



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FOSFORITOS DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE CAMPOS
BELOS (GO) / ARRAIAS (TO), NA BORDA OESTE DO CRÁTON
SÃO FRANCISCO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 258

CIMARA FRANCISCA MONTEIRO

ORIENTADOR: PROF. Dr. MARCEL AUGUSTE DARDENNE

CO-ORIENTADOR: PROF. Dr. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS

BRASÍLIA, 2009



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

FOSFORITOS DO GRUPO BAMBUÍ NA REGIÃO DE CAMPOS
BELOS (GO) / ARRAIAS (TO), NA BORDA OESTE DO CRÁTON
SÃO FRANCISCO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 258

CIMARA FRANCISCA MONTEIRO

ORIENTADOR: PROF. Dr. MARCEL AUGUSTE DARDENNE (IG – UnB)

CO-ORIENTADOR: PROF. Dr. JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS (IG – UnB)

EXAMINADORA INTERNA: PROF^a. Dra. LUCIETH CRUZ VIEIRA (IG – UnB)

EXAMINADOR EXTERNO: PROF. Dr. PAULO CÉSAR BOGGIANI (GSA / IG – USP)

BRASÍLIA, 2009

À minha mãe, minha grande incentivadora

Ao meu companheiro, Érico N. P. Zacchi

Ao Sr. João Moreira

AGRADECIMENTOS

À Deus, por ter colocado em meu caminho inúmeras pessoas que tanto me auxiliaram de variadas formas em minha jornada, como meus familiares, amigos, professores e colegas de trabalho.

Ao Prof. Marcel Auguste Dardenne pela valiosa orientação e paciência e, sobretudo pelo exemplo indiscutível de determinação, superação e profissionalismo, além de todo o legado que construiu e ainda continua construindo em prol da geologia do nosso país.

Ao Prof. José Eloi Guimarães Campos, co-orientador desta dissertação, pela disposição e atenção nunca negadas a mim durante todo o curso, e pela indispensável colaboração.

À empresa Itafós Mineração Ltda, na pessoa do Sr. Henrique Libério, pelo suporte aos trabalhos de campo.

Ao Sr. João Moreira, técnico de mineração responsável da Itafós Mineração Ltda, pela disponibilidade em apoiar os trabalhos realizados, pelas ricas informações transmitidas sobre o minério fosfático e pelo exemplo de dedicação à profissão.

Aos professores Edi Mendes Guimarães, Claudinei Gouveia de Oliveira, José Affonso Brod, Nilson Francisquini Botelho, Carlos José de Souza Alvarenga, Augusto César Bittencourt Pires e Adalene Moreira Silva, que cada um ao seu jeito, me auxiliaram durante o período do curso de mestrado.

Ao meu amigo, Pedro Cordeiro, pelo auxílio determinante na elaboração do capítulo de geoquímica.

À minha mãe, Maria Nilda F. Monteiro, pelo incentivo em todos os momentos, pela confiança nos meus resultados e pelo exemplo de dedicação maternal incondicional.

Ao meu pai, Cincinato Monteiro Neto (†), por ter sempre investido e acreditado na educação de suas filhas como um bem maior até os seus últimos dias de vida.

À minha irmã, por estar sempre ao meu lado, como minha melhor amiga.

Ao meu companheiro, Érico N. P. Zacchi, pelas inúmeras provas de amor, dentre as quais, a paciência e compreensão nos momentos mais difíceis e pelo auxílio no processamento e análise de dados para esta dissertação.

Aos meus familiares, pelo incentivo e orações.

Aos meus ex-colegas de trabalho, nas pessoas dos Srs. José J. Fanton e Fábio C. Mendonça, pelo ambiente de trabalho familiar, pelo carinho, pelo auxílio técnico, e pela amizade construída.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da UnB pela atenção.

Enfim, agradeço a todos os meus amigos, companheiros de vida e de faculdade, na pessoa de um grande amigo muito especial, Balduino Neto.

Cimara Francisca Monteiro
Brasília, julho de 2009.

RESUMO

Os depósitos de fosfato sedimentar da região de Campos Belos (GO) e Arraias (TO) compreendem até o momento três depósitos de volume reduzido, mas com teores elevados, superiores a 24% P_2O_5 , denominados: São Bento, Coité 1 e Coité 2.

Os fosforitos e siltitos fosfatados encontrados na região estão inseridos na porção basal da Formação Sete Lagoas, pertencente ao Grupo Bambuí, de idade Neoproterozóica. O Grupo Bambuí integra a porção oriental da Faixa de Dobramentos Brasília e também compõe ampla cobertura do Cráton São Francisco.

A Formação Sete Lagoas se encontra sobreposta a diamictitos da Formação Jequitaiá, ou diretamente sobre o embasamento granítico atribuído a Suíte Aurumina, de idade Paleoproterozóica. Na área de estudo a Formação Sete Lagoas é composta por espessos pacotes (~120 metros) de siltitos estratificados, intercalados com bancos de margas calcíferas na base, seguidos por calcários e dolomitos em direção ao topo. As rochas mineralizadas em fosfato ocorrem interdigitadas com siltitos, próximo ao embasamento granítico.

Com base em estudos petrográficos, mineralógicos e químicos foram definidos nos depósitos São Bento, Coité 1 e Coité 2, quatro grupos de rochas fosfatadas: grupo silito fosfatado; grupo fosforito primário estratificado; grupo fosforito brechado; e grupo fosforito pedogênico.

O grupo silito fosfatado, com maior distribuição geográfica dentre os demais grupos, é composto por siltitos laminados com teor médio de 11,49% P_2O_5 .

Quanto ao grupo fosforito primário estratificado houve a necessidade de compartimentá-lo em dois subgrupos: subgrupo fosforito laminado, constituído por fosforitos estruturados em finas lâminas, com teor correspondente a 24,28% P_2O_5 ; e subgrupo fosforito acamadado, composto por fosforitos dispostos em camadas finas a médias, com teor médio equivalente a 32% P_2O_5 .

O grupo fosforito brechado é composto por fosforitos retrabalhados no ambiente de sedimentação, e possui teor médio elevado de 34,13% P_2O_5 .

Em relação ao grupo fosforito pedogênico, dois subgrupos foram distinguidos: subgrupo fosforito laterítico, composto por fosforitos em estágio avançado de intemperismo, com teor

médio de 27,64% P_2O_5 ; e subgrupo fosforito concrecionário, caracterizado por concreções fosfáticas no entremeio ao solo, que apresentam teor médio equivalente a 24,82% P_2O_5 .

Com relação à mineralogia, pressupõe-se que a francolita foi a apatita primária, que constituiu as rochas fosfatadas. Processos intempéricos foram os principais responsáveis pelas transformações na estrutura da francolita, permitindo que a mesma assumisse composições cada vez mais próximas a da fluorapatita. Difratogramas de raios-x indicam a presença de picos correspondentes a fluorapatita, o que é corroborado pelas razões CaO/P_2O_5 e F/P_2O_5 inferiores a 1,621 e 0,148, respectivamente (valores normativos para a francolita). Os padrões de elementos terras raras mostram que não houve variação da fonte dos sedimentos.

A sedimentação fosfática ocorreu sob condições climáticas frias, evidenciadas pela presença da Formação Jequitai na região, de origem comprovadamente glacial, e também por valores negativos de $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta^{18}O_{PDB}$ em dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas. O ambiente de deposição dos fosforitos nessa região é caracterizado por paleo-canais irregulares e descontínuos encaixados no embasamento granítico, em um contexto de bacia sedimentar restrita, com influência de regime transgressivo. Deslizamentos em flancos dos canais permitiram o retrabalhamento de sedimentos depositados, formando brechas sedimentares. A evolução de processos intempéricos incorreu na lateritização dos fosforitos e na lixiviação de fosfato dessas rochas.

Ocorrências de fosfato sedimentar próximas a região estudada no nordeste de Goiás, também atribuídas a Formação Sete Lagoas, são registradas nos municípios de Monte Alegre de Goiás e Nova Roma. Outras ocorrências pouco expressivas de rochas fosfatadas, margeando o Cráton São Francisco, no contexto da Formação Serra da Saudade (Gr. Bambuí), foram registradas próximo às cidades de Formosa e Cabeceiras, ambas em Goiás, e Coromandel, em Minas Gerais.

ABSTRACT

São Bento, Coité 1 and Coité 2 are the three sedimentary phosphate deposits known to date in the Campos Belos (GO) and Arraias (TO) region. They are 3 low volume but high grade deposits, with more than 24% P₂O₅.

The phosphorites and siltites found in that region occur at the bottom of the Sete Lagoas Formation, as part of the Neoproterozoic Bambui Group. The Bambui Group makes part of the eastern portion of the Brasilia Fold Belt (Faixa de Dobramentos Brasilia), and it represents also a large coverage of the São Francisco Craton.

The Sete Lagoas Formation overlays diamictites of the Jequitaiá Formation or it rests directly on the granitic basement considered of the Aurumina Suite, of Paleoproterozoic age. In the study area, Sete Lagoas formation is made up of thick packages (~120 metres) of stratified siltites, interlayered with banks of calcitic marl at the bottom, followed by limestones and dolomites towards the top. Phosphate-rich rocks occur inter-fingered with siltites close to the granitic basement.

Based on petrographic, mineralogical and chemical studies, four groups of phosphate-rich rocks were defined in São Bento, Coité 1 e Coité 2 deposits: phosphate-rich siltite group; stratified primary phosphorite group; phosphorite breccia group; and pedogenic phosphorite group.

The phosphate-rich siltite group, which is the most widespread geographically when compared with the other groups, is composed of laminar siltites, with an average grade of 11,49% P₂O₅.

The stratified primary phosphorite group was sub-divided in two sub-groups: the laminated phosphorite sub-group, which is composed of finely laminated phosphorites, with grades of 24,28% P₂O₅; and the sub-group of layered phosphorite, constituted by fine to medium layers of phosphorite, grading 32% P₂O₅, in average.

The phosphorite breccia group is composed of phosphorite that was re-worked during the sedimentary process and has a higher average grade: 34,13% P₂O₅.

Two sub-groups were defined for the pedogenic phosphorite group: lateritic phosphorite sub-group, which is composed of phosphorites in an advanced stage of weathering, with an average grade of 27,64% P₂O₅; and the concretionary phosphorite sub-group, which is

characterized by phosphate concretions within the soil, showing an average grade of 24,82% P_2O_5 .

Mineralogically it is supposed that francolite used to be primary apatite, what constituted the phosphate-rich rocks. Weathering was the principal responsible for structural transformation of francolite, allowing that francolite could gradually assume a composition similar to fluorapatite, which constitutes the phosphate-rich rocks. X-ray diffractograms indicate peaks that correspond to fluorapatite, what is corroborated by CaO/P_2O_5 and F/P_2O_5 lower than 1,621 e 0,148, respectively (francolite normative values). Rare Earth Elements pattern shows that there were no changes in the sediments source.

The phosphatic sedimentation happened under cold climate conditions. Evidences are given by the occurrence of the Jequitai Formation in the region, which is glacial in origin, as well as due to negative values of $\delta^{13}C_{PDB}$ and $\delta^{18}O_{PDB}$ in dolomites at the top of Sete Lagoas Formation. The depositional environment of the phosphorites in this region is characterized by irregular and discontinuous paleo-channels inserted in granitic basement, in a restricted sedimentary basin context, and under a transgressive regime influence. Landslides on the flanks channels have promoted reworking of sediments, generating sedimentary breccias. The evolution of weathering processes has provoked the lateritization of phosphorites as well as phosphate leaching from these rocks.

Occurrences of sedimentary phosphate close to the study area of the northeast of Goiás, also considered as part of the Sete Lagoas Formation, were found in Monte Alegre de Goiás and Nova Roma municipalities. Other less important occurrences of phosphate-rich rocks, within Serra da Saudade Formation (Bambui Group), were found close to the cities of Formosa and Cabeceiras, both in Goiás, and Coromandel in Minas Gerais.

SUMÁRIO GERAL

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
SUMÁRIO GERAL	viii
SUMÁRIO DE FIGURAS	x
SUMÁRIO DE TABELAS	xiii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. APRESENTAÇÃO.....	1
1.2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	2
1.3. MÉTODOS DE TRABALHO.....	3
1.4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	3
1.5. ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS.....	6
2. DEPÓSITOS BRASILEIROS DE FOSFATO SEDIMENTAR PROTEROZOÍCOS	7
2.1. INTRODUÇÃO.....	7
2.2. DEPÓSITO DE FOSFATO DA UNIDADE RIO PRETO, SUPERGRUPO ESPINHAÇO (MG).....	11
2.3. JAZIDA FÓSFORO-URANÍFERA DE ITATAIA, GRUPO ITATAIA (CE).....	13
2.4. DEPÓSITOS DE FOSFATO DE ROCINHA E LAGAMAR, GRUPO VAZANTE (MG).....	15
2.5. DEPÓSITO FOSFÁTICO DE IRECÊ, GRUPO UNA (BA).....	17
2.6. DEPÓSITO FOSFÁTICO DE CEDRO DO ABAETÉ, GRUPO BAMBUÍ (MG).....	20
2.7. ROCHAS FOSFATADAS DE XAMBIOÁ, GRUPO ESTRONDO (TO).....	22
2.8. DEPÓSITO DE FOSFATO DA SERRA DA BODOQUENA, GRUPO CORUMBÁ (MS).....	23
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO	26
3.1. INTRODUÇÃO.....	26
3.2. FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA.....	27
3.3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE CAVALCANTE - CAMPOS BELOS - ARRAIAS.....	29
3.3.1. COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO.....	31
3.3.2. FORMAÇÃO TICUNZAL.....	32
3.3.3. SUÍTE AURUMINA.....	33
3.3.4. SUÍTE PEDRA BRANCA.....	34
3.3.5. GRUPO ARAÍ.....	35
3.3.6. GRUPO BAMBUÍ.....	35
3.4. ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL.....	38
4. GEOLOGIA LOCAL, ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS	40
4.1. INTRODUÇÃO.....	40
4.2. GEOLOGIA DA ÁREA.....	40
4.2.1. SUÍTE AURUMINA.....	43
4.2.2. GRUPO ARAÍ.....	44
4.2.3. GRUPO BAMBUÍ.....	45
4.2.3.1. <i>FORMAÇÃO JEQUITÁI (NP12jt)</i>	45
4.2.3.2. <i>FORMAÇÃO SETE LAGOAS (NP2sl)</i>	47

4.2.3.3. <i>FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA (NP2sh)</i>	52
4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL	53
5. PETROGRAFIA E MINERALOGIA DO MINÉRIO FOSFÁTICO	55
5.1. UNIDADE FOSFÁTICA	55
5.1.1. FOSFORITO PRIMÁRIO ESTRATIFICADO	57
5.1.2. FOSFORITO BRECHADO	60
5.1.3. FOSFORITO PEDOGÊNICO	62
5.1.4. SILTITO FOSFATADO	66
6. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO MINÉRIO FOSFÁTICO	68
6.1. INTRODUÇÃO	68
6.2. MÉTODOS DE ANÁLISE QUÍMICA	68
6.3. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA APATITA	69
6.3.1. ESTRUTURA DA APATITA	70
6.3.1.1. <i>SUBSTITUIÇÕES NA ESTRUTURA DA APATITA</i>	71
6.3.1.1.1. <i>SUBSTITUIÇÕES NO SÍTIO DO Ca</i>	71
6.3.1.1.2. <i>SUBSTITUIÇÕES NO SÍTIO DO P</i>	72
6.3.1.1.3. <i>SUBSTITUIÇÕES NO SÍTIO F</i>	72
6.4. EVOLUÇÃO DA FRANCOLITA DURANTE PROCESSOS INTEMPÉRICOS	73
6.5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS QUÍMICOS DOS DEPÓSITOS DA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS	74
6.5.1. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE FOSFORITOS DOS DEPÓSITOS DA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS DURANTE O INTEMPERISMO	75
6.5.2. COMPARAÇÃO DE DADOS QUÍMICOS ENTRE DEPÓSITOS DE FOSFATO DA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS E DEPÓSITOS DE FOSFATO BRASILEIROS E MUNDIAIS	85
7. CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS SOBRE A FORMAÇÃO SETE LAGOAS E O MINÉRIO FOSFÁTICO	91
7.1. INTRODUÇÃO	91
7.2. AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NO CONTEXTO DO GRUPO BAMBUÍ, NA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS	91
7.3. CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE FOSFOGÊNESE	94
7.4. MODELO FOSFOGENÉTICO DE ROCHAS FOSFATADAS NA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS	98
8. CONCLUSÕES	104
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109
ANEXOS	115
ANEXO 1 – Difractogramas	
ANEXO 2 – Resultados químicos	
ANEXO 3 – Análise de Isótopos Estáveis	

SUMÁRIO DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

- Figura 1.1:** Mapa de localização da área de estudo 4
- Figura 1.2:** Localização da área tipo definida para pesquisa em relação aos municípios mais próximos (Campos Belos-GO e Arraias-TO), expondo as frentes de lavras e ocorrências de fosforitos e/ou rochas fosfatadas 5

CAPÍTULO 2 – DEPÓSITOS BRASILEIROS DE FOSFATO SEDIMENTAR PROTEROZÓICOS

- Figura 2.1:** Distribuição de fosfato ao redor da transição Proterozóico/Cambriano com escala cronoestratigráfica e idades atualizadas com base na International Stratigraphic Chart, 2008 8
- Figura 2.2:** Distribuição de ocorrências e depósitos de rochas fosfatadas em toda a Terra formados durante o Pré-Cambriano 9
- Figura 2.3:** Depósitos de rocha fosfática no Cráton São Francisco e em sua borda oeste 10
- Figura 2.4:** Mapa de situação do nível fosfático da Unidade Rio Preto, topo da Fm. Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço 12
- Figura 2.5:** Mapa geológico da região do depósito fósforo-uranífero de Itataia localizado na Fm. Alcantil 14
- Figura 2.6:** Mapa geológico do depósito de Rocinha situado no noroeste de Minas Gerais 16
- Figura 2.7:** Mapa geológico da folha de Irecê, destacando os principais depósitos de fosfato na região 19
- Figura 2.8:** Mapa geológico da Serra da Saudade 21
- Figura 2.9:** Seção geológica simplificada de furo com ocorrência de fosfatos em Xambióa (TO) 23
- Figura 2.10:** Mapa geológico na escala 1:50.000 do Projeto Fosfato da Serra da Bodoquena (MS) 24

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO

- Figura 3.1:** Mapa Geológico da Faixa Brasília 27
- Figura 3.2:** Mapa geológico regional simplificado compreendendo as regiões nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins 30
- Figura 3.3:** Carta estratigráfica das unidades geológicas distinguidas durante mapeamento das folhas Monte Alegre de Goiás, Nova Roma e Cavalcante 31
- Figura 3.4:** Relações de contato em campo, entre as unidades: Formação Ticunzal, Suíte Pedra Branca e grupos Araí e Bambuí 33
- Figura 3.5:** Coluna litoestratigráfica do Grupo Bambuí definida na região nordeste de Goiás 36

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA LOCAL, ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS

Figura 4.1: Mapa geológico da área tipo definida para estudo de depósitos e ocorrências de fosfato na região de Arraias (TO)/Campos Belos (GO). O mapa geológico foi sobreposto a uma imagem de radar SRTM	41
Figura 4.2: Imagem de satélite Aster, composição ternária 321, com geologia sobreposta	42
Figura 4.3: Coluna estratigráfica definida para a região de estudo	43
Figura 4.4: Granitos da Suíte Aurumina	44
Figura 4.5: Rochas do Grupo Araí	45
Figura 4.6: Diamictito da Formação Jequitaiá	46
Figura 4.7: Fotomicrografias de diamictito da Fm. Jequitaiá de origem glaciogênica	47
Figura 4.8: Afloramento de margas atribuídas a Formação Sete Lagoas às margens da rodovia GO-118	48
Figura 4.9: Perfil W-E elaborado entre a Serra das Gerais, passando por cava próxima a lavra São Bento, até os paredões de dolomito	48
Figura 4.10: Frente de lavra Coité 2	49
Figura 4.11: Rochas carbonáticas da fácies <i>NP2slc</i> da Fm. Sete Lagoas	50
Figura 4.12: Paredão de dolomito com aspecto ruiforme disposto em estratos sub-horizontais	51
Figura 4.13: Amostras mesoscópicas representantes da fácies <i>NP2sld</i>	52
Figura 4.14: Siltitos da Formação Serra de Santa Helena sobrepondo dolomitos da Formação Sete Lagoas a norte da área tipo	52
Figura 4.15: Estereogramas de pólos e de frequência (hemisfério inferior) referentes ao acamamento sedimentar do Domínio Supracrustal	54

CAPÍTULO 5 – PETROGRAFIA E MINERALOGIA DO MINÉRIO FOSFÁTICO

Figura 5.1: Afloramentos de fosforito	56
Figura 5.2: Esboço de perfil W-E elaborado na frente de lavra Coité 2	56
Figura 5.3: Fosforito finamente laminado e silicificado. Teor de 19,60% P_2O_5	58
Figura 5.4: Fosforito acamadado, com coloração bege a amarela, e teor de 35,37% P_2O_5	58
Figura 5.5: Fotomicrografias de diferentes tipos de fosforito estratificado encontrados nas frentes de lavra Coité 1 e 2	59
Figura 5.6: Difratoograma de fosforito laminado pertencente ao grupo dos fosforitos laminados, referente à amostra exibida na figura 5.3	59
Figura 5.7: Fosforito brechado com matriz roxo claro. Intraclastos de fosforito e clastos de silito e silito fosfatado. Teor de 33,63% P_2O_5	60
Figura 5.8: Fotomicrografias de fosforitos brechado da frente de lavra São Bento e do furo LB-01	61
Figura 5.9: Difratoograma de fosforito brechado referente à amostra apresentada na figura 5.8b	61
Figura 5.10: Fosforito laterítico formado sobre fosforitos brechados aflorante na região da frente de lavra Coité 2. Teor de 27,76% P_2O_5	62
Figura 5.11: Fosforito laterítico formado sobre fosforitos do subgrupo acamadado aflorante na frente de lavra Coité 2. Teor de 22,18% P_2O_5	63

Figura 5.12: Concreções fosfáticas, desenvolvidas em perfil de solo podzólico. Teor de 26,98% P ₂ O ₅ . Lavra Coité 2	63
Figura 5.13: Fotomicrografias de fosforitos lateríticos das frentes de lavras Coité 2 e São Bento	64
Figura 5.14: Difratoograma de fosforito laterítico formado sobre fosforito do subgrupo acamadado referente à amostra apresentada na figura 5.11	65
Figura 5.15: Difratoograma do solo vermelho podzólico presente entre as concreções fosfáticas	65
Figura 5.16: Siltito cinza claro com lâminas fosfáticas de cor vermelha, exibindo inúmeras fraturas e cavidades. Teor de 6,80% P ₂ O ₅	66
Figura 5.17: Fotomicrografias de siltito fosfatado interceptado no furo P-01	67
Figura 5.18 – Difratoograma de siltito fosfatado interceptado no furo LB-01 imediatamente abaixo do conjunto de fosforitos	67

CAPÍTULO 6 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO MINÉRIO FOSFÁTICO

Figura 6.1: Projeção da malha elementar da fluorapatita sobre o plano 001	70
Figura 6.2: CaO/P ₂ O ₅ por F/P ₂ O ₅	78
Figura 6.3: Correlação positiva entre CO ₂ e P ₂ O ₅	78
Figura 6.4: Gráfico binário de F por P ₂ O ₅	79
Figura 6.5: Gráfico CaO versus P ₂ O ₅	79
Figura 6.6: Gráficos mostrando correlações negativas entre fosfato e óxidos	80
Figura 6.7: Padrões de elementos terras raras normalizados ao NASC	82
Figura 6.8: Variação composicional associada com a concentração de ETR's no perfil laterítico	83
Figura 6.9: Gráficos de P ₂ O ₅ versus óxidos	88
Figura 6.10: Gráfico da razão CaO/P ₂ O ₅ pela razão F/P ₂ O ₅	89
Figura 6.11: Padrões de ETR's referentes aos depósitos da região de Campos Belos/Arraias, Rocinha, Conceição do Mato Dentro e Fosforito médio	90

CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS SOBRE A FORMAÇÃO SETE LAGOAS E O MINÉRIO FOSFÁTICO

Figura 7.1: Sedimentação do Grupo Bambuí há aproximadamente 790 Ma, na porção oriental da Faixa de Dobramentos Brasília	92
Figura 7.2: Diagrama de δ ¹³ C‰ (PDB) por δ ¹⁸ O‰ (PDB)	94
Figura 7.3: Modelo 2.5D, com dado altimétrico gerado pela SRTM sobreposto por mapa geológico ao milionésimo	99

SUMÁRIO DE TABELAS

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUCO TECTÔNICO

Tabela 3.1: Tabela esquemática dos eventos deformacionais e estruturas associadas relacionadas aos quatro domínios geotectônicos individualizados 39

CAPÍTULO 6 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO MINÉRIO FOSFÁTICO

Tabela 6.1 – Parâmetros de malha para os membros extremos do grupo da apatita 70

Tabela 6.2 – Grupos e subgrupos de fosforitos definidos no capítulo 5 75

Tabela 6.3 – Síntese de conteúdos médios de P_2O_5 (%), CaO (%), CO_2 (%) e F (%), e razões CaO/ P_2O_5 e F/ P_2O_5 , relacionados a francólita, fluorapatita normativas e aos grupos e subgrupos de rochas fosfatadas definidos nos depósitos da região de Campos Belos/Arraias 76

Tabela 6.4 – Síntese de conteúdos médios de óxidos relacionados aos grupos e subgrupos definidos nos depósitos da região de Campos Belos/Arraias 81

Tabela 6.5 – Resultados químicos de óxidos, CO_2 e F referentes aos depósitos brasileiros de Campos Belos/Arraias, Conceição do Mato Dentro, Rocinha, Xambioá, Cedro do Abaeté, Serra da Bodoquena, e depósitos da Tunísia (África) e Tennessee (Estados Unidos) 86

CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS SOBRE A FORMAÇÃO SETE LAGOAS E O MINÉRIO FOSFÁTICO

Tabela 7.1: Principais características de depósitos de fosfato sedimentar, brasileiros, de idade Proterozóica 102

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O estudo de fosforitos quer seja no âmbito acadêmico ou prospectivo/econômico tem avançado significativamente com a necessidade crescente por insumos fosfatados para uso agrícola. Isto tem incentivado fortemente a procura por novos depósitos, a revitalização daqueles existentes e a viabilização de jazidas de pequeno porte, visto que não há substituto para o fósforo na agricultura, sendo as rochas fosfáticas sua única fonte.

Segundo dados do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), em 2007 a produção interna de fertilizantes subiu 11,9%, em relação a 2006, enquanto a produção de rocha fosfática teve alta de 5,1% no mesmo período. Em 2008 o preço da tonelada de fosfato teve alta de aproximadamente 125%, alcançando R\$ 1.800,00-2.000,00/ton.

A maioria do minério fosfático produzido no Brasil provém de complexos carbonatíticos e não de rochas sedimentares, como na maior parte mundo, haja vista a vocação geológica dos nossos terrenos. As intrusões carbonatíticas que hospedam os maiores volumes de fosfato (P_2O_5) estão associadas ao Lineamento Azimute 125°, e se distribuem nos estados de Minas Gerais, Goiás, Santa Catarina e São Paulo.

Os principais depósitos de fosfato sedimentar lavrados no Brasil foram formados em bacias neoproterozóicas de margem passiva, localizadas nos estados de Minas Gerais e Bahia. Em Minas Gerais destacam-se as jazidas de Rocinha e Lagamar, relacionadas ao Grupo Vazante, e na Bahia têm-se a jazida de Irecê, associada ao Grupo Una (equivalente ao Grupo Bambuí).

Associadas ao Grupo Bambuí, há ocorrências de rochas fosfatadas registradas na Formação Sete Lagoas, porção basal do grupo, margeando a borda oeste do Cráton São Francisco. Porém, ocorrências significativas de rochas fosfáticas no Grupo Bambuí foram observadas somente na região de Campos Belos (GO/Arraias (TO)), conforme relatado pela METAGO S.A. (extinta Metais de Goiás), na década de 70. Na época, essas ocorrências, atualmente elevadas à condição de depósitos, não despertaram interesse em função do pequeno volume. Há alguns anos, com a valorização do minério fosfático, esses depósitos foram viabilizados e vêm sendo pesquisados e lavrados pela Itafós Mineração Ltda.

Determinações a respeito de ambientes de deposição de fosforitos têm avançado constantemente, embora ainda não haja consenso sobre o assunto. A Teoria de Ressurgência, proposta por Kazakov em 1937, referente à origem do fosfato sedimentar, mantém-se como o modelo mais aceito atualmente, embora com algumas ressalvas. Kazakov sugeriu que fosforitos sejam gerados em associação com correntes marinhas ascendentes, devido à presença de nódulos fosfáticos em áreas de ressurgência, e que a precipitação de fósforo em plataformas continentais ocorreria entre profundidades de 50 e 200 m, sob condições ambientais, em que há a diminuição na pressão parcial de CO₂, acompanhada de aumento do pH, baixa temperatura e diminuição da solubilidade de fosfato.

