



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DA FORMAÇÃO UBERABA:
IMPLICAÇÕES PARA AS FONTES DO DIAMANTE ALUVIONAR DA
REGIÃO SUDESTE DO TRIÂNGULO MINEIRO**

AUTOR: Dennis Arthuso Quintão

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Fabrício Andrade Caxito

CO-ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Joachim Karfunkel

Nº

BELO HORIZONTE

DATA (29/03/2017)

DENNIS ARTHUSO QUINTÃO

**GEOQUÍMICA E QUÍMICA MINERAL DA FORMAÇÃO UBERABA:
IMPLICAÇÕES PARA AS FONTES DO DIAMANTE ALUVIONAR DA
REGIÃO SUDESTE DO TRIÂNGULO MINEIRO**

Instituto de Geociências

Dissertação apresentada ao programa de Pós- Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Fabrício Andrade Caxito

Co-orientador: Prof. Dr. Joachim Karfunkel

Belo Horizonte - MG

2017

Q7g
2017

Quintão, Dennis Arthuso.

Geoquímica e química mineral da Formação Uberaba [manuscrito] : implicações para as fontes do diamante aluvionar da região sudeste do Triângulo Mineiro / Dennis Arthuso Quintão. – 2017.
ix, 149 f., enc. (principalmente color.)

Orientador: Fabrício Andrade Caxito.

Coorientador: Joachim Karfunkel.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2017.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 107-118.

Inclui anexo.

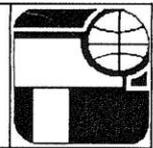
1. Geoquímica – Triângulo Mineiro (MG) – Teses. 2. Química mineralógica – Teses. 3. Diamante – Triângulo Mineiro (MG) – Teses. 4. Aluvião – Triângulo Mineiro (MG) – Teses I. Caxito, Fabrício de Andrade. II. Karfunkel, Joachim. III. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 550.4(815.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Estratigrafia, Petrografia e Geoquímica da Formação Uberaba: Implicações Para as Fontes do Diamante Aluvionar da Região Sudeste do Triângulo Mineiro.

DENNIS ARTHUSO QUINTÃO

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA ECONÔMICA E APLICADA.

Aprovada em 24 de fevereiro de 2017, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Fabricio de Andrade Caxito - Orientador
UFMG


Prof(a). Mathews Henrique Kuchenbecker do Amaral
ufvjm


Prof(a). Tiago Amancio Novo
ufmg

Belo Horizonte, 24 de fevereiro de 2017.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Fabrício Andrade Caxito, e co-orientador Prof. Dr. Joachim Karfunkel pelos grandes ensinamentos a mim transmitidos durante o desenvolvimento dessa dissertação de mestrado, através de discussões sadias, ideias geniais, incentivos e cobranças que foram fundamentais para o desenvolvimento de um trabalho qualificado.

Aos professores Lúcia Castanheira e Hildor Seer que muito contribuíram com ideias para o desenvolvimento do mestrado. À engenheira de minas Florence Rodrigues Vieira que disponibilizou dados e materiais para análise que consistiram parte fundamental desse trabalho.

Ao apoio financeiro do Projeto de Mapeamento Geológico do Triângulo Mineiro (CODEMIG-CPMTC-UFMG) e à CODEMIG por ceder os dados geofísicos.

Ao Prof. Dr. Luiz Carlos Borges (UFMT) e toda a equipe do Complexo Cultural e Científico de Peirópolis CCCP/UFTM, localizada no município de Uberaba (MG), que nos apoiaram com alojamento para nossos trabalhos de campo.

Ao meu irmão Kevin Quintão que me deu apoio nas partes iniciais do trabalho me poupando tempo para dedicar a pontos primordiais na dissertação.

Aos graduandos Pedro do Carmo e Carolina Almeida pela ajuda nas descrições das lâminas delgadas.

Aos mestrandos Tobias Fonte Boa, Fernando Pacheco, Carolina Deluca, Vinícius Ferreira e Paula Mendes pelas ideias e discussões que contribuíram para a melhoria do trabalho.

Aos meus pais pelo constante apoio e incentivo em todos os momentos e também por transmitirem os grandes valores que carrego comigo.

RESUMO

A Formação Uberaba, de idade Campaniana e ocorrência restrita à região do município homônimo, é composta por rochas vulcanoclásticas de caráter alcalino e por arenitos líticos e conglomeráticos de coloração esverdeada com estratificações cruzadas acanaladas. Nos arenitos ocorrem minerais pesados como ilmenita, granada, perovskita e magnetita, além de clinopiroxênio e apatita. A Formação Uberaba apresenta sedimentos derivados dos distritos alcalinos do Alto Paranaíba, com idades entre 87 e 83 Ma, bem como da erosão de rochas Pré Cambrianas e do Cretáceo Inferior. Essa contribuição alcalina na Formação Uberaba é verificada na geoquímica dos arenitos devido ao elevado fracionamento dos ETR, com razões $La_N/Yb_N = 128,53$ (enriquecido em ETR leves), padrão plano do diagrama para ETR e anomalias positivas de Nb, Ta, La e Ce. Além disso, é também constatada contribuição detrítica derivada da erosão da Formação Serra Geral e dos grupos Canastra e Araxá. As granadas da Formação Uberaba correspondem ao subtipo andradita da variedade chorlomita (enriquecidas em Ti) com origem crustal e afinidade eclogítica. Em Romaria são encontradas granadas piropo (enriquecidas em Cr) de origem mantélica e derivação peridotítica, indicativos de proveniência kimberlítica. Descarta-se, pelo menos de forma preliminar, uma correlação entre a Formação Uberaba e os conglomerados produtores de diamante da região de Romaria (MG). Os diamantes aluvionares do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba podem ter tido contribuições detríticas de kimberlitos e lamproítos, porém essa não foi a fonte principal já que aqueles até então descobertos na região são pequenos e com concentrações baixíssimas em diamantes, incapazes de fornecer os milhões de quilates de diamantes já retirados nesses locais.

ABSTRACT

The Campanian Uberaba Formation outcrops mainly around the Uberaba city. It consists of alkaline volcanoclastic rocks and lithic sandstones as well as greenish colored conglomerates showing fluted cross-stratification. Some heavy minerals identified in sandstone are ilmenite, garnet, perovskite and magnetite, with minor clinopyroxenes, plagioclase, quartz, calcite, and apatite. The volcanic contribution to the Uberaba Formation probably represents a mixture of alkaline volcanics from sources within the Alto Paranaíba region, aged between 87 and 83 Ma, and eroded rocks from Pre Cambrian and lower Cretaceous. This observation is verified in geochemistry of sandstones supported by the LREE fractionated, ratio $La_N/Yb_N = 128,53$, REE flat pattern and high levels of Ba, Ta, La and Nb, and high Th due to perovskite, a common mineral in alkaline districts. The detrital contribution within the Uberaba Formation is derived from erosion of the Serra Geral Formation, as well as from the Canastra and Araxá groups. The source of alluvial diamonds within the Triângulo Mineiro is not well understood and may have a relationship with the known alkaline intrusions. Kimberlite and lamproite as the main source contributions to the Uberaba Formation is not sustained because they have low concentration of diamonds or small size nearby that they could have provided the millions of carats of alluvial diamonds already recovered in the region. A correlation between the Uberaba Fm. and the diamond-bearing conglomerates of the Romaria region (MG) is not sustained.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO.....	1
Apresentação.....	1
Localização	1
Objetivos.....	3
Materiais e Métodos.....	3
Trabalhos de Escritório	4
Trabalhos de Campo.....	4
Amostragem e Preparação.....	5
Procedimento Analítico.....	6
CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
Bacia do Paraná	8
Grupo São Bento	10
Formação Botucatu.....	10
Formação Serra Geral.....	10
Grupo Caiuá	12
Grupo Bauru.....	12
Formação Araçatuba.....	14
Formação Uberaba.....	14
Formação Vale do Rio do Peixe.....	19
Formação Marília	21
Membro Ponte Alta.....	21
Membro Serra da Galga	22
Membro Echaporã.....	22
CAPÍTULO III: O PROBLEMA DA FONTE DOS DIAMANTES ALUVIONARES NO TRIÂNGULO MINEIRO.....	23

CAPÍTULO IV: GEOLOGIA DA FORMAÇÃO UBERABA NAS FOLHAS VERÍSSIMO E UBERABA	28
Grupo São Bento.....	28
Formação Serra Geral.....	30
Grupo Bauru	30
Formação Uberaba	31
Formação Vale do Rio do Peixe.....	35
Formação Marília	36
Coberturas Detrítico-Lateríticas	38
Depósitos Aluviais.....	38
CAPÍTULO V: GEOLOGIA DA REGIÃO DE ROMARIA (MG).....	40
CAPÍTULO VI: GEOCHEMISTRY AND SEDIMENTARY PROVENANCE OF THE UPPER CRETACEOUS UBERABA FORMATION (SOUTHEASTERN TRIÂNGULO MINEIRO, MG, BRAZIL).....	47
Introduction.....	49
Geological Context	50
Bauru Group and Uberaba Formation.....	50
Diamonds in the Uberaba region.....	55
Materials and Methods.....	56
Results.....	58
Application of Geophysics in the Cartography of the Uberaba Formation.....	58
Sedimentological Aspects	61
Petrography	64
Heavy Minerals	65
Mineral Chemistry.....	66
Whole Rock Geochemistry	70
Discussion.....	78
Conclusions.....	85

CAPÍTULO VII: QUÍMICA MINERAL DA FORMAÇÃO UBERABA	87
Química Mineral	87
Perovskita	87
Granadas	88
Flogopita	93
Imagens em Microsonda Eletrônica	93
CAPÍTULO VIII: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	96
Discussões	96
Áreas fonte	103
Conclusões	107
Referências Bibliográficas	109
Anexos	120
Anexo I	120

LISTA DE FIGURAS

<i>Fig. 1 - Mapa rodoviário do estado de Minas Gerais destacando o acesso até Uberaba e Romaria partindo-se de Belo Horizonte</i>	<i>2</i>
<i>Fig. 2 – Recorte da Folha Uberaba (Seer & Moraes, no prelo) com a localização das amostras coletadas para análises geoquímicas e laminação.</i>	<i>7</i>
<i>Fig. 3 - Área ocupada pela Bacia do Paraná e Chaco-Paraná no continente sul americano.</i>	<i>9</i>
<i>Fig. 4 - Mapa regional com destaque para as unidades geológicas da Bacia do Paraná.....</i>	<i>11</i>
<i>Fig. 5 - Fotografias de amostras das formações Botucatu e Serra Geral na região do Triângulo Mineiro.....</i>	<i>13</i>
<i>Fig. 6 - Mapa regional com destaque para a subdivisão do Grupo Bauru.</i>	<i>15</i>
<i>Fig. 7 - Características da Formação Uberaba no Triângulo Mineiro.</i>	<i>17</i>
<i>Fig. 8 - Características das formações Vale do Rio do Peixe e Marília no Triângulo Mineiro.</i>	<i>20</i>
<i>Fig. 9 – Mapa geológico regional (1:1.000.000), destacando-se na porção central a cidade de Romaria (MG), CPRM (2014).</i>	<i>25</i>
<i>Fig. 10 - Rede de drenagem de parte do Triângulo Mineiro com destaque para aquelas onde foram recuperados diamantes aluvionares (Hoover et al., no prelo).</i>	<i>26</i>
<i>Fig. 11 - Perfil geofísico e mapas gamaespectométrico e magnetométrico da porção leste do estado de Minas Gerais englobando a Formação Uberaba, Grupo Mata da Corda e Complexo Serra Negra-Salitre (CSNS).</i>	<i>27</i>
<i>Fig. 12 - Mapa geológico integrado simplificado das folhas Veríssimo-Miguelópolis e Uberaba.</i>	<i>29</i>
<i>Fig. 13 - Coluna estratigráfica levantada no Ponto MP01.....</i>	<i>32</i>
<i>Fig. 14 - Coluna estratigráfica levantada no Ponto MP02.....</i>	<i>34</i>
<i>Fig. 15 - Coluna estratigráfica levantada no Ponto FU464.....</i>	<i>35</i>
<i>Fig. 16 – Mapa regional 1:1.000.000 englobando a região de Romaria (CPRM, 2014).</i>	<i>42</i>
<i>Fig. 17 - Localização de Romaria na borda NE da Bacia do Paraná, inserida no Alto Paranaíba.....</i>	<i>43</i>
<i>Fig. 18 - Mapa geológico nas proximidades da área de mineração de Romaria (MG).</i>	<i>44</i>
<i>Fig. 19 - Feições do conglomerado encontrado em Romaria (MG).</i>	<i>45</i>
<i>Fig. 20 - Imagem de Satélite Google Earth (2016) com as áreas antigas e recentes de extração de diamantes. .</i>	<i>46</i>
<i>Fig. 21 - Integrated simplified geological map of the Veríssimo-Miguelópolis and Uberaba sheets (Ferreira et al. and Seer & Moraes., in press).....</i>	<i>52</i>

<i>Fig. 22 - Field aspects of rocks from the Uberaba Formation.</i>	53
<i>Fig. 23 - Lithostratigraphic chart of the Bauru basin.</i>	54
<i>Fig. 24 - Geophysical maps of the Veríssimo/Miguelópolis and Uberaba sheets.</i>	57
<i>Fig. 25 - Ternary gammaespectrometric map of the eastern portion of the TM and AP regions.</i>	60
<i>Fig. 26 - Stratigraphic column MP01.</i>	61
<i>Fig. 27 - Stratigraphic column MP02.</i>	62
<i>Fig. 28 - Stratigraphic column FU464.</i>	63
<i>Fig. 29 - Photomicrographies of sandstones from the Uberaba Formation.</i>	65
<i>Fig. 30 - Whole rock geochemistry plots for samples of the Uberaba Formation.</i>	75
<i>Fig. 31 - Compared whole rock geochemistry of the Uberaba Formation (line graphics) and AP alkaline complexes.</i>	76
<i>Fig. 32 - Geochemistry diagrams comparing the Uberaba Formation with AP alkaline complexes.</i>	77
<i>Fig. 33 - Geologic map of the AP.</i>	80
<i>Fig. 34 - Mineral chemistry binary diagrams of garnets from Uberaba Formation comparing with garnets from alkaline complexes and from Romaria's diamantiferous conglomerate (Tauá).</i>	82
<i>Fig. 35 - Mineral chemistry binary and ternary diagrams of phlogopites from the Uberaba Formation compared to phlogopites from some alkaline complexes of the AP.</i>	84
<i>Fig. 36 - Análises EDS em amostras da Formação Uberaba.</i>	92
<i>Fig. 37 - Fotomicrografias de minerais em microsonda eletrônica.</i>	94
<i>Fig. 38 - Análises químicas de rocha total para a Formação Uberaba e os seguintes complexos alcalinos: Serra Negra, Salitre, Catalão I, Tapira e Araxá.</i>	99
<i>Fig. 39 - Diagramas binários para química mineral de granadas da Formação Uberaba, comparação com alguns complexos alcalinos e o conglomerado diamantífero de Romaria (MG).</i>	101
<i>Fig. 40 - Diagramas binários e ternários para química mineral de flogopitas da Formação Uberaba, para efeito de comparação com análises minerais de complexos alcalinos do Alto Paranaíba.</i>	102
<i>Fig. 41 - Mapa geológico do Alto Paranaíba com destaque para os complexos plutônicos alcalino-carbonatíticos e para a Formação Uberaba.</i>	106

LISTA DE TABELAS

<i>Tab. 1 - Coordenadas geográficas e tipo das lâminas confeccionadas para a Formação Uberaba</i>	5
<i>Tab. 2 - Coordenadas das colunas estratigráficas de detalhe da Formação Uberaba</i>	31
<i>Tab. 3 - Heavy mineral concentrated from Uberaba Formation</i>	66
<i>Tab. 4 - Mineral Chemistry from electron microprobe (%wt)</i>	68
<i>Tab. 5 - Mineral Chemistry from EDS analyzes (%wt)</i>	69
<i>Tab. 6 - Whole rock analysis – Major elements (%wt)</i>	71
<i>Tab. 7 - Whole rock analysis – REE and trace elements (ppm), part one</i>	72
<i>Tab. 8 - Whole rock analysis – REE and trace elements (ppm), part two</i>	73
<i>Tab. 9 - Composições químicas estequiométricas dos tipos mais comuns de granadas</i>	88
<i>Tab. 10 - Química mineral a partir de microsonda eletrônica (%wt)</i>	89
<i>Tab. 11 - Química mineral a partir de análises EDS (%wt)</i>	90
<i>Tab. 12 - Pontos de campo levantados durante o mapeamento da Folha Veríssimo/ Miguelópolis</i>	120

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

Apresentação

Esta dissertação de mestrado visa ampliar o conhecimento do Grupo Bauru, em especial da Formação Uberaba, com ênfase em geoquímica e petrografia como ferramentas para estudos da proveniência destas rochas sedimentares e vulcano-sedimentares. Pretende-se também contribuir para o entendimento da origem dos diamantes aluvionares encontrados no Triângulo Mineiro. Para tanto, a geologia da área de estudo será comparada com a geologia da região de Romaria (MG), onde conglomerados diamantíferos são interpretados como correlatos à Formação Uberaba (Svisero 1981, Ferreira Jr. 1996, Coelho 2010). A Formação Uberaba apresenta importância do ponto de vista estratigráfico e geotectônico por ocorrer especialmente nesta porção da bacia, além da importância econômica por ser possivelmente correlacionada a rochas portadoras de diamante na região, além de importância paleoecológica e paleoambiental por conter remanescentes fósseis cretáceos (e.g. Huene 1927, Santucci & Bertini 2001, Ribeiro 2014).

Um dos capítulos dessa dissertação corresponde a um artigo, submetido para a Revista Brasileira de Geociências (RBG), que contou com a colaboração de pesquisadores do CEFET-Araxá (MG) nas etapas de mapeamento geológico, levantamento e descrição de colunas estratigráficas e separação de minerais pesados.

Localização

A Formação Uberaba ocorre na porção oeste do estado de Minas Gerais, na mesorregião do Triângulo Mineiro. Os melhores afloramentos da unidade encontram-se na área municipal e principalmente urbana da cidade de Uberaba (MG), distante 480 km à oeste de Belo Horizonte.

O acesso até a área estudada (Fig. 1), partindo-se de Belo Horizonte, se dá pela rodovia BR 262. Percorre-se 480 km por rodovias asfaltadas em bom estado de conservação.

Uma segunda área de estudo que será detalhada para comparação é a da região de Romaria (MG), que pode ser acessada, partindo-se de Belo Horizonte, pela BR-262 até o trevo com a MG-190, percorrendo-se 375 km (Fig. 1). Nesse trevo toma-se a MG-190 no sentido para Nova Ponte e percorrendo-se 115 km chega-se no centro urbano de Romaria.

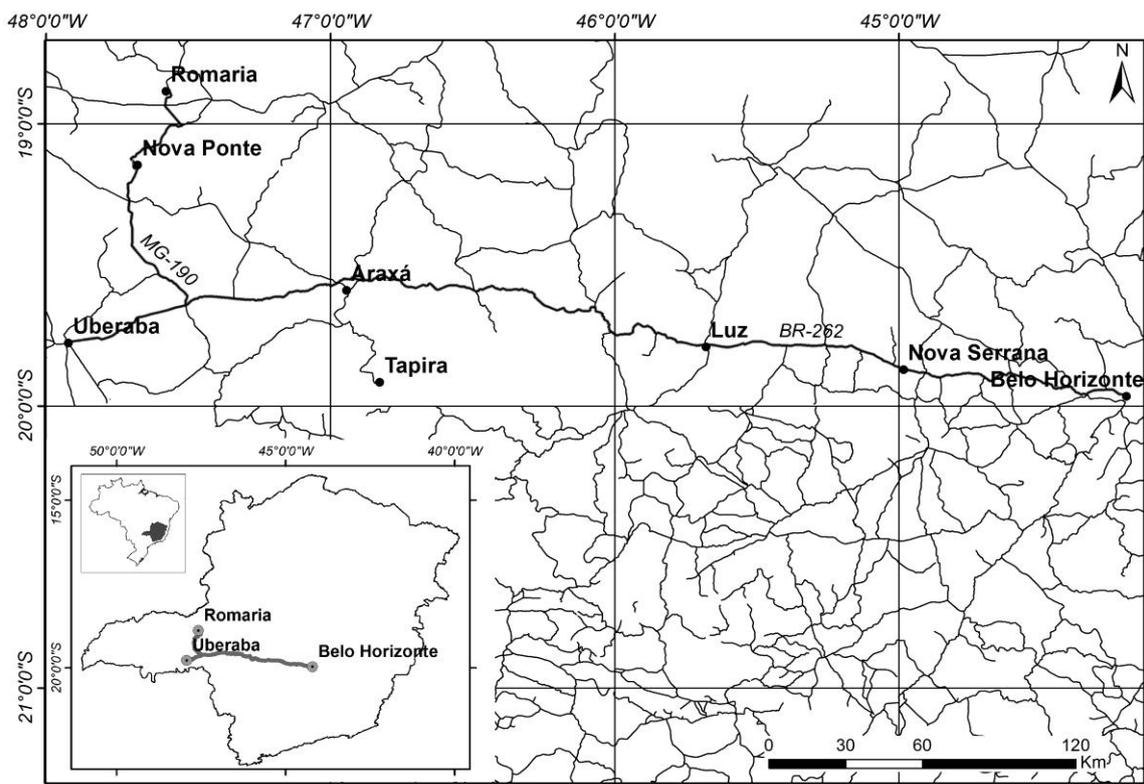


Fig. 1 - Mapa rodoviário do estado de Minas Gerais destacando o acesso até Uberaba e Romaria partindo-se de Belo Horizonte

(Departamento de Estradas e Rodagens - DER 2010).

Objetivos

O principal objetivo desse trabalho é a caracterização da proveniência sedimentar da Formação Uberaba, base do Grupo Bauru. Para tanto, serão utilizados dados estratigráficos e sedimentológicos coletados em campo com levantamento de colunas estratigráficas de detalhe, além de dados litoquímicos, petrográficos e química mineral.

As rochas da Formação Uberaba serão comparadas aos conglomerados diamantíferos da região de Romaria (MG), considerados por alguns autores como correlatos (Svisero 1981, Ferreira Jr. 1996, Coelho 2010).

Materiais e Métodos

A área de ocorrência da Formação Uberaba foi objeto de mapeamento geológico (1:100.000) no âmbito do Projeto Triângulo Mineiro CODEMIG/UFMG 2015-17, através da Folhas Veríssimo-Miguelópolis (Ferreira *et al.*, no prelo) e Uberaba (Seer & Moraes, no prelo). Durante os trabalhos de campo relacionados a este mapeamento, foi realizado o levantamento e descrição de colunas estratigráficas e amostragem, visando obter informações sobre processos deposicionais e evolução geológica da área.

Também foram realizadas análises químicas em rocha total, análises de química mineral em microsonda eletrônica, além de petrografia micro e macroscópica. A descrição de afloramentos específicos da Formação Uberaba, levantamentos de perfis estratigráficos e amostragem detalhada visando estudos de proveniência além dos dados analíticos são apresentados nos capítulos IV e VI.

Trabalhos de Escritório

Na parte inicial dos trabalhos foi realizada uma compilação de dados bibliográficos enfocando os principais aspectos geológicos regionais e também uma abordagem local de acordo com as ocorrências restritas da Formação Uberaba. Essa pesquisa consistiu de uma busca por trabalhos que tratassem de alguma forma a unidade em estudo, buscando-se nas bibliotecas das principais universidades do Brasil, principalmente Minas Gerais e São Paulo (UFOP, UFMG, USP, UNESP e UNB), bem como também publicações em revistas de geologia que tratassem do assunto.

O tratamento dos dados e interpretação de diversos dados como: química mineral, colunas estratigráficas levantadas em campo, química de rocha total, mapas geofísicos e petrografia ocorrem durante os trabalhos de escritório, da mesma forma que desenvolvimento dos capítulos e subcapítulos que integram o artigo (Capítulo VI) e a presente dissertação.

Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo para coleta de dados e amostras da Formação Uberaba foram realizados no contexto do mapeamento geológico da Folha Veríssimo/Miguelópolis pelo Projeto de Mapeamento Triângulo Mineiro CODEMIG/UFMG 2015-17. Os pontos de campo coletado nesse trabalho foram inseridos no Anexo I (Tab. 12), e os resultados do mapeamento estão descrito no Capítulo IV.

Durante essa etapa foram percorridos rodovias e estradas secundárias na busca de afloramentos em uma área de 2.500 Km² em uma área que engloba as cidades de Veríssimo, Uberaba e Conceição das Alagoas. As primeiras campanhas de campo foram destinadas ao mapeamento geológico da Folha Veríssimo/Miguelópolis, onde 10% da

área corresponde à Formação Uberaba. Em campanhas de campo posteriores foram levantadas seções estratigráficas de detalhe, documentação fotográfica e coleta de amostras para análises laboratoriais.

Amostragem e Preparação

Na seleção de amostras para análise química de rocha total considerou-se a ausência de intemperismo. Os locais de coleta das amostras são apresentados no mapa geológico (Fig. 2).

A preparação das amostras destinadas às análises químicas de rocha total consistiu de cominuição em britador e pulverização em moinho de disco de carbetto de tungstênio. Em seguida foram enviadas aos laboratórios da GEOSOL.

Em relação à petrografia foi realizada a coleta sistemática de amostras das rochas da Formação Uberaba (Fig. 2) com o propósito de realizar um estudo petrográfico detalhado de lâminas delgadas e polidas a fim de melhor caracterizar petrograficamente a unidade com base nos componentes texturais e mineralógicos. As coordenadas geográficas dos pontos onde foram coletadas amostras para laminação encontram-se na Tab. 1.

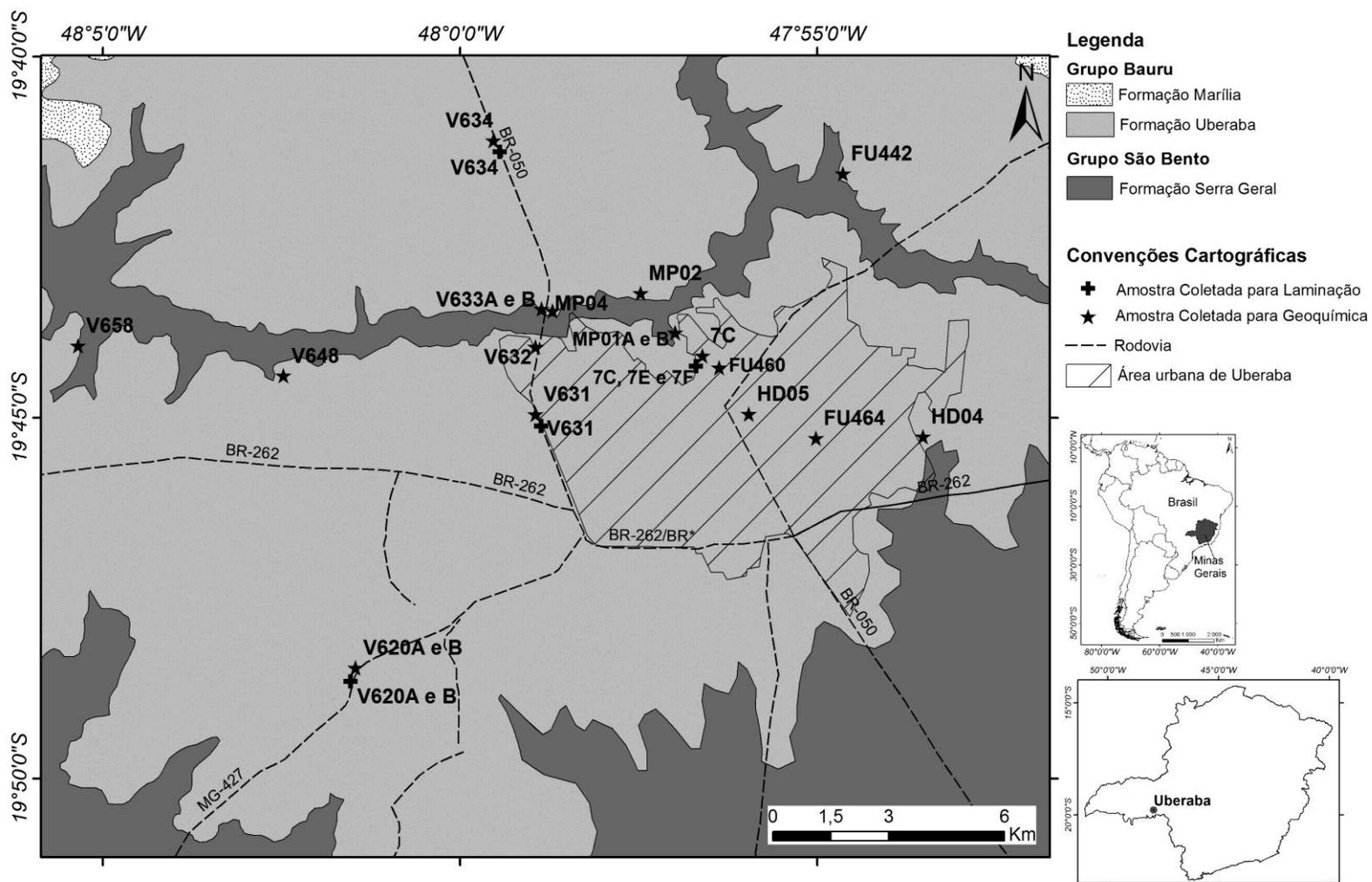
Tab. 1 - Coordenadas geográficas e tipo das lâminas confeccionadas para a Formação Uberaba

<i>Ponto</i>	<i>Coordenada (X)</i>	<i>Coordenada (Y)</i>	<i>Zona</i>	<i>Datum</i>	<i>Tipo</i>
7E	191.484	7.815.082	23K	WGS84	Lâmina Delgada
7F	191.484	7.815.082	23K	WGS84	Lâmina Delgada
7C	191.484	7.815.082	23K	WGS84	Lâmina Polida
V620A	187.490	7.816.065	23K	WGS84	Lâmina Polida
V620B	187.490	7.816.065	23K	WGS84	Lâmina Polida
V631	187.431	7.813.503	23K	WGS84	Lâmina Polida
V634	186.272	7.820.493	23K	WGS84	Lâmina Polida

Cinco laminas delgadas e polidas (amostras V634, V620A e B, V631 e 7C) foram analisadas para química mineral numa microsonda eletrônica JEOL JXA-8900RL (WDS) no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais, Brasil, usando uma tensão de aceleração de 15 kV e corrente de feixe de 20 nA. Doze óxidos foram determinados para cada ponto de medição: Na₂O, TiO₂, ThO₂, SiO₂, Cr₂O₃, UO₂, MgO, FeO, CaO, Al₂O₃, MnO e K₂O, os conteúdos foram obtidos usando padrões das coleções Ian Steele e Astimex.

Procedimento Analítico

O procedimento analítico seguido para as análises químicas de rocha total seguiu a rotina ICP por fusão com metaborato de Li, segundo a qual as amostras pulverizadas e homogêneas são pesadas em cadinhos de teflon. As amostras são “digeridas” em uma combinação de solução de ácido nítrico, perclórico e fluorídrico. Depois de levadas a seco, as amostras são retomadas com ácido clorídrico e os sais são dissolvidos. Os elementos terras raras são concentrados usando um processo de troca iônica. Os óxidos de elementos maiores foram analisados por ICP-OES (*Induced Coupled Plasma – Optical Emission Spectroscopy*) e os de elementos traço foram analisados por ICP-MS (*Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry*).



CAPÍTULO II: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná está localizada na região centro-leste da América do Sul, cobrindo uma área de aproximadamente 1.400.000 km², sendo 1.100.000 km² no Brasil, e o restante nos territórios de Argentina, Uruguai e Paraguai (Milani 1997), como verificado na Fig. 3. Essa bacia consiste num espesso pacote de rochas sedimentares e derrame de lavas basálticas (Formação Serra Geral), ambos pertencentes ao Mesozoico (Milani 1997).

No Brasil, a Bacia do Paraná estende-se pelos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Apresenta formato alongado na direção NE-SW com cerca de 1.700 km de extensão e largura média de 900 km. O nome é derivado do Rio Paraná que tem seu curso paralelo ao eixo de deposição da bacia por cerca de 1.500 km (Zalan *et al.* 1990).

A evolução geológica da bacia se deu de forma complexa com controle por fatores climáticos e tectônicos. Durante o Mesozoico houve a deposição de três sequências sedimentares de caráter transgressivo-regressivo, controladas por variações do nível do mar e movimentos tectônicos. Durante essa época também houve o desenvolvimento de outras duas sequências sedimentares continentais, sendo uma de ambiente desértico, e outra de natureza fluvial/eólica, intercaladas entre pacotes de rochas basálticas (Milani 1997).

O derrame basáltico está relacionado aos processos tectônicos responsáveis pela ruptura do continente Gondwana, que provocou a separação entre a América do Sul e a África, e a conseqüente abertura do Oceano Atlântico. O vulcanismo resultante deste

processo recobriu 75% da porção brasileira da bacia, podendo alcançar espessuras de até 2.000 m. A espessura total do pacote vulcânico e sedimentar pode atingir até 8.000 m nas porções centrais da bacia (Milani 1997, Zalan *et al.* 1990).

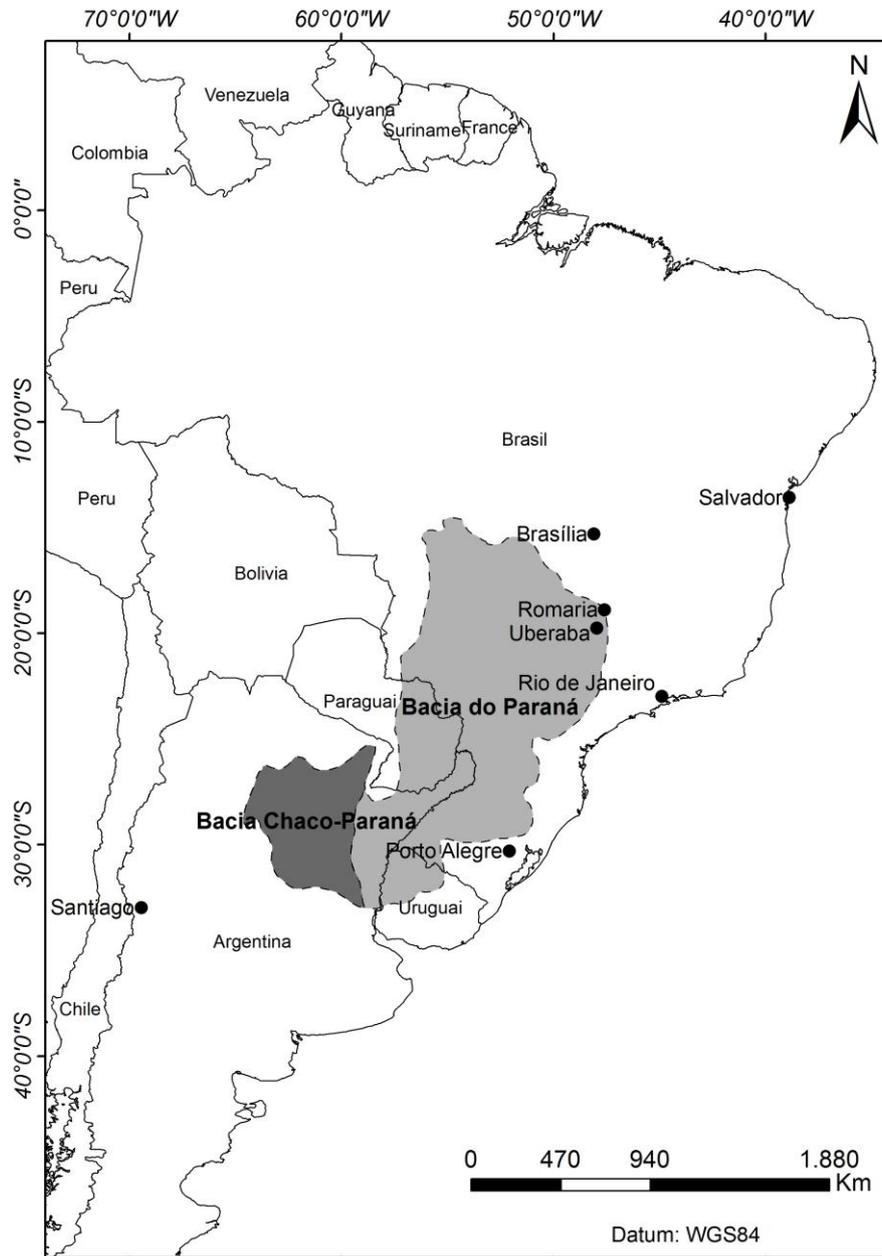


Fig. 3 - Área ocupada pela Bacia do Paraná e Chaco-Paraná no continente sul americano. Destacam-se as áreas de estudos nesse trabalho: Uberaba e, subordinadamente, Romaria. Retirado de Milani (1997).

Nas proximidades do município de Uberaba (MG), onde se localiza a formação homônima, são encontradas rochas pertencentes ao Grupo São Bento, constituído pelas Formações Serra Geral e Botucatu, e também o Grupo Bauru, composto pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe e Marília.

Grupo São Bento

O Grupo São Bento é composto por rochas vulcânicas e eólicas encontradas em praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná. Fazem parte desse grupo as formações Botucatu e Serra Geral (Fig. 4).

Formação Botucatu

A Formação Botucatu aflora bordejando a Bacia do Paraná (Fig. 4), caracterizada por arenitos bem selecionados (Fig. 5a) de ambiente desértico eólico, apresentando estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, do tipo tangencial. São encontrados expressivos pacotes arenosos, com camadas de geometria tabular ou lenticular, espessas, que se estendem por longas distâncias. Os contatos da Formação Botucatu com as rochas basálticas da Formação Serra Geral (sobreposta) e com o embasamento, são discordantes (Zalan *et al.* 1990).

Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é a maior unidade aflorante na Bacia do Paraná (Fig. 4), definida por uma sucessão de derrames de lavas basálticas, contendo domínios subordinados intermediários e ácidos, que marcaram o encerramento da evolução gondwânica da Bacia do Paraná. Ocorrem basaltos, basaltos andesíticos (Fig. 5b) e basaltos amigdalóides (Fig. 5c e d). Geralmente, apresentam padrões complexos de faturamento com presença frequente de disjunções colunares. O contato da Formação

Serra Geral com as unidades sedimentares sobrepostas é dado por discordância erosiva (Piccirillo & Melfi 1988).

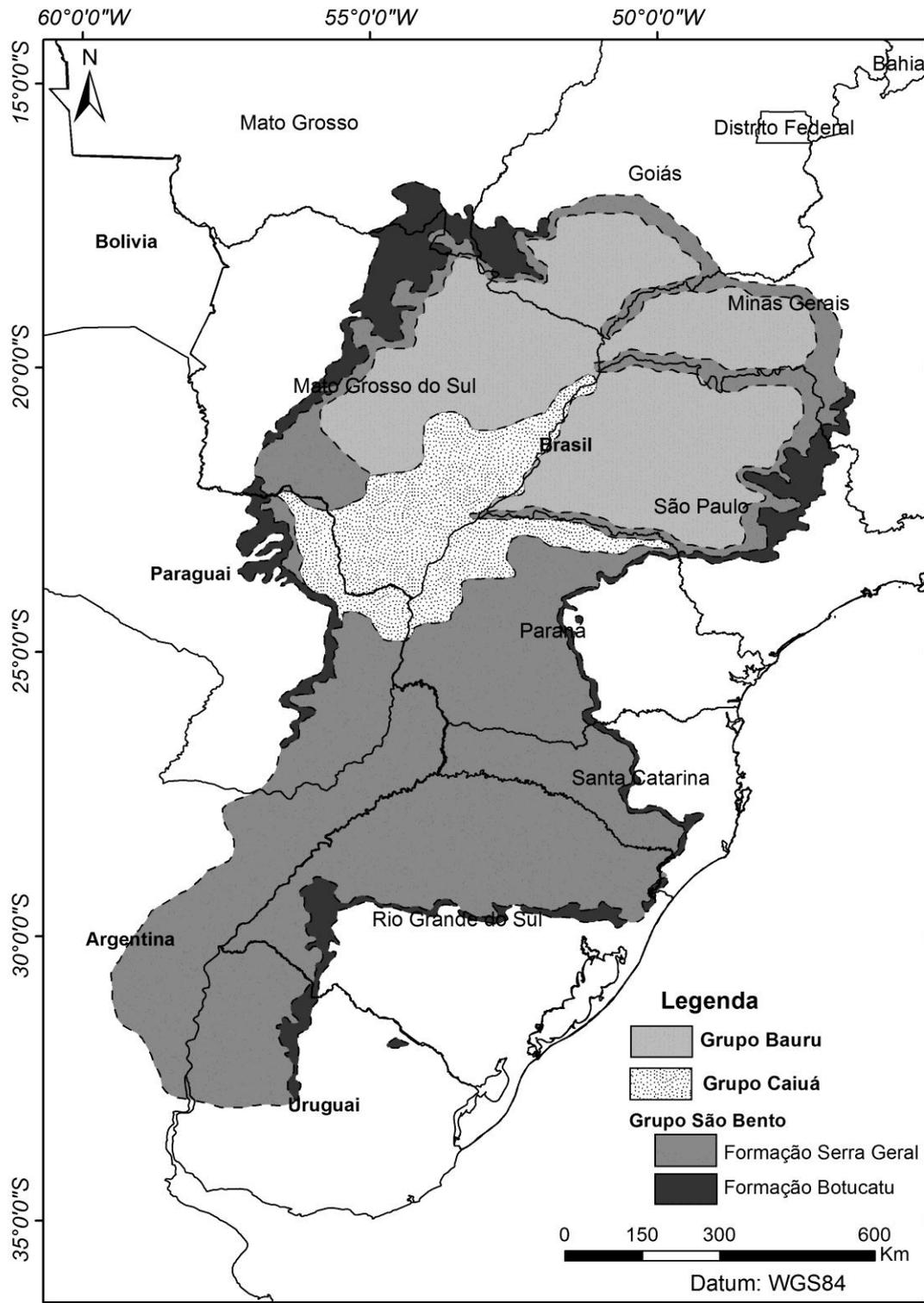


Fig. 4 - Mapa regional com destaque para as unidades geológicas da Bacia do Paraná.

Representação dos grupos Bauru, Caiuá e São Bento (subdividido nas formações Serra Geral e Botucatu), retirado de Fernandes & Coimbra 2000a.

Grupo Caiuá

De acordo com Fernandes & Coimbra (1994), no Brasil, o grupo ocorre nos estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul (Fig. 4 e 6). No rumo sudoeste, ultrapassa a fronteira com o Paraguai, aflorando na região nordeste daquele país. Assenta-se em discordância erosiva sobre unidades do Grupo São Bento e apresenta contato gradacional com a Formação Vale do Rio do Peixe.

Ainda de acordo com Fernandes & Coimbra (1994) o Grupo Caiuá compõe-se por três formações: Goio Erê, Rio Paraná e Santo Anastácio. A Formação Goio Erê é caracterizada como arenitos dispostos em estratos tabulares maciços e com estratificação cruzada de médio/pequeno porte, alternados. Nesta unidade é frequente a presença de cimento e concreções carbonáticas. A Formação Rio Paraná corresponde a arenitos bem selecionados, com estratificação cruzada de médio a grande porte característica. A Formação Santo Anastácio é constituída por arenitos, em geral maciços.

Grupo Bauru

O Grupo Bauru ocupa uma área de aproximadamente 330.000 km², distribuído sobre o centro-oeste de São Paulo, nordeste de Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (Fig. 4).

O Grupo Bauru, pertencente ao Cretáceo Superior, apresenta rochas terrígenas, calcretes e silcretes formadas nos mais diversos ambientes sedimentares: fluvial, eólico e lacustre, com predominância de clima árido e semiárido, marcado por períodos de seca e chuvas torrenciais (Fernandes & Coimbra 2000a).



