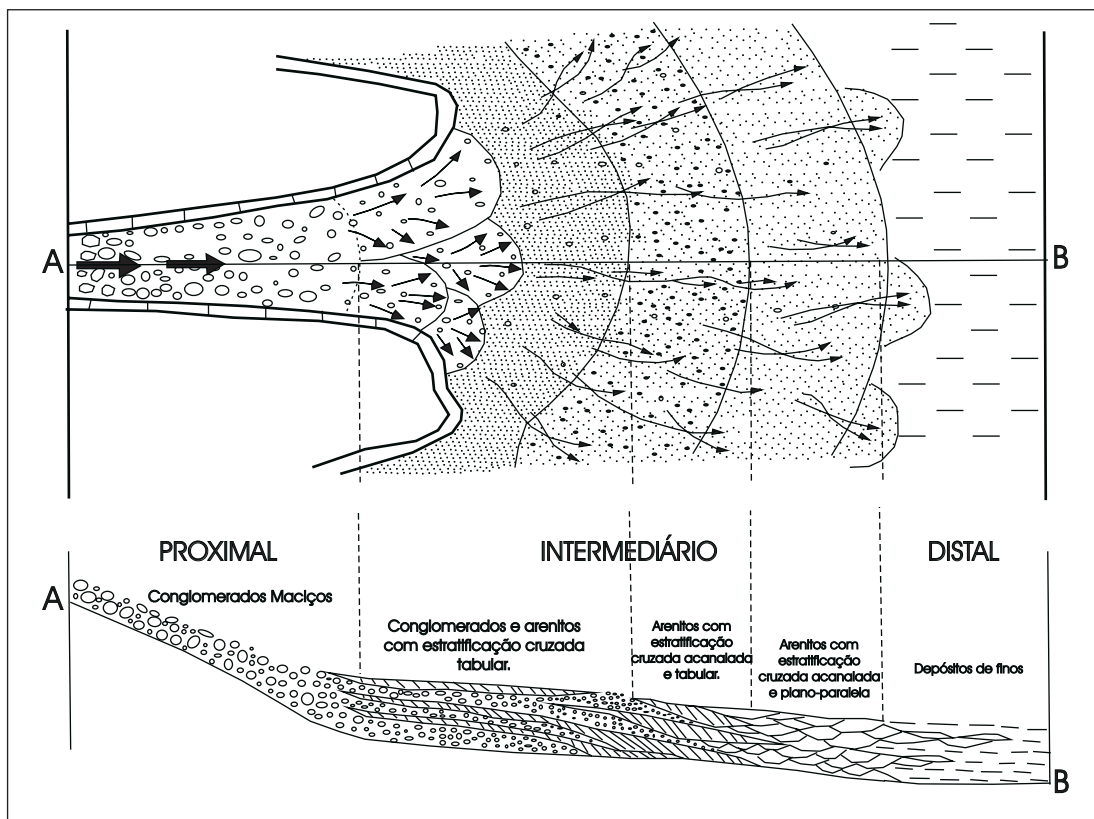


Figura 30 – Visão em planta e perfil longitudinal idealizado de um sistema de leque aluvial. Arenito cambriano, Van Horn (GALLOWAY & HOBDA, 1983 - Modificado).

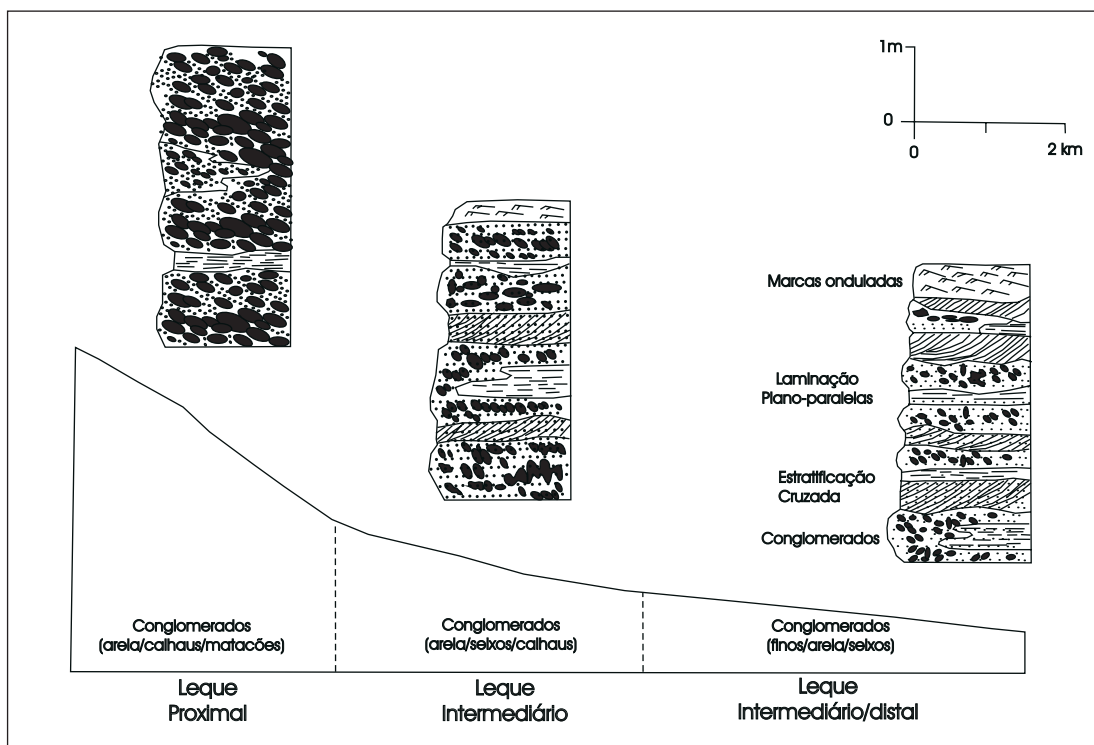


Figura 31 – Diminuição do tamanho dos clastos de um leque, acompanhando a redução do gradiente (GALLOWAY & HOBDA, 1983).

Quando as fácies **Cmm** e **Cmg** são pouco espessas (< 1 metro), associadas à base de grandes lentes arenosas (fácies **Am** > 1 metro) podem ser interpretadas como depósitos aluviais canalizados de porção proximal a intermediária de leques aluviais (região de Comendador Gomes, Patrimônio do Rio do Peixe, pontos AB-100 e AB-80 APÊNDICES 1 e 2). Espessos estratos dessas fácies são encontrados também em subsuperfície associados às fácies **Am**.

As fácies **Ceag** e **Ceam** podem ocorrer associadas às fácies **Cmm** e **Cmg** nas porções proximais a intermediárias de leques aluviais, onde o fluxo é menos viscoso, com formação de depósitos canalizados. No entanto, quando pouco espessas (< 1 metro), formando corpos lenticulares e feições acanaladas associadas às fácies **Am**, **Aea** e **Aet**, podem ser interpretadas como depósitos tipo *lag*, que é uma feição típica de depósitos de barras longitudinais de ambiente fluvial (MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b). Essas feições normalmente se desenvolvem em ambientes fluviais tipo entrelaçado nas porções intermediárias a distais de sistemas aluviais (Figuras 27, 28, 30 e 31).

Na região de Quirinópolis (GO) (ponto AB-49 -APÊNDICES 1 e 2), a fácies **Cea** está associada às fácies **Cmm**, **Cmg**, **Am** e **Aea**, formando um estrato com mais de 20 metros de espessura. Nesse ponto são comuns feições deformacionais (injeções de areia), gradação normal e inversa, indicativo processos gravitacionais. As estratificações cruzadas acanaladas dessa fácies são típicas de depósitos de barras clastosas longitudinais (MIALL, *op. cit.*) (Figura 28). Acima desse nível, afloram 20 metros de arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada (fácies **Aea**) e conglomerados com estratificação cruzada acanalada e feições acanaladas. Essa sucessão indica diminuição de energia para o topo da seqüência, com organização dos fluxos em canais confinados com alta taxa de migração lateral.

As fácies **Ceag** e **Ceam** em seqüências com granodecrescência ascendente podem representar depósitos de canais ativos com alta taxa de migração lateral (MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b), com diminuição gradual de energia em direção ao topo da seqüência, típicas de ambiente fluvial entrelaçado, em porções mais distais do sistema de leques (Região de Honorópolis, Gurinhatã, Peirópolis, Ponte Alta, Conceição das Alagoas, Prata e Canápolis no Triângulo Mineiro e na região de Itajá e Caçú em Goiás - pontos AB-19, AB-25, AB-47, AB-48, AB-86, AB-38, AB-87, AB-88, AB-91, AB-23, AB-98, AB-52 – APÊNDICES 1 e 2).

Na região de Uberaba e Peirópolis (pontos AB-08, AB-38 e AB-86 - Membro Serra da Galga da Formação Marília - APÊNDICES 1 e 2), as fácies **Ceam** e **Ceag** sobrepõem de forma erosiva e abrupta a fácies **Aea** (Formação Uberaba). A fácies **Aea** nesse ponto é interpretada como depósitos arenosos depositados por correntes unidirecionais em ambiente fluvial entrelaçado. A sobreposição das fácies **Ceam** e **Ceag** sobre a fácies **Aea** é indicativa de aumento de energia no sistema, seja pela

migração lateral de canais ativos, ou por progradação de fácies proximais aluviais sobre as distais devido ao incremento da área fonte.

Embora o contato entre essas unidades seja abrupto, admite-se que não tenha ocorrido um hiato de tempo entre sua deposição. A análise petrográfica constatou diminuição gradual na porcentagem de fragmentos líticos de composição básica, grãos instáveis e argila mecanicamente infiltrada em direção ao topo da Formação Uberaba. Por outro lado, ocorre aumento gradual na cimentação carbonática (Lâminas DRAB-87-1, DRAB-87-2, DRAB-87-3 – Formação Uberaba; DRAB-87-4 – Formação Marília).

A fácies **Cetg** ocorre associada às fácies **Cmm**, **Cmg** e **Cea** na região de Ituiutaba (MG) e Quirinópolis (GO) (pontos AB-98 e AB-49 - APÊNDICES 1 e 2), representando um estágio de alta energia em que se formaram depósitos de barras clastosas longitudinais (elemento GB de MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b) em que as cristas das ondulações migraram de forma retilínea, perpendicular a direção do fluxo (Figura 32).

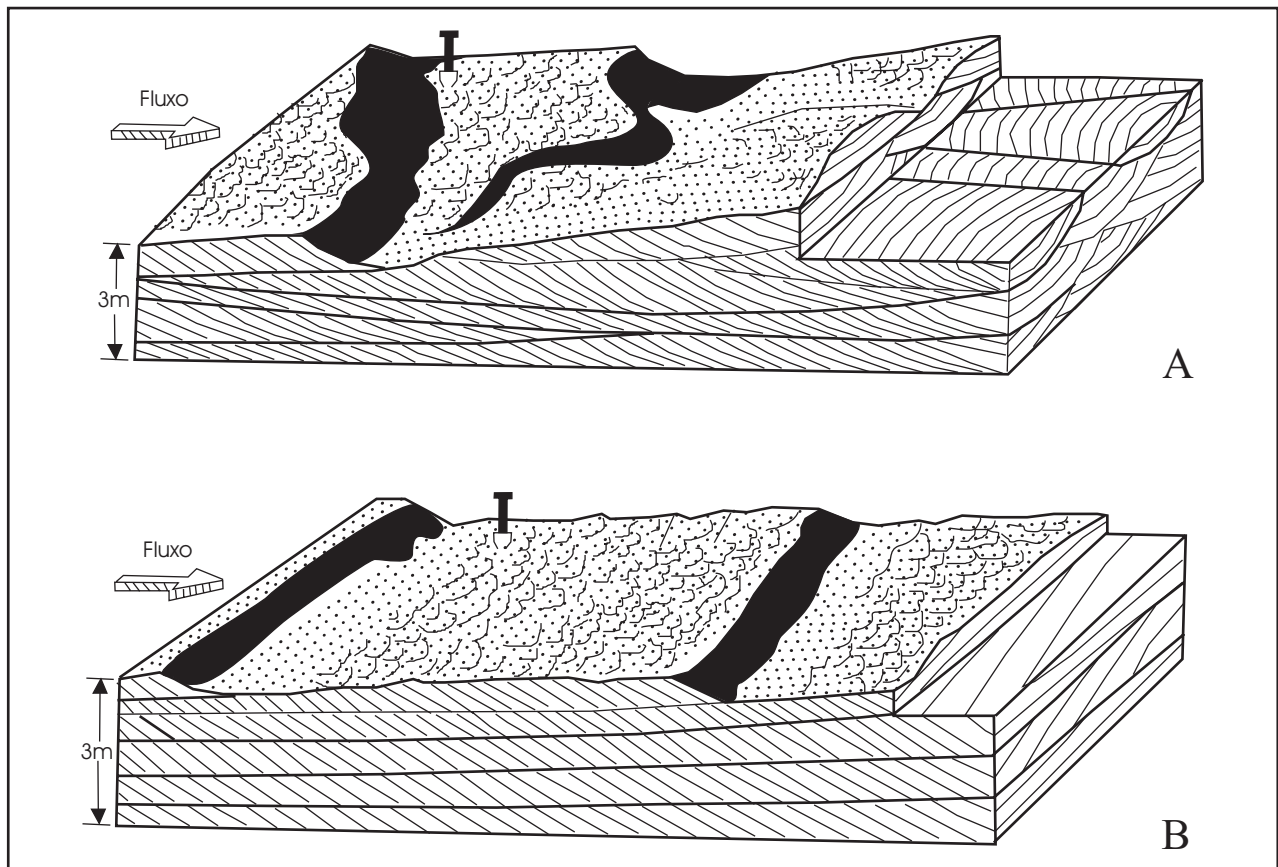


Figura 32 – Relação entre formas de leito e estruturas sedimentares. (A) dunas linguóides e estratificações cruzadas acanaladas. (B) “ondas de areia” e estratificações cruzadas tabulares (HARMS *et al.*, 1975, *apud* MIALL, 1984)

A fácies **Am** normalmente ocorre em espessos estratos (> 2 metros) com forma lenticular, por vezes amalgamadas, com clastos dispersos e icnofósseis do tipo tubos verticais (marcas de raiz). É comum a associação com as fácies **Cmm** e **Cmg**. Pode ser interpretada como depósitos de barras arenosas transportadas por fluxos de massa poucos viscosos sob condições de alta energia, em porções intermediárias a distais do sistema de leques (elementos SB).

A falta de estruturas sedimentares pode ser explicada pela exposição subaérea dessas barras em porções mais distais do leque, permitindo assim o desenvolvimento de calcretes pedogenéticos, obliterando as estruturas primárias. Essas feições foram comprovadas na análise petrográfica.

A sucessão de fácies **Cmm** e **Cmg** na base de espessas seqüências de **Am** (com tubos no topo), com repetição cíclica indica pulsos de sedimentação esporádica. Ao fim de cada ciclo, haveria um período em que os sedimentos ficariam expostos aos efeitos do intemperismo e atividade de organismos (plantas). No ciclo seguinte, outra sucessão de fácies **Cmm**, **Cmg** e **Am** se depositaria sobre o anterior, e assim sucessivamente, gerando espessos estratos. Exemplos dessa sucessão de fácies, mostrando vários ciclos de sedimentação, podem ser observados na região centro oeste do Triângulo Mineiro (pontos AB-23, AB-52, AB-70, AB-07, AB-19, AB-45, AB-46, AB-88, AB-81, AB-89, AB-97, AB-100 - APÊNDICES 1 e 2).

Em subsuperfície, a fácies **Am** ocorre principalmente associada às fácies **Cmm** e **Fm**. Quando associada à fácies **Cmm**, a fácies **Am** pode representar depósitos de fluxos de detritos resultantes de sedimentação por processos gravitacionais nas porções proximais dos leques. Associada à fácies **Fm**, representaria depósitos de fluxos turbulentos diluídos que adentravam o sistema lacustre terminal em porções distais do sistema de leques. Essas interpretações são hipotéticas e fundamentadas a partir das observações e correlações com os dados de afloramento, uma vez que os dados de subsuperfície disponíveis não possuem detalhes suficientes, capazes de afirmar por si só essas interpretações.

A fácies **Aea** pode ser gerada em vários ambientes no sistema aluvial. Associada às fácies **Ceam** e **Cmg** em ciclos granodecrescentes ascendentes, essa fácies é típica de depósitos de preenchimento de canais ativos.

Nas regiões de Uberaba, Peirópolis, Prata e Gurinhatã, no Triângulo Mineiro, e Itajá em Goiás (pontos AB-02, AB-03, AB-04, AB-23, AB-38, AB-47, AB-48, AB-62, AB-63, AB-72, AB-86, AB-87, AB-88, AB-97, AB-98, AB-101 - APÊNDICES 1 e 2), a fácies **Aea** é interpretada como resultante de transporte de sedimentos por correntes unidirecionais, canalizadas, em regime de fluxo inferior, onde as cristas das ondulações migram de forma sinuosa. Essa feição, quando associada às fácies **Aet**, formando corpos tabulares ou barras amalgamadas, é típica de ambiente fluvial entrelaçado, nas porções intermediárias a distais do sistema de leques aluviais, onde os canais são pouco confinados e

rasos, responsáveis pelos depósitos de acréscimo lateral (elemento LA) e a jusante (elemento DA) (MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b) (Figuras 30 e 31).

A fácies **Aeab** é indicativa de diminuição da energia deposicional. Normalmente estão no topo de seqüências granodecrescentes ascendentes sob condições de regime de fluxo inferior. Associada às fácies **Ceag**, **Ceam** e **Aea** em sua base, e **Alp** e **Fs** no topo, a fácies **Aeab** é diagnóstica de depósitos de barra em pontal de ambiente fluvial meandrante, de porções distais do sistema aluvial (região de Fernandópolis e Votuporanga em São Paulo, região de Conceição das Alagoas, Prata e Ituiutaba em Minas Gerais - pontos AB-11, AB-57, AB-91, AB-93, AB-94 e AB-97 – APÊNDICES 1 e 2).

Na região de Prata (MG) (ponto AB-97 – APÊNDICES 1 e 2), a fácies **Aeab** é sobreposta por um estrato com 8 metros de espessura da fácies **Am** com tubos no topo, seguido das fácies **Cea**, **Aea** em ciclos granodecrescentes ascendentes, barras amalgamadas e macroformas de acréscimo lateral (Elemento LA) (MIALL, *op. cit.*). Por fim, todo esse conjunto é sobreposto por um estrato arenoso maciço (fácies **Am**). Essa sucessão de fácies é aqui interpretada como o avanço de fluxos de detritos de porções proximais a intermediárias sobre depósitos canalizados intermediários a distais de sistemas aluviais.

A fácies **Aet**, resultante da migração de dunas com crista retilínea, ocorre associada às fácies **Ceag**, **Aea** (Região de Uberaba e Prata - pontos AB-03, AB-04, AB-62, AB-63, AB-98 e AB-101 - APÊNDICES 1 e 2). Com forma tabular, esses corpos arenosos podem ser interpretados como depósitos de barras longitudinais em ambiente fluvial tipo entrelaçado. Geralmente estão associadas a macroformas de acréscimo a jusante (MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b) (Figuras 30 e 31).

Tanto a fácies **Aea** como **Aet** podem fazer parte do elemento arquitetônico SB (formas de leito arenosas) propostos por MIALL (*op. cit.*), para depósitos fluviais (Figuras 26 e 30).

Nas porções terminais das barras longitudinais, as formas de acréscimo lateral, que compreendem as fácies **Aet** e **Aea**, tendem a diminuir seu porte. Fluxos laminares de alta energia modelam o fundo arenoso gerando ondulações suaves de comprimento de onda muito grandes. Nessas porções terminais de barras desenvolve-se a fácies **Aeh**. Em alguns pontos, onde a superfície de deposição é plana, chegam a formar extensos estratos subhorizontais (regiões de Uberaba – MG e Itajá – GO - pontos AB-62, AB-47 – APÊNDICES 1 e 2). Essa feição pode evoluir para lençóis de areia laminado (MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b) (Figuras 26 e 30).

Em quase toda a área de estudo constata-se a presença das fácies **Aea** e **Aet** com estratificações cruzadas de pequeno a grande porte (1 a 4 metros de comprimento) e alto ângulo de inclinação dos *foresets* (entre 25 e 30°) (AB-13, AB-14, AB-16, AB-18, AB-22, AB-26, AB-42 – APÊNDICES 1 e 2). Essas estratificações cruzadas são características de retrabalhamento eólico dos sedimentos.

A gênese dessa fácies é interpretada como resultante da ação de ventos que retrabalharam depósitos arenosos da planície aluvial, a partir de sua exposição em períodos de seca.

Nos perfis AB-22 e AB-26, com depósitos eólicos na base (fácies **Aea** e **Aet**, respectivamente – APÊNDICES 1 e 2) passando para depósitos flúvio-aluviais em direção ao topo, é possível constatar um empilhamento de fácies do tipo granocrescente ascendente, denotando, assim, uma progradação de fácies proximais sobre as fácies distais do sistema aluvial. Esses depósitos encontram-se em posição estratigráfica superior aos depósitos lamíticos que ocorrem na região de Gurinhatã (MG) (fácies **Fm**, **Fma** e **Fs** – pontos AB-20, AB-21, AB-27 e AB-28 – APÊNDICES 1 e 2).

A fácies **Alp** em muitos pontos da área de estudo é característica de regime de fluxo inferior. Ocorre associada às fácies **Ceam** e **Aea** em ciclos granodecrescentes ascendentes de feições acanaladas, aqui interpretadas como depósitos de canais ativos de ambiente fluvial entrelaçado (AB-47– APÊNDICES 1 e 2). No ponto AB-11 (APÊNDICE 1) está associada às fácies **Aeab** e **Fs**, e é interpretada como depósito de barra em pontal em ambiente fluvial meandrante psamítico de porções distais do sistema aluvial.

No entanto, a fácies **Alp** ocorre com maior frequência associada às fácies **Ao** e **Fs**. Suas características texturais, estruturas sedimentares, distribuição lateral e espessura indicam deposição sob condições de baixa energia (regime de fluxo inferior). Essa fácies é aqui interpretada como resultante de depósitos subaquosos, provavelmente em um sistema lacustre, nas porções distais do sistema de leques aluviais (Região de Gurinhatã – MG, Paranaíba – MS e Jales – SP – pontos AB-20, AB-42, AB-55 – APÊNDICES 1 e 2).

A fácies **Ao** apresenta características de deposição sob regime de fluxo inferior em ambiente de baixa energia. Ocorre associadas às fácies **Alp**, **Fs**, **Fm** e **Fma**. Uma importante característica é a presença de tubos de raiz e gretas de ressecamento que indicam exposição subaérea. Essa fácies pode ser interpretada como produto de deposição em planícies de inundação (elemento OF de MIALL, 1985 e MIALL, 1988a e b) ou de margem de lago, também nas porções distais do sistema de leques (região de Quirinópolis – GO – ponto AB-50 – APÊNDICES 1 e 2).