A teoria de Kazakov, em parte, não se aplica a formação dos depósitos estudados, visto que a sedimentação do Grupo Bambuí ocorreu em águas rasas, ou seja, não pode ter havido ascensão de fósforo solubilizado em águas profundas. A fonte do fósforo não é determinada. Segundo Cook (1992) houve picos de fosfogênese durante o Proterozóico, sendo que os maiores episódios estiveram associados ao Neoproterozóico (idade do Grupo Bambuí). Estes picos evidenciam um incremento do conteúdo de fosfato em águas marinhas.

Além de Campos Belos e Arraias, outras ocorrências têm sido registradas em Monte Alegre e Nova Roma (GO). Essa região envolve o objeto de estudo da presente dissertação, devido às características que envolvem a sua gênese.

1.2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Objetivou-se mapear ocorrências de fosforitos e/ou rochas fosfatadas sedimentares na Formação Sete Lagoas, porção basal do Grupo Bambuí, na região de Campos Belos (GO)/Arraias (TO), definindo distintos tipos de minério fosfatado, bem como a mineralogia, petrografia e composição química, buscando a compreensão dos processos geológicos envolvidos na geração do minério, que possui características únicas dentre os demais depósitos de minério fosfático sedimentares brasileiros.

Não há trabalhos acadêmicos focados na petrografia e gênese do fosfato existente naquela região, portanto essa dissertação tem papel fundamental na iniciação e incentivo à pesquisa, favorecendo a elaboração de artigos que venham a contribuir com os resultados obtidos. A compreensão dos depósitos verificados na área auxiliará na prospecção de novas ocorrências.

1.3. MÉTODOS DE TRABALHO

Durante o período em que se seguiu a pesquisa para desenvolvimento da presente dissertação, foram realizados quatro trabalhos de campo, nos quais foram realizados: reconhecimento da geologia regional e observações de relações estratigráficas, em frentes de lavra e em testemunhos de sondagem; coleta de inúmeras amostras de todos os tipos de rocha; e mapeamento geológico realizado na área-tipo, na escala 1:25.000, com 295 pontos descritos.

Entre amostras providas de campo e de testemunho de sondagem foram quimicamente analisadas 71, entre os mais variados tipos litológicos. Todas as análises foram realizadas no laboratório ACME Analytical Laboratories Ltd – Vancouver, Canadá, em equipamento ICP-ES, com digestão em ácido nítrico diluído, e em ICP-MS, com digestão em ácido nítrico. De 71 amostras, 27 foram também analisadas para determinação de flúor por análise de eletrodo de íon específico após fusão em NaOH.

Lâminas petrográficas delgadas, referentes a parte amostras analisadas quimicamente, foram confeccionadas pelo Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), totalizando 40 lâminas.

Do mesmo pacote de 71 amostras foram gerados 61 difratogramas em análises realizadas no Laboratório de Difractometria de Raio-X do IG-UnB, que forneceram informações sobre a estrutura da apatita, que representa o principal mineral do depósito.

No Laboratório de Isótopos Estáveis do IG-UNB foram analisadas 28 amostras de rochas carbonáticas, visando à obtenção de dados de isotópicos de C e O.

Informações detalhadas sobre cada método empregado serão apresentadas nos capítulos relacionados a tais métodos.

1.4. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

Vários pontos chave foram visitados em toda a região, com a finalidade de compreender a evolução geológica da mesma. Uma área-tipo situada no sudeste do município de Arraias e a norte de Campos Belos, foi definida para dar enfoque à pesquisa. A área escolhida compreende três pequenos depósitos, denominados: São Bento, Coité 1 e Coité 2, além de

outras ocorrências situadas no entremeio as litologias que representam todo o contexto geológico, em que se deu a formação dos depósitos.

A área pode ser acessada a partir de Brasília pela BR-020, de onde se encaminha para norte na GO-118 em direção a Campos Belos (Figura 1.1). Após chegar a Campos Belos, segue-se pela GO-452, em direção a cidade de Novo Alegre (TO), por aproximadamente 4,3 km, tomando-se uma estrada não pavimentada a norte (Coordenada UTM: 313.765 E/8.560.538 N, Datum SAD-69, Zona 23 Sul). A planta de beneficiamento está situada a oeste dessa estrada, a cerca de 2,3 km do início da mesma. O acesso a porção sul da área-tipo se dá seguindo por essa mesma estrada por mais 6,0 km a partir da planta de beneficiamento (Figura 1.2). As coordenadas UTM dos vértices superior esquerdo e inferior direito da área-tipo são: 306.418 E/8.573.237 N e 313.618 E/8.567.737 N, respectivamente, ambas no Datum SAD-69 e Zona 23 Sul.

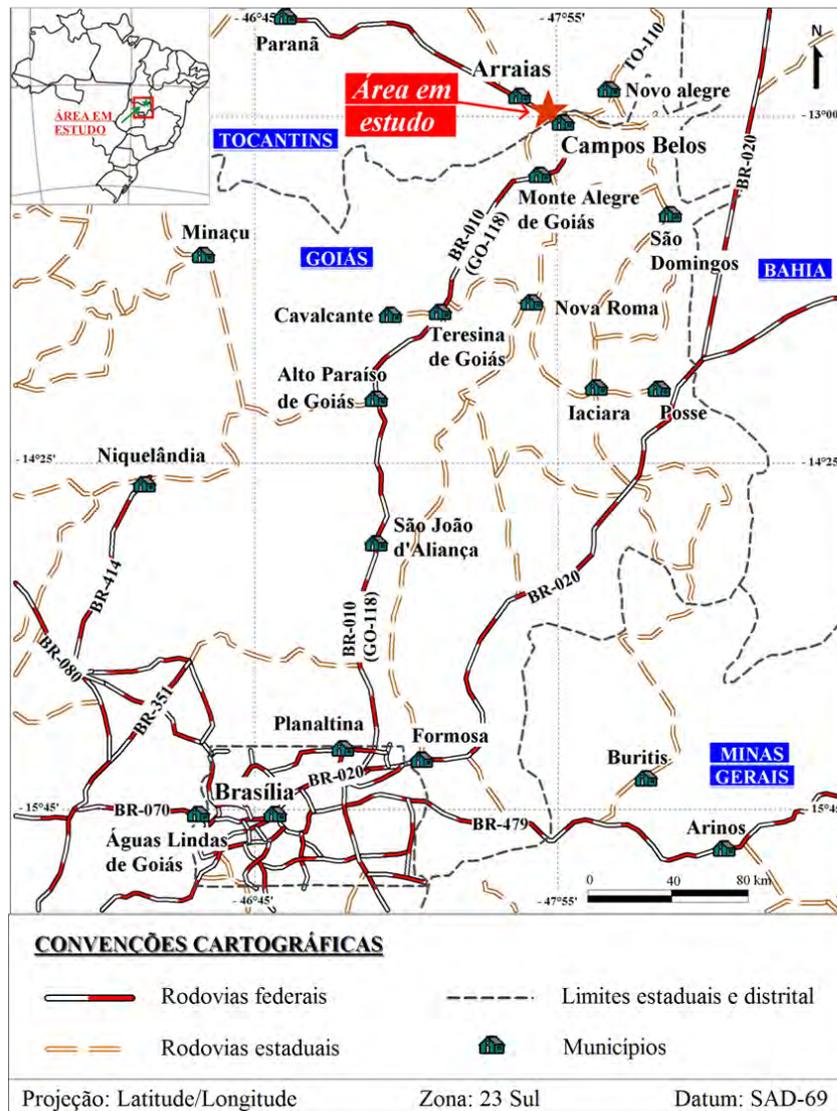


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo, com acessos a partir de Brasília-DF.

1.5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

O município de Campos Belos está situado no nordeste de Goiás e pertence à microrregião da Chapada dos Veadeiros. Esse município faz fronteira a leste com o estado da Bahia, tendo a Serra Geral de Goiás como limite geográfico, e fronteira a norte com o estado do Tocantins, por meio do Rio Bezerra, afluente pela margem direita do Rio Paranã, que compõe a Bacia Hidrográfica Tocantins. Geomorfologicamente, Campos Belos está localizada em terras do Planalto Central Brasileiro. A cidade está à altitude de 700m e foi edificada sobre metaconglomerados polimícticos e meta-arcóseos do Grupo Araí, que formam uma pequena bacia, no entremeio a serras constituídas por granitos paleoproterozóicos.

Arraias está situada na porção sudeste do Tocantins, na microrregião de Dianópolis. O município está localizado à altitude de 682m, e também pertence à Bacia Hidrográfica Tocantins e ao Planalto Central Brasileiro, sendo circundada por serras da Fm. Arraias, pertencente ao Grupo Araí.

O clima em ambas as cidades, classificado como do tipo Aw de acordo com a classificação de Köppen (1948), é tropical, com estações secas e chuvosas bem definidas, sendo o inverno seco e o verão úmido. A maior média pluviométrica é registrada nos meses de novembro a março, sendo que a temperatura média anual oscila entre 20° e 22°. A vegetação típica nos dois municípios é o cerrado.

2. DEPÓSITOS BRASILEIROS DE FOSFATO SEDIMENTAR PROTEROZÓICOS

2.1. INTRODUÇÃO

Grandes acumulações de rochas fosfáticas sedimentares foram formadas em idades relativamente bem definidas durante a história da Terra. Nesses períodos, sedimentos ricos em fosfato ocorrem em escala global, representando eventos fosfogênicos maiores, podendo gerar depósitos economicamente viáveis (Donnelly *et al.* 1990). Cook & Shergold (1986) documentaram várias centenas de depósitos de fosforitos e ocorrências de idade Proterozóica e Cambriana em todo o planeta, enquanto Cook *et al.* (1990) deram importante contribuição à ciência, apresentando um panorama histórico sobre a investigação de fosforitos.

Importantes picos de fosfogênese foram registrados durante o Proterozóico, na transição Proterozóico/Cambriano e no Cambriano (Figura 2.1) refletindo incremento acentuado do teor de fosfato nos oceanos (Cook, 1992). Cook & Shergold (1984) sugerem que o aumento do conteúdo de fosfato durante o Proterozóico esteve relacionado com o desenvolvimento de ambientes oceânicos anóxicos, com o armazenamento de fosfato em reservatórios de oceanos profundos, seguidos da circulação e ascensão de correntes marinhas que transportaram fósforo solúvel para águas rasas, com condições passíveis de precipitação desse elemento. Segundo Cook (1992) a elevação do nível do mar pode ser uma das razões que contribuem para a circulação de fósforo solúvel.

A tese de que o oceano seja sempre a fonte primária do fósforo é questionável. Uma contribuição continental por intermédio de redes fluviais que deságuam no mar é cogitada como fonte em alguns depósitos, como no caso de fosforitos do sudeste dos Estados Unidos (Pevear, 1966). Também é proposta uma relação entre vulcanismo e fosfogênese (Mansfield, 1940; Brodskaya & Ilyinskaya, 1968; 1970; *In: Cook et al.* 1990).

Várias ocorrências fosfáticas são associadas a folhelhos e carbonatos, particularmente dolomitos, com ou sem formação de biohermas estromatolíticas, gerados em águas rasas. Muitas das sequências fosfáticas sobrepõem tilitos, como no nordeste da Austrália, sudoeste da China, nordeste da Índia, Cazaquistão e Brasil, dentre outros. Essa similaridade de sucessões não indica necessariamente um sincronismo deposicional, mas representa uma semelhança entre processos fosfogênicos e ambientes de sedimentação.

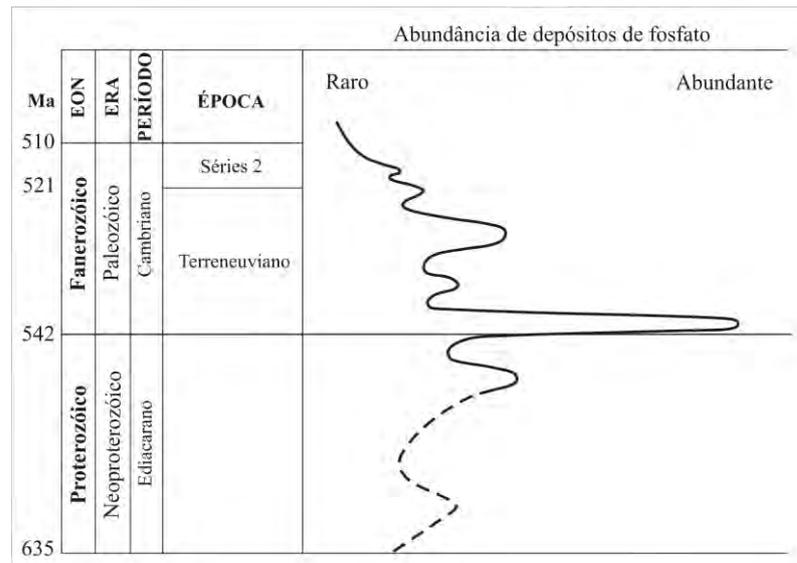


Figura 2.1 – Distribuição de fosfato ao redor da transição Proterozóico/Cambriano (modificado de Cook, 1992, com escala cronoestratigráfica e idades atualizadas com base na International Stratigraphic Chart, 2008).

Importantes reservas mundiais de rocha fosfática atribuídas ao Proterozóico/Cambriano são encontradas na África, com destaque aos depósitos de Burkina Faso (antigo Alto Volta – Depósito de Kodjari), Benin, Níger e Tunísia (Depósito de Gafsa); na Europa episódios fosfogênicos dessa idade são mais amplos sobre a Plataforma Báltica, tendo importância depósitos encontrados na Suécia e Finlândia, além da Espanha no sudoeste europeu; na Ásia tem-se a maior concentração de depósitos de rocha fosfática de grande porte, com destaque para os depósitos da Mongólia, Coreia do Sul, China (Depósito de Kunming), Vietnã, Índia (Depósito de Udaipur) e Israel (Depósito de Arad); na Austrália, onde se destacam os depósitos de Duchess-Lady Annie e Alexandria-Wonorah; e Américas, com depósitos no Canadá, nos Estados Unidos e Brasil (Depósito de Rocinha) (Cook & Shergold, 1986).

Na figura 2.2 são apresentados desde ocorrências de rochas fosfatadas até depósitos de tonelagem variada, formados no Pré-Cambriano e distribuídos por todos os continentes.

No Brasil há registro de fosfogênese no Paleoproterozóico, representado pelo depósito da Unidade Rio Preto, pertencente ao Supergrupo Espinhaço, no Estado de Minas Gerais, gerado em margem continental dominada por correntes (Mourão, 1995). Próximo a transição Meso/Neoproterozóico é verificada no Estado do Ceará, a jazida fósforo-uranífera de Itataia, incluída no Grupo homônimo, tendo sido depositada em ambiente marinho e reconcentrada por processos tectono-metamórficos (Castro *et al.* 2005).

Depósitos de fosfato formados durante o Neoproterozóico são encontrados no Cráton São Francisco e em sua borda oeste (Figura 2.3). No Neoproterozóico Inferior foram formados os

Depósitos de Rocinha e Lagamar, ambos situados em Minas Gerais e pertencentes ao Grupo Vazante. O volume de minério fosfático do depósito de Rocinha é o maior já identificado no país, dentre os demais depósitos sedimentares, chegando a 415 Mt com 10 a 15% de P_2O_5 . Ambos os depósitos foram sedimentados em águas relativamente profundas e redutoras, onde predominou a sedimentação pelítica rica em matéria orgânica de origem provavelmente bacteriana (Dardenne *et al.* 1986; Nogueira, 1993; Dardenne *et al.* 1997).

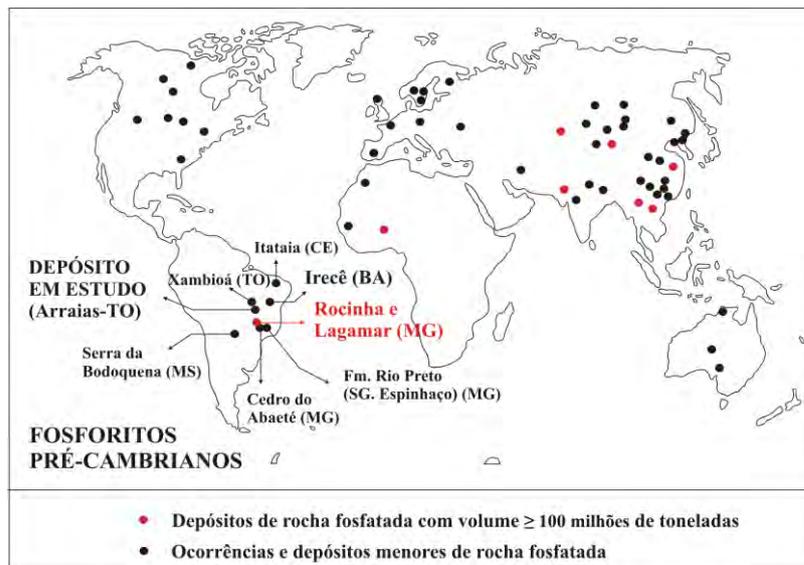


Figura 2.2 – Distribuição de ocorrências e depósitos de fosforitos em toda a Terra formados durante o Pré-Cambriano (modificado de Lee, 1980 e Notholt, 1979; *In*: Cook, 1992).

O Depósito de Irecê, localizado no Estado da Bahia, é associado ao Grupo Una. A mineralização fosfática primária nesse depósito está associada a camadas de estromatólitos colunares e tapetes algais (Misi, 1992; Monteiro *et al.* 1997; Misi *et al.* 2007).

O pequeno depósito de Cedro do Abaeté, situado em Minas Gerais, foi formado no Grupo Bambuí próximo a transição entre as formações Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade. A sedimentação nesse caso se deu em plataformas rasas, parcialmente redutoras com influxo de material pelítico e baixa contribuição carbonática (Dardenne *et al.* 1986; Lima *et al.* 2007).

No município de Xambioá, em Tocantins, foram mapeadas ocorrências de apatita em saprólitos de folhelhos metamorfisados. Tais ocorrências pertencem a Formação Xambioá, inclusa no Grupo Estrondo, de idade Neoproterozóica (Costa & Da Silva, 2009).

O Depósito da Serra da Bodoquena, situado no Estado do Mato Grosso do Sul, foi gerado durante a sedimentação das formações Tamengo e Bocaina, que constituem o Grupo Corumbá, na Faixa Paraguai. A idade do Grupo Corumbá converge para o final do Neoproterozóico. A deposição do fosfato se deu em ambiente de talude, sujeito a correntes

ascendentes, com posterior retrabalhamento e formação de brechas (Corrêa *et al.* 1976; Boggiani *et al.* 1993; Boggiani, 1997; Justo, 2000).

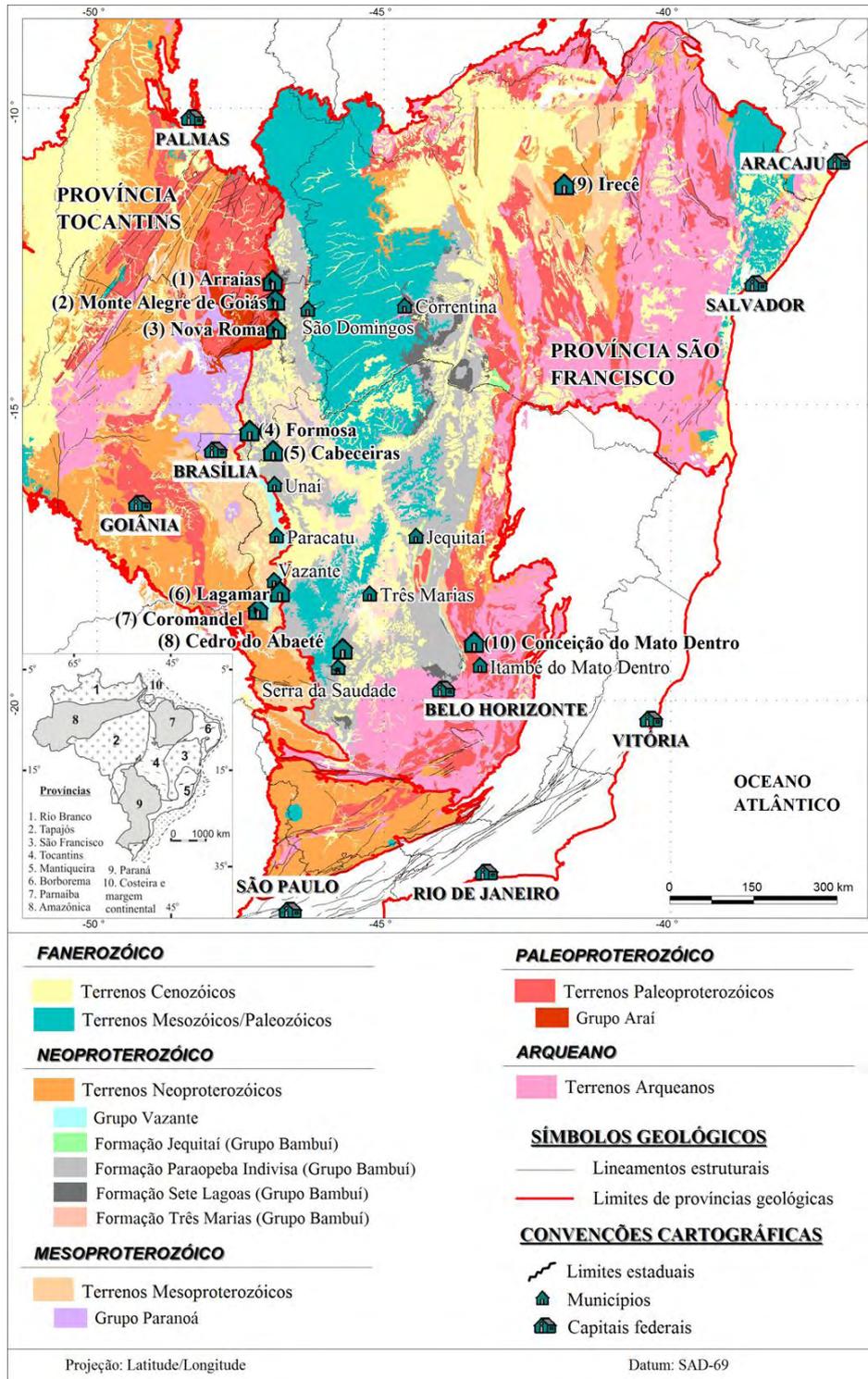


Figura 2.3 – Depósitos de rocha fosfática no Cráton São Francisco e em sua borda oeste, com nomes dos mesmos destacados em negrito (adaptado de CPRM, 2004). (1), (2), (3) – Depósitos de fosfato sedimentar neoproterozóicos atribuídos a Fm. Sete Lagoas, Gr. Bambuí; (4), (5), (7), (8) – Depósitos de fosfato sedimentar neoproterozóicos atribuídos a Fm. Serra da Saudade, Gr. Bambuí; (6) – Depósito de fosfato sedimentar neoproterozóico atribuído a Fm. Rocinha, Gr. Vazante, (9) – Depósito de fosfato sedimentar neoproterozóico atribuído a Unidade Nova América, Fm. Salitre, Gr. Una, (10) – Depósito de fosfato sedimentar paleoproterozóico atribuído a Unidade Rio Preto, Fm. Sopa-Brumadinho, Gr. Diamantina, SGr. Espinhaço.

2.2. DEPÓSITO DE FOSFATO DA UNIDADE RIO PRETO, SUPERGRUPO ESPINHAÇO (MG)

O Supergrupo Espinhaço foi depositado em ambiente de rifte durante o Paleoproterozóico (Pflug & Renger 1973; Schöll & Fogaça 1979; Knauer, 2007). A parte superior da Sequência Espinhaço representa uma cobertura transgressiva sobre o Cráton São Francisco (Boujo *et al.* 1994). Uma das mais antigas ocorrências de fosfato é reconhecida no Espinhaço, nas proximidades do município de Conceição do Mato Dentro, na porção centro-sul da Serra do Espinhaço Meridional. A unidade fosfática é caracterizada pela sucessão cíclica de bancos quartzíticos micáceos e bancos de sericita-quartzo xistos, geralmente carbonáticos, orientados segundo N20W (Mourão, 1995). O posicionamento estratigráfico e a associação litológica permitem correlação com a Unidade Rio Preto, topo da Formação Sopa-Brumadinho (Figura 2.4).

O mineral de fosfato que constitui o depósito corresponde a flúor-hidroxiapatita que, em termos de ETR e proporções de Sr e Ba, é similar a apatitas de fosforitos marinhos (Mourão, 1995). Fosfatos de alumínio e ferro foram formados em decorrência de processos intempéricos em níveis superficiais (Mourão, 1995).

Mourão (1995) descreve cinco grupos de apatita diferenciados com base no tipo de ocorrência e na química do mineral fosfatado: *Apatitas do Grupo 1*, têm ocorrência generalizada nos quartzitos e xistos da unidade fosfática. As apatitas euédricas a subédricas perfazem cerca de 70% do total. Outros tipos são: apatita poiquilotópica e apatita euédrica em cristais isolados associada à massa sericítica. *Apatitas do Grupo 2* ocorrem associadas a vênulas quartzo-feldspática, associadas a porfiroblastos de feldspato, em inclusões em porfiroblastos de feldspato e como apatita goticular em veio de quartzo. *Apatitas do Grupo 3* são subédricas a anédricas e estão associadas a flogopita. *Apatitas do Grupo 4* ocorrem disseminadas em metabasitos encaixados na unidade fosfática. *Apatitas do Grupo 5* são associadas a clorita xistos do Supergrupo Rio Paraúna.

Nas apatitas do grupo 1, o Ca^{2+} é substituído em proporção variável por Sr^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+} e K^+ , enquanto o P^{5+} pode ser substituído por Si^{4+} e Al^{3+} , e o F^- por OH^- e Cl^- . As apatitas do grupo 2 são, em termos de elementos maiores e traços, semelhantes a apatitas do grupo 1. A diferença está na ausência do K^+ como substituto do Ca^{2+} e na presença de Mg no grupo de elementos que ocupam o sítio do Ca^{2+} . As apatitas do grupo 3 são análogas às dos grupos 1 e 2, embora com concentrações de OH^- mais elevadas entre os todos os outros tipos analisados.

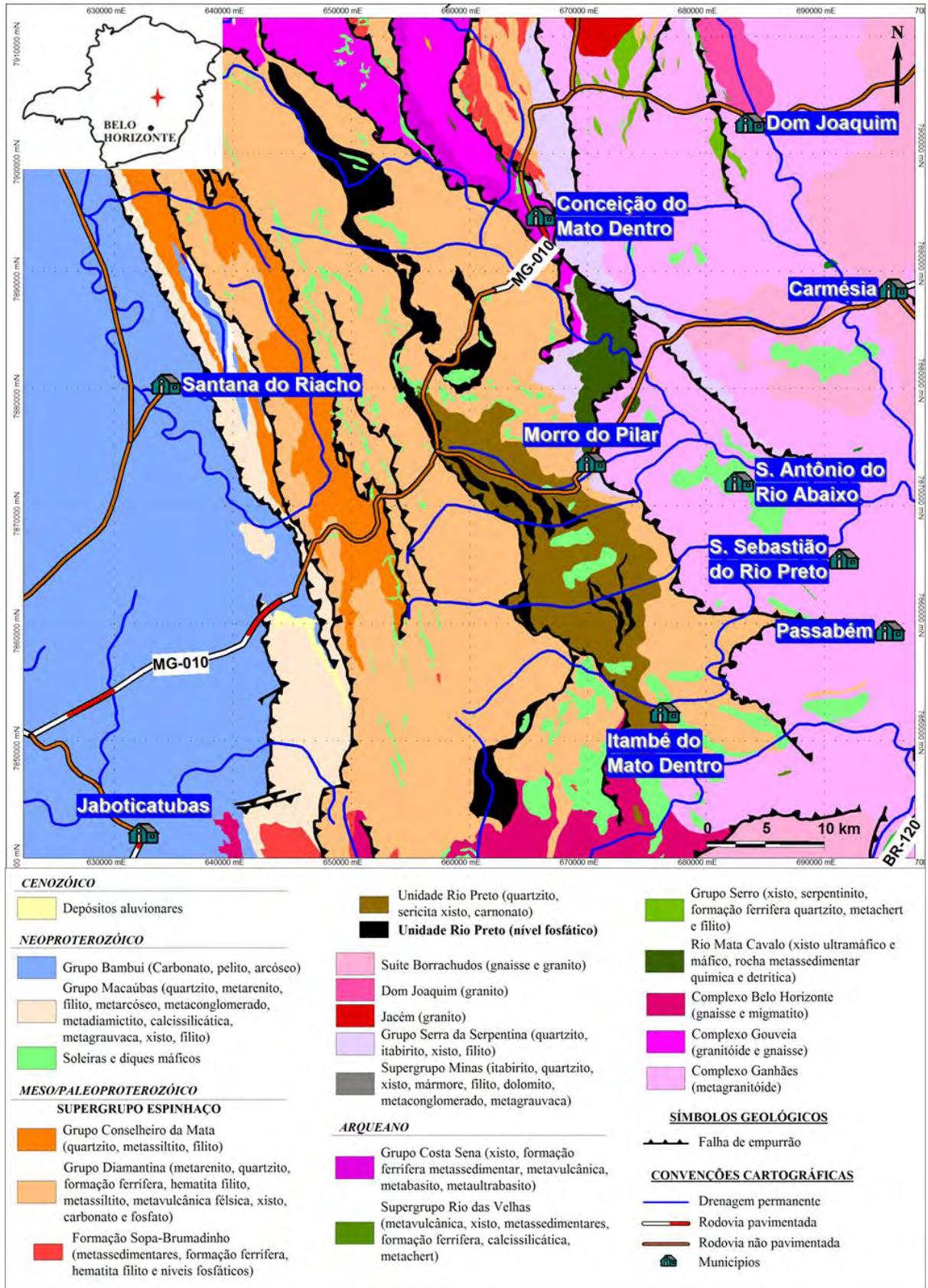


Figura 2.4 – Mapa de situação do nível fosfático da Unidade Rio Preto, topo da Fm. Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço (adaptado de CPRM, 2004).