Fig. 5 - Fotografias de amostras das formações Botucatu e Serra Geral na região do Triângulo Mineiro. Em (a) arenito bem selecionado da Formação Botucatu, (b) basalto andesítico com destaque para o pórfiro de plagioclásio, (c) e (d) basalto amigdalóide preenchido por celadonita, e em (e) contato das formações Serra Geral (inferior) e Uberaba (sotoposta) delimitado por nível conglomerático. (Acervo do autor).

Dentre as unidades do Grupo Bauru, no Triângulo Mineiro são encontradas as formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe e Marília, enquanto a Formação Araçatuba é de ocorrência restrita ao estado de São Paulo (Fig. 6). Destaca-se que Batezelli (2003) e

Fernandes & Coimbra (2000a) fazem uma excelente descrição regional dessas unidades que serão contempladas a seguir.

Formação Araçatuba

A designação Araçatuba foi primeiramente definida por Suguio *et al.* (1977) como litofácies e posteriormente por Suguio (1981) como “Formação”.

A Formação Araçatuba exibe 70 m de espessura máxima (Brandt Neto 1977) e faz contato direto com a Formação Serra Geral, sotoposta. Lateralmente, interdigita-se com a Formação Vale do Rio do Peixe, que lhe encobre regionalmente. O contato entre as formações Vale do Rio do Peixe e Araçatuba é bem definido, do tipo brusco e planar.

Fernandes & Coimbra (2000a) descrevem a Formação Araçatuba como uma sucessão de estratos tabulares, constituída por siltitos e arenitos muito finos cinza-esverdeados, comumente cimentados por carbonato formando crostas tabulares horizontais, paralelas à estratificação. Majoritariamente os arenitos são encontrados maciços, mas podem apresentar no topo, estratificação plano-paralela, moldes e pseudomorfos de cristais fibrorradiados (gipsita) e marcas de raízes.

Em relação ao sistema deposicional da unidade descreve-se ambiente paludial, de águas salinas rasas, pouco agitadas, sujeitas a períodos de exposição (Fernandes & Coimbra 2000a).

Formação Uberaba

A Formação Uberaba apresenta ocorrência restrita na porção sudeste do Triângulo Mineiro (Fig. 6), mais especificamente na região de Uberaba (MG). O primeiro a descrever a unidade foi Hussak (1906) e posteriormente Rimann (1917) e Barbosa (1934) a elevaram a condição de “Formação”.

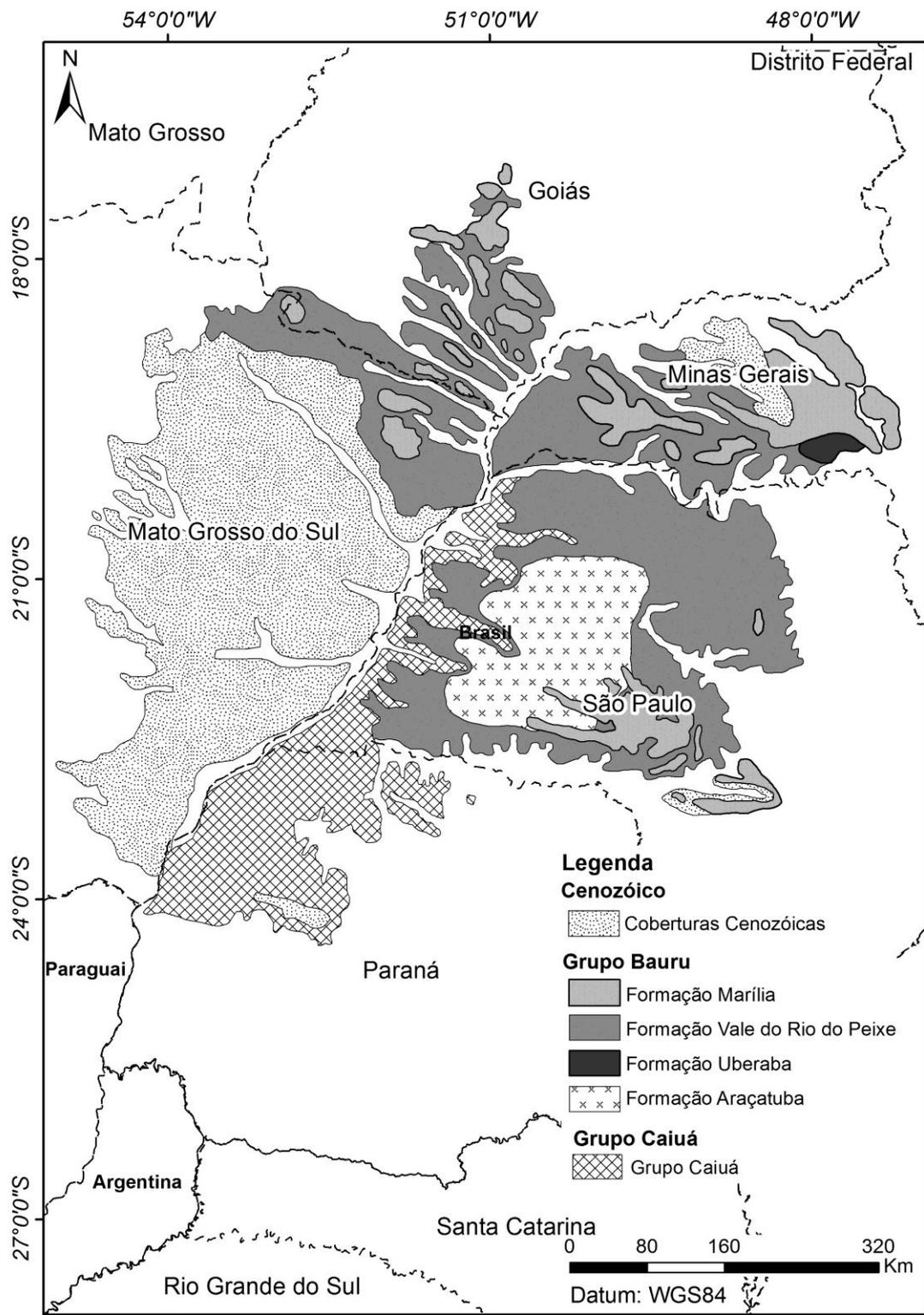


Fig. 6 - Mapa regional com destaque para a subdivisão do Grupo Bauru.
(Fernandes & Coimbra 2000a).

Em relação às rochas da unidade Ferreira Jr. (1996), Barcelos (1984), Goldberg (1995) e Batezelli (2003) concordam que ocorrem arenitos e, subordinadamente lamitos, siltitos e conglomerados (Fig. 7a). Os arenitos apresentam formas leticulares podendo encontrar-se intercalações centimétricas de silito/lamito (Fig. 7b). São encontradas algumas estruturas sedimentares típicas, como estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas (Fig. 7c) e algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila, na forma de estruturas em chama e dobras convolutas. Texturalmente os arenitos exibem seleção moderada, com frequentes intraclastos de argila e de basalto em tamanhos submilimétricos a centimétricos, além da presença de vários minerais pesados (Fig. 7d) como ilmenitas, perovskitas e granadas.

Segundo Batezelli (2003), em termos texturais, os arenitos dessa formação apresentam seleção moderada, sendo frequentes 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.

Hasui (1968) e Barcelos (1984) descrevem como epiclásticas as rochas da unidade, seguindo a terminologia de Fisher (1961), onde os sedimentos são derivados de fontes vulcânicas preexistentes e associados a outras fontes não vulcânicas. Entretanto Batezelli (2003) ao estudar a Formação Uberaba não identificou nenhum mineral de origem vulcânica que comprove um evento magmático contemporâneo à sedimentação. Na visão de Ferreira Jr. & Guerra (1993) tratam-se de litoarenitos a litoarenitos feldspáticos (no sentido de McBride 1963) caracterizados por baixa seleção e arredondamento, além de granulometria variando de areia muito grossa a fina.

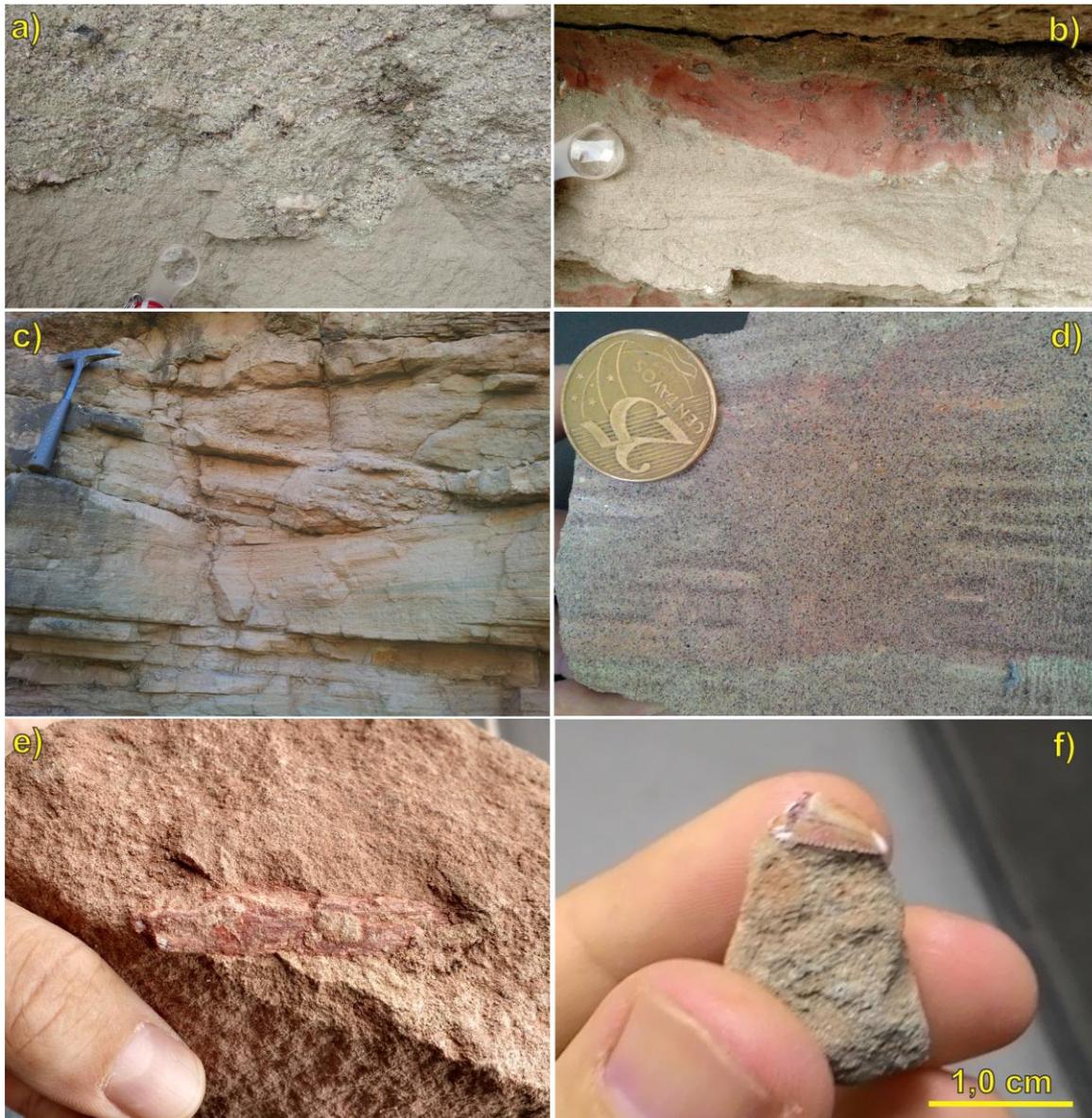


Fig. 7 - Características da Formação Uberaba no Triângulo Mineiro.

Em (a) conglomerado sobre arenito; (b) nível de siltito/lamito; (c) feições acanaladas; (d) presença de minerais pesados no arenito, pontos pretos; (e) fragmento ósseo fossilizado de Titanossauro e (f) dente de Abelissauro. (Acervo do autor).

Pode ser identificada uma massa argilosa na matriz dos arenitos da Formação Uberaba que é interpretada por Goldberg (1995) como resultante de um processo de infiltração mecânica de sedimentos finos transportados em períodos de enchentes e depositados por decantação sobre depósitos arenosos previamente formados. 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.

Batezelli (2003), a partir de análises petrográficas em rochas da Formação Uberaba, admite que esta unidade muito provavelmente não teve participação de processos vulcânicos concomitantes à sua deposição, corroborando com Fulfaro & Barcelos (1991) e Goldberg (1995).

Ferreira Jr. (1996), Ferreira Jr. & Gomes (1999), Gravina *et al.* (2002), Batezelli (2003) concordam que as rochas da Formação Uberaba 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).

Segundo Barcelos (1984) o contato inferior se dá de forma abrupta erosiva com a Formação Serra Geral marcado por nível conglomerático (Fig. 5e). O contato superior se dá de forma abrupta com as rochas da Formação Marília, outros autores advogam que o contato seja gradacional, como Barcelos 1984, Fulfaro & Barcelos 1991, Garrido *et al.* 1992, Barcelos 1993, Goldberg 1995, Ribeiro 1997, Goldberg & Garcia 2000, Dias Brito *et al.* 2001.

O ambiente deposicional para a Formação Uberaba foi classificada como fluvial com pequeno transporte (Hasui 1968), flúvio-deltaico (Suguio 1980), meandrante (Barcelos *et al.* 1981, Barcelos 1989) e entrelaçado (Ferreira Jr. & Guerra 1993, 1995).

A idade da Formação Uberaba é tida como Campaniana (83,6 a 72,1 Ma), a partir de estudos paleontológicos de Santucci & Bertini (2001) e Santucci (2002), além de dados paleontológicos integrados a estudos paleomagnéticos realizados por Tamrat *et al.* (2002).

De acordo com Ribeiro (2014) a assembleia fossilífera encontrada na Formação Uberaba compreende algas carófitas, esporocarpos de pteridófitas (*Marsiliaceae*), ostracodes, artrópodes, bivalvíos, gastrópodes e icnofósseis. Contudo a grande maioria dos achados está atribuída a vertebrados de médio e grande porte, como Titanossauros (Fig. 7e) e Abelissauros (Fig. 7f). Os grupos taxonômicos mais frequentes são peixes, anfíbios e répteis (lagartos, tartarugas, crocodilomorfos e dinossauros), Ribeiro (2014).

Formação Vale do Rio do Peixe

A Formação Vale do Rio do Peixe é a de maior ocorrência em área na bacia Bauru (Fig. 6), sendo definida por Fernandes & Coimbra (2000a), correspondendo a grande parte da denominada Formação Adamantina de Soares *et al.* (1980).

No Triângulo Mineiro, identificam-se afloramentos da Formação Vale do Rio do Peixe na porção centro-oeste, caracterizados por arenitos finos a médios, avermelhados, com seleção moderada, geralmente arcoseanos (Fig. 8a). Destacam-se a presença de algumas estruturas como: estratificações cruzadas de pequeno a médio porte (foresets com até 3 metros), estratificação plano-paralela (Fig. 8b) e, subordinadamente, marcas onduladas (Batezelli 2003).

Batezelli (2003) sugere ambiente eólico para a unidade a partir da identificação de estratificação cruzada de grande porte e com alto ângulo de inclinação dos foresets arenitos finos bem selecionados. Essas mesmas características também foram observadas por Goldberg (1995) que afirmou tratar-se de depósitos arenosos acumulados em extensas áreas planas, na forma de lençóis de areia.

O contato entre as formações Vale do Rio do Peixe e Serra Geral é discordante, do tipo abrupto e erosivo. Lateralmente, interdigita-se com a Formação Uberaba. O contato superior com a Formação Marília se dá de forma abrupta.

Batezelli (2003) utilizando de dados de subsuperfície afirmou que a espessura média da Formação Vale do Rio do Peixe é da ordem de 100 metros.

A unidade apresenta idade entre 88,5 e 65 Ma a partir de estudos de correlação de quelônio do gênero *Najadochelys* e dinossauros *Titanosaurus* cf *T. Australia* do Grupo Bauru com fósseis similares da Patagônia, Argentina realizados por Huene (1927).

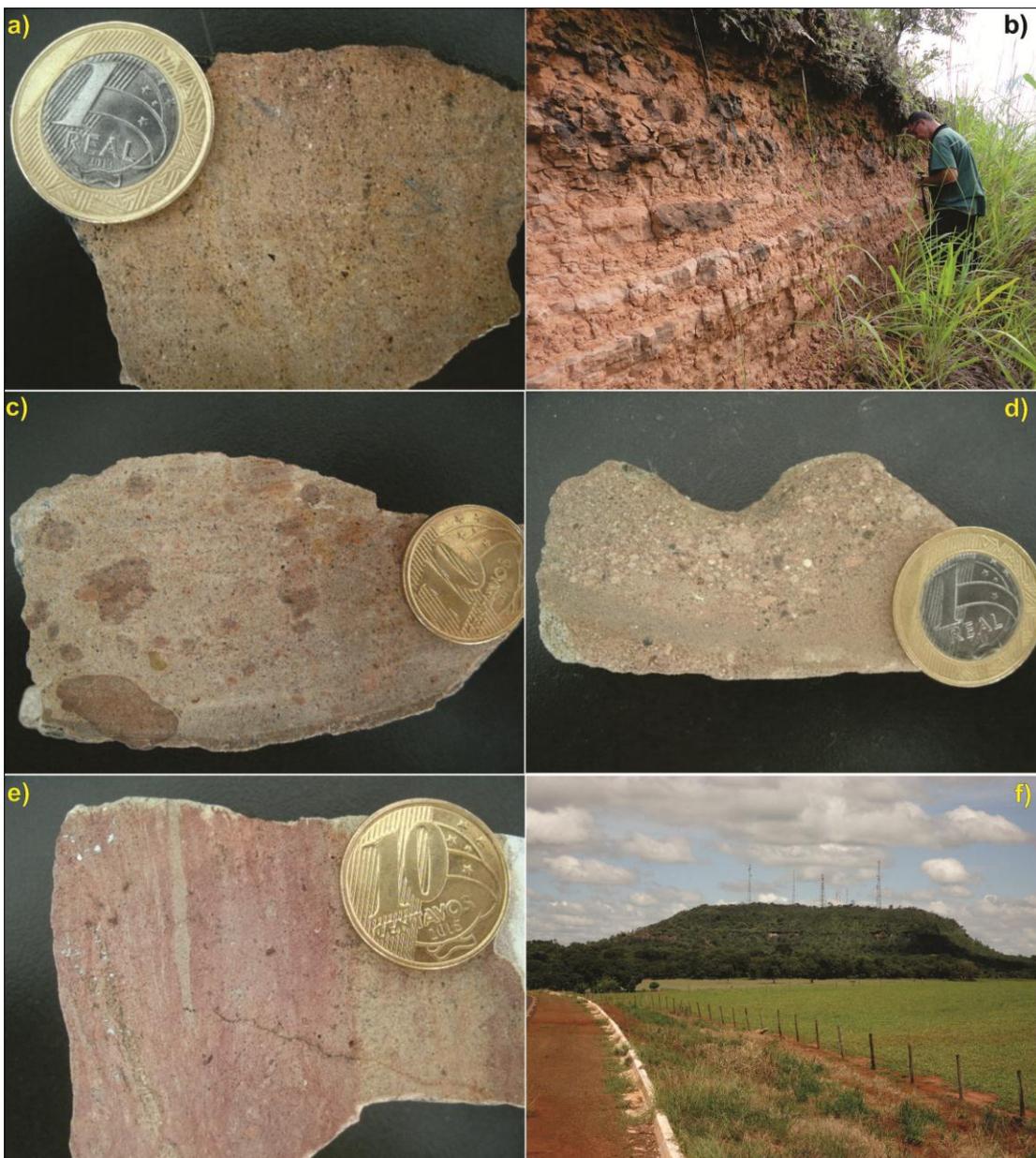


Fig. 8 - Características das formações Vale do Rio do Peixe e Marília no Triângulo Mineiro.

Dennis A. Quintão

Em (a) e (b) feições dos arenitos avermelhado característico da Formação Vale do Rio do Peixe; Aspectos das seguintes rochas encontradas na Formação Marília: (c) Silcrete, (d) Arenito conglomerático de matriz carbonática, (e) Arenito maciço com níveis siltosos; (f) Morrote da Formação Marília (Azimute 155).

(Acervo do autor).

Formação Marília

A Formação Marília foi formalizada hierarquicamente por Soares *et al.* (1980), ao se referir aos sedimentos grossos e conglomeráticos cimentados por calcita e correspondentes à parte superior do Grupo Bauru.

Posteriormente Barcelos (1984) subdividiu a unidade em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, os dois primeiros são encontrados na porção leste do Triângulo Mineiro, enquanto o Membro Echaporã está presente na porção oeste e principalmente no estado de São Paulo.

De acordo com Barcelos & Suguio (1987) o ambiente deposicional da Formação Marília consistiu de leques aluviais coalescentes, posteriormente retrabalhados e depositados por um sistema fluvial anastomosados, com calcretes e calcários lacustrinos associados.

Segundo Batezelli (2003) a espessura média da Formação Marília é de cerca de 100 metros. A idade dessa unidade é tida como maastrichtiana, com base em vertebrados fósseis (Santucci & Bertini 2001), estudos micropaleontológicos de Dias Brito *et al.* (2001) e Gobbo Rodrigues (2001), além de estudos paleomagnéticos de Tamrat *et al.* (2002).

Membro Ponte Alta

O Membro Ponte Alta é descrito por Alves (1995) como alternância de arenitos conglomeráticos e conglomerados com clastos milimétricos a centimétricos de quartzo e quartzito, associados lateralmente e verticalmente a calcretes e silcretos (Fig. 8c). A

unidade se comporta como lentes dentro do Membro Serra da Galga e a cimentação carbonática é uma característica marcante.

Barcelos (1984), Fulfaro & Barcelos (1991) e Goldberg (1995) postulam que o contato do Membro Ponte Alta e a Formação Uberaba é gradacional.

Membro Serra da Galga

Batezelli (2003) descreve que o Membro Serra da Galga é composto por conglomerados polimíticos (Fig. 8d), clasto-sustentados, brancos a amarelados; arenito conglomerático gradando e arenito grosso (Fig. 8e). São identificadas algumas estruturas nesse litotipos, tais como estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e plano-paralelas, nódulos carbonáticos, feições pedogenéticas, além de intercalações de argilitos e siltitos marrom-avermelhados.

As rochas do Membro Serra da Galga podem ser encontradas ao longo de serras tabulares (chapadas, Fig. 8f), constituindo uma importante feição geomorfológica na região (Batezelli 2003).

Membro Echaporã

O Membro Echaporã aflora na região oeste do Triângulo Mineiro e estado de São Paulo (Barcelos 1984). Litologicamente é composta por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas cimentados por carbonato de cálcio. Também podem ser identificados ao longo de chapadas na região (Batezelli 2003).

O contato do Membro Echaporã se dá ora de forma gradacional, ora abrupta com a Formação Vale do Rio do Peixe (Batezelli 2003).

CAPÍTULO III: O PROBLEMA DA FONTE DOS DIAMANTES ALUVIONARES NO TRIÂNGULO MINEIRO

Os achados diamantíferos no Triângulo Mineiro datam mais de 250 anos e correspondem a depósitos do tipo *placer* encontrados nos cascalhos das drenagens, como destacado na Fig. 10. Alguns dos diamantes foram encontrados em cursos d'água que drenam áreas de ocorrência da Formação Uberaba, intrigando pesquisadores sobre a fonte dessas gemas. São encontrados vários minerais satélite de diamantes nas rochas da Formação Uberaba, tais como cromo - diopsídio, picro - ilmenita e granada piropo (Gravina *et al.* 2002). Todavia, diamantes propriamente ditos ainda não foram encontrados nas rochas dessa unidade, e por isso diversas hipóteses foram e tem sido levantadas sobre a origem desses minerais nessa região ou seu transporte até esse local.

Distante 100 km de Uberaba encontra-se a cidade de Romaria (MG) onde ocorre a retirada de diamantes em conglomerado desde 1867, segundo Hussak (1894). No mapa ao milionésimo, CPRM 2014, esse conglomerado é mapeado como Formação Marília (Fig. 9). Autores como Svisero (1981), Ferreira Jr. (1996) e Coelho (2010) acreditam que o conglomerado de Romaria seja correlato da Formação Uberaba. Entretanto como o presente momento não foram encontrados diamantes nas rochas da Formação Uberaba se levanta a seguinte questão: qual a rocha hospedeira dos diamantes em Uberaba? Qual era a rocha primária?

Karfunkel *et al.* (2014) ressaltam que desde os anos de 1960 grandes empresas investiram muito dinheiro em métodos convencionais e *high tech* na prospecção de diamantes, principalmente no Alto Paranaíba. O resultado desse investimento foi a descoberta de centenas de kimberlitos (Fig. 10) pequenos e praticamente estéreis, incapazes de fornecer os milhões de quilates de diamantes já retirados no Triângulo

Mineiro e Alto Paranaíba, e, além do mais não chegaram a rocha primária, fonte das gemas. A maior parte das intrusões kimberlíticas do Triângulo Mineiro são de pequeno porte, estéreis em diamantes ou com concentrações baixíssimas (Karfunkel *et al.* 2015).

Karfunkel *et al.* (2014) propõe que a origem do diamante pode ter mesma fonte das rochas piro/epiclásticas das Formações Uberaba e Capacete, sendo que nas rochas dessa última unidade já foram encontrados diamantes. Dessa forma levanta-se a possibilidade de existirem outras rochas primárias para esse mineral, além dos já conhecidos kimberlitos e lamproítos.

Karfunkel *et al.* (2016) justifica a hipótese levantada a partir de algumas considerações: (a) O volume enorme de material (superior a 2.000 km³) vulcânico que compõem as formações Capacete e Uberaba é incompatível com o volume de todos os kimberlitos descobertos até hoje na região, de forma que o único complexo capaz de fornecer tanto material é o Complexo Serra Negra – Salitre (CSNS) com plugs atingindo profundidades 15-30 vezes superiores a dos kimberlitos (Fig. 11b e c), e pode ser classificado como um super vulcão (VEI-8) que teve uma atividade muito explosiva e jogou fragmentos piroclásticos, podendo incluir diamantes, a longas distâncias. (b) Verifica-se que nas rochas piro/epiclásticas das formações mencionadas e CSNS abundância em certos elementos, como: Ba, Sr, Ce, Y e Cr. (c) O mapa ternário mostra uma semelhança nas assinaturas do CSNS e as formações em questão (Fig. 11a); (d) A localização do CSNS, aproximadamente no centro das drenagens com cascalhos diamantíferos (Fig. 10) e sua idade (Svisero & Basei 2005) semelhante aquelas dos depósitos piro/epiclásticas bem como da Formação Uberaba.

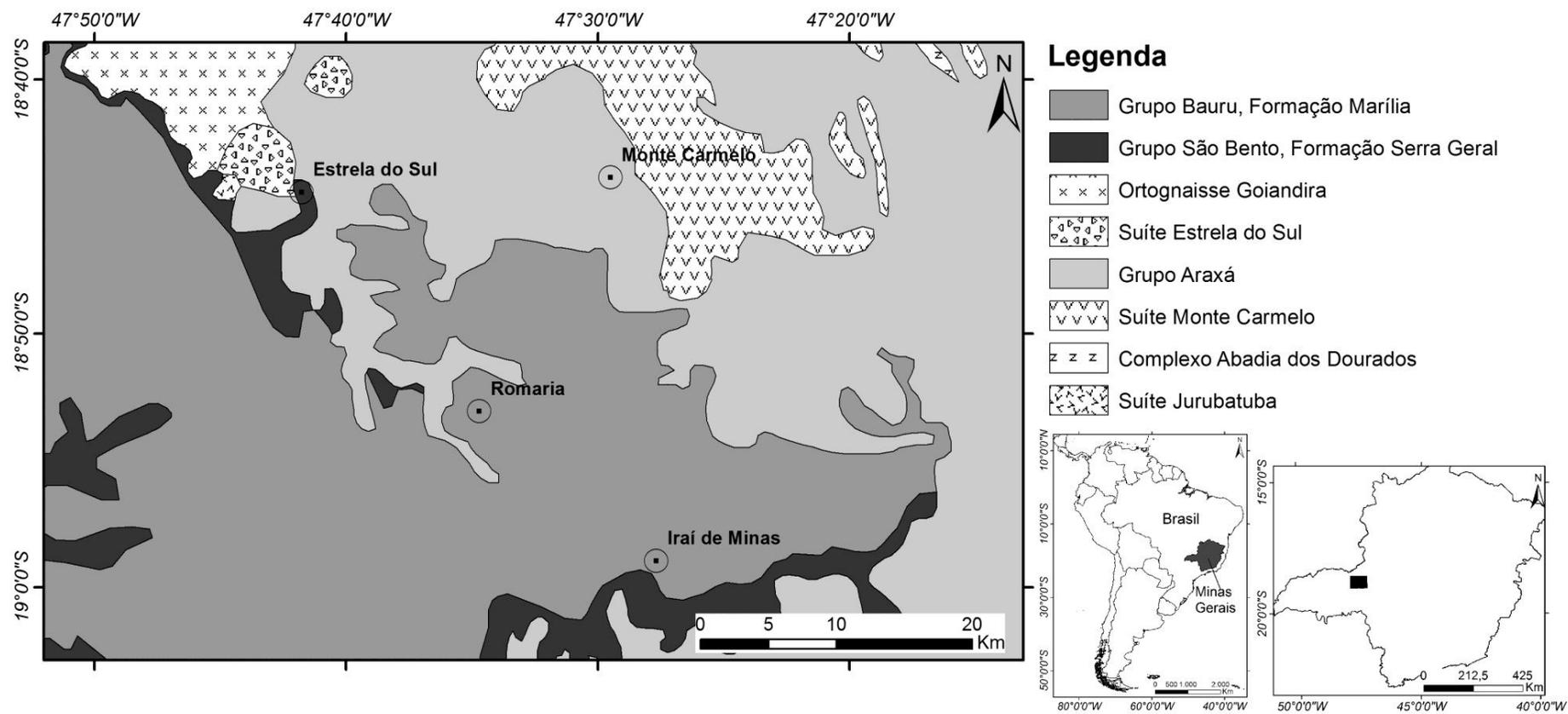


Fig. 9 – Mapa geológico regional (1:1.000.000), destacando-se na porção central a cidade de Romaria (MG), CPRM (2014).

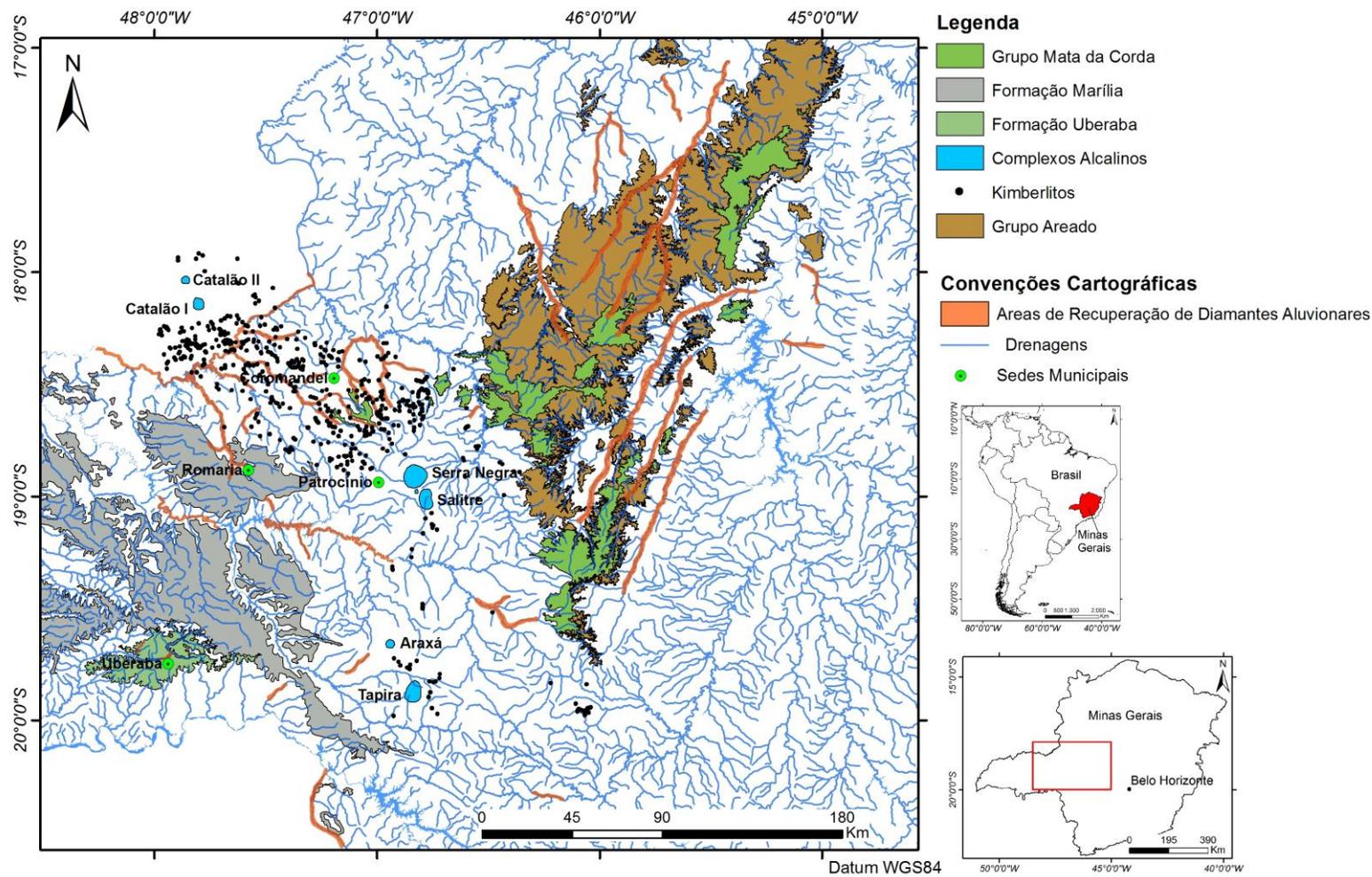


Fig. 10 - Rede de drenagem de parte do Triângulo Mineiro com destaque para aquelas onde foram recuperados diamantes aluvionares (Hoover *et al.*, no prelo).

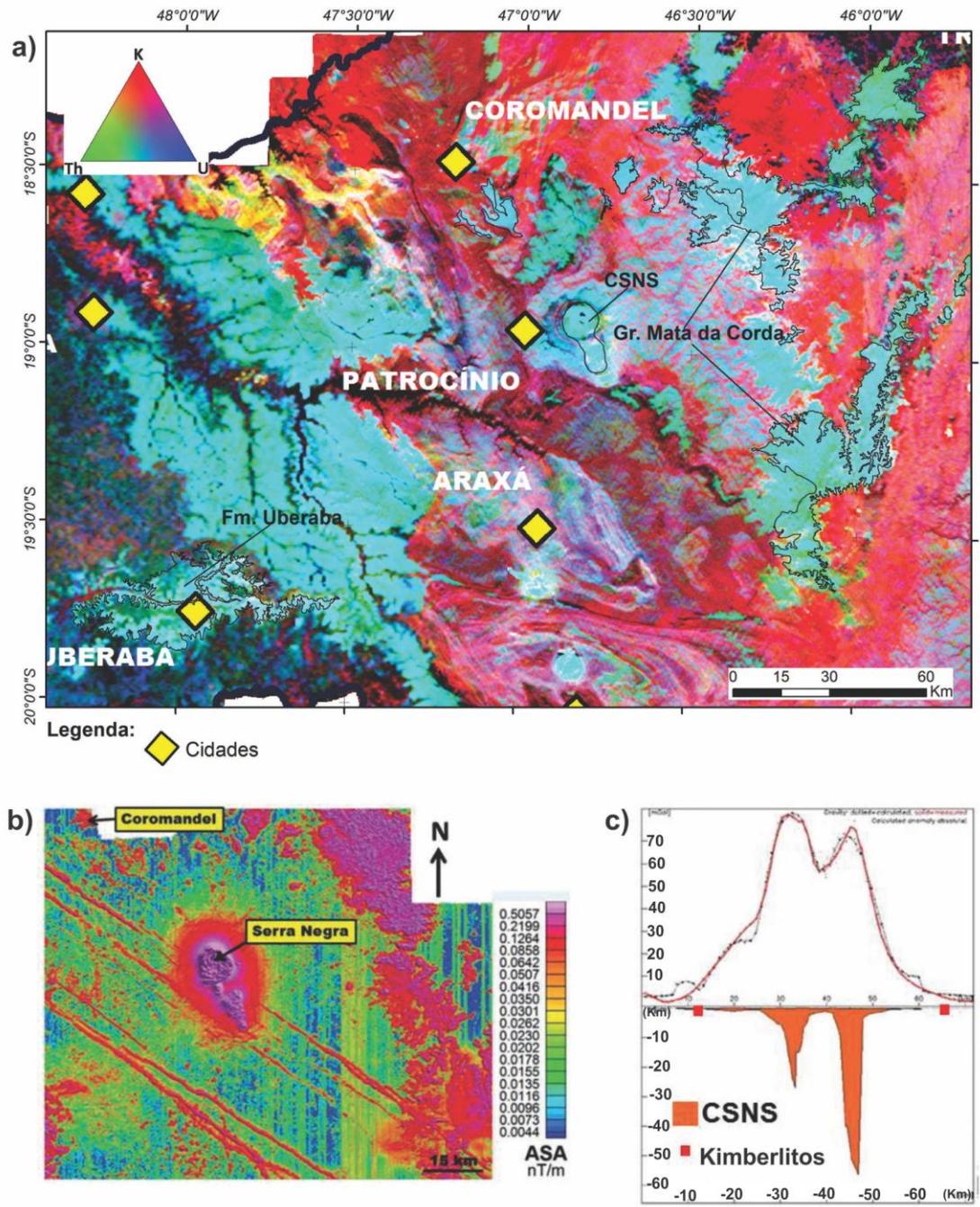


Fig. 11 - Perfil geofísico e mapas gamaespectrométrico e magnetométrico da porção leste do estado de Minas Gerais englobando a Formação Uberaba, Grupo Mata da Corda e Complexo Serra Negra-Salitre (CSNS).

Em (a) Mapa ternário dos elementos Th-magenta, U-amarelo, e K-cian, mostrando que o Grupo Mata da Corda e a Formação Uberaba tem a mesma assinatura que o CSNS. (b) Mapa magnetométrico de sinal analítico exibindo uma grande anomalia na intrusão Serra Negra/Salitre e a assinatura típica das vulcânicas extrusivas do Grupo Mata da Corda. (c) Modelo gravimétrico mostrando as duas intrusões bem profundas passando a crosta da CSNS com um volume total $> 1900 \text{ km}^3$. Segundo Karfunkel et al. (2015).

CAPÍTULO IV: GEOLOGIA DA FORMAÇÃO UBERABA NAS FOLHAS VERÍSSIMO E UBERABA

O mapeamento geológico das folhas Veríssimo-Miguelópolis (Ferreira *et al.*, no prelo) e Uberaba (Seer & Moraes, no prelo) na escala 1:100.000 foi a base sobre a qual se desenvolveu a presente pesquisa sobre a Formação Uberaba, agrupando informações para a dissertação de mestrado. Essas folhas foram mapeadas no contexto do Projeto de Mapeamento do Triângulo Mineiro CODEMIG/UFMG 2015-17 (no prelo).

A seguir será descrita a geologia da Folha Veríssimo-Miguelópolis (Fig. 12) com detalhamento da Formação Uberaba.

De acordo com Ferreira *et al.* (no prelo) na Folha Veríssimo - Miguelópolis (Fig. 12) são encontradas rochas mesozoicas dos grupos São Bento e Bauru, representados por basaltos, arenitos, conglomerados e calcretes.

De acordo com os autores na folha são encontradas superfície extensa e aplainada onde predominam os basaltos da Formação Serra Geral, morros suaves locais onde aflora a Formação Marília e relevo encaixado em drenagens resultando no aparecimento dos litotipos das formações Vale do Rio do Peixe. Na faixa leste oeste, área central do mapa, são encontrados os principais afloramentos da Formação Uberaba.

Grupo São Bento

O Grupo São Bento, na área mapeada, é representado por basaltos da Formação Serra Geral.

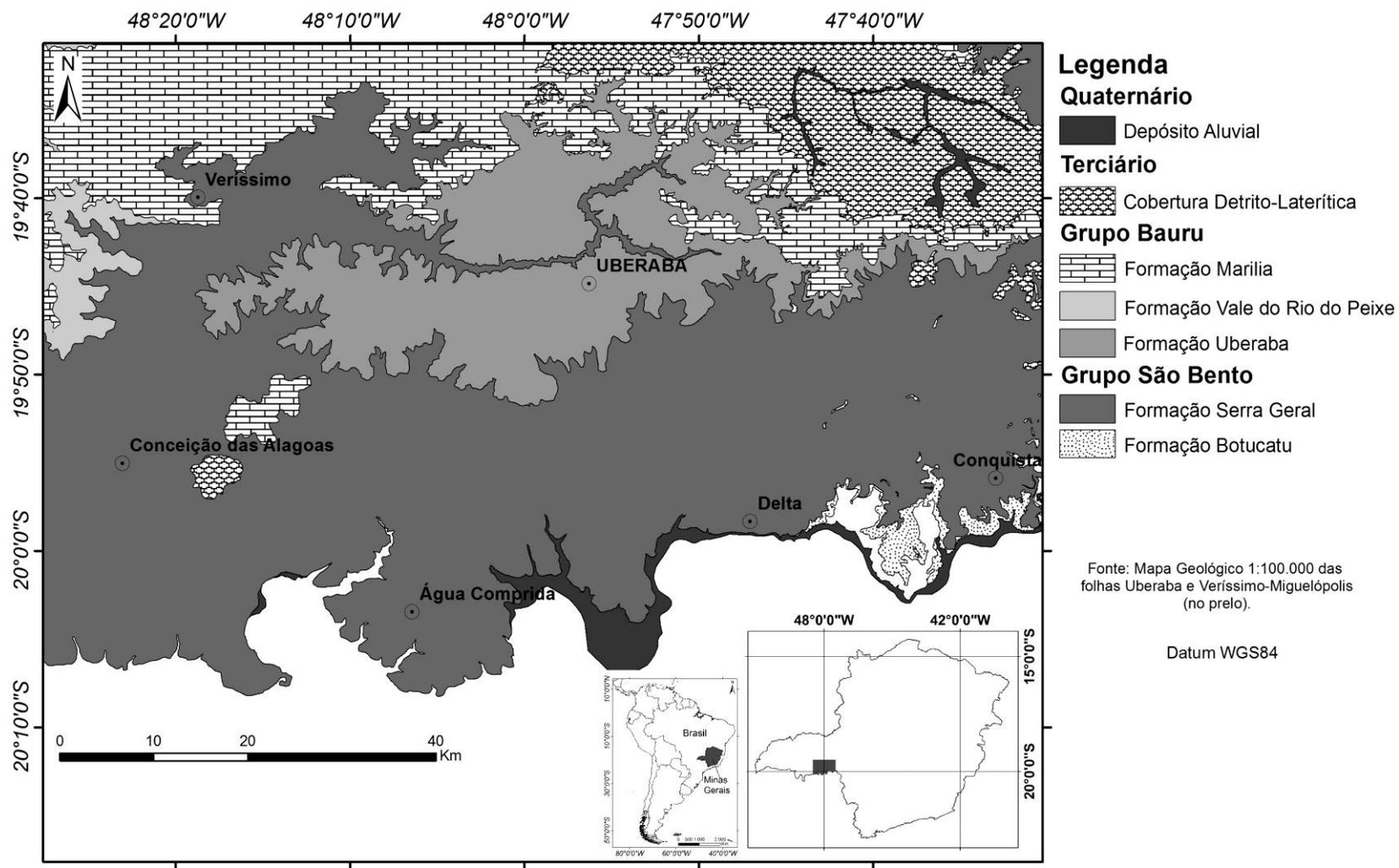


Fig. 12 - Mapa geológico integrado simplificado das folhas Veríssimo-Miguelópolis e Uberaba.