A fácies **Ar** constitui depósitos pouco espessos (até 3 metros). Constituída de arenito na base com gradação para lamitos no topo, formando estratos com até 40 cm de espessura que se repetem de forma rítmica. Essa fácies indica processos sedimentares episódicos com diminuição de energia gradual, típicos de depósitos formados a partir de fluxos de turbidez pouco viscosos (Figura 33).

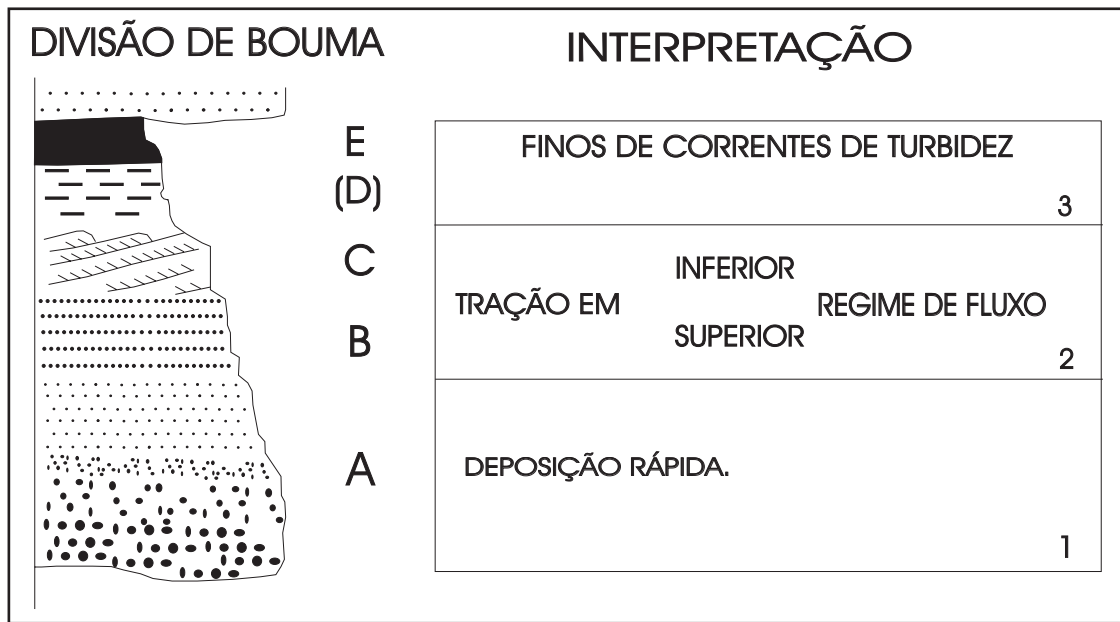


Figura 33 – Interpretação hidráulica da seqüência turbidítica de Bouma (WALKER, 1978).

Na região de Uberaba (MG) (ponto AB-62 – APÊNDICES 1 e 2), a fácies **Ar** ocorre associada à fácies **Fm** em sua base, e à fácies **Aea** no topo. Essa associação pode indicar a presença de uma área rebaixada onde os fluxos turbulentos descarregavam sua carga sedimentar em períodos de enchentes (depósitos de inunditos segundo DELLA FAVERA, 1984). A baixa maturidade textural e mineralógica constatada através da análise petrográfica reforça tal interpretação (Lâmina DRAB-62).

Próximo a Prata (MG) (ponto AB-61 - APÊNDICES 1 e 2) a fácies **Ar** possui textura mais grossa (areia fina a argilito), porém, sua proximidade com depósitos de baixa energia (fácies **Cea**, **Aea**, **Aeab**, **Alp**, **Fm**, **Fs**, **Fma**) sugere a hipótese de se tratar de depósitos gerados por fluxo de turbidez em ambiente subaquoso. Além disso, os sedimentos apresentam maior maturidade textural e mineralógica.

A fácies **Fm** no topo de seqüências arenosas ou intercaladas a elas (fácies **Am** e **Aea**) indica diminuição de energia durante a deposição. A associação faciológica, empilhamento e distribuição lateral são características de depósitos formados em pequenas planícies fluviais (elemento OF de MIAL, 1985 e MIAL, 1988a e b) ou baixios interdunas. A alta mobilidade dos canais, não permitiria o desenvolvimento de grandes e extensas planícies. Isso explica a restrita ocorrência dessa fácies associada aos estratos arenosos.

A presença de argila mecanicamente infiltrada constatada através da análise petrográfica nos arenitos das formações Uberaba e Marília, provavelmente teve sua origem a partir desses depósitos (Lâminas DRAB-01, DRAB-62, DRAB-63, DRAB-69 e DRAB-87-1).

Em subsuperfície, foi constatada grande espessura da fácies **Fm**, principalmente na área da depressão de Gurinhatã (poços Gur-01, Pra-01, Car-01, Itu-03, Itu-01, Hon-01, LDO-01 – APÊNDICE 2). Suas características texturais, espessura, associação com as fácies **Alp**, **Fm**, **Fs**, **Fma**, sugerem que a fácies **Fm** seja resultante de uma sedimentação subaquosa de baixa energia, em um ambiente lacustre.

Os dados de paleocorrentes das fácies **Aea** e **Aet**, que indicam transporte sedimentar de leste/nordeste para oeste/sudoeste na porção oriental do Triângulo Mineiro, e de norte/noroeste para sul/sudeste na porção setentrional da área de estudo (Figura 29), são fortes indícios de que o ambiente lacustre, que deu origem aos espessos depósitos da fácies **Fm**, caracterizaria o nível de base local para sedimentação.

Juntamente com a fácies **Fm**, a fácies **Fma** teve sua gênese a partir de processos de baixa energia em ambiente lacustre. As camadas e lentes de arenito são interpretados como produtos da atuação de fluxos sedimentares diluídos que adentravam o corpo aquoso sob a forma de lobos de suspensão, provavelmente em períodos de enchente.

Na região de Patrimônio do Rio do Peixe (MG) (pontos AB-79 e AB-80 – APÊNDICES 1 e 2) a fácies **Fma** ocorre associada às fácies **Alp** e **Aeab**. As características petrográficas encontradas nas lentes arenosas dessa fácies (Lâmina DRAB-79) são semelhantes àquelas encontradas nas lâminas confeccionadas para a Formação Uberaba na região homônima. Esses dados, associado aos dados de paleocorrente (Figura 29) e ao empilhamento granocrescente ascendente encontrado na seção AB-79 (APÊNDICE 2), sugerem que a fácies **Fma** seja produto da interdigitação dos depósitos arenosos advindos de leste (fácies **Aea** e **Aet** - Formação Uberaba) com os depósitos finos a oeste (fácies **Fm** – Formação Adamantina), em um processo de colmatação do sistema lacustre pelos depósitos fluviais.

Situação análoga é encontrada na região de Gurinhatã (MG) (ponto AB-28 – APÊNDICES 1 e 2). A fácies **Fma** ocorre associada às fácies **Aea**, **Am**, **Cea** e **Cmm**, com empilhamento granocrescente ascendente.

A fácies **Fs** ocorre como finas camadas no topo de seqüências granodecrescentes ascendentes de feições acanaladas, e assim como a fácies **Fm**, indica diminuição de energia durante a deposição em canais ativos e inativos. Segundo MIALL (1985) e MIALL (1988a e b) essa fácies é característica de depósitos de finos de planície de inundação (elemento OF).

As grandes espessuras dessa fácies, laminação plano-paralela e associação com as fácies **Fm** e **Fma**, principalmente na região de Gurinhatã (MG), são fortes evidências de sedimentação subaquosa de baixa energia por processo de decantação em ambiente lacustre.

Com relação à fácies **Lm**, suas características texturais e mineralógicas, espessura, distribuição lateral, associação com as fácies **Cmm**, **Cea**, **Am**, **Aea** e **Fs**, indicam que se tratam de depósitos

siliciclásticos (fácies **Aea** e **Am**) que sofreram transformação secundária dos minerais de seu arcabouço durante a diagênese (formação de calcretes).

A origem desses calcários do Grupo Bauru tem sido alvo de constantes discussões nas últimas décadas. Os dados obtidos na presente tese atestam que o processo de calcretização se deu de forma seletiva, em camadas areno-conglomerático da Formação Marília, gerando corpos lenticulares, descontínuos, orientados segundo a direção NW, na área da Depressão de Uberaba. Essas características sugerem que a gênese da fácies **Lm** (Membro Ponte Alta) estaria relacionada a uma calcretização por águas subterrâneas (SILVA *et al.*, 1994 e ALVES & GOMES (1995), condicionada por uma elevação no nível do lençol freático durante formação da Depressão de Uberaba, em uma época em que imperava clima árido/semi-árido.

Com base no que foi exposto propõe-se como modelo deposicional um sistema de leques aluviais, dominados por rios entrelaçados com baixa sinuosidade, com desembocadura em um nível de base provavelmente lacustre (STANISTREET & McCARTHY, 1993).

Esse modelo é muito semelhante com o sistema aluvial Huesca, na Bacia de Ebro (Espanha), onde os canais fluviais entrelaçados possuem caráter distributário, evoluindo a partir de leques que adentram a bacia de sul para norte, vindos dos Pirineus (HIRST, 1991).

Os elementos arquitetônicos dos depósitos arenosos do Grupo Bauru se assemelham muito aos descritos por BROMLEY (1991), na Formação Kayenta, no Colorado (USA) e aos depósitos da Formação Rio Vero, nos Pirineus, Espanha, descritos por JONES *et al.* (2001), ambos associados a porções intermediárias a distais de sistemas de leques aluviais.

Um exemplo desse tipo de sedimentação em sistemas de leques aluviais dominados por rios entrelaçados ocorre atualmente na borda sul do deserto de Gobi, Gansu, na China (ASSINE, *em preparação*).

A paleogeografia do Grupo Bauru compreenderia ainda, um sistema lacustre que funcionava como nível de base para a sedimentação desses leques, e retrabalhamento eólico ao longo das planícies.

X – ANÁLISE DE BACIA

X.1 – Correlação Estratigráfica

A partir da análise de fácies foi possível identificar 5 associações de fácies que indicam, através de seus atributos, 5 ambientes deposicionais geneticamente relacionados e que estão sendo apresentadas com a denominação : **Associação 1** (ou *Associação de fácies lacustre*); **Associação 2** (ou

Associação de fácies fluvial meandrante); **Associação 3** (ou *Associação de fácies fluvial entrelaçado*); **Associação 4** (ou *Associação de fácies de leque intermediário*); e **Associação 5** (ou *Associação de fácies de leque proximal*) (Figuras 30 e 31). O quadro 6 mostra a relação entre as fácies, associações de fácies, ambientes deposicionais, unidades litoestratigráficas e áreas de ocorrência.

A identificação dessas associações, tanto nas seções colunares de afloramento como de subsuperfície, permitiu sua correlação através de 11 seções estratigráficas (Figuras 34 a 44). Além dessas seções, foram confeccionados também 4 diagramas estratigráficos em 3 dimensões (“tipo cerca”), onde é possível observar distintos empilhamentos litoestratigráficos nas áreas de maior espessura do Grupo Bauru (Figuras 45 a 48).

Associação de Fácies	Fácies	Sistema Depositional	Subsistemas	Ambientes Depositionais	Litoestratigrafia	Áreas de ocorrência	
Associação 5	Cmg, Cmm, Ceag, Cetg, Lm, Am.	Aluvial	Proximal	Leque Aluvial	Formação Marília	Quirinópolis (GO), Canápolis, Prata, Ponte Alta, Uberaba, Frutal (MG).	
Associação 4	Cmm, Ceam, Am.		A Intermediário				
Associação 3	Ceam, Am, Aea, Aet, Aeh.		Intermediário	Fluvial Entrelaçado	Formações Marília e Uberaba		Frutal, Ituiutaba, Comendador Gomes e Uberaba (MG)
Associação 2	Ceam, Am, Aea, Alp, Fm, Fma.		Intermediário a Distal	Meandrante Psamítico	Formação		Prata, Conceição das Alagoas, Limeira D'Oeste (MG), Fernandópolis (SP).
Associação 1	Aeag, Ar, Ao, Fm, Fma, Fs.	Lacustre	Distal	Lacustre	Adamantina (Araçatuba)	Gurinhata, Limeira D'Oeste, União de Minas (MG), Jales (SP).	

Quadro 6 – Síntese das principais características das associações de fácies do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG) e áreas adjacentes.

LEGENDA:

- Associação de fácies 4 (Aluvial intermediário)
- Associação de fácies 2 (Fluvial meandrante psamítico)
- Associação de fácies 1 (Lacustre)
- Conglomerado
- Arenito
- Siltito/argilito
- Estratificação cruzada
- Barras amalgamadas

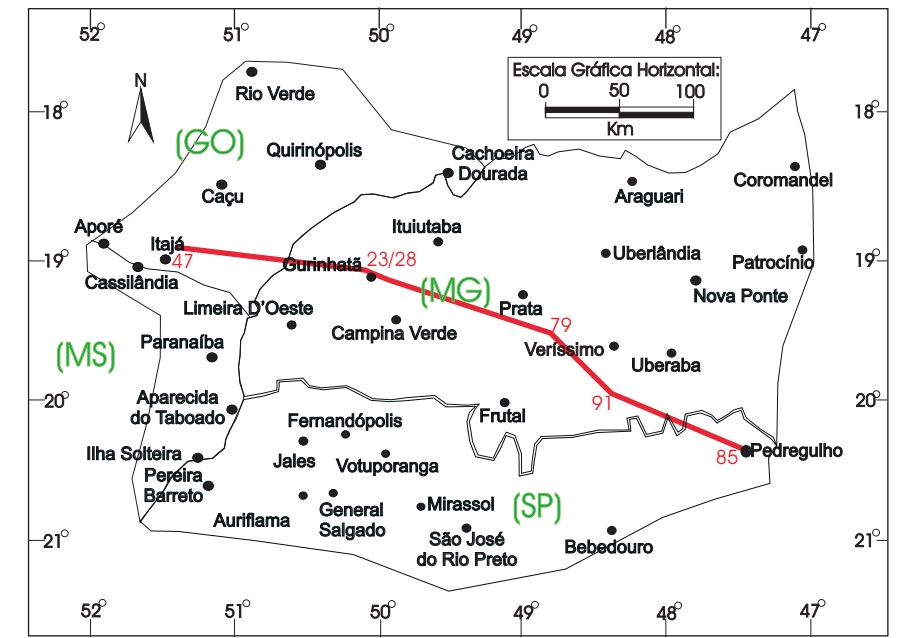
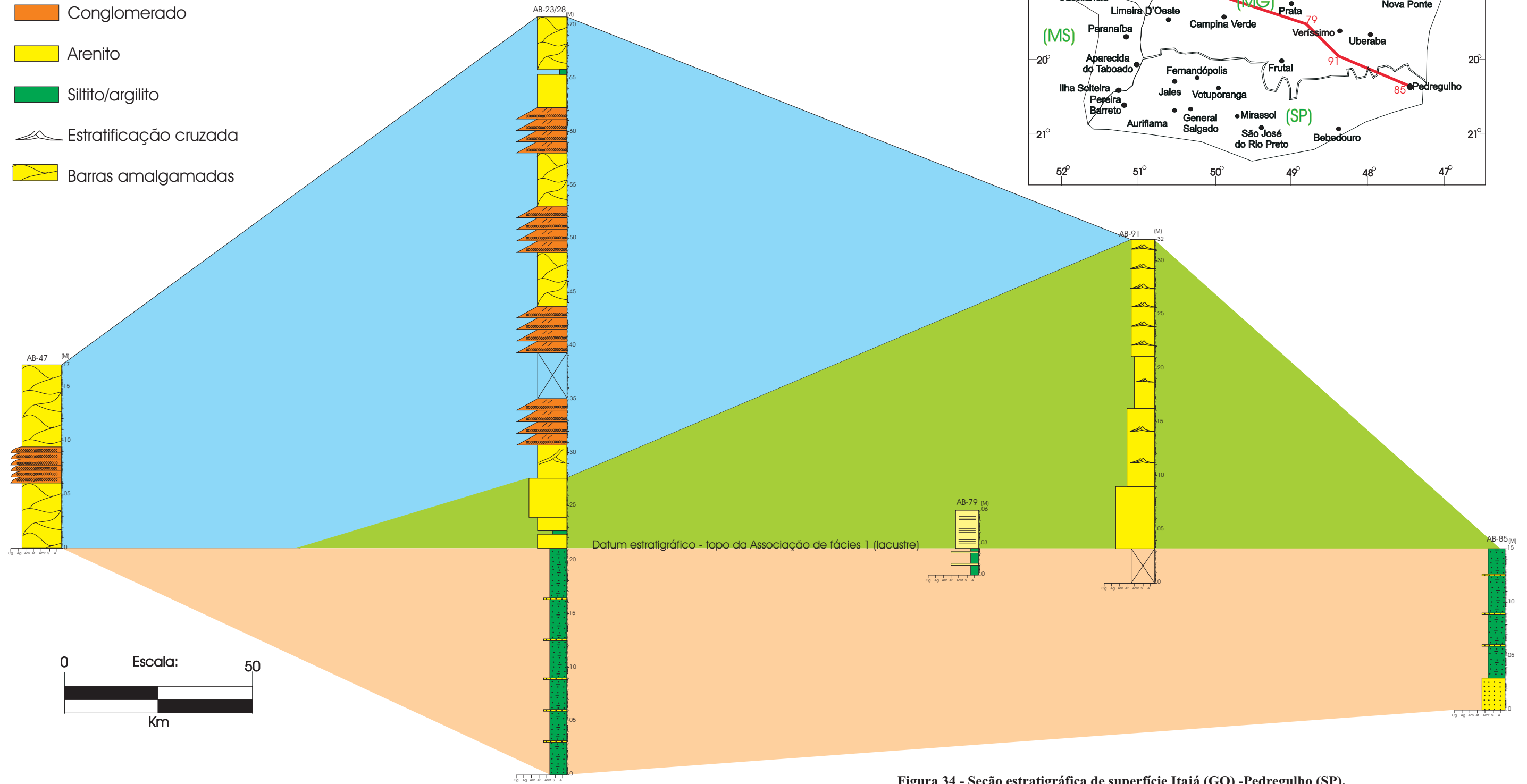


Figura 34 - Seção estratigráfica de superfície Itajá (GO) -Pedregulho (SP).

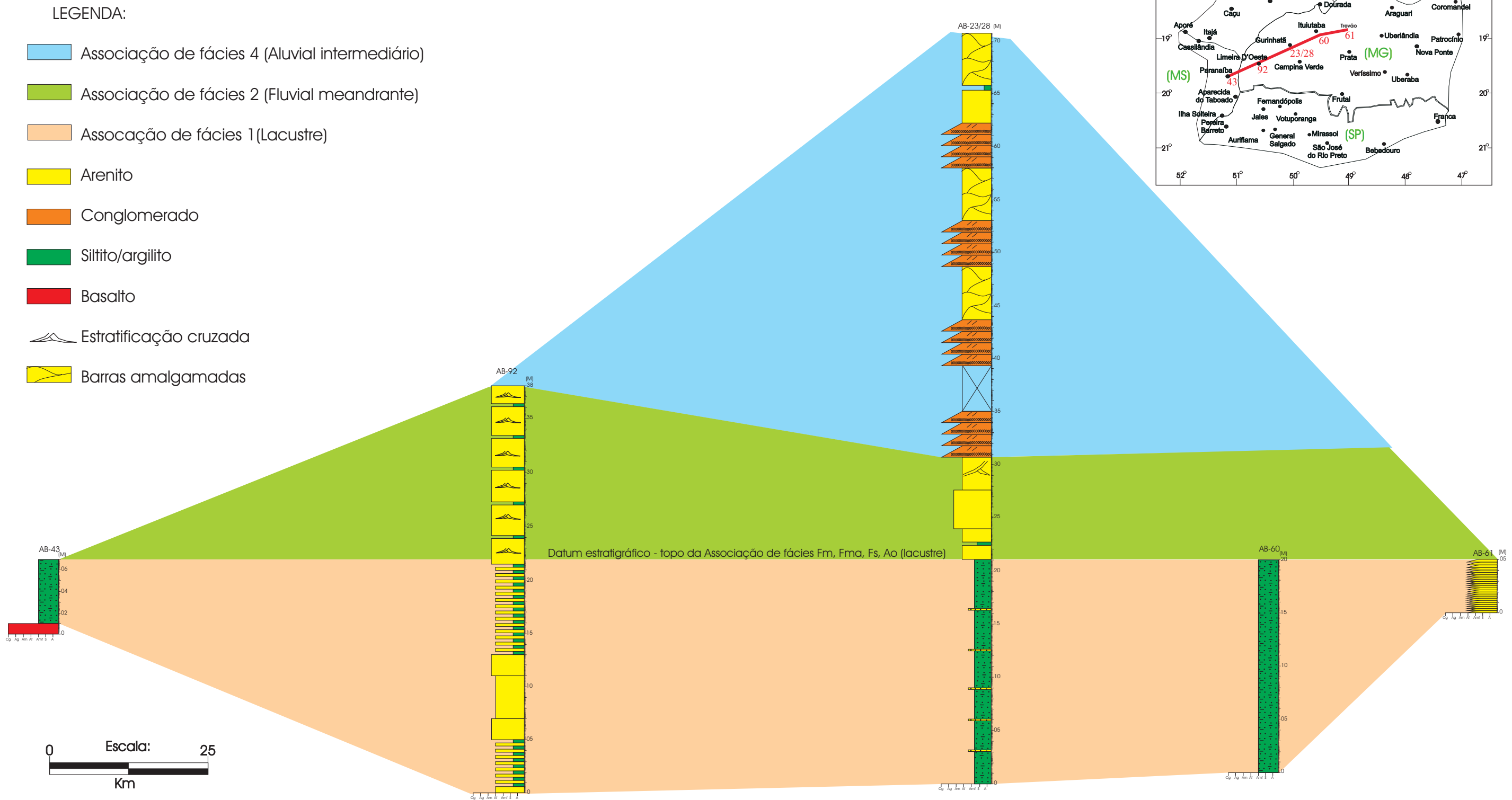
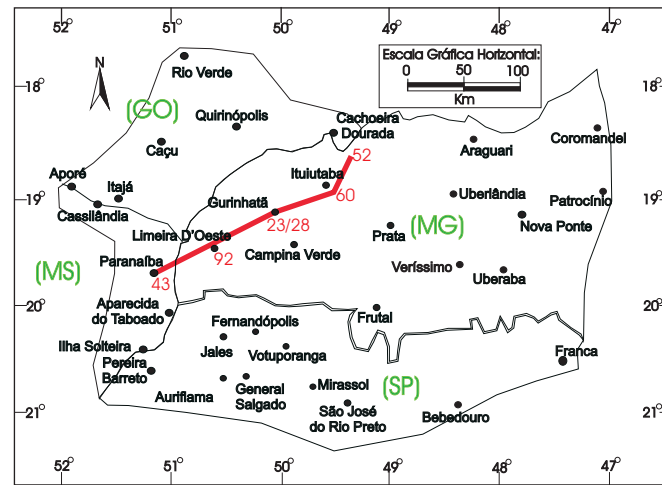


Figura 35 - Seção estratigráfica de superfície Paranaíba (MS) -Trevão (MG).