Nas apatitas do Grupo 4, o Ca^{2+} é substituído principalmente por Fe^{2+} e Mg^{2+} , em detrimento do Sr^{2+} , e o P^{5+} é substituído somente por Si^{4+} . Apatitas do grupo 5 são bastante distintas dos demais tipos, tendo ferro e magnésio em proporções elevadas, enquanto estrôncio e bário ocorrem em quantidades inexpressivas. Cloro e hidroxila ocorrem em quantidades similares nos grupos 1, 2, 3 e 4.

A sedimentação fosfática está relacionada a importante evento transgressivo na Bacia Espinhaço durante o Paleoproterozóico (Mourão, 1995). A ausência de níveis carbonosos e/ou sulfetados e a natureza detrítica dos sedimentos sugerem a implantação de um sistema fosfogenético de baixa produtividade, caracterizado por suprimento periódico de material detrítico e baixo fluxo de carbono orgânico (Mourão, 1995). Os horizontes enriquecidos em fosfato foram, provavelmente, gerados durante períodos de intensificação no regime de transgressão, nos quais a atuação de correntes de fundo promoveu retrabalhamento e lixiviação dos sedimentos, com consequente concentração de apatita (Mourão, 1995).

2.3. JAZIDA FÓSFORO-URANÍFERA DE ITATAIA, GRUPO ITATAIA (CE)

A jazida fósforo-uranífera de Itataia está localizada no município de Santa Quitéria (CE) e está incluída no Domínio Ceará Central (Arthaud *et al.* 1998; Fetter 1999). O Domínio Ceará Central é dividido em quatro unidades geotectônicas: (1) *Coberturas supracrustais meso/neoproterozóicas de rifte plataformais*, caracterizadas por sequências metapsamopelítica-carbonáticas, subdivididas em: Grupo Ceará, Grupo Itataia e Grupo/Complexo Independência; (2) *Terreno Santa Quitéria*, constituído por gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos de composição tonalítica; (3) *Terrenos acrescionários do Paleoproterozóico* agrupados sob a denominação de Suíte Metamórfica Algodões-Choró; (4) *Núcleo máfico-ultramáfico arqueano* (Martins, 2000).

O depósito fósforo-uranífero de Itataia é composto por colofanito que ocorre sob diferentes formas e associações e se concentra preferencialmente em mármore e rochas calcissilicáticas da Formação Alcantil, Grupo Itataia (Figura 2.5).

O depósito de Itataia contém pelo menos cinco tipos de minérios: (a) *Colofanito maciço* situado especialmente no topo da sequência de mármore e que sustenta pequena elevação associada a mármore brechados. Esse tipo de minério possui granulação fina, com hábito botrioidal localmente. Microscopicamente são observados cristais de apatita muito fina

fibrorradiados. Economicamente esse é o tipo de minério mais importante e está associado à carstificação e enriquecimento supergênico; (b) *Associado a brechas carbonosas e não carbonosas mineralizadas*. As brechas carbonosas possuem granulometria fina a média, com fragmentos milimétricos a centimétricos de rocha feldspática fina, colofanito, mármore e rocha calcissilicática, suportados por matriz carbonosa. As brechas não carbonosas mineralizadas são constituídas por fragmentos angulosos e decimétricos de mármore, envolvidos por matriz vermelha de material colofanítico. Alguns fragmentos estão impregnados por colofana intergranular da borda para o centro dos clastos. A presença de cimentos entre os fragmentos de mármore e minério disseminado pode indicar uma origem por infiltrações de águas meteóricas em fraturas que interceptam o protominério; (c) *Veios de pequena espessura que cortam mármore e a foliação milonítica*; (d) *Disseminado em pegmatitos filoneanos, que ocorrem próximo a jazida*. Os pegmatitos contêm colofana disseminada de aspecto terroso, de cor amarelo-ocre a marrom, principalmente na zona de interação entre as bordas e as rochas hospedeiras; (e) *Disseminado em gnaisses pelíticos e calcissilicáticos deformados e acompanhando o bandamento ou a foliação milonítica*. Esse tipo é apontado como provável minério primário. Falhas que cortam as sequências foram importantes canais, pelo quais percolaram fluidos ricos em colofana (Castro *et al.* 2005).

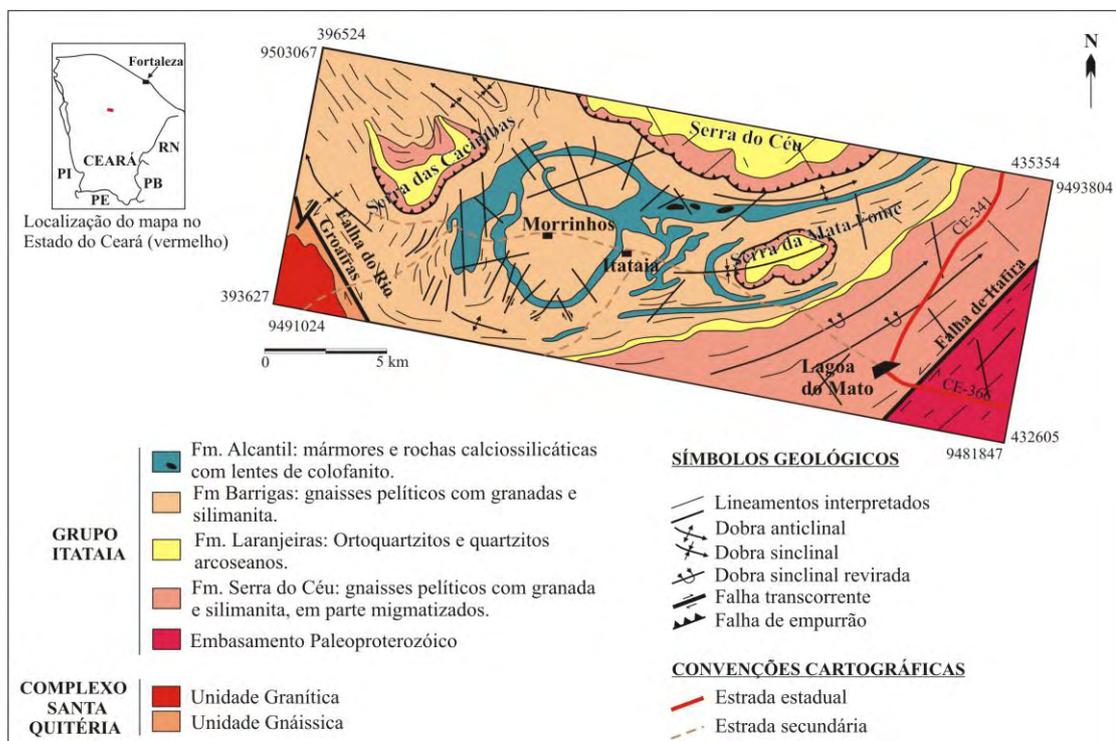


Figura 2.5 – Mapa geológico da região do depósito fósforo-uranífero de Itataia localizado na Fm. Alcantil (Modificado de Mendonça *et al.* 1984 e Santos, 2003; *In:* Castro *et al.* 2005).

Segundo Castro *et al.* (2005), a análise das razões isotópicas sugere que os fluidos envolvidos na formação da mineralização fósforo-uranífera de Itataia são oriundos de água marinha, parcialmente modificados por fluidos meteóricos ou de água doce não magmática. A interação entre esses fluidos parece ter ocorrido durante estágio pós-deposicional, fato que indica que a mineralização fósforo-uranífera de Itataia foi predominantemente de origem sedimentar, reconcentrada por processos tectono-metamórficos e, posteriormente, enriquecida por processos supergênicos.

2.4. DEPÓSITOS DE FOSFATO DE ROCINHA E LAGAMAR, GRUPO VAZANTE (MG)

Os depósitos de Rocinha e Lagamar (Dardenne *et al.* 1986; Nogueira, 1993), situados nas proximidades dos municípios de Lagamar e Patos de Minas, no noroeste de Minas Gerais, estão inseridos na Formação Rocinha, porção basal do Grupo Vazante, que integra a borda leste da Faixa de Dobramentos Brasília (Província Tocantins) (Figura 2.3). O depósito de Lagamar é datado entre 1.350-950 Ma (Dardenne, 1981), idade dos estromatólitos colunares.

A Formação Rocinha é caracterizada por sequência rítmica arenosa e pelítica. A porção superior consiste de uma espessa sequência de ardósias e camadas de metassiltitos intercaladas. Verticalmente esse conjunto passa a ardósias com pirita e carbonatos, com finas laminações fosfáticas, que gradam lentamente a fosfarenitos ricos em intraclastos e *pellets*, formando o depósito de fosfato de Rocinha (Dardenne, 2000), o qual tem reservas da ordem de 415 Mt com teor de 10% a 15% P_2O_5 (Dardenne & Schobbenhaus, 2003), configurando o maior volume de fosfato sedimentar brasileiro. Na parte superior da Formação Rocinha, sedimentos rítmicos (quartzitos e siltitos) hospedam o depósito de fosfato de Lagamar, composto essencialmente de fosfarenitos (Dardenne, 2000). As reservas definidas em Lagamar são da ordem de 5 Mt com 30% a 35% de P_2O_5 (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). Na figura 2.6 é exibido o mapa geológico do depósito de Rocinha.

Ocorrências de fosforitos são relatadas na Formação Retiro, situada estratigraficamente abaixo da Formação Rocinha. Essas ocorrências estão localizadas nas adjacências do município de Coromandel, em Minas Gerais (Figura 2.3). A Formação Retiro consiste em camadas de quartzitos brancos, localmente conglomeráticos, intercalados com ardósias. Concentrações significativas de fosfato são encontradas na forma de camadas de fosfarenitos

ricos em intraclastos e *pellets* (Dardenne, 2000). Ocorrências nas formações Serra do Poço Verde e Morro do Calcário, próximo ao topo do Grupo Vazante, apresentam pequenas concentrações de colofanita substituindo parcialmente a matriz de brechas intraformacionais (Sanches *et al.* 2007).

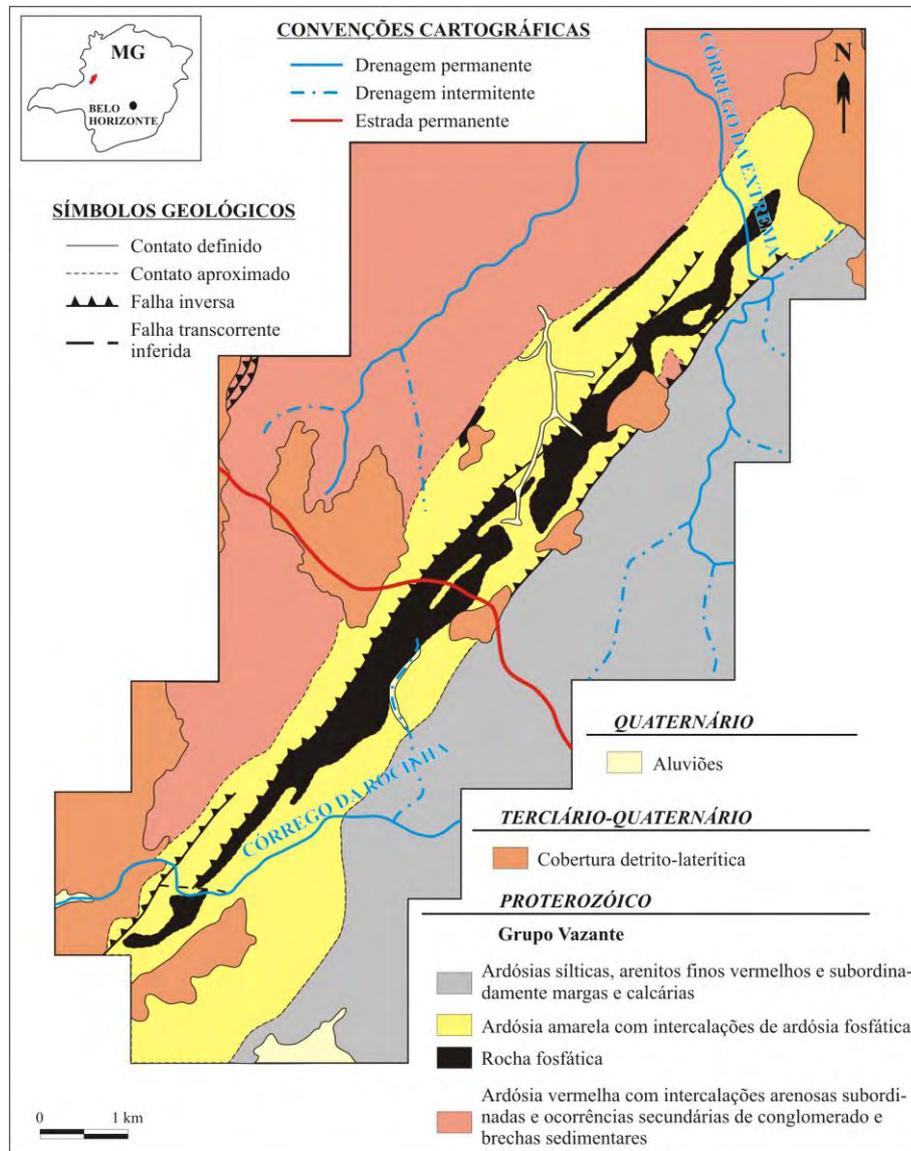


Figura 2.6 – Mapa geológico do depósito de Rocinha situado no noroeste de Minas Gerais (modificado de Chaves *et al.* 1976).

Os fosforitos são constituídos, em sua maioria, por carbonato-fluorapatitas (francolitas) criptocristalinas, que foram afetadas por processos intempéricos de lixiviação de carbonato transformando-se em fluorapatitas (Nogueira, 1993). Em fases mais avançadas do intemperismo, há neoformação de apatitas (Nogueira, 1993). Em níveis mais superficiais, o intemperismo provocou mudanças químicas e mineralógicas, com a formação de fosfatos de alumínio a partir de apatitas primárias (Nogueira, 1993).

Nogueira (1993) individualizou dois grupos de fosforitos no depósito fosfático de Lagamar, baseado em dados petrográficos: grupo dos Fosforitos Puros e grupo dos Fosforitos Calcíticos.

O grupo dos Fosforitos Puros compreende: (a) *Fosfolutitos*, constituídos entre 80% a 90% por matriz apatítica criptocristalina, além de fosfointraclastos e oólitos; e (b) *Fosfarenitos Micríticos*, de cor cinza, sustentadas por matriz, com grãos fosfointraclásticos de dimensões variadas, localmente deformados. Mais raramente são encontrados pseudo-oólitos, que apresentam núcleos de fosfointraclastos envoltos em finas lamelas de cristais de apatita. O grupo dos Fosforitos Calcíticos ocorre como níveis de rochas negras, plano-acamadas, intercalados à sequência fosfática no município de Lagamar e abrange dois subtipos: (a) *Fosfolutitos*, constituídos por massa fosfomicrítica e pela disseminação de cristais anédricos de calcita cristalina intersticial; (b) *Fosforitos Calcimicríticos*, com aproximadamente 60% de grãos de apatita criptocristalina no entremeio a calcita criptocristalina. Os fosfointraclastos apresentam-se deformados.

Mineralogicamente, três grupos de apatitas foram diferenciadas por Nogueira (1993): (a) *Apatitas criptocristalinas (apatitas C)*, que ocorrem como fosfointraclastos e como matriz em fosforitos puros e calcíticos, guardando textura sedimentar primária; (b) *Apatitas em forma de franjas (apatitas F)*, com cristais prismáticos, microcristalinos, zonados, de caráter secundário, crescidas sobre a superfície de grãos intraclásticos e nas paredes de *voids*; (c) e *Apatitas microcristalinas crescidas em fraturas (apatitas T)*, ocorrem seccionando fosforitos puros e se apresentam zonadas em virtude do efeito de vários pulsos de sobrecrecimento durante sua cristalização.

As características estruturais e sedimentológicas indicam que o Grupo Vazante foi depositado em borda de plataforma continental em latitude relacionada à ocorrência dos biohermas da Formação Rocinha (Nogueira, 1993). A precipitação fosfática marinha foi provavelmente intermediada por cianobactérias e teve relação com um aumento do nível eustático do mar (Nogueira, 1993).

2.5. DEPÓSITO FOSFÁTICO DE IRECÊ, GRUPO UNA (BA)

O depósito de fosfato de Irecê (Dardenne *et al.* 1986; Misi, 1992) se localiza nas imediações da cidade de Irecê (BA) e se encontra incluído na Unidade Nova América, base

da Formação Salitre, que compõe o Grupo Una (Figura 2.7), o qual é correlacionável ao Grupo Bambuí na porção norte do Cráton São Francisco (Figura 2.3). Segundo Sanches *et al.* (2007), os fosforitos de Irecê ocorrem em fácies dolomíticas equivalentes a Formação Sete Lagoas, porção basal do Grupo Bambuí. A esse depósito é atribuída idade Neoproterozóica.

A Unidade Nova América é subdividida em Subunidade Nova América Inferior e Subunidade Nova América Superior. A Subunidade Nova América Inferior é constituída pela alternância de estratos de calcarenitos e dolarenitos e localmente níveis milimétricos de pelito vermelho (Monteiro *et al.* 1997). Nos estratos dolareníticos ocorrem estruturas estromatolíticas não colunares, classificadas por Srivastava (1986) *In: Monteiro et al.* (1997) do tipo *Stratifera* e *Irregularia*. O contato com a Subunidade Nova América Superior é transicional, refletindo pequenas variações nos níveis da lâmina d'água (Monteiro *et al.* 1997). A Subunidade Nova América Superior é composta por calcarenitos dolomíticos, dolarenitos, dolomitos e estratos decimétricos a métricos de estromatólitos colunares e tapetes. O depósito de fosfato encontra-se associado a estromatólitos colunares do tipo *Jurusania Krylov* (Srivastava, 1986. *In: Dardenne & Schobbenhaus, 2003*) intercalados com níveis de dolarenitos com estratificações cruzadas (Dardenne & Schobbenhaus, 2003).

Três tipos de fosforitos foram registrados (Dardenne & Schobbenhaus, 2003): (a) *Fosforito Estromatolítico Colunar*, constituído por fluorapatita micro a criptocristalina, apresentando os teores mais elevados de P_2O_5 entre os demais tipos, sendo superiores a 20%; (b) *Fosforito Estromatolítico Laminar*, também constituído por apatita micro a criptocristalina; (c) e *Fosforito Intraclástico*, que se apresenta como produto da erosão dos outros dois tipos de fosforitos, e formam o material intercolunar e os níveis intercalados com os horizontes de estromatólitos colunares e laminares.

A fosfatização ocorreu em fase sindiagenética anterior à dolomitização e associada ao desenvolvimento de comunidades de cianobactérias (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). O tempo de precipitação da apatita ainda é incerto. Duas hipóteses são levantadas sobre essa indefinição: a partir da atividade bacteriana ou como substituição precoce em lâminas carbonatadas ricas em matéria orgânica (Dardenne & Schobbenhaus, 2003).

Fosforitos secundários foram gerados devido a alteração supergênica dos fosforitos primários a partir da lixiviação de carbonatos, o que incorreu em enriquecimento de fosfato, atingindo teores acima de 30% P_2O_5 (Dardenne & Schobbenhaus, 2003).

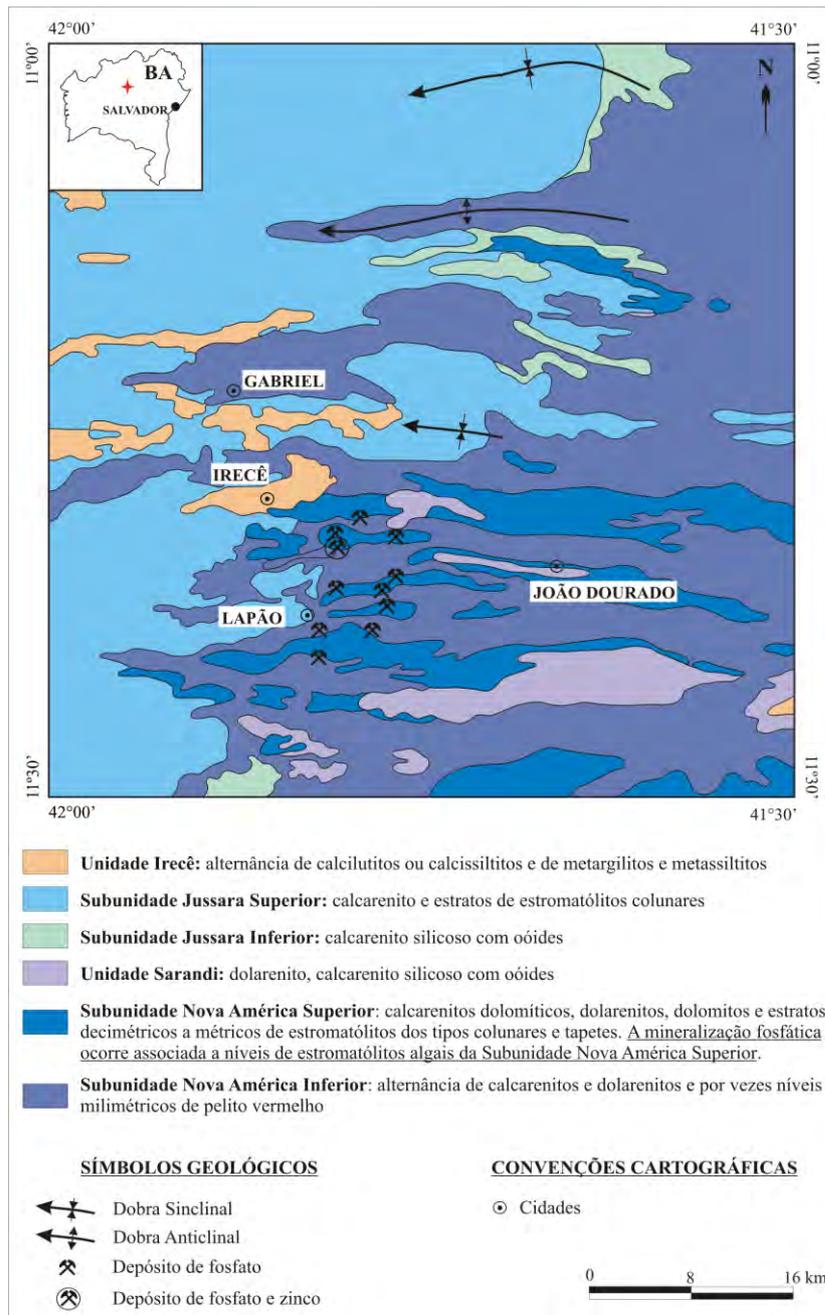


Figura 2.7 – Mapa geológico da folha de Irecê, destacando os principais depósitos de fosfato na região (adaptado de Monteiro *et al.* 1997).

As reservas estimadas do depósito de Irecê são da ordem de 40 Mt com teor médio de 14% P_2O_5 (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). Grande parte dessas reservas é proveniente da acumulação de fosforitos retrabalhados mecanicamente em colúvios nas imediações dos afloramentos (Dardenne & Schobbenhaus, 2003).

Segundo Monteiro *et al.* (1997), a mineralização ocorre associada à fácies de intermaré, desenvolvida sob pulsos transgressivos e regressivos, dentro de um ciclo maior de natureza regressiva.

2.6. DEPÓSITO FOSFÁTICO DE CEDRO DO ABAETÉ, GRUPO BAMBUÍ (MG)

Os ritmitos fosfáticos que compõem o depósito em questão (Chaves *et al.* 1971; Dardenne *et al.* 1986; Lima *et al.* 2007) se localizam nas imediações da cidade de Cedro do Abaeté (MG) e estão inseridos no contexto geológico da Formação Serra da Saudade (Figura 2.8), porção superior do Grupo Bambuí, no sul do Cráton São Francisco (Figura 2.3).

A mineralização está associada à ritmitos areno-pelíticos de cor cinza claro, intercalados nas sequências de ritmitos areno-pelíticos verdes (*verdetes*), na forma de lentes estratiformes, descontínuos, concordantes com o acamamento dobrado perfazendo lentes alongadas segundo a direção N-S (Lima *et al.* 2007).

Outras ocorrências associadas à Formação Serra da Saudade foram registradas na borda oeste do Cráton São Francisco, próximo às cidades de Formosa e Cabeceiras (GO) (Figura 2.3) (Dardenne *et al.* 1986; Sanches *et al.* 2007).

Microanálises realizadas por Lima *et al.* (2007) permitiram a identificação do mineral de fosfato como sendo fluorapatita. O mineral fosfático primário (francolita ou carbonofluorapatita) não foi encontrado nas amostras analisadas. O teor médio de fosfato nas rochas mineralizadas é da ordem de 8% P_2O_5 . Nos casos em que as amostras se encontram muito intemperizadas e ricas em veios preenchidos por wavellita (origem supergênica) os teores podem exceder a 25% P_2O_5 (Lima *et al.* 2007). Zonas de charneiras de anticlinais seriam responsáveis por acumulações enriquecidas em fosfato por serem áreas de fácil remobilização desse material (Chaves *et al.* 1971).

Além da presença de grãos detríticos de apatita, com granulometria de areia muito fina a silte, também foi identificado cimento fosfático diagenético.

Lima *et al.* (2007), resumem a evolução geológica da mineralização em quatro fases. A *Fase 1* corresponde a precipitação primária de francolita em ambiente de baixa energia, águas rasas, com influxo de material detrítico fino e baixa contribuição carbonática e relativamente oxidante, permitindo a adsorção de moléculas de P_2O_5 por óxidos e hidróxidos. Na *Fase 2* foram formados depósitos alóctones do ritmito fosfático, por meio de erosão e retrabalhamento do ambiente gerado na Fase 1, com transporte e acumulação dos grãos fosfáticos no sítio de deposição final. Os agentes de erosão e transporte são cogitados como episódios de tempestades e a ação de ondas, provavelmente intensificadas durante evento

regressivo. Assim sendo, a primeira e segunda fases possuem caráter essencialmente sindiagenético. A *Fase 3* marca o surgimento da fluorapatita, durante estágios da evolução diagenética, em condições redutoras a suboxidantes, a partir da alteração de francolitas. A *Fase 4* é epigenética, sendo caracterizada pela alteração supergênea dos minerais fosfáticos e formação de wavellita. Em razão das discontinuidades e da presença de níveis rochosos permeáveis, os limites dessa mineralização secundária podem ser extrapolados e afetar outras litofácies.

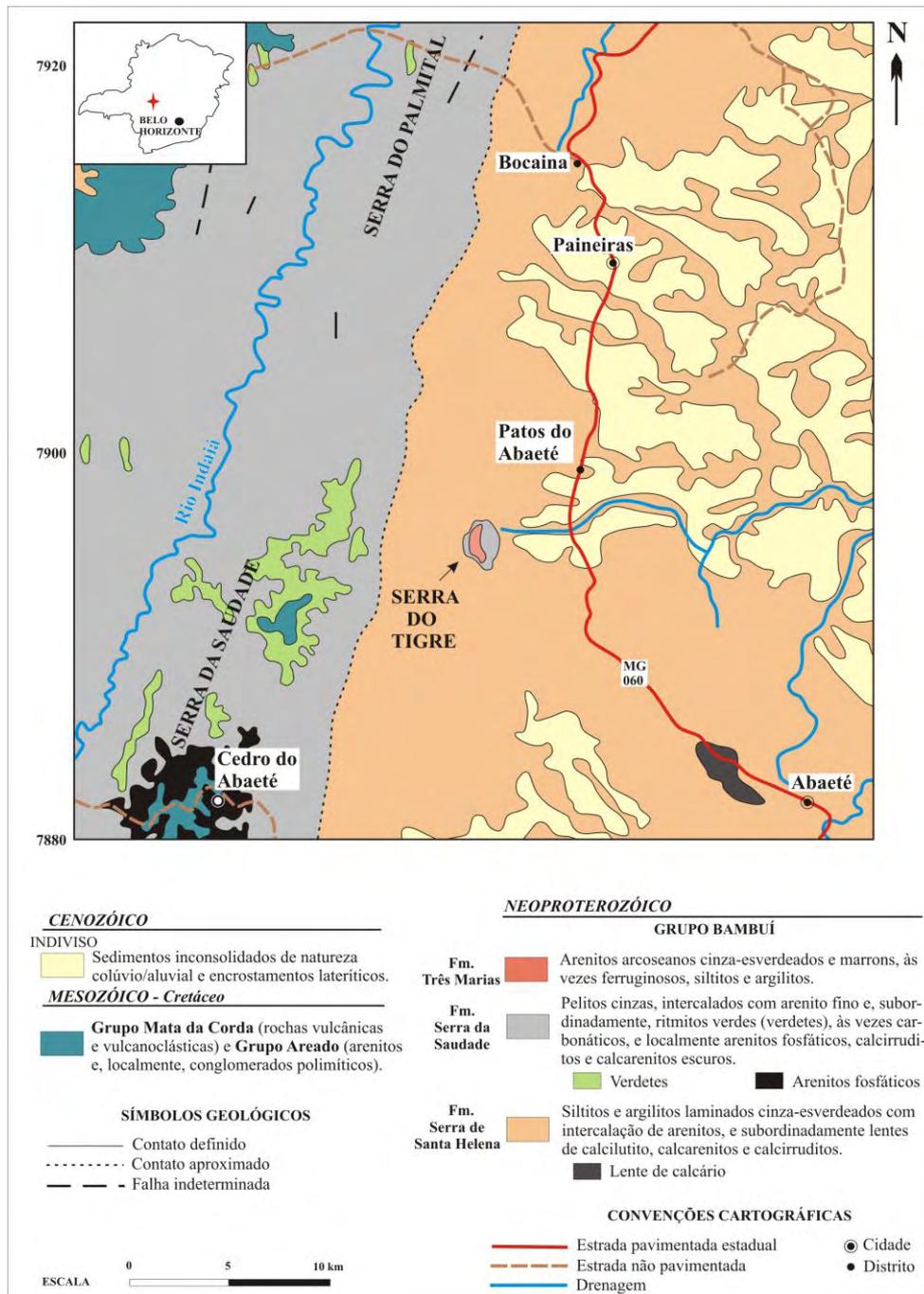


Figura 2.8 – Mapa geológico da Serra da Saudade (Lima *et al.* 2007). Compilação de mapas 1:250.000 das Folhas Três Marias e Bom Despacho (COMIG/CPRM, 2002) e dados obtidos pelos autores.