(Ferreira *et al.* e Seer & Moraes, no prelo). Levantado durante o Projeto de Mapeamento Geológico Triângulo Mineiro CODEMIG/UFMG2015-17.

Formação Serra Geral

Ferreira *et al.* (no prelo) descrevem a Formação Serra Geral como representada por basalto maciço e amigdaloidal. O primeiro apresenta coloração preta a cinza escura, propriedades magnéticas, disjunção colunar e textura predominantemente afanítica. Quando a rocha encontra-se intensamente intemperizada observam-se disjunções esferoidais. Em campo, destaca-se intenso fraturamento de caráter extensional, principalmente na direção vertical.

Os basaltos amigdaloides e vesiculares, por sua vez, apresentam cores cinza a amarronzadas. Microscopicamente apresentam matriz muito fina, cristais ripiformes euédricos de plagioclásio, clinopiroxênio subédrico, textura subofítica e localmente intergranular, amígdalas preenchidas por zeólitas e argilominerais, com borda de zeólitas.

De acordo com os autores os melhores afloramentos dessa unidade são encontrados ao longo de drenagens, mas, saprolitos e solos de coloração roxo-avermelhada com características magnéticas (produtos do intemperismo dos basaltos) também ajudaram no reconhecimento dessa unidade em campo. A fitogeologia foi também uma importante ferramenta no mapeamento geológico, pois se observou que as árvores e arbustos localizados sobre o solo residual do basalto apresentam em geral troncos lisos e retos e, em contrapartida, sobre as rochas sedimentares do Grupo Bauru ocorrem árvores e arbustos com troncos levemente tortos e sinuosos.

Grupo Bauru

De acordo com Ferreira *et al.* (no prelo) o Grupo Bauru, que recobre os basaltos da Formação Serra Geral na Folha Veríssimo Miguelópolis, é constituído basicamente

por rochas vulcanoclásticas, siliciclásticas psamíticas e rudíticas, e carbonáticas, sendo representadas pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe e Marília.

Formação Uberaba

De acordo com Ferreira *et al.* (no prelo) a Formação Uberaba na Folha Veríssimo-Miguelópolis é constituída por arenitos, siltitos e conglomerados com presença de seixos arredondados de basaltos, xistos e quartzitos. Os arcabouços dos arenitos consistem de areia fina a média subangulosas a subarredondadas e de média esfericidade, com matriz siltosa esverdeada. Nessas rochas podem ser encontradas laminação ou estratificação cruzada acanalada, além da presença de níveis de siltito avermelhado. Os autores referem-se, ainda, às cores de intemperismo muito características: verde mosqueado de vermelho e também à matriz esverdeada, muito particular da unidade.

Na Folha Veríssimo/ Miguelópolis a Formação Uberaba apresenta 110 m de espessura, além de interdigitação com a Formação Marília (sotoposta) e discordância erosiva com a Formação Serra Geral (Ferreira *et al.*, no prelo).

As colunas litoestratigráficas MP01 e MP02 foram retiradas da monografia de Vieira (2015) com colaborações de Seer H. e Moraes L.C F.A (Tab. 2). A coluna FU464 foi levantada e descrita por Quintão D. A. e Caxito F. A. (Tab. 2). As descrições detalhadas são apresentadas a seguir.

Tab. 2 - Coordenadas das colunas estratigráficas de detalhe da Formação Uberaba (Colaborações de Vieira F.R., Seer H., Moraes L.C e Quintão D. A.).

Ponto	Coordenada (x)	Coordenada (y)	Zona	Datum
FU464	194.297	7.813.016	23K	WGS84
MP01	190.806	7.815.657	23K	WGS84
MP02	189.948	7.816.650	23K	WGS84

As colunas estratigráficas MP01 e MP02 foram retiradas do Trabalho de Conclusão de Curso de Vieira (2015) as quais contaram com colaborações de Seer H. e Moraes L.C., já a coluna FU464 foi confeccionada pelo autor da dissertação e Caxito F.A.

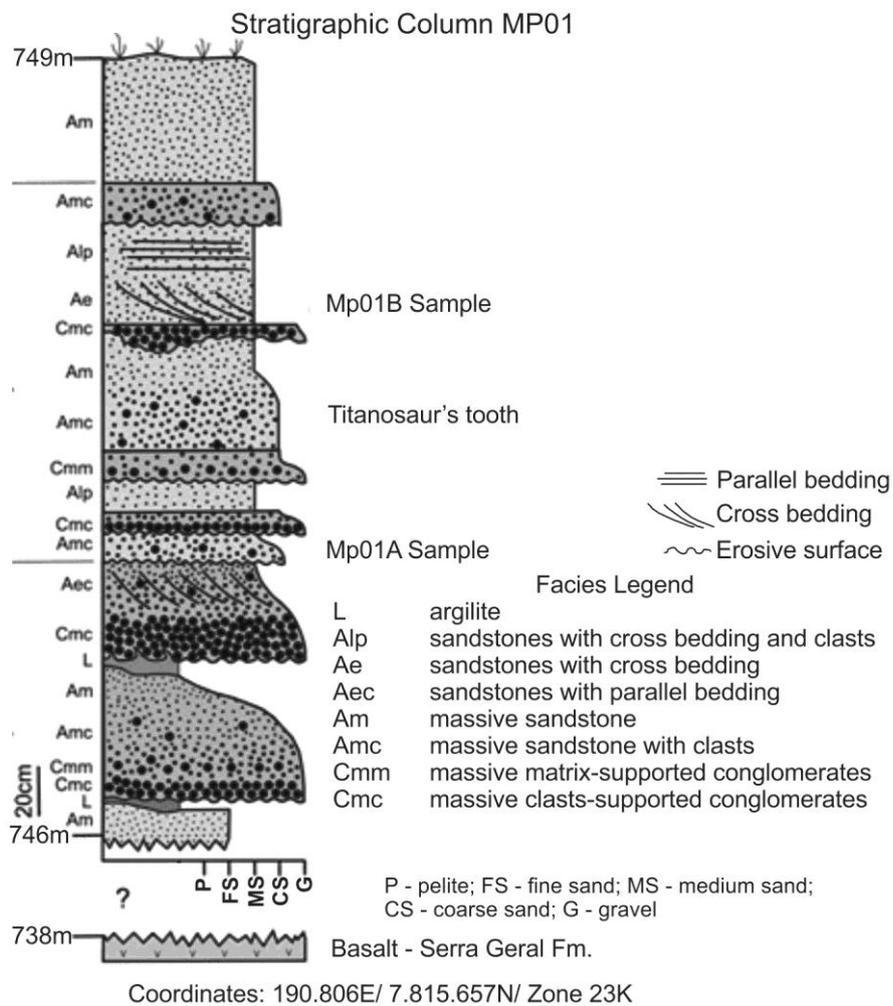


Fig. 13 - Coluna estratigráfica levantada no Ponto MP01.

(Vieira 2015 com colaboração de Seer H. e Moraes L.C.).

Na base da coluna MP01 (Fig. 13) pode ser identificada uma associação predominantemente conglomerática, marcada pela ocorrência de conglomerado maciço clasto sustentado, conglomerado maciço matriz sustentado, arenito maciço com clastos e arenito médio seguido de nível argilítico e uma discordância erosiva separando essas associações. Na porção intermediária o pacote sedimentar é predominantemente arenoso e caracterizado pela presença de discordâncias erosivas entre as sequências e várias

estruturas sedimentares como estratificação cruzada e plano paralela. Identifica-se nesse pacote granocrescência de arenito maciço com clastos para conglomerado maciço, seguido de uma granodecrescência marcada por arenito maciço com clastos para arenito médio, com presença de lente de conglomerado maciço clasto sustentado. No topo da sequência identifica-se mais uma granodecrescência caracterizada por arenito conglomerático para arenito médio.

Na coluna MP02 (Fig. 14) predominam várias associações, da base para o topo, caracterizadas por facies granodecrescentes com presença de conglomerados na base e arenitos nos topos. Logo após a camada de basalto, na base da sequência, são identificados conglomerados maciços matriz sustentado e arenito com estratificação cruzada sobreposta. O pacote logo acima é delimitado por uma discordância erosiva, caracterizado por conglomerado com estratificação cruzada matriz sustentado, arenito maciço e arenito com clastos. Em seguida identifica-se nível argilítico e discordância erosiva delimitando a base do próximo pacote exibindo conglomerado clasto suportado, arenito maciço, arenito com estratificação cruzada e clastos. Por fim, o topo da sequência, também delimitada por discordância erosiva, é distinguida por conglomerado matriz sustentado, arenito maciço e arenito com clastos.

Na base da coluna FU464 (Fig. 15) identifica-se facie argilítica em discordância erosiva com o arenito conglomerático. Na porção intermediária do pacote verifica-se uma granodecrescência caracterizada por conglomerado maciço clasto suportado, arenito com estratificação cruzada e arenito médio, essa sequência é interrompida por discordância erosiva e a presença de conglomerado matriz suportado no topo da sequência.

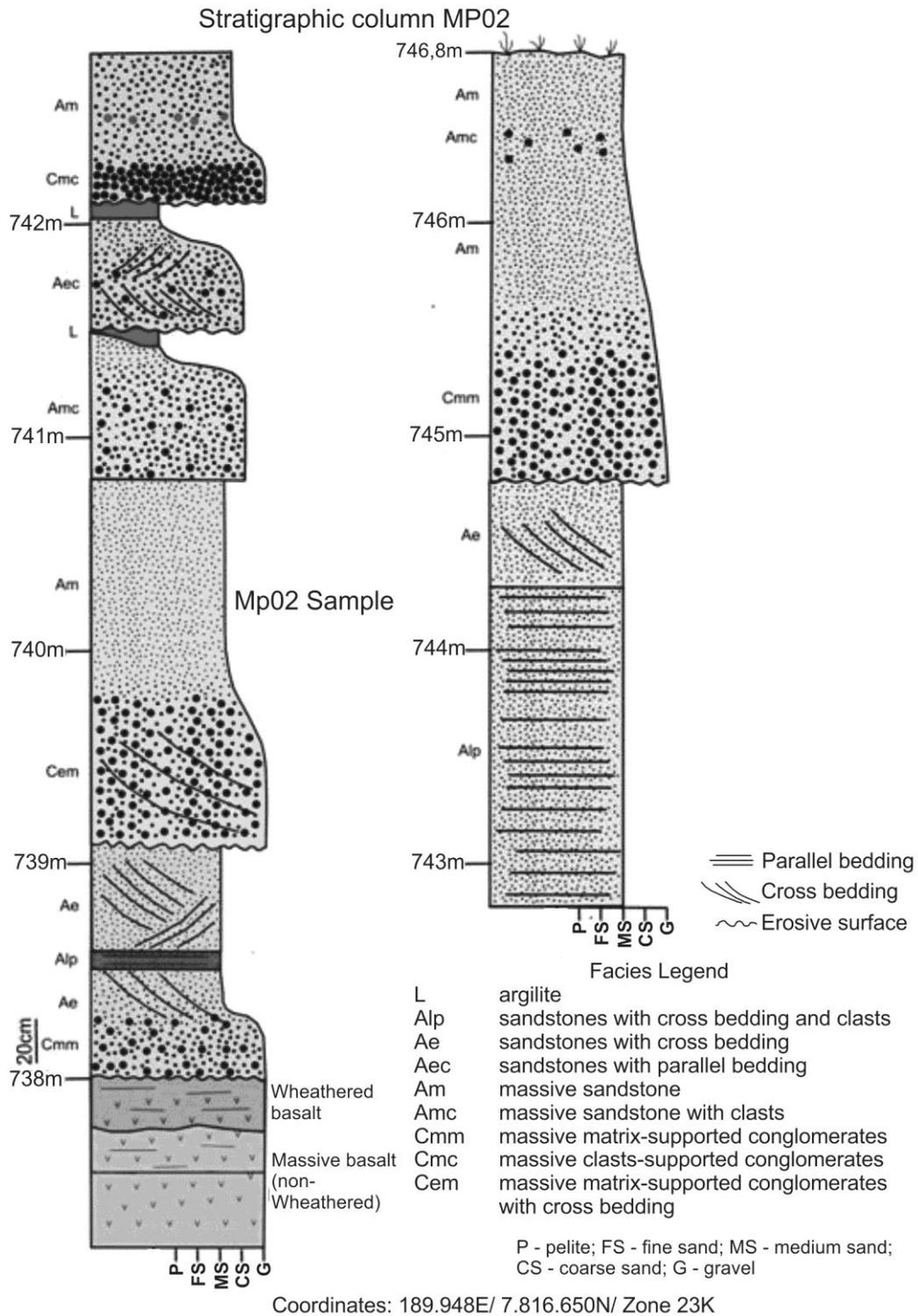


Fig. 14 - Coluna estratigráfica levantada no Ponto MP02.
(Vieira 2015 com colaboração de Seer H. e Moraes L.C).

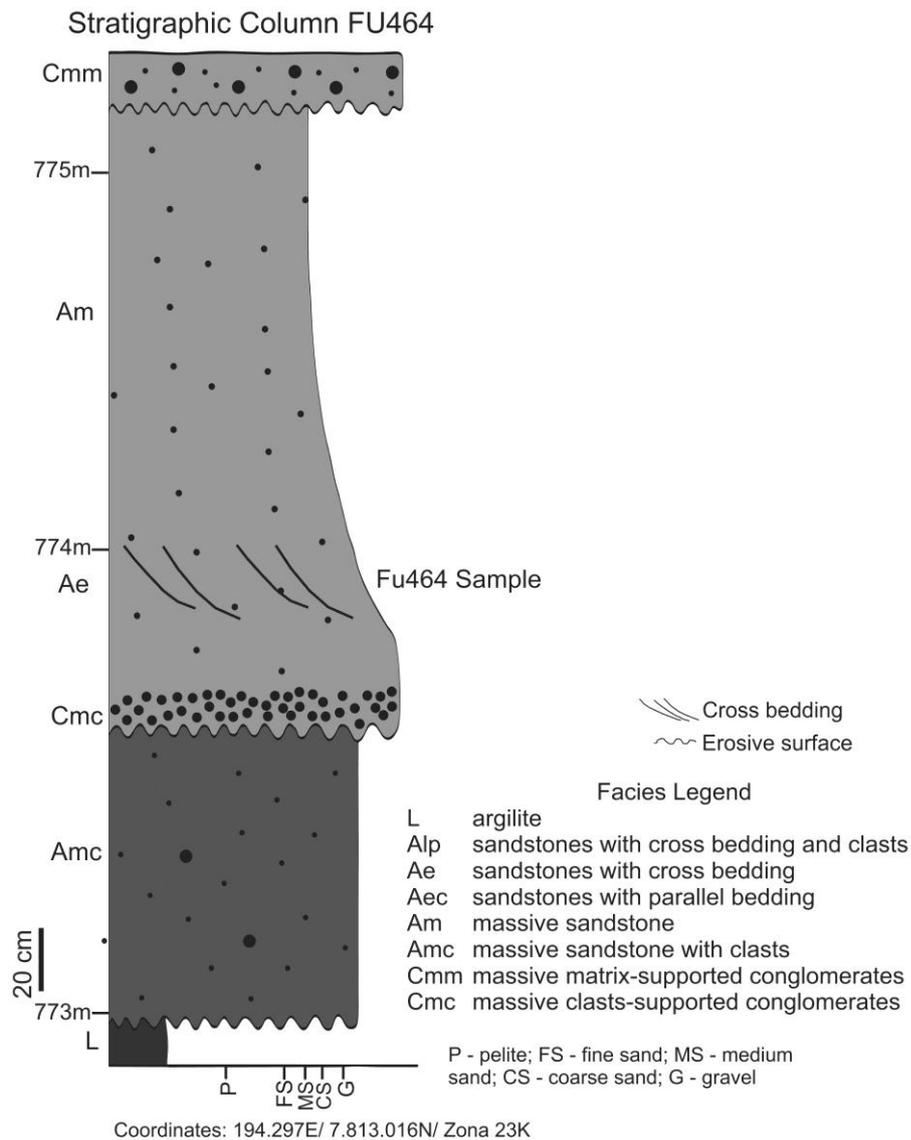


Fig. 15 - Coluna estratigráfica levantada no Ponto FU464.
(Caxito F. A. e Quintão D. A.).

Formação Vale do Rio do Peixe

A Formação Vale do Rio do Peixe é constituída na base por arenitos médios de coloração marrom clara, rosada e laranja-avermelhada, granulometria média a fina, moderadamente selecionados, com estratificação planar paralela ou cruzada acanalada de pequeno porte, grãos subarredondados e de média esfericidade. No topo da unidade predominam arenitos arcoseanos, moderadamente selecionados, com grãos

Dennis A. Quintão

subarredondados, média esfericidade, coloração marrom e laranja-avermelhada, laminados, com areia média, estratificação planar paralela, com presença de caulim resultante do intemperismo de feldspatos. Podem ser identificados algumas lente de siltitos e lamitos maciços.

De acordo com Ferreira *et al.* (no prelo) os afloramentos da Formação Vale do Rio do Peixe são escassos na Folha Veríssimo - Miguelópolis, sendo que muitos deles se encontram em estado avançado de intemperismo. O produto da degradação das rochas dessa unidade apresenta cor vermelha intensa podendo ser confundido visualmente com o solo residual dos basaltos, contudo os solos basálticos geralmente apresentam forte magnetismo, ao contrário dos correspondentes à Formação Vale do Rio Peixe. Os melhores afloramentos dessa unidade foram encontrados principalmente ao longo de cortes e piso de estrada.

Na Folha Veríssimo/ Miguelópolis a Formação Vale do Rio do Peixe apresenta 40 m de espessura, interdigitação com a Formação Marília e discordância erosiva com a Formação Serra Geral.

Formação Marília

Ferreira *et al.* (no prelo) caracterizam a Formação Marília como carbonática, mas também com presença de arenitos conglomeráticos e calcretes. Podem ser encontrados subordinadamente a essas rochas conglomerados com matriz carbonática, arenitos, lamitos e argilitos.

Os arenitos conglomeráticos apresentam cor branca, às vezes com porções avermelhadas, vermelhas mosqueadas de cinza ou aspecto acinzentado, baixa maturidade mineralógica e granulométrica, com grãos subarredondados e de baixa esfericidade, granulometria areia fina a grossa com grânulos e seixos de quartzo, silito,

calcário, argilito e arenito recristalizado. Ocorre ainda estratificação cruzada acanalada e planar paralela.

Os arenitos carbonáticos apresentam cores brancas, estrutura maciça ou estratificação planar paralela, granulometria areia fina a grossa, moderadamente bem selecionados. É comum a ocorrência de fragmentos fósseis e estruturas de bioturbação. Por vezes são verificados estratos lenticulares de calcretes intercalados aos arenitos.

Os calcretes apresentam cores brancas, rosadas e avermelhadas com presença de grãos de areia subarredondados e subangulosos, além de grânulos e seixos de quartzo leitoso e fumê. Normalmente aparecem vênulas de calcitas, às vezes acompanhando o acamamento sedimentar.

Os arenitos apresentam cores variadas, principalmente branco, amarelo pálido e cinza. São identificados grãos subarredondados de média esfericidade com variação granulométrica, ora finos a médios, ora médios a grossos. Geralmente apresentam acamamento proeminente, mas podem ser encontrados maciços ou com estratificação cruzada tabular.

Também foram identificados conglomerados que, na maioria dos casos, aparecem interdigitados nos arenitos conglomeráticos e arenitos carbonáticos. Os conglomerados polimíticos apresentam cor branca, rosa e cinza, com presença de clastos de quartzo, arenito, basalto, pelito, sílex e quartzito. Os clastos são subangulosos a subarredondados, com 1 até 6 cm de diâmetro. A matriz é principalmente arenosa, mas, às vezes, pode ser encontrada pequena contribuição de cimento carbonático. Os conglomerados carbonáticos, por sua vez, apresentam cores branca, cinza e rosa. Verificam-se nódulos e clastos de calcita em matriz predominantemente carbonática com baixíssima contribuição arenosa.

Por fim, foram identificados ao longo de todo o pacote lentes de argilito, siltito e lamito. Os argilitos apresentam diversas cores, como branco, vermelho claro, bege e laranja. Pode ser identificada estratificação planar paralela com acamamento muito proeminente e fraturas salientes em várias direções. Os siltitos e lamitos apresentam cores vermelha clara e cinza, além de laminação ressaltante e fraturas pouco acentuadas.

Coberturas Detrítico-Lateríticas

Ferreira *et al.* (no prelo) referem-se às Coberturas Detrítico-Lateríticas como sedimentos inconsolidados de granulometria cascalho, areia e silte, de coloração avermelhada e/ou alaranjada, por vezes mosqueadas de branco e vermelho. Em sua maioria, correspondem a sedimentos incoesos de origem coluvionar e natureza clástico-terrágena, sendo comuns os colúvios formados por clastos angulosos, sem orientação e mal classificados, unidos por cimento ferruginoso. Em alguns casos os sedimentos são encontrados levemente litificados. Observa-se também latossolos eluvionares oriundos da pedogênese dos calcretes e arenitos da Formação Marília e pontos de lateritização.

As lateritas por vezes encontram-se retrabalhadas, com horizontes e lentes de cascalho com seixos a blocos de laterita e quartzo em meio aos sedimentos predominantemente areno-siltosos. Formam-se também cascalheiras inconsolidadas ricas em clastos de quartzo leitoso de veio e, localmente, com clastos de arenito.

Depósitos Aluviais

Ferreira *et al.* (no prelo) descrevem os depósitos aluviais encontrados ao longo dos meandros do Rio Grande, como composta por sedimentos inconsolidados de granulometria predominantemente areia grossa a média e argila, com intercalações de

Dennis A. Quintão

cascalho e grânulos principalmente de quartzo, podendo também ser encontrados clastos de laterita e calcário.

CAPÍTULO V: GEOLOGIA DA REGIÃO DE ROMARIA (MG)

O município de Romaria, localizado na borda NE da Bacia do Paraná (Fig. 17), entre as cidades de Uberlândia (MG) e Patrocínio (MG), é notável pela extração de diamantes. Alguns registros datam o início da exploração em Romaria em meados do século XIX, mais especificamente 1867 segundo Hussak (1894), contudo Des Genettes (1859) afirma que o diamante foi descoberto no rio Bagagem por volta de 1722 corroborando na existência de alguns garimpos nessa região já nessa época.

Além das ocorrências diamantíferas aluvionares, Romaria se destaca pela presença desta gema na base de um conglomerado. A área fonte do diamante ainda é uma incógnita e atraiu, ao longo dos anos, a atenção de pesquisadores quanto a essa temática. Alguns trabalhos se destacam no pioneirismo da descrição local, como: Campos (1891), Hussak (1891), Porcheron (1903), Hussak (1906) e Draper (1911).

A geologia da região de Romaria, de acordo com a CPRM (2014), é interpretada como pertencente à Formação Marília no mapa 1:1.000.000 (Fig. 16), Coelho (2010) interpreta como sequência vulcanoclástica do Grupo Bauru e na presente dissertação trataremos como “conglomerado de Romaria”.

No mapa geológico de detalhe de Romaria (Coelho 2010) apresentada na Fig. 18 identifica-se a presença de mica xistos e diques de anfibolito do Grupo Araxá, arenitos da Formação Botucatu, conglomerado polimítico, além de sequência vulcanoclástica pertencente ao Grupo Bauru. Nesse mapa são consideradas informações anteriores de Isotta (1969), Barbosa *et al.* (1970) e Svisero *et al.* (1981).

De acordo com Coelho (2010) o conglomerado de Romaria (Fig. 19b e c) apresenta matacões e seixos que podem alcançar 0,80 m de diâmetro, de natureza

diversificada, incluindo: mica xistos, veios pegmatóides e metabasitos; filitos e quartzitos; arenitos bem selecionados e basaltos (maciços e amigdaloidais).

Coelho (2010) afirma que do ponto de vista sedimentológico, os seixos e matacões apresentam baixo grau de arredondamento, com presença de angulosidade sugerindo que área fonte próxima. Outra característica notada nos afloramentos é a disposição desordenada dos clastos sugerindo que a transporte do material foi rápida e sob muita energia, não havendo tempo para o ordenamento gravitacional dos clastos segundo as dimensões maiores.

Em relação à matriz desse conglomerado, análises difratométricas de Coelho (2010), chegaram à conclusão que o material é uma mistura de caulinita, quartzo e illita, podendo também tratar-se somente de illita.

O conglomerado polimítico de Romaria, principalmente sua base, corresponde ao estrato onde está concentrado a maioria dos diamantes, denominado popularmente na região como “Tauá”. Esse conglomerado está disposto ao longo de uma calha de algumas centenas de metros com características sedimentológicas bem diferentes do que é encontrado na região de Uberaba, entretanto alguns autores o remetem a Formação Uberaba (Svisero 1981, Ferreira Jr. 1996, Coelho 2010).

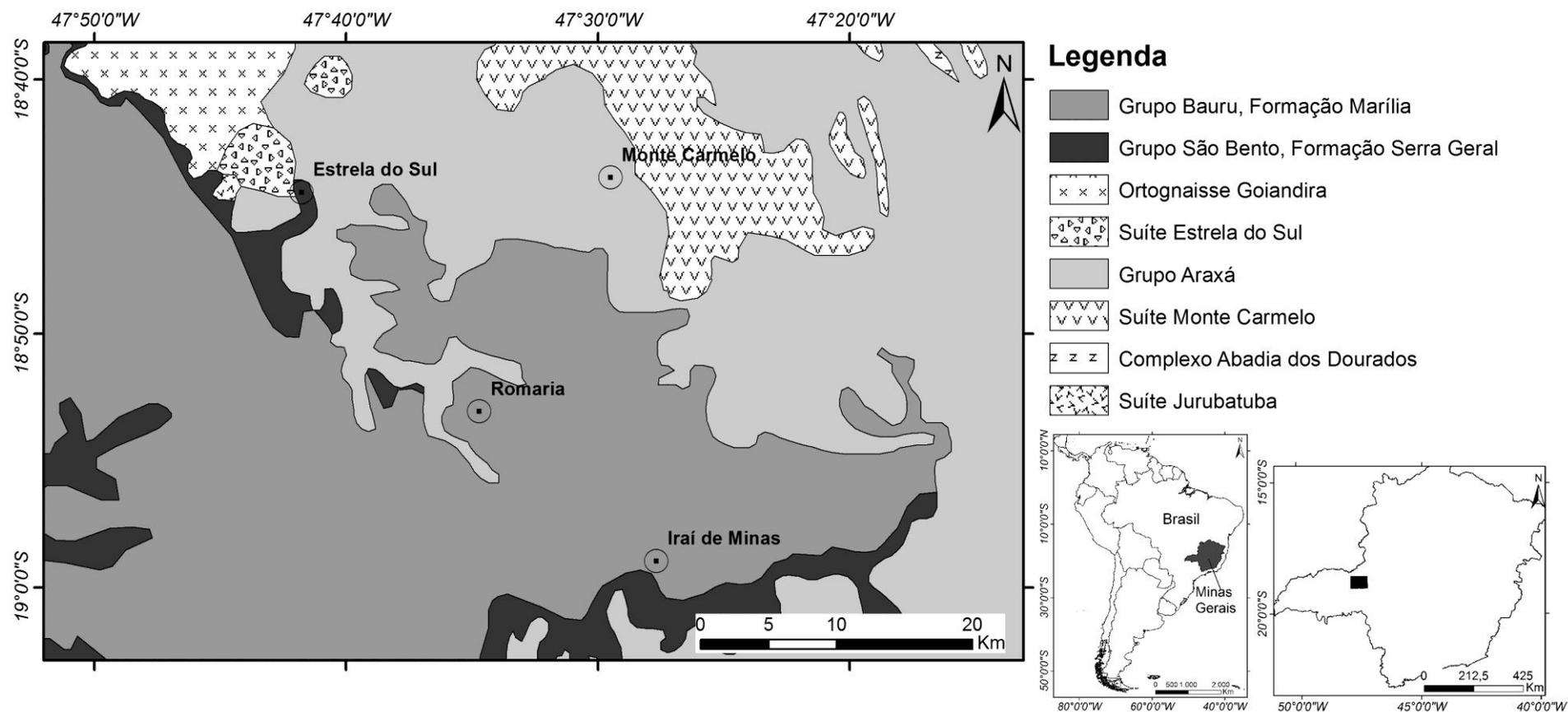


Fig. 16 – Mapa regional 1:1.000.000 englobando a região de Romaria (CPRM, 2014).

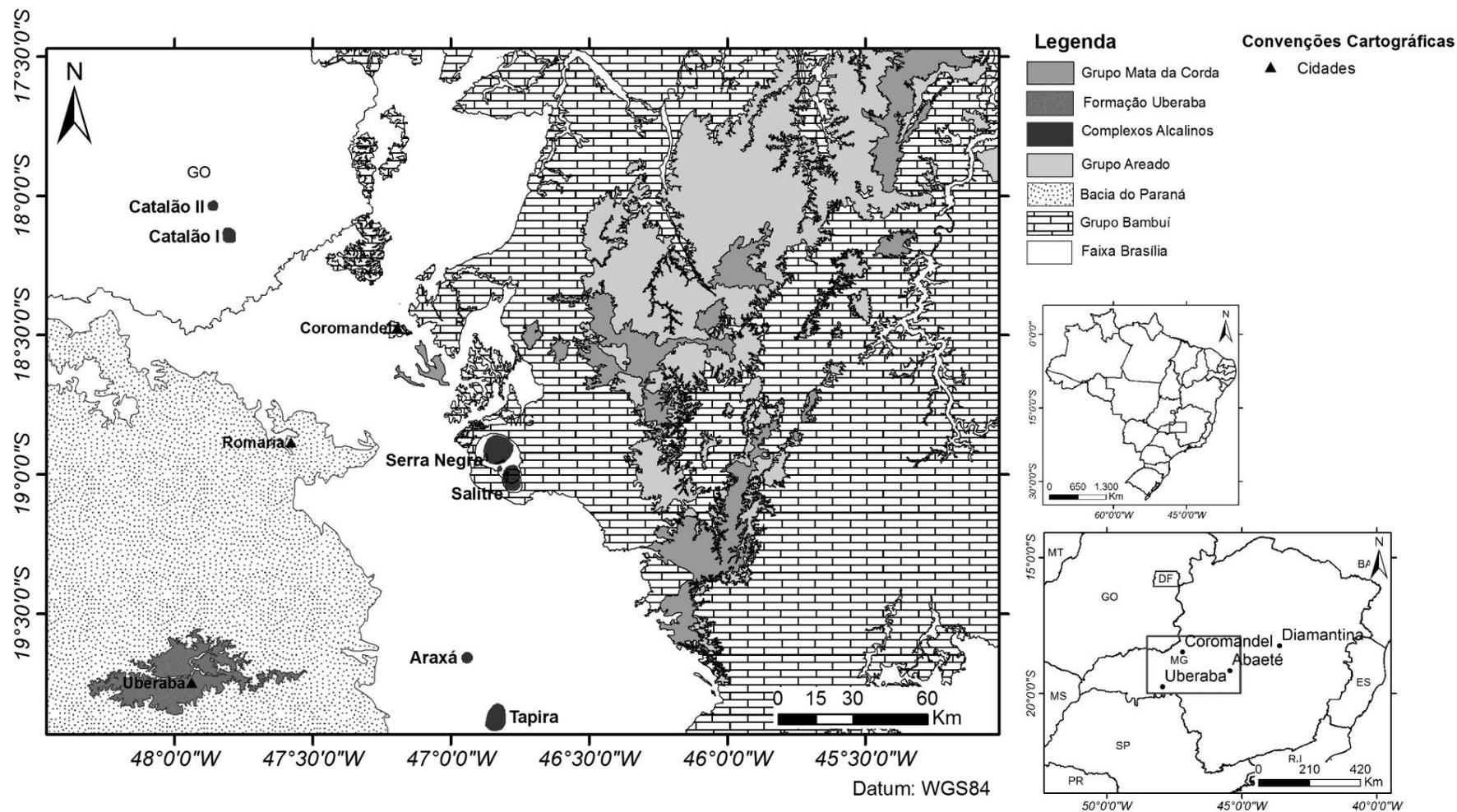


Fig. 17 - Localização de Romaria na borda NE da Bacia do Paraná, inserida no Alto Paranaíba.

Adaptado de Oliveira *et al.* (2004).

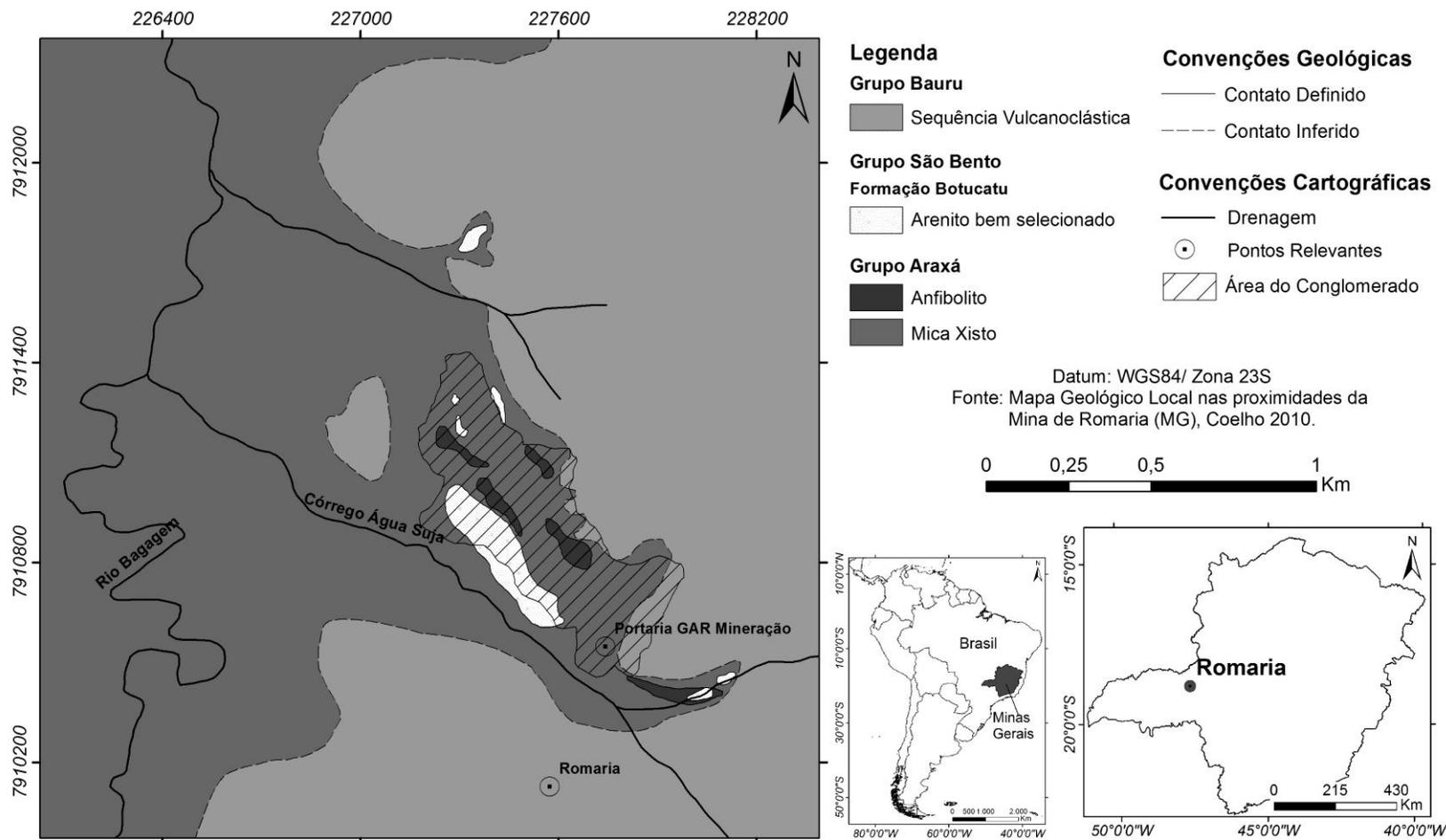


Fig. 18 - Mapa geológico nas proximidades da área de mineração de Romaria (MG).

Retirado da dissertação de Coelho (2010), confeccionado a partir dos trabalhos de Isotta (1969), Barbosa *et al.* (1970), Svisero *et al.* (1981) e Coelho (2010).



Fig. 19 - Feições do conglomerado encontrado em Romaria (MG).

Em (a) escavações realizadas pela GAR Mineração no conglomerado Tauá; (b) e (c) Conglomerado polimítico Tauá; e (d) dique de metabásica localizado em área exaurida. (Figuras (a) e (c) são acervos de Joachim Karfunkel, já (b) e (d) são acervos do autor).

A área minerada de Romaria (MG) ao longo dos anos é destacada na Fig. 20, mas atualmente a extração de diamante está restrita a uma área menor realizada pela GAR Mineração (coordenadas 227741/ 7910530/ Zona 23K) em um processo mecanizado de extração e processamento do material (Fig. 19a). A área de mineração está situada na margem direita do vale do Rio Bagagem, sobre a Formação Botucatu (Juro-Cretáceo), Grupo Araxá e sequência vulcanoclástica do Grupo Bauru (Coelho 2010), Fig. 18. Na mineração este conglomerado é dividido em duas partes: a “Secundina”, relacionada à porção basal e baixa concentração de diamantes e o “Tauá” com cerca de 8 m de espessura, correspondente à porção superior e rico em diamantes.

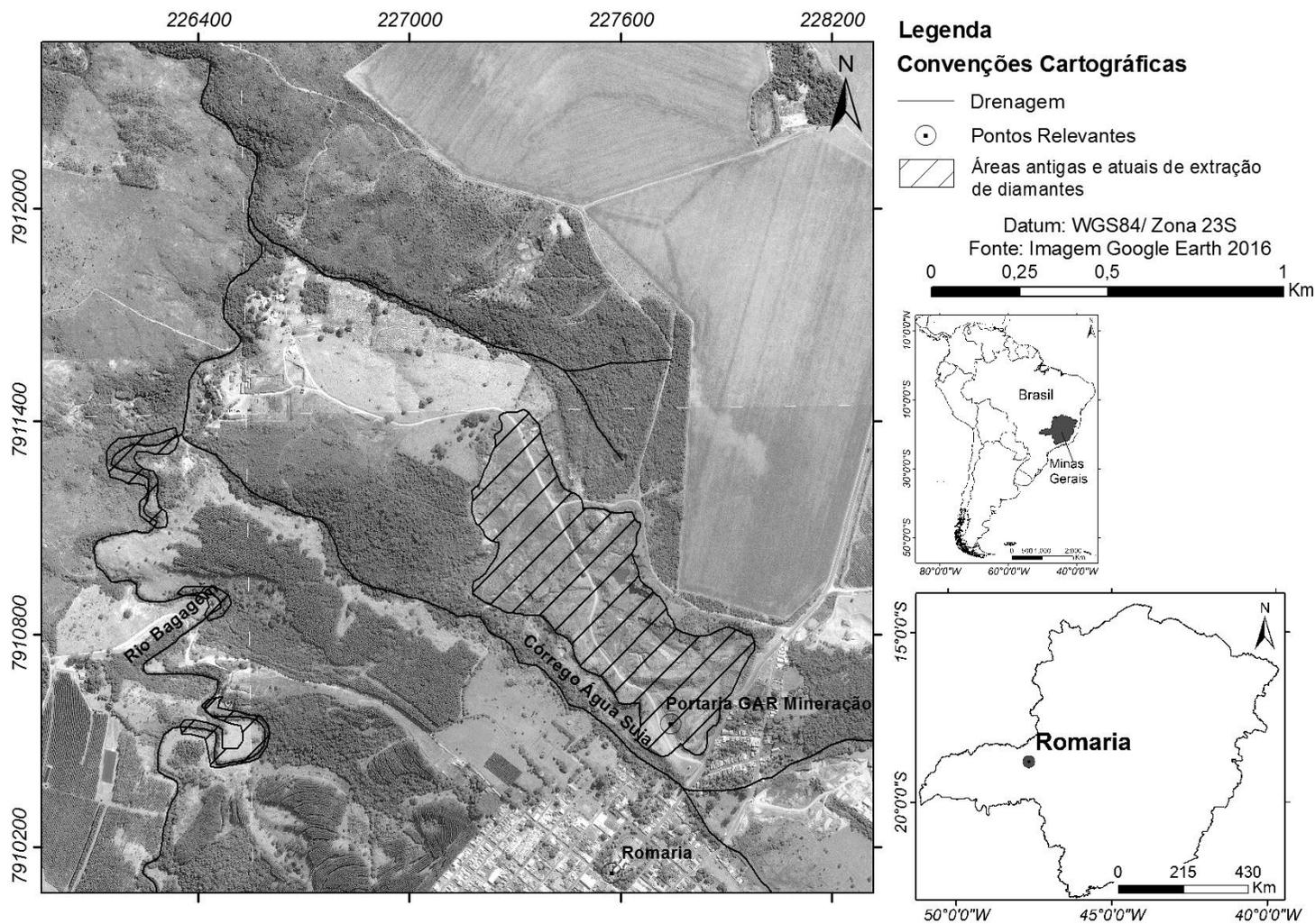


Fig. 20 - Imagem de Satélite *Google Earth* (2016) com as áreas antigas e recentes de extração de diamantes.

**CAPÍTULO VI: GEOCHEMISTRY AND SEDIMENTARY PROVENANCE OF
THE UPPER CRETACEOUS UBERABA FORMATION (SOUTHEASTERN
TRIÂNGULO MINEIRO, MG, BRAZIL)**

**Geoquímica e proveniência sedimentar da Formação Uberaba (Sudeste do
Triângulo Mineiro, MG, Brasil)**

Dennis Arthuso Quintão^{1*}, Fabrício de Andrade Caxito¹, Joachim Karfunkel¹, Florence Rodrigues Vieira², Hildor José Seer², Lúcia Castanheira de Moraes², Luiz Carlos Borges Ribeiro³, Antônio Carlos Pedrosa-Soares¹

Resumo

A Formação Uberaba, de idade campaniana e ocorrência restrita à região da cidade homônima, é composta por arenitos líticos e conglomerados de cor esverdeada, com possível contribuição vulcanoclástica. Nesta unidade ocorrem minerais pesados como ilmenita, granada, perovskita e magnetita, além de clinopiroxênio, plagioclásio, quartzo, calcita e apatita. A Formação Uberaba é marcada geoquimicamente por altos teores em Ba, Ta, La, Nb e Th, com padrões de elementos terras raras normalizados ao condrito fortemente fracionados ($LaN/YbN = ca. 128$) e planos (sem anomalia de Eu). Análises de química mineral das granadas detríticas da Formação Uberaba indicam predominância de chorlomite com afinidade com granadas crustais (G3). A proveniência sedimentar da Formação Uberaba corresponde a uma mistura de materiais de distritos alcalinos do Alto Paranaíba e derivados da erosão da Formação Serra Geral

¹Universidade Federal de Minas Gerais, Programa de Pós-Graduação em Geologia, CPMTC-IGC-UFMG, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte, MG, Brasil. *E-mail:* dennisquintao@gmail.com, facaxito@yahoo.com.br, jkarfunkel@yahoo.com, pedrosa@pq.cnpq.br

² Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais – CEFET, Araxá (MG), Brasil. *E-mail:* Florencerodriguesv@gmail.com, hildorster@gmail.com, 2013luciam@gmail.com.

³Complexo Cultural e Científico de Peirópolis (CCCP) Universidade Federal do Triângulo Mineiro (UFTM), Uberaba (MG), Brasil. *E-mail:* lcbrrmg@gmail.com

*Autor correspondente.

e dos grupos Canastra e Araxá. Os conglomerados produtores de diamante que ocorrem proximamente, em Romaria, foram considerados por alguns autores como correlatos à Formação Uberaba, porém a composição das granadas retiradas destes conglomerados é bastante diferente, plotando no campo de granadas mantélicas (G9/G10). Descarta-se, desta forma, uma correlação entre estas duas unidades, e a Formação Uberaba, portanto, não é uma fonte provável dos diamantes aluvionares encontrados no rio homônimo.