LEGENDA:

- Associação de fácies 5 (Aluvial proximal)
- Associação de fácies 4 (Aluvial intermediário)
- Associação de fácies 2 (Fluvial meandrante psamítico)
- Associação de fácies 1 (Lacustre)
- Conglomerado
- Arenito
- Siltito/argilito
- Basalto
- Estratificação cruzada
- Barras amalgamadas

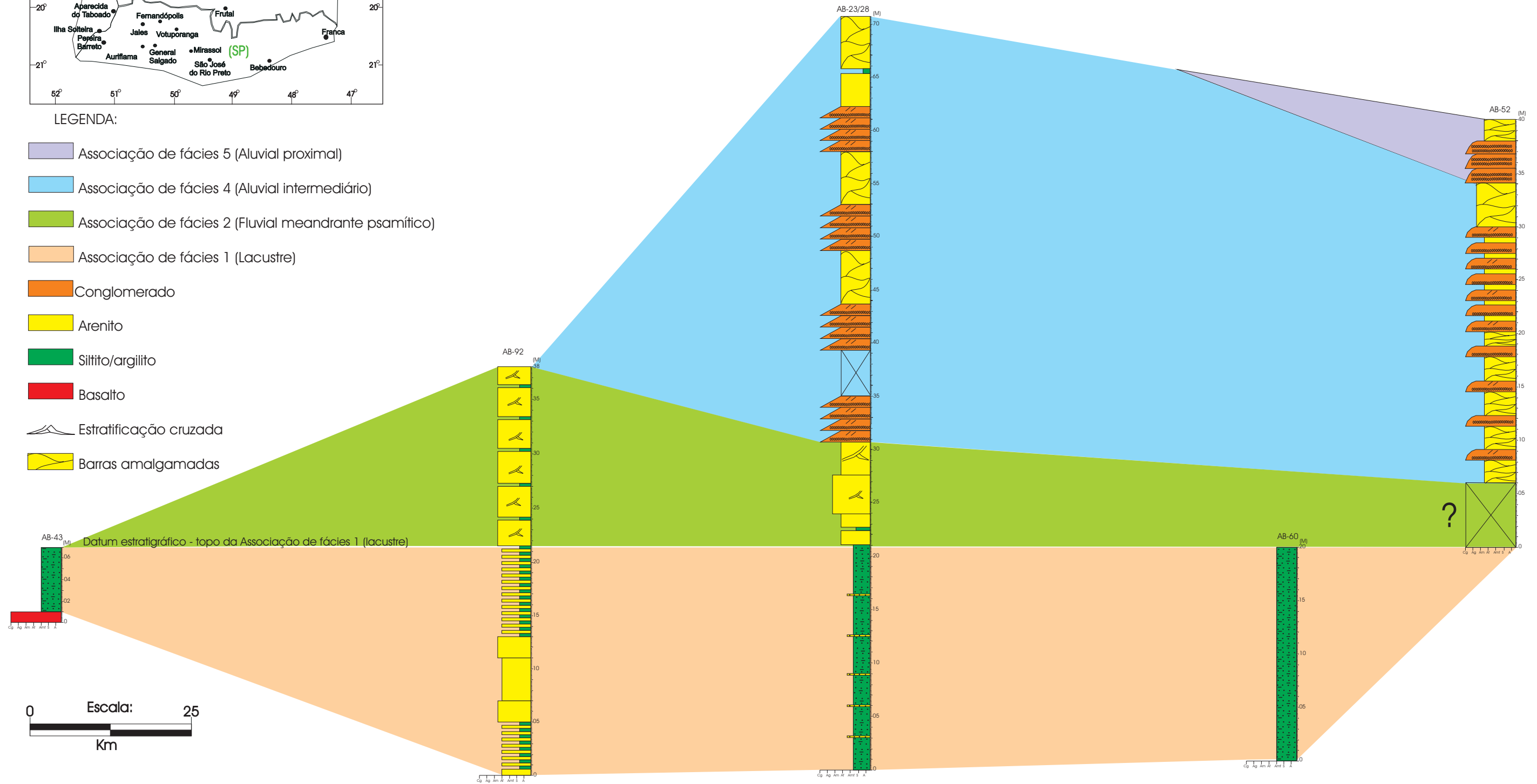
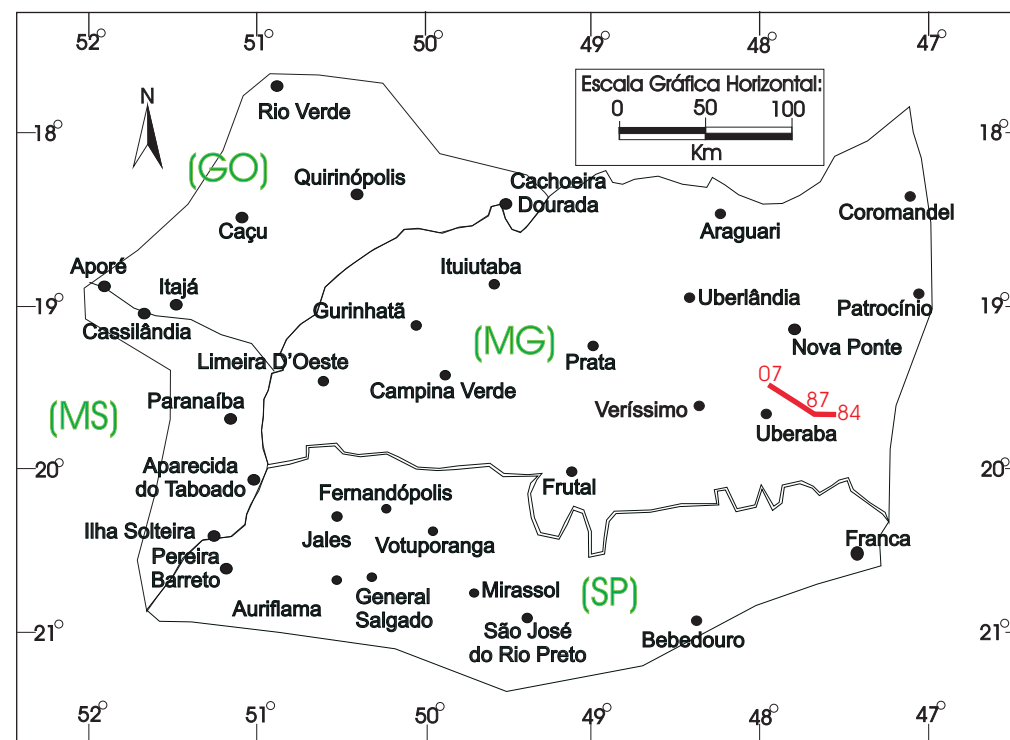








Figura 36 - Seção estratigráfica de superfície Paranaíba (MS) - Canápolis (MG).



LEGENDA:

-  Associação de fácies 5 (Aluvial Proximal)
-  Associação de fácies 3 (Fluvial entrelaçado)
-  Calcário
-  Conglomerado
-  Arenito
-  Estratificação cruzada

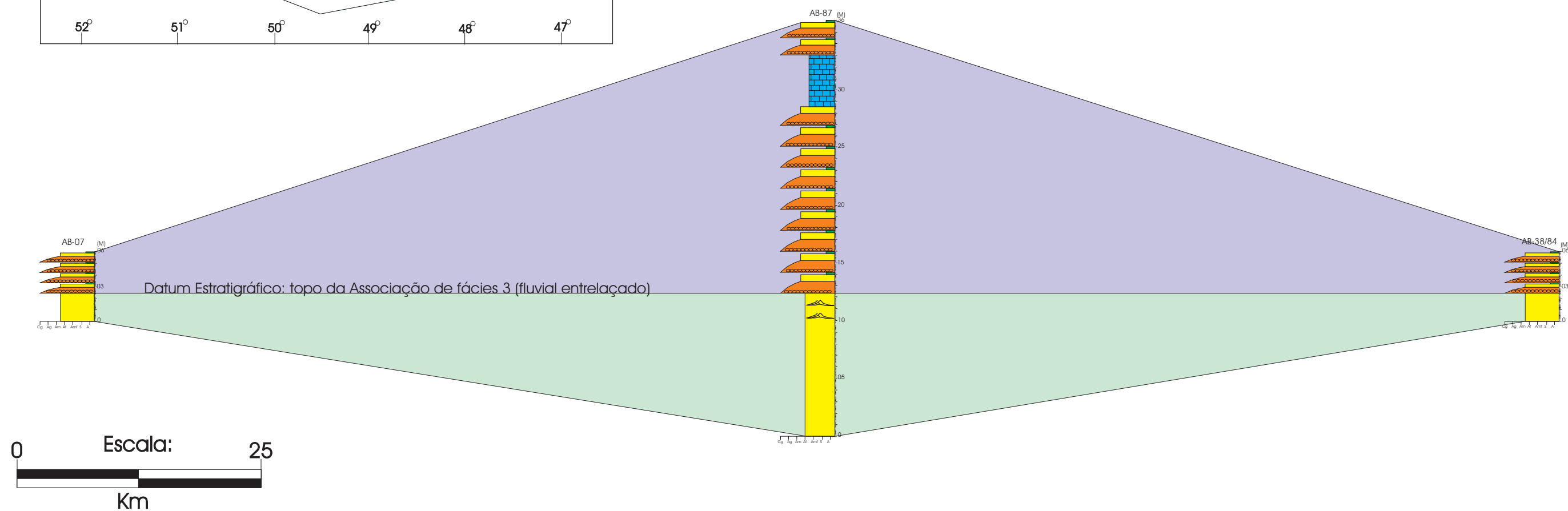


Figura 37 - Seção estratigráfica de superfície Santa Rosa (MG) - Peirópolis (MG).

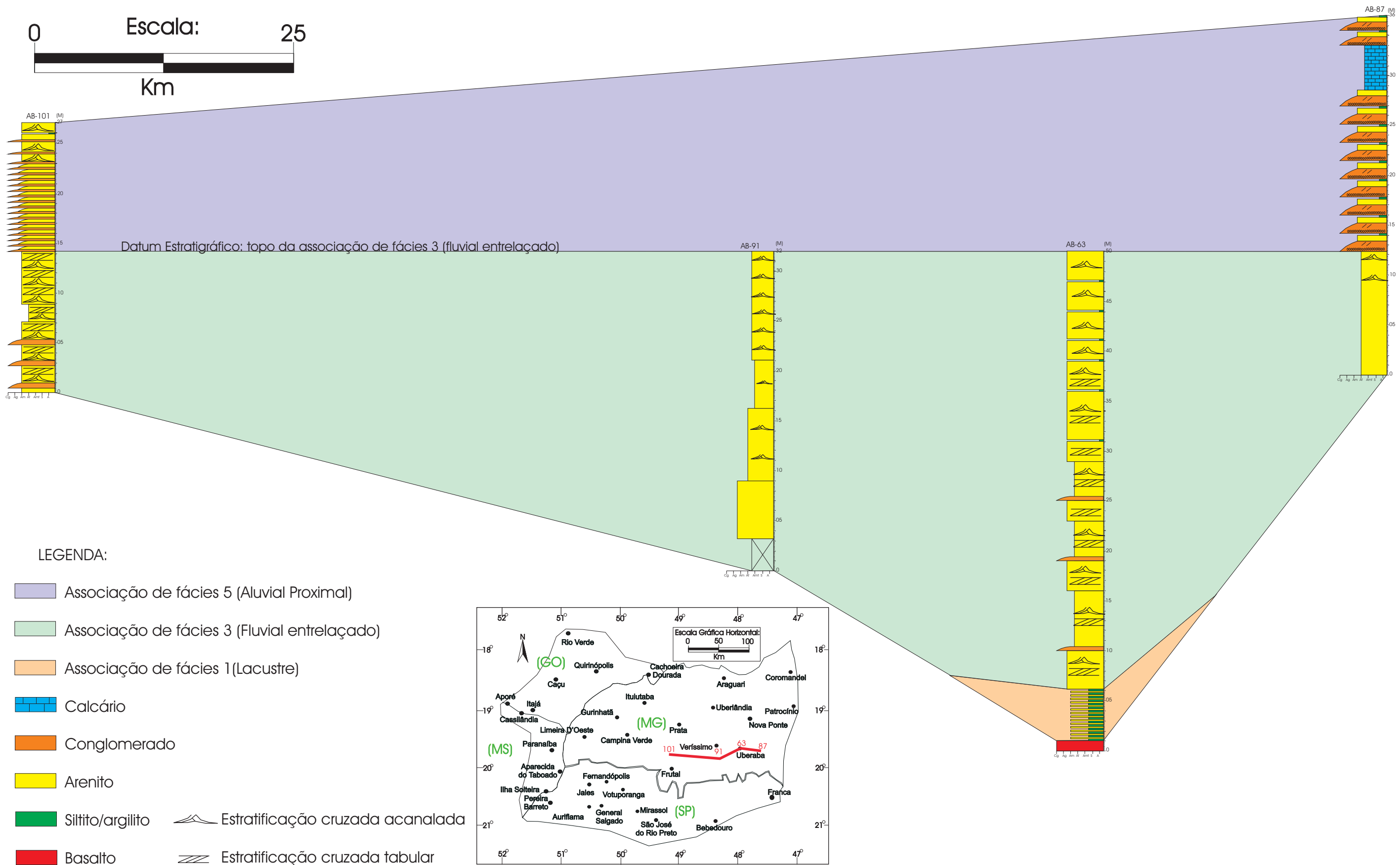


Figura 38 - Seção estratigráfica de superfície Ponte Alta (MG) -Serra do Marimbondo (MG).

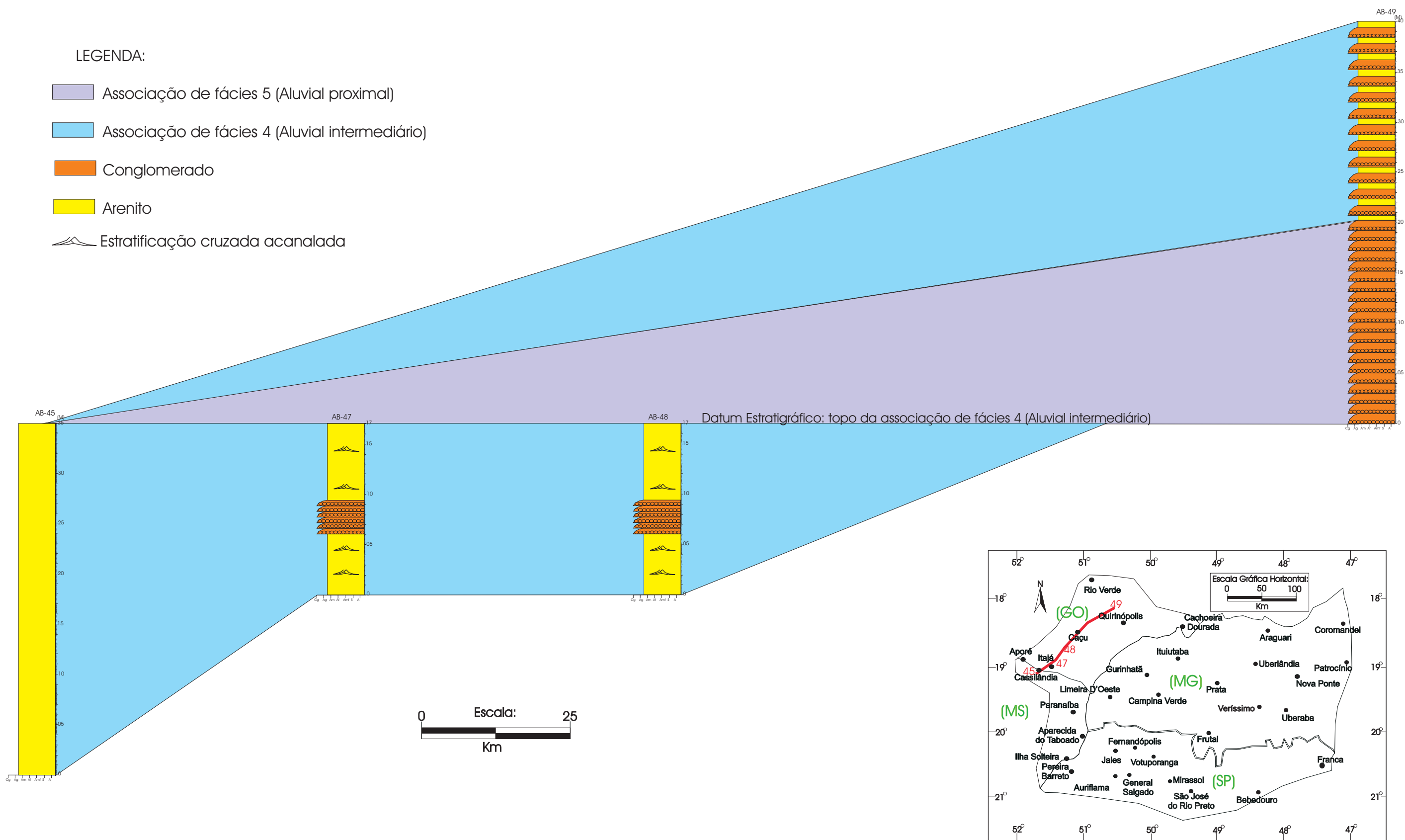
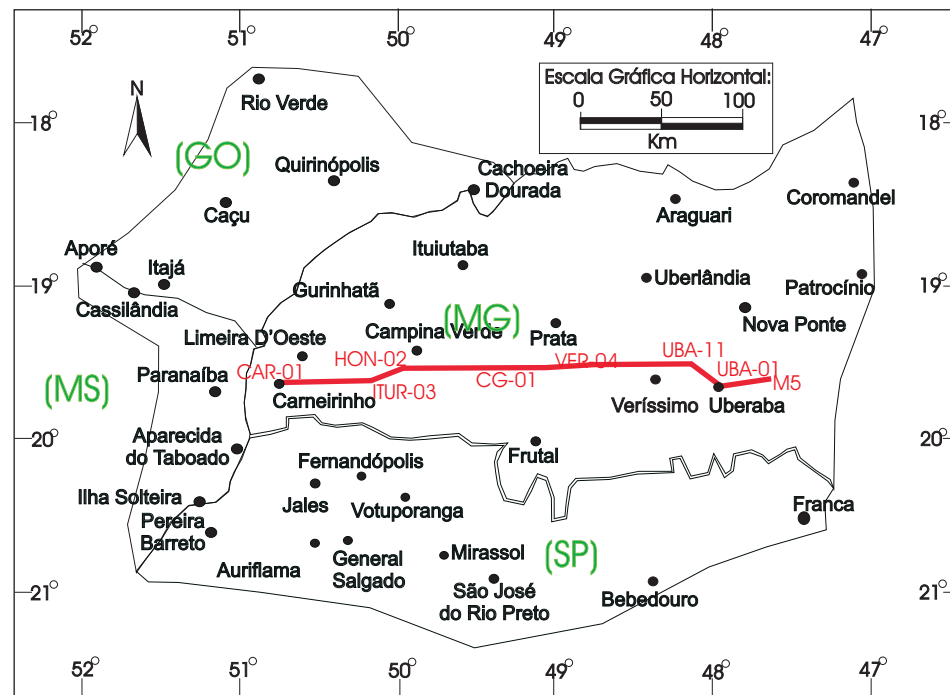


Figura 40 - Seção estratigráfica de superfície Quirinópolis (GO) -Cassilândia (MS).



LEGENDA:

- Associação de fácies 4 e 5 (Aluvial proximal/intermediário)
- Associação de fácies 3 (Fluvial entrelaçado)
- Associação de fácies 2 (Fluvial meandrante psamítico)
- Associação de fácies 1 (Lacustre)
- Calcário
- Conglomerado
- Arenito
- Siltito/Argilito
- Basalto

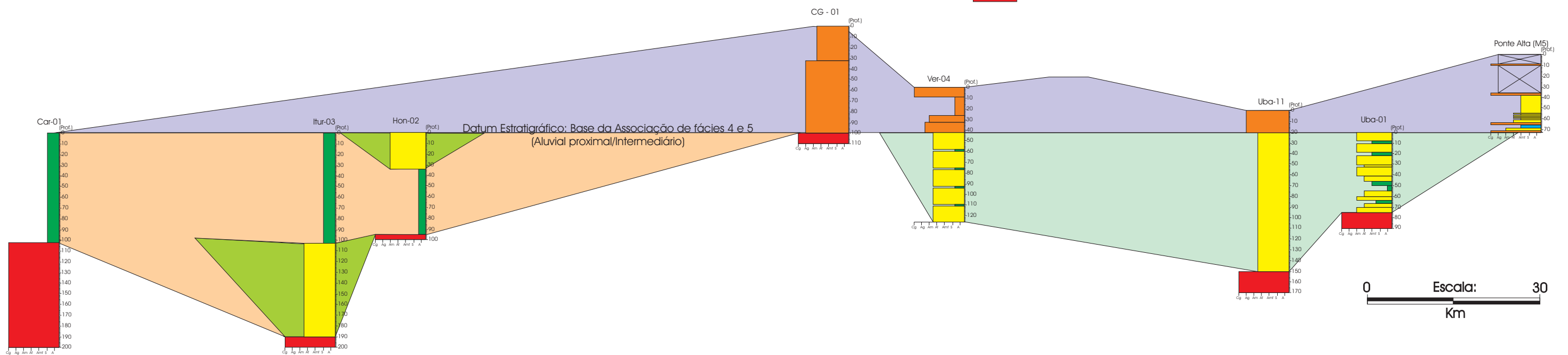


Figura 43 - Seção estratigráfica de sub-superfície Ponte Alta (MG) - Carneirinho (MG).