São registradas na região, intercalações entre a Formação Serra da Saudade e a Formação vulcano-sedimentar Mata da Corda, de idade Cretácea, que localmente apresenta teores baixos, da ordem de 2-3% P₂O₅ (Dardenne *et al.* 1986). Um enriquecimento em fosfato devido ao intemperismo da Formação Mata da Corda, sobrejacente a Formação Serra da Saudade, teria proporcionado a redeposição de fosfato por precipitação em fraturas e porosidades em rochas dessa formação (Ladeira & Brito, 1968. *In:* Dardenne *et al.* 1986). Deste modo, Cedro do Abaeté teria sido afetado por dois episódios fosfogenéticos distintos: o primeiro no Neoproterozóico (conforme descrito por Lima *et al.* 2007) e o segundo no Cretáceo (Dardenne *et al.* 1986).

2.7. MINÉRIO FOSFÁTICO DE XAMBIOÁ, GRUPO ESTRONDO (TO)

As ocorrências de rochas fosfáticas de Xambioá (norte do Estado de Tocantins) foram descobertas em 1990 pela DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração). Essas ocorrências estão inseridas no contexto geológico da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia. O minério fosfático ocorre na Formação Xambioá, porção basal do Grupo Estrondo, de idade Neoproterozóica. A Formação Xambioá é caracterizada por mármore calcíticos e dolomíticos intercalados com xistos e micaxistos (folhelhos metamorfisados).

Segundo Costa & Da Silva (2009) em furos de sondagem realizados na área foram interceptados da base para o topo (Figura 2.9): mármore calcíticos e dolomíticos formados por calcita, dolomita, muscovita, quartzo e minerais opacos como acessórios, com teor de 0,11% P₂O₅; finas lentes de xistos, dispostas entre o conjunto de mármore, constituídos por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio, calcita, escapolita e pelos minerais acessórios epidoto, opacos e apatita, o que confere a rocha total teor de 0,21% P₂O₅; e saprólito marrom a vermelho, formado a partir de xistos, constituído por hematita, goethita, quartzo, argilo-minerais (caolinita, esmectita e ilita), fosfatos, carbonatos e plagioclásios reliquias. Análises químicas de solo e de saprólitos de xistos interceptados por furos de sondagem registraram teores de até 13% P₂O₅ (Costa & Da Silva, 2009). Dados de difratometria de raios-x, infravermelho e microsonda, além de análises químicas permitiram identificar carbonato-fluorapatita (francolita) e crandallita (Costa & Da Silva, 2009). O saprólito apresenta conteúdos médios de 7,7% P₂O₅, 12,36% CaO, 1,06% MgO, 0,83% F e 1,88% CO₂ (Costa & Da Silva, 2009).

A sucessão de mármore (calcários), xistos (folhelhos metamorfisados), xistos ricos em apatita (folhelhos ricos em apatita/fosforitos) é muito comum em seqüências marinhas sedimentares geradas na transição Proterozóico/Cambriano, como é o caso das ocorrências em questão.

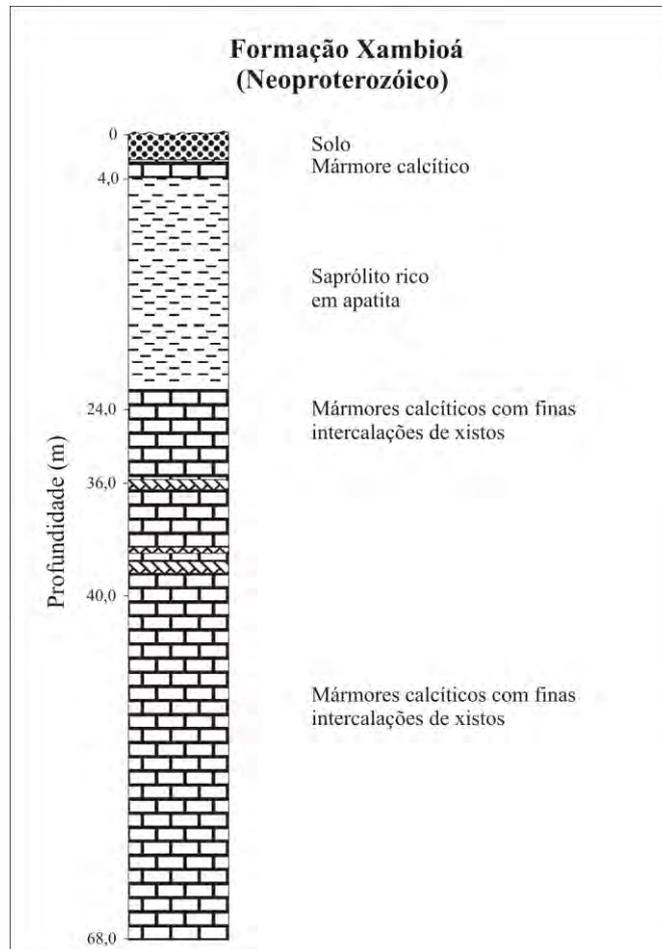


Figura 2.9 – Seção geológica simplificada de furo com ocorrência de fosfatos em Xambioá (TO). Modificado após Da Silva (1998).

2.8. DEPÓSITO DE FOSFATO DA SERRA DA BODOQUENA, GRUPO CORUMBÁ (MS)

O depósito de fosfato da Serra da Bodoquena (Corrêa *et al.* 1976; Boggiani *et al.* 1993; Boggiani, 1997) está situado entre as cidades de Bonito, localizada a sudoeste da área, e Bodoquena, a nordeste, que distam, respectivamente 258 km e 268 km de Campo Grande, capital do estado de Mato Grosso do Sul. Geologicamente, o minério fosfático pertence às formações Tamengo e Bocaina (Figura 2.10), porção mediana do Grupo Corumbá, que compõe a Faixa Paraguai no oeste da Província Tocantins.

Indicadores paleontológicos e isotópicos relevantes à datação do Grupo Corumbá convergem para idade no limite Neoproterozóico\Cambriano (Boggiani *et al.* 1993).



Figura 2.10 – Mapa geológico na escala 1:50.000 do Projeto Fosfato da Serra da Bodoquena (MS) (modificado de Justo, 2000).

A área de ocorrência de minério fosfático foi alvo de estudo do Projeto Fosfato da Serra da Bodoquena (MS), executado por Justo (2000) por intermédio do Serviço Geológico Brasileiro (CPRM). A Formação Bocaina é subdividida em Unidade Calcítica, composta por calcários, e Unidade Dolomítica, constituída por dolomitos, sendo que de modo geral essa

formação é essencialmente dolomítica. Segundo Boggiani (1997) e Justo (2000), no topo da Formação Bocaina houve deposição de microfosforitos maciços, além de estromatólitos e laminações algáceas fosfatizadas. A Formação Tamengo está representada na área de ocorrência do depósito por ritmitos e brechas intraformacionais (Justo, 2000). As brechas são constituídas por clastos, provenientes principalmente da Formação Bocaina, incluindo clastos de fosforitos (Justo, 2000). Os ritmitos são formados por intercalações centimétricas a milimétricas de argilitos, folhelhos carbonosos e algumas vezes microfosforito (Boggiani, 1997; Justo, 2000).

Segundo Boggiani *et al.* (1993), os depósitos de rocha fosfática do Grupo Corumbá podem ser interpretados como originários em áreas de ressurgência na borda da plataforma carbonática da zona interna, hipótese esta, apoiada pela posição das ocorrências no limite entre fácies sedimentares de águas rasas e profundas. A associação dos fosfatitos e rochas fosfáticas com estromatólitos reforça esta ideia, pois nestas áreas deve ter havido intensa atividade biológica. Desta maneira, os fosfatitos e rochas fosfáticas foram originados em água rasa na plataforma, posteriormente ressedimentados no talude.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E ARCABOUÇO TECTÔNICO

3.1. INTRODUÇÃO

As sequências litoestratigráficas do Grupo Bambuí são registradas nos estados de Goiás, Minas Gerais, Bahia e Tocantins. Geologicamente, o Grupo Bambuí se distribui ao longo da porção leste da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), margeando o Cráton São Francisco, onde estão inseridas ocorrências de rochas fosfatadas e fosforitos, bem como recobrendo ampla área cratônica.

Pode ser observado nas rochas do Grupo Bambuí, um padrão de dobramento assimétrico formado em condições compressivas dúcteis-rúpteis, com vergência para leste, além de falhas e fraturas associadas à deformação distensiva rúptil, ocorridas devido a Orogênese Brasileira durante o Neoproterozóico (Alvarenga *et al.* 2006). O grau de metamorfismo varia entre xisto verde baixo e anquimetamorfismo (Alvarenga *et al.* 2006).

O Grupo Bambuí, segundo definido por Dardenne (1978b), é constituído por seis formações: Formação Jequitaiá, composta por diamictitos e subordinadamente pelitos maciços; Formação Sete Lagoas, caracterizada por pelitos e margas na base e calcários e dolomitos no topo; Formação Serra de Santa Helena, constituída por argilitos e siltitos com lentes de calcário cinza escuro e níveis de marga; Formação Lagoa do Jacaré, composta por níveis margosos e siltitos argilosos intercalados com bancos ou lentes de calcário preto oolítico; Formação Serra da Saudade, composta por siltitos argilosos, esverdeados e margosos, com presença de calcário cinza na base e arcóseos esverdeados no topo; e Formação Três Marias, composta por arcóseos esverdeados em bancos maciços intercalados com siltitos arcoseanos também esverdeados.

A sedimentação do Grupo Bambuí tem início com os diamictitos da Formação Jequitaiá, a qual tem sua origem relacionada a um período glacial (Dardenne, 1978b). O derretimento das camadas de gelo referentes a tal glaciação permitiu a instalação de ambiente marinho epicontinental, e início da deposição de sedimentos pelito-carbonatados do Grupo Bambuí, que se sobrepõe ao Cráton São Francisco (Dardenne, 1978b). O ambiente formado em função da deglaciação estabeleceu também as condições climáticas necessárias para a deposição dos sedimentos fosfáticos.

3.2. FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA

A Faixa de Dobramentos Brasília (Figura 3.1), cuja extensão supera 1.100 km, desenvolveu-se na borda ocidental e meridional do Cráton São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (Almeida *et al.* 1977). Essa faixa neoproterozóica representa o complexo cinturão de dobras e falhas de empurrão com vergências tectônica e metamórfica em direção ao Cráton São Francisco (Fuck *et al.* 1994).

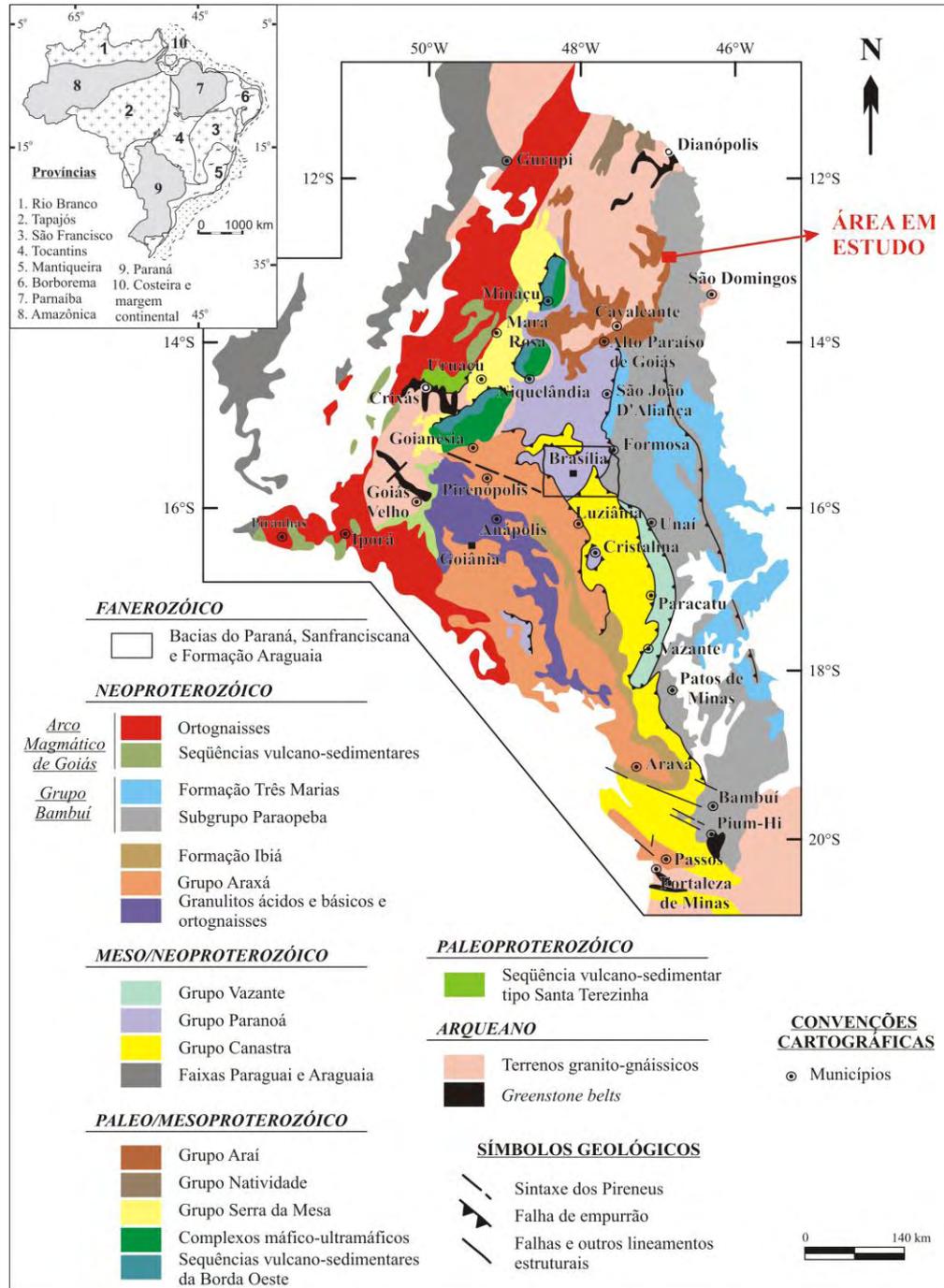


Figura 3.1 - Mapa Geológico da Faixa Brasília (adaptado de Marini *et al.* 1984a, b. In Dardenne, 2000).

Dados geocronológicos U-Pb e Rb-Sr sugerem que a história tectono-metamórfica da Faixa de Dobramentos Brasília foi marcada por dois eventos metamórficos, o primeiro evento termo-tectônico em ~750 Ma e o último em ~630-600 Ma, que representa o ápice do metamorfismo na faixa, correspondendo à Orogênese Brasileira (Pimentel *et al.* 1991, 1992).

A Faixa de Dobramentos Brasília possui estruturação marcada por dois ramos de direções distintas: um setentrional, de orientação NE, e outro meridional, de orientação NW, que apresentam uma evolução geotectônica única, mas com características bem distintas (Araújo Filho, 1999). O encontro dos dois ramos marca uma grande estrutura regional definida como Flexura dos Pireneus (Costa & Angeiras, 1971; Araújo Filho, 1980), posteriormente renomeada de Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 1999) que consiste de lineamentos WNW-SSE, situados à mesma latitude do Distrito Federal.

A compartimentação longitudinal da Faixa de Dobramentos Brasília, de leste para oeste, em Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás (Dardenne, 1978a, 1981; Fuck *et al.* 1993; Fuck, 1994) é ainda muito utilizada pela comunidade científica, embora Fuck *et al.* (2005) tenham atualizado essa divisão.

Seguindo a divisão da Faixa de Dobramentos Brasília em dois ramos distintos, denominados de Faixa Brasília Setentrional, ao norte da sintaxe, e Faixa Brasília Meridional, ao sul, têm-se a caracterização das unidades que compõem estas duas faixas, seguindo a nova compartimentação longitudinal, proposta por Fuck *et al.* (2005):

» A Faixa Brasília Setentrional estrutura-se em três compartimentos geologicamente distintos: **i) Embasamento Ortognáissico Paleoproterozóico**, representado pelo Bloco Almas-Dianópolis, que também inclui estreitas faixas de rochas supracrustais. Algumas unidades supracrustais são atualmente interpretadas como embasamento síalico da Faixa de Dobramentos Brasília sobre o qual foram depositados os grupos Araí e Natividade em ambiente de rift intracontinental, com seqüências transgressivas no topo, de idade Pale/Mesoproterozóica, composto por rochas sedimentares e vulcânicas metamorizadas. Também ocorrem faixas restritas referentes à Formação Ticunzal e aos grupos Paranoá e Bambuí, além de granitos da suítes Aurumina e Pedra Branca; **ii) Maciço de Goiás, Grupo Serra da Mesa e porções do Grupo Araxá**. Atualmente o Maciço de Goiás compreende: o Bloco Arqueano Crixás-Goiás, constituído por ortognaisses e em menor participação por greenstones belts; e os complexos máficos-ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana-Brava e as seqüências vulcano-sedimentares associadas de Juscelândia, Indaianópolis e

Palmeirópolis, respectivamente. O Grupo Serra da Mesa, de idade mesoproterozóica consiste principalmente de quartzitos e micaxistos com participação carbonática no topo da seqüência; **iii) Arco Magmático de Goiás**, constituído por ortognaisses e seqüências vulcano-sedimentares neoproterozóicos, representa a crosta menos espessa da província, segundo dados geofísicos (Soares *et al.* 2005). É subdividido em Arco Magmático de Mara Rosa na porção norte e Arco Magmático de Arenópolis na porção sul.

» Na Faixa Brasília Meridional também são reconhecidos três compartimentos (Fuck *et al.* 2005): **i) Depósitos Sedimentares de Margem Passiva**, representados pelo cinturão de dobras e empurrões, sobrepostos por rochas do Grupo Araxá, que consiste essencialmente em rochas metassedimentares. Frequentemente são observadas associações com rochas vulcânicas que indicam que o Grupo Araxá representa uma *melange* ofiolítica, obductada sobre a margem continental por *nappes* de transporte W-E; **ii) Núcleo Metamórfico**, representado por rochas de alto grau do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu, compondo o eixo da faixa, e pequena porção do Arco Magmático de Goiás. O complexo é caracterizado por ortogranulitos de composição máfica-ultramáfica e tonalítica a granodiorítica, rochas metassedimentares associadas à granulitos aluminosos, leptinitos e granada gnaisses, rochas metavulcano-sedimentares e intrusões de granitóides; **iii) Prolongamento do Arco Magmático de Goiás**, parcialmente encoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná.

3.3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE CAVALCANTE - CAMPOS BELOS - ARRAIAS

O Grupo Bambuí na região estudada está distribuído entre a porção leste da Faixa de Dobramentos Brasília e o Cráton São Francisco. As ocorrências de rochas fosfatadas e fosforitos fazem parte de um contexto, no qual se inserem, da base para o topo, as seguintes unidades litoestratigráficas: Complexo Granito-gnáissico, Formação Ticunzal, Suíte Aurumina, Quartzo Diorito Nova Roma, Suíte Pedra Branca, Grupo Araí, Grupo Paranoá, Formação Jequitaí, Grupo Bambuí e grupos Areado e Urucuia. Na figura 3.2 é apresentado mapa geológico regional expondo as unidades aflorantes no nordeste do estado de Goiás e no sudeste do estado do Tocantins. Esse mapa é resultado da cartografia das folhas Monte Alegre de Goiás, Nova Roma e Cavalcante, em escala 1:100.000, por intermédio do Programa Geologia do Brasil (PGB/PGL), do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em 2006.

Na figura 3.3 é apresentada a coluna estratigráfica das unidades geológicas mapeadas nas folhas Monte Alegre de Goiás, Nova Roma e Cavalcante. Em seguida serão descritas as unidades distinguidas na região de ocorrência dos fosforitos.

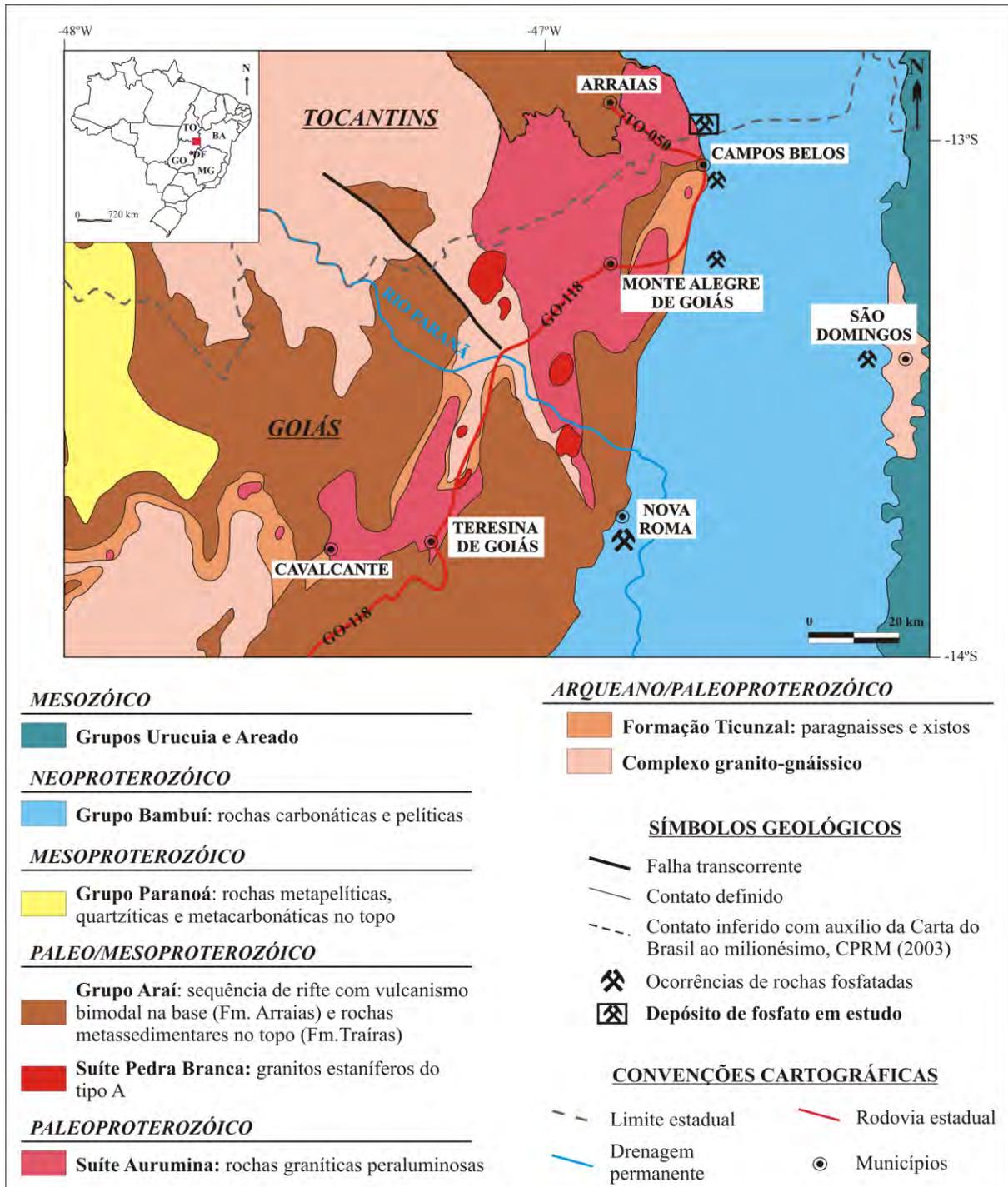


Figura 3.2 – Mapa geológico regional simplificado compreendendo as regiões nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins (modificado de Botelho & Silva, 2004).

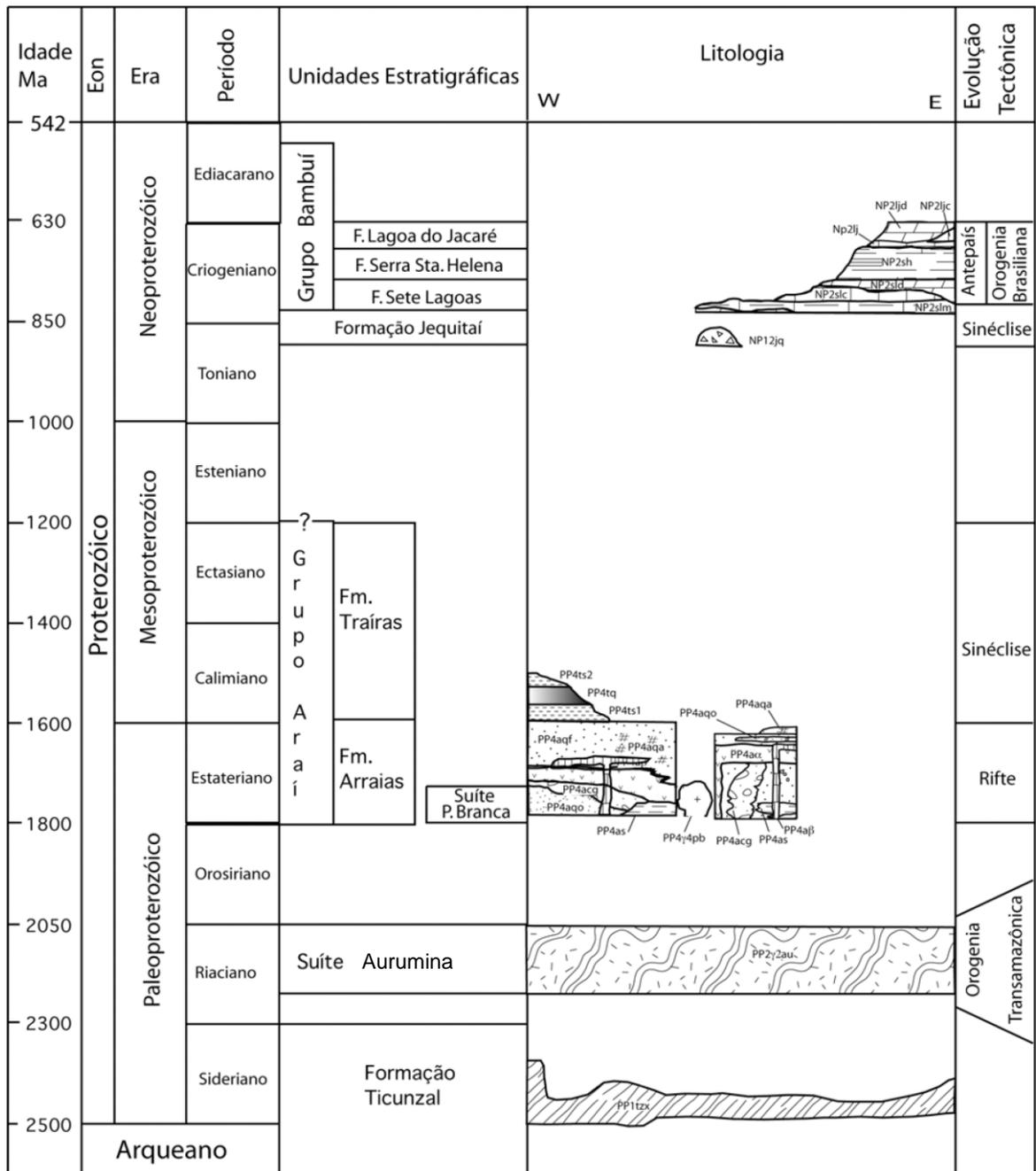


Figura 3.3 – Carta estratigráfica das unidades geológicas distinguidas durante mapeamento das folhas Monte Alegre de Goiás, Nova Roma e Cavalcante (Alvarenga *et al.* 2006).