Palavras – Chave: Formação Uberaba, Magmatismo Alcalino, Triângulo Mineiro, Proveniência, Cretáceo Superior

Abstract

The campanian Uberaba Formation, which crops out around the homonymous town, is composed of greenish lithic sandstones and conglomerates with possible volcanoclastic contribution. In this unit, heavy minerals such as ilmenite, garnet, perovskite and magnetite, besides clinopyroxene, plagioclase, quartz, calcite and apatite, are found. The Uberaba Formation geochemistry is marked by high grades of Ba, Ta, La, Nb and Th, with flat (no Eu anomaly) and highly fractionated (LaN/YbN = ca. 128) chondrite-normalized rare earth elements. Mineral chemistry analyses of detrital garnets from the Uberaba Formation indicate the predominance of chloromite with an affinity to crustal garnets (G3). The sedimentary provenance of the Uberaba Formation corresponds to a mixing of materials from the alkaline districts of the Alto Paranaíba and from the erosion of the Serra Geral Formation and the Canastra and Araxá groups. Diamond-producing conglomerates which crop out nearby, in Romaria, were considered by some authors as correlated to the Uberaba Formation. However, the composition of garnets recovered from those conglomerates is different, plotting in the field of mantle

garnets (G9/G10). We consider, then, that those units are not correlated, and that the Uberaba Formation is not a possible source for the alluvial diamonds found in the homonymous river.

Keywords: Uberaba Formation, Alkaline magmatism, Triângulo Mineiro, Provenance, Upper Cretaceous.

Introduction

The discovery of alluvial diamonds in the Triângulo Mineiro (TM) and Alto Paranaíba (AP) regions, southeast Brazil, most specifically between the cities of Coromandel and Uberaba, has called the attention of researchers on the source area and sedimentary control of these deposits. The fact that some occurrences are located in alluvial deposits of the Uberaba River (Fig. 21), which occurs in the southern portion of the TM above a specific unit denominated Uberaba Formation, has brought some attention to this unit, as in the works of Hasui (1968), Barbosa (1970), Barcelos (1984), Ferreira Jr. (1996), Ferreira Jr. & Gomes (1999) and Gravina *et al.* (2002).

The Uberaba Formation, with a mean thickness of 70 m and composed of sandstones and conglomerates, was deposited at ca. 80 Ma ago based on fossiliferous content (Huene 1939). It is stratigraphically the base of the Bauru Group and its sandstones show a considerable amount of detrital perovskite. Some authors interpret a volcanoclastic origin for at least part of the unit, with further sedimentary reworking (Hasui 1968, Barcelos 1984, Fulfaro & Barcelos 1991, Goldberg 1995). Despite its importance for both the reconstruction of Cretaceous paleoenvironments and potential source for diamond-producing, the Uberaba Formation is one of the least studied units in the context of the Bauru Group.

This paper presents novel data on the Uberaba Formation emphasizing its geological cartography, petrography, mineral chemistry and geochemical aspects. The main objective is to characterize its provenance and source areas. Besides, in the present paper we analyze for the first time the potential of the unit as a source for the placer-type alluvial diamond deposits of the area, with respect to the great quantity of alluvial diamonds already recovered in the TM and AP (Gonzaga de Campos 1891, Hussak 1891, Hussak 1906, Karfunkel *et al.* 2014). In this respect, it is interesting that some authors correlate the Uberaba Formation to diamond-producing conglomerates which crop out 95 km to the northeast, in the Romaria region (Ferreira Jr. 1996, Coelho 2010). The study of heavy minerals recovered from the Uberaba Formation and their mineral chemistry will help in the definition of the provenance and potential for mineralization of this unit.

Geological Context

Bauru Group and Uberaba Formation

The Bauru Group presents approximately 370,000 km² or ca. 20% of the Paraná Basin (Barcelos 1984, Fernandes & Coimbra 2000), occurring in the states of Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul, Paraná and São Paulo. This group is limited to the north by the Alto Paranaíba Arch, and corresponds to semi-arid system tract deposits, formed by alluvial fans, ephemeral fluvial systems and an endoreic palustrine zone (Milani *et al.*, 2007).

Soares *et al.* (1980), based on paleontological and stratigraphic studies, suggest that the Bauru Group was deposited in the Aptian-Maastrichtian interval, as also proposed by Bertini (1993). The Uberaba Formation is considered as deposited in the Campanian (83.6 to 72.1 Ma) based on lithostratigraphic relationships with the Vale do

Rio do Peixe and Marília formations, besides paleontological data (Huene 1939, Santucci & Bertini 2001) and paleomagnetic studies of Tamrat *et al.* (2002).

The Uberaba Formation belongs to the lower portion of the Bauru Group, in a erosive contact upon the Serra Geral Formation (Fig. 21). This contact is marked by the presence of a polymictic conglomerate with basalt, sandstone and claystone clasts (Hussak 1906). The upper contact with the Marília Formation is considered by some authors as also abrupt, marked by a silexite level and a conglomerate rich in quartz clasts (Seer & Moraes, in press), cemented by calcite (Barbosa 1934, Hasui 1968).

Hasui (1968), Barcelos (1984), Goldberg (1995), Ferreira Jr. (1996) and Batezelli (2003) interpret the Uberaba Formation as constituted predominantly by sedimentary rocks with volcanoclastic contribution, mostly coarse sandstones with a local greenish matrix of volcanic origin due presence of Ce oxides, arkoses and lithic sandstones, locally siltstones and mudstones (Fig. 22a), conglomerates and conglomeratic sandstones. Carbonate cementation might occur, as well as carbonate nodules. Macrofossils are common (Santucci & Bertini 2001), Fig. 22b, as well as bioturbation, cross bedding (Fig. 22c), plane-parallel bedding and some syn-depositional deformational structures such as flame structures and convolute fold structures.

Ferreira Jr. (1996) and Ferreira Jr. & Gomes (1999) describe the presence of clay minerals such as detrital illite and authigenic esmectite in the intergranular spaces and suggest their formation from volcanic ashes. On the other hand Goldberg (1995) proposes a process of mechanic infiltration of fine-grained sediments transported in highstand periods and deposited by decantation over the sand deposits (sieve effect).

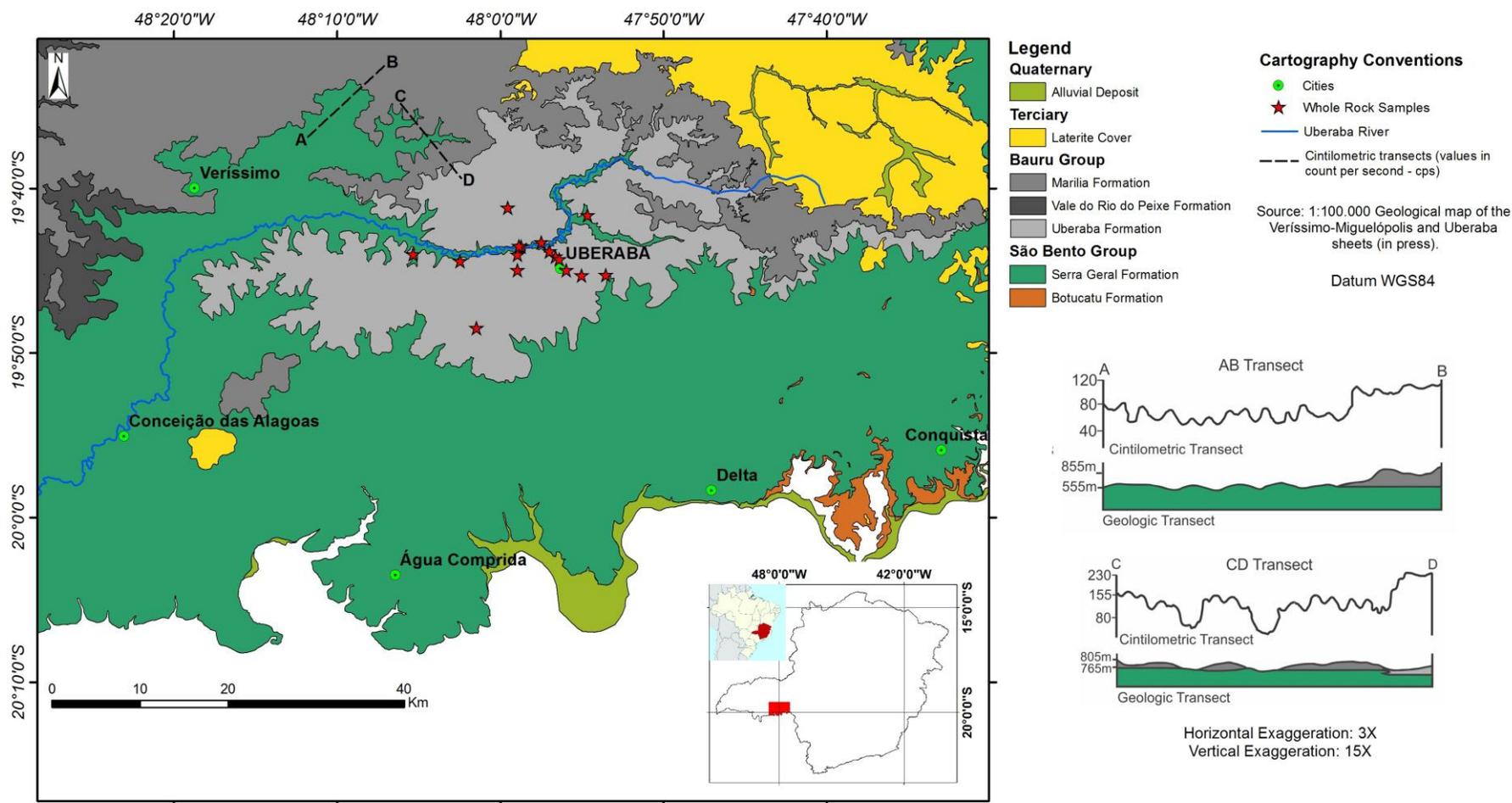


Fig. 21 - Integrated simplified geological map of the Veríssimo-Miguelópolis and Uberaba sheets (Ferreira *et al.* and Seer & Moraes., in press).

Produced within the Triângulo Mineiro mapping project CODEMIG/UFMG 2015-17. Scintillometric transects A-B and C-D and the location of samples collected for whole-rock geochemistry (red stars) are also shown.



Fig. 22 - Field aspects of rocks from the Uberaba Formation.

(a) red fine sandstone bed (below) in contact with green lithic green sandstone (above); (b) bone fossils (probably Titanosaur ribs) found in excavation in the Uberaba town; (c) cross stratifications in likely channel deposits. Hammer is 42 cm long.

Silva *et al.* (1994) suggest that detrital components of the sandstones were sourced of basalts from the Serra Geral Formation, quartzites and schists from the Canastra, Ibiá and Araxá groups, and alkaline rocks from the Alto Paranaíba region.

The depositional setting of the Uberaba Formation is a matter of high debate and some work hypothesis have been proposed, e.g. fluvial with little transport (Hasui 1968), fluvio-deltaic (Suguio 1980), meandering (Barcelos 1989) and braided (Ferreira Jr. & Guerra 1993, 1995, Batezelli 2003). However, a detailed sedimentological approach is necessary for this issue to be fully understood.

Besides the Uberaba Formation, the Vale do Rio do Peixe and Marília formations compose the Bauru Group in the studied area. The Vale do Rio do Peixe Formation is composed by fine to medium grained reddish sandstones, with cross bedded foresets of up to 3 m (Fernandes & Coimbra 2000a). The Marília Formation, according to Almeida & Barbosa (1953) corresponds to conglomerates and coarse sandstones with calcite cementation, divided by Barcelos (1984) in three members: Ponte Alta (conglomerate sandstones and conglomerates, calcretes and silcretes) Serra da Galga (polimictic conglomerates with calcrete clasts) and Echaporã (fine to medium grained sandstones). Other authors as Fernandes & Ribeiro (2015) and Batezelli (2016) consider only two members in this area (Serra da Galga and Ponte Alta).

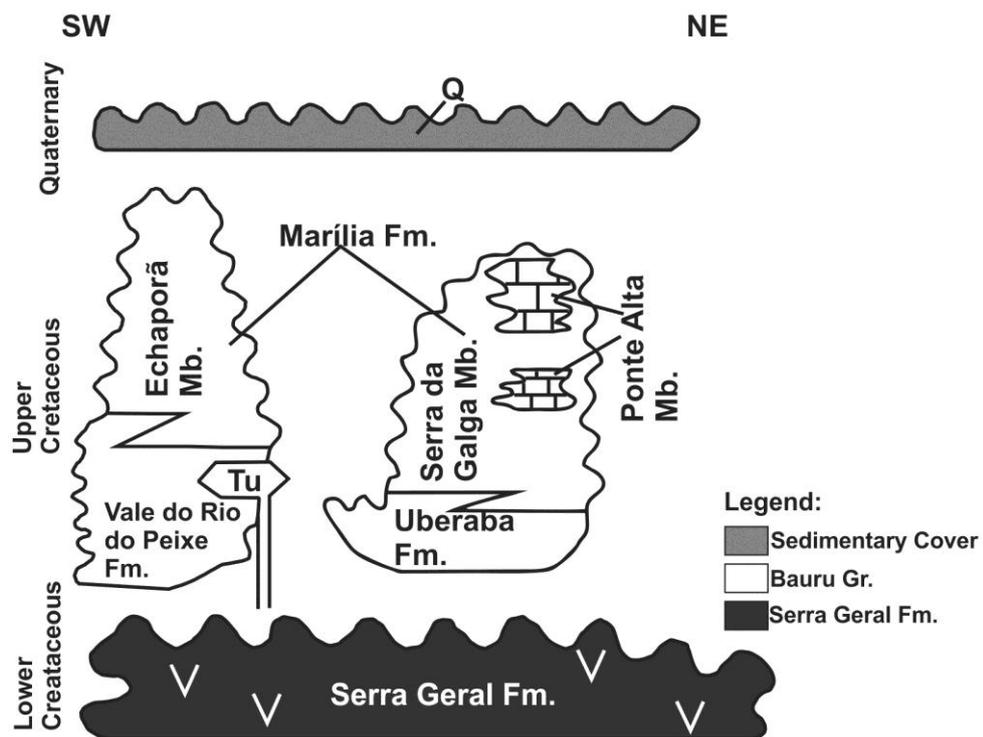


Fig. 23 - Lithostratigraphic chart of the Bauru basin.

From Fernandes & Coimbra (2000a).

The stratigraphic subdivision adopted in this paper is according Barcelos (1984) and Batezelli (2003) following the nomenclature of Vale do Rio do Peixe Formation from Fernandes & Coimbra 2000a (Fig. 23).

Diamonds in the Uberaba region

The diamond occurrences of the TM and AP region are known for more than 250 years and correspond mostly to placer type deposits in the drainage gravels. There are some occurrences in rocks like Romaria's conglomerate and the Capacete Formation of the Mata da Corda Group (Fernandes *et al.* 2014). Some satellite minerals have been reported on the Uberaba Formation, such as Cr-diopside, picro-ilmenite and pyrope (Gravina *et al.*, 2002). However, diamonds properly have not yet been found in the Uberaba Formation rocks, only within alluvium sediments such as along the Uberaba River. One of the authors (L.C.B.R) saw a 9 carat diamond at the end of the 70's north of the Uberaba city recovered from gravels of the Uberaba River. According to information from *garimpeiros* (diggers) a 42 ct diamond has also been recovered from an alluvial deposit. To one of the co-authors (J.K.) several diggers (e.g. Sr. Manoel) reported of the largest recovered stone in the headwaters of the Uberaba river gravel in the 60's times that weigh 42 ct, and a second one of 34 ct. Karfunkel *et al.* (2014, 2015) discuss and put forwards some hypotheses to explain the origin of these gems, from local sources, or transported from long distances by extrusive rocks.

Ferreira Jr. (1996) proposes that kimberlitic intrusions were important in providing those minerals. In fact they could represent some of the sources, but not the main source because up to now no diamondiferous kimberlite or lamproite intrusions were found with a volume that could provide the ca. 40 million carats of diamonds already recovered from drains in the TM (Karfunkel *et al.* 2015). Besides, most kimberlites and related rocks in the TM are of small size, sterile or with non-economic diamond concentrations (Karfunkel *et al.* 2015). Thus the provenance of these gems and satellite minerals from kimberlites and lamproites for this region as main suppliers is contentious.

Materials and Methods

Field work for data and sample collection was conducted within the context of the Triângulo Mineiro CODEMIG/UFMG 2015-2017 mapping project, specifically within the context of the Veríssimo / Miguelópolis and Uberaba 1:100.000 sheets. All of the authors were involved in the field work stage. During the field work, stratigraphic sections were made by L.M., H.S., D.Q. and F.C., with the collection of samples for petrographic, heavy minerals and chemical analyses.

Cartography of the Uberaba Formation was greatly aided by the utilization of aerogeophysical maps, mainly gamma spectrometric maps (U, Th and ternary K-Th-U maps in Fig. 24), from the program Levantamento Aerogeofísico do Estado de Minas Gerais 2010/2011 of CODEMIG, in a 1:500,000 scale. Also, scintillometric transects were produced by D.Q. and J.K. (Fig. 21). Those transects were made near the geological contacts between the various units in order to identify possible radiometric variations which could aid in the individualization of the units. A SC-132 hand scintilometer of Mount Sopris Instrument Co was used for this purpose.

Separation of heavy minerals from selected samples was conducted at the Laboratório de Tratamento de Minérios, CEFET-MG – Campus Araxá. Samples were dried at 300°C for two hours, then crushed in a jaw crusher, sorted, and then sieved utilizing 70# (210 µm) and 120# (125 µm) sieves. Samples were panned and then magnetite was removed using a hand magnet. Finally, acid attack with 10% HCl has been carried out for 24 hours in Erlenmeyers. Heavy minerals were then separated by H.S., L.M. and F.V. using a binocular lens.

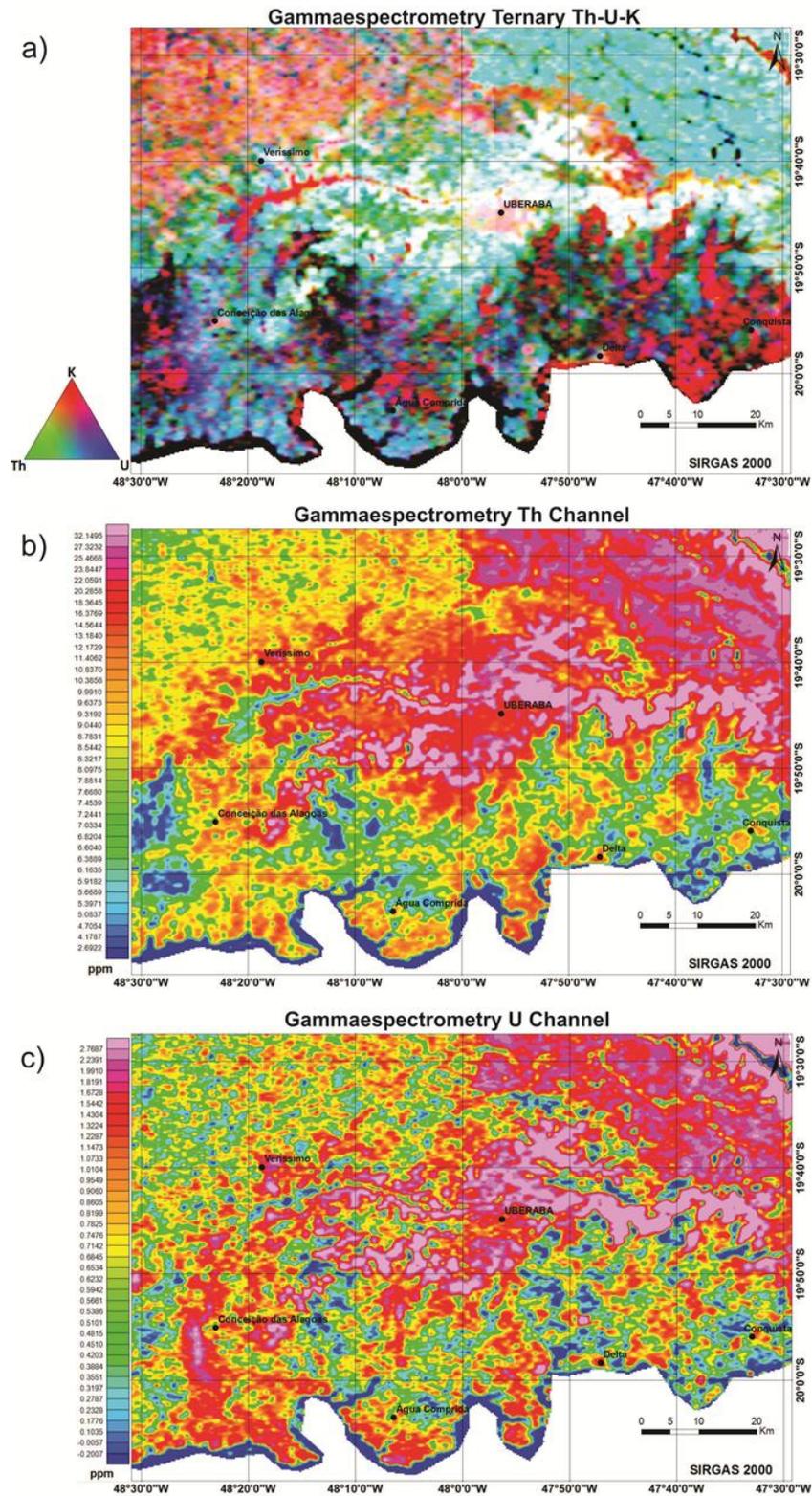


Fig. 24 - Geophysical maps of the Veríssimo/Miguelópolis and Uberaba sheets. Data from CODEMIG, Geophisic Airborne Program 2010/2011. (a) Gammaespectrometry, ternary plot Th-U-K; (b) Gammaespectrometry, Th channel; (c) Gammaespectrometry, U channel.

Twenty four samples were selected for petrographic analysis, from which five samples were selected for mineral chemistry analysis (samples V634, V620A and B, V631 and 7C). After covering of the polished thin sections with a fine carbon powder, they were subjected to quantitative and semi-quantitative analysis in a JEOL JXA-8900RL (WDS) microprobe at the Centro de Microscopia, Universidade Federal de Minas Gerais, using an acceleration tension of 15 kV and a beam current of 20 nA. Twelve oxides were determined for each analyzed point, and the grades were obtained using Ian Steele and Astimex collection standards.

After crushed and pulverized, seventeen samples were sent for whole rock chemistry analysis at GEOSOL Laboratories, Brazil, and two other samples were sent to ACME Analytical Laboratories Ltda., Canada (sample location in Fig. 21). Major element grades were analyzed by ICP-MS (ACME) or ICP-OES (GEOSOL) and trace element grades were analyzed by ICP-MS in both laboratories after fusion with lithium metaborate/tetraborate and digestion with diluted nitric acid. Analytical errors are within 5% for oxides and 10-15% for trace elements. Base and precious metal grades were determined by digestion in Aqua Regia followed by ICP-MS analysis. The Loss On Ignition (LOI) was determined by the weighing difference after ignition at 1000°C.

Results

Application of Geophysics in the Cartography of the Uberaba Formation

In the ternary K-Th-U gamma-spectrometric map of the region an E-W trending area in the central portion exhibits high Th and U contents (Fig. 24a), corresponding to the outcrop area of the Uberaba Formation (whiter colors in Fig. 24a). In the Th channel map, the Uberaba Formation is characterized by values above 23,844 ppm (purple and

pink shades in Fig. 24b), mainly due to the high perovskite content of the unit. In the U channel map, values above 1,430 ppm (red and pink shades in Fig. 24c) characterize the unit.

Another resource utilized in the mapping of the Uberaba Formation is scintillometric transects (Fig. 21). During the realization of those transects the Uberaba Formation has shown high radiometric activity, with 250 – 350 cps (counts per second), while basalts of the Serra Geral Formation show average values around 50 cps and rocks of the Marília Formation around 110 cps. Thus, geophysical data improved considerably the cartography and recognition of the Uberaba Formation outcrop area. For geological mapping in flat lying rock sequences with different backgrounds in vast regions covered by plantations like sugar cane and soya, this auxiliary method has been of great help.

In a ternary gammaspectrometric map of the eastern TM and AP (Fig. 25) the signature of the Uberaba Formation is comparable to that of the Mata da Corda Group (Guimarães 1964, Bryon 1999, Sgarbi *et al.* 2003). Both units show high Th and U grades as shown by the bluish colors in the map.

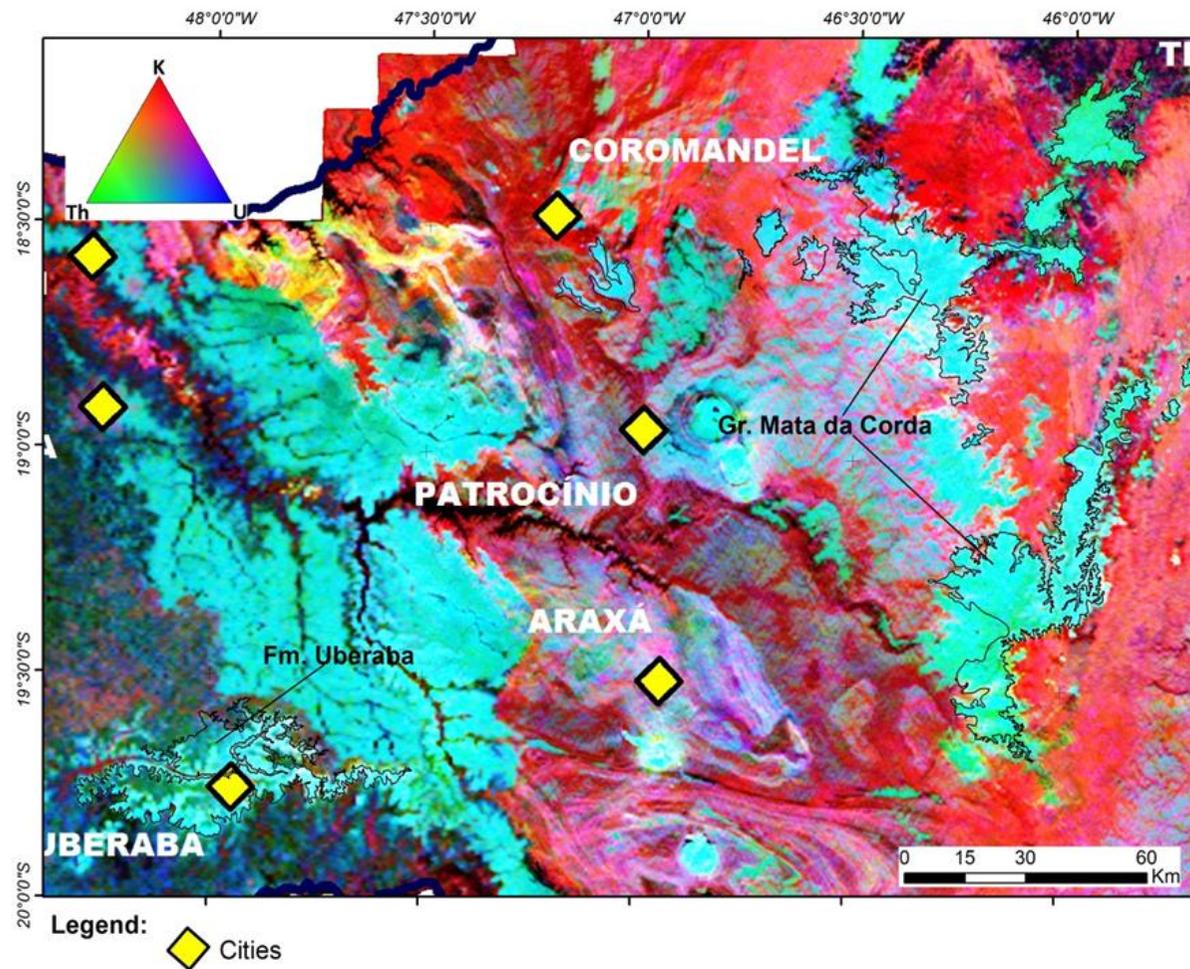


Fig. 25 - Ternary gammaespectrometric map of the eastern portion of the TM and AP regions.

The figure shows the outcrop areas of the Uberaba Formation and Mata da Corda Group (data from the Geophysics Airborne Program of CPRM/CODEMIG, 2006, Area 7).

Sedimentological Aspects

Three schematic stratigraphic columns were measured for a preliminary study of the Uberaba Formation sedimentary features. For each column, a group of sedimentary facies was described as follows.

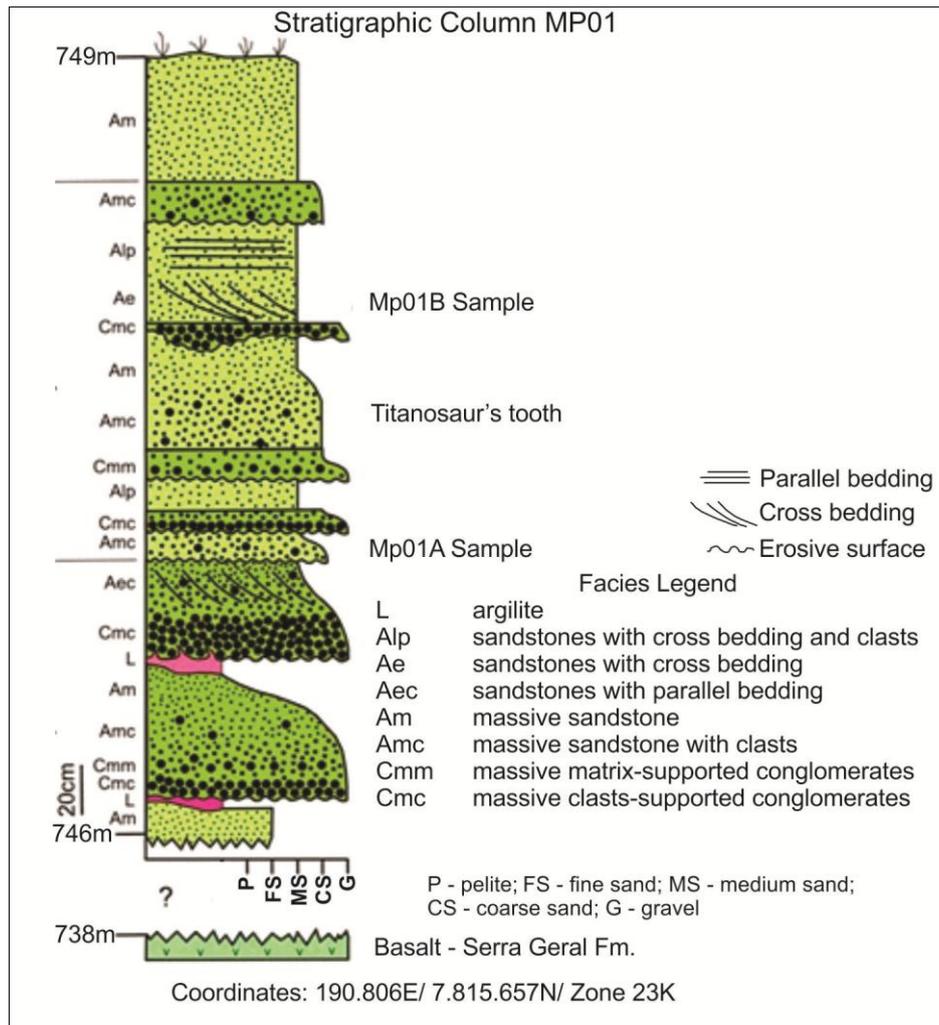


Fig. 26 - Stratigraphic column MP01.

In the MP01 column (Fig. 26), located in Randolfo Borges Junior Avenue corner with José Marçal Costa Street (190806 E/ 7815657 N; WGS84 23K), predominantly coarse facies can be recognized, marked by the occurrence of clast- and matrix-supported massive conglomerate, massive sandstone with clasts and medium-grained

sandstone followed by a claystone bed. In the middle portion of the column the sedimentary package is characterized by the presence of erosive surfaces. Above these, clast-rich sandstone and massive conglomerate have been observed, followed by a massive clast-rich sandstone that grades upwards to medium-grained sandstone. The top of the column is marked by conglomerate sandstone and medium-grained sandstone.

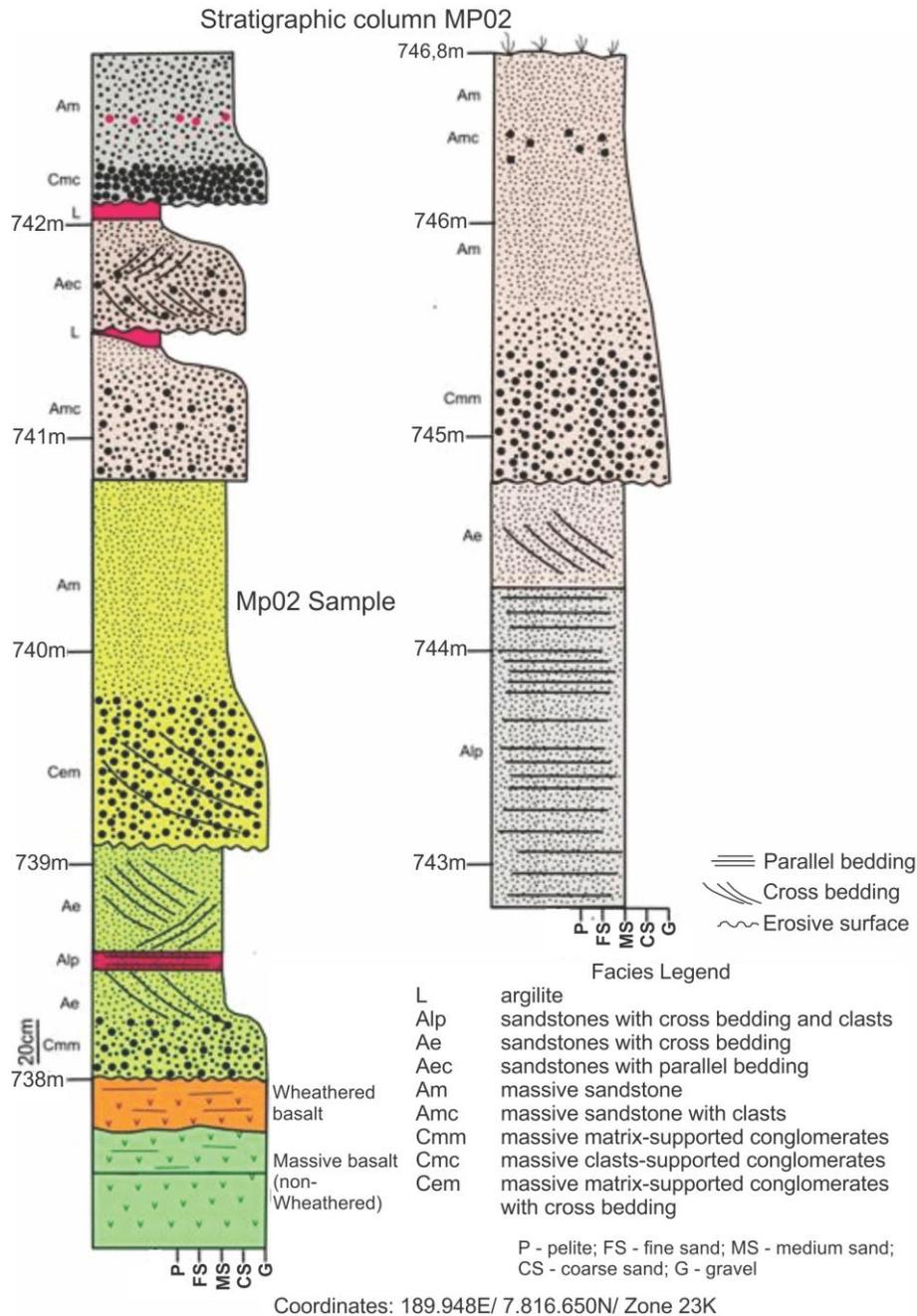


Fig. 27 - Stratigraphic column MP02.

The MP02 column (Fig. 27), located in Randolph Borges Junior Avenue closer to Florestan Fernandes Avenue (189948E/ 7.816.650N; WGS84 23K), is characterized from base to top by normal graded facies with conglomerates grading to sandstones. Atop basalts of the Serra Geral Formation, massive matrix-supported conglomerates and sandstones with cross bedding are identified. Above an erosive surface, matrix-supported conglomerate occurs, followed by sandstone with cross bedding and claystone beds. Above a second erosive surface, another layer of clast-supported conglomerate is followed by massive and cross-bedded sandstone. In the top of the sequence, also delimited by a basal erosive surface, matrix-supported conglomerate, massive and clast-rich sandstone occurs.

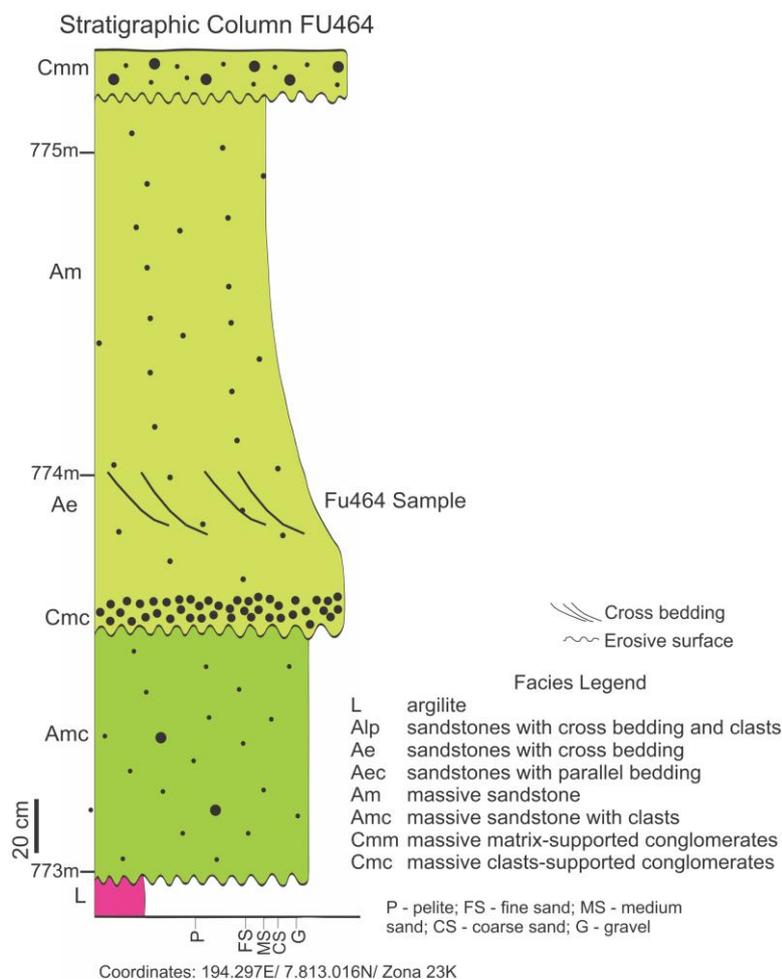


Fig. 28 - Stratigraphic column FU464.

The base of column FU464 (Fig. 28), located in Leopoldino de Oliveira Avenue corner with José Pimentel Camargo Street (194297E/ 7813016N; WGS84 23K), is marked by a claystone bed followed by a conglomerate sandstone above an erosive surface, showing decreasing-upwards grain size and grading to medium-grained cross-bedded sandstone. The upper portion of the column is marked by another matrix-supported conglomerate covering an erosive surface.

Petrography

The sandstones of the Uberaba Formation show a mean composition of ca. 40% quartz, ca. 40% lithic fragments and ca. 15% feldspars, characterizing them as lithic sandstones or arkoses. Accessory minerals are olivine, pyroxene, titanite, apatite, phlogopite, garnet, perovskite and opaque minerals, generally up to 5%, but locally, in concentrated laminae, reaching up to 36% of the total rock.

Texturally the sandstones show a predominance of subangular clasts of medium sphericity, with poor selection and carbonate cementation. The contact between the grains is punctual or normal, suggestive of a loose packing. Some of the detrital grains show chemical alterations in the borders and corrosion gulfs (Fig. 29a and b) in varying sizes, from 0.1 mm to 0.5 mm.

Lithic fragments are generally constituted of basalt, quartzite, schist, phyllite and well sorted sandstone (Fig. 29c, d and e). Feldspars are usually altered through sericitization and caulinization processes. Plagioclases are more common, but alkali-feldspars also occur. It is common to identify perovskite and garnet in the heavy mineral levels (Fig. 29f). In some samples an amorphous, very fine greenish mass of clay minerals is observed, filling the intergranular voids. This groundmass can reach up to ca. 25% of the total rock volume.

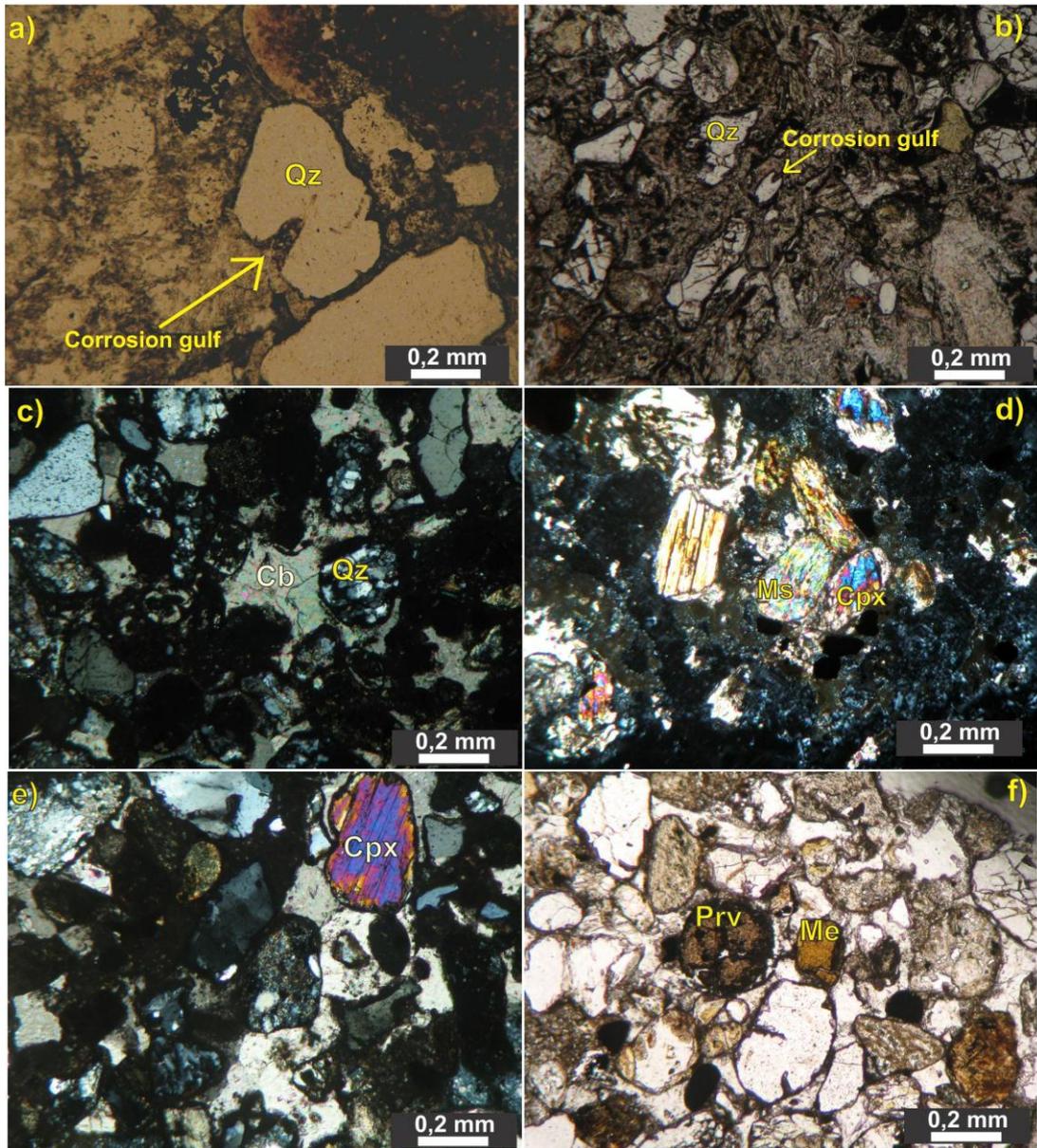


Fig. 29 - Photomicrographies of sandstones from the Uberaba Formation.