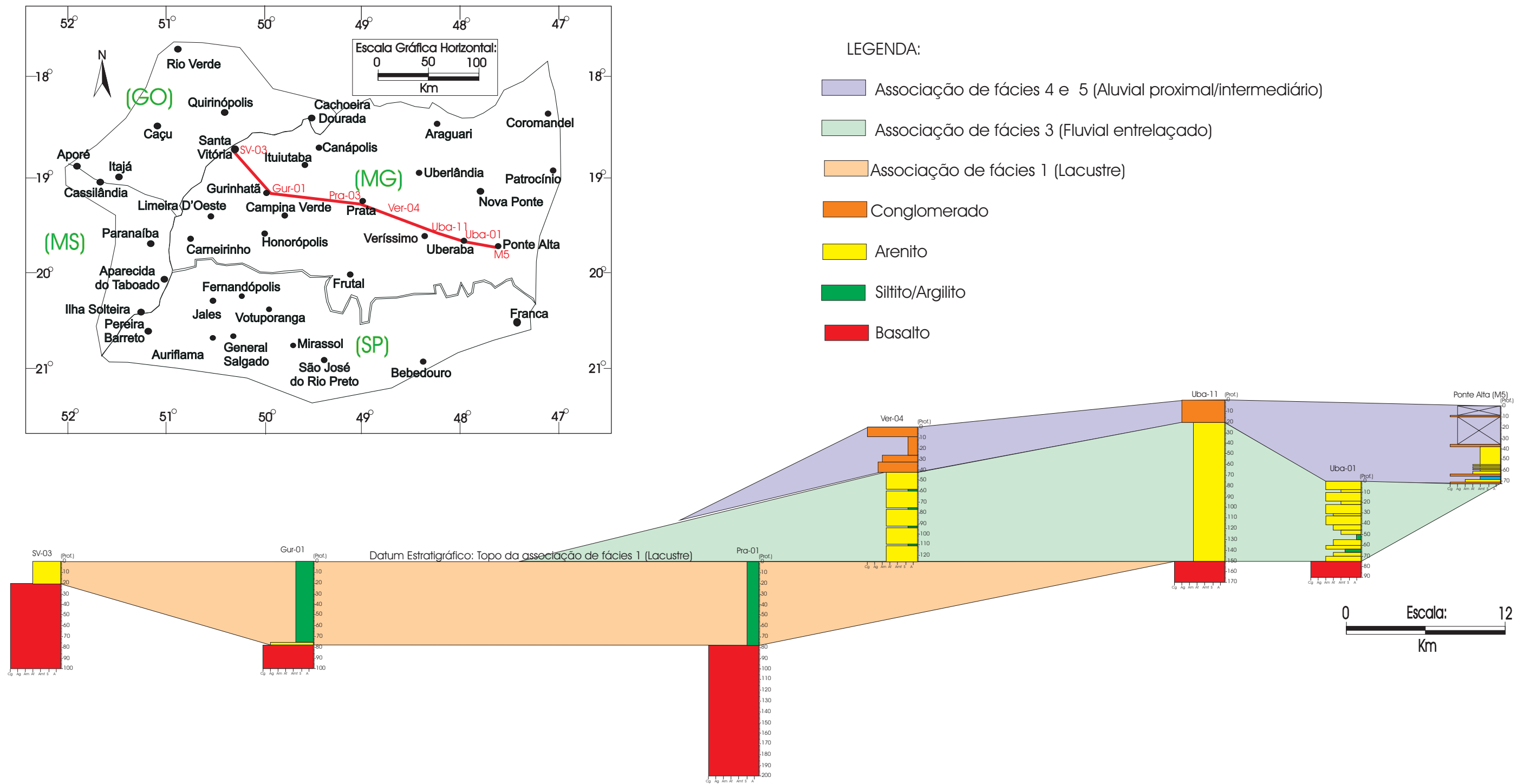


Figura 44 - Seção estratigráfica de sub-superfície Ponte Alta (MG) - Santa Vitória (MG).

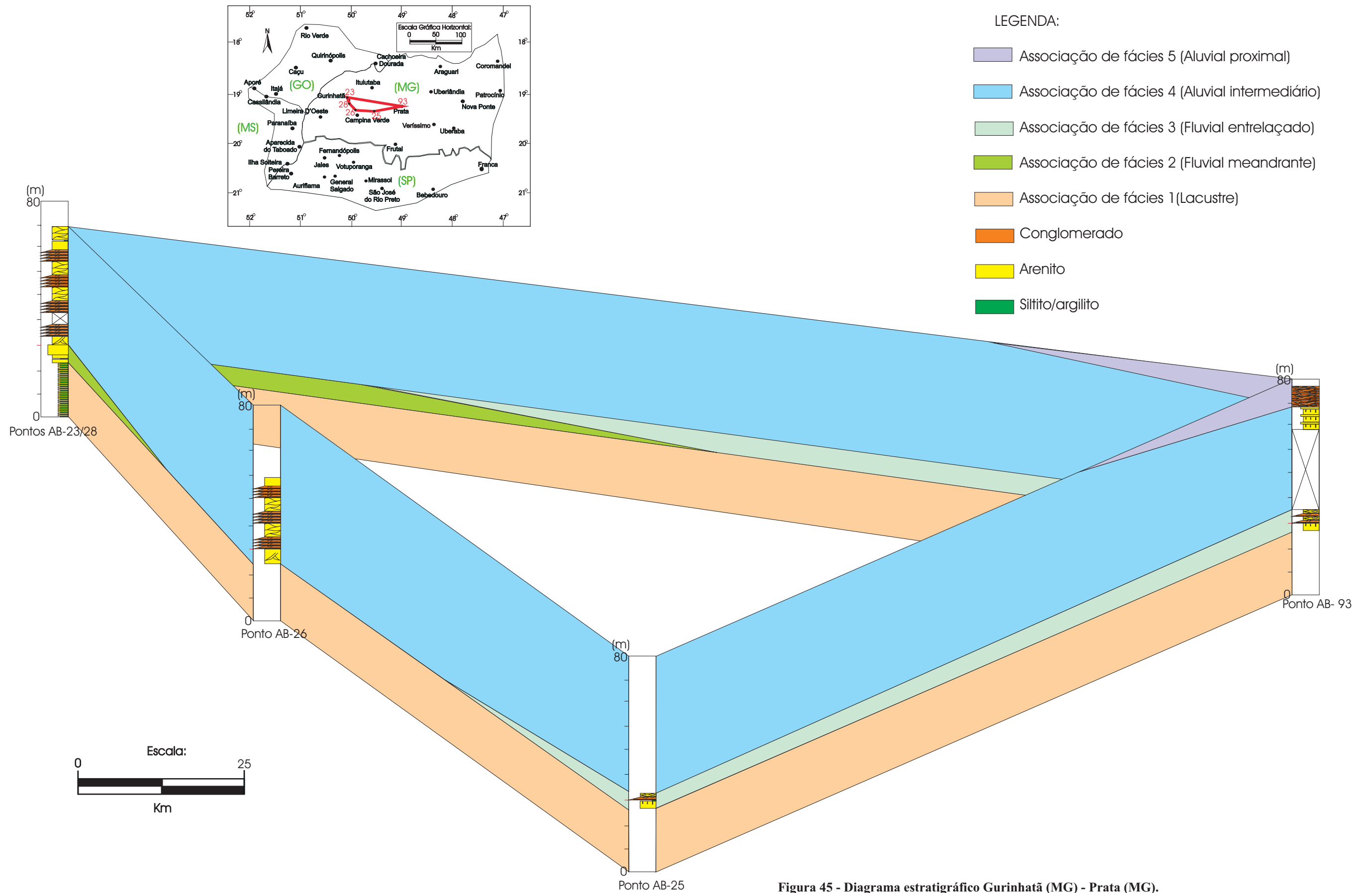


Figura 45 - Diagrama estratigráfico Gurinhatã (MG) - Prata (MG).

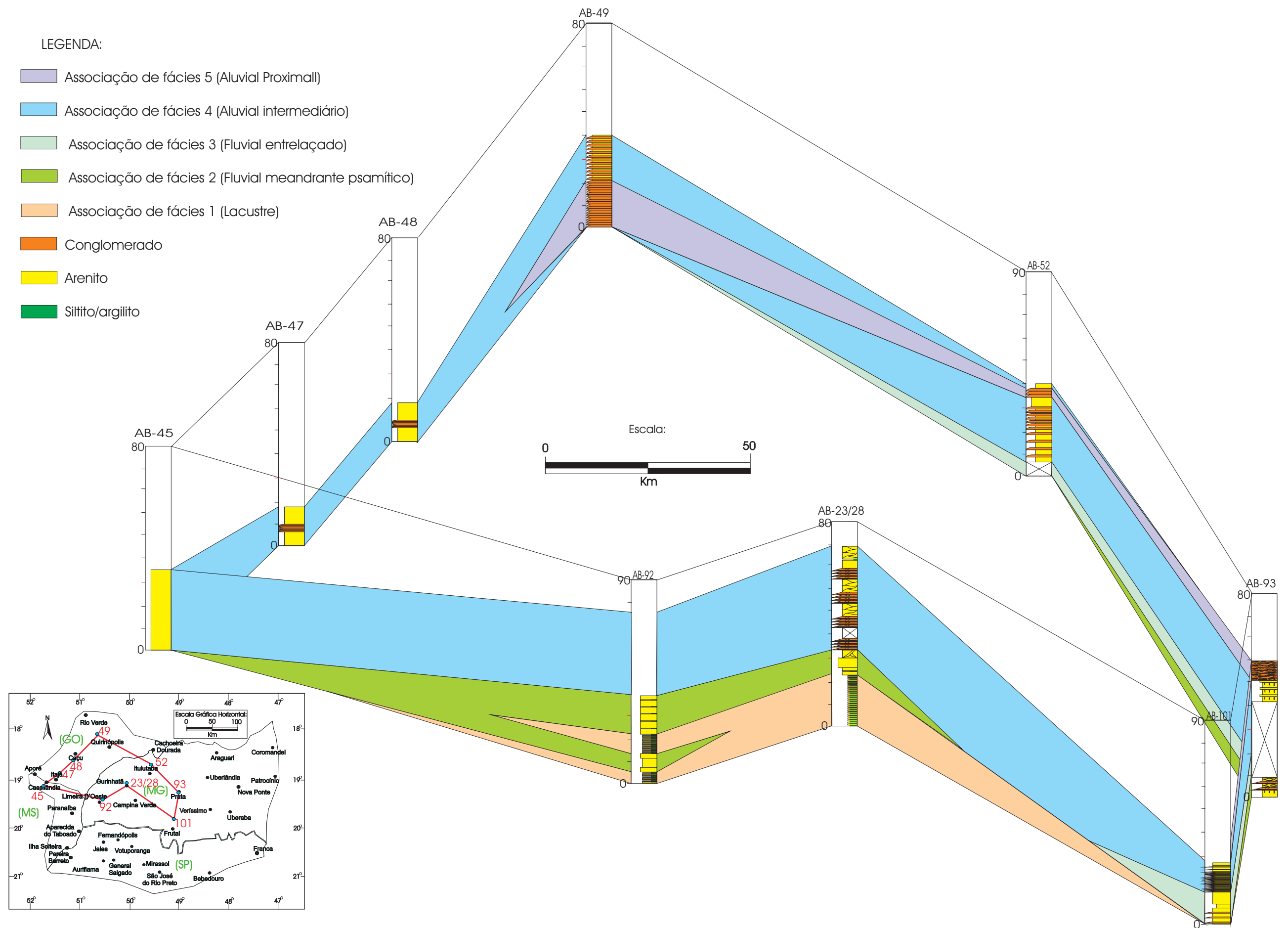


Figura 46 - Diagrama estratigráfico Quirinópolis (GO) - Serra do Marimbondo (MG).

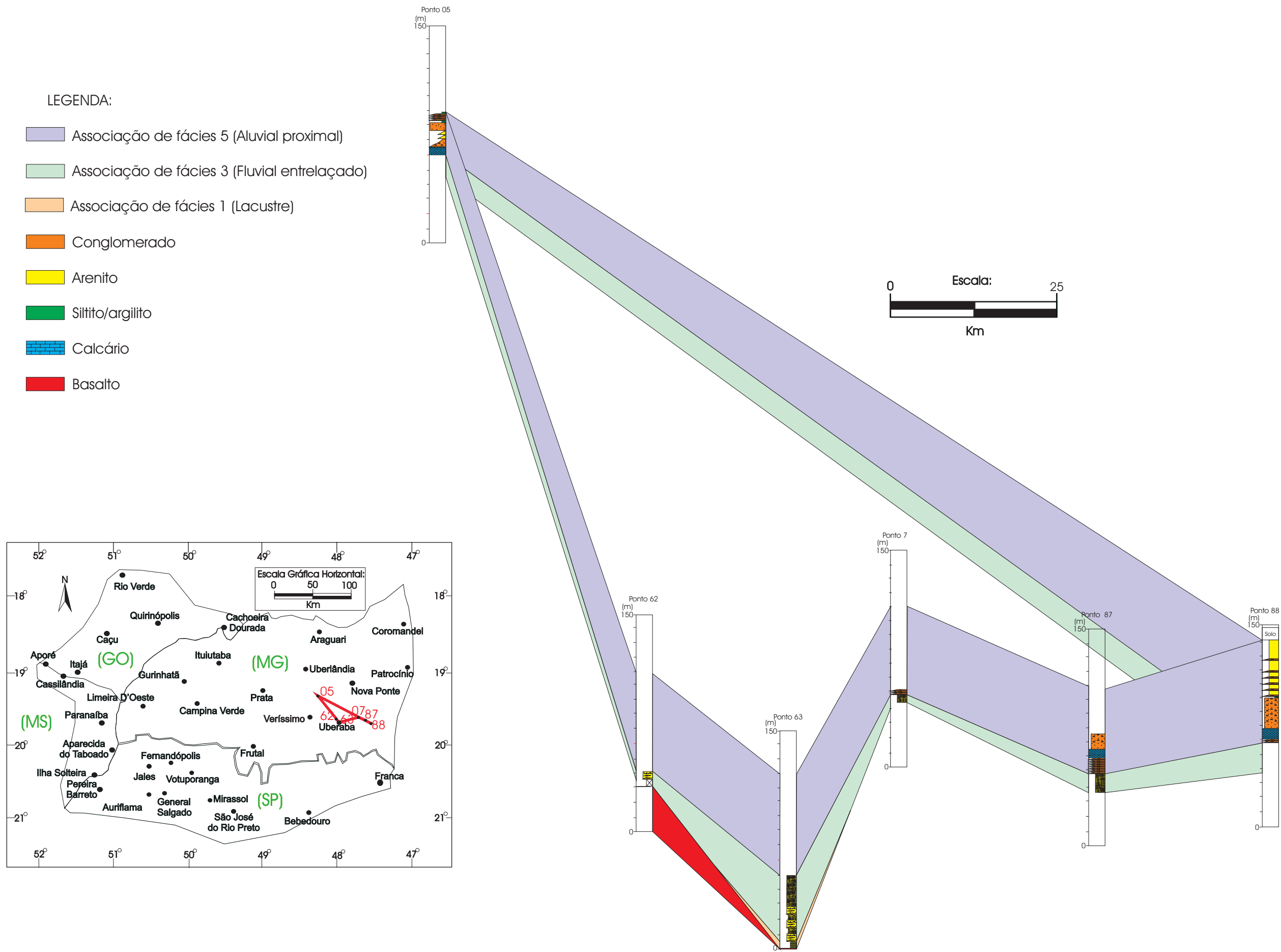


Figura 48 - Diagrama estratigráfico Ponte Alta (MG) - Pedreira Partesan (MG).

Na seção estratigráfica Itajá (MS) – Pedregulho (SP) (Figura 34), observa-se que a *Associação 1* é sobreposta pela *Associação 2*, que por sua vez, foi colmatada pela *Associação 4*.

O mesmo pode ser observado nas seções estratigráficas Paranaíba (MS) - Trevão (MG), Paranaíba (MS) – Canápolis (MG) (Figuras 35 e 36).

As maiores espessuras da *Associação 1* estão preservadas no trecho balizado pelas cidades Prata (MG), Gurinhatã (MG), Limeira D'Oeste (MG) e União de Minas (MG).

A seção estratigráfica Santa Rosa (MG) – Peirópolis (MG) (Figura 37) apresenta a *Associação 3* em contato superior com a *Associação 5*. Muito embora tenha sido observado que esse contato se dá de forma abrupta (vide foto 3.5 – Prancha 3), as características faciológicas e petrográficas (composição mineralógica, textura e estruturas sedimentares) indicam um aumento gradual de energia, resultante de uma progradação de fácies proximais sobre fácies intermediárias a distais do sistema aluvial. A superfície erosiva que limita ambas as associações é aqui interpretada como um diastema, feição típica em ambientes aluviais, favorecida pela dinâmica dos canais (migração lateral), e principalmente, pela progradação devido ao rejuvenescimento da área fonte.

Na seção estratigráfica Ponte Alta (MG) – Serra do Marimbondo (MG) (Figura 38), a *Associação 1* aparece restrita ao extremo leste da área (região de Uberaba - MG). Em comparação com a seção Quirinópolis (GO) – Prata (MG) (Figura 39) sugere-se que as associações *2* e *3* se interdigitam entre Veríssimo (MG) e Ituiutaba (MG).

Dados de campo comprovam essa hipótese, uma vez que entre Prata e Ituiutaba foram encontrados afloramentos com as mesmas características litológicas dos depósitos arenosos da Formação Uberaba (Pontos AB-94, AB-95 e AB-96 – APÊNDICE 1). Constata-se também que a *Associação 5* grada lateralmente para a *Associação 4*.

Na seção estratigráfica Quirinópolis (GO) – Prata (MG) (Figura 39) a *Associação 2* ocorre sob a *Associação 4*. A *Associação 5* tem caráter lenticular e ocorre sobre a forma de uma cunha que se espessa de SE para NW. Nessa mesma direção observa-se empilhamento granocrescente ascendente entre as associações de fácies.

O adelgaçamento da *Associação 5* na direção NE – SW, pode ser observado na seção Quirinópolis (GO) – Cassilândia (MS) (Figura 40). Nessa seção a *Associação 4* é sobreposta por uma sucessão granodecrescente ascendente proximal (Associações *5* e *4*).

A *Associação 3*, no trecho compreendido entre Peirópolis e Frutal (seção estratigráfica Ponte Alta – Serra do Marimbondo (Figura 38), apresenta continuidade lateral marcante. A *Associação 1* ocorre restrita a porção leste, na área da cidade de Uberaba (poços Uba-01, Uba-13 e ponto AB-62). Os depósitos proximais da *Associação 5* colmatam as demais associações.

Embora a ausência de dados precisos impossibilite o reconhecimento individualizado das associações 2 e 3, e, 4 e 5, o mesmo comportamento observado nas seções de afloramento é identificado nas seções de subsuperfície (Figuras 41, 42, 43 e 44).

Na seção estratigráfica Canápolis (MG) – Carneirinho (MG) (Figura 41) observa-se uma zona deprimida (área da Depressão de Gurinhatã) onde estão preservadas as maiores espessuras das fácies da *Associação 1*. Nessa seção, as associações 4 e 5 sobrepõem-se à *Associação 1*, principalmente na região de Gurinhatã (poço Gur-01)

Já na seção estratigráfica Prata (MG) – Limeira D'Oeste (MG) (Figura 42), constata-se o padrão de empilhamento observado nas seções de afloramento. A *Associação 1* apresenta-se em contato direto sobre os basaltos da Formação Serra Geral.

A seção Ponte Alta (MG) – Carneirinho (MG) (Figura 43) que tem como referência a base das associações 4 e 5, apresenta duas depressões, uma a leste e outra a oeste, separadas por um alto estrutural entre Campo Florido e Comendador Gomes. No extremo leste, nas proximidades da cidade de Uberaba (Depressão de Uberaba), encontram-se preservadas as associações 3, 4 e 5, litoestratigraficamente correspondentes às formações Uberaba e Marília. Na porção oeste, entre Comendador Gomes e Carneirinho, encontram-se preservadas as associações 1 e 2 (Formação Adamantina).

Nas seções Ponte Alta (MG) – Santa Vitória (MG) (Figura 44) e Prata (MG) – Limeira D'Oeste (MG) (Figura 42), também fica caracterizada uma área deprimida na porção oeste do Triângulo Mineiro onde encontram-se as maiores espessuras da *Associação 1*.

A disposição tridimensional dessas seções pode ser observada nos diagramas estratigráficos das figuras 45 a 48.

Nos diagramas Gurinhatã (MG) – Prata (MG) (Figura 45) e Quirinópolis-Cassilândia-Serra do Marimbondo (Figura 46), muito embora apresentem espessuras diferentes, observa-se um empilhamento litoestratigráfico que se inicia com a Formação Adamantina (associações 1, 2 e 3) sotoposta à Formação Marília (associações 4 e 5). Esse empilhamento caracteriza o avanço de fácies proximais sobre fácies distais em um sistema de leque aluviais. Além disso, reafirma a condição de nível de base local que essa região possuía durante a evolução da Bacia Bauru.

No diagrama Canápolis (MG) – Serra do Marimbondo (MG) (Figura 47), também se observa o empilhamento granocrescente ascendente representado pelas associações 3, 4 e 5. (Formações Uberaba/Adamantina e Marília)

Com relação ao diagrama Ponte Alta (MG) - Pedreira Partezan (MG) (km 50 da BR-050, entre Uberaba e Uberlândia – Figura 48), de orientação média NW-SE, a sucessão vertical das associações

de fácies difere das demais áreas. Nesse diagrama observa-se uma seqüência iniciada com a *Associação 1*, sucedida pelas associações *3 e 5*. As associações *1 e 3* correspondem litoestratigraficamente à Formação Uberaba, enquanto que, a *Associação 5* à Formação Marília.

X.2 – Reconstrução Paleogeográfica da Porção Nordeste da Bacia Bauru

Para dar subsídios a uma interpretação paleogeográfica precisa, foram elaborados os mapas de isopacas (Figura 49), isoporcentagem de sedimentos finos (Figura 50), além dos mapas de isólitas e contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral (Figuras 51 e 52).

A confecção desses mapas é de fundamental importância na reconstituição paleogeográfica, pois a plotagem em mapas dos dados referentes as espessuras totais, fácies finas e grossas, permite visualizar a tendência de distribuição dos ambientes que compunham o sistema deposicional que deu origem aos depósitos do Grupo Bauru na área de estudo.

Além disso, a partir da análise desses mapas, é possível tecer considerações sobre a evolução tectônica da bacia.

Para se chegar a esses mapas foram extraídos das colunas litológicas de cada poço os dados referentes à cota topográfica da boca do poço, espessura total do Grupo Bauru, espessura de sedimentos com granulometria acima de areia muito fina, espessura de sedimentos com granulometria abaixo de areia muito fina (o equivalente dessas espessuras em porcentagem), cota do topo do basalto da Formação Serra Geral, e, espessura da Formação Serra Geral (APÊNDICE 4).

Como os dados de poços disponíveis na área do Triângulo Mineiro (MG), em quase toda sua totalidade, restringiam-se à aos depósitos do Grupo Bauru, foi necessária a inclusão de dados de poços localizados em outras regiões (oeste do estado de São Paulo, leste de Mato Grosso do Sul e Sul de Goiás) para se obter o mapa de isólitas da Formação Serra Geral (Figura 51).

A existência de várias áreas deprimidas nessa porção da Bacia Bauru fica clara através da análise do mapa de isopacas do Grupo Bauru (Figura 49), onde essa unidade apresenta valores de espessuras maiores em relação à média regional (30 a 40 metros): Uberaba (60 – 70 metros), Ponte Alta (100 metros), Comendador Gomes (100 metros), União de Minas (190 metros), Limeira do Oeste (90 metros), Gurinhatã (80 metros), Fernandópolis (180 metros) e General Salgado (180 metros).