3.3.1. COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO

O Complexo Granito-gnáissico compreende uma ampla área distribuída longitudinalmente entre as cidades de Almas e Dianópolis, no sudeste do Tocantins, até as imediações da cidade de Cavalcante, no nordeste do Estado de Goiás (Pimentel *et al.* 2000).

É atribuída idade Arqueana/Paleoproterozóica a esses terrenos, os quais são compostos principalmente por ortognaisses, granitóides deformados e algumas unidades supracrustais.

Sobre esse embasamento se depositaram sedimentos dos grupos Paranoá e Bambuí, do Grupo Araí, e seu possível equivalente a norte, o Grupo Natividade (Pimentel *et al.* 2000).

Na região de Almas-Dianópolis duas suítes foram reconhecidas. A mais antiga está intrudida em rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro e compreende principalmente corpos tonalíticos, enquanto a segunda suíte compreende vários plútons de formato oval intrudidos em granitóides e rochas supracrustais. Dados geoquímicos de rocha total em ambas as suítes indicam afinidade calcialcalina (Pimentel *et al.* 2000).

Nas proximidades de Cavalcante e Teresina de Goiás, o principal tipo de rocha encontrado é hornblenda-biotita tonalito, e subordinadamente, quartzo-diorito e granodiorito. A geoquímica dessas rochas permite inferir protólitos calcialcalinos para as mesmas. Essas rochas são geralmente intrudidas por vários corpos graníticos, pertencentes às suítes Aurumina e Pedra Branca (Botelho, 1992).

3.3.2. FORMAÇÃO TICUNZAL

A distribuição da Formação Ticunzal na Faixa Brasília ainda é incerta, mas alguns trabalhos demonstram a presença dessa formação no nordeste de Goiás e sudeste do Tocantins (Botelho *et al.* 2002). A sua área-tipo foi definida na região das serras do Ticunzal e Tombador, município de Cavalcante (GO) (Marini *et al.* 1978). A idade da Formação Ticunzal não é bem definida, mas segundo dados Sm-Nd é mais antiga que 2,15 Ga, idade das intrusões graníticas mais velhas da Suíte Aurumina no entremeio ao Ticunzal. Essa formação estabelece contatos com o Complexo Granito-gnáissico e Suíte Aurumina (Figura 3.2), com a Suíte Pedra Branca e grupos Araí e Bambuí (Figura 3.4).

A Formação Ticunzal é constituída essencialmente por rochas metassedimentares agrupadas em três litofácies: *Litofácies PP1tzp*: composta por paragneisses contendo restos de granada e cristais de grafita; *Litofácies PP1tzx*: compreende quartzo-muscovita xistos esbranquiçados associados a muscovita-granada xistos e ainda clorita-muscovita-quartzo xistos e grafita xistos ricos em muscovita e com pequenas concentrações de óxidos de manganês; *Litofácies de metaconglomerados e quartzitos*: constituída por níveis de metaconglomerados e microconglomerados com matriz arenosa, associados a quartzitos e quartzo xistos mal selecionados.

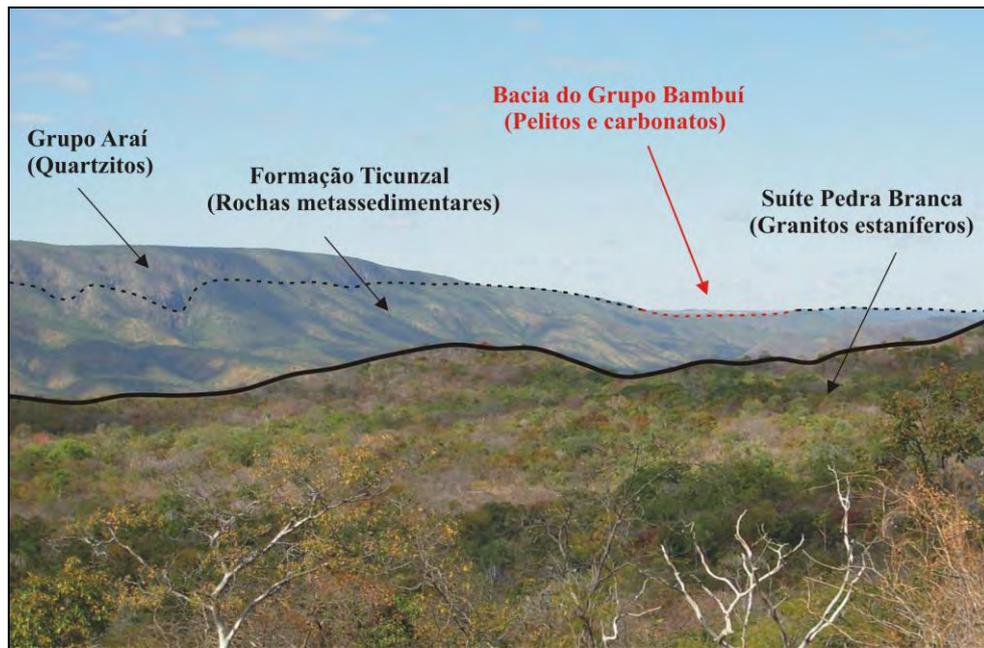


Figura 3.4 – Relações de contato em campo, entre as unidades: Formação Ticunzal, Suíte Pedra Branca e grupos Araí e Bambuí. Vista a partir da estrada não pavimentada que faz a ligação entre a cidade de Nova Roma (GO) à GO-118.

3.3.3. SUÍTE AURUMINA

A Suíte Aurumina foi definida por Botelho *et al.* (1999) com base em granitos aflorantes entre o município de Teresina de Goiás e o povoado de Aurumina. Em Aurumina, considerada a área-tipo, a suíte está representada por pequeno corpo de biotita-muscovita granito, milonitizado e alongado segundo N30W, intrusivo em granitos milonitizados considerados como parte da própria Suíte Aurumina, que se estende para as regiões de Cavalcante, Nova Roma, Monte Alegre de Goiás, Campos Belos, em Goiás, e Arraias, no Tocantins (Alvarenga *et al.* 2006). Em todas essas regiões observa-se que a Suíte Aurumina é intrusiva na Formação Ticunzal. A Suíte Aurumina também estabelece contatos com o Complexo Granito-gnáissico e Grupo Bambuí (Figura 3.2) e com a Suíte Pedra Branca e o Grupo Araí.

Os primeiros dados de U/Pb em zircão indicam idades de 2.0 a 2.2 Ga para os granitos e tonalitos da Suíte Aurumina. Segundo Pimentel & Botelho (2001), a fonte dos magmas peraluminosos da Suíte Aurumina é predominantemente arqueana com pequeno retrabalhamento crustal.

A Suíte Aurumina está subdividida em seis litofácies, incluindo rochas graníticas sin-, tardi- e pós-tectônicas:

- *Litofácies PP2 γ 2au1*: representada por muscovita granito, no qual a muscovita ocorre na forma de grandes lamelas, de caráter pré- a sin-tectônico. Observa-se nas rochas dessa litofácies, intensa deformação com desenvolvimento de foliação milonítica de direção NNE e mergulho SSE.

- *Litofácies PP2 γ 2au2*: compreende intrusões de biotita-muscovita granito com distribuição espacial significativa entre o nordeste de Goiás e o sudeste de Tocantins. Mineralizações de ouro foram reconhecidas no contato entre essa litofácies e a Formação Ticunzal, relacionados a zonas de cisalhamento, como é o caso dos depósitos de ouro em Cavalcante e Aurumina (GO). A deformação encontrada na fácies PP2 γ 2au2 é a mesma descrita na fácies PP2 γ 2au1.

- *Litofácies PP2 γ 2au3*: constituída por tonalitos, predominantemente leucocráticos, distribuídos entre Monte Alegre de Goiás (GO) e Arraias (TO) e também entre Arraias e Paranã (TO). Em geral essa fácies se apresenta menos deformada do que os granitos anteriores, sendo que foliação milonítica é verificada em domínios ou faixas mais restritos.

- *Litofácies PP2 γ 3au4*: consiste em biotita granitos com ocorrência muito restrita nas proximidades de Teresina de Goiás. Apresenta deformação incipiente em relação às demais fácies, sugerindo uma natureza pós-tectônica para a mesma.

As outras duas litofácies compreendem migmatitos e turmalina-muscovita granitos.

3.3.4. SUÍTE PEDRA BRANCA

A Suíte Pedra Branca faz parte da Província Estanífera de Goiás e atualmente engloba os granitos Tipo A pb1 e pb2 (Alvarenga *et al.* 2006), anteriormente denominados g1 e g2, respectivamente (Botelho *et al.* 1993). A fácies PP4 γ pb1 é constituída por biotita granitos rapakivíticos, granófiros e diques porfiríticos com quartzo azul, enquanto a fácies PP4 γ pb2 é formada por biotita granitos e leucogranitos com mica litinífera, além de estar associada aos depósitos de estanho mais importantes da região, sendo responsáveis pelos processos mineralizadores que deram origem aos depósitos de estanho da parte oeste da Província Estanífera (Botelho & Moura, 1998). A idade da Suíte Pedra Branca está entre 1.74 e 1.77 Ga e se encontra intrusiva em terrenos da Suíte Aurumina e Formação Ticunzal (Figura 3.4).

3.3.5. GRUPO ARAÍ

O Grupo Araí compreende um conjunto de rochas metassedimentares e metavulcânicas de grau anquimetamórfico a xisto verde baixo, que recobrem o embasamento granito-gnáissico, Formação Ticunzal, Suíte Aurumina e Quartzo Diorito Nova Roma e são recobertos pelos grupos Paranoá e Bambuí (Alvarenga *et al.* 2006). Essa unidade aflora na porção setentrional da Chapada dos Veadeiros, na região de Alto Paraíso e se estende até o sudeste do Tocantins.

O Grupo Araí é subdividido em duas formações, da base para o topo: Formação Arraias, representada principalmente por quartzitos e metaconglomerados intraformacionais, intercalados com metassiltitos, sedimentados em ambientes de pré-rifte e sin-rifte, incluindo depósitos fluviais, eólicos e transicionais (continental/marinho), intercalados com basaltos, dacitos, andesitos, riolitos e aglomerados vulcânicos (Dardenne, 2000). Os depósitos da fase rifte estão relacionados à estrutura extensional, desenvolvida entre 1.77 e 1.6 Ga na região Centro-Oeste do Brasil (Alvarenga *et al.* 2006). O vulcanismo bimodal observado nessa formação tem aproximadamente a mesma idade (1.77 Ga) dos granitos estaníferos da Suíte Pedra Branca (Alvarenga *et al.* 2006); e Formação Traíras, que consiste principalmente de rochas pelíticas com algum carbonato e espessas camadas de quartzito, associadas à fase pós-rifte com deposição em ambiente marinho.

3.3.6. GRUPO BAMBUÍ

O Grupo Bambuí, definido por Costa & Branco (1961), ocupa a porção leste da Faixa de Dobramentos Brasília e extensa cobertura do Cráton São Francisco (Dardenne, 2000). Esse grupo representa uma associação de litofácies siliciclásticas, químicas e bioquímicas, formadas pelo acúmulo de sedimentos depositados sobre uma extensiva plataforma epicontinental, onde o mar recobriu grande parte do paleocontinente São Francisco no final do Neoproterozóico (Alvarenga *et al.* 2006).

A estratigrafia clássica do Grupo Bambuí foi definida por Costa & Branco (1961) e Dardenne (1978b). Seis formações foram propostas por Dardenne (1978b): Formação Jequitaiá, Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias (Figura 3.5). Pflug & Renger

(1973) propuseram a exclusão da Formação Jequitaí do Grupo Bambuí e sua inclusão no Supergrupo São Francisco.

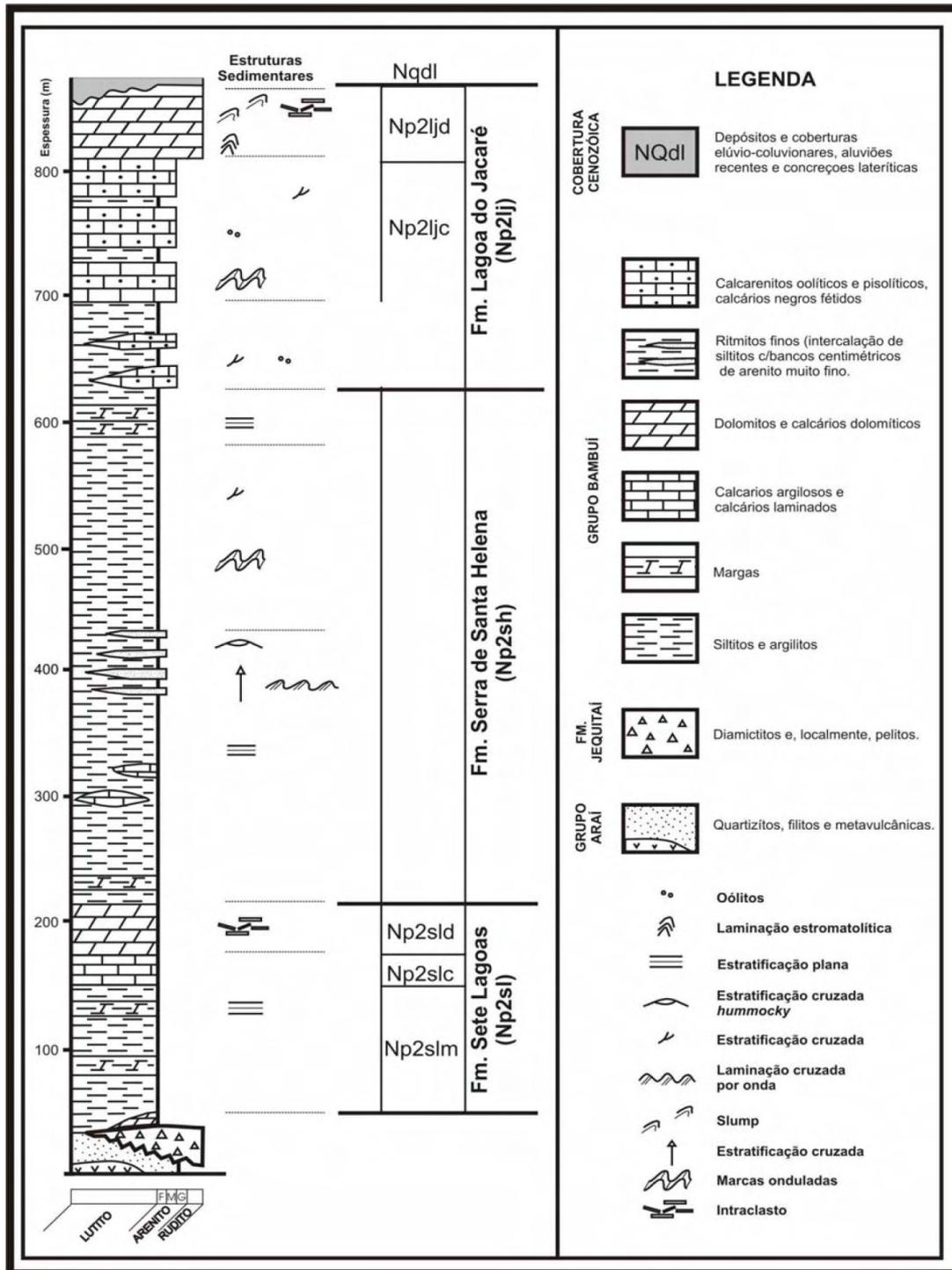


Figura 3.5 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Bambuí definida na região nordeste de Goiás por Alvarenga *et al.* (2006).

A Formação Jequitaí é formada por diamictitos com raras intercalações de pelitos e arenitos. Esses diamictitos são interpretados como tilitos (Karfunkel & Karfunkel, 1976;

Martins-Neto *et al.* 1999), devido a identificação de pavimentos estriados, assim como seixos estriados, polidos e facetados pelo transporte glacial. Recentemente, a interpretação de tilitos compondo a Formação Jequitáí foi questionada e as rochas que compõem essa formação foram relacionadas à sedimentação glaciomarinha (Martins-Neto & Herco, 2002; Uhlein *et al.* 1999), assim como os pavimentos estriados foram reinterpretados como produto de geleiras marinhas flutuantes (Rocha Campos *et al.* 1996). O evento glacial que deu origem a Formação Jequitáí, é interpretado por alguns autores como correlato a Glaciação Sturtiana, ocorrida em aproximadamente 750 Ma (Pimentel *et al.* 2002; Uhlein *et al.* 2007).

Os afloramentos mais importantes da Formação Jequitáí ocorrem sobre o Cráton São Francisco, se estendendo até as regiões de Formosa e Cabeceiras, em Goiás (Guimarães, 1997).

A associação sedimentar, a qual se seguiu a glaciação Jequitáí, é representada por três grandes ciclos (Dardenne, 2000). Cada um desses megaciclos começa com uma rápida transgressão marinha de extensão regional, associada a uma abrupta subsidência da bacia (Dardenne, 2000).

- *Megaciclo 1*: corresponde a deposição de sedimentos pelito-carbonatados da Formação Sete Lagoas. Apresenta calcilutito cinza escuro a preto na base, passando a calcários e dolomitos no topo;

- *Megaciclo 2*: está relacionado aos sedimentos essencialmente pelíticos e subordinadamente carbonáticos, que constituem a Formação Serra de Santa Helena, indicando a abrupta e generalizada subsidência da bacia. Segue-se a Formação Lagoa do Jacaré, composta por calcários cinza escuros depositados em plataforma dominada por tempestades e correntes de maré.

- *Megaciclo 3*: representado por sedimentos pelito-arenosos, que compõem a Formação Serra da Saudade, e que foram depositados em plataforma com profundidade média, que estava periodicamente sujeita a influência de tempestades; e pela Formação Três Marias, que consiste principalmente de arcóseos depositados em plataforma rasa dominada por correntes de tempestade com ocorrência local de fácies de maré e supramaré.

As sequências litoestratigráficas da área cratônica de Januária-Itacarambi em direção a região de Vazante, a oeste, exhibe um considerável aumento da espessura de camadas de rochas pelíticas e carbonáticas (Dardenne, 1978b; Dardenne, 2000). Isto reflete um aprofundamento na porção oeste da bacia, que esteve relacionado a movimentos sin-

sedimentares ao longo de grandes falhas regionais com direção variando entre N-S e N10°-20°W (Dardenne, 1978; Alvarenga & Dardenne, 1978).

A idade do Grupo Bambuí ainda é debatida, assumindo um amplo intervalo entre 950 Ma, correspondente a abertura do Rife Macaúbas, e 600 Ma, que marca o final do evento tectônico Brasileiro. Estudos geocronológicos baseados em U/Pb em zircões detríticos da Formação Jequitaí (Pimentel *et al.* 2002; Babinski *et al.* 2004), datações Pb/Pb em calcários pós-glaciais da Formação Sete Lagoas (Babinski & Kaufman, 2003) e estudos isotópicos de C, O e Sr em rochas carbonáticas (Santos *et al.* 2000) sugerem idades entre 800 e 700 Ma para a base do Grupo Bambuí. Datações K/Ar e Rb/Sr em rochas pelíticas do Grupo Bambuí mostraram idades entre 650 e 600 Ma (Tomaz Filho *et al.* 1998. *In:* Dardenne, 2000). Dados de razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em amostras de calcários e dolomitos do Grupo Bambuí forneceram idades jovens da ordem de 600 Ma (Misi *et al.* 1997).

3.4. ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL

Com base no relatório do Programa Geologia do Brasil (PGB/PGL), em que foram mapeadas as folhas Monte Alegre de Goiás, Cavalcante e Nova Roma, será apresentado neste tópico uma síntese da geologia estrutural e tectônica definida para a região nordeste do Estado de Goiás.

Quatro domínios geotectônicos foram identificados, os quais se encontram segmentados por rochas e estruturas originadas em diferentes momentos geológicos (Alvarenga *et al.* 2006).

- *Domínio Geotectônico I (sinéclise e antepaís)*: Estão incluídas neste domínio, as rochas formadas durante os estágios de sinéclise e antepaís, responsáveis pela deposição da Formação Jequitaí e Grupo Bambuí. Os depósitos pelito-carbonatados do Grupo Bambuí foram deformados com vergência para leste pela Orogênese Brasileira, sendo que a intensidade da deformação é minimizada em direção ao Cráton São Francisco. Esse domínio apresenta um padrão de deformação assimétrico, com flancos longos mergulhando entre 20° e 40° para oeste e flancos curtos com mergulho mais forte, variando entre 60° e 90°.

- *Domínio Geotectônico II (Rife e pós-rife: Grupo Araí)*: Engloba as rochas formadas durante as fases de rife e pós rife. Nesse domínio, que afeta principalmente as rochas do

Grupo Araí, é possível inferir que as falhas anteriores a Orogenia Brasileira canalizaram a deformação dúctil-rúptil, transformando-se em corredores de cisalhamento de grande porte acompanhados de intensa milonitização e silicificação. Essas falhas mostram movimento transpressivo e transcorrente e devem ter sido originadas durante o rifteamento Paleoproterozóico e reativadas pelo Evento Brasileiro no Neoproterozóico. As antigas falhas extensionais relacionadas à fase rifte, e que estiveram relacionadas ao preenchimento da bacia de sedimentação, foram transformadas em falhas compressivas.

- *Domínio Geotectônico III*: Nesse domínio a Orogenia Brasileira afetou essencialmente os maciços graníticos da Suíte Pedra Branca, onde se manifesta pela individualização de zonas de cisalhamento e pelo extenso fraturamento dessas rochas.

- *Domínio Geotectônico IV*: Esse domínio é representado pela Orogênese Transamazônica. As rochas pertencentes à Formação Ticunzal e à Suíte Aurumina foram afetadas pelo Evento Transamazônico em torno de 2.1 Ga. Muitas das feições características deste evento foram mascaradas pela intensidade das deformações sobrepostas pelo Evento Brasileiro. Os grandes falhamentos, que afetam o Domínio IV, foram provavelmente gerados pelos processos de abertura do rifteamento, não sendo possível especular sobre sua existência prévia relacionada à Orogenia Transamazônica. O desenvolvimento de foliação milonítica e falhas de cisalhamento com extensão regional (*ex.* Falha da Serra da Goiana) são resultado da deformação Brasileira.

Tabela 3.1 – Tabela esquemática dos eventos deformacionais e estruturas associadas relacionadas aos quatro domínios geotectônicos individualizados (Alvarenga *et al.* 2006).

Idade	Evento Deformacional	Fase	Deformação	Domínios Geotectônicos e seus elementos estruturais				Metamorfismo
				IV <i>Qz Diorito Nova Roma, Suíte Aurumina, Formação Ticunzal</i>	III <i>Granito intraplaca (Suíte Pedra Branca)</i>	II <i>Rifte Gr. Araí</i>	I <i>Sinéclise Antepaís</i>	
NP	Orogênese Brasileira (E ₃)	D ₂	Distensiva rúptil		Falhas e Fraturas			Anquizona
		D ₁	Compressiva Rúptil-dúctil	S _{n+1} ; L ₁ ; S _n	S _{n+1} ; L ₁ ; S _n	S _{n+1} ; L ₁ ; S _n	L ₁ ; S _n	Fácies Xisto Verde Baixo
PP/MP	Rifte Araí (E ₂)	Rifte + Pós-rifte	Distensiva Rúptil + Subsídência flexural	Falhas	-	S ₀	-	Diagênese
PP	Orogênese Transamazônica (E ₁)	D _n	Compressiva Dúctil	S _{n-1}	-	-	-	Fácies Anfibólito alto

4. GEOLOGIA LOCAL, ASPECTOS PETROGRÁFICOS E MINERALÓGICOS

4.1. INTRODUÇÃO

Na região de Arraias/Campos Belos foram mapeadas exposições do embasamento granítico atribuídas à Suíte Aurumina, conglomerados polimíticos, pertencentes à base do Grupo Araí, diamictitos glaciogênicos, atribuídos a Formação Jequitaiá, rochas pelito-carbonatadas e fosfatadas correlacionáveis à Formação Sete Lagoas e rochas pelíticas, da Formação Serra de Santa Helena. Quarenta lâminas delgadas foram confeccionadas a partir de amostras dos tipos litológicos relacionados acima, além de 61 difratogramas obtidos em análises no Laboratório de Raios-x do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

No intuito de dar ênfase ao depósito de fosfato existente na região, foi delimitada uma área-tipo, que engloba o embasamento granítico e as rochas pelito-carbonatadas e fosfatadas do Grupo Bambuí. A área-tipo está situada 8 km a norte do município de Campos Belos e 17 km a sudeste do município de Arraias, compreendendo os Processos DNPM N^{os} 864.113/2003 e 864.175/2004 e parcialmente os Processos DNPM N^{os} 864.176/2004 e 864.392/2006, totalizando 39,75 km².

4.2. GEOLOGIA DA ÁREA

Após quinze dias de mapeamento de campo e onze dias de visitas à área para detalhamento do minério, nos quais foram descritos um total de 295 pontos, foi elaborado um mapa geológico em escala 1:25.000 da área-tipo (Figura 4.1). A definição dos contatos geológicos foi possível com o auxílio de imagem de satélite Aster, composição ternária 321 (Figura 4.2). A partir de dados altimétricos gerados pela SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), nos quais foi aplicado filtro direcional de 45° por meio do *software Envi 4.3*, foram interpretadas as principais feições estruturais.

Neste tópico serão abordadas principalmente as unidades estratigráficas que ocorrem dentro da área-tipo, representadas por granitos da Suíte Aurumina, além de pelitos, rochas carbonatadas e siltitos fosfatados e fosforitos atribuídas a Formação Sete Lagoas, porção basal do Grupo Bambuí. Os demais tipos de rocha ocorrem nas proximidades da área

estudada e pertencem à Formação Jequitai e ao Grupo Araí, e também serão descritas visto a importância que possuem para a compreensão do contexto geológico. As relações estratigráficas entre essas unidades são apresentadas na figura 4.3.

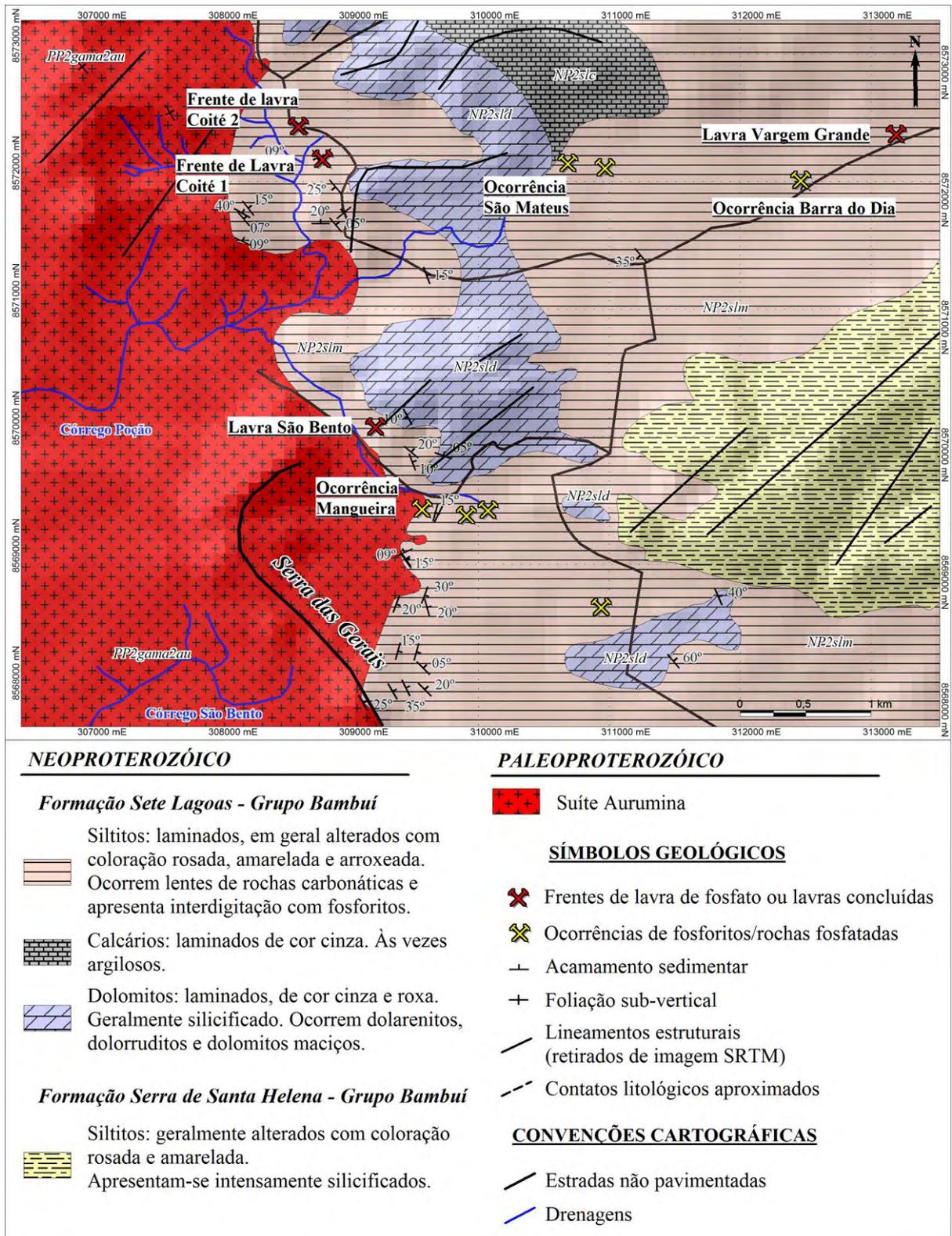


Figura 4.1 – Mapa geológico da área-tipo definida para estudo de depósitos e ocorrências de fosfato na região de Arraias (TO)/Campos Belos (GO). O mapa geológico foi sobreposto a uma imagem de radar SRTM.