In (a) and (b) detail of quartz grains of probable volcanic origin, showing corrosion gulfs (Qz), uncrossed polarizers; (c) quartzite fragment (Qz) and carbonatic cement (Cb), crossed polarizers; (d) fragment of muscovite schist (MS) and clinopyroxene (Cpx), crossed polarizers; (e) clinopyroxene (Cpx), crossed polarizers; (f) perovskite (Prv) and melanite (Me), uncrossed polarizers.

Heavy Minerals

Two samples from MP02 site and three samples from MP04 were selected for separation of the heavy minerals. From those samples, magnetite, pyroxene, ilmenite, perovskite, monazite, epidote, rutile, apatite, and diopside were separated (Tab. 3). It is noteworthy that for most samples the magnetite concentration is much higher than the

other minerals (ca. 75%). The main other heavy mineral is perovskite (ca. 70% of the clean concentrates), followed by pyroxene with ca. 20% and ilmenite around 7%. Other minerals such as monazite, epidote, rutile and apatite show minor contributions or are lacking in some samples.

Tab. 3 - Heavy mineral concentrated from Uberaba Formation

		Samples				
Mineral (%)		MP02A	MP02C	MP04A	MP04B	MP04D
Heavy mineral total mass (g)		1.9	5.89	16.47	13.81	23.29
Heavy Minerals	Magnetite (%)	75.79	74.02	79.05	71.04	78.02
	Clean Concentrate (%)	24.21	25.98	20.95	28.96	21.98
Clean Concentrate	Pyroxene	9.84%	19.39%	24.52%	20.43%	25.78%
	Ilmenite	2.76%	10.32%			0.15%
	Perovskite	85.53%	61.56%	75.3%	79.56%	72.85%
	Monazite			0.16%		0.9%
	Epidote	0.3%				
	Rutile	1.53%				
	Apatite		7.29%			
	Diopside		1.42%			0.3%

Mineral Chemistry

Through quantitative and semi-quantitative (EDS) microprobe analysis a great variety of detrital minerals from the Uberaba Formation were characterized, such as ilmenite, perovskite, phlogopite, andradite, pumpelleyite, augite and richterite, sanidine and diopside (Tab. 4). Semi-quantitative EDS analyses (Tab. 5) aided in the characterization of other minerals such as titanite, celadonite, zircon, apatite, anatase, rutile, phlogopite, allanite, illite, muscovite, glauconite and dolomite.

Analyses of perovskite (Tab. 4) were performed always in the nucleus of the grains, due to its small size. The analyzed perovskites are close to the ideal formula (final member CaTiO_3 with ca. 29.48% Ca and 35.22% Ti). Low grades of Na, between

0.04 and 0.62% suggest low concentration of components such as loparite ($\text{NaCeTi}_2\text{O}_6$) and/or lueshite ($\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{O}_6$). Considerable amounts of Fe, between 0.64 and 1.41%, might be related to solid solution of latrappite ($\text{CaNb}_{0.5}\text{Fe}_{0.5}\text{O}_3$). Th can reach up to 0.21% (Tab. 4), which reflects the characteristic gamma-spectrometric responses of the Uberaba Formation (Fig. 24b). U, on the other hand, might be more correlated to celadonite in the rock matrix.

Detrital garnets of the Uberaba Formation are typically enriched in Ca (22.41 to 24.36%), Fe (19.58 to 20.34%) and Ti (2.12 to 3.54%), and show low Al (0.22 to 0.40%), Cr (0.04 to 0.22%) and Mn (0.02 to 0.08%), mostly classified as andradite. Ti and Fe enrichment of those garnets allows to further classify them as the andradite subtypes, mostly chloromelane and melanite (Deer *et al.* 1992).

The most common detrital mica of the Uberaba Formation is phlogopite. Chemistry analyses close between 77.23 e 91.25% because of the water present in their mineral structure, which is not considered during the analyses. The phlogopites show Mg amounts between 11.74 and 16.84%, Fe between 4.32 and 6.64%, Al between 3.97 and 6.678%, and, lastly, Ti between 1.14 and 1.92% (Tab. 4). The majority of the phlogopite analyses belong to a solid solution series between tetra-ferriphlogopite and phlogopite.

Tab. 4 - Mineral Chemistry from electron microprobe (% wt)

Na	Ti	Th	Si	Cr	U	Mg	Fe	Ca	Al	Mn	K	Total (%)	Minerals
0.02	3.37	0	14.99	0.06	0.12	0.46	20.06	24.36	0.22	0.22	0.02	63.88	Andradite
0.01	3.54	0	14.94	0.08	0	0.55	19.58	24.23	0.4	0.18	0.01	63.53	Andradite
0.07	2.38	0	15.72	0.05	0	0.42	20.11	22.41	0.27	0.11	0.01	61.54	Andradite
0.02	2.12	0	16.73	0.02	0.06	0.35	20.34	23.08	0.27	0.04	0	63.01	Andradite
0.75	0.67	0	25.36	0	0.03	9.68	3.55	16.95	0.07	0.06	0.01	57.13	Augite
0.05	1.69	0	15.89	0.07	0.73	11.74	5.78	0.51	3.97	0.3	3.22	43.94	Phlogopite
0.08	1.19	0.09	16.99	0	0.61	15.72	4.53	0.65	6.16	0.26	3.1	49.38	Phlogopite
0.04	1.92	0	16.16	0	0	15.24	6.64	1.21	5.22	0.11	4.46	51	Phlogopite
0.05	1.14	0	17.73	0.02	0.49	16.84	4.33	0.54	6.68	0.29	2.89	51	Phlogopite
0.23	0.32	0	24.51	0	0.08	10.86	2.57	17.82	0.08	0.08	0	56.55	Diopside
0.07	0.07	0.01	23.67	0	0	0.36	0.61	0.11	10.63	0	5.97	41.51	Illite
0.06	30.04	0	0	0.25	0	5.3	30.3	0.06	0	0.7	0.01	66.71	Ilmenita
0.02	33.55	0.01	0.03	0.1	0.05	7.01	17.94	0.65	0	2.99	0.05	62.4	Ilmenita
0.1	0	0	25.98	0	0	0.14	0.41	0.09	10.17	0	8.3	45.19	Muscovite
1	32.86	0.36	0	0	0	0	0.97	23.1	0.02	0	0.01	58.32	Perovskite
0.63	33.92	0.15	0.02	0	0.04	0	0.72	24.71	0.03	0.02	0.02	60.25	Perovskite
0.6	33.77	0.21	0.02	0	0.01	0.01	0.72	25.46	0.01	0	0.01	60.83	Perovskite
0.21	34.72	0.16	0.01	0	0	0	0.76	28.06	0.06	0	0.02	63.99	Perovskite
0.04	34.13	0.03	0.03	0	0.04	0.02	1.33	28.87	0.09	0.06	0.01	64.65	Perovskite
0.05	33.8	0.04	0.04	0	0	0.02	1.23	29	0.07	0	0.02	64.26	Perovskite
0.06	33.08	0.01	0.06	0.01	0.01	0.03	1.41	28.57	0.12	0.01	0.02	63.39	Perovskite
0.26	34.29	0.15	0.03	0.07	0	0	0.72	28.51	0.02	0	0.02	64.07	Perovskite
0.1	33.98	0.02	0.06	0.02	0	0.03	1.03	28.68	0.06	0.06	0.04	64.08	Perovskite
0.23	35.7	0	0.01	0	0.06	0	0.78	28.47	0.02	0.03	0.01	65.31	Perovskite

0.56	34.06	0.06	0.01	0	0	0	0.74	25.93	0.03	0.03	0.02	61.44	Perovskite
0.55	34.65	0.13	0.02	0.02	0	0.02	0.64	26.27	0.01	0.01	0.01	62.33	Perovskite
0.01	0.19	0	17.68	0.02	0	0.01	6.47	17.06	14.97	0.13	0.01	56.55	Pumpellyite
0	0.08	0	46.27	0	0	0	0	0.01	0.01	0.04	0	46.41	Quartz
6.62	0.54	0.01	26.44	0.03	0	2.57	18.93	5.78	0.09	0.28	0.01	61.29	Amphibole
5.46	0.37	0.02	24.2	0	0.03	2.61	16.96	6.77	0.06	0.45	0.02	56.94	Amphibole
0.34	0	0.04	28.29	0.05	0	0	0.02	0.01	10.08	0	11.96	50.78	Sanidine
0.11	25.37	0.03	6.08	0.16	0.08	0.07	13.74	7.66	0.03	0.67	0.04	54.03	Titanite
0.1	23.23	0	14.74	0	0.02	0	1.31	20.03	0.08	0.05	0.01	59.56	Titanite

Tab. 5 - Mineral Chemistry from EDS analyzes (% wt)

Na	Ti	Si	Cr	Mg	Fe	Ca	Al	Mn	K	P	Ba	C	Zr	S	Ce	Mineral
0	0	15.75	0	0	8.02	6.24	0	0	0	4.15	0	0	0	0	17.62	Allanite
0	3.45	22.74	0	6.63	3.25	0	5.54	0	7.39	0	0	0	0	0	0	Alumino Celadonite
0	59.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Anatase ou Rutile
0	0	0	0	0	0	39.27	0	0	0	16.58	0	0	0	0	0	Apatite
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	46.14	0	0	23.35	0	Barite
0	0	21.59	0	10.3	0	0	7.18	0	7.09	0	0	0	0	0	0	Biotite
0	0	27.65	0	5.55	5.11	0	2.78	0	7.65	0	0	0	0	0	0	Celadonite
0	0	22.93	0	7.31	9.42	0	3.85	0	6.04	0	0	0	0	0	0	Celadonite
0	0	0	0	20.44	0	32.32	0	0	0	0	0	1.54	0	0	0	Dolomite
0	0	21.44	0	16.61	0	0	7.02	0	0	0	0	0	0	0	0	Phlogopite
0	0	23.07	0	7.27	9.36	0	3.82	0	6	0	0	0	0	0	0	Glauconite
0	0	21.02	0	2.35	0	0	17.05	0	5.53	0	0	0	0	0	0	Illite
0	0	21.31	0	3.06	0	0	16.58	0	7.27	0	0	0	0	0	0	Illite
0	0	21.2	0	0	0	0	15.76	0	9.42	0	0	0	0	0	0	Muscovite
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Rutile/Anatase
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Rutile/Anatase
0	0	28.4	0	0	0	0	10.01	0	10.1	0	0	0	0	0	0	Sanidine
0	12.98	19.55	0	0	0	21.84	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Titanite
0	0	21.37	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	34.82	0	0	Zircon

Whole Rock Geochemistry

Nineteen samples were analyzed for whole rock geochemistry and results are shown in Tab. 6, 7 and 8. The spatial distribution of those samples within the Uberaba Formation is shown in Fig. 21.

Samples show overall low SiO₂ (25.15 to 53.88%) and Al₂O₃ content (2.70 to 6.71%), and relatively high contents of CaO (2.34 to 29.18%), K₂O (2.85 to 6.97%), Fe₂O₃ (7.99 to 17.36% - locally reaching abnormal values up to 30%) and TiO₂ (3.82 to 13.23% - reaching up to 24%). P₂O₅ grades are between 0.58 and 1.48%, MgO between 3.59 and 11.38%) and Na₂O (0.08 to 0.28%), MnO (0.14 to 0.36%) and Cr₂O₃ (0.05 to 0.77%) are low.

Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns of the samples are characterized by a strong fractioning of the light rare earths (LREE) relative to the heavy rare earths (HREE), with La_N/Yb_N around 128 and La_N/Lu_N around 154. No relevant Eu anomalies are found, and the mean value of Eu/Eu* is 0.89. Thus the chondrite-normalized patterns are flat with a steep incline towards HREE (LREE – enriched).

Chondrite-normalized (Thompson 1982) incompatible element plots for the Uberaba Formation (Fig. 30a) shows a distinctive enrichment in Ta-Nb (positive Ta-Nb anomaly) and also Th enrichment (due to the presence of perovskite). P and Sr show, on the other hand, negative anomalies. NASC-normalized patterns (Taylor & MacLennan 1995) present the same anomalies verified on the chondrite-normalized plots (Fig. 30c).

Tab. 6 - Whole rock analysis – Major elements (% wt)

Sample s	Coordinat e (X)	Coordinat e (Y)	Zone	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂
7C	191484	7815082	23K	4.86	10.95	0.13	15.85	5.89	9.7	0.19	0.12	1.49	42.35	8.48
FU442	194843	7819800	23K	4.85	11.12	0.26	12.09	5.71	8.99	0.15	0.18	0.69	48.92	7.05
FU460	191898	7814786	23K	6.11	27.04	0.12	8.69	6.15	4.99	0.16	0.18	0.71	41.79	4.07
FU464	194297	7813016	23K	5.58	9.45	0.25	13.34	6.06	7.48	0.17	0.28	0.89	49.14	7.36
HD04	196919	7813106	23K	5.68	9.37	0.21	13.55	6.53	8.14	0.19	0.24	0.84	48.39	6.86
HD05	192647	7813608	23K	4.66	10.49	0.17	15.79	6.02	10.25	0.19	0.17	0.92	43	8.35
MP01A	190806	7815657	23K	4.55	8.84	0.11	13.46	5.42	9.89	0.15	0.11	0.63	49.65	7.2
MP01B	190806	7815657	23K	2.84	12.44	0.11	15.65	4.59	9.59	9.59	0.1	0.85	31.56	12.69
MP02	189948	7816650	23K	4.78	25.7	0.05	7.99	4.71	7.5	0.15	0.16	0.76	44.38	3.82
MP04	187457	7815942	23K	4.57	12.03	0.1	10.65	4.43	11.39	0.14	0.08	0.58	42.8	13.23
V620A	811753	7807036	22K	3.53	4.94	0.77	25.19	4.1	8.25	0.23	0.13	0.72	35.74	16.41
V620B	811753	7807036	22K	5.88	21.52	0.2	12.02	6.29	8.69	0.18	<0.1	0.85	38.83	5.54
V631	187431	7813503	23K	4.63	15.1	0.22	15.79	4.89	10.16	0.19	0.15	0.94	38.78	9.15
V632	187401	7815231	23K	4.05	22.43	0.12	13.81	4.35	6.92	0.19	0.15	0.96	40.03	6.99
V633A	187490	7816065	23K	2.7	29.18	0.15	17.36	2.86	8.77	0.24	0.2	1.11	25.15	12.29
V633B	187490	7816065	23K	6.64	12.17	0.07	12.85	6.39	10.56	0.15	<0.1	1.32	45.16	4.69
V634	186272	7820493	23K	4.85	10.02	0.13	14.72	5.05	8.79	0.17	0.15	0.92	46.72	8.5
V648	810121	7814540	22K	6.71	2.34	0.18	14.85	6.97	5.6	0.16	0.18	0.89	53.88	8.23
V658	805109	7815396	22K	5.95	4.3	0.6	30.29	2.87	3.59	0.36	<0.1	0.59	27.21	24.23

Tab. 7 - Whole rock analysis – REE and trace elements (ppm), part one

Samples	7C	FU442	FU460	FU464	MP01A	MP02	V633A	V633B	V620A	V620B
Ba	1933	1805	1248	1164	1814	772	769	871	875	1032
Ce	723.1	983.1	550.9	996.7	775.7	824.4	1683	595.6	1871	1044
Co	50.7	43.1	30.2	40.9	53.2	31	45.8	39.1	76.9	37.2
Cs	1.24	0.94	1.17	1.14	1.06	0.81	0.63	1.59	0.69	1.45
Cu	76	40	37	49	60	42	64	71	74	53
Dy	9.55	14.13	8.54	13.61	8.49	22.03	35.4	12.63	20.37	15.64
Er	3.35	4.12	3	4.08	2.42	5.84	9.46	4.17	5.42	4.76
Eu	8.36	12.12	6.75	12.11	8.83	14.93	25.16	8.58	19.95	11.51
Ga	13.6	10.8	11.1	12.8	12.1	9.6	12	15.3	15.9	12.4
Gd	22.74	33.55	18.85	32.85	23.48	42.63	71.79	25.74	53.82	32.96
Hf	13.13	11.34	9.05	13.18	9.4	7.07	10.25	12.37	13.54	10.73
Ho	1.4	1.92	1.21	1.81	1.08	2.88	4.72	1.81	2.57	2.16
La	414.3	423.7	259.9	483.1	388.1	210.3	679.5	255.4	839.6	348.7
Lu	0.3	0.3	0.26	0.31	0.18	0.28	0.39	0.32	0.31	0.33
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	304.96	286.66	150.37	364.61	244.89	118.53	421.2	155.8	638.44	177.11
Nd	293.5	372	215.2	400.8	307.9	297.2	652.7	227.2	704.1	303.6
Ni	233	170	155	175	267	132	205	204	339	742
Pr	83.33	99.68	59.16	108.66	84.24	67.4	166.97	59.13	193.96	76.98
Rb	100.7	83.7	82.7	89.4	83.8	61	50	110.6	66.9	93.5
Sm	38	53.2	29.9	54.3	40.1	55.4	101.3	35.2	92.2	47.3
Sn	3.6	2.9	1.6	3.3	2.4	0.8	2.9	2.1	5.7	1.9
Sr	978	1148	830	976	1034	1634	2166	952	587	1425
Ta	19.68	19.3	8.96	20.66	18.57	6.97	27.81	7.99	48.27	11.71
Tb	2.33	3.52	2	3.37	2.26	4.88	8.02	2.77	5.38	3.59

Th	46.9	53	28.3	63.6	45.8	25	79	23.5	118.9	39
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.38	0.41	0.33	0.42	0.24	0.54	0.83	0.45	0.51	0.47
U	2.76	4.22	2.72	5.21	2.56	1.89	4.09	2.65	9.82	2.45
V	143	164	79	173	122	121	314	92	337	89
W	13.6	88.2	57.8	47.3	88.8	85.8	16.8	9.7	23.5	6.4
Y	32.21	40.5	30.02	38.54	22.85	57.1	91.48	45.23	55.5	50.45
Yb	2.4	2.3	2	2.4	1.4	2.6	3.9	2.6	2.8	2.7
Zn	96	68	59	95	77	40	80	76	142	67
Zr	504	401	314	506	367	241	356	485	515	405

Tab. 8 - Whole rock analysis – REE and trace elements (ppm), part two

Samples	V631	V632	V634	V648	V658	HD04	HD05	MP01B	MP04
Ba	1854	745	857	924	925	1426	1131	1575	901
Ce	936.4	971.7	891.5	1234	3045	949.2	850	1485.1	1207.9
Co	47.8	43.2	64.7	81.5	98	44	51	55.2	32.8
Cs	1.26	0.81	0.99	1.45	0.52	1.33	0.84	0.6	0.5
Cu	62	54	65	77	108	57	63	48.8	37.3
Dy	12.79	21.44	10.45	15.95	74.99	10.81	12.29	14.81	13.26
Er	3.84	5.91	3.19	5.54	26.48	3.4	4.27	3.68	3.16
Eu	11.36	14.52	9.96	13.77	62.44	9.92	10.25	17.18	15.57
Ga	12.1	10.8	12.6	16.3	20.9	12.8	12.4	9.4	7.8
Gd	31.39	41.37	26.73	40.05	176.41	26.77	28.55	38.52	34.23
Hf	12.19	9.42	10.9	13.3	15.77	10.88	11.26	11.5	10.6

Ho	1.71	2.83	1.38	2.38	11.12	1.44	1.79	1.64	1.56
La	466.3	349	464.5	578	2517	430.3	429.7	695.4	561.5
Lu	0.26	0.29	0.24	0.4	1.99	0.28	0.27	0.28	0.25
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<0.1	0.1
Nb	311.34	210.58	291.43	346.08	>1000	330.09	266.48	450.2	478.8
Nd	369.3	344	351.3	460.5	2421	344.2	332.3	550.5	481.5
Ni	658	550	217	787	437	179	327	189	142.3
Pr	101.48	85.49	97.02	124.38	649.27	95.31	91.36	158.58	134.12
Rb	84.7	65.4	79.4	114.1	44.8	103.3	88.4	77.6	52.7
Sm	50.5	56.8	45.7	61	280.9	45.9	45.3	71.18	62.37
Sn	3.1	2.5	2.7	3.1	8.3	3	2.9	4	3
Sr	1146	1360	1002	481	611	1125	1094	1312.1	905.6
Ta	20.75	14.04	20.7	22.39	74.54	18.31	18.45	35.7	44.1
Tb	3.14	4.76	2.66	3.93	18.04	2.69	2.95	3.57	3.41
Th	51.3	36.6	50.8	62.9	216.4	62.6	47.9	82.8	95
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1
Tm	0.4	0.51	0.33	0.57	2.77	0.37	0.42	0.38	0.4
U	3.33	2.87	3.67	4.01	15.64	4.88	2.49	3.5	6.5
V	169	219	156	259	604	137	156	234	312
W	21.7	51.1	79.7	172.9	56.9	48.9	28.7	9	4.4
Y	37.32	58.63	30.51	94.94	376.19	32.6	57.04	39	35.5
Yb	2.2	2.7	1.9	3	15.5	2.2	2.2	2.23	2.43
Zn	87	70	76	143	160	87	93	73	58
Zr	442	333	405	550	573	474	445	469.7	429.9

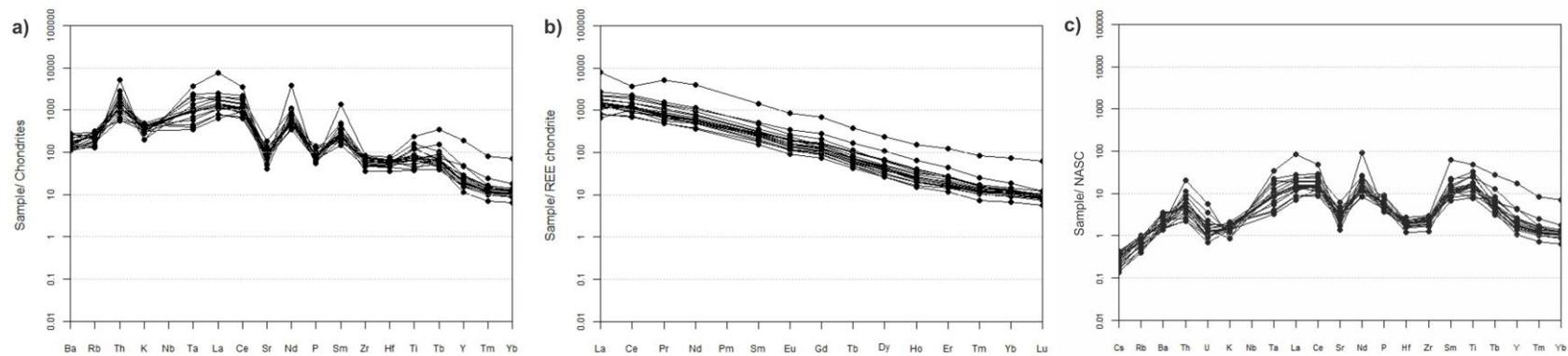


Fig. 30 - Whole rock geochemistry plots for samples of the Uberaba Formation.

(a) trace elements, chondrite-normalized after Thompson (1982); (b) REE, chondrite-normalized after Boynton (1984); (c) REE, NASC-normalized after Taylor & MacLennan (1995).

In the plots of Fig. 31 and Fig. 32, besides the samples of the Uberaba Formation, the fields which correspond to the plotting area of the alkaline complexes of the AP (Tapira, Araxá, Catalão I, Serra Negra and Salitre) are also plotted for comparison. In general, samples from the Uberaba Formation plot within the patterns of the AP complexes in Fig. 31, and there is a high overlap between the complexes, generally showing highly fractionated LREE and a positive Nb-Ta anomaly. The patterns which are closer to the Uberaba Formation are those of Tapira and Catalão. Fig. 32a shows a bi-variant plot of SiO₂ x MgO. Those two variables are not correlated and MgO is constant with higher SiO₂. In this diagram, some samples plot within the Serra Negra / Salitre and Tapira / Araxá fields, but away from Catalão I.

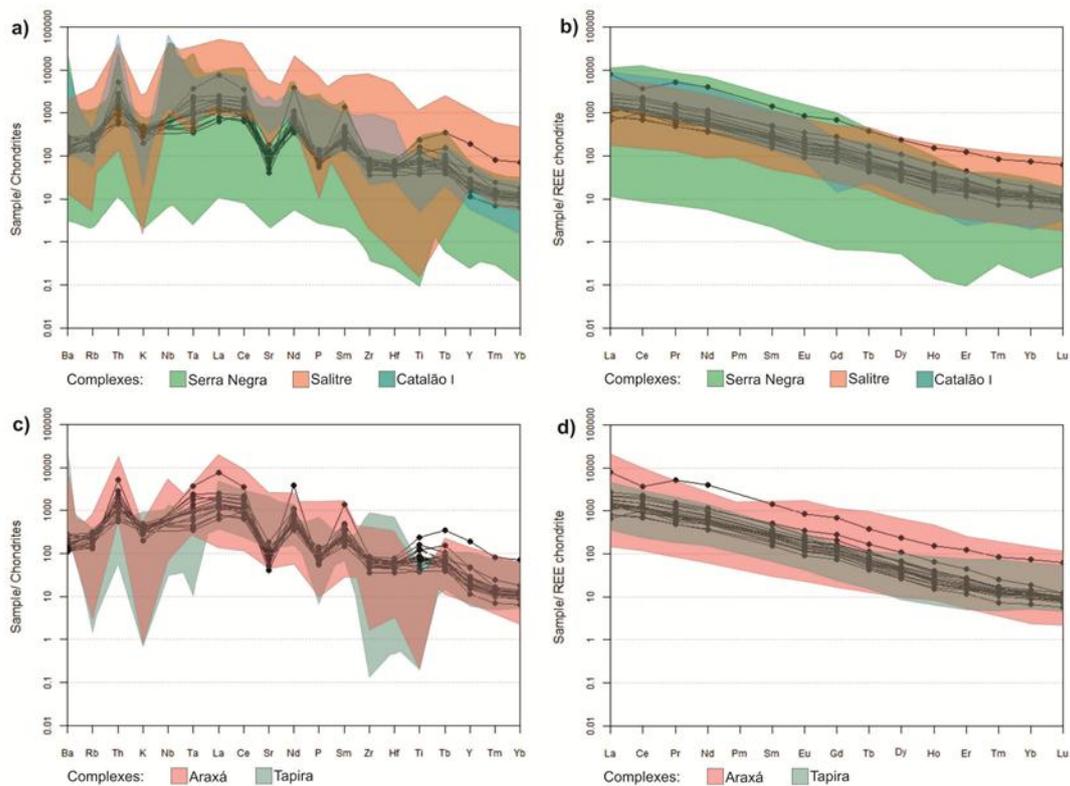


Fig. 31 - Compared whole rock geochemistry of the Uberaba Formation (line graphics) and AP alkaline complexes.

In (a) Trace elements and (b) REE, chondrite-normalized after Thompson (1982) for the following alkaline complexes: Serra Negra (Grasso 2010), Salitre (Barbosa 2009) and Catalão I (Cordeiro *et al.*

2010); (c) trace elements and (d) REE, chondrite-normalized after Boynton (1984) for the following alkaline complexes: Araxá (Traversa *et al.* 2000) and Tapira (Brod *et al.* 2013).

Fig. 32b corresponds to a diagram proposed by Foley *et al.* (1987), which utilizes CaO and Al₂O₃ grades. The Uberaba Formation samples are characterized by low Ca and high Al₂O₃ as compared with the alkaline complexes, although the Serra Negra/Salitre complexes plot closer to the samples.

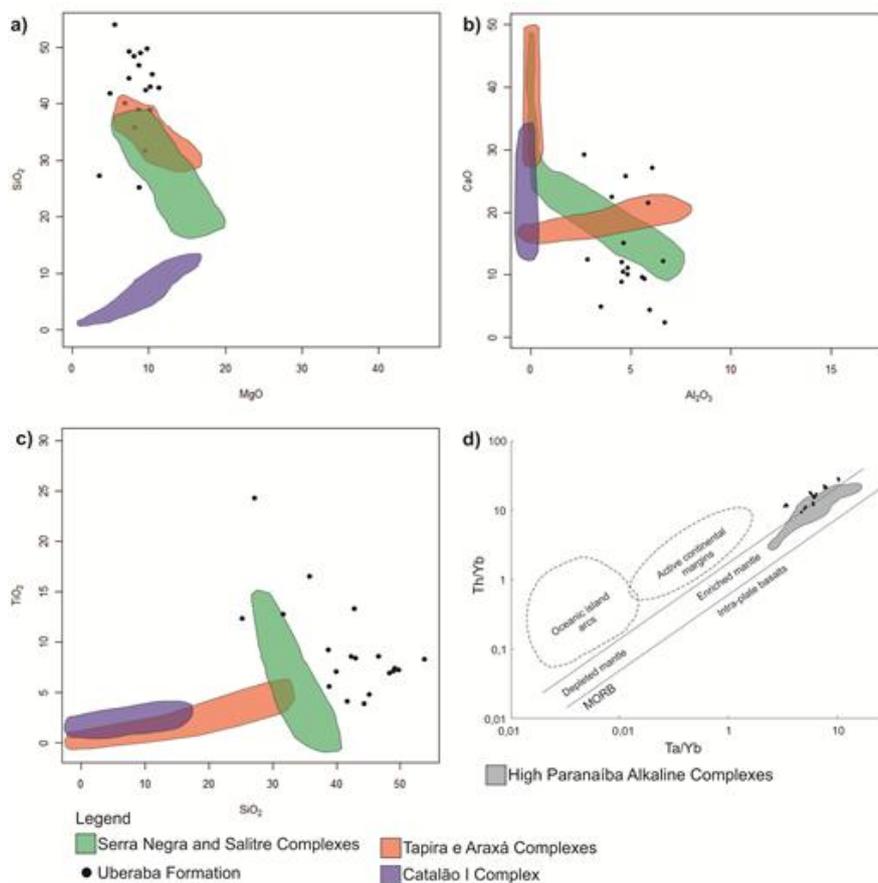


Fig. 32 - Geochemistry diagrams comparing the Uberaba Formation with AP alkaline complexes.

In (a) SiO₂ x MgO, (b) CaO x Al₂O₃, (c) TiO₂ x SiO₂ and (d) (Th/Yb)/(Ta/Yb).

Fig. 32c correlates the quantities of TiO₂ with SiO₂. This diagram shows elevated values for the Uberaba Formation, plotting closer to the Serra Negra/Salitre complexes, compared to the other alkaline complexes. The elevated SiO₂ and TiO₂

contents can again be correlated with detrital input from sandstones, quartzites and schists of the basement (SiO_2) and alkaline complexes (TiO_2).

Unlike major element-based diagrams, a trace-element diagram using the Th/Yb vs. Ta/Yb ratios (Wilson 1989) show a high geochemical affinity of the Uberaba Formation to the AP alkaline complexes, with an enriched-mantle like composition (Fig. 32d).

Discussion

In order to discuss the possible source areas of the Uberaba Formation, we will consider here three main distinct sources, two of them included in the nearby basement (Serra Geral Formation and Proterozoic units of the Canastra and Araxá groups) and the third represented by the alkaline-carbonatite complexes of the AP (Fig. 33). Rocks on the AP became exposed and began suffering erosion during the Meso/Neocretaceous with a positive reactivation (Costa 1963, Hasui 1968, Sad 1970). This reactivated high probably provided the detrital contribution during the Cretaceous sedimentation on the northeastern part of the Bauru Basin.

The Mata da Corda Group is another very important unit of the AP (Fig. 33). This group is composed of alkaline volcanics, pyroclastics and epiclastic rocks, with lamproitic, kimberlitic and kamaflagitic intrusions and clastic sedimentary rocks. Some minerals which are abundant in the Uberaba Formation are also common in the volcanic rocks of the Mata da Corda Group, such as olivine, clinopyroxene, magnetite, apatite, phlogopite and perovskite (Sgarbi *et al.* 2003). Von Freyberg (1934) studying the Capacete Formation of the Mata da Corda Group near Tiros described a diamantiferous red conglomerate with fine matrix, which Rimann (1917, in Von Freyberg 1934) linked to kimberlite-picritic eruptive events and chrono-correlated with the Uberaba

Formation. On the other hand, Batezelli & Ladeira (2016) suggest that the Capacete Formation is chrono-correlated with the Marília Formation. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ perovskite ages of kamafugites from the Mata da Corda Group generally cluster in the 80–81 and 75–76 Ma age interval (Sgarbi *et al.* 2003). Thus, the Mata da Corda Group could be a correlative to the Uberaba Formation. This hypothesis needs to be checked by further geochronological studies.

We also discuss the probable chrono-correlation of the Uberaba Formation with the diamond-bearing conglomerates of the Romaria region, which outcrops 95 km to the northeast of Uberaba, in isolated channels carved in the basement. The conglomerates of the Romaria region are very important diamond producers, having yielded thousands of carats, including large stones. The company GAR Mineração, Comércio, Importação e Exportação LTDA. explores diamonds in the so-called Tauá conglomerate of Romaria since 2014. Some authors have proposed that this conglomerate is chrono-correlated to the Uberaba Formation, but this hypothesis remains to be proved (Ferreira Jr. 1996, Gravina *et al.* 2002).

According to Bizzi *et al.* (1991, 1993) alkaline rocks of distinct ages occur in the AP, based on Rb-Sr phlogopite ages: Santonian (117-119 Ma) and Aptian (87-86 Ma). According to Huene (1939), the Uberaba Formation was deposited during the Campanian, ca. 80 Ma ago. Thus, this unit is contemporaneous or slightly younger than the alkaline-carbonatitic intrusion of the AP.

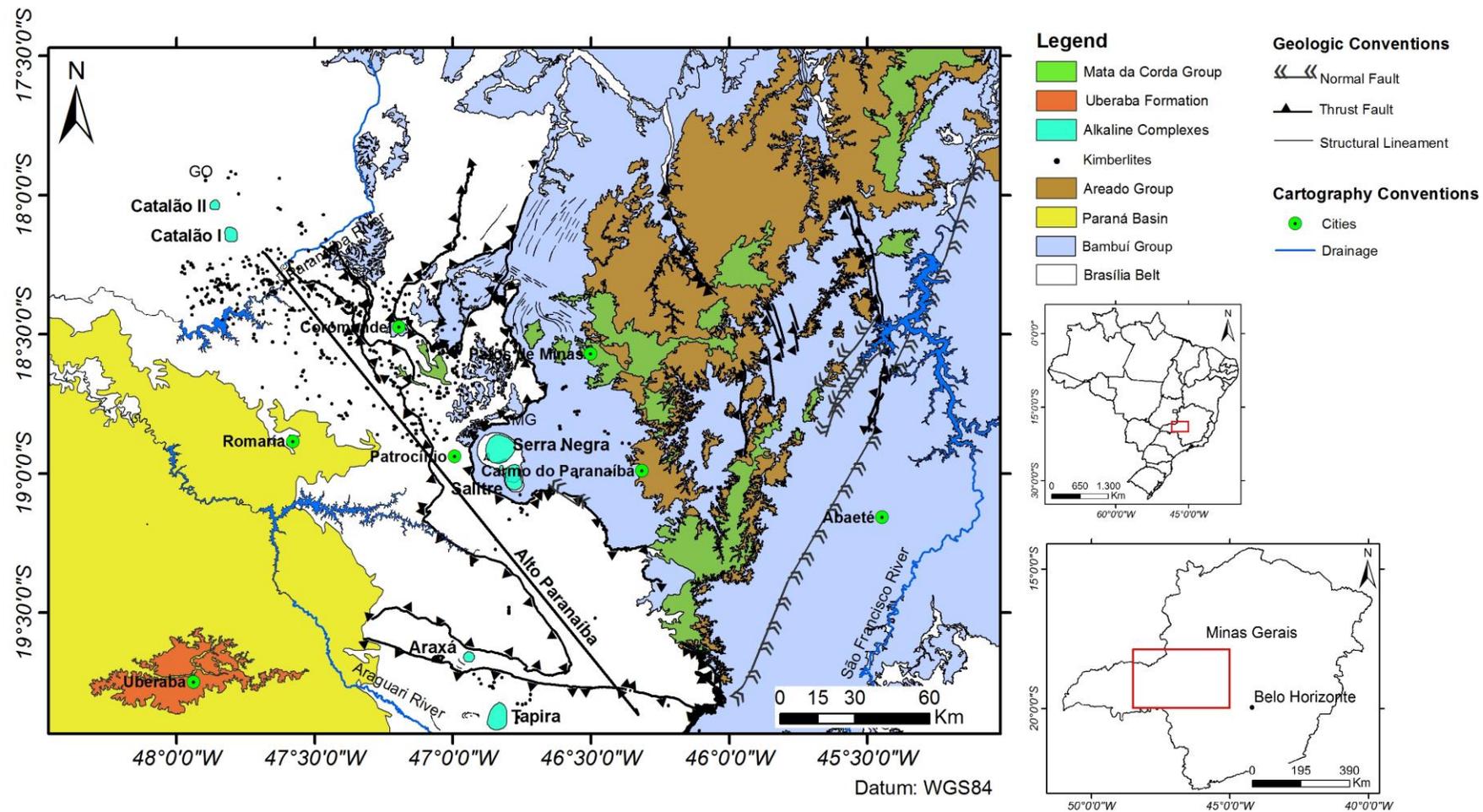


Fig. 33 - Geologic map of the AP.

Adapted from Oliveira *et al.* (2004), with the locations of the alkaline complexes and the distribution of the Uberaba Formation.

The anomalous concentration of clinopyroxene, plagioclase and Ti-bearing minerals in the Uberaba Formation lithic sandstones seems to be related to the erosion of the Serra Geral Formation, while schist and quartzite fragments are mostly related to the erosion of the Canastra and Araxá groups. Indeed an important component of erosion from the nearby basement, without considerable transport and sorting, is suggested by the subangular clasts with medium sphericity.

The mineral chemistry of the Uberaba Formation detrital garnets and phlogopites are shown in Fig. 34 and 35, and compared with similar minerals in the alkaline complexes (Barbosa 2009, Brod *et al.* 2013) of the AP, along with mineral chemistry of samples from the Romaria region (Coelho 2010).

Chemical analyses of the detrital garnets of the Uberaba Formation indicate the presence of Ti-rich andradite, which is a common mineral in alkaline rocks (Keep & Russell 1992). This garnet variety is present in the Tapira (Brod 1999, Eberhardt 2014) and Salitre (Barbosa 2009) complexes. Fig. 34a shows a plot of $Mg/(Mg+Fe) \times Ca/(Ca+Mg)$ in garnets (Schulze 2003), and the corresponding fields of crustal versus mantle garnets. Most of the garnets from Romaria show a mantle affiliation, while the Uberaba Formation and alkaline complexes garnets are mainly crustal. Fig. 34b shows a $Mg/(Mg+Fe) \times Cr_2O_3$ plot (Schulze 2003), where most garnets of the Romaria conglomerate shows a peridotitic composition, while those from the Uberaba Formation and alkaline complexes are more like eclogitic garnets.

Studies of garnet chemistry by Dawson & Stephens (1975), Grütter *et al.* (1998) and Grütter *et al.* (2004) led to a classification based on the CaO and Cr_2O_3 contents in 13 groups (G0 to G12) (Fig. 34c). G0 corresponds to garnets of dubious origin. G1 and G2 are brown megacrystals; G3, G4, G5, G6 and G8 are garnets from eclogite xenoliths; G7, G9, G11 and G12 are from lherzolite xenoliths; G10 are garnets from

harzburgite and possibly diamond-bearing rocks. In the diagram of Fig. 34c (Grütter *et al.* 2004), garnets from Romaria are mostly within the G9 (some within the G10) group, i.e. Iherzolite-derived. Garnets from the Uberaba Formation and from the alkaline complexes, on the other hand, show significant quantities of Fe, Ca and Mn (ca. 1%), and low Cr, localized in the G3 field, from eclogitic xenoliths.

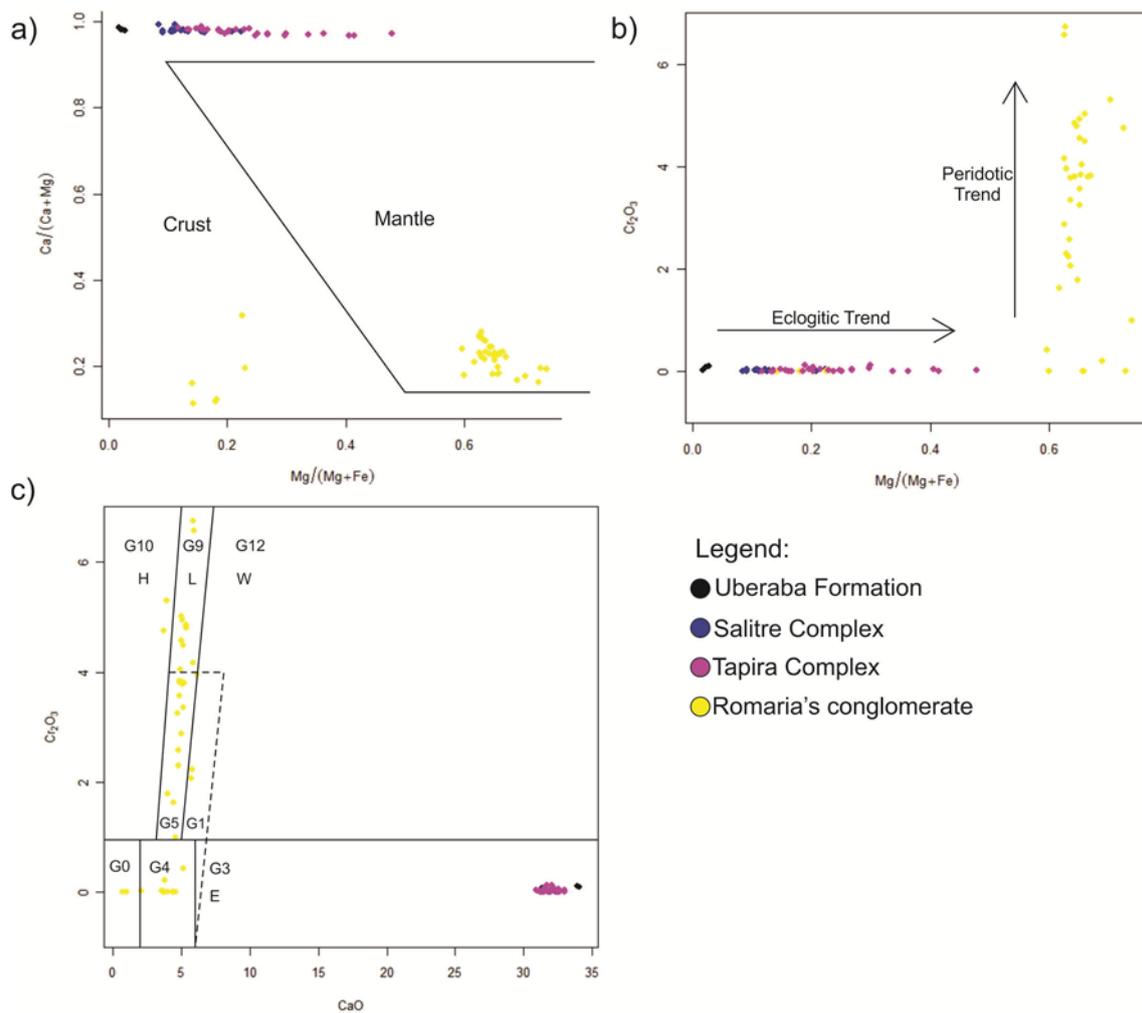


Fig. 34 - Mineral chemistry binary diagrams of garnets from Uberaba Formation comparing with garnets from alkaline complexes and from Romaria's diamantiferous conglomerate (Tauá).