De maneira geral, as maiores espessuras preservadas do Grupo Bauru estão situadas no eixo Gurinhatã (MG) – General Salgado (SP) de direção norte-sul, coincidindo com a área de maior espessura de basaltos da Formação Serra Geral (Figura 51) e com a diminuição nos valores das cotas topográficas do topo dessa mesma unidade. (Figura 52).

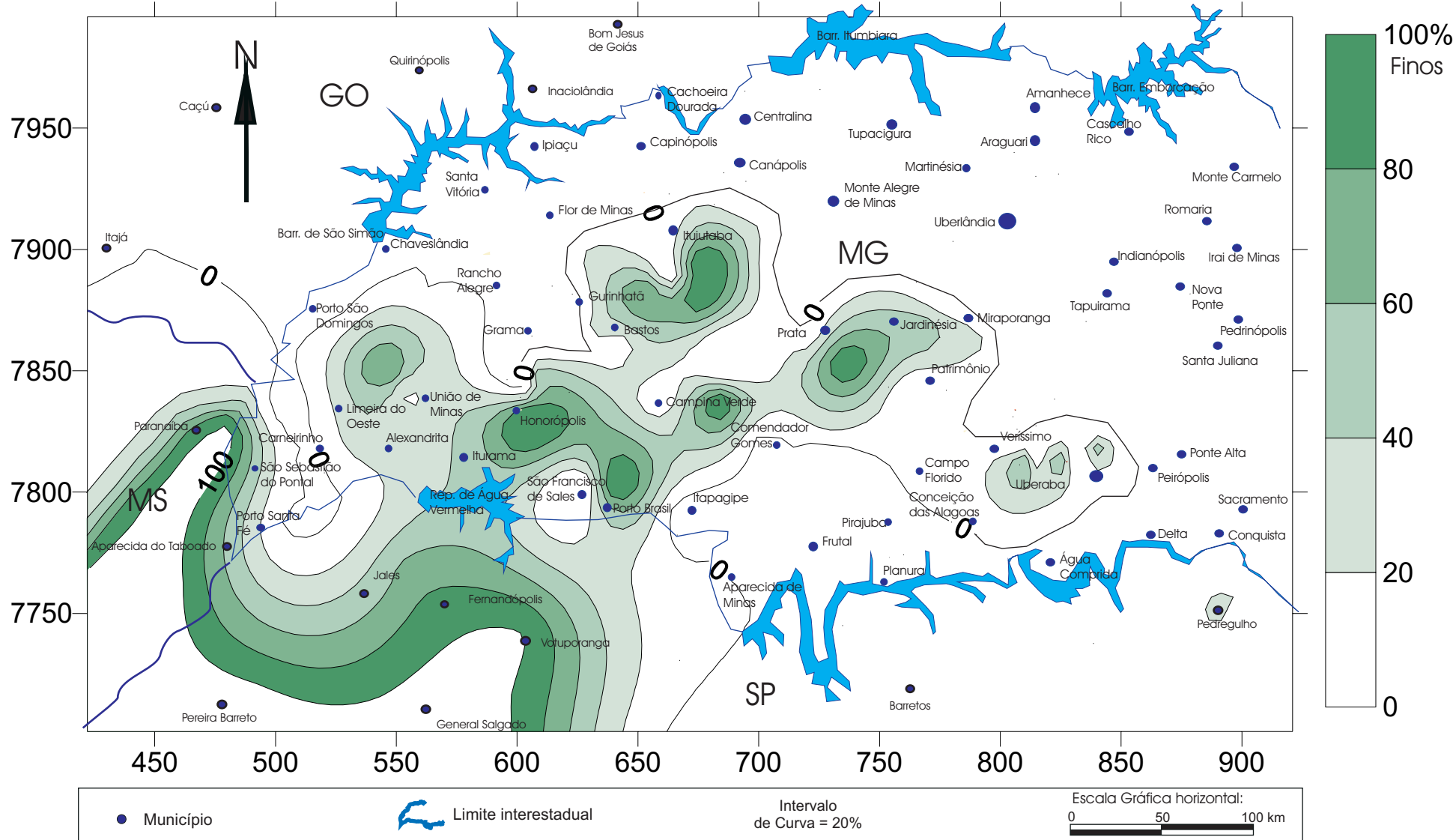


Figura 50 - Mapa de Isoporcentagem de fácies finas (*Associação de fácies I*) do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG) e áreas adjacentes.

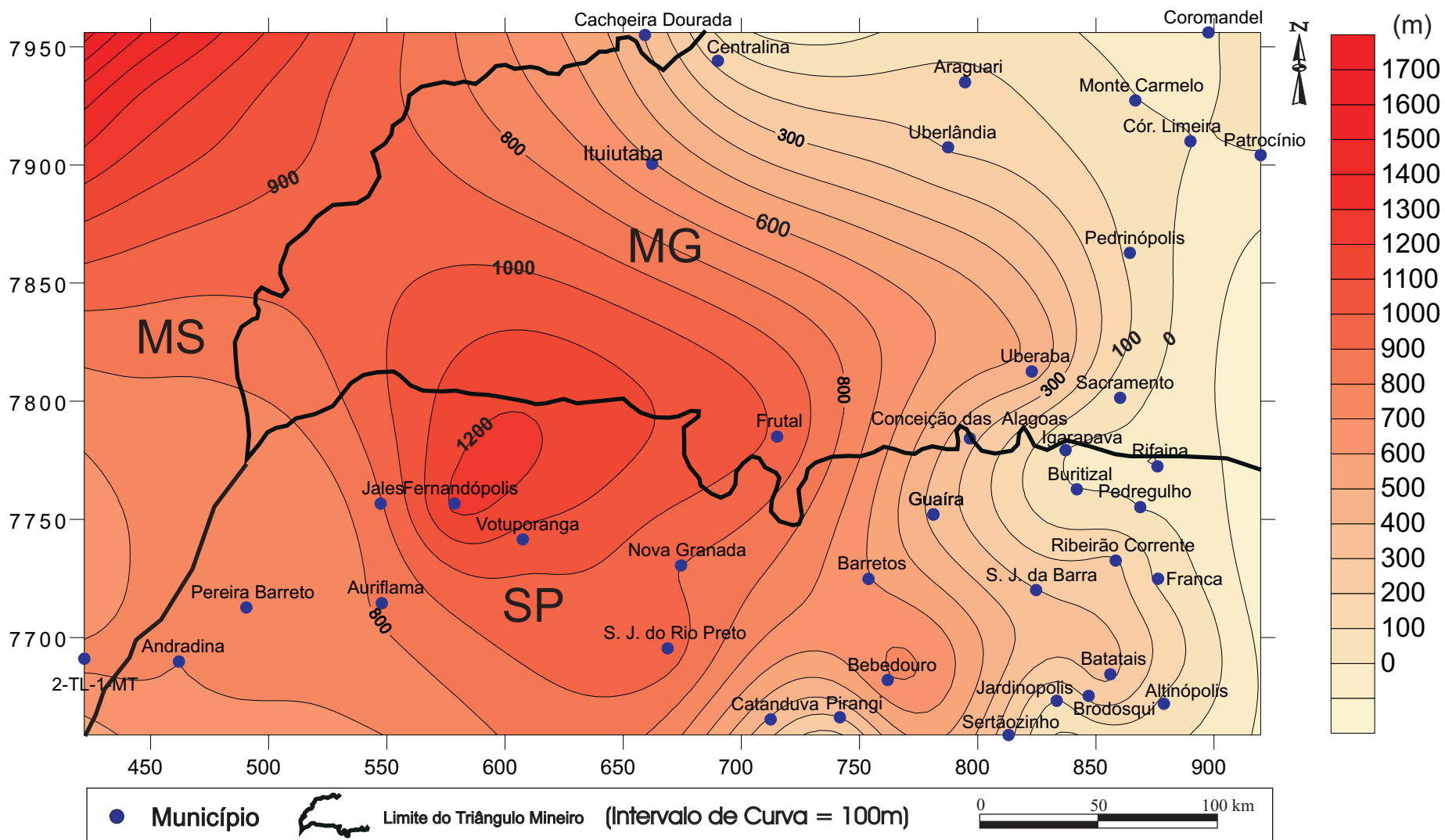


Figura 51 - Mapa de isópacas da Formação Serra Geral no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.

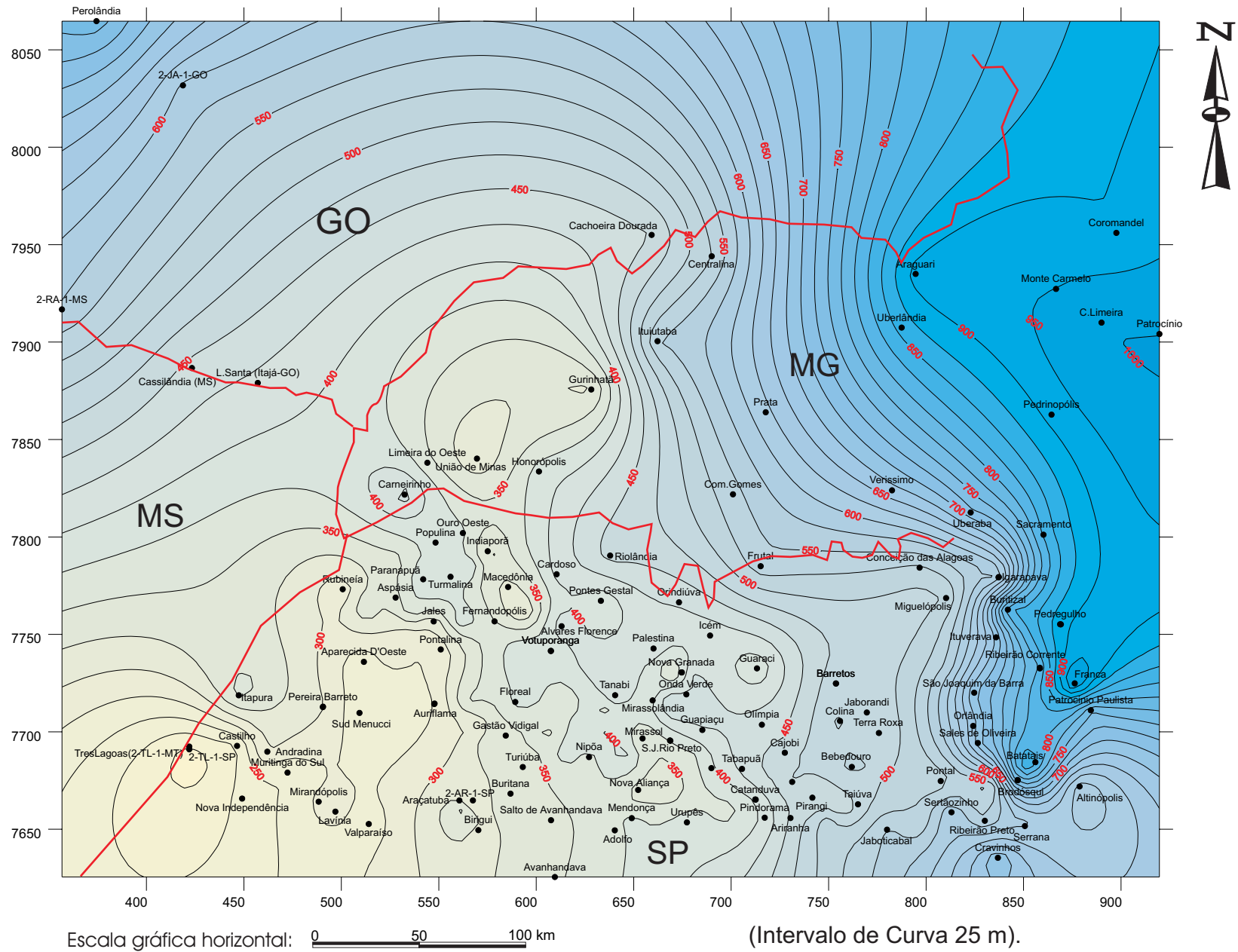


Figura 52 - Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes.

Na região balizada pelas cidades de Ponte Alta (MG), Conceição das Alagoas (MG) e Patrimônio do Rio do Peixe (MG), a espessura máxima preservada é da ordem de 160 metros (Poço Uba-13 – APÊNDICE 2). Esses depósitos estão alinhados segundo uma feição estrutural de direção SE-NW, denominada Sutura de Itumbiara (HASUI *et al.*, 1989).

No sudoeste de Goiás e nordeste do Mato Grosso do Sul, a espessura média do Grupo Bauru é da ordem de 60 metros. No noroeste do estado de São Paulo está preservada uma grande espessura dessa unidade. Na área balizada pelas cidades de Votuporanga, Fernandópolis, General Salgado e Jales, a proximidade das isolinhas indica uma grande área deprimida onde o acúmulo de sedimentos ultrapassou 180 metros.

O mapa de contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral (Figura 52) apresenta uma diminuição dos valores da cota topográfica (em relação ao nível do mar) no rumo ENE-WSW.

Constata-se nesse mapa uma área mais subsidente na parte oeste do Triângulo Mineiro (MG) e noroeste do estado de São Paulo, compreendida pelos municípios de Limeira do Oeste, União de Minas, Gurinhatã, Votuporanga, General Salgado e Jales, na qual o menor valor verificado foi da isolinha de 325 metros de altitude, em relação ao nível do mar. No extremo leste do Triângulo Mineiro, os valores obtidos para o topo dos basaltos foram de até 900 metros de altitude (Figura 52).

Embora os registros indiquem que essa estruturação seja posterior à deposição do Grupo Bauru, os dados faciológicos e de paleocorrentes, indicam que a região compreendida pelos municípios de Limeira do Oeste, União de Minas, Gurinhatã, Votuporanga, General Salgado e Jales, funcionava como nível de base local para a Bacia Bauru.

O mapa de paleocorrentes (Figura 29) apresenta os dados de rumo de inclinação de *foresets* de estratificações cruzadas coletados em afloramentos.

Das 37 estações de medidas, 20 apresentam média de rumos de inclinações de *foresets* indicando fluxo para o quadrante SW (AB-63, AB-08, AB-04, AB-02, AB-23, AB-72, AB-91, AB-32, AB-101, AB-39, AB-93, AB-102, AB-103, AB-100, AB-61, AB-51, AB-52, AB-53, AB-97 e AB-98).

Em 7 estações (AB-03, AB-62, AB-109, AB-104, AB-105, AB-49, AB-48), os rumos indicam o fluxo para o quadrante SE.

Indicação de paleocorrente para o quadrante NW foi encontrada em 4 estações (AB-86, AB-17, AB-19 e AB-94).

Em uma estação as medidas indicaram fluxo médio para NE (AB-47).

Em 5 estações foram identificadas características de depósitos eólicos com dispersão bimodal no padrão das direções de fluxo, indicando transporte para sul/sudoeste (AB-106, AB-108, AB-26), noroeste (AB-16 e AB-44), e nordeste (AB-108).

Embora o número de medidas seja pequeno em algumas áreas, observa-se que existe uma tendência marcante no padrão de drenagem no rumo W e SW, coincidindo com a diminuição nos valores da cota topográfica do topo da Formação Serra Geral e com o aumento da espessura do Grupo Bauru. Essa constatação sugere que o depocentro da Bacia Bauru, provavelmente, possuiu um eixo de direção NE-SW, se estendendo da região de Gurinhatã (MG) em direção a Jales e General Salgado em São Paulo.

A principal área fonte dessa porção da Bacia Bauru se localizava a leste/nordeste, na região do Soerguimento do Alto Paranaíba.

Seguramente, a bacia teve contribuição de sedimentos oriundos da erosão de áreas soerguidas localizadas a norte, na faixa conhecida como Arco de Bom Jardim de Goiás (ALMEIDA, 1983; ALMEIDA, 1986, FULFARO *et al.*, 1994), Província Alcalina Iporá - Rio Verde (ALMEIDA, 1983; FERNANDES & COIMBRA, 1996), ou Província Alcalina do Sul de Goiás (DANNI, 1996), cuja gênese está relacionada ao mesmo evento que deu origem ao Soerguimento do Alto Paranaíba (passagem de pluma astenosférica, segundo GIBSON *et al.*, 1995).

Ainda na direção nordeste, na área balizada pelas cidades de Miraporanga (MG), Ituiutaba (MG), Limeira D'Oeste (MG), Iturama (MG) e Fernandópolis (SP) encontrava-se o nível de base para a sedimentação do Grupo Bauru. Essa hipótese fica bastante evidente na análise do mapa de isoporcentagem de sedimentos finos (Figura 50), endossando o que foi apresentado nas seções estratigráficas. Observa-se no mapa que as fácies finas (*Associações 1 e 2*) possuem uma tendência maior de se concentrar nessa região.

Por outro lado, as fácies mais grossas (*Associações 3, 4 e 5*) tendem a predominar nas porções leste e centro-norte do Triângulo Mineiro, sul e sudoeste de Goiás, e nordeste do Mato Grosso do Sul (Figura 50).

Com base nesses dados, a provável distribuição dos ambientes que deram origem às rochas do Grupo Bauru seria representada pelo mapa paleogeográfico da figura 53. Essa interpretação está de acordo com ETCHEBEHERE *et al.* (1993) e BATEZELLI (1998).

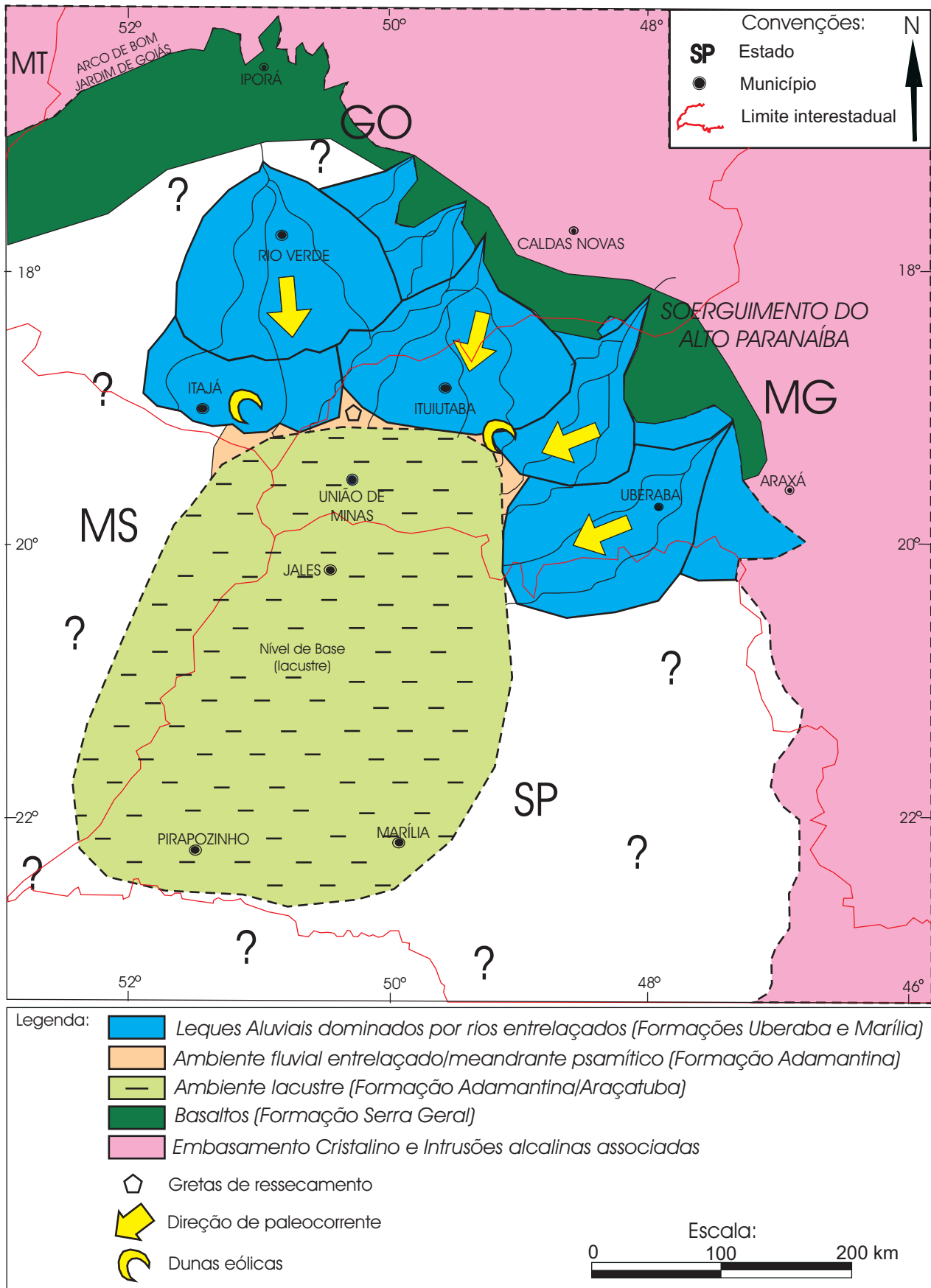


Figura 53 – Mapa de distribuição paleogeográfica dos ambientes que deram origem às unidades do Grupo Bauru.

XI – EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DA BORDA NORTE E NORDESTE DA BACIA BAURU

Com o término das manifestações vulcânicas que deram origem aos derrames basálticos da Formação Serra Geral, um longo período de tempo passou até que parte da antiga Bacia do Paraná voltasse a ser palco de processos de sedimentação.

Devido aos sucessivos esforços impostos no interior da placa Sulamericana durante a separação Brasil – África, muitas estruturas do embasamento pré-cambriano foram reativadas, causando vulcanismo de caráter alcalino, com movimentos de ascensão e abatimentos de blocos.

A região leste do Triângulo Mineiro (MG) e sul de Goiás foi palco de inúmeras intrusões alcalinas que deram origem aos *plugs* vulcânicos de Tapira, Araxá, Salitre, Pântano, Serra Negra, Catalão, entre outros.

O intenso vulcanismo nessa região deu origem a uma grande feição estrutural positiva, denominada *Soerguimento do Alto Paranaíba* (HASUI *et al.*, 1975). A deformação afetou toda a borda NE da antiga Bacia do Paraná, expondo aos processos de intemperismo e erosão as rochas das formações Botucatu, Serra Geral e do embasamento pré-Cambriano.

No sul de Goiás, além da forte contribuição de fragmentos de rochas vulcânicas alcalinas (DANNI, 1996), sedimentos oriundos de unidades mais antigas da Bacia do Paraná (Grupo Aquidauana?) e do embasamento cristalino, constituem o arcabouço das rochas do Grupo Bauru, principalmente na região de Caçú (GO) e Quirinópolis (GO).

Concomitante ao soerguimento da porção norte e leste do Triângulo Mineiro (MG), a movimentação e basculamento de blocos deu origem a uma nova depressão bacinal, alongada segundo a direção aproximada NE-SW, que se estendia do sul de Goiás até o sudoeste do estado de São Paulo, denominada Bacia Bauru.