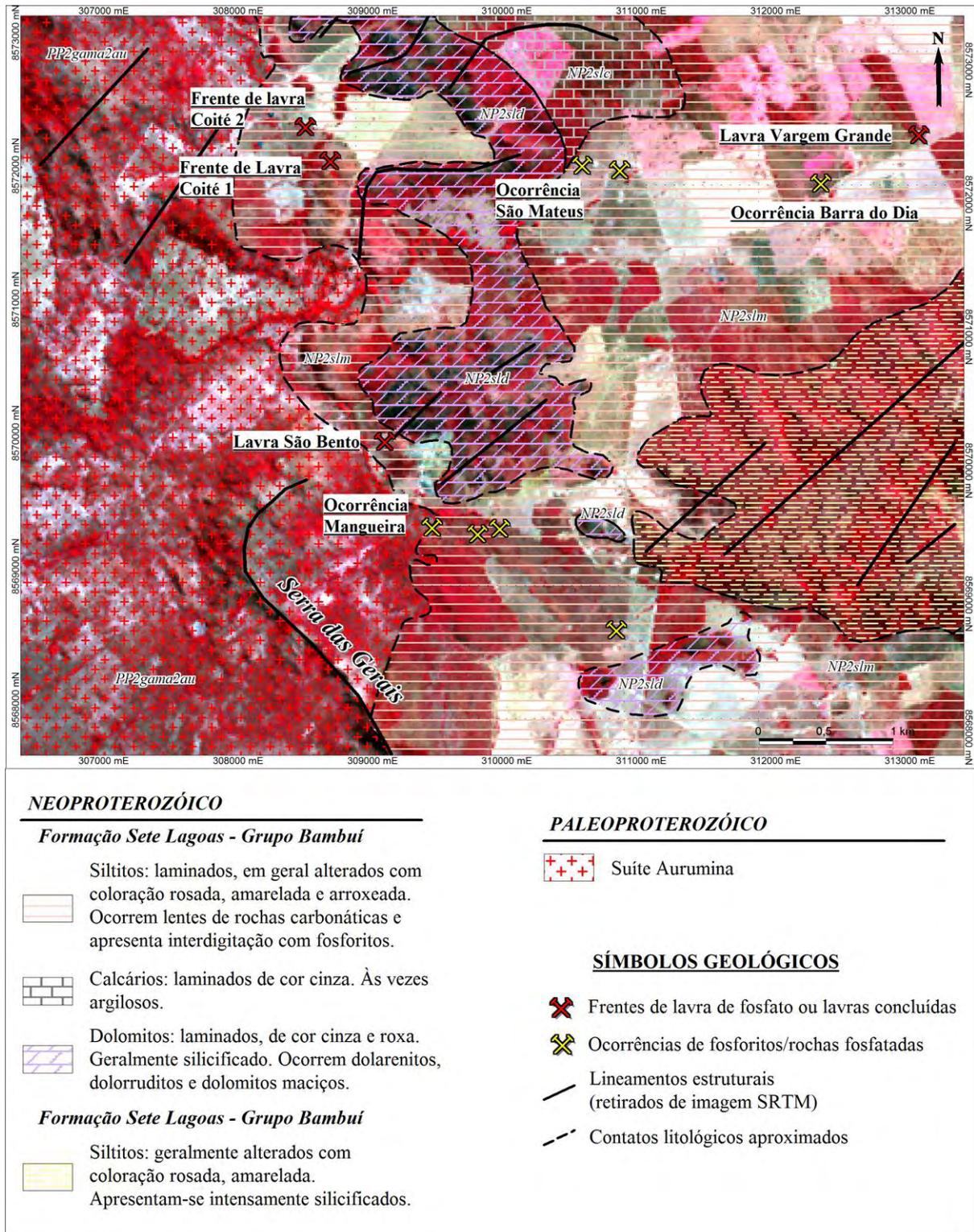


Figura 4.2 – Imagem de satélite Aster, composição ternária 321, com geologia sobreposta.

Dados obtidos por meio de microscopia eletrônica e difratometria de raios-x serão apresentados juntamente com a descrição de litologias pertencentes às formações Jequitai e Sete Lagoas que possuem maior relevância para compreensão da mineralização fosfática.

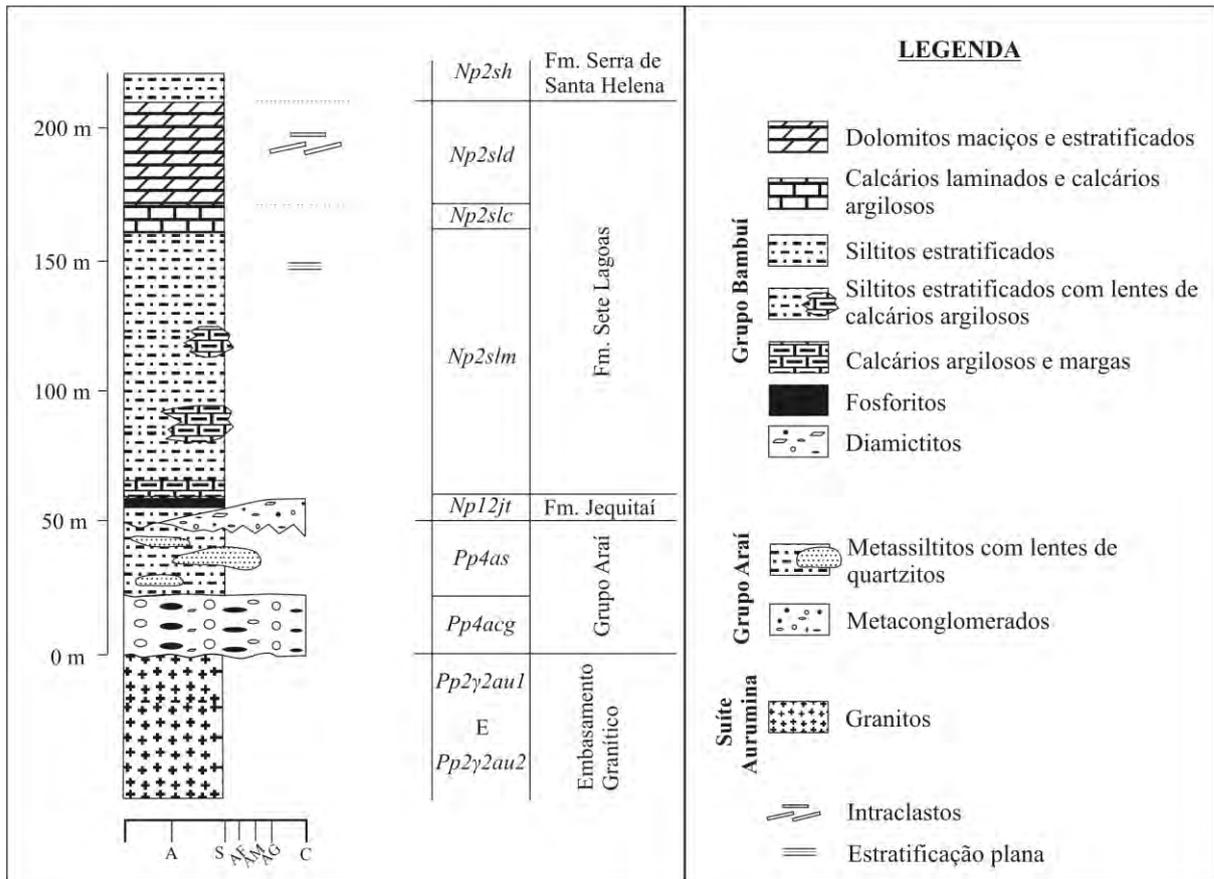


Figura 4.3 – Coluna estratigráfica definida para a região de estudo.

4.2.1. SUÍTE AURUMINA

A Suíte Aurumina ocorre formando a Serra das Gerais na porção oeste da área, a qual apresenta direção aproximada NW-SE (Figura 4.2 e Figura 4.4a) e também compondo ampla área topograficamente rebaixada a norte e oeste da referida serra. Essa unidade representa o embasamento do Grupo Bambuí na área-tipo.

São distinguíveis muscovita granitos e biotita-muscovita granitos (Figura 4.4b), que pertencem respectivamente às fácies *PP2γ2au1* e *PP2γ2au2* da Suíte Aurumina. Os afloramentos ocorrem principalmente sob a forma de blocos métricos de rocha intemperizada, cuja coloração varia entre esbranquiçada e amarelada. A granulação dessas rochas varia entre média e grossa. As exposições mostram em sua maioria sericitização e saussuritização. Localmente os granitos foram cortados por extensos veios de quartzo.

A deformação nessas rochas é dúctil-rúptil, representada por foliação milonítica e estiramento de grãos de quartzo em domínios localizados. Na porção sul da Serra das Gerais

é possível observar dobramento em imagem de satélite Aster, composição ternária 321 (Figura 4.2).

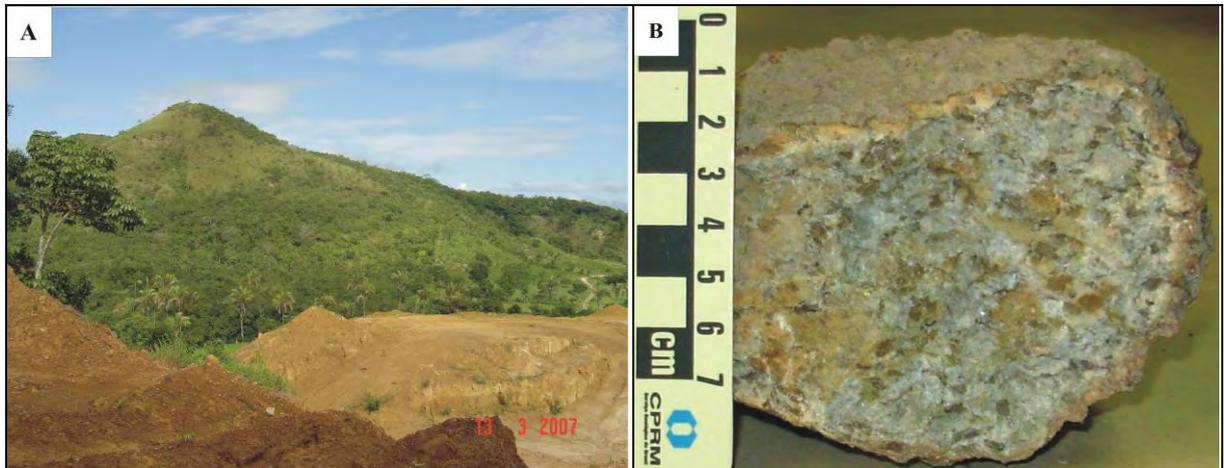


Figura 4.4 - Granitos da Suíte Aurumina – (a) Serra das Gerais, vista a partir da frente de lavra São Bento, situada na porção sudoeste da área-tipo. (b) Amostra macroscópica de biotita-muscovita granito de granulação grossa, que forma a Serra das Gerais.

Em difratograma obtido para granitos dessa unidade foram distinguidos picos relativos a quartzo, plagioclásio sódico (albita), biotita e microclínio. Os picos referentes ao quartzo e a albita possuem intensidades semelhantes, se destacando entre os demais. O difratograma é apresentado no anexo 1A.

4.2.2. GRUPO ARAÍ

Não há registro de exposições do Grupo Araí na área-tipo. Rochas dessa unidade foram verificadas próximo a área de estudo às margens da GO-452, onde estão expostos metarritmitos em corte de estrada, e sob a área urbana do município de Campos Belos, em que são encontradas exposições ora friáveis e ora preservadas de metaconglomerados.

A litofácies Metaconglomerado Basal (PP4acg) é representada por exposições de metaconglomerados polimíticos, matriz suportados (Figura 4.5a). São distinguíveis nessa fácies, fragmentos líticos de granitos e quartzitos e seixos de quartzo imersos em matriz arenosa e quartzosa, com grau de arredondamento variando entre subanguloso a arredondado.

A litofácies Metarritmitos (PP4as) se sobrepõe diretamente aos metaconglomerados na região. Essa sequência é composta pela alternância de estratos de metassiltitos argilosos de cor de alteração rosada e estratos de quartzitos feldspáticos finos (Figura 4.5b). Essa fácies é

comumente encontrada na região em estágio avançado de alteração. As rochas dessa litofácies são geralmente bem foliadas, embora ainda apresentem algumas evidências do acamamento original.

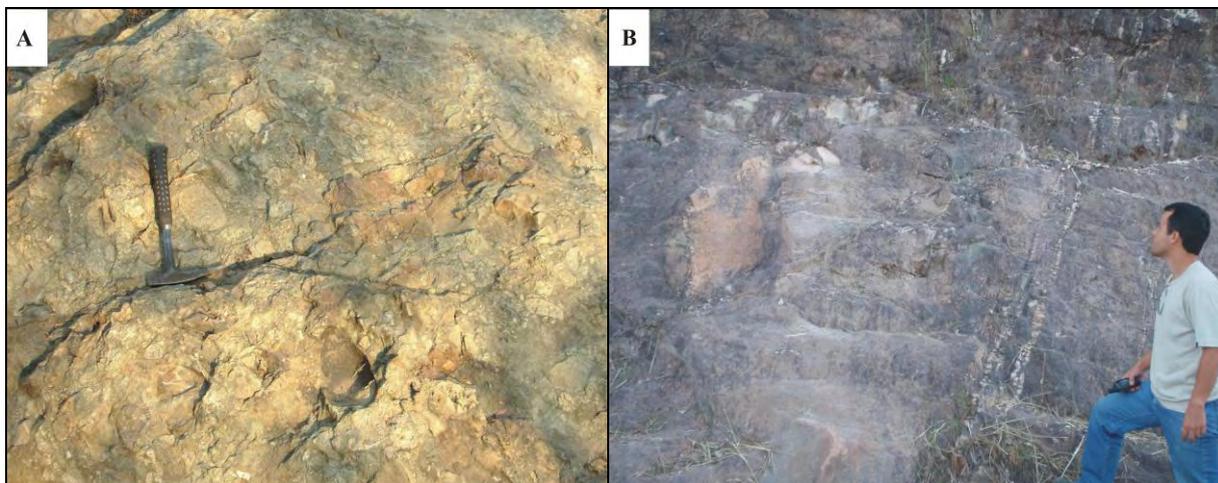


Figura 4.5 – Rochas do Grupo Araí (a) Metaconglomerado basal, matriz suportado, pertencente ao Grupo Araí (Coordenadas UTM: 8.559.603 N/309.984 E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul). (b) Bancos de quartzitos arcoseanos pertencentes à litofácies Metarritmito (Grupo Araí) em corte da estrada GO-452.

4.2.3. GRUPO BAMBUÍ

As rochas referentes ao Grupo Bambuí foram atribuídas às formações Jequitaí, Sete Lagoas e Serra de Santa Helena. A Formação Jequitaí ocorre em afloramentos restritos próximo à cidade de Campos Belos. A Formação Sete Lagoas está presente na maior parte da área, se distribuindo a leste do embasamento granítico, e compreende rochas pelíticas, carbonáticas e fosfatadas. A Formação Serra de Santa Helena ocorre restritamente sobre dolomitos da Formação Sete Lagoas na porção oeste da área e a norte da mesma.

4.2.3.1. FORMAÇÃO JEQUITAÍ (NP12jt)

A Formação Jequitaí é observada em afloramentos restritos, em fazenda, a alguns metros da rodovia GO-452, recobrimo em discordância rochas paleoproterozóicas do Grupo Araí. As exposições se dão por meio de matacões. Sua espessura pode atingir 40 metros nessa região.

Essa unidade litoestratigráfica é composta por diamictitos maciços polimícticos com seixos imersos em matriz silto-arenosa esverdeada. São distinguidos seixos centimétricos a

decimétricos, geralmente angulosos a arredondados (Figura 4.6). São observados fragmentos de quartzitos, granitos, quartzo xistos rochas carbonáticas e filitos, enquanto na matriz é possível distinguir além de argilo-minerais, grãos de quartzo, carbonato, feldspato e anfibólio, dentre outros.

A classificação modal do material detrítico que compõem o diamictito, definida com base em observações em lâmina petrográfica, indica 40% de fragmentos líticos, 35% de material terrígeno na fração silto-argilosa que compõem a matriz, 15% de quartzo muito fino, que constitui parte da matriz, 8% de quartzo na forma de clastos e os 2% restantes compreendem grãos de plagioclásio e lamelas de muscovita e clorita. Uma das feições características em rochas formadas em ambientes glaciais, representada pela coexistência de grãos arredondados e grãos extremamente angulosos, é visível tanto em afloramento, quanto em lâmina (Figura 4.7), bem como a diversidade dos fragmentos líticos que compõem a rocha.



Figura 4.6 – Diamictito da Formação Jequitaiá. Destaque para o grau de arredondamento dos clastos em que é possível observar clastos muito angulosos ocorrendo junto à clastos arredondados (Coordenadas UTM: 8.559.333N/310.683E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).

Em análise por difratometria de raios-x foram identificados na matriz do diamictito dessa unidade picos relativos a quartzo, calcita, dolomita, albita e os argilo-minerais illita e clinocloro, sendo que o quartzo é o mineral que mostra o pico de maior intensidade. O difratograma referente ao diamictito é apresentado no anexo 1B.

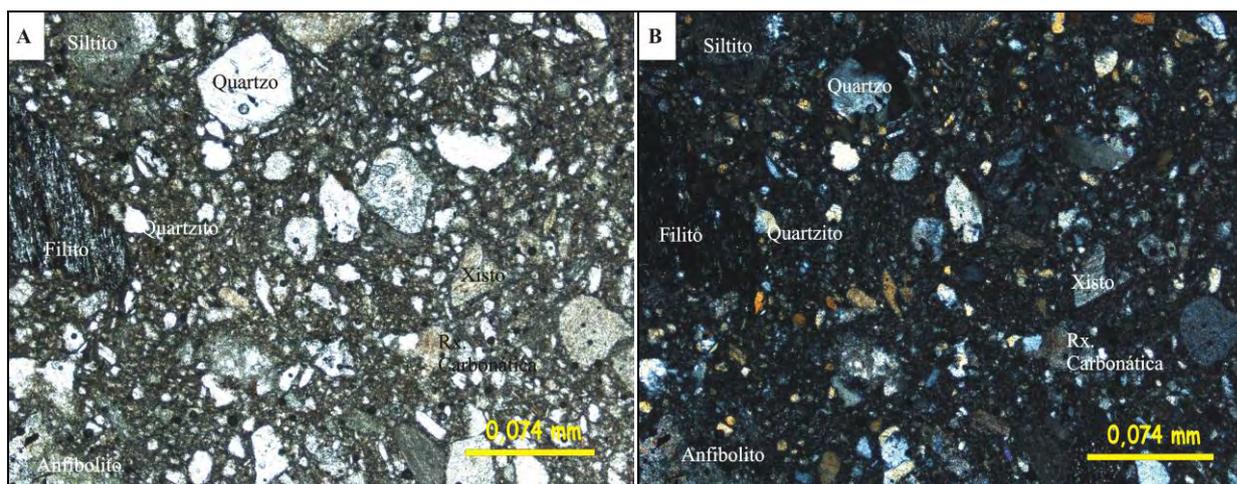


Figura 4.7 – Fotomicrografias de diamictito da Fm. Jequitaí de origem glaciogênica. (a) Diamictito da Fm. Jequitaí (nicóis paralelos), exibindo fragmentos líticos mal selecionados e com composições variadas imersos em matriz siltico-arenosa muito fina. (b) Diamictito da Fm. Jequitaí (nicóis cruzados). (Aumento de 4x).

4.2.3.2. FORMAÇÃO SETE LAGOAS (NP2sl)

Três conjuntos de litofácies são reconhecidos dentro da Formação Sete Lagoas, as quais serão descritas a seguir:

- ***NP2slm***: corresponde a unidade basal da Formação Sete Lagoas. É constituída por margas, siltitos maciços, siltitos laminados, siltitos calcíferos, siltitos fosfatados e fosforitos.

Às margens da GO-118 são encontrados afloramentos placosos de margas calcíferas, laminadas, de cor cinza e roxa, e com clivagem ardósiana proeminente (Figura 4.8). Há preenchimento com calcita no plano de acamamento, além de mica detrítica. Esse afloramento está localizado a 1,4 km a nordeste da exposição de diamictitos da Formação Jequitaí.

No alvo conhecido como Avião, localizado a oeste da planta de beneficiamento e a sul da área-tipo, foram registrados siltitos maciços micáceos de cor amarela a rosada, que possuem em sua porção basal, seixos esparsos de dimensões milimétricas, e localmente exibem níveis de fosfolutitos intemperizados com teor médio de 22% P_2O_5 . Esses siltitos estão situados a 2,7 km a norte do afloramento de margas na rodovia GO-118.

Os siltitos e argilitos laminados ocorrem na maior parte da área. Esses tipos de rochas são encontrados em estágio de intemperismo avançado, mostrando cor de alteração rosa, amarela, bege, marrom e roxa como pode ser observado em fotografia da figura 4.9. São predominantes siltitos amarelos e rosas. Localmente há ocorrência de lentes de calcário e

dolomito laminados com filmes argilosos no entremeio aos siltitos. Na figura 4.9 é apresentado um perfil elaborado a partir das relações estratigráficas observadas na frente de lavra São Bento.



Figura 4.8 – Afloramento de margas atribuídas a Formação Sete Lagoas às margens da rodovia GO-118 (Coordenadas UTM 8.559.973N/311.905E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).

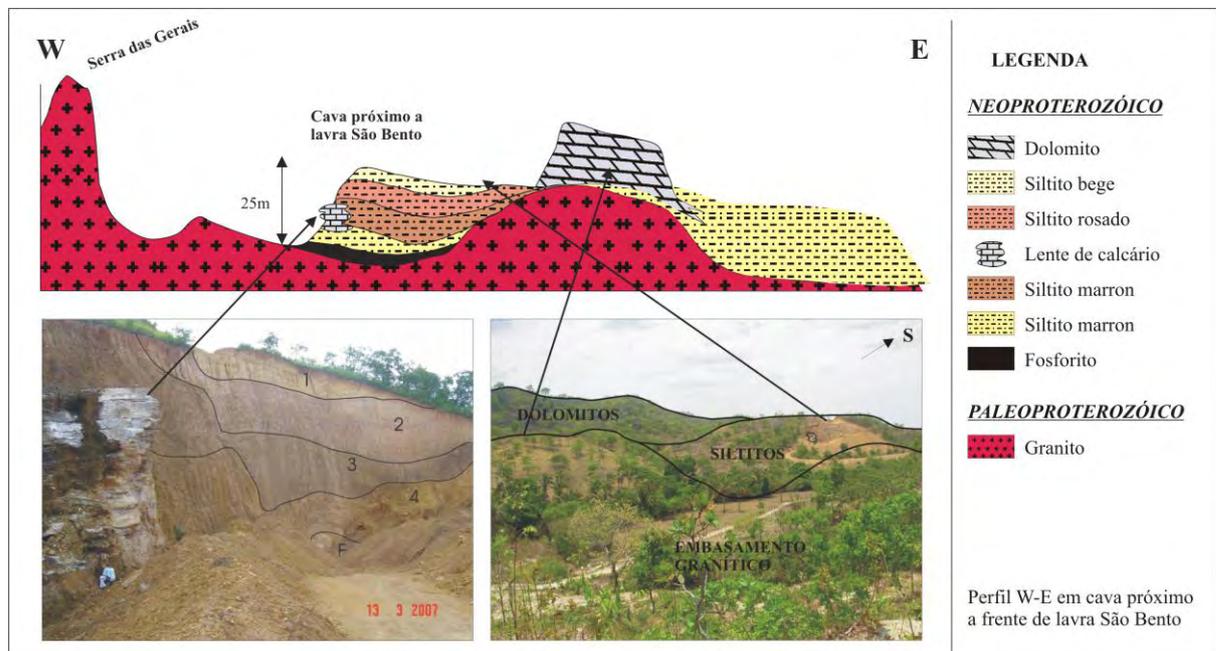


Figura 4.9 – Perfil W-E elaborado entre a Serra das Gerais, passando por cava próxima a lavra São Bento, até os paredões de dolomito. Destaque para a posição dos fosforitos em relação ao paleo-embasamento e a sucessão de siltitos composicionalmente distintos. (Exagero vertical de 3 vezes). Na fotografia à esquerda é visível lente de rocha carbonática com lâminas argilosas no entremeio aos siltitos, os quais exibem cores de alteração distintas: 1 – siltito bege, 2 – siltito rosa, 3 – siltito marrom, 4 – siltito amarelo, e F – fosforitos estratificados e brechados. Na fotografia à direita estão marcados os contatos entre o embasamento granítico, com dolomitos situados em paleoaltos e siltitos e fosforitos localizados em paleo-vales do embasamento.

Na frente de Lavra Coité 2 observa-se sucessões de siltitos composicionalmente bandados intercalados com níveis manganésíferos de cor preta (Figura 4.10a). Níveis de silexitos também estão presentes, embora pouco frequentes. Essas sucessões se dispõem em dobras assimétricas (Figura 4.10b).

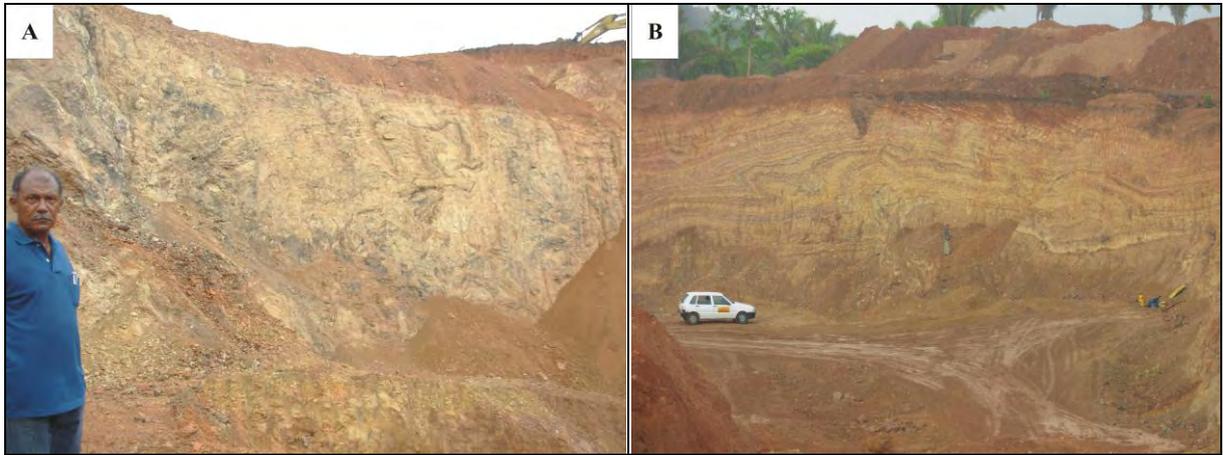


Figura 4.10 – Frente de lavra Coité 2. (a) Níveis manganésíferos no entremeio ao pacote de siltitos. (b) Sucessões de siltitos composicionalmente bandados dispostos em dobras assimétricas. (Coordenadas UTM: 8.572.435N/308.656E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).

Difratogramas de siltitos expostos na área-tipo mostram picos referentes ao quartzo, aos argilo-minerais illita e clinocloro, além de rara muscovita, albita e rutilo, e no caso de calcilitos e dololuitos há presença de calcita e dolomita ocorrendo separadamente ou coexistindo, sendo que neste último caso os picos desses minerais exibem intensidades distintas de acordo com o tipo de rocha. Nos anexos 1C, 1D, 1E e 1F são apresentados difratogramas que ilustram as informações acima.

Nas frentes de lavra os fosforitos são encontrados interdigitados com siltitos próximo ao contato com o embasamento, na forma de “cordões” descontínuos e pouco espessos da ordem de 5 a 6 metros. Em afloramentos de fosforitos, os mesmos se encontram lateritizados, apresentando aspecto botrioidal e cores de alteração marrom, bege, amarelada, rosada e vermelha. As ocorrências de fosforitos em frentes de lavra, bem como em afloramentos, apresentam muitas cavidades preenchidas ou parcialmente preenchidas com quartzo microcristalino, além de intensa silicificação. Siltitos fosfatados ocorrem próximos aos corpos de siltitos com teores variáveis entre 2% e 16% de P_2O_5 .

Com base em observações nas frentes de lavra e afloramentos foi possível estabelecer relações entre os diferentes tipos de minério fosfático, que terão sua petrografia e mineralogia detalhados no capítulo 5.