In (a) $[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})] \times [\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})]$ diagram after Schulze (2003) separating mantle-affiliation and crust-affiliation garnets; (b) $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ diagram after Schulze (2003) classifying garnet's evolutionary trends and (c) $\text{CaO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ diagram after Grütter *et al.* (2004) classifying garnet's provenance, H: harzburgite, L: Iherzolite, W: werhllite and E: eclogite). Salitre Mineral chemistry analysis from Barbosa (2009), Tapira from Brod *et al.* (2013) and Romaria from Coelho (2010).

Plotting the mica analysis in a Mg x Fe x Ca diagram (Fig. 35a) makes possible the classification of the phlogopites. The small differences with respect to the phlogopite-annite series are due to the high Ti concentrations (mean 1.48%). A similar situation is observed for the phlogopites of the Tapira (Brod *et al.* 2001) and Serra Negra (Grasso 2010) complexes (Fig. 35a). In a Fe x Mg plot (Fig. 35b) the samples plot within the alkaline complexes trend. A subordinate substitution of Mg to Fe can be identified in this plot. According to Cordeiro *et al.* (2010) this substitution occurs in the Catalão I complex and indicates distinct zoning patterns in the micas of the different rocks of the complex. The compositional variation of the Al₂O₃ and TiO₂ grades in micas, plotted in Fig. 35c, reflect the high grades of TiO₂ and low Al₂O₃, a signature which is similar to that of the alkaline complexes.

Finally, a Ti x [Fe/(Fe+Mg)] diagram (Fig. 35d) shows the high Ti grades in analyzed phlogopites. This is accompanied by a raise in Fe/(Fe+Mg), a pattern which is very similar to that of phlogopites of the AP alkaline complexes.

Whole rock chemistry analyses of the Uberaba Formation sandstones also suggest a high influence of the alkaline complexes as source areas. This is mainly expressed in the high overall REE concentrations, heavily fractionated LREE, flat REE chondrite-normalized patterns (no Eu anomaly), Ta-Nb positive anomalies, and high Ti and Th concentrations from perovskite, a rare mineral in detrital rocks, but common in alkaline complexes.

The complexes of Serra Negra, Catalão I, Salitre, Araxá and Tapira share all of those characteristics, with high REE concentrations, fractionated LREE, Nb-Ta positive anomalies, etc. (Fig. 31). The smaller complexes, such as Catalão I, Araxá and Tapira, show little variation of the element concentrations resulting in limited fields in the plots

(Fig. 31). The larger complexes, such as Serra Negra and Salitre, on the other hand, show a greater variability, leading to broader plotting fields (Fig. 31a and b).

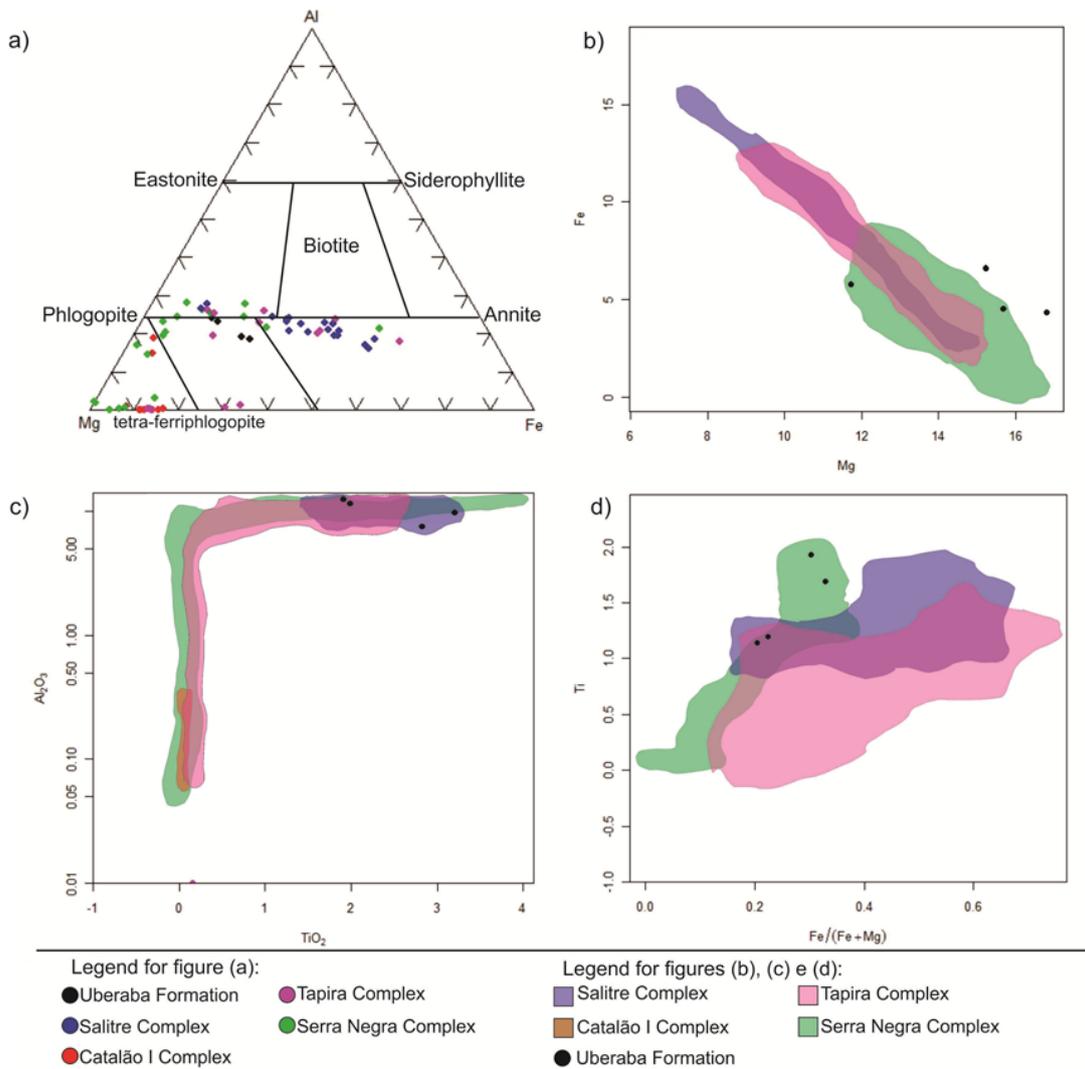


Fig. 35 - Mineral chemistry binary and ternary diagrams of phlogopites from the Uberaba Formation compared to phlogopites from some alkaline complexes of the AP.

In (a) Mg x Fe x Ca ternary diagram of micas classification; binary diagrams comparing phlogopites chemistry according to (b) Fe x Mg, (c) Al₂O₃ x TiO₂ e (d) Ti x [Fe/(Fe+Mg)].

Thus, between the studied complexes, the ones that most closely resemble the geochemical patterns of the Uberaba Formation are those of Catalão I and Tapira (Fig. 31b and d). The main difference is the negative Sr anomaly of the Uberaba Formation which might be related to the leaching of this element during the carbonatic/dolomitic

cementation. On the other hand, enrichment in Ti and Th is related to detrital perovskite.

According to Mitchell (1986), garnets are important indicators in the identification of kimberlites and their magma sources. The results obtained for detrital garnets of the Uberaba Formation confirm the presence of andradite garnet, of the chloromite variety which is rich in Ti, thus not indicating a kimberlitic source, as suggested by the plotting of the garnets in the eclogitic xenolith field in Fig. 34b. The contrary is observed in Romaria pyrope garnets, which indicate a kimberlitic source. Compared to the diamond-bearing conglomerates of Romaria, the Uberaba Formation provenance and sourcing is quite distinct (Fig. 34c).

Conclusions

According to the stratigraphic, petrographic, mineral chemistry and whole-rock geochemical data gathered for the Uberaba Formation, three main source areas can be recognized for the provenance of the lithic sandstones and conglomerates of this unit, which probably represents a braided fluvial system: (i) Precambrian rocks of the Araxá and Canastra groups; (ii) basalts of the Serra Geral Formation; (iii) alkaline rocks of the Catalão I, Catalão II, Serra Negra, Salitre, Tapira, and Araxá cretaceous intrusions and others similar rocks. All of those units are exposed in the AP Arch, a basement high to the east of the Uberaba Formation outcrop area which has been active during the Cretaceous.

The chemical composition of the Uberaba Formation rocks, which is very similar to that of the alkaline complexes (highly fractionated REE with $La_N/Yb_N = ca. 128$; positive Nb-Ta and Ba anomalies), and abundant detrital perovskite suggests that the third source area was somewhat preponderant over the other two. The unit might

also involve some syn-sedimentary volcanic or volcanoclastic activity as suggested by a greenish very fine matrix in some samples and fragments of quartz with corroded gulfs.

The chemical analysis of perovskite, garnet and phlogopite confirms that those minerals show similar composition as those found in the alkaline complexes of the AP. Garnets of the Uberaba Formation are mainly chloromite, a Ti-rich variety of andradite, and plot in the field of eclogitic xenoliths (crustal garnets) in discriminatory diagrams. Thus, the unit is not prone to bear detrital diamond grains, as garnets are not indicative of a kimberlitic (mantellic) affiliation.

A chronocorrelation of the Uberaba Formation and the Mata da Corda Group, of around 80-75 Ma (Sgarbi *et al.* 2003) can be considered for investigation. The diamond-bearing Romaria conglomerate, however, shows a very distinct provenance pattern, bearing pyrope garnets which fall within the kimberlitic field in discriminatory diagrams. Thus, the Uberaba Formation is probably not correlated to the Romaria conglomerate. The geochemical and mineral chemistry features suggest that the Uberaba Formation was not a likely source for alluvial diamonds of the southeastern TM region. Thus, the quest for the source of those diamonds remains open.

CAPÍTULO VII: QUÍMICA MINERAL DA FORMAÇÃO UBERABA

Química Mineral

As análises de microsonda eletrônica (ME) e EDS foram realizadas a fim de se verificar a variedade mineralógica nas amostras da Formação Uberaba. Através das análises quantitativas (Tab. 10) foi possível identificar uma grande variedade de minerais, como: ilmenita, perovskita (Fig. 36b), flogopita, andradita (granada), pumpellyita (epidoto), sanidina e diopsídio. Nas análises desses minerais os elementos minoritários observados que somaram menos de 1,5% provavelmente são decorrentes de inclusões micrométricas.

Análises auxiliares EDS (Tab. 11, com os espectros na Fig. 36) ajudaram a confirmar a presença de outros minerais, sendo eles: titanita, celadonita (Fig. 36d), zircão (Fig. 36e), apatita (Fig. 36f), anatásio ou rutilo, biotita, allanita, illita, muscovita, glauconita e dolomita.

Alguns minerais foram selecionados para efeito de comparação com a química mineral de outros complexos alcalinos do Alto Paranaíba, são eles: perovskita, granada e mica.

Perovskita

Foram realizadas 12 (doze) análises químicas (quantitativas) e outras 3 (três) análises EDS, em cristais de perovskita, utilizando a microsonda eletrônica. As análises ocorreram sempre no núcleo dos cristais, devido ao tamanho diminuto. As perovskitas analisadas aproximam-se da fórmula ideal do mineral (membro final - CaTiO_3 – com composição estequiométrica: 29,48% de Ca e 35,22 de Ti), com as porcentagens de Ca variando de 24,71 a 28,99, e de Ti entre 33,08 e 35,70. Os teores

baixos de Na, entre 0,04 e 0,62% sugerem a presença (em baixíssimas concentrações) de componentes moleculares como a loparita ($\text{NaCeTi}_2\text{O}_6$) e/ou lueshita ($\text{Na}_2\text{Nb}_2\text{O}_6$). As consideráveis quantidades de Fe, entre 0,64 a 1,41%, presentes podem estar relacionada à presença da solução sólida Latrappita ($\text{CaNb}_{0,5}\text{Fe}_{0,5}\text{O}_3$).

É notável também a quantidade relativamente considerável do elemento Th, alcançando até 0,21%, refletindo nas anomalias gamaespectométricas aéreas nos mapas geofísicos. Contudo, tais considerações foram limitadas devido à falta de maiores informações químicas, como do Nb, Ce e Sr. O U, por sua vez, está concentrado na matriz das rochas, geralmente representada por celadonita.

Granadas

Foram realizadas 4 (quatro) análises químicas (quantitativas) em cristais de granada, utilizando a microsonda eletrônica (Tab. 10). Os tipos mais comuns desses minerais são piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), almandina ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), grossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), uvarovita ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), e andradita ($\text{Ca}_3(\text{Fe},\text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). As composições químicas estequiométricas desses minerais encontram-se na Tab. 9, abaixo.

Tab. 9 - Composições químicas estequiométricas dos tipos mais comuns de granadas
(www.webmineral.com)

Elementos	Al	Ca	Cr	Fe	Mg	O	Si
Piropo	13,39				18,09	47,63	20,9
Almandina	10,84			33,66		38,57	16,93
Grossulária	11,98	26,69				42,62	18,71
Uvarovita		24,02	20,78			38,36	16,84
Andradita		21,01		19,52		44,74	14,73

Tab. 10 - Química mineral a partir de microsonda eletrônica (% wt)

Na	Ti	Th	Si	Cr	U	Mg	Fe	Ca	Al	Mn	K	Total (%)	Minerais
0,02	3,37	0,00	14,99	0,06	0,12	0,46	20,06	24,36	0,22	0,22	0,02	63,88	Andradita
0,01	3,54	0,00	14,94	0,08	0,00	0,55	19,58	24,23	0,40	0,18	0,01	63,53	Andradita
0,07	2,38	0,00	15,72	0,05	0,00	0,42	20,11	22,41	0,27	0,11	0,01	61,54	Andradita
0,02	2,12	0,00	16,73	0,02	0,06	0,35	20,34	23,08	0,27	0,04	0,00	63,01	Andradita
0,75	0,67	0,00	25,36	0,00	0,03	9,68	3,55	16,95	0,07	0,06	0,01	57,13	Augita
0,05	1,69	0,00	15,89	0,07	0,73	11,74	5,78	0,51	3,97	0,30	3,22	43,94	Flogopita
0,08	1,19	0,09	16,99	0,00	0,61	15,72	4,53	0,65	6,16	0,26	3,10	49,38	Flogopita
0,04	1,92	0,00	16,16	0,00	0,00	15,24	6,64	1,21	5,22	0,11	4,46	51,00	Flogopita
0,05	1,14	0,00	17,73	0,02	0,49	16,84	4,33	0,54	6,68	0,29	2,89	51,00	Flogopita
0,23	0,32	0,00	24,51	0,00	0,08	10,86	2,57	17,82	0,08	0,08	0,00	56,55	Diopsídio
0,07	0,07	0,01	23,67	0,00	0,00	0,36	0,61	0,11	10,63	0,00	5,97	41,51	Illita
0,06	30,04	0,00	0,00	0,25	0,00	5,30	30,30	0,06	0,00	0,70	0,01	66,71	Ilmenita
0,02	33,55	0,01	0,03	0,10	0,05	7,01	17,94	0,65	0,00	2,99	0,05	62,40	Ilmenita
0,10	0,00	0,00	25,98	0,00	0,00	0,14	0,41	0,09	10,17	0,00	8,30	45,19	Muscovita
1,00	32,86	0,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	23,10	0,02	0,00	0,01	58,32	Perovskita
0,63	33,92	0,15	0,02	0,00	0,04	0,00	0,72	24,71	0,03	0,02	0,02	60,25	Perovskita
0,60	33,77	0,21	0,02	0,00	0,01	0,01	0,72	25,46	0,01	0,00	0,01	60,83	Perovskita
0,21	34,72	0,16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,76	28,06	0,06	0,00	0,02	63,99	Perovskita
0,04	34,13	0,03	0,03	0,00	0,04	0,02	1,33	28,87	0,09	0,06	0,01	64,65	Perovskita
0,05	33,80	0,04	0,04	0,00	0,00	0,02	1,23	29,00	0,07	0,00	0,02	64,26	Perovskita
0,06	33,08	0,01	0,06	0,01	0,01	0,03	1,41	28,57	0,12	0,01	0,02	63,39	Perovskita
0,26	34,29	0,15	0,03	0,07	0,00	0,00	0,72	28,51	0,02	0,00	0,02	64,07	Perovskita
0,10	33,98	0,02	0,06	0,02	0,00	0,03	1,03	28,68	0,06	0,06	0,04	64,08	Perovskita
0,23	35,70	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,78	28,47	0,02	0,03	0,01	65,31	Perovskita

0,56	34,06	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,74	25,93	0,03	0,03	0,02	61,44	Perovskita
0,55	34,65	0,13	0,02	0,02	0,00	0,02	0,64	26,27	0,01	0,01	0,01	62,33	Perovskita
0,01	0,19	0,00	17,68	0,02	0,00	0,01	6,47	17,06	14,97	0,13	0,01	56,55	Pumpellyita
0,00	0,08	0,00	46,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	46,41	Quartzo
6,62	0,54	0,01	26,44	0,03	0,00	2,57	18,93	5,78	0,09	0,28	0,01	61,29	Anfibólio
5,46	0,37	0,02	24,20	0,00	0,03	2,61	16,96	6,77	0,06	0,45	0,02	56,94	Anfibólio
0,34	0,00	0,04	28,29	0,05	0,00	0,00	0,02	0,01	10,08	0,00	11,96	50,78	Sanidina
0,11	25,37	0,03	6,08	0,16	0,08	0,07	13,74	7,66	0,03	0,67	0,04	54,03	Titanita
0,10	23,23	0,00	14,74	0,00	0,02	0,00	1,31	20,03	0,08	0,05	0,01	59,56	Titanita

Tab. 11 - Química mineral a partir de análises EDS (%wt)

Na	Ti	Si	Cr	Mg	Fe	Ca	Al	Mn	K	P	Ba	C	Zr	S	Ce	Mineral
0,00	0,00	15,75	0,00	0,00	8,02	6,24	0,00	0,00	0,00	4,15	0,00	0,00	0,00	0,00	17,62	Allanita
0,00	3,45	22,74	0,00	6,63	3,25	0,00	5,54	0,00	7,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Alumino Celadonita
0,00	59,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Anatásio ou Rutile
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	39,27	0,00	0,00	0,00	16,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Apatita
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	46,14	0,00	0,00	23,35	0,00	Barita
0,00	0,00	21,59	0,00	10,30	0,00	0,00	7,18	0,00	7,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Biotita
0,00	0,00	27,65	0,00	5,55	5,11	0,00	2,78	0,00	7,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Celadonita
0,00	0,00	22,93	0,00	7,31	9,42	0,00	3,85	0,00	6,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Celadonita
0,00	0,00	0,00	0,00	20,44	0,00	32,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,54	0,00	0,00	0,00	Dolomite
0,00	0,00	21,44	0,00	16,61	0,00	0,00	7,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Flogopita
0,00	0,00	23,07	0,00	7,27	9,36	0,00	3,82	0,00	6,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Glauconita
0,00	0,00	21,02	0,00	2,35	0,00	0,00	17,05	0,00	5,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Illita

0,00	0,00	21,31	0,00	3,06	0,00	0,00	16,58	0,00	7,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Illita
0,00	0,00	21,20	0,00	0,00	0,00	0,00	15,76	0,00	9,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Muscovita
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Rutile/Anatásio
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Rutile/Anatásio
0,00	0,00	28,40	0,00	0,00	0,00	0,00	10,01	0,00	10,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Sanidina
0,00	12,98	19,55	0,00	0,00	0,00	21,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Titanita
0,00	0,00	21,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	34,82	0,00	0,00	Zircão

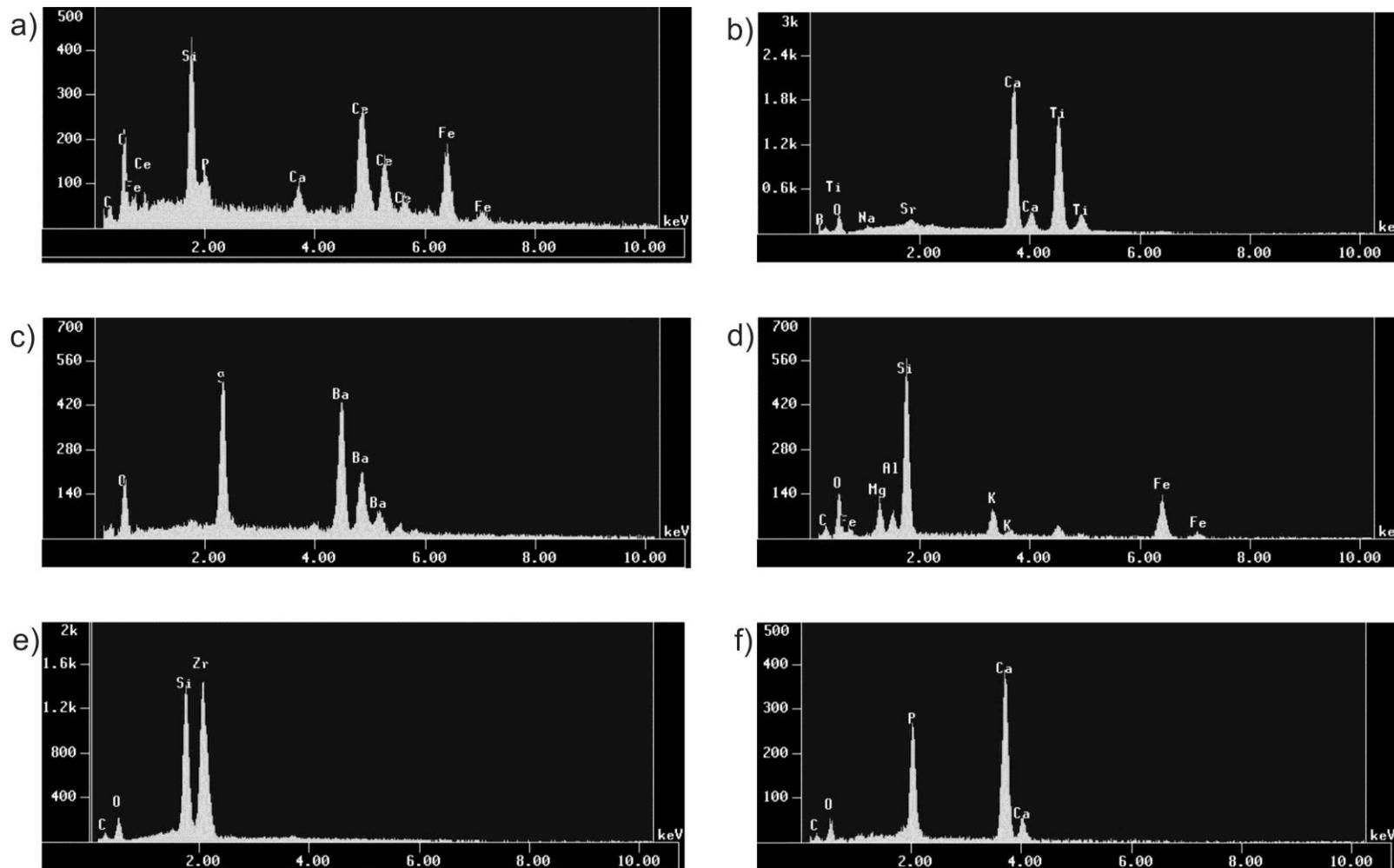


Fig. 36 - Análises EDS em amostras da Formação Uberaba.

Para os seguintes minerais: (a) Allanita, (b) Perovskita, (c) Barita, (d) Celadonita, (e) Zircão e (f) Apatita.

As granadas analisadas da Formação Uberaba são tipicamente enriquecidas em Ca (22,41 a 24,36%), Fe (19,58 a 20,34%) e Ti (2,12 a 3,54%), e empobrecidas em Al (0,22 a 0,40%), Cr (0,04 a 0,22%) e Mn (0,02 a 0,08%), pertencendo ao subtipo andradita.

O enriquecimento em Ti das granadas permite classificá-las melhor em uma subdivisão da andradita realizada por Deer *et al.* (1992) em melanita ou chorlomita, dependendo da predominância de Ti ou Fe. O limite entre eles é aproximadamente 8,01% de Ti, de modo que abaixo desse valor corresponde a chorlomita e acima melanita. Dessa forma as granadas analisadas dizem respeito à chorlomita.

Flogopita

Foram realizadas 4 análises químicas (quantitativas) em micas, utilizando a microsonda eletrônica (Tab. 10). A mica mais frequente na Formação Uberaba é a flogopita [$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$], com composição química estequiométrica: 9,33% K, 17,39% Mg, 6,44% Al, 20,10% Si, 41,98% O e 4,53% F que forma solução sólida com membros finais ricos em Fe, como annita [$\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$], tetra-ferriflogopita [$\text{KMg}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] e siderofilita [$\text{KFe}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$]. Biotita normalmente é um membro intermediário nesta complexa solução sólida (Reguir *et al.* 2009).

Imagens em Microsonda Eletrônica

Foram realizadas fotomicrografias em microsonda eletrônica que juntamente com análises quantitativas e semi-quantitativas (EDS) contribuíram para identificação mineralógica e feições morfológicas nos minerais.

Foi identificada uma concentração elevada de perovskitas em determinadas amostras, alguns grãos são visíveis em microscópio óptico em aumento de 10 a 20

vezes, porém outros visíveis apenas em aumentos de 100 a 150 vezes em microsonda eletrônica. Em relação à morfologia desses minerais comumente eram encontrados grãos corroídos com bordas serrilhadas, preservado em algumas porções a forma reliquial arredondada (Fig. 37a). Em alguns casos foram identificados variação composicional nesse mineral, dado pelos tons de cinza enumerados na Fig. 37b.

Outros minerais comuns encontrados nas rochas analisadas destacam-se na Fig. 37c, são eles: K-feldspato (Kfs) e anortita (An) onde se identifica superfície rugosa devido à baixa dureza do material, além de rutilo (Rt) caracterizado por superfície lisa. Essa mesma característica é observada na barita (Brt), Fig. 37d.

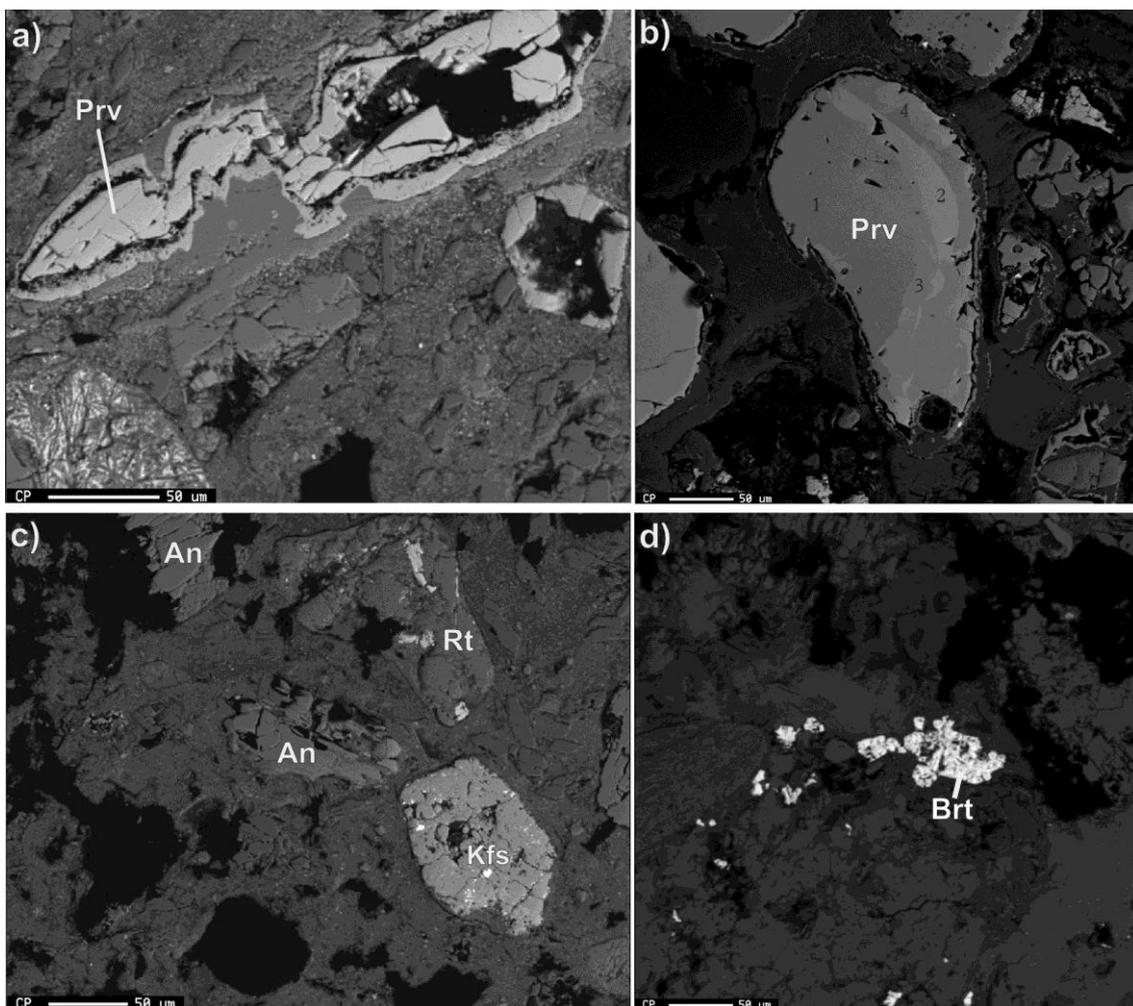


Fig. 37 - Fotomicrografias de minerais em microsonda eletrônica.

Dennis A. Quintão

Em (a) grão de perovskita (Prv) corroído, (b) cristal de perovskita mostrando zoneamento composicional dado pelos tons de cinza, (c) minerais comuns na Formação Uberaba reconhecidos pela diferença composicional dado pela variação de tons de cinza, (d) destaque para barita, apresentando tom notadamente mais claro que o entorno devido à elevada densidade do material comparativamente aos demais.

CAPÍTULO VIII: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Discussões

Uma ideia defendida por vários autores, como Hasui (1968), Barbosa (1970), Barcelos (1984), Hasui & Haralyi (1991), Ferreira Jr. (1996), Ferreira Jr. & Gomes (1999), Gravina *et al.* (2002) e Batezelli (2003) é a proveniência dos fragmentos líticos da Formação Uberaba a partir do Alto do Paranaíba, um alto estrutural que separa as bacias do Paraná e Sanfranciscana. Esses autores baseiam suas ideias em análises petrográficas, reconstruções paleogeográficas, dados geofísicos, estudos de paleocorrentes e perfis lito-estratigráficos. O Alto Paranaíba corresponde a um alto do embasamento que expõe rochas proterozóicas que a partir do Meso/Neocretáceo sofreu uma reativação positiva denominada Soerguimento do Alto Paranaíba (Costa 1963, Hasui 1968, Sad 1970). Esse evento favoreceu a contribuição detrítica durante a sedimentação cretácea do Grupo Bauru.

Segundo Bizzi *et al.* (1991) e Bizzi *et al.* (1993) existem dois grupos de idades para as rochas alcalinas do Alto Paranaíba: Santoniano e Aptiano. O período de atividade do soerguimento apresenta idade entre de 117 e 119 Ma com idades Rb-Sr em flogopitas. De acordo com Sonoki & Garda (1988) as intrusões alcalino-carbonatíticas exibem idades entre 87 e 83 Ma (Rb-Sr em flogopitas).

A Formação Uberaba apresenta intervalo de deposição correspondente ao Campaniano, há 80 Ma (Huene 1939). Dessa forma, essa unidade é contemporânea ou mais nova do que o soerguimento e intrusões alcalinas do Alto Paranaíba.

As análises petrográficas da Formação Uberaba indicam uma grande variação composicional da unidade, podendo ser identificados grãos detríticos de diferentes fontes. Dessa maneira, texturalmente podem ser classificados como arenitos e

litoarenitos também confirmados por Goldberg (1995), Ferreira Jr. & Gomes (1999) e Dias Brito *et al.* (2001).

A diversidade de sedimentos que constituem essa unidade e sua disposição numa área de 906 km² sugere que houve várias áreas-fontes. Análises dos fragmentos líticos em lâmina delgada sugerem que os clinopiroxênios e plagioclásios são provenientes da Formação Serra Geral e/ou Grupo Araxá, já os grãos de quartzito e xisto podem estar vinculados aos grupos Araxá e Canastra. Tais conclusões são compatíveis com os estudos de Hasui (1968), Barbosa *et al.* (1970), Silva *et al.* (1994), Ferreira Jr. (1996), Ferreira Jr. & Gomes (1999) e Batezelli (2003).

As análises químicas de rocha total da Formação Uberaba (Fig. 38a e b) sugerem contribuição vulcânica alcalina ou alguma atividade vulcânica sin-sedimentar. Essas características são identificadas pelos altos teores de ETR, anomalias positivas de Ce, Ba, La, Ta e Nb, elevado fracionamento dos ETRL, padrão plano (sem anomalia de Eu) no diagrama normalizado ao condrito, além de anomalia positiva em Ti e Th dada pela perovskita e chrolomita, minerais raros mas comum em distritos alcalinos (Keep & Russell 1992). Provavelmente uma mistura de material dos complexos alcalinos do Alto Paranaíba deve ter fornecidos os sedimentos para a Formação Uberaba.

Os complexos de Serra Negra, Catalão I, Salitre, Araxá e Tapira compartilham algumas características como altas concentrações de Ce, La, Ta, Th, Nd e Sm, além de anomalias negativas de Rb, K, Zr, Ti, Hf e P, como verificados nas Fig. 38c, d, e e f. Os complexos menores em tamanho, como no caso de Catalão I, Araxá e Tapira, apresentam pequena variação na concentração dos elementos resultando em um campo limitado nos gráficos (Fig. 38c, d, e e f). Já os complexos maiores, Serra Negra e Salitre, apresentam considerável variação na concentração dos elementos levando a

campos extensos nos gráficos (Fig. 38c e d) devido ao caráter diferenciado das rochas no grande volume de material.

Dentre os complexos destacam-se Catalão I e Tapira por mais se aproximarem do *trend* observado para a Formação Uberaba, principalmente em relação aos elementos terras raras onde os padrões geoquímicos são praticamente idênticos (Fig. 38d e f). Quanto aos elementos traços nota-se uma diferença entre eles na concentração de Sr que pode ser devido à lixiviação desse elemento à época da cimentação carbonática/dolomítica ou o enriquecimento em Ta, La e Nd confere a falsa impressão de baixa concentração de Sr.

Dessa forma, a assinatura geoquímica da Formação Uberaba é condizente com os padrões observados para os complexos considerados, especialmente no que se refere aos enriquecimentos em: Ce, La, Ta, Th, Nd e Sm (Fig. 38).

O enriquecimento em elementos terras raras observado na Formação Uberaba está relacionado à presença de allanita e perovskita. Os elevados teores em Ba devem-se a presença de barita e os de Ti relacionam-se à presença de perovskitas e chorlomita detríticas.

Granadas chorlomita (ricas em Ti) são comuns em rochas alcalinas (Keep & Russell 1992) e são descritas nos complexos de Tapira (Brod 1999, Eberhardt 2014) e Salitre (Barbosa 2009).

A Fig. 39a apresenta o diagrama de Schulze (2003), que relaciona os valores correspondentes às razões $Mg / (Mg+Fe) \times Ca / (Ca+Mg)$, o qual separa granadas mantélicas de granadas crustais. Observa-se que a maioria das granadas de Romaria encontram-se no campo de origem mantélica, enquanto que as da Formação Uberaba e dos Complexos Alcalinos apresentam origem crustal.

A Fig. 39b apresenta um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Cr_2O_3$ proposto por Schulze (2003), no qual se observa que, em grande maioria, as granadas de Romaria apresentam derivação peridotítica, enquanto que aqueles provenientes da Formação Uberaba e Complexos Alcalinos exibem afinidade eclogítica.

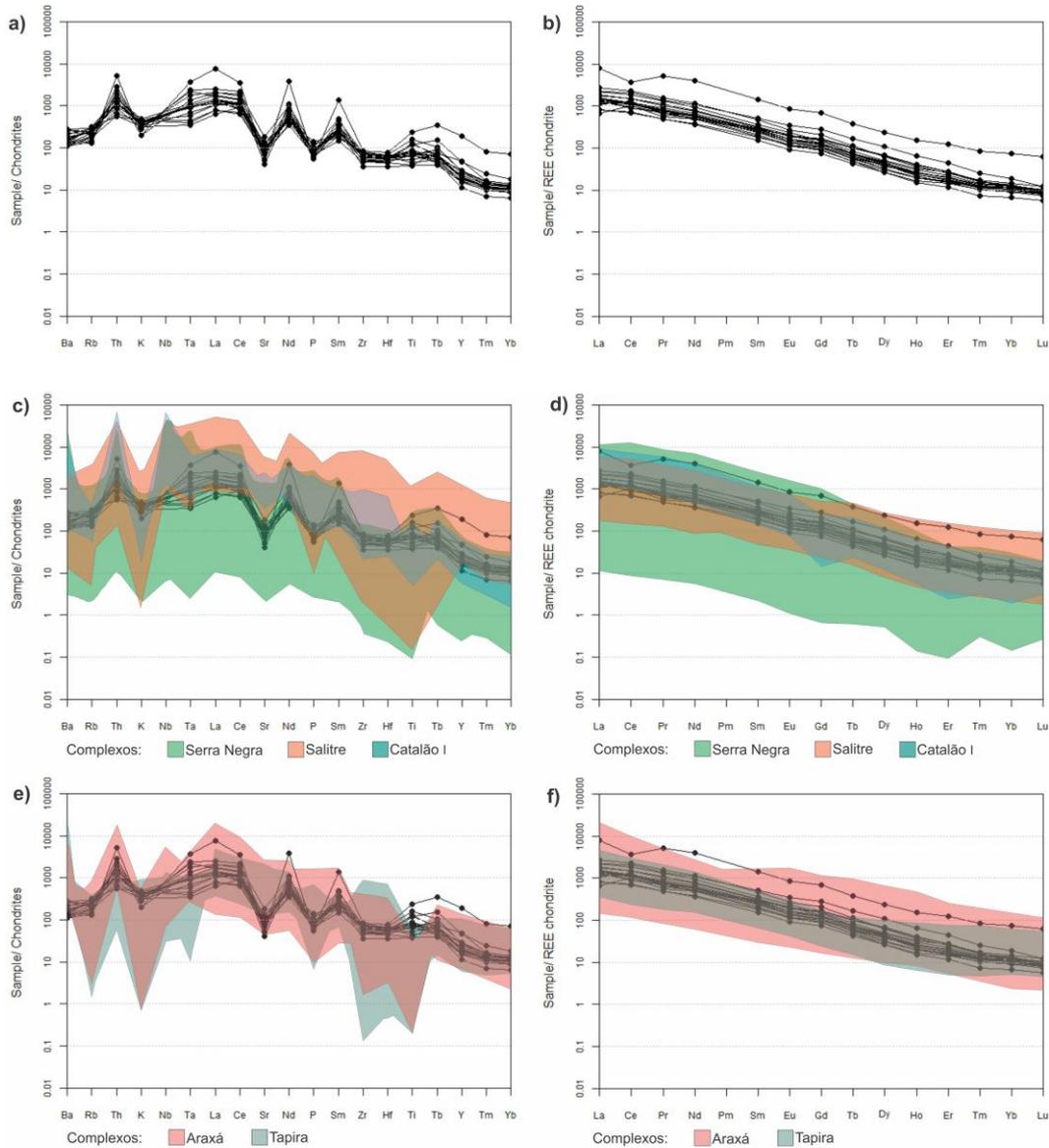


Fig. 38 - Análises químicas de rocha total para a Formação Uberaba e os seguintes complexos alcalinos: Serra Negra, Salitre, Catalão I, Tapira e Araxá.

Em (a) Elementos traços normalizados para a Formação Uberaba segundo Condrito Thompson (1982); (b) Elementos terras raras para a Formação Uberaba normalizados segundo Condrito Boynton (1984); Comparação das análises químicas de rocha total da Formação Uberaba (gráfico de linhas) com o campo das análises de complexos alcalinos do Alto Paranaíba. (c) Elementos traços e (d) Elementos terras raras

normalizados segundo Condrito Thompson (1982) para os complexos alcalino carbonatítico de Serra Negra (Grasso 2010), Salitre (Barbosa 2009) e Catalão I (Cordeiro *et al.* 2010); em (e) Elementos traços e (f) Elementos terras raras normalizados segundo Condrito Boynton (1984) para os complexos alcalinos carbonatítico de Araxá (Traversa *et al.* 2001) e Tapira (Brod *et al.* 2012).

Os estudos realizados por Dawson & Stephens (1975), Grütter *et al.* (1998) e Grütter *et al.* (2004) levaram a uma classificação das granadas com base nas proporções de CaO e Cr₂O₃, chegando, assim a uma classificação em 13 grupos (G0 a G12) de acordo a paragênese mineral (Fig. 39c). O grupo G0 corresponde a granadas de origem duvidosa. Os grupos G1 e G2 são aquelas constituídas por megacristais de coloração vermelha castanha; os grupos G3, G4, G5, G6 e G8 reúnem granadas derivadas de xenólitos de eclogitos; os grupos G7, G9, G11 e G12 são derivados de xenólitos de lherzolitos; o grupo G10, por sua vez, é representativo de hazburgitos com possíveis paragênese com diamante.

Dessa forma, plotou-se os valores de CaO e Cr₂O₃ (Fig. 39c) no diagrama proposto por Grütter *et al.* (2004). Verifica-se que as granadas de Romaria correspondem, em sua maioria, ao grupo G9, que são derivadas de xenólitos de lherzolitos, algumas se encontram nos campos G4 e G5, derivadas de xenólitos de piroxênio. As amostras de granadas da Formação Uberaba e Complexos Alcalinos apresentam quantidades significativas de Fe, Ca e Mn (~1%), e baixas de Cr, localizadas no campo G3, exibindo derivação de xenólitos eclogíticos.

A flogopita, mais raramente a biotita, também é um mineral comumente encontrado nos complexos alcalinos do Alto Paranaíba (Brod *et al.* 2001, Barbosa 2009, Cordeiro *et al.* 2010).