O preenchimento dessa bacia teve início com a implantação de um sistema lacustre, que funcionaria como nível de base para sedimentação que vinha das porções elevadas a norte e nordeste (principalmente do *Soerguimento do Alto Paranaíba*).

Sistemas de leques aluviais, dominados por rios (entrelaçados) adentravam a bacia gerando depósitos areno-conglomeráticos nas porções proximais (*Associação 5*), eventualmente retrabalhados por ventos e sujeitos a processos pedogenéticos (*Associação 4*).

O clima da época, embora quente, dispunha de umidade suficiente para a proliferação de vida aquática (carófitas, ostracodes) e terrestre (dinossauros).

Depósitos fluviais entrelaçados se desenvolveram nas porções intermediárias desse sistema de leques, caracterizado por depósitos de acréscimo a jusante (DA) e depósitos de acréscimo lateral (LA) (*Associação 3*), que indicam transporte para sul.

À medida que esses rios se distanciavam da área fonte, se tornavam mais organizados e perenes, tendendo a rios do tipo meandrante psamítico (*Associação 2*).

As associações de fácies, juntamente com os dados petrográficos e paleontológicos, sugerem que o clima durante as fases de deposição do Grupo Bauru variou de úmido a árido, de acordo com HSÜ (1992) e SGARBI & DARDENNE (1998).

A constante atividade tectônica do Soerguimento do Alto Paranaíba (a leste e nordeste) fornecia um grande aporte terrígeno para a Bacia Bauru, gerando o avanço progressivo dos depósitos aluviais sobre os depósitos lacustres.

Períodos de não-deposição, com retrabalhamento eólico dos sedimentos, geração de paleossolos, gretas de dissecação e formação de calcretes pedogenéticos, ocorriam em épocas mais quentes e secas.

O caráter cíclico da sedimentação, dado por pulsos, ora mais ora menos intensos das bordas norte e nordeste da Bacia Bauru, fica marcado por várias superfícies erosivas e pelo empilhamento granocrescente ascendente dos depósitos do Grupo Bauru.

A evolução do *Soerguimento Alto Paranaíba*, bem como a movimentação vertical ao longo das antiga estruturas do embasamento foram responsáveis pela circulação e concentração de águas ricas em CaCO₃ favorecendo os processos de calcretização por água subterrânea que deram origem aos depósitos calcários do Membro Ponte Alta.

Com o avanço constante do sistema aluvial em direção ao nível de base, a bacia foi sendo progressivamente colmatada, até cessarem os processos sedimentares no final do Maastrichtiano.

Após algum tempo de soterramento e da atuação dos processos diagenéticos, os depósitos do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro (MG) sofreram muitas modificações impostas por uma forte reestruturação tectônica da bacia durante o Terciário, principalmente relacionada à reativação da Sutura de Itumbiara e Lineamento do Rio Grande.

Essa reativação foi responsável por uma intensa compartimentação na borda nordeste da Bacia Bauru, segmentando-a em várias depressões onde encontram-se preservados as suas unidades com espessuras e empilhamentos litoestratigráficos distintos (Depressões de Uberaba, Gurinhatã, Comendador Gomes, União de Minas).

Um modelo esquemático dessa evolução pode ser visualizado no bloco diagrama da figura 54.

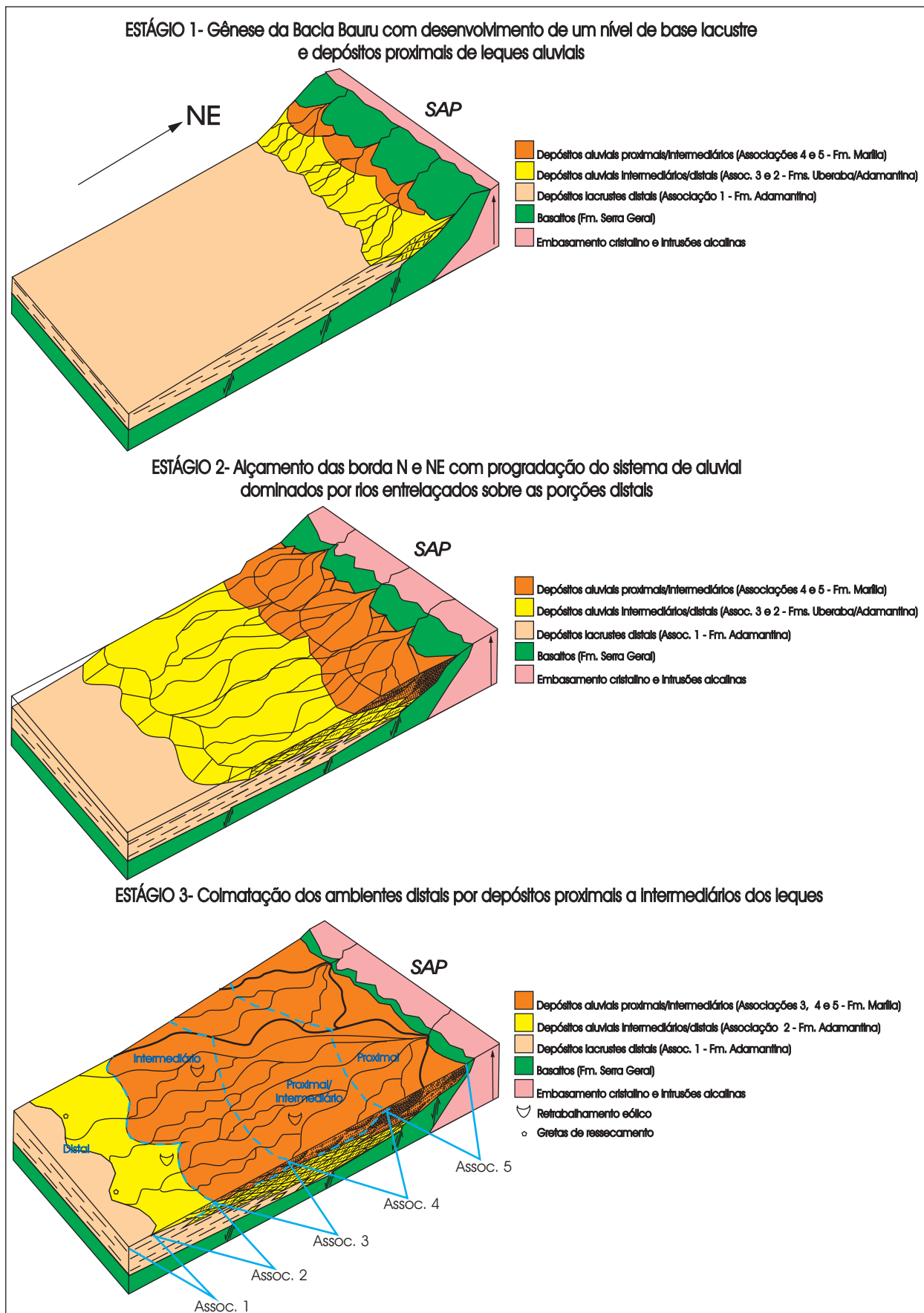


Figura 54 – Modelo esquemático mostrando a evolução tectonoestratigráfica porção NE da Bacia Bauru.

XII – RECURSOS HÍDRICOS E POTENCIALIDADE ECONÔMICA DA ÁREA DE ESTUDO

A maior parte das reservas de combustíveis fósseis e depósitos minerais do mundo estão associados a rochas sedimentares, distribuídas cronologicamente do Arqueano até o Cenozóico. A exploração desses recursos necessita de um entendimento apurado sobre a relação entre a gênese do depósito mineral e a gênese dos estratos sedimentares que o hospedam (MIALL, 1984).

A aplicação da análise de bacia integrada tem fornecido subsídios importantes na exploração desses recursos minerais, sobretudo à indústria do petróleo.

GALLOWAY & HOBDAV (1983) apresentaram estudos de sistemas deposicionais aplicados à exploração de petróleo, carvão e urânio.

Nos últimos anos, a preocupação com as questões ambientais tem despertado em muitos pesquisadores o interesse na busca de métodos de estudos que auxiliem no planejamento urbano, sobretudo na delimitação de áreas potenciais para recursos minerais voltados à construção civil e recursos hídricos, principalmente água subterrânea.

SAAD (1990), baseando-se na análise de bacia integrada avaliou o potencial econômico da Bacia de Taubaté nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba, no interior do estado de São Paulo. CAMPANHA (1994), aplicando técnicas de estratigrafia de seqüências, definiu a arquitetura deposicional da Bacia de Taubaté (SP), como subsídio na delimitação de zonas de produção mineral voltadas ao planejamento urbano. LANDIM *et al.* (2002), por meio da análise de bacia integrada, propuseram uma nova estratégia exploratória para recursos minerais e hídricos para a região do Triângulo Mineiro (MG).

Partindo do princípio de que as pesquisas científicas modernas devem ter uma aplicação prática voltada à sociedade, a presente tese apresenta algumas considerações sobre recursos hídricos e a potencialidade econômica da área de estudo, com enfoque à água subterrânea, calcário e argila. Os dados aqui apresentados estão de acordo com LANDIM *et al.* (2002).

ÁGUA SUBTERRÂNEA

Tendo em vista o crescimento das cidades nos últimos anos, a região do Triângulo Mineiro tem tido problemas de abastecimento de água, que em quase sua totalidade advém do sistema de drenagem superficial das sub-bacias hidrográficas dos rios Prata e Tijuco. Para tentar amenizar esse problema, uma alternativa cada vez mais comum na região é a perfuração de poços tubulares profundos visando a exploração de água subterrânea, principalmente dos sistemas aquíferos Bauru e Serra Geral.

As produções constatadas no aquífero Bauru (granular) varia de 0,42 a 15,00 l/s, enquanto que no Serra Geral (fraturado) varia de 0,27 a 42,00 l/s.

Como as vazões não são suficientes para o abastecimento em grande escala, vários poços têm sido perfurados, fazendo com que o aquífero sofra um rebaixamento de seu nível.

Através da análise de bacia verificou-se que na região da depressão de Gurinhatã (oeste do Triângulo Mineiro), o sistema aquífero Bauru possui as maiores vazões (em média 20,00 l/s), ao contrário da região de Uberaba (Depressão de Uberaba), onde as vazões médias são da ordem de 1,0 l/s. Essa constatação é explicada pelo fato de que a região da depressão de Uberaba sofreu um processo de cimentação mais intenso, obliterando as características de permo-porosidade das rochas. Na depressão de Gurinhatã, embora haja uma maior porcentagem de fácies finas, os corpos arenosos dispõem de maior continuidade lateral, o que favorece uma maior interligação do sistema aquífero.

Frente à crescente demanda e às baixas vazões alcançadas nos aquíferos Bauru e Serra Geral, a análise de bacia aqui realizada sugere que as perfurações visem o sistema aquífero Botucatu, a exemplo de cidades como Uberaba e Frutal, onde as vazões são da ordem de 153,00 m³/h.

Os dados estratigráficos aqui apresentados, como por exemplo os das figuras 49, 50, 51 e 52, fornecem importantes informações que subsidiarão projetos de perfurações de poços tubulares profundos.

CALCÁRIO

A porção leste do Triângulo Mineiro é conhecida por apresentar várias jazidas de calcário explotadas como matéria-prima na fabricação de cimento (Lafarge – Fábrica de Cimento - Ponte Alta - MG), e principalmente para agricultura como corretivo de acidez de solo (Calcário Partesan e Calcário Triângulo).

Estudos acadêmicos sobre a origem, evolução diagenética e conteúdo paleontológico dos calcários dessa região foram apresentados por diversos autores, entre eles SUGUIO (1973), SUGUIO *et al.*(1975) SUGUIO *et al.*(1980), SUGUIO & BARCELOS (1983), SILVA *et al.* (1994), GOLDBERG & GARCIA (1994), ALVES *et al.*(1993), ALVES (1995), ALVES & GOMES (1995), ETCHEBEHERE *et al.* (1999), etc.

No âmbito da prospecção mineral e avaliação do potencial econômico, as pesquisas realizadas na área se devem exclusivamente às empresas ali instaladas, sendo que os dados disponíveis para consulta pública se restringem à poucas informações sobre cubagem e teor de pureza do minério.

Não pretende-se aqui apresentar informações revolucionárias a respeito dessas jazidas, mesmo porque os dados coligidos na presente tese apresentam um grau de detalhe pouco expressivo. No entanto, a partir desses dados muitas hipóteses levantadas por diversos pesquisadores ficam aqui fundamentadas. Constatou-se que as camadas de calcários são constituídos basicamente por depósitos siliciclásticos, descontínuos, com forma lenticular, alguns quilômetros de extensão e até 6 metros de espessura, restritos ao Membro Ponte Alta da Formação Marília. Sua gênese, muito provavelmente, está associada a um intenso processo de substituição dos grãos do arcabouço por carbonato de cálcio, a partir de calcretização por água subterrânea, conforme aventado por SILVA *et al.* (1994).

A análise estrutural da área mostra que esses depósitos ocorrem alinhados segundo a direção NW-SE, paralelo a um conjunto de lineamentos associados à Sutura de Itumbiara (Figura 4), o que leva a crer que essa feição estrutural teve papel importante na gênese desses calcários.

Observa-se que a oeste da Sutura de Itumbiara, os efeitos da calcretização não chegaram a gerar grandes ocorrências desse bem mineral. Provavelmente, nessa porção da bacia o lençol freático teve maior circulação o que não permitia a concentração em grande escala de íons cálcio.

Dessa forma, acredita-se que estudos detalhados ao longo dessas feições estruturais a leste da Sutura de Itumbiara, favorecerão os trabalhos de prospecção e pesquisa de novas reservas.

ARGILA

Durante os trabalhos de campo, verificou-se que na porção oeste do Triângulo Mineiro, principalmente nas proximidades de Gurinhatã, afloram espessos estratos de argilitos. A análise estratigráfica regional a partir dos dados de superfície e subsuperfície permitiu delinear áreas com maior ocorrência de fácies finas (Figura 50).

A área balizada pelas cidades de Gurinhatã, Limeira D'Oeste, Iturama e Prata (Figura 50), definem uma zona com maior concentração de fácies finas do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro, mostrando-se potencialmente favorável à existência desse bem mineral. Estudos detalhados de prospecção nessa porção da Bacia Bauru devem ser realizados no intuito de caracterizar essas argilas e definir sua aplicação.

Um provável uso para essas argilas (fácies **Fs**, **Fm** e **Fma**) é na indústria de cerâmica vermelha como matéria-prima para fabricação de tijolo e telha.

Propõe-se, no entanto, que sejam realizados trabalhos detalhados de mapeamento dessas fácies, além de ensaios laboratoriais que possibilitem definir suas propriedades cerâmicas. Dessa forma será possível avaliar com maior precisão a viabilidade de exploração de argila nessas áreas.

XIII – CONCLUSÕES

Baseado nas informações apresentadas conclui-se que o Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro e áreas adjacentes no noroeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás, é constituído pelas formações Adamantina, Uberaba e Marília.

As formações Adamantina e Uberaba interdigitam-se lateralmente e encontram-se assentadas discordantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Essa interdigitação foi constatada nos pontos AB-79 e AB-91, onde é possível observar lentes de arenito da Formação Uberaba intercalados aos lamitos da Formação Adamantina.

A área de ocorrência da Formação Uberaba é maior do que a até então admitida, extrapolando os limites da cidade homônima, aflorando a NW de Prata (MG), no vale do Rio Tijuco (Pontos AB-94, AB-95, AB-96 – APÊNDICE 1).

A Formação Marília, suprajacente, é formada pelos membros Echaporã, Serra da Galga e Ponte Alta, esse último constituído essencialmente por depósitos carbonáticos, lenticulares, restritos à região de Uberaba, Uberlândia e Monte Alegre de Minas, e alinhados segundo a direção NW, paralelos à Sutura de Itumbiara. Na análise de testemunhos de sondagem ficou constatado que os depósitos calcários que constituem o Membro Ponte Alta são porções mais cimentadas dentro do Membro Serra da Galga.

Embora tenha sido noticiada a descoberta de um afloramento onde é possível observar o contato abrupto entre as formações Uberaba e Marília, os dados petrográficos, paleontológicos e paleomagnéticos indicam passagem gradacional entre essas unidades.

Constatou-se na petrografia que as rochas do Grupo Bauru possuem um arcabouço constituído por grãos de quartzo, feldspato e fragmentos líticos, sobretudo, fragmentos de basalto (Formação Serra Geral), rochas alcalinas (do Soerguimento do Alto Paranaíba e do Complexo Alcalino do Sul de Goiás) 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.

Não foi encontrada evidência de vulcanismo contemporâneo à sedimentação.

As fácies identificadas e descritas na área de estudo podem ser agrupadas em 5 associações, cujas características indicam a atuação de processos sedimentares de baixa a alta energia, relacionados a 5 ambientes deposicionais: leque proximal (Cmg, Cmm, Ceag, Cetg, Lm e Am), leque intermediário (Cmm, Ceam e Am), fluvial entrelaçado (Ceam, Am, Aea, Aet, Aeh), fluvial meandrante psamítico (Ceam, Am, Aea, Alp, Fm, Fma), lacustre (Aeag, Ar, Ao, Fm, Fma, Fs).

O fato de que a faixa de afloramentos do Membro Ponte Alta (fácies **Lm**) esteja alinhada na direção NW, é um forte indício de que o processo de calcritização 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 CaCO₃. 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 condições hidrogeológicas favoreceram uma calcritização 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.

Com relação à idade, os dados obtidos nas análises paleontológica, paleomagnética e petrográfica indicam que a sedimentação que deu origem ao Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro ocorreu no intervalo de tempo compreendido entre o Campaniano e o Maastrichtiano (78 e 65 Ma).

A ligação genética e distribuição desses ambientes são indicativos de um grande sistema de leques aluviais dominados por rios entrelaçados, gerados a partir fluxos aquosos que adentravam a bacia de nordeste para sudoeste, oriundos principalmente do Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP), em direção a um nível de base lacustre.

Os depósitos fluviais são constituídos por formas de acréscimo à jusante (DA), acréscimo lateral (LA), canais (CH), formas de leito arenosa (SB) e barras seixosas (SG). As macroformas de acréscimo à jusante (DA) predominam nos depósitos da Formação Uberaba, enquanto que os elementos de canais (CH) são abundantes na Formação Marília.

A falta de hiato de tempo significativo entre as unidades sugere que os sistemas aluvial e lacustre coexistiram lateralmente.

As fácies que compõe a associação de fácies lacustre sugerem que o clima tenha sido mais úmido na fase inicial de sedimentação do Grupo Bauru. Já a presença de calcretes e paligorskita nas rochas da Formação Marília, indicam incremento nas condições de aridez na fase final ou pós-deposicional da sedimentação cretácea.

Além dos corpos alcalinos e rochas metamórficas que serviram de fonte de sedimentos, a deformação imposta na borda nordeste da Bacia do Paraná alçou as camadas juro-cretáceas (formações Botucatu e Serra Geral), propiciando sua erosão e fornecendo suprimento terrígeno para o preenchimento da Bacia Bauru, sobretudo na geração dos depósitos da Formação Uberaba.

Na borda norte da Bacia Bauru (região de Caçú e Quirinópolis – GO) há um predomínio de sedimentos oriundos da erosão de rochas paleozóicas da Bacia do Paraná (clastos de diamictitos do Grupo Aquidauana), além de fragmentos de quartzo, quartzito, basalto e vulcânicas alcalinas, associadas à Província Alcalina do Sudoeste Goiás (“Arco de Bom Jardim de Goiás”).

O eixo deposicional da Bacia Bauru possuía direção NE-SW, e provavelmente foi controlado por estruturas antigas do embasamento, reativado durante o Cretáceo Superior (Alinhamentos de Três Lagoas, Presidente Prudente e Ribeirão Preto).

Um nível de base lacustre se desenvolveu segundo essa direção, na área hoje balizada pelas cidades de Miraporanga (MG), Ituiutaba (MG), Limeira D’Oeste (MG), Iturama (MG) e Fernandópolis (SP), se estendendo pela parte ocidental do estado de São Paulo. Dessa forma, os depósitos lacustres da Formação Adamantina no Triângulo Mineiro são correlacionados aos depósitos lacustres da Formação Araçatuba em São Paulo.

Esse lago foi palco de sedimentação fina, constituída basicamente pelas *Associações 1 e 2*.

A presença de níveis lamíticos na porção basal da Formação Uberaba, constatado através dos dados de subsuperfície, pode ser indício de que os limites do sistema lacustre (nível de base) tenha sido maior durante os primeiros estágios da Bacia Bauru.

O sistema aluvial, formado pelas *Associações 3, 4 e 5*, sobrepujou progressivamente os depósitos lacustres distais, como resposta aos constantes pulsos de rejuvenescimento da área fonte situada na borda norte e nordeste da Bacia Bauru. Essa característica é marcada pelo empilhamento granocrescente ascendente das associações de fácies.

Por fim, com o término da sedimentação, a Bacia Bauru passou por um processo de reestruturação durante o Terciário. A reativação tectônica cenozóica que assolou a porção nordeste da bacia, principalmente a movimentação ao longo da Sutura de Itumbiara, causou a desarticulação dos

depósitos do Grupo Bauru, preservando-os distintamente nas depressões de Uberaba, Gurinhatã, Comendador Gomes, União de Minas, conforme observado nas seções e mapas estratigráficos.

O método da análise de bacia integrada se mostrou bastante eficaz contribuindo para o desenvolvimento do conhecimento geológico dessa região, abrindo perspectivas de estudos futuros mais detalhados, principalmente no que diz respeito aos recursos minerais e hídricos.