- ***NP2slc***: compreende calcários laminados, às vezes bandado, e calcários argilosos de cor cinza. Essa unidade é a mais delgada da Formação Sete Lagoas.

Foram registradas ocorrências de calcário com laminações plano-paralelas próximo a planta de beneficiamento, no alvo conhecido como Avião, localizado entre a área-tipo e as ocorrências de diamictitos da Formação Jequitá. Esses calcários possuem cor roxa, e por vezes se encontram intercalados com siltitos calcíferos de cor rosada (Figura 4.11a). Estão sobrepostos a siltitos maciços micáceos. Estratigraficamente acima das intercalações entre calcários e siltitos calcíferos, ocorrem calcarenitos cinza laminados intercalados com calcirruditos roxos contendo clastos do calcarenito cinza (Figura 4.11b).

Ocorrem ainda na base dessa fácies alternâncias entre calcário micrítico cinza com níveis ricos em piritas euédricas e calcários argilosos pretos laminados (Figuras 4.11c e 4.11d).



Figura 4.11 – Rochas carbonáticas da fácies *NP2slc* da Fm. Sete Lagoas. As amostras A e B foram registradas no alvo Avião, a oeste da planta de beneficiamento (Coordenadas UTM: 8.562.502N/311.702E e 8.562.430N/311.689E, referentes as amostras A e B, respectivamente, no Datum SAD-69, Zona 23 Sul). As amostras C e D foram observadas em furo de sondagem na frente de lavra Coité. (a) Intercalações de calcarenitos cinza laminados e calcirruditos roxos contendo clastos de calcarenito cinza laminado. (b) Intercalações de calcarenitos e calcirruditos. (c) Calcário micrítico cinza com níveis de pirita intercalado com calcário argiloso preto (testemunho de sondagem). (d) Fotomicrografia de lâmina da amostra da figura 'c' em que podem ser distinguidos cristais euédricos de pirita no entremeio ao carbonato.

Difratogramas dessa unidade mostram geralmente mineralogia simples com picos relativos à calcita, dolomita e quartzo. Mineralogia mais complexa foi encontrada na amostra da figura 4.11c, na qual ocorrem quartzo, calcita, dolomita, pirita, titanita, albita e os argilo-minerais illita e clinocloro. A ocorrência de titanita, albita e argilo-minerais está provavelmente associada à porção calcário argilosa da rocha, representada por níveis mais escuros na figura referida acima. Os difratogramas relacionados a amostras dessa unidade são apresentados nos anexos 1G e 1H.

- ***NP2sld***: litofácies constituída por extensas lentes de rochas dolomíticas. Formam grandes paredões rochosos ruiformes (Figura 4.12) que se sobrepõem aos siltitos, ao longo da direção NNW-SSE, acompanhando o embasamento granítico.

Os dolomitos apresentam cores cinza e roxo, são recristalizados, criptocristalinos a cristalinos e se apresentam estratificados sub-horizontalmente. Ocorrem dolomitos maciços, bem como dolarenitos e doloruditos (Figura 4.13a). São distinguidas raras laminações truncadas e cruzadas de baixo a médio ângulo (Figura 4.13b), além de estilólitos. São observados finos níveis argilosos entre as camadas dolomíticas, bem como cristalização de dolomita nos planos de acamamento.

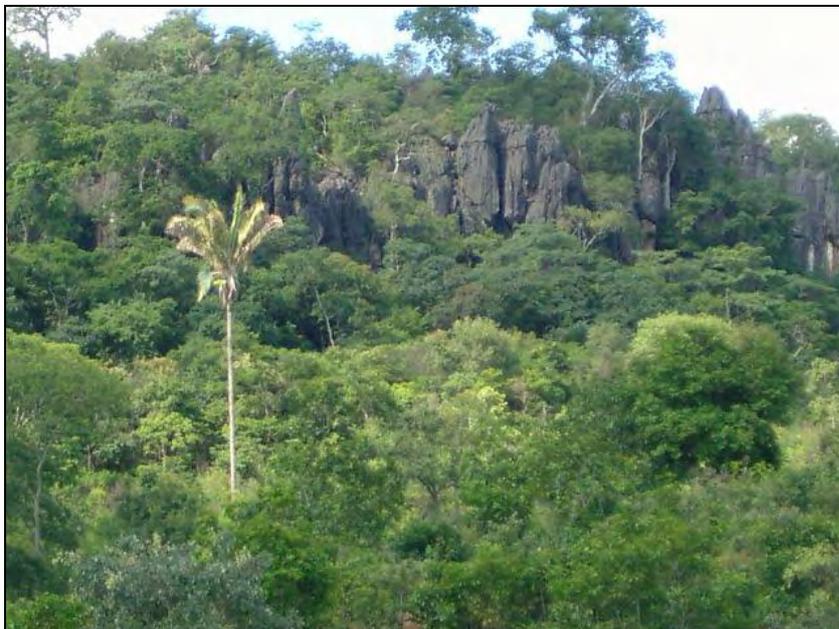


Figura 4.12 – Paredão de dolomito com aspecto ruiforme disposto em estratos sub-horizontais.

Em difratogramas de rochas dolomíticas dessa unidade foram encontrados somente dolomita e quartzo, conforme pode ser observado no anexo 1I.

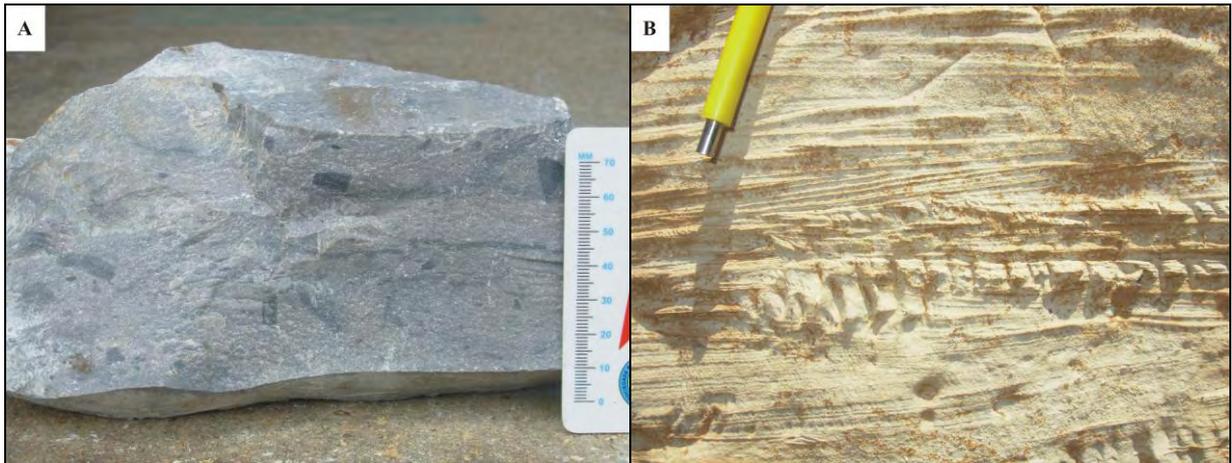


Figura 4.13 – Amostras mesoscópicas representantes da fácies *NP2sld*. Coordenadas UTM de ambas as amostras localizadas nas adjacências da planta de beneficiamento do minério: 8.562.956N/312.687E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul. (a) Dolorudito cinza. (b) Laminações cruzadas de baixo ângulo em dolomitos esbranquiçados.

4.2.3.3. FORMAÇÃO SERRA DE SANTA HELENA (NP2sh)

A Formação Serra de Santa Helena ocorre na porção leste da área e a norte da área-tipo. Em sua exposição na parte leste da área, os siltitos da Formação Serra de Santa Helena formam extenso morro. Nesse local os siltitos encontram-se intensamente silicificados, apresentando coloração amarela a esbranquiçada. São distinguidos lineamentos de direção NE-SW em cristas que compõe o morro. A norte da área essa formação é composta por siltitos laminados amarelos a rosados, sobrepostos a dolomitos da Formação Sete Lagoas (Figura 4.14).



Figura 4.14 – Siltitos da Formação Serra de Santa Helena sobrepondo dolomitos da Formação Sete Lagoas a norte da área-tipo.

4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área em estudo encontram-se registros de três eventos tectônicos, conforme apresentado por Alvarenga *et al.* (2006). A saber, Orogênese Transamazônica (E_1), ocorrida no Paleoproterozóico, Rifte Araí (E_2), compreendido na passagem entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, e Orogênese Brasileira (E_3) desenvolvida no Neoproterozóico.

De acordo com a deformação heterogênea observada nas rochas e o número restrito de dados estruturais, a área mapeada pode ser dividida em dois domínios: Domínio Embasamento, constituído por rochas da Suíte Aurumina, e Domínio Supracrustal, caracterizado por rochas sedimentares do Grupo Bambuí.

4.3.1. DOMÍNIO EMBASAMENTO

O Domínio Embasamento compreende rochas graníticas das fácies *PP2 γ 2au1* e *PP2 γ 2au2* da Suíte Aurumina. Esse domínio foi afetado por três eventos deformacionais, o que se refletiu no desenvolvimento de foliação, localmente milonítica, falhas de cisalhamento e dobras.

A foliação S_n nos granitos é a feição mais presente na área-tipo e possui direção variando em torno de N30W, com mergulhos altos para NE. Nos granitos milonitizados há granoblastos de quartzo apresentando alongação mineral e sombra de pressão. A presença de milonito é indicativa de deformação dúctil, mas os dados não permitem afirmar isto, então se sugere uma deformação do tipo dúctil-rúptil/dúctil.

A deformação existente nas rochas do Domínio Embasamento é muito heterogênea. Há locais em que as rochas encontram-se indeformadas, ausentes de qualquer textura ou estrutura tectônica, e outros em que estão quase indescritíveis, por consequência da deformação a qual estiveram submetidas.

4.3.2. DOMÍNIO SUPRACRUSTAL

O Domínio Supracrustal abrange o Grupo Bambuí. A superfície de acamamento S_0 observada em rochas pelito-carbonatadas desse grupo encontra-se preservada e é facilmente

identificável. Observam-se principalmente neste domínio, dobramentos assimétricos com vergência para leste, ou seja, em direção ao Cráton São Francisco, desenvolvidos durante a Orogênese Brasileira.

Na figura 4.15 encontram-se os estereogramas de pólos e frequência referentes aos planos de acamamento S_0 de rochas do Grupo Bambuí, mostrando que esses planos possuem uma direção próxima a NNW, com mergulho baixo predominante e mergulho intermediário subordinado para ENE.

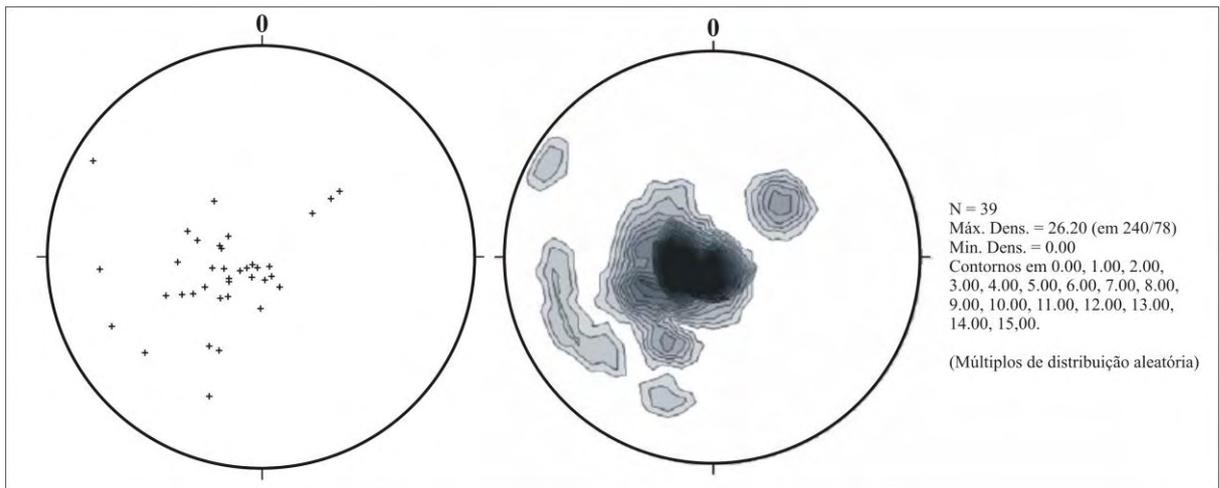


Figura 4.15 - Estereogramas de pólos e de frequência (hemisfério inferior) referentes ao acamamento sedimentar do Domínio Supracrustal, mostrando que S_0 possui direção NNW e mergulho baixo a intermediário para ENE (39 medidas).

5. PETROGRAFIA E MINERALOGIA DO MINÉRIO FOSFÁTICO

5.1. UNIDADE FOSFÁTICA

Na região de Arraias (TO)/Campos Belos (GO) e em áreas próximas como Monte Alegre de Goiás e Nova Roma foram encontrados fosforitos com alto teor de P_2O_5 . Até o momento foram descobertos depósitos, com pequeno volume, somente na porção sudeste do município de Arraias, imediatamente a norte do município de Campos Belos. Os principais depósitos são: São Bento, Coité 1 e Coité 2. Em outras áreas, apenas ocorrências foram registradas.

O teor de P_2O_5 equivalente a 18% foi utilizado nesta dissertação, como limite para a classificação de fosforitos e rochas fosfatadas, conforme proposto por Slansky (1979). Portanto, puderam ser individualizados fosforitos e siltitos fosfatados.

Os fosforitos e siltitos fosfatados pertencem a Formação Sete Lagoas, situada logo acima da Formação Jequitaiá, na porção basal do Grupo Bambuí. Essas rochas mineralizadas ocorrem na base da Formação Sete Lagoas, próximo ao embasamento granítico, o qual é representado por granitos da Suíte Aurumina.

Os fosforitos na área-tipo ocorrem em paleocanais encaixados no embasamento granítico, interdigitados com siltitos e siltitos fosfatados, na forma de “cordões” descontínuos e irregulares com espessura de poucos metros. As ocorrências conhecidas de minério fosfático na área-tipo seguem, em sua maioria, alinhamento NNW-SSE, acompanhando o embasamento a oeste e dolomitos a leste, como pode ser observado nos mapas das figuras 4.1 e 4.2 (Capítulo 4).

Os afloramentos típicos de fosforitos ocorrem em pequenos morrotes na forma de matações soltos intensamente silicificados, com aspecto botrioidal e coloração diversificada variando entre marrom, bege, rosa, vermelha e amarela (Figuras 5.1a e 5.1b). A intensa silicificação verificada nessas rochas apresenta relação com a grande quantidade de cavidades existentes. Essas cavidades exibem cristalização de quartzo microcristalino em suas bordas ou podem estar completamente preenchidas por esse tipo de material. A identificação de apatita neoformada crescendo juntamente com o quartzo em microscópio é difícil, de modo que raras apatitas foram verificadas, embora sua existência na maioria das cavidades presentes em fosforitos seja cogitada.

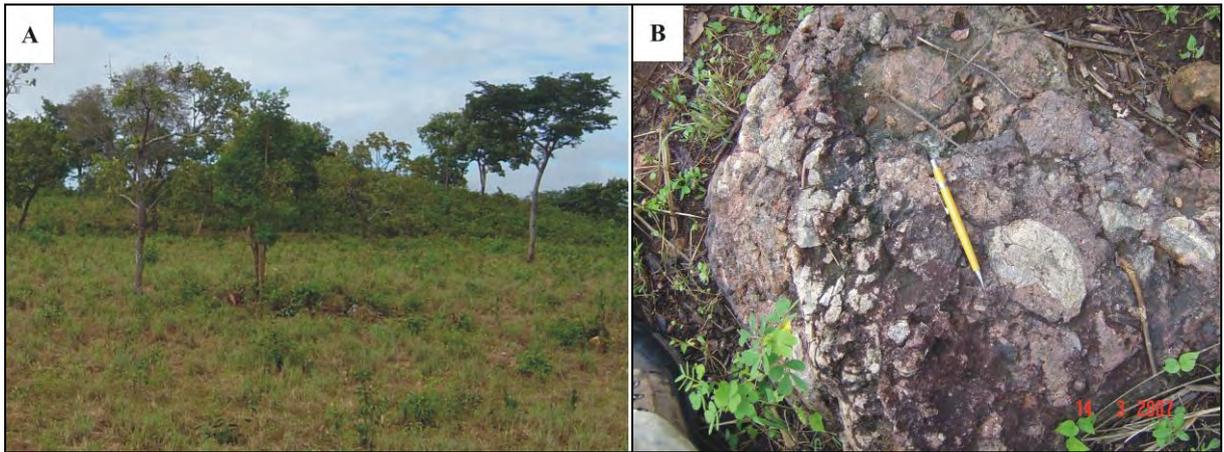


Figura 5.1 – Afloramentos de fosforito (a) Afloramento típico de fosforito lateritizado em morrotes. (b) Aspecto típico de afloramento de fosforitos na forma de maticões.

Com base nos cortes da frente de lavra Coité 2, apesar da enorme quantidade de material retirado, foi possível elaborar um esboço de perfil W-E do corpo mineralizado, o qual forneceu dados da relação estratigráfica entre os tipos de minério individualizados (Figura 5.2). Os teores de P_2O_5 variam pouco entre esses tipos de minérios e mudam em função do grau de intemperismo da rocha.

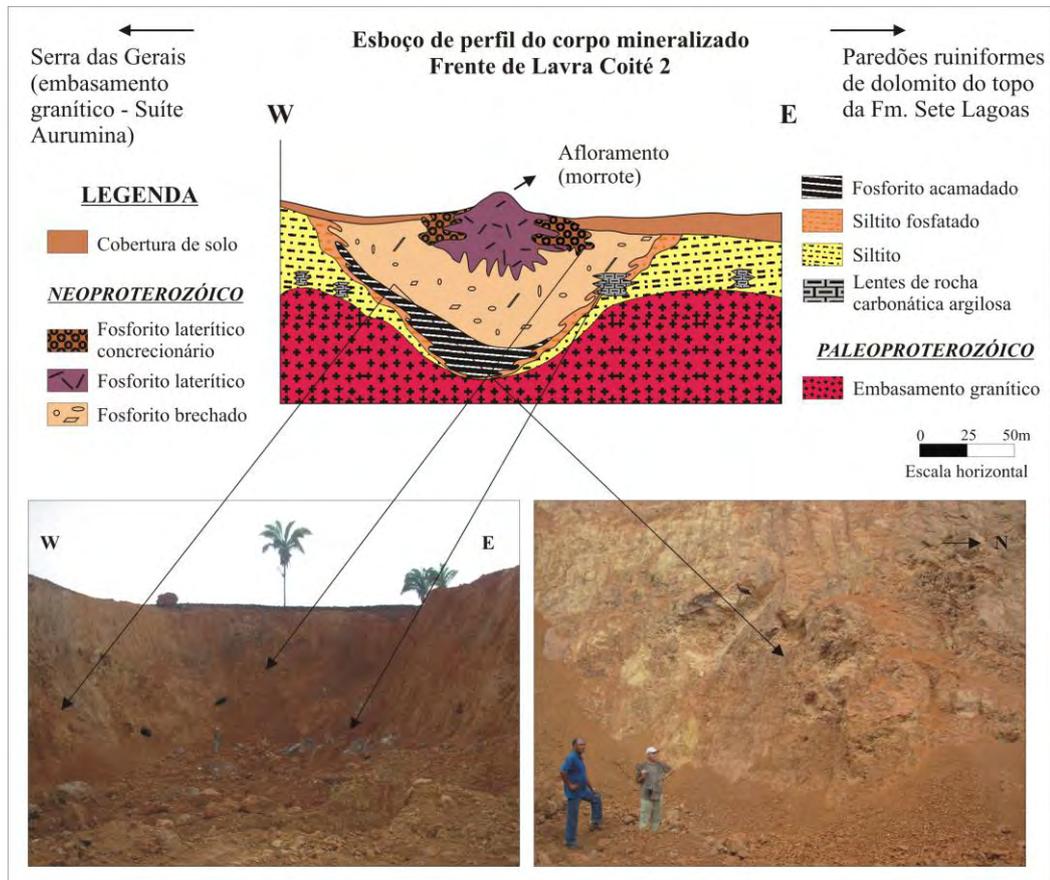


Figura 5.2 – Esboço de perfil W-E elaborado na frente de lavra Coité 2 mostrando as relações estratigráficas entre os tipos de minério, bem como sua forma de ocorrência como corpos restritos em paleo-vales encaixados. Ambas as fotos mostram a frente de lavra Coité 2 e correlações com o perfil (Exagero vertical de 2 vezes).

As melhores exposições de fosforitos são encontradas nas frentes de lavra Coité 1 (Coordenadas UTM: 8.572.201N/308.826E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul), Coité 2 (Coordenadas UTM: 8.572.435N/308.656E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul) e São Bento (Coordenadas UTM: 8.569.799N/309.500E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).

Com base em observações petrográficas, mineralógicas e químicas foram reconhecidos quatro grupos de minério fosfático apresentados a seguir.

5.1.1. FOSFORITO PRIMÁRIO ESTRATIFICADO

Esse grupo pode ser subdividido nos subgrupos, laminado e acamadado, de acordo com características petrográficas, mineralógicas e químicas.

O primeiro subgrupo compreende fosfolutitos sem estruturação sedimentar bem definida e quando há, a estrutura é representada por laminações sub-milimétricas. Esse tipo de fosforito mostra cor de alteração amarelada a esbranquiçada (Figura 5.3). Apresentam-se bastante silicificados. Os teores de fosfato em fosforitos laminados são em média da ordem de 24% P_2O_5 . Ocorrências desse tipo de minério foram registradas na cava São Bento, no Alvo Mangueira, localizado próximo a cava São Bento e no Alvo Avião.

O segundo subgrupo consiste em fosfolutitos e fosfarenitos finos acamadados verificado nas três frentes de lavra estudadas (Coité 1 e 2 e São Bento). Apresenta teores elevados, com média de 32% P_2O_5 . Esses fosforitos são estruturados em camadas centimétricas com coloração roxa, amarela e bege (Figura 5.4), intercalados com níveis de siltitos fosfatados de cor amarela e níveis de silexitos. Os afloramentos de fosforito acamadado mostram um intemperismo avançado, onde se percebe fragmentação das camadas e presença comum de cavidades vazias. A silicificação é intensa.

Em lâmina petrográfica o material colofanítico dispõe-se em camadas de fosfolutito puro, ou menos freqüente, com raros intraclastos submilimétricos de fosfolutito (Figura 5.5a). Ocorrem também intercalações entre fosfolutito puro e fosfarenito muito fino, nas quais estão presentes grãos submilimétricos de quartzo, lamelas de muscovita, além de filmes de óxidos (Figura 5.5b). É comum a ocorrência de fosfolutitos puros fraturados ou com cavidades vazias. As fraturas e cavidades são quase sempre preenchidas por quartzo e por apatita neorformada subordinada, que crescem a partir da borda em direção ao centro desses espaços (Figuras 5.5c e 5.5d). Em fosforitos estratificados a colofana perfaz entre 60% a 80%. O

quartzo ocorre em quantidades entre 10% e 30%, seja como clastos ou como grãos detríticos que compõem a matriz.



Figura 5.3 – Fosforito finamente laminado e silicificado. Teor de 19,60% P_2O_5 . (Alvo Mangueira, coordenadas UTM: 8.569.385N/309.912E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).



Figura 5.4 – Fosforito acamadado, com coloração bege a amarela, e teor de 35,37% P_2O_5 . Amostra da frente de lavra Coité 2 (Coordenadas UTM: 8.572.435N/308.656E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul). Nota-se lâminas finas com ondulações discretas.

Difratogramas de fosforitos estratificados mostraram duas associações mineralógicas, a primeira composta por somente por quartzo e fluorapatita, com picos intensos relacionados a ambos os minerais, com destaque para o pico do quartzo (Figura 5.6), e a segunda contendo quartzo, fluorapatita e ilita, também com picos menos intensos associados à ilita.

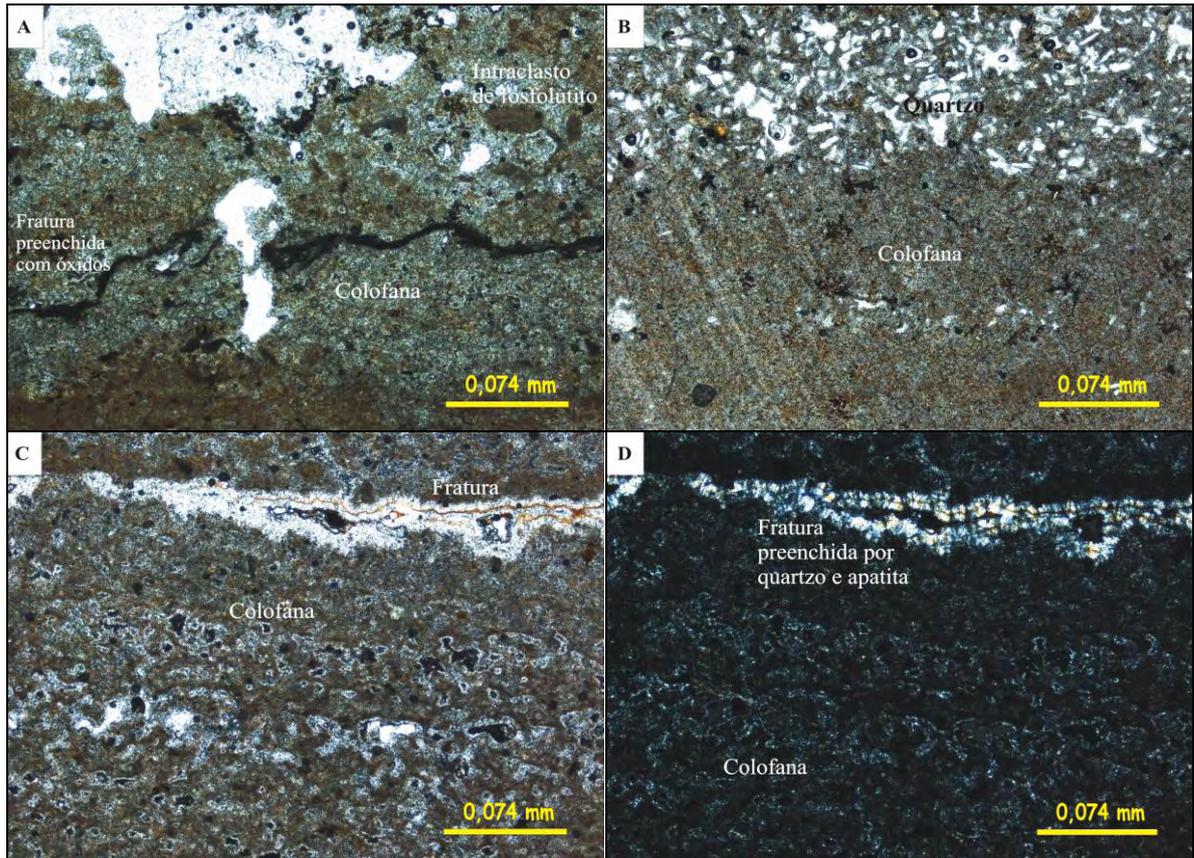
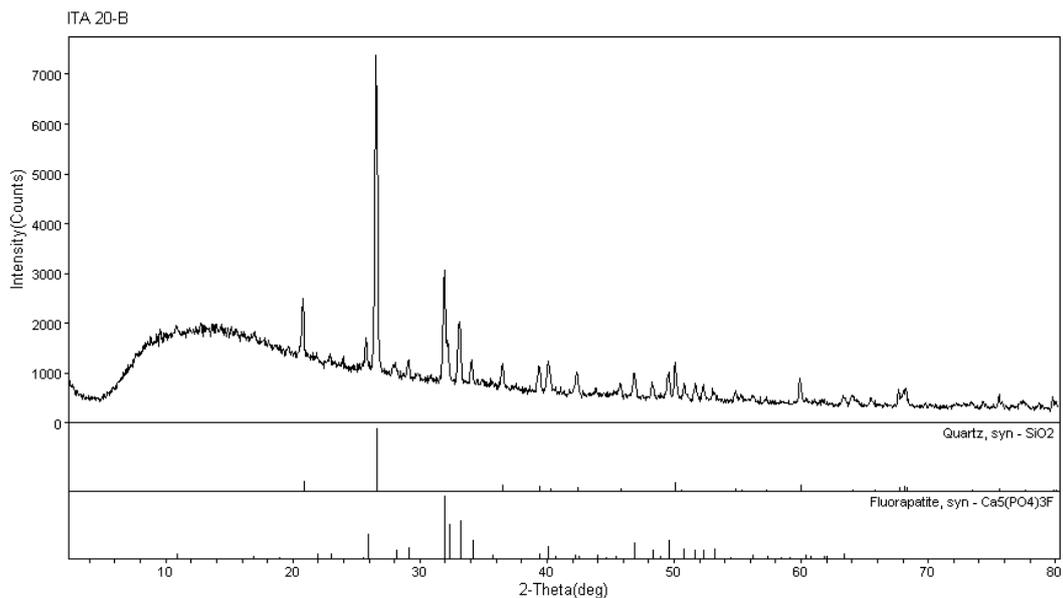


Figura 5.5 – Fotomicrografias de diferentes tipos de fosforito estratificado encontrados nas frentes de lavra Coité 1e 2. (a) Fosfolutito com raro intraclasto (nicóis paralelos). (b) Fosfolutito intercalado com fosfarenito fino, no qual coexistem colofana e grãos de quartzo (nicóis paralelos). (c) Fosfolutito puro fraturado e com vários espaços vazios (nicóis paralelos) amostrado no furo de sondagem LB-01 na profundidade de 17m. (d) Mesma fotomicrografia apresentada na figura ‘c’ com nicóis cruzados para destacar o preenchimento da fratura por quartzo principalmente e alguma apatita neoformada. (Aumento de 4x em todas as fotomicrografias).