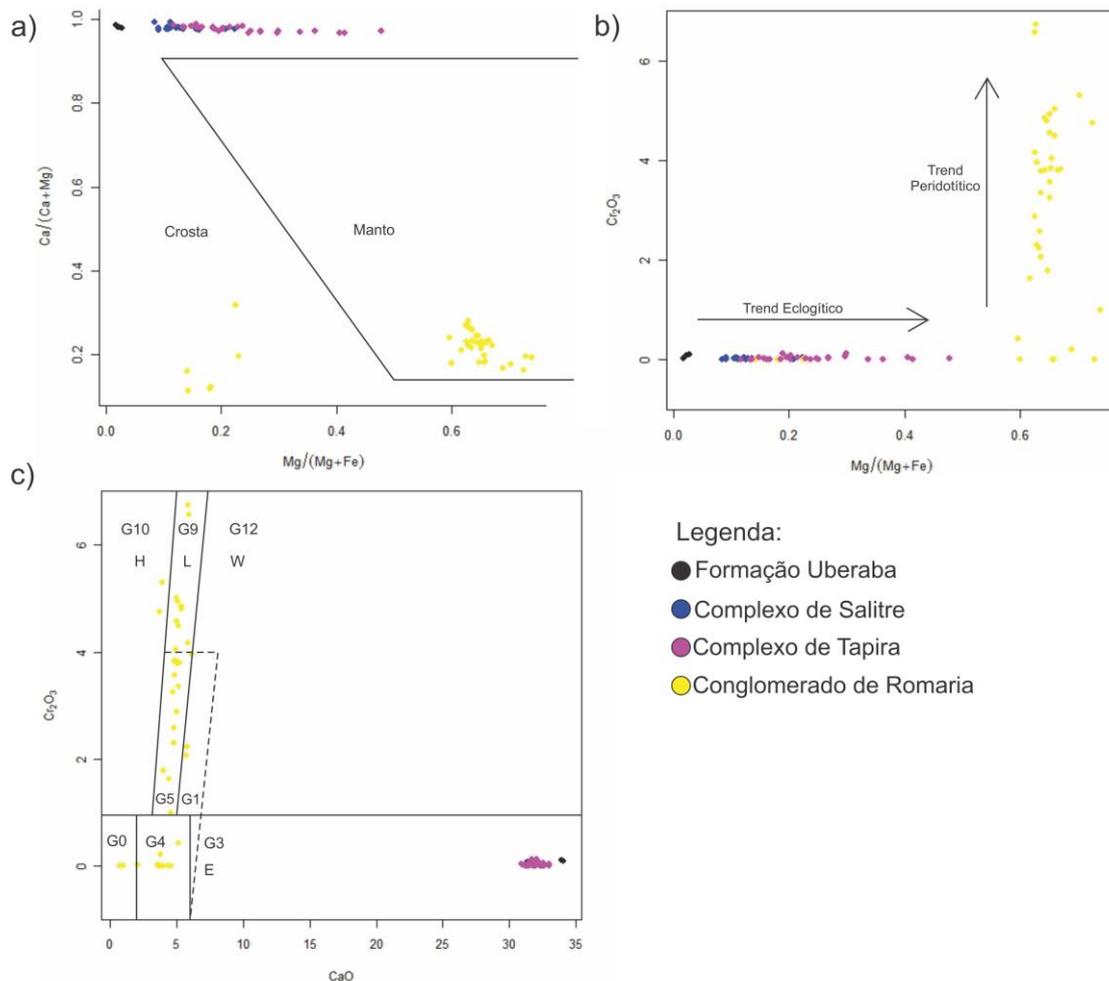


Fig. 39 - Diagramas binários para química mineral de granadas da Formação Uberaba, comparação com alguns complexos alcalinos e o conglomerado diamantífero de Romaria (MG).

(a) Diagrama $[Mg/(Mg+Fe)] \times [Ca/(Ca+Mg)]$ proposto por Schulze (2003) com a separação de granadas provenientes do manto e da crosta; (b) Diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Cr_2O_3$ proposto por Schulze (2003) classificando as granadas quanto ao *trend* e (c) Diagrama $CaO \times Cr_2O_3$ proposto por Grütter *et al.* (2004) para classificação de granadas quanto à proveniência (H: harzburgito, L: lherzolito, W: werhilito e E: eclogito).

A plotagem das análises no diagrama Mg x Fe x Ca (Fig. 40a) possibilitou a classificação das micas da Formação Uberaba como flogopitas. Os pequenos desvios do padrão apresentado por esses minerais no diagrama ideal para a serie flogopita-annita são devidas às altas concentrações de Ti (média de 1,48%), que não é contado por esse

diagrama. Um desvio similar é encontrado para as flogopitas dos complexos de Tapira (Brod *et al.* 2001) e Serra Negra (Grasso 2010), Fig. 40a.

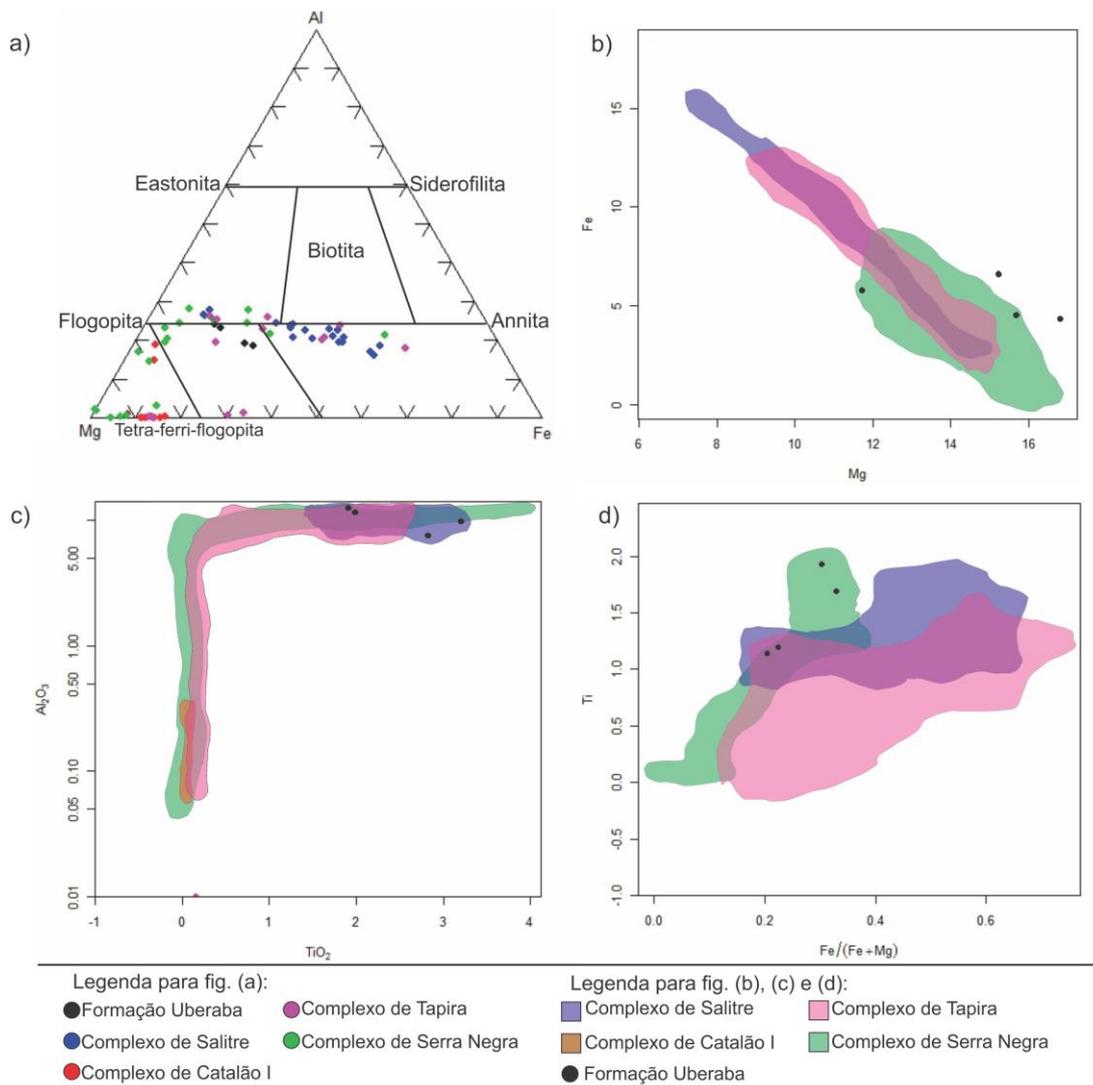


Fig. 40 - Diagramas binários e ternários para química mineral de flogopitas da Formação Uberaba, para efeito de comparação com análises minerais de complexos alcalinos do Alto Paranaíba.

(a) Diagrama ternário (Mg x Fe x Ca) de classificação das micas; Diagramas binários de comparação química entre flogopitas de acordo com (b) Fe x Mg, (c) Al₂O₃ x TiO₂ e (d) Ti x [Fe/(Fe+Mg)].

As análises plotadas no diagrama Fe x Mg (Fig. 40b) não estabelecem um *trend*, devido ao baixo número de medidas, contudo, verifica-se uma paridade dessas análises com a dos complexos alcalinos. Identifica-se, também, uma substituição subordinada de Fe e Mg, com predominância de Mg sobre o Fe. De acordo com Cordeiro *et al.* (2010) a substituição de Fe e Mg observado no Complexo de Catalão I

indica um padrão de zoneamento distintos nas micas das diferentes rochas encontradas no complexo.

A variação composicional dos teores de Al_2O_3 e TiO_2 , plotada no diagrama da Fig. 40c, refletem altos teores de TiO_2 e baixos de Al_2O_3 , assinatura compartilhada pelos complexos alcalinos. Mitchell & Bergman (1991) e Mitchell (1995) interpretaram a deficiência de Al nas micas dos complexos alcalinos como uma consequência direta da peralcalinidade dos magmas, explicando a ocorrência frequente de tetra-flogopita em carbonatitos.

O diagrama $\text{Ti} \times [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ (Fig. 40d) mostra altos teores de Ti nas flogopitas analisadas. O aumento de Ti é acompanhado pelo aumento de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, porém em taxas diferentes, sugerindo que o Ti está fortemente relacionado ao $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ em rochas diferenciadas. Esse mesmo padrão é observado nos complexos alcalinos do Alto Paranaíba.

Áreas fonte

A heterogeneidade e irregularidade composicional verificada em lâminas delgadas das rochas que constituem o arcabouço da Formação Uberaba refletem a diversidade e mistura de áreas-fonte (Fig. 41). Dessa maneira puderam ser individualizadas três áreas-fontes para a Formação Uberaba: (i) Rochas pré-cambrianas dos Grupos Araxá e Canastra; (ii) basaltos da Formação Serra Geral; (iii) Rochas alcalinas das províncias Catalão I, Catalão II, Serra Negra, Salitre, Tapira, e Araxá. A composição química das rochas da Formação Uberaba, muito semelhante à de rochas alcalinas (ETR altamente fracionados com razões $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 128,53$; anomalias positivas de Nb, Ta e Ba), além de fragmentos quartzosos com presença de golfo de corrosão, abundante perovskita e chorlomita sugerem que a terceira área-fonte teve

contribuição preponderante em relação às outras duas, tanto através de sedimentos retrabalhados relacionado aos distritos alcalinos localizados no Alto Paranaíba, como também provavelmente através de material vulcânico e vulcanoclástico proveniente de fontes proximais ainda desconhecidas.

À priori é possível estabelecer que os primeiros sedimentos a preencherem a Depressão de Uberaba foram fragmentos de basaltos oriundos da erosão de altos da Formação Serra Geral. A origem desses altos pode estar ligada a reativação tectônica cretácea quando houve também o soerguimento das rochas dos Grupos Araxá e Canastra, durante a evolução do Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui *et al.* 1989). Como os basaltos são quimicamente instáveis dificilmente suportam o transporte por longas distâncias.

Contudo a contribuição sedimentar alcalina, resultado da erosão das intrusões e complexos alcalinos da porção sudoeste do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior (Hasui & Haralyi 1991) foi preponderante. O grande volume de material erodido dos distritos de Tapira, Araxá, Serra Negra, Catalão I, Catalão II e Salitre foi capaz de preencher a depressão de Uberaba.

A considerável quantidade de fragmentos líticos de quartzito e xistos (mais resistentes ao transporte), pertencentes aos grupos Araxá e Canastra relacionada ao Soerguimento do Alto Paranaíba, indica uma proveniência também de uma segunda área-fonte, relacionada às rochas pré-cambrianas que afloram nesta porção do Alto Paranaíba.

Segundo Mitchell (1986), as granadas constituem um importante mineral guia na identificação de kimberlitos através do reconhecimento dos membros enriquecidos em Cr, tratando-se das granadas piropo, que podem apresentar paragênese com diamantes.

O Cr presente nesses minerais indica material derivado do manto superior. O resultado das análises de microsonda eletrônica em granadas da Formação Uberaba confirmou a presença da qualidade andradita, mais especificamente a chorlomita, variedade enriquecida em Ti. Dessa forma, a química mineral dessas granadas não indicam fonte diamantífera, descartando-se a contribuição kimberlítica. Confirmando essa ideia, a plotagem das análises química em granadas em diagramas discriminatórios indicou relação a xenólitos eclogíticos.

O Grupo Mata da Corda constituído por piroclásticas, epiclásticas, além de intrusões lamproíticas, kimberlíticas e kamafugíticas (Guimarães 1964, Bryon 1999) pode ser crono-correlata da Formação Uberaba. Ambas as unidades compartilham mineralogia semelhante, com presença de olivina, clinopiroxênio, magnetita, apatita, flogopita e perovskita (Sgarbi *et al.* 2003). Outro detalhe importante são as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em perovskitas de kamafugitos do Grupo Mata da Corda que se encontram entre 80–81 e 75–76 Ma (Sgarbi *et al.* 2003), já datações em fósseis da Formação Uberaba exibem idades de 80 Ma (Huene 1939).

Comparando o conglomerado de Romaria (MG) com a Formação Uberaba, que distam por volta de 95 km, reconhecem-se algumas diferenças que sugerem tratarem de unidades distintas: não se verificam grande concentração de matações na Formação Uberaba com a grande heterogeneidade litológica da mesma forma que se observa em Romaria (clastos metabasitos, xisto, vulcânicas, arenitos, etc.); a matriz de celadonita, grande quantidade de perovskita e cimento calcítico verificado nas rochas da Formação Uberaba não identificado em Romaria (MG), presença de camadas diamantíferas no conglomerado de Romaria, denominado de “Tauá”, e ausência dessa gema na Formação Uberaba, abundância de granadas piroro (sugerindo contribuição kimberlítica) em Romaria e ausência desse minerais na Formação Uberaba (verificou-se chorlomita).

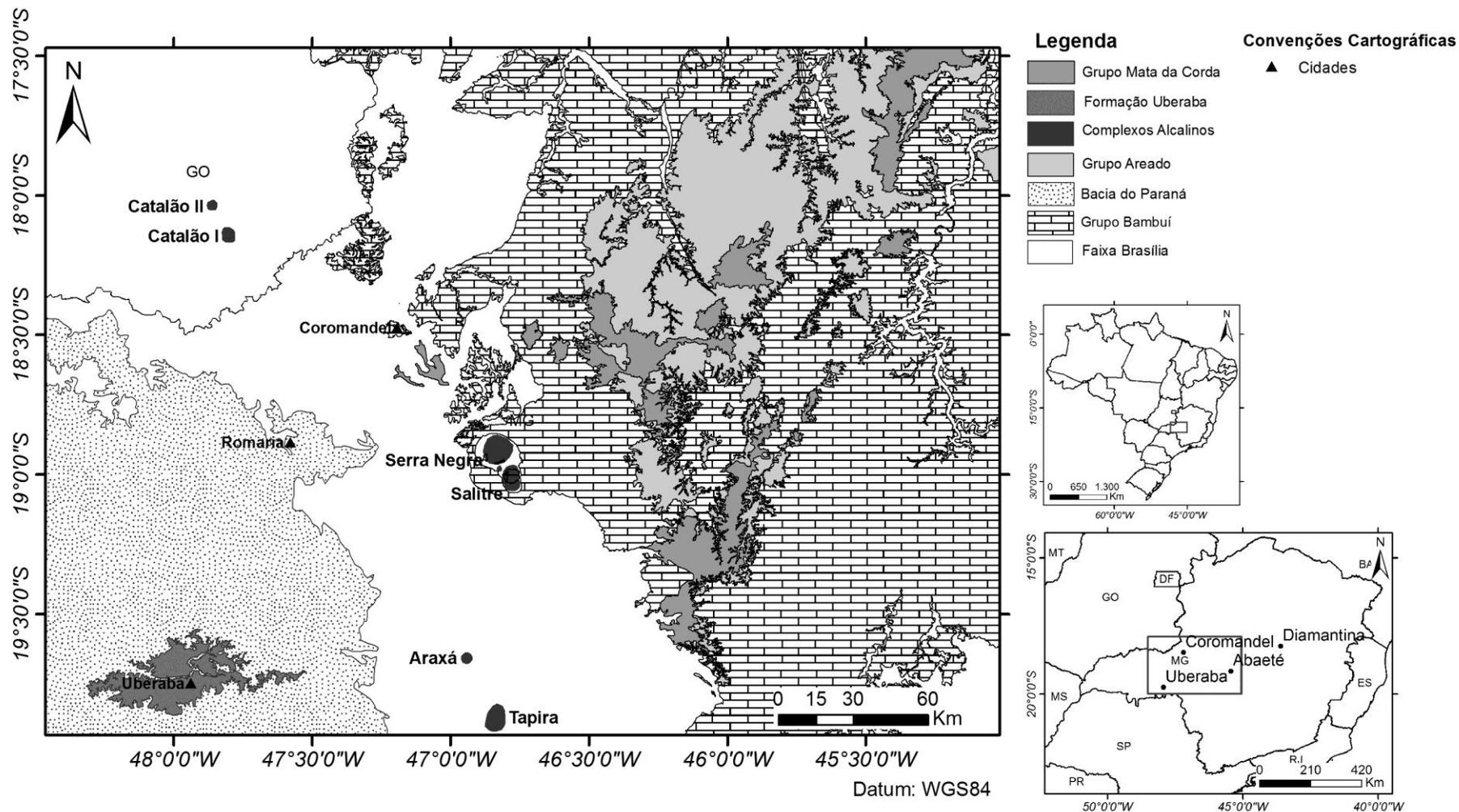


Fig. 41 - Mapa geológico do Alto Paranaíba com destaque para os complexos plutônicos alcalino-carbonatíticos e para a Formação Uberaba.

Adaptado de Oliveira *et al.* (2004).

Atualmente em Romaria (MG) a produção de diamantes ocorre no conglomerado “Tauá” e subordinadamente na “Secundina” realizado pela empresa GAR mineração desde 2014. Historicamente já foram retirados milhares de quilates em aluvião e rocha nesse local. Em Uberaba (MG), por sua vez, a extração diamantífera é aluvionar e ainda não foram encontrados nas rochas. Recentemente alguns autores propuseram a correlação da Formação Uberaba e o conglomerado de Romaria (Ferreira Jr. 1996, Gravina *et al.* 2002), mas essa hipótese deve ser testada.

Conclusões

As análises petrográficas realizadas, baseadas na assembleia mineralógica das amostras coletadas, e na imaturidade textural e composicional dos minerais, sugerem um grau de transporte considerável e pelo menos três áreas-fonte: (i) rochas metamórficas dos grupos Canastra e Araxá, principalmente confirmadas por clastos líticos de quartzitos e xistos; (ii) basaltos da Formação Serra Geral; e (iii) vulcânicas alcalinas dos distritos de Catalão I, Catalão II, Serra Negra, Salitre, Tapira e Araxá, além de prováveis rochas similares já erodidas.

Análises químicas de perovskita, granadas e flogopita confirmam que esses minerais apresentam composição similar às encontradas nos Complexos Alcalinos do Alto Paranaíba. Observa-se pelos gráficos de ETR e elementos traços para a Formação Uberaba que ela apresenta padrões semelhantes aos da média das rochas alcalinas do Alto Paranaíba. Portanto, uma provável mistura de material dos distritos alcalinos do Alto Paranaíba, como verificado nos dados de ETR (elevado fracionamento do ETRL com $La_N/Yb_N = 128$, anomalias positivas de Nb, Ta e Ba), confirmam que essa área foi uma possível área fonte muito importante para as rochas da Formação Uberaba, muito provavelmente excedendo em volume as outras duas áreas-fonte. Além disso, a matriz

fina esverdeada e a presença de quartzo com golfo de corrosão sugerem envolvimento de processos vulcânicos sin-sedimentares e atividade vulcanoclástica.

A Formação Uberaba, não produtora de diamantes, apresenta granadas de fontes não diamantíferas subtipo andradita, da variedade chorlomita, enriquecidas em Ti, típicas de xenólitos eclogíticos (granadas crustais) quando interpretadas em diagramas discriminatórios. O conglomerado de Romaria, por sua vez, apresenta granadas piropo (enriquecidas em Cr) de origem mantélica e derivação peridotítica analisados em diagramas discriminatórios, indicativos de proveniência kimberlítica. Assim, o conglomerado de Romaria provavelmente não representa a mesma unidade encontrada em Uberaba ou correspondem à facies muito diferentes.

Desta forma, a Formação Uberaba representa a deposição em um sistema fluvial de sedimentos relativamente maduros derivados principalmente da região do Alto Paranaíba a leste, com fragmentos do embasamento pré-Cambriano, do substrato da bacia do Paraná (principalmente da Formação Serra Geral) e dos diversos complexos alcalinos do Alto Paranaíba, com possível contribuição vulcanoclástica relacionada ao vulcanismo Cretáceo (ca. 80 Ma) dessa região. A crono-correlação entre Formação Uberaba e Grupo Mata da Corda, 80-75 Ma (Sgarbi *et al.* 2003), pode ser investigada. Ao contrário do conglomerado de Romaria e de outras ocorrências de rochas diamantíferas, porém, a Formação Uberaba não apresenta potencial para extração de diamante, como revelado pela geoquímica dos minerais satélites, principalmente das granadas, que indicam fonte não-kimberlítica. Desta forma, a área fonte dos diamantes aluvionares no Triângulo Mineiro fica entreaberta, podendo tratar-se de uma ou mais, para tanto se necessita de novas e detalhadas investigações.

Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M. & Barbosa O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. *In: Bol. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, DNPM, n. 143, p. 1-96, 1953.*
- Alves J.M.P. 1995. *Petrologia e Diagênese do Membro Ponte Alta, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná, na Região do Triângulo Mineiro*. MS Dissertation. UFOP. Ouro Preto (MG), 102 p.
- Barcelos J.H. 1984. *Reconstrução Paleogeográfica da Sedimentação do Grupo Bauru Baseada na sua Redefinição Estratigráfica Parcial em Território Paulista e no Estudo Preliminar Fora do Estado de São Paulo*. PhD Thesis. - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro 190p.
- Barcelos J.H. 1989. Influência do Soerguimento do Alto Paranaíba na Sedimentação Pós-Basáltica na Área do Triângulo Mineiro (MG), Borda NNE da Bacia do Paraná. *Geociências, v. 8, p. 38-54.*
- Barcelos J.H. 1993. Geologia Regional e Estratigrafia Cretácea do Triângulo Mineiro. *Sociedade e Natureza, Uberlândia, v. 5, n.o 9/10, p. 9-24.*
- Barbosa O., Braun O.P.C., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *In: Boletim 136, Rio de Janeiro. DNPM/DFPM. 140p.*
- Barbosa O. 1934. Resumo de geologia do Estado de Minas Gerais. Departamento de Serviço Geográfico e Geológico. *In: Boletim 3, 40p. Minas Gerais.*
- Barbosa E.S.R. 2009. *Mineralogia e petrografia do complexo carbonatítico foscorítico de Salitre, MG*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 432p.
- Batezelli, A. 2003. *Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes*. PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 195 p.

- Batezelli A. & Ladeira F.S.B. 2016. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental. *Journal of South American Earth Sciences*, **65**:1-24.
- Bertini R.J. 1993. *Paleobiologia do Grupo Bauru, Cretáceo Superior continental da Bacia do Paraná, com ênfase em sua fauna de amniotas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 493 p.
- Bizzi L.A., Smith C.B., Meyer H.O.H., Armstrong R., De Wit M.J. 1991. Mesozoic kimberlites and related rocks in southwestern São Francisco Craton, Brazil: A case for local mantle reservoirs and their interaction. 8th International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. Victoria, Canada. p.17-19.
- Bizzi L.A., De Wit M.J., Smith C.B., Armstrong R.A. 1993. Características isotópicas e origem dos kimberlitos e vulcânicas alcalinas relacionadas em Minas Gerais. In: Simpósio Brasileiro sobre a Geologia do Diamante, Brasil. Geol. Diamante. In: Anais...Cuiabá, UFMT Publ. Esp. 2/93, p. 141-151.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: Henderson, P. (ed.) Rare Earth Elements Geochemistry. Amsterdam, Elsevier, pp. 63–114.
- Brandt Neto M. 1977. *Estratigrafia da Formação Bauru na região do baixo Tietê*. MS Dissertation. São Paulo. 74p. IGc/USP.
- Brod J.A. 1999. *Petrology and Geochemistry of the Tapira Alkaline Complex, Minas Gerais State, Brazil*. PhD Thesis, University of Durham, 500 p.
- Brod J.A., Gaspar D.P., Araújo D.P., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira- Brod T.C. 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences* **19**, 265 - 296.

- Brod J.A., Junqueira-Brod T. C., Gaspar J. C., Petrinovic I. A., Valente S. C., Corval A. 2013. Decoupling of Paired Elements, Crossover REE Patterns, and Mirrored Spider Diagrams: Fingerprinting Liquid Immiscibility in The Tapira Alkaline Carbonatite Complex, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **41** (2013) 41-56.
- Bryon J.M. 1999. *Physical Volcanology and Litho geochemistry of Mata da Corda Formation, Minas Gerais, Brazil*. PhD Thesis, Carleton University, Ontario, 297 p.
- Campos L.F. 1891. Jazidas Diamantíferas de Água Suja (Bagagem) Estado de Minas Gerais. *In: Typ. Ed. Fluminense, Rio de Janeiro (RJ)*.
- Coelho F.M. 2010. *Aspectos geológicos e mineralógicos da Mina de diamantes de Romaria, Minas Gerais*. MS Dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 106 p.
- Cordeiro P.F.O., Brod J.A., Dantas E.L., Barbosa E.S.R. 2010. Mineral Chemistry, Isotope Geochemistry and Petrogenesis of Niobium-Rich Rocks From The Catalão I Carbonatite-Phoscorite Complex, Central Brazil. *Lithos*, **118**:223–237.
- Costa M.T. 1963. Estrutura geológica dos cerrados. Departamento de Pesquisas e experiências Agropecuárias, Min. Agric, Bol. 15.
- Dawson J.B. & Stephens W.E. 1975. Statistical classification of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *Journal of Geology*, **83**:589-607.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, 2nd ed., Longman, London, 696 p.
- Des Genettes H.R. 1859. Diamantes na Bagagem. *Revista do Archivo Publico Mineiro*, Belo Horizonte, **4**: 287-292.
- Dias-Brito D., Musacchio E.A., Castro J.C., Maranhão M.S.A.S., Suárez J.M., Rodrigues R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental Cretácea no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revu w Paléobiol*, Genève **20**(1):245-304.

- Draper D. 1911. The diamond-bearing deposits of Bagagem and Agua Suja in the State of Minas Gerais, Brazil. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **14**:8-19.
- Eberhardt D.B. 2014. *Elementos-Traços em Minerais do Complexo Alcalino Carbonatítico de Tapira – MG*. MS Dissertation, Universidade de Brasília, 148 p.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1994 O Grupo Caiuá (Ks): Revisão Estratigráfica e Contexto Depositional. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(3): 164-176.
- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 2000a. Revisão Estratigráfica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):717-728.
- Fernandes A.F, Karfunkel J., Hoover D.B., Sgarbi G.N.C., Walde D., Gomes J., Kambrock K. 2014. The Basal Conglomerate of the Capacete Formation (Mata Da Corda Group) and its Relation to Diamond Distributions in Coromandel, Minas Gerais State, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **44**:91-103.
- Ferreira Jr. P.D. & Guerra W.J. 1993. Estudo preliminar sobre o ambiente deposicional da Formação Uberaba. *In: 7º Simpósio de Geologia de Minas Gerais*. Belo Horizonte. *In: Anais... Belo Horizonte, SBG/MG*, p. 17-21.
- Ferreira Jr. P.D. & Guerra W.J. 1995. Análise de elementos arquiteturais na caracterização do sistema fluvial da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. *In: 8º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Diamantina, 1995*. *In: Anais... Diamantina, SBG/MG*, p. 104-106.
- Ferreira Jr. P.D. 1996. *Modelo Depositional e Evolução Diagenética da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, na Região do Triângulo Mineiro*. MS Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 175p.
- Ferreira Junior P.A. & Gomes N.S. 1999. Petrografia e Diagênese da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):163-172.

Dennis A. Quintão

- Ferreira V.G., Quintão D.A., Caxito F.A., Bittencourt J., Ribeiro L.C.B.(no prelo). *Mapa Geológico da Folha Veríssimo-Miguelópolis, escala 1:100.000*. Belo Horizonte, Projeto de Mapeamento Geológico CODEMIG/UFMG2015-17.
- Fisher R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **72**:1409-1414.
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. 1987. The ultrapotassic rocks - characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, **24**:81-134.
- Freyberg B.Von. 1934. Die Bodenschätze des Staates Minas Gerais (Brasilien). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Erwin Nägeli. 453 p.
- Fulfaro V.J. & Barcelos J.H. 1991. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: Uma Nova Visão Litoestratigráfica. *In: 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Atas...* São Paulo, SBG/SP-RJ, 59 - 66.
- Garrido A.E. 1992. *Estratigrafia do Grupo Bauru em Peirópolis – Município de Uberaba*. Monografia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- Gobbo-Rodrigues S.R. 2001. *Carófitas e Ostrácodes do Grupo Bauru*. MS Dissertation. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. 137 p.
- Goldberg K. 1995. *Reconstituição Paleoambiental do Cretáceo Continental Brasileiro na região do Triângulo Mineiro*. MS Dissertation, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Rio Grande do Sul (RS), 181p.
- Goldberg K. & Garcia A.J.V. 2000. Paleobiogeography of the Bauru Group. A dinosaur-bearing Cretaceous Unit, Mortheastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **21**:241-254.

- Grasso C. B. 2010. *Petrologia do complexo alcalino-carbonatítico de Serra Negra, MG*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 164 p.
- Gravina E.G., Kafino C.V., Brod J.A., Boaventura G. R., Santos R. V., Guimarães E. M., Jost H. 2002. Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo Bandeira: Implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):545-558.
- Grütter H.S. 1998. Chrome-calcium, magnesium-number and yttrium characteristics of garnets in depleted lherzolitic, harzburgitic and dunitic mantles. *Extended Abstracts*, In: 7th International Kimberlite Conference, Cape Town, p. 277-279.
- Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. 2004. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, **77**: 841-857.
- Guimarães D. 1964. *Geologia do Brasil*. Memoria N^o1. DNPM, 674 p. Rio de Janeiro.
- Hasui Y. 1968. A Formação Uberaba. In: 22^o Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, anais, Belo Horizonte, SBG, p. 167-179.
- Hasui Y. & Haralyi N.L.E. 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto do Paranaíba. *Boletim de Geociências*, **10**:57-77.
- Huene F. Von. 1939. Carta de F.von Huene ao Dr.Euzébio de Oliveira. *Mineração e Metalurgia*, **4**(22):190.
- Hussak E. 1891. Notícia dos Minerais das Areias Diamantíferas da Bagagem de Água Suja. Typ. Da Cia Ed. Fluminense, Rio de Janeiro, p. 21-25.
- Hussak E. 1894. 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.
- Hussak E. 1906. Rocha Tufácea de Uberaba, Rico em Perowiskita. *Zeitschrift für Praktische Geologie, Jg.*, v. **16**, p. 322 – 324.

Dennis A. Quintão

- Hoover D.B., Karfunkel J., Ribeiro L.C., Michelfelder G., de Moraes R., Krambrock K., Quintão D.A. (in press). Diamonds of the Alto Paranaíba, Brazil: Nixon's prediction verified. *Australian Gemmologist*.
- Isotta C.A.L. 1969. *Contribuição ao estudo da jazida diamantífera de Romaria, MG*. MS Dissertation, Departamento de Geologia da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, 82p.
- Karfunkel J., Hoover D., Fernandes A.F., Sgarbi G.N.C., Krambrock K., Oliveira, G.D. 2014. Diamonds from the Coromandel Area, West Minas Gerais State, Brazil: an update and new data on surface sources and origin. *Brazilian Journal of Geology*, **44(2)**:325-338.
- Karfunkel J., Hoover D. B., Fernandes A. F., Norberto G. C. S., Kambrock K., Walde D., Michelfelder G. 2015. Surface source of Coromandel diamonds (Minas Gerais State, Brazil) and their possible origin from the Serra Negra/Salitre Supervolcano. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **277/2**: 237–250.
- Karfunkel J., Hoover D.B., Ribeiro L.C.B., Walde D., Pöllmann H., Quintão D., Caxito F. A., Krambrock K., Michelfelder G, Fernandes A.F. 2016. A Fonte Enigmática Dos Diamantes Do Triângulo Mineiro. *In*: 48º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Brasil.
- Keep M. & Russell J.K. 1992. Mesozoic alkaline rocks of the Averill plutonic complex. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**:2508-2520.
- Milani E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Phd Thesis. Porto Alegre. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Milani E.J., Melo J.H.G., Souza P.A., Fernandes L.A., França A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15(2)**:265-287.

Dennis A. Quintão

- Mitchell R.H. 1986. *Kimberlites. Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. Plenum Press, New York, 442 p.
- Mitchell R.H. 1995. *Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks*. Plenum Press, New York. 410 pp.
- Mitchell R.H. & Bergman S.C. 1991. *Petrology of Lamproites*. New York, Plenum Press. 447p.
- Oliveira I.W.B., Sachs L.L.B., Silva V.A., Batista I.H. 2004. *Folha SE.23-Belo Horizonte*. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus (Editors). *Carta geológica do Brasil ao millionésimo: Sistema de Informações Geográficas – SIG e 46 folhas na escala 1: 1.000.000*. Brasília: CPRM. 41 CD-ROM Pack.
- Piccirillo E.M. & Melfi A.J. 1988. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. São Paulo, Brasil: IAG-USP, 600 p.
- Porcheron H. 1903. *Sur les Mines de Diamants de Água Suja dans l'Etat de Minas Gerais*. Rapport. *Imp. Lecoq et Mathorel*, Paris.
- Reguir E.P., Chakhmouradian A.R., Halden N.M., Malkovets V.G., Yang P. 2009. Major- and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator. *Lithos*, **112**:372-384.
- Ribeiro D.T.P. 1997. *Diagênese e Petrografia das Rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na Região de Uberaba, MG*. MS Dissertation. Ouro Preto (MG), 108 p. Universidade Federal de Ouro Preto (MG).
- Ribeiro L.C.B. 2014. *Geoparque Uberaba - Terra dos Dinossauros do Brasil*. Phd Thesis. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 140 p.

- Rimann E. 1917. A Kimberlita no Brasil. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, **15**:27-32.
- Sad G.J.H. 1970. Complexos silicocarbonatíficos da região do Alto Paranaíba, Brasil Meridional. In: 24º Congresso Brasileiro de Geologia. Brasília, resumo das conferências e comunicações, SBG, p. 16-19.
- Santucci R.M. 2002. *Revisão dos Titanosauridae (Saurischia, Sauropoda) do Cretáceo Superior continental da Bacia Bauru*. MS Dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 179 p.
- Santucci R.M. & Bertini R.J. 2001. Distribuição Paleogeográfica e Biocronológica dos Titanossauros (Saurischia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do Sudeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):307-315.
- Seer H. & Moraes L.C. (no prelo). *Mapa Geológico da Folha Uberaba, escala 1:100.000*. Belo Horizonte, Projeto de Mapeamento Geológico CODEMIG/UFMG 2015-17.
- Sgarbi P.B.A., Heaman L.M., Gaspar J. C. 2003. U–Pb Perovskite Ages for Brazilian Kamafugitic Rocks: Further Support for a Temporal Link to a Mantle Plume Hotspot Track. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**:715–724.
- Schulze D.J. 2003. A Classification Scheme for Mantle-Derived Garnets in Kimberlite: A Tool for Investigating The Mantle and Exploring for Diamonds. *Lithos*, **71**:195-213.
- Silva R.B. de., Etchebehere M.L. de C., Saad A.R. 1994. Groundwater Calcretes: Uma Interpretação Alternativa para os Calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. In: 3º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro. Boletim... Brasil, p. 85-90.
- Soares P.C., Landim P.M.B., Fulfaro V.J., Sobreiro Neto A.F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, (São Paulo), **10**(3):177-185.

Dennis A. Quintão

- Sonoki I.K. & Garda G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Boletim do IG USP Serie Cientifica, **19**: 63-85.
- Suguio K. 1977. Annotated bibliography on Quaternary shorelines and sea-level changes in Brazil. Contribuição ao instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Project 61, 35pp.
- Suguio K. 1980. Fatores Paleoambientais e Paleoclimáticos, e Subdivisão Estratigráfica do Grupo Bauru. *In*: Mesa Redonda, A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes, São Paulo. Coletânea de trabalhos e debates. São Paulo: SBG, p. 15-30 (Publicação Especial, 7).
- Svisero D.P. 1981. Geologia da Mina de Diamantes de Romaria, Município de Romaria, MG. *Mineração e Metalurgia*, **44**(425):1-14.
- Svisero D.P. & Basei M.A.S. 2005. Novas evidências de uma origem proximal para o diamante da região de Coromandel, Minas Gerais. *In*: IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 2005, Diamantina, MG. Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante. Diamantina, MG, **01**:166-168.
- Tamrat E., Ernesto M., Fulfaro V.J., Saad A.R., Batezelli A., Oliveira A.F. 2002. Magnetostratigrafia das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) no Triângulo Mineiro (MG). *In*: 6º Simpósio sobre o cretáceo do Brasil e 2º Simpósio sobre el creácico de América del Sur, São Pedro. Boletim... São Pedro, p. 323 – 327.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* **33**:241–265.
- Thompson R.N. 1982. *Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province*. Department of Geology, Imperial College of Science and Technology, London.

Dennis A. Quintão

- Traversa G., Gomes C. B., Brotzu P., Buraglini N., Morbidelli L., Principato S. R., Ruberti E. 2000. Petrography and Mineral Chemistry of Carbonatites and Mica-Rich Rocks From The Araxá Complex (Alto Paranaíba Province, Brazil). *An. Acad. Bras. Ci.*, **73**(1).
- Vieira F.R. 2015. *Estudo Dos Minerais Pesados Do Grupo Bauru Na Região De Uberaba – MG*. Monografia de Graduação. Araxá, CEFET-MG, 62 p.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis - A Global Tectonic Approach*. London, Harper Collins, 466pp.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C., Marques A., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T. 1990. Bacia do Paraná. *In: Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p. 135-164.