XIV – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. Contribuição à Geomorfologia da Área dos Cerrados. In: Simpósio sobre o Cerrado. São Paulo. EDUSP, 1971, p. 97-103.
- AIDAR, M. D., ETCHEBEHERE, M. L. de C., OLIVEIRA, M. S., LUZ, O. T., MUZARDO, V. A. Geologia do Bloco SF-22-K, balizado pelas cidades de Planalto, Ibirá, Getulina e Iacanga. São Paulo: 1981, 2v. (Paulipetro, Relatório, RT - 024/81).
- ALBUQUERQUE, O. R. Geologia de Minas. O Jornal, ed. Junho de 1929, Belo Horizonte (MG).
- ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial Sedimentation: Bars, Bars-Complexes and Sandstone Sheet (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, v. 33, p. 237- 293, 1983.
- ALMEIDA, F. F. M. de Traços Gerais da Geomorfologia do Centro-Oeste Brasileiro. Guia de Excursão, n. 1, *XVIII Congr. Inter. Geograf.*, p. 7 – 65. Cons. Nac. Geogr. , Rio de Janeiro, 1958.
- ALMEIDA, F. F. M. de Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. *Bol. IGG*, v. 44, p. 167-262, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. de Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. *Div. Geol. Min.*, Bol. 241, DNPM, Rio de Janeiro, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. de Regimes Tectônicos Arqueanos na Evolução Proterozóica e Mineralização do Leste Brasileiro. *Anais Acad. Brasil. Ciênc.*, v. 50, n.o 4, p. 601 – 602, 1978.
- ALMEIDA, F. F. M. de Relação tectônica das Rochas Alcalinas Mesozóicas da Região Meridional da Plataforma Sulamericana. *Revista Brasileira de Geociências* v. 13, n.o 3, p. 139-158, 1983.
- ALMEIDA, F. F. M. de Distribuição Regional e Relações Tectônicas do Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n.o 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M. de & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. *Bol. Div. Geol.Min. (Rio de Janeiro)*, DNPM, n. 143, p. 1-96, 1953.
- ALMEIDA, F. F. M. de & MELO, M. S. de. A Bacia do Paraná e o Vulcanismo Mesozóico. In: Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. Publicação IPT, 1184, 1981. v. 1, p. 46-81. Escala 1:500.000.
- ALMEIDA, F. F. M. de, HASUI, Y., DAVINO, A.; HARALY, N. L. E. Informações Geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu Significado Geotectônico. *An. Acad. Bras. Ciênc. (Rio de Janeiro)*, v. 52, n.o 1, p. 49-60, 1980.
- ALMEIDA, F. F. M. de, DANTAS, A. S. L., FERNANDES, L. A., SAKATE, M. T., GIMENES, A. F., TEIXEIRA, A. L., BISTRICHI, C. A., Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na

- Região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG, 1981. v 2: p. 77-89,
- ALVES, J.M.P. Petrologia e Diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná, na Região do Triângulo Mineiro. Ouro Preto (MG), 1995, 102 p. (Dissertação de Mestrado, UFOP).
- ALVES, J.M.P. & GOMES, N.S. 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...* Diamantina, SBG/MG. Boletim 13: 91–92.
- ALVES, J.M.P. & RIBEIRO, D. T. P. Evolução Diagenética das Rochas da Formação Marília – Minas Gerais, Brasil. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999. *Boletim...*Serra Negra, Unesp. P. 327-332.
- ALVES, J.M.P.; GOMES, N.S.; HORNES, S. Calcretes do Membro Ponte Alta, Formação Marília, na região do Triângulo Mineiro. Evidências de Isótopos Estáveis e Catodoluminescência. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7, Belo Horizonte. 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais. Boletim 12: 12 – 15.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. Potassium-Argon Ages of Alkaline Rocks Southern Brazil. *Geoch Cosm. Acta*, 31: 117-142, 1967.
- ANDREIS, R. R.; CAPILLA, R.; REIS, C. C. Considerações Estratigráficas e Composição dos Arenitos da Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região de Uberaba (MG). In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999. *Boletim...*Serra Negra, Unesp. P. 449-456.
- ARAÚJO, A. L. N. DE; GASPAR, J. C.; CARLSON, R. W.; SICHEL, S. E.; COSTA, V. S.; TEIXEIRA, N. A. Pb, Nd, Sr, and Os Isotopic Systematics of Brazilian Cretaceous Potassic Rocks. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n.o 4, p. 521-526, 2001.
- ASSINE, M. L. Leques Aluviais. In: PEDREIRA, A. J.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. & TESTA, V. Ambientes de Sedimentação do Brasil. (em edição)
- BACCARO, C. A. D. Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro: Estudo Preliminar. *Sociedade & Natureza, Uberlândia (MG)*, v.3, n.o 5 e 6, p. 37-42, 1991.
- BARBOSA, E. M. & CASTRO, P. T. A. Sedimentação Cenozóica da Bacia do Paraná: Ocorrência no Triângulo Mineiro – MG. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7 e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4*, Belo Horizonte, 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/MG. P. 39-40.

- BARBOSA, E. M. & LARA, R. P. Estratigrafia das Rochas Mesozóicas e Cenozóicas (?) da Porção Nordeste da Bacia do Paraná, Região do Distrito de Ponte Alta, Uberaba – MG *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina, 1995. *Anais...* Diamantina, SBG/MG. P. 95-96.
- BARBOSA, E. M.; MAIZATTO, J. R. & CASTRO, P. T.A. Evidências de Tectonismo Ativo na Sedimentação de Rochas do Grupo Bauru, Cretáceo da Bacia do Paraná, no Triângulo Mineiro, MG. *Acta Geológica Leopoldinense*, v.. 16 (38), p. 97-112, 1993.
- BARBOSA, O. (a) Petrographia Sedimentaria e Stratigraphica. *An. Esc. Minas de Ouro Preto*, n.o 25, p. 35-56, 1934.
- BARBOSA, O. (b) Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais. *Div. Serv. Geol. Minas Gerais – Serv. Geol.*, Belo Horizonte (MG), boletim n.o 3, 40p., 1934.
- BARBOSA, O. Notas sobre o Arenito Caiuá e Bauru. *Min. Met.*, v. 3, n.o 16, p. 212, 1938.
- BARBOSA, O. Formação Areado. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, XIX*, Rio De Janeiro (RJ), 1965. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG/RJ. P. 69-75.
- BARBOSA, O., BRAUN, O. P. G., DYER, R. C., CUNHA, C. A. B. R. da. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. *Bol. Div. Fom. Min. (Rio de Janeiro)*, DNPM. Bol. 136, 1970.
- BARCELOS, J. H. *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, 1984. 190p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- BARCELOS, J. H. Influência do Soerguimento do Alto Paranaíba na Sedimentação Pós-Basáltica na Área do Triângulo Mineiro (MG), Borda NNE da Bacia do Paraná. *Geociências*, v. 8, p. 38-54. 1989.
- BARCELOS, J. H. Geologia Regional e Estratigrafia Cretácica do Triângulo Mineiro. *Sociedade e Natureza*, Uberlândia, v. 5, n.o 9/10, p. 9-24, 1993.
- BARCELOS, J. H. & SUGUIO, K. Distribuição Regional e Estratigráfica das Formações Cretácicas do Oeste Mineiro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Camburiú, 1980. *Anais...* Camburiú, SBG. v. 5, p. 683-690.
- BARCELOS, J. H. & SUGUIO, K. 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 Simpósio Regional de Geologia*, 6, Rio Claro. 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG, v. 1, p. 313-321.

- BARCELOS, J. H.; LANDIM, P.M.B.; SUGUIO, K. Análise Estratigráfica das Seqüências Cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. *In* Simpósio Regional de Geologia, III, Curitiba. 1981. *Atas...* Curitiba, SBG, v. 2, p. 90-102.
- BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K.; GODOY, A. M.; HIRATA, R. A.; CONTIJO, R. C. Aspectos Litoestratigráficos da Formação Uberaba, Cretácea da Bacia do Paraná. *Geociências*, v. 5/6, 31-42. 1987.
- BATEZELLI, A. Redefinição Litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua Extensão Regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo. Rio Claro, SP, 1998. 110 p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- BATEZELLI, A.; PERINOTTO, J. A. J.; ETCHEBEHERE, M. L. DE C.; FULFARO, V. J. & SAAD, A. R. Redefinição Litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua Extensão Regional na Bacia Bauru, Estado de São Paulo, Brasil, 1999. *In*: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999. *Boletim...*Serra Negra, Unesp. P. 195-200.
- BATEZELLI, A.; PERINOTTO, J. A. J.; ETCHEBEHERE, M. L. DE C.; FULFARO, V. J. & SAAD, A. R. *Late Cretaceous Lacustrine Sedimentation in the Paraná Basin (Southeast Brazil)* *In*: 31st *International Geology Congress Abstracts Volume*. G0608058.Pdf, 2000.
- BATEZELLI, A.; FULFARO, V. J.; SAAD, A. R. & PERINOTTO, J. A. DE J. Análise Estratigráfica do Grupo Bauru (Ks) na Depressão de Uberaba (MG). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLI, João Pessoa (PB). 2002. *Anais ...João Pessoa (PB)*, SBG, p. 661.
- BATTILANI, G.A.; GOMES, N.S. & GUERRA, W..J. Evolução diagenética dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, na região de Morro do Chapéu, Bahia. *Geonomos*. v. 4, p. 81 – 89, 1996.
- BERTINI, R. J.; GOBBO-RODRIGUES, S. R.; SANTUCCI, R. M. O Grupo Bauru e sua Biocronologia. Programa e Resumo Paleo 2000, p. 4, 2000.
- BJORLYKKE, K. & EGBERG, P.K. Quartz cementation in sedimentary basins. *Am. Assoc. Petrol. Geol.* v. 77, p. 1358 – 1398, 1993.
- BJÖRNBERG, A. J. S., LANDIM, P. M. B., BÓSIÓ, N. J. Observações sobre a deposição do sedimento Bauru na região centro-ocidental do Estado de São Paulo. *Bol. Soc. Bras. Geol. (São Paulo)*, v. 19, n.o 1, p. 79-80, 1970.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G. & MURRAY, R. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall Inc. new jersey. 782 p. 1980.

- BOLOGNA, M. DE S.; PADILHA, A. L.; VITORELLO, I. Geophysical Signature of the Deep Lithosphere Underlying the Alto Paranaíba Igneous Province: Constraining Upper Mantle Properties. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n.o 4, p. 471-474, 2001.
- BORCH, C. von der, Stratigraphy and formation of Holocene dolomite deposits of the Coorong Area, South Australia. *Journ. Sed. Petrol.* v. 46, p. 952 – 956, 1963.
- BRAJNIKOV, B. A Geologia, Fisiografia e Hidrografia da Bacia do Paranaíba. Div. Águas, *Bol. Pluv.*, Rio de Janeiro (DNPM), v. 2, p. 65 – 102, 1953.
- BRAUN, O. P. G. A Formação Areado e a Formação Serra Negra. *Revista da Escola de Minas*, v. 28, n.o 3, p. 100-106. 1970.
- BRIDGE, J. S. Description and Interpretation of Fluvial Deposits: a Critical Perspective. *Sedimentology*, v.40, n.o 4, p. 801-810, 1993.
- BROMLEY, M. H. Variation in Fluvial Style as revealed by Architecture Elements, Kayenta Formation, Mesa Creek, Colorado, USA: Evidence of Both Ephemeral and perennial Fluvial Processes. *In: MIAL, A. D. & TYLER, N. The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastics Sediments and Its Implications For Hydrocarbon Discovery and Recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM*, v. 3, Tulsa Oklahoma, USA., p. 94-102, 1991.
- CAMPANHA, V. A. A Arquitetura Depositional da Bacia Sedimentar de Taubaté, SP, Como Subsídio à Delimitação das Zonas de Produção Mineral. Rio Claro, SP, 1994. 193 p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- CAMPOS, J. E. G. & DARDENE, M. A. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana – *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27 n.o 3, p. 283-294, 1997.
- CAPILLA, R. A Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região de Uberaba (MG), uma Nova Interpretação. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLI, João Pessoa (PB). 2002. Anais ...João Pessoa (PB)*, SBG, p.378.
- CHAH, A.; DUPLAY, L.C. & LUCAS, J. Analysis of paligorskite and associated clays from Jbel Rhassoul (Marocco) : chemical characteristics and origin of formation. *Clays and Clay Minerals*. v. 41, p. 401 – 411, 1993.
- CHOQUETTE, P. W.& PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* v. 54, p. 207 – 250, 1970.
- COIMBRA, A. M. Sistematização Crítica da Obra. São Paulo, 1991, 54 p. (Tese de Livre-docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J. M. V. Silicificação dos Arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. *In: A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes*, São Paulo, 1981. Coletânea de trabalhos e debates...São Paulo, SBG, p. 103-115.
- CORSI, A. C.; LANDIM, P. M. B.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. ; PERINOTTO, J. A. J. & BATEZELLI, A. Análise de tendência vetorial em dados de fraturamento, aplicada à hidrogeologia no Triângulo Mineiro (MG). *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, E SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR., 2^{do}*, 2002, São Pedro. Boletim... São Pedro, p. 387 – 393.
- COTTAS, L. R., BARCELOS, J. H. Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra, São Paulo. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3*, 1981, Curitiba. *Atas...*Curitiba: SBG. 1981. v. 2, p. 70-76.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS Projeto Hidrogeologia do Centro de Minas Gerais Norte do Espírito Santo. *Relatório Final*, 1980, Belo Horizonte. 115p.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS Mapa Metalogenético do Estado de Minas Gerais em escala 1:500.000. Belo Horizonte, MG, 1985.
- CRONE A.J. Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matrix clay in arid fluvial sediments. The University of Colorado PhD –Thesis 162 p., 1975.
- DAMANTI, J.F. & JORDAN, T..E. Cementation and compaction history of synorogenic foreland basin sedimentary rocks from Huaca, Argentina. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull*, v. 73, p. 2321 – 2334, 1989.
- DANNI, J. C. M. Evolução Tectono-Magmática da Província Alcalina do Sul de Goiás. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 4*, Águas de São Pedro, SP, Brasil. 1996. *Boletim...*Águas de São Pedro, Unesp. P. 235-237.
- DAVINO, A. O Baixo Gravimétrico da Região de Caldas Novas, Goiás. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2*, 1979, Rio Claro. *Atas...* Rio Claro, SBG/Núcleo SP, v 1, p. 87-100.
- DAVINO, A. Configuração Topográfica Pretérita à Sedimentação da Formação Uberaba na Região de Romaria, Estrela do Sul e Monte Carmelo, MG. *Revista Brasileira de Geociências, 13* , n.o 1. p. 37-40. 1983.
- DECELLES, P. G.; GRAY, M. B.; RIDGWAY, K. D.; COLE, R. B.; PIVNIK. D. A.; PEQUERA, N. & SRIVASTAVA, P. Controls on Synorogenic Alluvial-fan Architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, v. 38, n.o 4, p. 567-590, 1991.

- DELLA FAVERA, J. C. Eventos de Sedimentação Episódica nas Bacias Brasileiras. Uma Contribuição para Atestar o Caráter Pontual do Registro Sedimentar. In: *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro, RJ. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 1984. p. 489-501.
- DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E. A.; CASTRO, J. C.; MARANHÃO, M. S. A. S.; SUÁREZ, J. M.; RODRIGUES, R. Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos – *Revuwl Paléobiol.*, Genève 20, (1): 245-304, 2001.
- DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E. A.; MARANHÃO, M. S. A. S.; SUÁREZ, J. M. & CASTRO, J. C. Micropaleontologia do Grupo Bauru em Neves Paulista-SP (Brasil) e uma proposta de partição estratigráfica da Formação Adamantina em dois intervalos microbióticos. In: *SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 6, E *SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR.*, 2^{do}, 2002, São Pedro. *Boletim...* São Pedro, p. 335 – 344.
- ERNESTO, M. O estado da Arte do Paleomagnetismo do Cretáceo da América do Sul. In: *Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, *Simposio sobre el Cretacico de América del Sur*, 1, Serra Negra, Brasil. 1999. *Boletim...*Serra Negra, Unesp. P. 157-160.
- ETCHEBEHERE, M. L. de C., SILVA, R. B. da, SAAD, A. R., RESENDE, A. C. de. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. *Geoc. (São Paulo)*, v.12, p. 333-352, 1993.
- ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J. O Significado Estratigráfico da Calcretização por Água Subterrânea no Triângulo Mineiro, Sudoeste do Estado de Minas Gerais, Brasil. In: *Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, 5, *Simposio sobre el Cretacico de América del Sur*, 1, Serra Negra, Brasil. 1999. *Boletim...*Serra Negra, Unesp. P. 427-432.
- FEITOSA, V. M. N. & SVISERO, D. P. Conglomerados Diamantíferos da Região de Romaria – MG. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* SBG. p. 4995-5001.
- FERNANDES, L. A. *A cobertura Cretácea Suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): Os Grupos Bauru e Caiuá*. São Paulo, 1992. 171p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FERNANDES, L. A. *Estratigrafia e Evolução Geológica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)*. São Paulo, 1998. 216 p. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil) – *An. Acad. Bras. Ciênc.*, v. 68 n.o 2, p. 195-205, 1996.

- FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo) – *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30 n.o 4, p. 717-728, 2000.
- FERRARI, P. G. Formação Nova Ponte, uma Entidade Terciária. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Simpósio de Geologia do Núcleo Brasília, 1*, Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p. 105-109. (Boletim 10).
- FERREIRA Jr., P. D. Modelo Depositional e Evolução Diagenética da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, na Região do Triângulo Mineiro, 1996. 175p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto.
- FERREIRA Jr., P. D. & GUERRA, W. J. Estudo Preliminar sobre o Ambiente Depositional da Formação Uberaba *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7 e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4*, Belo Horizonte, 1993. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/MG. P. 17-21.
- FERREIRA Jr., P. D. & GUERRA, W. J. 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...*Diamantina, SBG/MG. P. 104-106. (Boletim 13).
- FERREIRA Jr., P. D. & GOMES, N. S. 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, 1999
- FERREIRA Jr., P. D.; CASTRO, P. T. A.; GUERRA, W. J. Aplicação de Elementos Arquiteturais na Prospecção de Diamantes nos Conglomerados Polimíticos de Romaria no Triângulo Mineiro. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8*, Diamantina, 1995. *Anais...*Diamantina, SBG/MG. P. 125-127. (Boletim 13).
- FLORENCE, G. Notas Geológicas Sobre o Rio Tietê no Trecho Estudado pela Turma em 1905. *In: Comissão Geográfica e Geológica. Exploração do Rio Tietê*, p. 9-15, 1907.
- FLÜGEL, E. *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer Verlag, Heidelberg. 633 p., 1982.
- FOLK, R.L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Hemphill Publ. Co. 182 p., 1974.
- FOLK, R.L. & LAND, L.S. Mg/Ca - ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 59, p. 60 –68, 1975.
- FREITAS, R. O. de. Sedimentação, estratigrafia e tectônica de Série Bauru. *Bol. Fac. Fil. Cienc. e Letras, USP, (São Paulo)*, n.o 194, p. 1-185 (Geologia, 14), 1955.
- FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J.E. *Principles of Sedimentology*. J. Willey & Sons (eds). New York. 792 p., 1978.

- FRIEND, P. F. Towards the Field Classification of Alluvial Architecture or Sequence. *In*: COLLINSON, J. D. & LEWIS, J. (Editors), Modern and Ancient Fluvial Systems. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., v. 6: p 345-354, 1983.
- FREYBERG, B. VON Erbnesse Geologischer Forschungen in Minas Gerais (Brasilien) – Neus Jb. Min. Paleon. II, 401p., 1932. Tradução de J. M. Campos para o Simpósio das Formações Eopaleozóicas da Brasil, XIX Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1965.
- FÜCHTBAUER, S. Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 1141 p., 1988.
- FULFARO, V. J. Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. *Bol. IG (Instituto de Geociências – USP)*, v. 5, p. 129-138, 1974.
- FULFARO, V. J. & BARCELOS, J.H. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma Nova Visão Litoestratigráfica. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, 1991. *Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, 59 - 66.
- FULFARO, V. J. & BARCELOS, J. H. A tectônica pós-deposicional e a reconstrução paleogeográfica: o exemplo no Grupo Bauru. *In*: SIMPÓSIO SOBRE BACIAS CRETÁCEAS BRASILEIRAS, 2, 1992, Rio Claro. *Boletim de resumos expandidos*, 1992. p. 132-133.
- FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J.; BARCELOS, J. H. A Margem Goiana de Grupo Bauru: Implicações na Litoestratigrafia e Paleogeografia. *In*: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro (SP), Brasil. 1994. *Boletim...* Rio Claro, Unesp. P. 81-84.
- FULFARO (a), V. J.; ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; PERINOTTO, J. A. J.; SAAD, A. R. Santo Anastácio: Um Geossolo Cretácico na Bacia Caiuá. *In*: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999a. *Boletim...* Serra Negra, Unesp. P. 125-130.
- FULFARO (a), V. J.; ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; PERINOTTO, J. A. J.; SAAD, A. R. Bacia Caiuá: Uma nova Bacia Cretácea na Bacia do Paraná. *In*: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999b. *Boletim...* Serra Negra, Unesp. P. 439-442.
- GALLOWAY, W. E. Hidrogeologic Regimes of Sandstone Diagenesis. *In*: McDONALD, D. A. & SURDAM, R. C. Clastic Diagenesis. Tulsa, American Association Petroleum Geologists, Memoir 37, p. 3-13, 1984.
- GALLOWAY, W. E. & HOBDAV, D. K. Terrigenous Clastic Depositional Systems – Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration. Springer-Verlag New York, 423 p. , 1983.

- GARRIDO, A. E. Estratigrafia do Grupo Bauru em Peirópolis – Município de Uberaba. 1992. 53p. Trabalho de Graduação. Universidade Federal de Ouro Preto.
- GARRIDO, A. E.; FERREIRA, A. M. & GARCIA, A. J. V. Estratigrafia e Sedimentologia do Grupo Bauru em Peirópolis, Município de Uberaba, Minas Gerais. *In: 6.o Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Ouro Preto, 1991. Revista da Escola de Minas*, v. 45, p. 112-114, 1992.
- GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence From Large Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, v. 36, n.o 1, p. 189-229, 1995.
- GOBBO-RODRIGUES, S. R. Carófitas e Ostrácodes do Grupo Bauru. 2001. 137 p. Dissertação (de Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2001).
- GOBBO-RODRIGUES, S. R. Caulóides de Charophyta Maastrichtianos na Formação Marília (Grupo Bauru) na região de Uberaba (MG), Brasil *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, E SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR., 2^{do}, 2002, São Pedro. Boletim... São Pedro*, p. 395 – 400.
- GOBBO-RODRIGUES (a), S. R.; PETRI, S.; COIMBRA, J. C.; BERTINI, R. J. Alathacythere (?) Roncana Bertels 1968 (L 4766 Grekof, 1960) *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE PALEOARTROPODOLOGIA. Ribeirão Preto (SP). 2000. Boletim... Ribeirão Preto.*
- GOBBO-RODRIGUES (b), S. R.; PETRI, S.; COIMBRA, J. C.; BERTINI, R. J. Note on *Ilyocypris Argentinensis* Musacchio & Simeoni (1991) *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE PALEOARTROPODOLOGIA. Ribeirão Preto (SP). 2000. Boletim... Ribeirão Preto.*
- GOBBO-RODRIGUES (c), S. R.; PETRI, S.; COIMBRA, J. C.; BERTINI, R. J. Biostratigraphic Correlations Between Bauru, Neuquén and Congo Basins, Using Non-Marine Ostracodes *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE PALEOARTROPODOLOGIA. Ribeirão Preto (SP). 2000. Boletim... Ribeirão Preto.*
- GOLDBERG, K. Reconstituição Paleoambiental do Cretáceo Continental Brasileiro na região do Triângulo Mineiro. 1995, 181p. Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo – Rio Grande do Sul (RS).
- GOLDBERG, K. & GARCIA, A. J. V. Faciologia dos Calcários do Grupo Bauru na Região de Uberaba, MG. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, SP, Brasil. 1994. Boletim...Rio Claro, Unesp*, p. 91-92.

- GOLDBERG, K. & GARCIA, A. J. V. Paleobiogeography of the Bauru Group. A dinosaur-bearing Cretaceous Unit, Mortheastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, v. 21, p. 241-254, 2000.
- GOMES, N.S. & FERNANDES S.M. Contribuição à petrologia e diagênese dos hialoclastitos da Formação Macau, Bacia Potiguar, RN, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 9, p. 223 – 236, 1995.
- GONZAGA DE CAMPOS, L. F. Jazidas Diamantíferas de Água Suja (Bagagem) Estado de Minas Gerais. Typ. Ed. Fluminense, Rio de Janeiro (RJ), 1891.
- GONZAGA DE CAMPOS, L. F. Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil). São Paulo: Tip. Ideal, 1905, 40 p.
- GOUDIE, A Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. Claredon Press. Oxford. 174 p., 1973.
- HARALYI, N. L. E. Carta Gravimétrica Bouguer do Oeste e Sul de Minas Gerais, Nordeste de São Paulo e Sul de Goiás. São Paulo. 1978. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- HARALYI, N. L. E. *et al.* Basement Controls of the Alkaline Province of Westrn Minas Gerais. Stuttgart (Alemanha), *Glob. Tect. Metal.*, v. 32, n.o 1, p. 37, 1984.
- HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y.; MIOTTO, J. A.; HAMZA, V. M.; RODRIGUES, C. V. Ensaio sobre a Estruturação Crustal do Estado de Minas Gerais com Base na Informação Geofísica e Geológica. Belo Horizonte, SBG/MG. *Publicação Especial*, p. 71 – 93. 1985.
- HASUI, Y. – Geologia das Formações Cretáceas do Oeste de Minas Gerais. São Paulo. 1967. (Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo).
- HASUI, Y. A Formação Uberaba *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 22, 1968, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, 1968. p. 167-179.
- HASUI, Y. O Cretáceo do Oeste Mineiro *Bol. da Soc. Bras. e Geol. (São Paulo)*, v. 18, n.o 1, p. 39-56, 1969.
- HASUI, Y. & CORDANI, U. G. Idades Potássio - Argônio de Rochas Eruptivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e Sul de Goiás. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 22, 1968, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, 1968. p. 139-143.
- HASUI, Y. & PENALVA, F. O Problema do Diamante do Alto Paranaíba. *Boletim da Sociedade Brasileira*, 19 (1). P. 71-78. 1970.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. Aspectos Lito-estruturais e Geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, v. 10, p. 67-77. 1991.

- HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R.; SUGUIO, K.; FUCK, G.F. - The Phanerozoic Tectonic Evolution of the Western Minas Gerais State. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, 1975, v. 47, n.º 314, p. 431-438.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; COSTA, J. B. S. Megaestruturação Pré-Cambriana do Território Brasileiro Baseada em Dados Geofísicos e Geológicos. *Geociências* (São Paulo), v.12, n.o 1, p. 7 – 31. 1993.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; MIOTTO, J. A.; SAAD, A. R.; CAMPANHA, V. A.; HANZA, V. M.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI, F. P. Compartimentação Estrutural e Evolução Tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo: 1989, 2v. IPT, (Relatório 27.394).
- HASUI, Y.; BORGES, M. S.; MORALES, N.; COSTA, J. B. S.; JIMENEZ-RUEDA, J. R. Evolução Mesozóica – Cenozóica da Borda Nordeste da Bacia do Paraná. *In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro, 1999. Boletim de Resumos Expandidos...* São Pedro, SBG/SP. P. 109.
- HIRST, J. P. P. Variations in Alluvial Architecture Across The Oligo-Mioceno Huesca Fluvial System Ebro Basin, Spain *In: MIALL, A. D. & TYLER, N. The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastics Sediments and Its Implications For Hydrocarbon Discovery and Recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology. SEPM, v. 3, Tulsa Oklahoma, USA., p. 111-121, 1991.*
- HOPPE, M..G. Untersuchungen an Palagonittuffen und über ihre Bildungsbedingungen. *Chemie der Erde*. v. 13, p. 484 – 514, 1940.
- HSÜ, K. J. Is Gaia Endothermic? *Geol. Mag.*, v. 129, n.o 2, p. 129-141, 1992.
- HUSSAK, E. Notícia dos Minerais das Areias Diamantíferas da Bagagem de Água Suja. Typ. Da Cia Ed. Fluminense, Rio de Janeiro, p. 21-25, 1891.
- HUSSAK, E. Sobre a Estrutura Geológica da Região do Estado de Goyas, Examinada pela Comissão Exploradora do Planalto Central, Parte II. Rio De Janeiro, H. Lamberts & Cia, ed., 1894.
- HUSSAK, E. Rocha Tufácea de Uberaba, Rico em Perowiskita. *Zeitschrift für Praktische Geologie, Jg.*, v. 16, p. 322 – 324, 1906.
- IPT. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Public. IPT n.o 1184, 1981. v. I. Nota explicativa e volume II, Mapas em escala 1:500000.
- ISOTTA, C. A. L. Contribuição ao Estudo da Jazida Diamantífera de Romaria, MG. 1969. 82p. São Paulo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia/USP.
- JACKSON, R. G. Hierarchical Attributes and a Unifying Model of Bed Forms Composed of Cohesionless Material and Produced by Shearing Flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 66, p. 1523 – 1533, 1975.

- JONES, S. J.; FROSTICK, L. E. & ASTIN, T. R. Braided Stream and Flood Plain Architecture: The Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, v. 139, p. 229-260, 2001.
- KAHN, J. S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: on the measurement of packing sandstones. *The Journal of Geology*, v. 64, n.o 4, p.385 – 394, 1956
- KASTNER, M & SIEVER, R. Low temperature feldspar in sedimentary dolomites. *Yearbook of Science and Technology*. Mc. Graw Hill, New York. 408 p., 1979.
- KING, C. L. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, n.o 2, p. 147 – 256. 1956.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOOS, L. L. Stratigraphy and Sedimentation *In: FREEMAN*, 1963, San Francisco, 2nd ed., pp. 660, 1963.
- LACOURI, F. Contribuição à Geologia do Triângulo Mineiro. *Prel. An.Esc. Minas de Ouro Preto*, n.o 25, p. 29-34, 1934.
- LADEIRA, E. A.; BRAUN, O. P. G.; CARDOSO, R. N.; HASUI, Y. O Cretáceo em Minas Gerais. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo, 1971. *Anais...*São Paulo, SBG. v. 1, p. 15-31.
- LANDIM, P. M. B., SOARES, P. C. Estratigrafia da Formação Caiuá. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, 1976, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: SBG, 1976. v.2, p. 195-206.
- LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J.; SAAD, A. R. PERINOTTO, J. A. DE J.; BATEZELLI, A.; CORSI, A. C. *A Bacia Bauru no Triângulo Mineiro (MG): Análise de Bacia como Proposta de uma nova Estratégia Exploratória para Recursos Minerais e Hídricos*. Projeto FAPESP 99/00323-5, Relatório Final, 2002.
- LARA, R. P. Mapeamento Litoestratigráfico do Mesozóico da Borda Nordeste da Bacia do Paraná. Belo Horizonte, 1993. 57p. (Trabalho de Graduação)
- LEPSCH, I. F.; MONIZ, A. C. & ROTTA, C. L. Evolução Mineralógica da Solos Derivados da Formação Bauru em Echaporã, São Paulo. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, v. 1, p. 38-43, 1977.
- LIMA, C. C. U. de & VILLAS-BOAS, G. S. A Arquitetura Depositional da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n.o 4, p. 729-736. 2000.
- MESNER, J. C. & WOOLDRIDGE, L. C. P. Maranhão Paleozoic Basins and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 48, n.o 9, p. 1475-1512, 1964.

- McBRIDE, E. F. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33 (3), 664 – 669 p., 1963
- MIALL, A. D. A review of braided river depositional environments. *Earth Science Review*, v. 13, p. 1062, 1977.
- MIALL, A. D. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: A Summary. *In: MIAL, A. D. (Editor), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, v. 5, p. 597 – 604, 1978.
- MIALL, A. D. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag New York Inc., 490 p. , 1984.
- MIALL, A. D. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth Science Reviews*, v. 22, n.o 4. P. 261-300. 1985.
- MIALL, A. D. (a) Reservoir Heterogeneities in Fluvial Sandstones: Lessons from Outcrop Studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, n.o 6, p. 682 – 697, 1988.
- MIALL, A. D. (b) Architectural Elements and Bouding Surfaces In Fluvial Deposits: Anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic) Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, v. 55, n.o 2, p. 233-262, 1988.
- MIALL, A. D. Reconstructing Fluvial Macroform Architecture From Two-dimensional Outcrops: Examples From The Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, v. B64, n.o 2, p. 146-158, 1994.
- MIALL, A. D. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p., 1996.
- MIALL, A. D. & TYLER, N. The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastics Sediments and Its Implications For Hydrocarbon Discovery and Recovery. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*. 1991. SEPM, v. 3, Tulsa Oklahoma, USA. 309p.
- MILWARD, G. B. Contribuição para a Geologia do Estado de Goiás. *Esc. Profis. Salesianas (ed.)*, São Paulo, 98p., 1935.
- MOORE, R. C. Meaning of Facies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, v. 39, p. 1 – 34, 1949.
- MUSACCHIO, E. A.; DIAS-BRITO, D.; MARANHÃO, M. S. A. S. & SUÁREZ, J. M. Comparando Carófitos (algas verdes) neocretácicos del Grupo Bauru (Brasil) y de Argentina. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, E SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR.*, 2^{do}, 2002, São Pedro. Boletim... São Pedro, p. 329 – 334.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos Dados Geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 1969. Rio de Janeiro, v. 12, n.o 3, p. 291-346.

- PADILHA, A. C.; TRIVEDI, N. B.; VITORELLO, I.; DA COSTA, J. M. Upper Crustal Structure of the Northeast Paraná Basin, Brazil, Determined from Integrated Magnetotelluric and Gravity Measurements. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n.o B3. P. 3351-3365. 1992.
- PIRES, F. R. M. Formação Bauru: Controvérsia. *Anais Acad. Bras. de Ciências*, 1982, v. 54, n.o 2, p. 369-393.
- PORCHERON, H. Sur les Mines de Diamants de Água Suja dans l'Etat de Minas Gerais. *Rapport. Imp. Lecoq et Mathorel*, Paris, 1903.
- PRAÇA LEITE (a), M. G.; GOMES, N. S.; SANTOS, M. do C.; OLIVEIRA, A. D. Considerações sobre o Ambiente Depositional do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina, 1995a. *Anais...* Diamantina, SBG/MG. P. 113-114.
- PRAÇA LEITE (b), M. G.; GOMES, N. S.; SANTOS, M. do C.; OLIVEIRA, A. D. 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, 1995b. *Anais...* Diamantina, SBG/MG. P. 115-116.
- PRAÇA LEITE (c), M. G.; GOMES, N. S.; SANTOS, M. do C.; OLIVEIRA, A. D. Estudo Diagenético Preliminar em Arenitos do Membro Serra da Galga, Cretáceo da Bacia do Paraná In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 8, Diamantina, 1995c. *Anais...* Diamantina, SBG/MG. P. 117-118.
- PRICE, L. I. A new Reptil From The Cretaceous of Brazil. *Notas Preliminares e Estudos. D.G.M., DNPM*, Rio de Janeiro, v. 25, p. 1-8., 1945.
- PRICE, L. I. (a) Os Crocodilídeos da Fauna da Formação Bauru do Cretáceo Terrestre do Brasil Meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 22, n.o 4, p. 473-490, 1950.
- PRICE, L. I. (b) On a new Crocodilian Sphagaesaurus From Cretaceous of the State of São Paulo, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 22, n.o 1, p. 77-83, 1950.
- PRICE, L. I. Os Quelônios da Formação Bauru Cretáceo Terrestre do Brasil Meridional. *Bol. D.G.M. DNPM*, Rio de Janeiro, v.147, p. 1-39, 1953.
- PRICE, L. I. Novos Crocodilídeos dos Arenitos da Série Bauru, Cretáceo do Estado de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 27, n.o 4, p. 487-498, 1955.
- RADAM BRASIL Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro (RJ), Folha SE, 22. Goiânia, v. 31, 1983.

- RAMOS, A. N. Aspectos Paleo-Estruturais da Bacia do Paraná e sua Influência da Sedimentação. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 13, n.o 3/4, p. 85-93, 1970.
- RAMOS, A. & SOPEÑA, A. Gravel Bars in Low-Sinuosity Streams (Permian and Triassic, Central Spain). *In: COLLINSON, J. D. & LEWIS, J. (Eds). Modern and Ancient Fluvial Systems. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 6: p 301-312, 1983.*
- READING, H. G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3th Edition, Blackwell Science, USA, 688p. 1996.*
- RIBEIRO, D. T. P. Diagênese e Petrografia das Rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na Região de Uberaba, MG. Ouro Preto (MG) 1997, 108 p. (Dissertação de Mestrado) Universidades Federal de Ouro Preto (MG).
- RIBEIRO, D. T. P. Caracterização dos Silcretes do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru na Região do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n.o 4, p. 663-664, 2000.
- RIBEIRO, D. T. P. Diagênese das Rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na Região de Uberaba, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n.o 1, p. 7-12, 2001.
- RIBEIRO, D. T. P. & GOMES, N. S. Aspectos Diagenéticos das Rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Anais... Salvador, SBG/Núcleo BA/SE, v. 1, p. 184 – 186.*
- RICCOMINI, C. Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-Gondwânicos da Porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas. São Paulo (SP), 1995. 100p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo - USP)
- RICCOMINI, C. Arcabouço Estrutural e Aspectos do Tectonismo Gerador e Deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc. (São Paulo)*, v. 27, n.o 2, p. 153-162, 1997.
- RIMANN, E. A Kimberlita no Brasil. *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, 1917. v. 15. P. 27-32.
- SAAD, A. R. Potencial Econômico da Bacia de Taubaté (Cenozóico do Estado de São Paulo, Brasil) nas Regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba. Rio Claro, SP, 1990. 173 p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SAD, J. H. G. & TORRES, N. Complexos Alcalinos da Região do Alto Paranaíba, *Relatório de Serviços*, 1968. Rio de Janeiro, DNPM.
- SAD, J. H. G.; CARDOSO, R. N. & COSTA, M. T. Formações Cretácicas em Minas Gerais: Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 1, n.o 1, p. 2-13. 1971.

- SANTOS, M. C.; LEITE, M. G. P.; TOLENTINO, M. F.; DA SILVA, C. M.; DA SILVA, R. G.; CANTISANO, M. A. M.; BAPTISTA, E. I.; FERREIRA, A. C. S. Estudo Preliminar da Faciologia do Membro Serra da Galga, Formação Marília do Grupo Bauru a Noroeste de Uberaba – Triângulo Mineiro, MG. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriu, Santa Catarina, 1994. Anais... Balneário Camboriu, SC, SBG, v.3, p. 262-264.
- SANTUCCI, R. M. Revisão dos Titanosauridae (Saurischia, Sauropoda) do Cretáceo Superior continental da Bacia Bauru. Rio Claro, SP, 2002. 179 p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SANTUCCI, R. M. & BERTINI, R. J. Distribuição Paleogeográfica e Biocronológica dos Titanossauros (Saurischia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do Sudeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n.o 3, p. 307-315, 2001.
- SANTUCCI, R. M. & BERTINI, R. J. Distribuição estratigráfica dos titanossauros do Grupo Bauru, cretáceo Superior continental do sudeste do Brasil. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 6, E SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR., 2^{do}, 2002, São Pedro. Boletim... São Pedro, p. 323 – 327.
- SENA, J. C. C. Águas Minerais do Município de Araxá, Ouro Preto, Esc. Minas, Na. 17, p. 77-104, 1921.
- SCORZA, E. P. & SANTOS, R. S. Ocorrência de Folhelho Fossilífero Cretáceo no Município de Presidente Olegário, Minas Gerais. DNPM, Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, Bol. 155, 2 partes, 27 p., 1955.
- SGARBI, G. N. C. General Aspects of the São Bento Group, Paraná Basin: A Bibliographic Research. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, 4, 1996, Unesp, Rio Claro, p. 239-245.
- SGARBI, G. N. C. & DARDENNE, M. A. 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*, v. 4, n.o 1, p. 21-49. 1998.
- SHEPPARD, R.A. & GUDE A. J. Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mojave County, Arizona. USGS. Prof. Paper. 830, p. 1 – 36, 1993.
- SILVA, R. B. de, ETCHEBEHERE, M. L. de C., SAAD, A. R. Groundwater Calcretes: Uma Interpretação Alternativa para os Calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. *In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil*, 3, 1994, Rio Claro. *Boletim...* Brasil, 1994. p. 85-90.

- SIQUEIRA, C. A. DE & ROSA, R. – Mapeamento digital dos aspectos físicos da mesoregião do Triângulo Mineiro, através dos softwares Autocadr12 e Grass 4.0. *Sociedade & Natureza, Uberlândia*, v. 10, n.o 19, p. 93-114, 1998.
- SMITH, S. A. The Sedimentology and Accretionary Style of na Ancient Gravel-bed Stream: The Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), Southwest Englad. *Sedimentary Geology*, vol 67, p. 199-219, 1990.
- SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B., FULFARO, V. J.; AMARAL, G., SUGUIO, K., COIMBRA, A. M., SOBREIRO NETO, A. F., GIANCURSI, F. D., CORREA, W. A. G., CASTRO, C. G. J. Geologia da região Sudoeste do Estado de São Paulo In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. 2, 1979, Rio Claro. *Atas...Rio Claro: SBG, 1979. v. 2, p. 307-319.*
- SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B., FULFARO, V. J., SOBREIRO NETO, A. F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Rev. Bras. Geoc., (São Paulo)*, v.10, n.o 3, p. 177-185, 1980.
- STANISTREET, I. G. & McCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, v. 85, p. 115-133, 1993.
- STAUDIEGEL, H. & HART, S.R. alteration of basaltic glass: Mechanismus for the sea water budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 47, p. 337 – 350, 1983.
- STEIN, D. P., MELO, M. S., BISTRICHI, C. A., ALMEIDA, M. A. de, HASUI, Y., PONÇANO, W. L., ALMEIDA. F. F. M. de. Geologia da parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. *Atas... Rio Claro: SBG, 1979. v.2, p. 291-306.*
- SUGUIO, K. Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. São Paulo, 1973. 2v. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SUGUIO, K. Fatores Paleambientais 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. Coletânea de trabalhos e debates. São Paulo: SBG, p. 15-30 (Publicação Especial, 7).
- SUGUIO, K. Dicionário de Geologia Marinha (Com Termos Correspondentes em Inglês, Francês e Espanhol) São Paulo, T. A. Queiroz, 171 p., 1992.
- SUGUIO, K., BARCELOS, J. H. Nota sobre a ocorrência de atapulgita em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. *Anais... Recife: SBG, 1978. v. 3, p. 1170-1179.*

- SUGUIO, K., BARCELOS, J. H. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous) Brazil: Petrology and Geological significance. *Bol. IG (São Paulo)*, v. 14, p. 31-47, 1983.
- SUGUIO, K.; BERENHOLC, M.; SALATI, E. Composição Química e Isotópica dos Calcários e Ambiente de Sedimentação da Formação Bauru. *Boletim IG*, Instituto de Geociências, USP, 1975, v. 6, p. 55-75.
- SUGUIO, K., FULFARO, V. J., AMARAL, G., GUIDORZI, L. A. 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 REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, 1977, São Paulo. *Atas ...* São Paulo: SBG, n.o 2, p. 231 - 247.
- SUGUIO, K.; SVISERO, D. P.; FELITTI FILHO, W. Conglomerados Polimíticos Diamantíferos de Idade Cretácea de Romaria (MG): Um Exemplo de Sedimentação de Leques Aluviais. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979, *Actas...*Rio Claro, SBG, v. 1, p. 217 – 229.
- SUGUIO, K., BARCELOS, J. H., MATSUI, E. Significados Paleoclimáticos e Paleoambientais das Rochas Calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú: SBG, 1980. v. 1. p. 607-616.
- SVISERO, D. P. Geologia da Mina de Diamantes de Romaria, Município de Romaria, MG. *Mineração e Metalurgia*, v. 44, n.o 425, p. 1-14. 1981.
- SVISERO, D. P. & MEYER, H. O. A. Ilmenitas Kimberlíticas da Mina de Diamantes de Romaria, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, n.o 4, p. 217-221. 1981.
- TAMRAT, E. ; ERNESTO, M. ; FÚLFARO, V. J. ; SAAD, A. R.; BATEZELLI, A. & OLIVEIRA, A. F. Magnetoestratigrafia das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) no Triângulo Mineiro (MG). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6, E SIMPOSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR., 2^{do}, 2002, São Pedro. *Boletim...* São Pedro, p. 323 – 327.
- TEICHERT, C. Concept of Facies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* v. 42, p. 2718 – 2744. 1958.
- VIEIRA, P. C. Sugestões para Captação de Água Subterrânea no Grupo Bauru; Considerações Tectônicas. *Rev. IG, São Paulo*, 1981, v. 2, n.o 2, p. 5-16.
- VON WALTERSHAUSEN, W.S. Über die submarine Ausbrüche in der tertiären Formationen des Val di Noto in Vergleich mit verwandten Erscheinungen am Ätna. *Gött Stud.* v. 1, p. 371 – 431, 1845.

- WALKER, T.R. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 78, p. 353 – 368, 1967.
- WALKER, R. G. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 62: 932-966, 1978.
- WALKER, R. G. (Editor) Facies Models. *Geoscience Canada Reprint Ser.*, v. 1, p. 1- 8. 1984.
- WALKER, T.R.; WAUGH, B. & CRONE, A.J. Diagenesys in first cycle desert alluvium of /Cenozoic age, southwestern United States and nortwesthrn Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 89, p. 19 – 32, 1978.
- WASHBURNE, C. W. Petroleum geology of the State of São Paulo, Brasil. *Bol. Com. Geogr. e Geol. (São Paulo)*, n.o 22, p. 1-282, 1930. *Geologia do Petróleo no Estado de São Paulo*, tradução de J. Pacheco. Rio de Janeiro: DNPM, 1939, 228p.
- WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Geol. Soc. London Journal*, v. 135, p. 51 – 56, 1922.
- ZAINE, J. E., BARBOUR JR., E., NEGREIROS, J. H., RODRIGUES, M. E., BARRETO, M. L. K., ETCHEBEHERE, M. L. C., OLIVEIRA, M. S., LUZ, O. T., ANTONINI, S. A., MUZARDO, V.A. *Geologia do Bloco 38 e 44: Região de Araçatuba/Tupã e Marília*. São Paulo, 1980, 2v. (PAULIPETRO, Relatório, BP - 014/80)
- ZALAN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, C. T.; ZANOTTO, O. A. *Bacia do Paraná*. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Gávea, p. 135 – 168. 1990.