Anexos

Anexo I

Tab. 12 - Pontos de campo levantados durante o mapeamento da Folha Veríssimo/ Miguelópolis
(Ferreira *et al.*, no prelo, Projeto de Mapeamento Geológico Triângulo Mineiro CODEMIG/UFMG 2015-17)

Ponto	Utm_E	Utm_N	Zona	Estação	Lito1	Lito2	Estrutura	Direction	Dip
V1	782024	7824398	22k	Solo	Eluvio				
V2	782266	7825950	22k	Solo	Eluvio				
V3	782958	7826940	22k	Afl	Calcário	Calcrete	S0 sedimentar	65	15
V4	782480	7828278	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	350	12
V5	783020	7829877	22k	Solo	Eluvio				
V6	783262	7831250	22k	Solo	Eluvio				
V7	784032	7831691	22k	Solo	Eluvio				
V8	784443	7831882	22k	Afl	Calcrete				
V9	784656	7831703	22k	Afl	Calcrete		Fratura	245	75
V10	785685	7830436	22k	Solo	Eluvio				
V11	785660	7828850	22k	Solo	Eluvio				
V12	786790	7827817	22k	Solo	Eluvio				
V13	787710	7827882	22k	Afl	Calcrete	Arenito	S0 sedimentar	230	15
V14	789265	7827392	22k	Solo	Eluvio				
V15	790640	7826824	22k	Solo	Eluvio				
V16	792346	7826203	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	320	35

V17	792578	7826213	22k	Afl	Basalto	Arenito	S0 vulcânico	105	10
V18	793397	7826297	22k	Blc	Basalto				
V19	794130	7826094	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	10	10
V20	795721	7825138	22k	Solo	Eluvio				
V21	796515	7824272	22k	Solo	Eluvio				
V22	798198	7823710	22k	Solo	Eluvio				
V23	800105	7823295	22k	Solo	Eluvio				
V24	801670	7822767	22k	Solo	Eluvio				
V25	803751	7822897	22k	Solo	Eluvio				
V26	805239	7824212	22k	Solo	Eluvio				
V27	807354	7825282	22k	Solo	Eluvio				
V28	809196	7826130	22k	Solo	Eluvio				
V29	811055	7825592	22k	Solo	Eluvio				
V30	812240	7829546	22k	Solo	Eluvio				
V31	811885	7830600	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	85	10
V32	785805	7833177	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	200	15
V33	786633	7833307	22k	Afl	Calcrete				
V34	786867	7833176	22k	Afl	Arenito Conglomerático		S0 sedimentar	100	12
V35	787655	7832695	22k	Afl	Arenito Conglomerático		Fratura	240	85
V36	787675	7832608	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	320	10

V37	786869	7834015	22k	Afl	Arenito Conglomerático		S0 sedimentar	20	15
V38	787659	7835385	22k	Solo	Eluvio				
V39	786652	7836015	22k	Solo	Eluvio				
V40	785790	7835756	22k	Afl	Lamito		S0 sedimentar	20	20
V41	785049	7835058	22k	Afl	Lamito				
V42	788005	7836932	22k	Solo	Eluvio				
V43	788237	7836295	22k	Afl	Lamito		S0 sedimentar	280	15
V44	789731	7836029	22k	Afl	Arenito Conglomerático				
V45	791391	7835703	22k	Solo	Eluvio				
V46	791777	7834854	22k	Afl	Calcedonia				
V47	791571	7834584	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	300	30
V48	791400	7834590	22k	Afl	Calcrete				
V49	790623	7833438	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	200	15
V50	793310	7835456	22k	Solo	Eluvio				
V51	794008	7836015	22k	Afl	Arenito Conglomerático		S0 sedimentar	260	20
V52	795594	7836479	22k	Afl	Calcrete				
V53	796669	7836601	22k	Afl	Conglomerado	Cascalho			
V54	797286	7836142	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	120	20
V55	798168	7834738	22k	Solo	Eluvio				
V56	797567	7837426	22k	Afl	Calcrete				

V57	798997	7836313	22k	Afl	Calcrete				
V58	800603	7836365	22k	Solo	Eluvio				
V59	801432	7835121	22k	Solo	Eluvio				
V60	802582	7834134	22k	Solo	Eluvio				
V61	804009	7833219	22k	Solo	Eluvio				
V62	805391	7834077	22k	Solo	Eluvio				
V63	806775	7834171	22k	Solo	Eluvio				
V64	807887	7834844	22k	Solo	Eluvio				
V65	807444	7833065	22k	Solo	Eluvio				
V66	809242	7832207	22k	Afl	Calcrete				
V67	809462	7832041	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	70	20
V68	811721	7830978	22k	Afl	Arenito Conglomerático	Calcrete	S0 sedimentar	110	10
V69	781774	7832043	22k	Solo	Eluvio				
V70	780401	7832179	22k	Afl	Lamito				
V71	778899	7833251	22k	Solo	Eluvio				
V72	778068	7833040	22k	Afl	Lamito		S0 sedimentar	205	10
V73	776554	7833927	22k	Solo	Eluvio				
V74	775090	7834781	22k	Solo	Eluvio				
V75	773605	7835452	22k	Solo	Eluvio				
V76	771960	7835102	22k	Solo	Eluvio				
V77	770511	7834772	22k	Solo	Eluvio				
V78	768744	7835349	22k	Afl	Arenito Conglomerático	Calcrete	S0 sedimentar	135	3
V79	768663	7834970	22k	Afl	Arenito				
V80	767127	7835225	22k	Afl	Calcrete				
V81	764778	7835705	22k	Solo	Eluvio				
V82	763763	7835910	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	350	5

V83	763334	7837057	22k	Afl	Arenito	Calcrete	S0 sedimentar	185	5
V84	762513	7838760	22k	Afl	Arenito		S0 sedimentar	195	5
V85	762849	7841061	22k	Solo	Eluvio				
V86	764224	7841667	22k	Solo	Eluvio				
V87	763885	7840422	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	15	5
V88	763868	7840263	22k	Afl	Calcrete	Arenito	S0 sedimentar	260	5
V89	765853	7842004	22k	Afl	Calcrete				
V90	767704	7841526	22k	Solo	Eluvio				
V91	767579	7840762	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	315	10
V92	767939	7840360	22k	Afl	Calcrete				
V93	768381	7840162	22k	Afl	Calcrete	Arenito	S0 sedimentar	75	10
V94	768949	7839646	22k	Afl	Arenito		S0 sedimentar	190	10
V95	769023	7839008	22k	Afl	Lamito	Arenito Conglomerático	S0 sedimentar	290	10
V96	769102	7838021	22k	Afl	Calcrete				
V97	768617	7836299	22k	Solo	Eluvio				
V98	784427	7823250	22k	Afl	Basalto	Arenito	S0 vulcânico	115	15

V99	784717	7823480	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	110	65
V100	786091	7823822	22k	Solo	Eluvio				
V101	787795	7824288	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	180	10
V102	788829	7825383	22k	Solo	Eluvio				
V103	789731	7824376	22k	Solo	Eluvio				
V104	790903	7824929	22k	Afl	Basalto	Basalto	S0 vulcânico	55	20
	790903	7824929	22k	Afl	Basalto	Basalto	S0 vulcânico	75	8
V105	791037	7825003	22k	Afl	Basalto	Basalto			
V106	791150	7825013	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	120	25
V107	791690	7824838	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	110	8
V108	792703	7823856	22k	Solo	Eluvio				
V109	794248	7823746	22k	Solo	Eluvio				
V110	795266	7824228	22k	Solo	Eluvio				
V111	796546	7825844	22k	Solo	Eluvio				
V112	796635	7826832	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	130	5
V113	796985	7828456	22k	Afl	Basalto				
V114	797438	7829984	22k	Solo	Cobertura				
V115	797730	7830636	22k	Solo	Cobertura		S0 sedimentar	175	25
V116	797817	7830798	22k	Afl	Basalto		Fratura	290	85
V117	798398	7831995	22k	Blc	Basalto	Laterita			

V118	798015	7833835	22k	Solo	Eluvio				
V119	797045	7839018	22k	Solo	Eluvio				
V120	795918	7840075	22k	Solo	Eluvio				
V121	795084	7840086	22k	Solo	Eluvio				
V122	795281	7841175	22k	Afl	Calcrete	Calcedonia			
V123	795142	7841942	22k	Solo	Eluvio				
V124	795587	7842665	22k	Afl	Calcrete				
V125	795570	7842768	22k	Afl	Calcrete	Arenito			
V126	798968	7838521	22k	Solo	Eluvio				
V127	799653	7839847	22k	Solo	Eluvio				
V128	801185	7841513	22k	Solo	Eluvio				
V129	802097	7842683	22k	Solo	Eluvio				
V130	803796	7841590	22k	Solo	Eluvio				
V131	804718	7840954	22k	Solo	Eluvio				
V132	804922	7840440	22k	Afl	Arenito				
V133	805355	7839847	22k	Afl	Calcrete	Arenito	S0 sedimentar	100	20
V134	805495	7839741	22k	Afl	Calcrete				
V135	807540	7840411	22k	Solo	Eluvio				
V136	808868	7841224	22k	Solo	Eluvio				
V137	809956	7840494	22k	Afl	Arenito Conglomerático				
V138	810637	7839450	22k	Afl	Calcrete				
V139	810857	7837683	22k	Solo	Eluvio				
V140	810886	7837251	22k	Solo	Eluvio				
V141	811055	7835902	22k	Solo	Eluvio				
V142	811333	7833130	22k	Solo	Eluvio				
V143	781510	7823719	22k	Solo	Solo Marilia				
V144	780126	7824209	22k	Solo	Solo Marilia				
V145	778597	7823454	22k	Solo	Solo Marilia				
V146	777485	7822313	22k	Solo	Solo Marilia				
V147	776030	7822049	22k	Solo	Solo Marilia				
V148	775170	7822409	22k	Afl	Calcrete				

V149	773502	7823957	22k	Solo	Solo Marília				
V150	771882	7824509	22k	Solo	Solo Marília				
V151	771327	7826235	22k	Solo	Solo Marília				
V152	769689	7826466	22k	Solo	Solo Marília				
V153	768010	7825903	22k	Afl	Calcrete				
V154	766413	7825399	22k	Solo	Solo Marília				
V155	765472	7826535	22k	Solo	Solo Marília				
V156	764863	7827943	22k	Solo	Solo Marília				
V157	764273	7829340	22k	Afl	Calcário	Argilito	S0 sedimentar	140	15
V158	763307	7830094	22k	Solo	Solo Peixe				
V159	763152	7830190	22k	Afl	Arenito	Arenito	S0 sedimentar	235	5
V160	762563	7831327	22k	Afl	Arenito				
V161	763286	7831653	22k	Blc	Laterita				
V162	763481	7833177	22k	Solo	Eluvio				
V163	764059	7834198	22k	Solo	Solo Marília				
V164	766520	7834933	22k	Afl	Calcário				
V165	766145	7834667	22k	Solo	Solo Marília				
V166	767708	7834734	22k	Afl	Calcário				
V167	766604	7834075	22k	Solo	Solo Marília				
V168	767450	7834148	22k	Solo	Solo Marília				
V169	768059	7833893	22k	Solo	Solo Marília				
V170	770392	7833788	22k	Solo	Solo Marília				
V171	770100	7833205	22k	Afl	Calcário		Fratura	145	85
V172	770239	7832604	22k	Afl	Calcário	Arenito	S0 sedimentar	130	5
V173	769408	7831990	22k	Afl	Arenito Conglomerático	Arenito	S0 sedimentar	80	20
V174	769618	7831522	22k	Afl	Calcrete		Fratura	100	85
V175	768242	7830801	22k	Solo	Solo Marília				

V176	768588	7831932	22k	Solo	Solo Marilia				
V177	768751	7831205	22k	Afl	Arenito		Fratura	235	85
V178	765488	7831584	22k	Solo	Eluvio				
V179	765880	7830222	22k	Afl	Arenito	Calcrete			
V180	765041	7829752	22k	Solo	Eluvio				
V181	764510	7829237	22k	Afl	Calcrete	Argilito	S0 sedimentar	90	5
V182	769568	7826108	22k	Afl	Calcrete				
V183	769585	7825953	22k	Afl	Arenito				
V184	772616	7827546	22k	Solo	Solo Marilia				
V185	772528	7828215	22k	Afl	Calcrete				
V186	773944	7828245	22k	Solo	Solo Marilia				
V187	774668	7829387	22k	Solo	Solo Marilia				
V188	773809	7830246	22k	Solo	Solo Marilia				
V189	774288	7831299	22k	Solo	Solo Marilia				
V190	773809	7832520	22k	Solo	Solo Marilia				
V191	773989	7832093	22k	Afl	Arenito	Calcrete			
V192	772862	7830162	22k	Solo	Solo Marilia				
V193	771291	7830498	22k	Solo	Solo Marilia				
V194	776709	7835961	22k	Solo	Solo Marilia				
V195	778009	7837300	22k	Afl	Calcrete	Arenito			
V196	787479	7838804	22k	Solo	Solo Marilia				
V197	786144	7839821	22k	Afl	Calcrete				
V198	786062	7841974	22k	Solo	Eluvio				
V199	787470	7841545	22k	Solo	Eluvio				
V200	805004	7835307	22k	Solo	Eluvio				
V201	804787	7837532	22k	Solo	Eluvio				
V202	811487	7831831	22k	Solo	Eluvio				
V203	811823	7834037	22k	Solo	Eluvio				
V204	812313	7836117	22k	Solo	Eluvio				
V205	810183	7841428	22k	Solo	Eluvio				
V206	783210	7822190	22k	Solo	Eluvio				

V207	784017	7822887	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	120	20
V208	794934	7822852	22k	Solo	Eluvio				
V209	797078	7823105	22k	Solo	Eluvio				
V210	796519	7822928	22k	Solo	Eluvio				
V211	796550	7821622	22k	Solo	Eluvio				
V212	796133	7820801	22k	Blc	Basalto	Basalto			
V213	796105	7819880	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	130	65
V214	797066	7818611	22k	Solo	Eluvio				
V215	798544	7817225	22k	Solo	Eluvio				
V216	798728	7816019	22k	Solo	Eluvio				
V217	796991	7816740	22k	Solo	Eluvio				
V218	796698	7817130	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	120	10
V219	796909	7816872	22k	Afl	Basalto				
V220	798692	7814530	22k	Solo	Eluvio				
V221	799409	7813209	22k	Solo	Eluvio				
V222	797844	7813030	22k	Solo	Eluvio				
V223	795645	7814215	22k	Solo	Eluvio				
V224	794577	7814416	22k	Solo	Solo Marilia				
V225	793666	7815188	22k	Afl	Laterita				
V226	792584	7814685	22k	Solo	Eluvio				
V227	792687	7815088	22k	Afl	Laterita				
V228	792872	7815592	22k	Afl	Laterita				
V229	792739	7815275	22k	Afl	Laterita				
V230	791328	7814573	22k	Solo	Eluvio				
V231	789978	7814030	22k	Solo	Eluvio				
V232	788558	7814953	22k	Solo	Eluvio				
V233	787555	7815808	22k	Solo	Eluvio				
V234	786601	7817166	22k	Solo	Eluvio				

V235	786699	7817651	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	230	5
V236	786381	7818254	22k	Solo	Eluvio				
V237	785453	7819411	22k	Solo	Eluvio				
V238	784417	7820450	22k	Solo	Eluvio				
V239	784972	7821892	22k	Afl	Basalto	Laterita	S0 vulcânico	60	5
V240	787524	7815538	22k	Afl	Basalto	Arenito			
V241	793324	7813229	22k	Solo	Eluvio				
V242	791876	7812896	22k	Solo	Eluvio				
V243	791813	7811318	22k	Solo	Eluvio				
V244	791855	7809968	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	150	20
V245	792466	7810765	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	220	5
V246	793080	7811393	22k	Solo	Eluvio				
V247	792681	7811255	22k	Solo	Eluvio				
V248	799134	7812027	22k	Solo	Eluvio				
V249	799104	7811668	22k	Solo	Coluvio				
V250	798347	7811204	22k	Solo	Eluvio				
V251	797645	7811328	22k	Afl	Laterita				
V252	801613	7811515	22k	Solo	Eluvio				
V253	800619	7810381	22k	Solo	Eluvio				
V254	802436	7811755	22k	Solo	Eluvio				
V255	802268	7809668	22k	Solo	Eluvio				
V256	801549	7807669	22k	Solo	Eluvio				
V257	801239	7805993	22k	Solo	Eluvio				
V258	800199	7804913	22k	Solo	Eluvio				
V259	799879	7804361	22k	Solo	Eluvio				
V260	799622	7803832	22k	Afl	Basalto				
V261	797976	7802856	22k	Solo	Eluvio				

V262	797863	7803988	22k	Solo	Eluvio				
V263	797202	7801909	22k	Solo	Eluvio				
V264	797839	7800821	22k	Afl	Basalto				
V265	798102	7799644	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	325	10
V266	797520	7798846	22k	Afl	Basalto				
V267	796078	7799142	22k	Solo	Eluvio				
V268	793839	7800085	22k	Solo	Eluvio				
V269	793395	7801216	22k	Solo	Solo Basaltico				
V270	794145	7803120	22k	Solo	Eluvio				
V271	793717	7805092	22k	Solo	Eluvio				
V272	795130	7806563	22k	Solo	Eluvio				
V273	796374	7808385	22k	Solo	Eluvio				
V274	798245	7809689	22k	Solo	Eluvio				
V275	799482	7811355	22k	Solo	Eluvio				
V276	803931	7812110	22k	Solo	Eluvio				
V277	805302	7810934	22k	Solo	Eluvio				
V278	805300	7809298	22k	Solo	Eluvio				
V279	780994	7821662	22k	Solo	Solo Marilia				
V280	780196	7821815	22k	Afl	Calcrete		Fratura	140	85
V281	778490	7821733	22k	Solo	Solo Marilia				
V282	776421	7819517	22k	Solo	Solo Marilia				
V283	776417	7818310	22k	Afl	Basalto				
V284	776152	7818080	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	70	5
V285	776041	7817570	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	155	20
V286	776019	7817409	22k	Afl	Arenito		S0 sedimentar	265	5
V287	774267	7816848	22k	Solo	Eluvio				
V288	772652	7816805	22k	Solo	Eluvio				

V289	770743	7817205	22k	Afl	Arenito				
V290	770983	7816542	22k	Solo	Eluvio				
V291	771617	7818414	22k	Solo	Eluvio				
V292	770725	7817748	22k	Solo	Eluvio				
V293	771546	7820023	22k	Afl	Basalto				
V294	771169	7819610	22k	Afl	Arenito	Laterita			
V295	770327	7817802	22k	Afl	Calcrete	Calcrete	S0 sedimentar	230	25
V296	768943	7817658	22k	Afl	Calcrete				
V297	767746	7818297	22k	Solo	Eluvio				
V298	766899	7819830	22k	Afl	Calcrete		S0 sedimentar	150	20
V299	764851	7821709	22k	Solo	Eluvio				
V300	764980	7823161	22k	Solo	Eluvio				
V301	765046	7823922	22k	Afl	Arenito		S0 sedimentar	250	5
V302	765842	7824721	22k	Afl	Calcrete				
V303	766988	7825790	22k	Solo	Eluvio				
V304	764243	7822917	22k	Solo	Eluvio				
V305	763449	7822906	22k	Solo	Eluvio				
V306	763504	7823605	22k	Afl	Calcrete	Argilito	S0 sedimentar	0	30
V307	763364	7823603	22k	Afl	Arenito				
V308	767510	7818003	22k	Solo	Eluvio				
V309	767505	7818005	22k	Afl	Arenito	Calcrete	S0 sedimentar	300	7
V310	766901	7817495	22k	Solo	Solo Marilia				
V311	766341	7817341	22k	Afl	Arenito	Calcrete	S0 sedimentar	5	15
V312	765728	7817413	22k	Solo	Eluvio				

V313	765050	7817197	22k	Afl	Laterita	Cascalho			
V314	765077	7816288	22k	Solo	Eluvio				
V315	765654	7815526	22k	Afl	Arenito	Laterita			
V316	766567	7814957	22k	Afl	Laterita				
V317	767534	7814357	22k	Solo	Eluvio				
V318	769245	7814057	22k	Solo	Eluvio				
V319	766939	7813061	22k	Solo	Eluvio				
V320	766805	7811175	22k	Solo	Eluvio				
V321	770306	7809748	22k	Solo	Eluvio				
V322	772328	7810211	22k	Solo	Eluvio				
V323	772560	7811606	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	345	10
V324	772694	7813133	22k	Solo	Eluvio				
V325	773692	7814004	22k	Solo	Eluvio				
V326	774169	7814585	22k	Afl	Basalto				
V327	776808	7817283	22k	Afl	Basalto				
V328	776892	7817295	22k	Afl	Basalto	Basalto			
V329	776595	7817790	22k	Afl	Basalto				
V330	784415	7811793	22k	Solo	Eluvio				
V331	783666	7810513	22k	Solo	Solo Marilia				
V332	783322	7809097	22k	Solo	Eluvio				
V333	783041	7807304	22k	Blc	Basalto				
V334	783284	7806259	22k	Blc	Basalto				
V335	783732	7805136	22k	Blc	Basalto				
V336	783958	7804619	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	270	10
V337	784069	7803217	22k	Solo	Eluvio				
V338	785034	7802049	22k	Solo	Eluvio				
V339	785445	7803242	22k	Solo	Eluvio				
V340	785874	7801786	22k	Solo	Eluvio				
V341	785479	7800790	22k	Solo	Solo Marilia				
V342	785953	7799705	22k	Solo	Solo Marilia				
V343	784955	7799016	22k	Solo	Eluvio				

V344	783892	7798833	22k	Solo	Eluvio				
V345	782858	7799213	22k	Afl	Basalto				
V346	782001	7798630	22k	Solo	Solo Basaltico				
V347	781710	7798387	22k	Afl	Laterita				
V348	781213	7797407	22k	Solo	Solo Basaltico				
V349	779256	7797498	22k	Solo	Eluvio				
V350	777192	7796900	22k	Solo	Eluvio				
V351	776129	7795685	22k	Solo	Eluvio				
V352	773057	7796443	22k	Afl	Basalto				
V353	773656	7797901	22k	Afl	Basalto				
V354	773915	7799579	22k	Solo	Solo Basaltico				
V355	775071	7799724	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	245	10
V356	774017	7800623	22k	Afl	Laterita	Cobertura			
V357	774597	7801060	22k	Afl	Basalto	Laterita	Fratura	35	85
V358	773580	7801188	22k	Solo	Solo Basaltico				
V359	773223	7802637	22k	Solo	Solo Basaltico				
V360	773679	7804500	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	75	15
V361	773456	7805028	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	130	20
V362	772704	7806029	22k	Solo	Eluvio				
V363	771432	7806872	22k	Solo	Eluvio				
V364	770142	7808057	22k	Solo	Eluvio				
V365	769464	7809212	22k	Solo	Eluvio				
V366	768141	7810272	22k	Solo	Eluvio				
V367	767445	7810015	22k	Afl	Calcrete	Arenito Conglomerático	S0 sedimentar	275	5
V368	766467	7809777	22k	Solo	Solo Marilia				
V369	786545	7812457	22k	Solo	Solo Marilia				
V370	786523	7810876	22k	Afl	Arenito				

V371	786855	7809961	22k	Solo	Solo Basaltico				
V372	787404	7808426	22k	Afl	Basalto				
V373	787862	7807502	22k	Solo	Solo Basaltico				
V374	786675	7806234	22k	Blc	Basalto				
V375	786727	7805497	22k	Solo	Solo Basaltico				
V376	786756	7804045	22k	Solo	Solo Basaltico				
V377	786820	7803449	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	280	5
V378	787833	7802541	22k	Solo	Solo Marilia				
V379	789145	7801804	22k	Afl	Arenito	Laterita			
V380	788422	7801213	22k	Solo	Solo Marilia				
V381	787404	7799279	22k	Solo	Solo Marilia				
V382	786007	7798607	22k	Solo	Solo Marilia				
V383	787697	7798515	22k	Solo	Solo Marilia				
V384	788631	7797478	22k	Afl	Calcrete	Laterita			
V385	789966	7796662	22k	Solo	Solo Marilia				
V386	789955	7795374	22k	Afl	Basalto				
V387	789402	7794005	22k	Solo	Solo Basaltico				
V388	789026	7792576	22k	Solo	Solo Basaltico				
V389	788613	7791128	22k	Solo	Solo Basaltico				
V390	787564	7790114	22k	Solo	Solo Basaltico				
V391	786949	7789148	22k	Solo	Solo Basaltico				
V392	786357	7788096	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	265	5
V393	787110	7786934	22k	Solo	Solo Basaltico				
V394	791424	7785477	22k	Solo	Solo Basaltico				
V395	793553	7786366	22k	Solo	Solo Basaltico				
V396	794836	7787436	22k	Solo	Solo Basaltico				
V397	795522	7788297	22k	Afl	Basalto				
V398	795920	7789801	22k	Solo	Eluvio				
V399	796482	7791696	22k	Afl	Basalto				
V400	797933	7792786	22k	Solo	Eluvio				
V401	799328	7793858	22k	Solo	Eluvio				

V402	800192	7795434	22k	Solo	Eluvio				
V403	801395	7796432	22k	Solo	Solo Basaltico				
V404	801462	7795915	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	200	10
V405	801897	7795156	22k	Solo	Solo Basaltico				
V406	803258	7795788	22k	Solo	Solo Basaltico				
V407	803811	7795626	22k	Solo	Solo Basaltico				
V408	804136	7795164	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	175	5
V409	804409	7794282	22k	Afl	Basalto				
V410	805830	7793969	22k	Afl	Basalto				
V411	806205	7793289	22k	Afl	Laterita		S0 sedimentar	230	15
V412	807538	7794526	22k	Solo	Solo Basaltico				
V413	807592	7795280	22k	Solo	Solo Basaltico				
V414	808407	7796836	22k	Solo	Solo Basaltico				
V415	809107	7798328	22k	Solo	Solo Basaltico				
V416	810102	7799828	22k	Afl	Laterita				
V417	810693	7801166	22k	Solo	Laterita		S0 sedimentar	80	15
V418	811396	7802206	22k	Solo	Solo Marilia				
V419	812185	7803067	22k	Solo	Solo Marilia				
V420	813499	7804477	22k	Solo	Solo Marilia				
V421	185983	7805651	23k	Solo	Solo Marilia				
V422	814117	7806967	22k	Solo	Solo Marilia				
V423	813928	7807911	22k	Solo	Solo Marilia				
V424	781275	7824722	22k	Solo	Solo Basaltico				
V425	781066	7824796	22k	Afl	Arenito	Arenito	S0 sedimentar	65	5
V426	780164	7825016	22k	Afl	Arenito				
V427	780654	7825950	22k	Solo	Solo Marilia				

V428	780450	7826672	22k	Afl	Calcrete	Arenito	S0 sedimentar	260	5
V429	779723	7827659	22k	Solo	Solo Marilia				
V430	779008	7828384	22k	Solo	Solo Marilia				
V431	777857	7827998	22k	Solo	Solo Marilia				
V432	777147	7827543	22k	Afl	Calcário				
V433	776706	7826526	22k	Solo	Solo Marilia				
V434	779647	7829058	22k	Solo	Solo Marilia				
V435	780645	7830211	22k	Solo	Solo Marilia				
V436	778904	7833634	22k	Afl	Calcrete				
V437	779065	7834198	22k	Solo	Solo Marilia				
V438	776016	7836031	22k	Solo	Solo Marilia				
V439	775469	7837181	22k	Solo	Solo Marilia				
V440	774608	7837968	22k	Solo	Solo Marilia				
V441	774475	7837852	22k	Afl	Calcário	Arenito	S0 sedimentar	170	30
V442	773523	7838064	22k	Solo	Solo Marilia				
V443	773536	7839223	22k	Solo	Eluvio				
V444	773265	7838091	22k	Afl	Arenito	Calcário	S0 sedimentar	150	20
V445	772589	7836857	22k	Solo	Eluvio				
V446	794421	7836907	22k	Afl	Calcrete	Laterita			
V447	794238	7837745	22k	Solo	Solo Marilia				
V448	795820	7827105	22k	Solo	Solo Marilia				
V449	794524	7828442	22k	Solo	Solo Marilia				
V450	793528	7829469	22k	Solo	Solo Marilia				
V451	793398	7830021	22k	Afl	Arenito	Calcrete	S0 sedimentar	70	20
V452	793255	7830272	22k	Afl	Calcrete				
V453	793755	7830919	22k	Solo	Solo Marilia				
V454	792666	7831741	22k	Solo	Solo Marilia				

V455	792643	7832203	22k	Afl	Calcrete				
V456	798060	7827456	22k	Solo	Eluvio				
V457	799385	7828666	22k	Solo	Eluvio				
V458	800594	7829228	22k	Solo	Solo Marilia				
V459	802157	7829358	22k	Solo	Solo Marilia				
V460	802844	7829090	22k	Blc	Basalto				
V461	804493	7829043	22k	Solo	Eluvio				
V462	805381	7827610	22k	Solo	Eluvio				
V463	804110	7829801	22k	Solo	Solo Marilia				
V464	804781	7831358	22k	Solo	Eluvio				
V465	804881	7832956	22k	Afl	Calcário				
V466	805152	7833988	22k	Solo	Eluvio				
V467	806895	7834100	22k	Afl	Arenito				
V468	807400	7833594	22k	Afl	Calcrete				
V469	807870	7831932	22k	Afl	Arenito	Calcrete			
V470	808227	7830851	22k	Solo	Solo Marilia				
V471	807718	7829538	22k	Solo	Solo Marilia				
V472	807864	7828886	22k	Solo	Solo Marilia				
V473	809140	7829590	22k	Solo	Eluvio				
V474	810312	7830056	22k	Solo	Eluvio				
V475	809629	7828703	22k	Solo	Eluvio				
V476	810512	7830534	22k	Solo	Eluvio				
V477	803469	7833371,001	22k	Solo	Eluvio				
V478	797258	7836214	22k	Solo	Eluvio	Arenito Conglomerático			
V479	797792	7835129	22k	Solo	Eluvio				
V480	797890	7834679	22k	Solo	Eluvio				
V481	798130	7833255	22k	Solo	Eluvio				
V482	798467	7831617	22k	Solo	Eluvio				
V483	798341	7831331	22k	Solo	Eluvio				
V484	797997	7830972	22k	Solo	Eluvio				
V485	797666	7830715	22k	Solo	Eluvio				
V486	797551	7830318	22k	Solo	Eluvio				
V487	797322	7829369	22k	Solo	Eluvio				

V488	796972	7828435	22k	Solo	Eluvio				
V489	796030	7827032	22k	Solo	Eluvio				
V490	795494	7827375	22k	Solo	Eluvio				
V491	795212	7827706	22k	Solo	Eluvio				
V492	794494	7826896	22k	Solo	Eluvio				
V493	796601	7826170	22k	Solo	Eluvio				
V494	796218	7824429	22k	Solo	Eluvio				
V495	794820	7825775	22k	Solo	Eluvio				
V496	791533	7826380	22k	Solo	Eluvio				
V497	790605,027	7826842,968	22k	Solo	Eluvio				
V498	789115,992	7827456,049	22k	Solo	Eluvio				
V499	787875,971	7827443,047	22k	Solo	Eluvio				
V500	786502,992	7825820,989	22k	Solo	Eluvio				
V501	786321,007	7826110,057	22k	Solo	Eluvio				
V502	786333,002	7826269,058	22k	Solo	Eluvio				
V503	812202	7826700	22k	Solo	Eluvio				
V504	813051	7827250	22k	Solo	Eluvio				
V505	812739	7828115	22k	Solo	Eluvio				
V506	812322	7829215	22k	Solo	Eluvio				
V507	812060	7830103	22k	Solo	Eluvio				
V508	811832	7831018	22k	Solo	Eluvio				
V509	811721	7830906	22k	Solo	Eluvio	Arenito			
V510	808755	7826082	22k	Solo	Eluvio				
V511	808109	7825789	22k	Solo	Eluvio				
V512	805145	7824102	22k	Solo	Eluvio				
V513	802596	7822641	22k	Solo	Eluvio				
V514	801265	7822908	22k	Solo	Eluvio				
V515	799267	7823126	22k	Solo	Eluvio				
V516	798885	7822537	22k	Solo	Eluvio				
V517	798883	7822282	22k	Solo	Eluvio				
V518	798920	7822006	22k	Solo	Eluvio				
V519	798886	7821976	22k	Solo	Eluvio				
V520	759255,206	7832975,157	22k	Solo	Eluvio				
V521	760217,893	7833578,356	22k	Solo	Eluvio				
V522	761294,303	7833803,714	22k	Solo	Eluvio				

V523	761616,452	7834793,753	22k	Solo	Eluvio				
V524	761655,54	7835839,976	22k	Solo	Eluvio				
V525	761886,82	7836997,147	22k	Solo	Eluvio				
V526	762478,392	7838749,933	22k	Solo	Eluvio				
V527	759944,732	7840855,381	22k	Solo	Eluvio				
V528	759517,772	7839986,337	22k	Solo	Eluvio				
V529	760090,461	7818044,679	22k	Solo	Eluvio				
V530	759146,206	7818676,057	22k	Solo	Eluvio				
V531	759574,786	7819768,442	22k	Solo	Eluvio				
V532	760694,866	7820116,261	22k	Solo	Eluvio				
V533	761301,486	7820764,519	22k	Solo	Eluvio				
V534	761725,55	7821923,508	22k	Solo	Eluvio				
V535	761735,261	7822963,86	22k	Solo	Eluvio				
V536	761504,323	7823392,683	22k	Solo	Eluvio				
V537	761034,592	7824411,696	22k	Solo	Eluvio				
V538	760451,079	7825497,255	22k	Solo	Eluvio				
V539	761486,652	7826276,498	22k	Solo	Eluvio				
V540	761867,412	7827260,019	22k	Solo	Eluvio				
V541	761909,027	7828711,044	22k	Solo	Eluvio				
V542	760795,4	7828721,004	22k	Solo	Eluvio				
V543	761697,056	7831958,659	22k	Solo	Eluvio				
V544	759651,307	7835493,162	22k	Solo	Eluvio				
V545	758984,96	7836398,047	22k	Solo	Eluvio				
V546	760539,964	7839475,023	22k	Solo	Eluvio				
V547	759382,006	7831104,044	22k	Solo	Eluvio				
V548	759547,203	7829271,469	22k	Solo	Eluvio				
V549	759650,006	7828140,012	22k	Solo	Eluvio				
V550	759823,637	7826951,809	22k	Solo	Eluvio				
V551	762793,724	7830128,111	22k	Afl	Siltito		S0 sedimentar	120	10
V552	762043,97	7837570,47	22k	Afl	Arenito Carbonático				

V553	762059,777	7837703,927	22k	Afl	Arenito Carbonático		S0 sedimentar	290	10
V554	762552,454	7839312,949	22k	Afl	Arenito Carbonático	Arenito Conglo Carbonático			
V555	762132,073	7839413,893	22k	Afl	Arenito Fino				
V556	761853,479	7839530,373	22k	Afl	Arenito Fino				
V557	761255,473	7839903,69	22k	Afl	Arenito Fino	Lamito	S0 sedimentar	285	8
V558	781085	7799536	22k	Afl	Basalto				
V559	780616	7800916	22k	Solo	Cobertura				
V560	780616	7802375	22k	Solo	Cobertura				
V561	780364	7803272	22k	Solo	Solo Basaltico				
V562	780754	7804772	22k	Solo	Cobertura				
V563	781528	7805239	22k	Solo	Solo Basaltico				
V564	780823	7806814	22k	Afl	Laterita				
V565	780703	7807071	22k	Afl	Basalto				
V566	780991	7808488	22k	Solo	Cobertura				
V567	780760	7809966	22k	Solo	Cobertura				
V568	780243	7811430	22k	Solo	Solo Basaltico				
V569	781588	7812032	22k	Solo	Cobertura				
V570	782489	7819843	22k	Afl	Basalto		Fratura	150	70
V571	782397	7819880	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	100	6
V572	789660	7812999	22k	Solo	Cobertura				
V573	788804	7811614	22k	Solo	Cobertura				
V574	788283	7811210	22k	Afl	Laterita	Cascalho			
V575	787958	7811408	22k	Afl	Basalto	Laterita			
V576	778515	7812791	22k	Afl	Basalto				
V577	773602	7810886	22k	Solo	Solo Basaltico				
V578	776037	7811479	22k	Solo	Solo Basaltico				
V579	777289	7810845	22k	Solo	Solo Basaltico				

V580	777215	7810018	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	20	10
V581	777143	7808593	22k	Solo	Cobertura				
V582	777737	7807840	22k	Solo	Solo Basaltico				
V583	777949	7806072	22k	Afl	Cascalho				
V584	777911	7805578	22k	Afl	Cascalho				
V585	777815	7804254	22k	Solo	Cobertura				
V586	777202	7803578	22k	Solo	Solo Basaltico				
V587	776462	7802132	22k	Solo	Cobertura				
V588	776211	7800845	22k	Solo	Cobertura				
V589	777968	7792360	22k	Solo	Solo Basaltico				
V590	778903	7791168	22k	Solo	Solo Basaltico				
V591	780205	7790069	22k	Solo	Solo Basaltico				
V592	782427	7788926	22k	Solo	Solo Basaltico				
V593	785087	7788247	22k	Solo	Solo Basaltico				
V594	797971	7791759	22k	Solo	Solo Basaltico				
V595	799272	7792287	22k	Solo	Solo Basaltico				
V596	800385	7791206	22k	Solo	Solo Basaltico				
V597	800375	7789238	22k	Solo	Cobertura				
V598	801134	7787643	22k	Solo	Solo Basaltico				
V599	802394	7788885	22k	Afl	Basalto				
V600	803970	7788144	22k	Solo	Solo Basaltico				
V601	805431	7787512	22k	Solo	Solo Basaltico				
V602	806254	7786710	22k	Solo	Solo Basaltico				
V603	807149	7787628	22k	Solo	Solo Basaltico				
V604	807355	7789322	22k	Blc	Basalto				
V605	807554	7785499	22k	Solo	Solo Basaltico				
V606	809369	7786388	22k	Solo	Solo Basaltico				
V607	810693	7787061	22k	Solo	Solo Basaltico				
V608	811195	7788391	22k	Solo	Solo Basaltico				
V609	811441	7789902	22k	Solo	Solo Basaltico				
V610	811469	7791414	22k	Solo	Solo Basaltico				
V611	811597	7792434	22k	Afl	Basalto				
V612	812306	7793668	22k	Solo	Solo Basaltico				

V613	812878	7795034	22k	Solo	Solo Basaltico				
V614	813917	7796099	22k	Solo	Solo Basaltico				
V615	812935	7797363	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	75	10
V616	811530	7797464	22k	Solo	Solo Basaltico				
V617	810540	7799056	22k	Solo	Solo Basaltico				
V618	813097	7806992	22k	Solo	Laterita				
V619	813015	7807720	22k	Solo	Laterita				
V620	811753	7807036	22k	Afl	Vulcanoclastica		S0 sedimentar	120	5
V621	810669	7805481	22k	Solo	Cobertura				
V622	809960	7804854	22k	Afl	Vulcanoclastica				
V623	808556	7803866	22k	Solo	Cobertura				
V624	807763	7803172	22k	Solo	Solo Basaltico				
V625	806868	7801986	22k	Solo	Solo Basaltico				
V626	805378	7800664	22k	Solo	Laterita				
V627	804612	7799331	22k	Solo	Solo Basaltico				
V628	803561	7798351	22k	Solo	Solo Basaltico				
V629	802378	7797513	22k	Solo	Solo Basaltico				
V630	801767	7796834	22k	Blc	Basalto				
V631	187431	7813503	23k	Afl	Vulcanoclastica				
V632	187401	7815231	23k	Afl	Vulcanoclastica				
V633	187603	7816534	23k	Afl	Vulcanoclastica				
V634	186272	7820493	23k	Afl	Vulcanoclastica		S0 sedimentar	100	5
V635	814107	7820509	22k	Solo	Cobertura				
V636	812696	7821057	22k	Solo	Cobertura				
V637	811290	7821306	22k	Solo	Cobertura				

V638	810039	7821442	22k	Afl	Vulcanoclastica				
V639	810933	7819962	22k	Solo	Cobertura				
V640	809466	7819976	22k	Solo	Cobertura				
V641	808299	7819209	22k	Solo	Cobertura				
V642	807262	7819539	22k	Solo	Laterita				
V643	807280	7819686	22k	Afl	Basalto Amigdalóide				
V644	812819	7812264	22k	Solo	Cobertura				
V645	812710	7813815	22k	Solo	Cobertura				
V646	810575	7812253	22k	Solo	Cobertura				
V647	810290	7813617	22k	Solo	Cobertura				
V648	810121	7814540	22k	Afl	Vulcanoclastica		S0 sedimentar	80	5
V649	809851	7814560	22k	Afl	Basalto	Cobertura	S0 vulcânico	280	5
V650	809158	7812381	22k	Solo	Cobertura				
V651	807719	7812509	22k	Solo	Cobertura				
V652	806185	7812368	22k	Solo	Cobertura				
V653	805101	7812985	22k	Solo	Cobertura				
V654	803560	7812106	22k	Solo	Cobertura				
V655	803588	7813499	22k	Solo	Cobertura				
V656	804430	7814838	22k	Solo	Cobertura				
V657	805120	7815360	22k	Solo	Solo Basáltico	Laterita			
V658	805109	7815396	22k	Afl	Vulcanoclastica				
V659	796990	7809603	22k	Solo	Cobertura				
V660	793701	7805781	22k	Solo	Laterita				
V661	792431	7804454	22k	Solo	Cobertura				
V662	790981	7803864	22k	Solo	Cobertura				
V663	790062	7802493	22k	Solo	Cobertura				
V664	789563	7801912	22k	Afl	Arenito Grosso				
V665	779983	7788135	22k	Solo	Solo Basáltico				

V666	778595	7787919	22k	Solo	Solo Basaltico			
V667	776960	7787851	22k	Solo	Solo Basaltico			
V668	775544	7787034	22k	Solo	Solo Basaltico			
V669	781965	7790755	22k	Solo	Cobertura			
V670	782818	7792757	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica	Laterita		
V671	783862	7794295	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica	Laterita		
V672	783096	7795074	22k	Solo	Solo Basaltico			
V673	782740	7794939	22k	Solo	Solo Basaltico			
V674	783838	7796002	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica	Laterita		
V675	784493	7797906	22k	Solo	Cobertura			
V676	791564	7798219	22k	Solo	Solo Basaltico			
V677	792341	7799802	22k	Solo	Cobertura			
V678	792143	7801221	22k	Solo	Solo Basaltico			
V679	791945	7802032	22k	Solo	Cobertura			
V680	790480	7801418	22k	Solo	Laterita			
V681	791593	7800863	22k	Solo	Cobertura			
V682	773716	7794335	22k	Solo	Cobertura			
V683	772395	7791914	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica	Laterita		
V684	771231	7790637	22k	Solo	Cobertura			
V685	773175	7790742	22k	Solo	Solo Basaltico			
V686	773333	7789820	22k	Solo	Laterita			
V687	772896	7787948	22k	Solo	Solo Basaltico			
V688	772119	7786842	22k	Solo	Solo Basaltico			
V689	770706	7785509	22k	Solo	Solo Basaltico			
V690	768582	7785298	22k	Solo	Laterita			
V691	767379	7785633	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica			

V692	765490	7786231	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica				
V693	764605	7784909	22k	Solo	Cobertura Detrito Lateritica				
V694	764704	7784535	22k	Solo	Solo Basaltico				
V695	763941	7786260	22k	Solo	Solo Basaltico				
V696	762935	7787973	22k	Solo	Solo Basaltico				
V697	764523	7786847	22k	Afl	Basalto		Fratura	320	75
V698	766248	7787316	22k	Afl	Basalto Amigdaloide				
V699	767563	7788936	22k	Solo	Solo Basaltico				
V700	766181	7790600	22k	Solo	Cobertura				
V701	764026	7790224	22k	Solo	Cobertura				
V702	762517	7790870	22k	Solo	Cascalho				
V703	765201	7792296	22k	Afl	Basalto				
V704	767348	7793283	22k	Solo	Solo Basaltico				
V705	768051	7795301	22k	Solo	Solo Basaltico				
V706	769463	7793352	22k	Solo	Solo Basaltico				
V707	769876	7792749	22k	Afl	Basalto	Cascalho			
V708	769987	7795771	22k	Solo	Solo Basaltico				
V709	769465	7797123	22k	Solo	Solo Basaltico				
V710	767546	7798191	22k	Solo	Solo Basaltico				
V711	765868	7799173	22k	Solo	Cobertura				
V712	764014	7799375	22k	Solo	Cobertura				
V713	762392	7800782	22k	Solo	Cobertura				
V714	763305	7801135	22k	Solo	Solo Basaltico				
V715	763941	7802935	22k	Solo	Cobertura				
V716	763646	7803661	22k	Solo	Solo Basaltico				
V717	763883	7805565	22k	Solo	Cobertura				
V718	764373	7807439	22k	Solo	Solo Basaltico				
V719	763598	7809301	22k	Solo	Solo Basaltico				
V720	763529	7810389	22k	Solo	Solo Basaltico				
V721	770279	7807287	22k	Solo	Solo Basaltico				

V722	770524	7805813	22k	Solo	Solo Basaltico				
V723	768701	7805827	22k	Solo	Solo Basaltico				
V724	768258	7804263	22k	Solo	Solo Basaltico				
V725	769733	7803000	22k	Solo	Solo Basaltico				
V726	769974	7801153	22k	Solo	Cobertura				
V727	770898	7799729	22k	Solo	Cobertura				
V728	771680	7798388	22k	Solo	Cobertura				
V729	766890	7812183	22k	Afl	Arenito	Laterita			
V730	764790	7817190	22k	Afl	Arenito Arcoseano		S0 sedimentar	350	5
V731	764732	7817418	22k	Solo	Laterita				
V732	766188	7817298	22k	Afl	Arenito Arcoseano	Argilito			
V733	766308	7817336	22k	Afl	Conglomerado Carbonático				
V734	768034	7819499	22k	Afl	Calcrete	Arenito Conglomerático			
V735	768194	7819540	22k	Afl	Arenito Arcoseano		S0 sedimentar	240	5
V736	769519	7820616	22k	Solo	Solo Basaltico				
V737	776704	7821186	22k	Solo	Solo Peixe				
V738	775691	7819425	22k	Solo	Solo Basaltico				
V739	778320	7823125	22k	Solo	Solo Basaltico				
V740	780250	7824184	22k	Solo	Solo Basaltico				
V741	784270	7827090	22k	Solo	Solo Marilia				
V742	796666	7836597	22k	Afl	Conglomerado Carbonático				
V743	804910	7840417	22k	Solo	Solo Marilia				
Mi01	774766	7786350	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi02	772977	7785978	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi03	773376	7784593	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi04	774969	7784048	22k	Solo	Solo Basaltico				

Mi05	776108	7783713	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi06	777592	7782981	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi07	779046	7782712	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi08	780646	7782636	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi09	780990	7781983	22k	Solo	Laterita				
Mi10	781888	7781183	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi11	782975	7782038	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi12	784304	7783138	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi13	784667	7783553	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	10	10
Mi13	784667	7783553	22k	Afl	Basalto		Fratura	185	75
Mi13	784667	7783553	22k	Afl	Basalto		Fratura	240	70
Mi13	784667	7783553	22k	Afl	Basalto		Fratura	210	80
Mi14	783404	7784515	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi15	784576	7785527	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi16	785008	7781910	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi17	784876	7780461	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi18	784620	7780049	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi19	784034	7778894	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi20	783701	7776747	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi21	784854	7775487	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi22	785881	7774544	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi23	787122	7773719	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi24	788201	7773164	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi25	789835	7772555	22k	Solo	Aluviao				
Mi26	789065	7772266	22k	Solo	Aluviao				
Mi27	782759	7778582	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi28	781030	7778868	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi29	779253	7777927	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi30	779317	7779391	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi31	777765	7779221	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi32	776185	7777658	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi33	774826	7778079	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi34	774576	7776913	22k	Solo	Solo Basaltico				

Mi35	773203	7777582	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi36	774323	7779621	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi37	773536	7780808	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi38	772611	7781978	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi39	772002	7783250	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi40	771476	7784629	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi41	769300	7783966	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi42	769154	7782567	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi43	768330	7781384	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi44	767299	7780217	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi45	767746	7778876	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi46	767941	7777496	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi47	766639	7776923	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi48	765552	7776054	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi49	765270	7775420	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi50	764466	7775364	22k	Solo	Laterita				
Mi51	763313	7775796	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi52	762229	7776688	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi53	761849	7777857	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi54	762592	7779083	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi55	763408	7780225	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi56	763137	7782338	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi57	762923	7783753	22k	Solo	Laterita				
Mi58	763763	7784498	22k	Solo	Laterita	Cascalho			
Mi59	801663	7786326	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi60	801522	7784693	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	160	10
Mi60	801522	7784693	22k	Afl	Basalto		Fratura	115	85
Mi60	801522	7784693	22k	Afl	Basalto		Fratura	350	80
Mi60	801522	7784693	22k	Afl	Basalto		Fratura	320	85
Mi60	801522	7784693	22k	Afl	Basalto		Fratura	110	50
Mi61	801641	7782699	22k	Afl	Basalto		S0 vulcânico	150	13

Mi62	801969	7780999	22k	Solo	Laterita				
Mi63	803379	7780061	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi64	804946	7780656	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi65	806318	7780968	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi66	807382	7782060	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi67	807800	7783403	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi68	809554	7783944	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi69	810584	7784338	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi70	811961	7784587	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi71	811769	7784169	22k	Blc	Basalto		S0 vulcânico	165	15
Mi72	811794	7782848	22k	Afl	Diorito		Fratura	270	50
Mi73	811390	7781426	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi74	811565	7779763	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi75	810474	7778961	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi76	809858	7777741	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi77	808835	7776671	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi78	807259	7776365	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi79	805851	7776258	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi80	805303	7776001	22k	Solo	Laterita	Basalto			
Mi81	805094	7774709	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi82	804758	7773363	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi83	803936	7777020	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi84	803040	7778043	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi85	801857	7777139	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi86	800981	7776026	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi87	799540	7774801	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi88	802500	7779163	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi89	802090	7779143	22k	Solo	Laterita				
Mi90	800675	7778768	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi91	799395	7778453	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi92	798323	7778737	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi93	797188	7779557	22k	Solo	Solo Basaltico				
Mi94	802247	7779883	22k	Solo	Laterita	Cascalho			