Laboratório de DRX - IG/UnB

Figura 5.6 – Difratoograma de fosforito laminado pertencente ao grupo dos fosforitos laminados, referente à amostra exibida na figura 5.3 (Alvo Avião).

5.1.2. FOSFORITO BRECHADO

Esse tipo de fosforito é formado a partir do retrabalhamento de fosforitos estratificados, com os quais se encontram interdigitados e em posição estratigráfica superior em relação aos mesmos. Os fosforitos brechados apresentam o maior volume de minério dentre os outros dois grupos exclusivamente de fosforitos.

Semelhante aos fosforitos do subgrupo acamadado, os fosforitos brechados também possuem teores médios altos da ordem de 34% P_2O_5 . São distinguidos nesse grupo, intraclastos e clastos centimétricos a decimétricos, subangulosos a arredondados, de fosforitos, siltitos fosfatados, siltitos amarelos e roxos, quartzo e silexitos, imersos em matriz colofanítica com coloração roxo claro (Figura 5.7) ou bege dependendo dos teores de Fe^{+3} . Por vezes, os intraclastos de fosforitos mostram o acamamento original. A presença de pequenas cavidades na matriz parcialmente e/ou completamente preenchidas por quartzo microcristalino é comum, o que viabilizou a silicificação.



Figura 5.7 – Fosforito brechado com matriz roxo claro. Intraclastos de fosforito e clastos de silito e silito fosfatado. Teor de 33,63% P_2O_5 . (Furo LB-01, profundidade de 15 metros).

Estudos petrográficos mostram que fosforitos brechados ou fosforuditos são formados por fragmentos líticos que perfazem em média entre 40 e 60% da rocha (Figura 5.8a). Os fragmentos mais frequentes são intraclastos de fosfolutitos, precedidos por fosfarenitos finos brechados. Os intraclastos e clastos são subangulosos a arredondados e possuem dimensões milimétricas a centimétricas. É comum a presença de quartzo muito fino preenchendo fraturas e vazios e compondo subordinadamente a matriz juntamente com a colofana. Ocorre

apatita junto com quartzo em fraturas, embora seja de difícil visualização ao microscópio. Localmente observa-se a substituição de dolomita por colofana (Figura 5.8b).

Ambas as associações mineralógicas observadas nos difratogramas de fosforitos estratificados são verificadas nos difratogramas de fosforitos brechados. Na figura 5.9 é apresentado difratograma referente à amostra exibida nas figuras 5.7 e 5.8b, em que aparecem picos associados ao quartzo e a fluorapatita, com destaque para a intensidade do pico da fluorapatita.

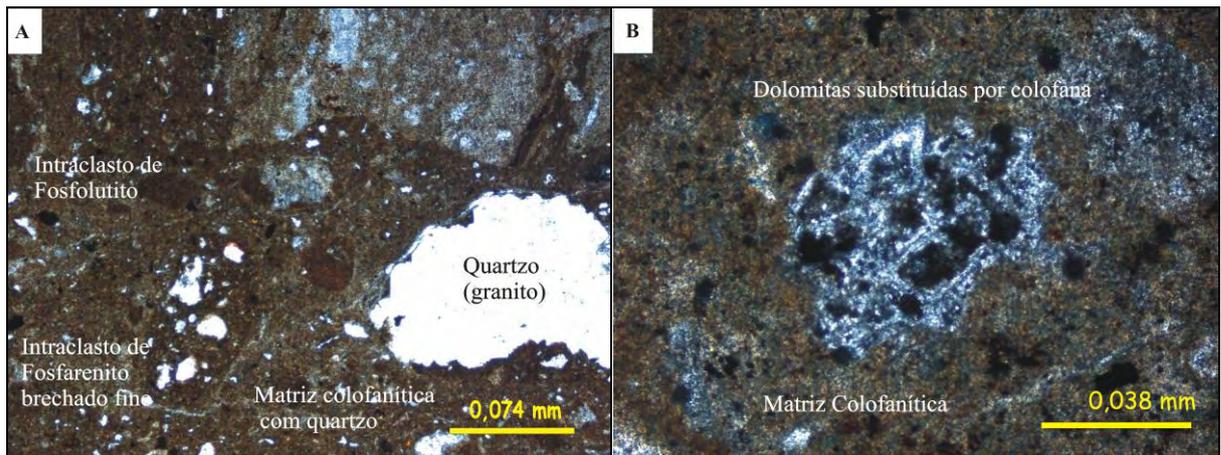


Figura 5.8 – Fotomicrografias de fosforitos brechado da frente de lavra São Bento e do furo LB-01 (profundidade de 13m), respectivamente. (a) Fosforito brechado com intraclastos de fosfolutito e fosfarenito brechado fino imersos em matriz colofanítica com quartzo. (b) Matriz colofanítica de fosforito brechado, com destaque para a substituição de dolomita por colofana. (Aumentos respectivos de 4x e 10x).

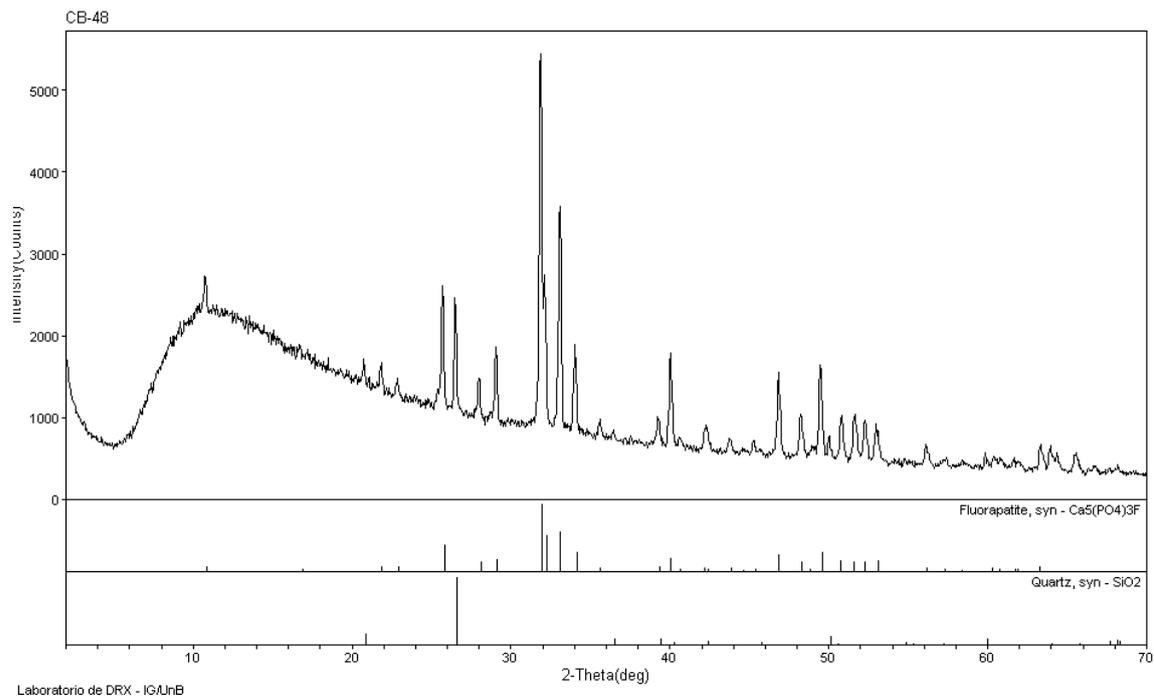


Figura 5.9 – Difratograma de fosforito brechado referente à amostra apresentada na figura 5.8b (Furo LB-01). Destaque para a intensidade do pico da fluorapatita.

5.1.3. FOSFORITO PEDOGÊNICO

Esse grupo de fosforitos é representado por fosforitos em estágio avançado de lateritização, desenvolvido sobre fosforitos estratificados e brechados. Dois subgrupos foram reconhecidos.

No primeiro subgrupo são distinguidos grandes blocos de fosforitos lateríticos com hábito boitriodal, capa de alteração preta e teores mais baixos de P_2O_5 , da ordem de 27% P_2O_5 , em função da maior intensidade de silicificação. Fosforitos lateríticos são diferenciados dos fosforitos brechados devido aos altos teores de Fe, Al e SiO_2 , e pelo próprio aspecto laterítico. Esses fosforitos quando formados sobre fosforitos brechados apresentam clastos de siltitos e intraclastos de fosforitos imersos em matriz fosfarenítica vermelha (Figura 5.10) ou bege. É típico em fosforitos lateríticos formados nessa posição estratigráfica a ocorrência de inúmeras cavidades com formatos variados, em sua maioria preenchidas por quartzo microcristalino, e subordinadamente cavidades com preenchimento restrito somente às bordas (Figura 5.10). Quando a formação de fosforitos lateríticos se dá sobre fosforitos do subgrupo acamadado, distinguem-se os planos de acamamento com tendência a fragmentação, ou de fato fragmentados, e a presença de inúmeras cavidades acompanhando os planos de acamamento com crescimento de quartzo microcristalino em suas bordas (Figura 5.11).



Figura 5.10 - Fosforito laterítico formado sobre fosforitos brechados aflorante na região da frente de lavra Coité 2. Teor de 27,76% P_2O_5 . (Coordenadas UTM: 8.572.435N/308.656E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul). Destaque para o preenchimento de cavidades com quartzo microcristalino.



Figura 5.11 – Fosforito laterítico formado sobre fosforitos do subgrupo acamadado aflorante na frente de lavra Coité 2. Teor de 22,18% P_2O_5 . (Coordenadas UTM: 8.572.435N/308.656E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).

O segundo subgrupo é caracterizado por concreções fosfáticas de diâmetro centimétrico a decimétrico em solo podzólico. Essas concreções foram observadas na frente de lavra Coité 2, como resultado da evolução do perfil laterítico, atingindo uma espessura aproximada de 10m. As concreções são constituídas por fragmentos de fosforitos lateríticos e possuem teores de 27% P_2O_5 (Figura 5.12). O solo exibe coloração vermelha, com enriquecimento em ETR e teor de fosfato mais baixo em relação às concreções, correspondendo a 20% P_2O_5 .



Figura 5.12 – Concreções fosfáticas, desenvolvidas em perfil de solo podzólico. Teor de 26,98% P_2O_5 . Lavra Coité 2. (Coordenadas UTM: 8.572.435N/308.656E, Datum SAD-69, Zona 23 Sul).

Em lâmina petrográfica se observa feições de lateritização com percolação de fluidos ricos em sílica que preencheram completamente ou parcialmente cavidades com quartzo microcristalino e alguma apatita neoformada que se cristalizaram na borda em direção ao centro (Figura 5.13a). A lateritização permitiu também a percolação de fluidos ricos em óxidos em fraturas pré-existentes que colaboraram com o rompimento de fragmentos (Figura 5.13a e 5.13b). O fosforito pedogenético se apresenta como fosforudito oxidado e silicificado com matriz colofanítica com participação de quartzo detrítico, na qual se encontram imersos intraclastos de fosfolutitos e fosfarenitos finos brechados e clastos de siltito, siltito fosfatado e quartzo. Esses fragmentos estão comumente envolvidos por filmes de óxidos e assim como a matriz se encontram silicificados. Clastos de granitos deformados são observados localmente (Figura 5.13c). Em amostras da frente de lavra São Bento são distinguidas concreções lateríticas com halos de crescimento (Figura 5.13d).

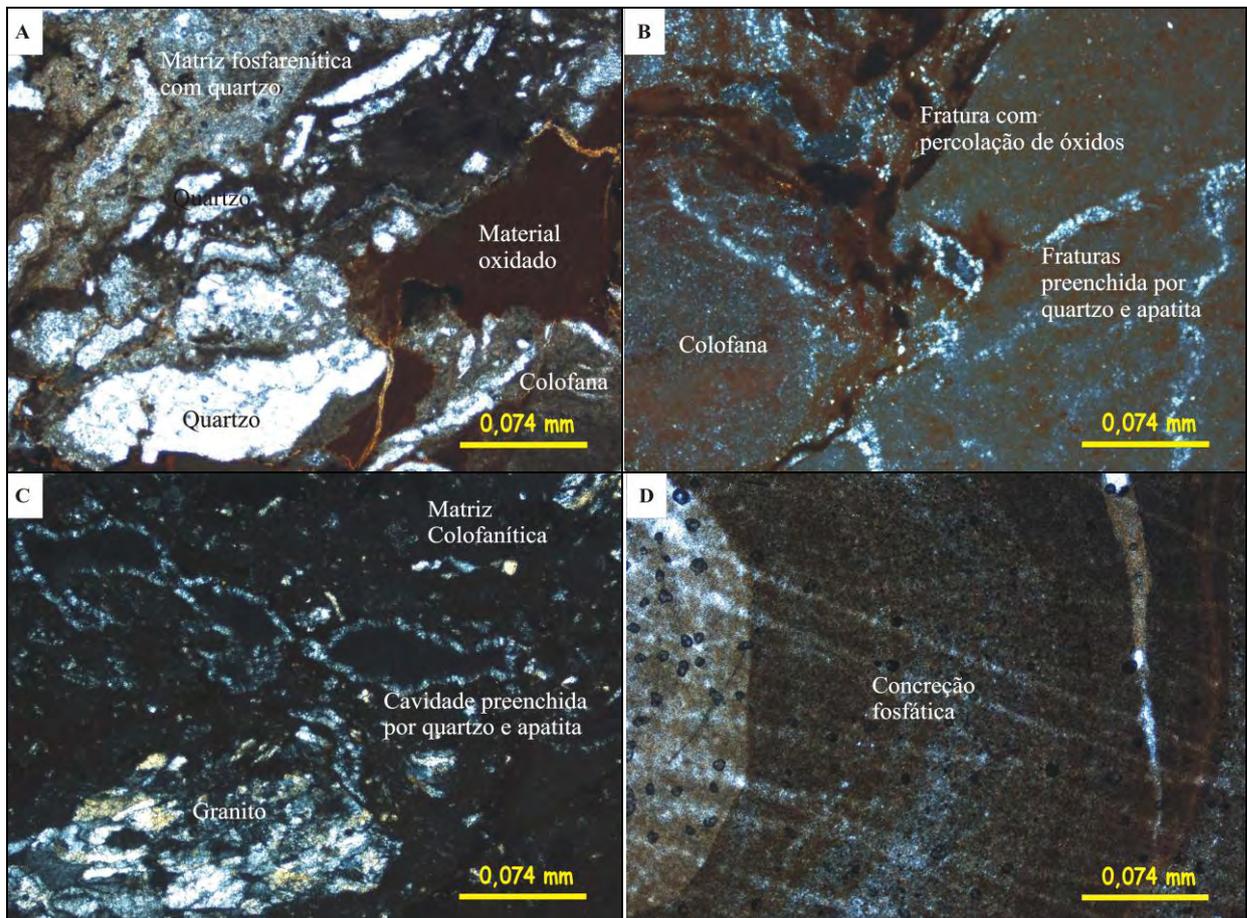
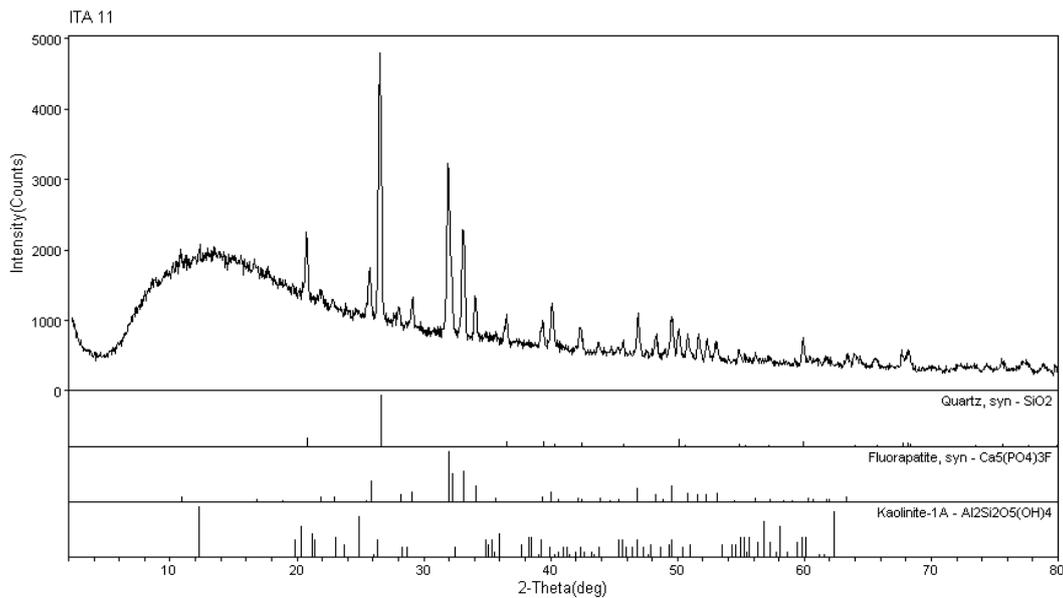


Figura 5.13 – Fotomicrografias de fosforitos lateríticos das frentes de lavras Coité 2 (a, b e c) e São Bento (d). (a) Fosforito laterítico com cavidades completamente preenchidas com quartzo microcristalino com percolação de fluidos ricos em óxido entre os fragmentos. (b) Percolação de fluidos ricos em óxidos em fratura que corta fosforito, resultando em rompimento de material colofanítico. (c) Clasto de granito deformado imerso em matriz colofanítica com quartzo e cavidades parcialmente preenchidas por quartzo microcristalino e alguma apatita neoformada. (d) Concreção fosfática laterítica com halos de crescimento. (Aumento de 4x em todas as fotomicrografias).

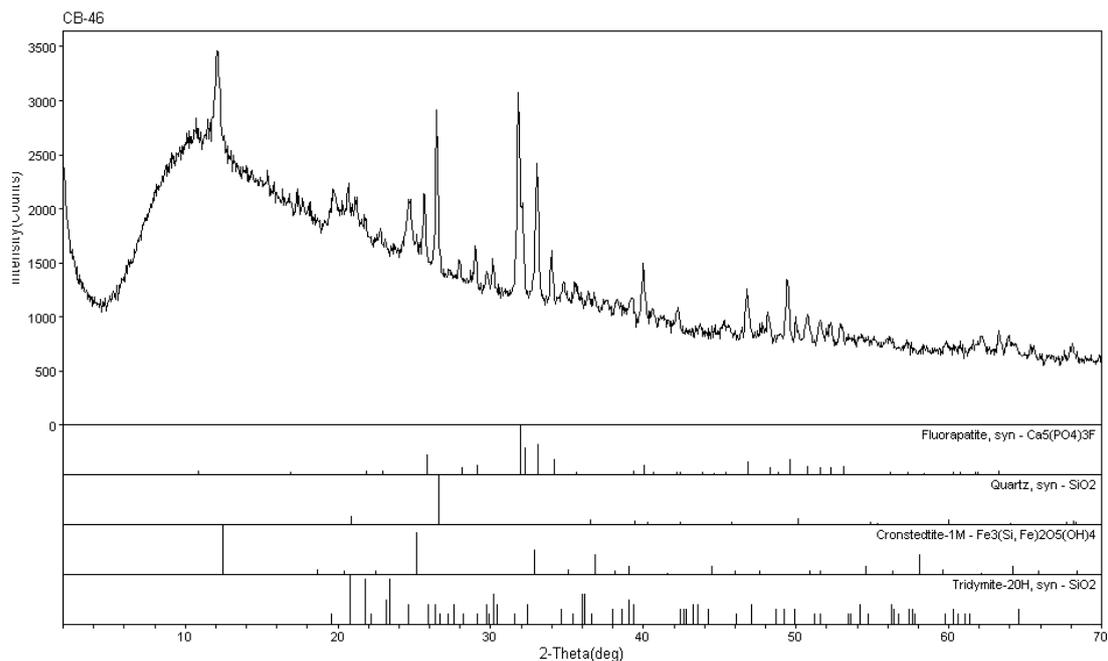
Nos difratogramas obtidos para amostras de fosforitos lateríticos foram individualizados picos de quartzo, fluorapatita, caolinita, ilita e mais raramente bohmita. Na figura 5.14 é exibido difratograma da amostra da figura 5.11. Em relação ao solo desenvolvido entre as concreções fosfáticas foram distinguidos picos de fluorapatita, quartzo, cronstedtita e tridimita (Figura 5.15).



Laboratorio de DRX - IG/UnB

rdicimara/maio/2014/04/04-13 Tuesday, Jul 17, 2007 6:04:26a

Figura 5.14 – Difratograma de fosforito laterítico formado sobre fosforito do subgrupo acamadado referente à amostra apresentada na figura 5.11. (Frente de lavra Coité 2).



Laboratorio de DRX - IG/UnB

Figura 5.15 – Difratograma do solo vermelho podzólico presente entre as concreções fosfáticas. (Frente de lavra Coité 2).

5.1.4. SILTITO FOSFATADO

Esses siltitos ocorrem margeando os fosforitos e apresentam teores de P_2O_5 variáveis de acordo com a posição em relação aos mesmos. Dentre todos os grupos de minério fosfático, este é o que apresenta o maior volume de minério, embora com teor de P_2O_5 mais baixo. São representados por siltitos laminados de cor de alteração bege a amarelada. No furo P-01 foram interceptados siltitos fosfatados de coloração cinza clara com lâminas avermelhadas com composição fosfática (Figura 5.16). Os teores médios de fosfato nesse tipo de rocha são da ordem de 4% P_2O_5 . Em geral as exposições desse tipo de minério são bastante alteradas.

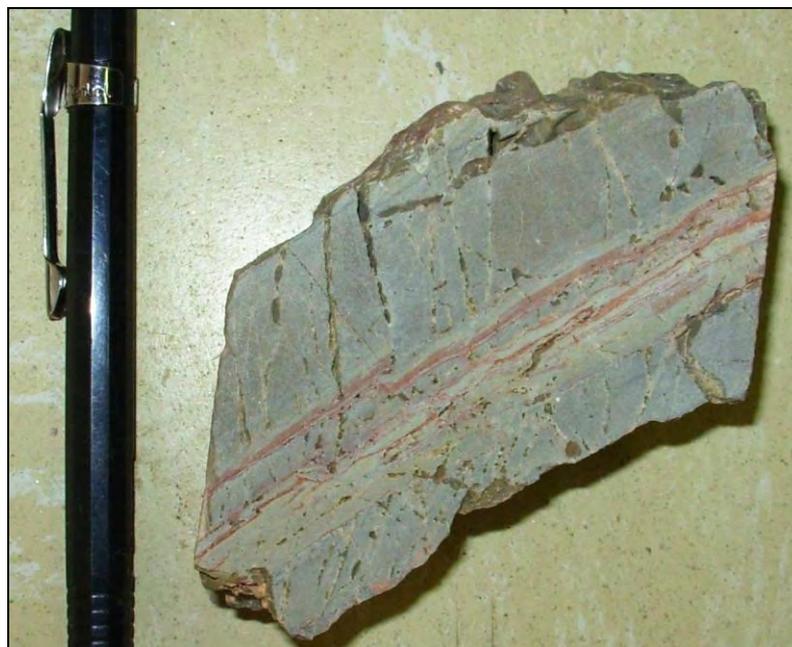


Figura 5.16 – Silito cinza claro com lâminas fosfáticas de cor vermelha, exibindo inúmeras fraturas e cavidades. Teor de 6,80% P_2O_5 . (Furo P-01).

Com base em estudos petrográficos em lâminas de siltitos fosfatados foi observada a intercalação de finos níveis submilimétricos de fosfolutito puro e níveis milimétricos de silito fosfatado com quartzo detrítico muito fino (Figura 5.17a). O material colofanítico corresponde a aproximadamente 35% da rocha, enquanto o quartzo seja detrítico ou neoformado, e argilo-minerais perfazem juntos 60% da mesma. Alguma apatita neoformada está presente juntamente com quartzo preenchendo a borda de fraturas e cavidades (Figura 5.17b).

Em difratogramas foram distinguidos fluorapatita, quartzo e ilita, como pode ser observado na figura 5.18.

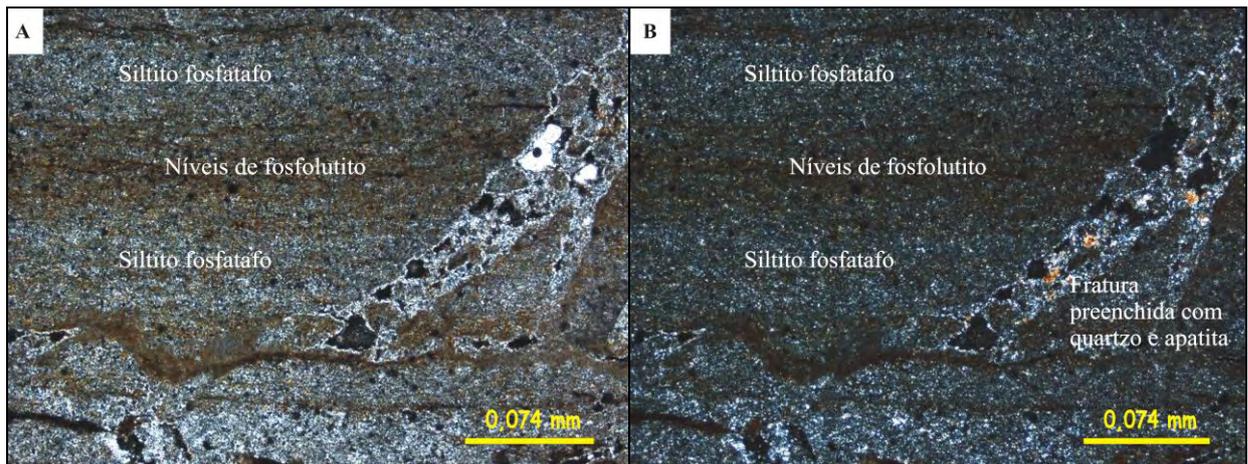
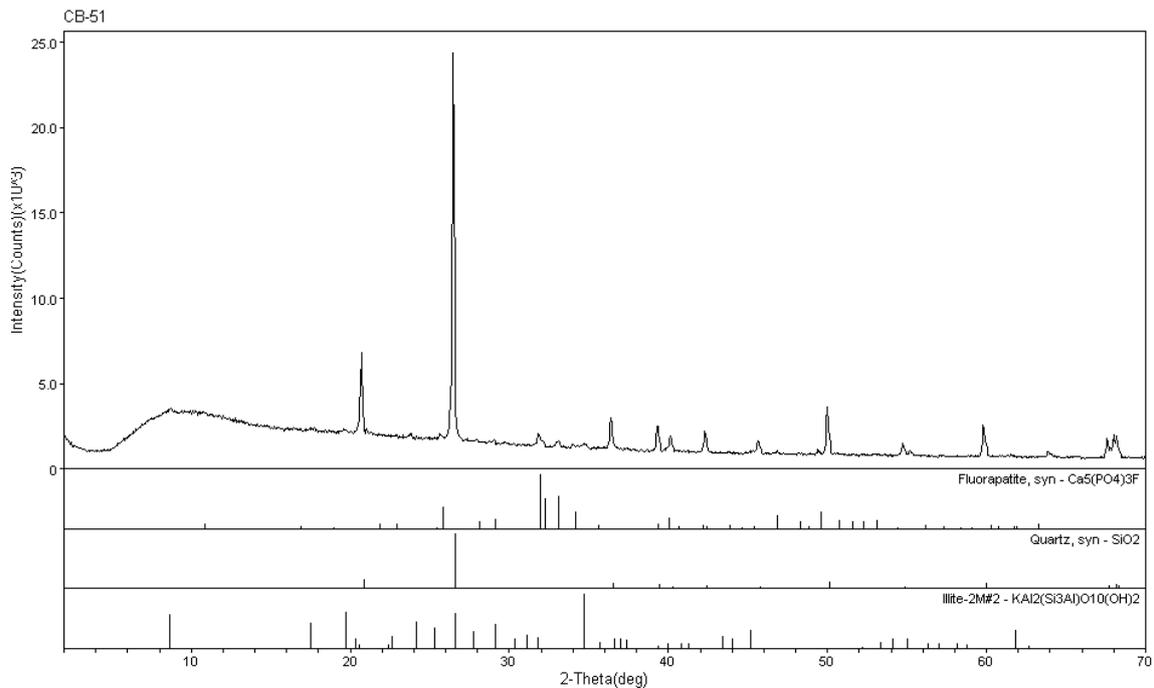


Figura 5.17 – Fotomicrografias de siltito fosfatado interceptado no furo P-01 (situado entre as ocorrências São Mateus e Barra do Dia). (a) Intercalações de finos níveis de fosfolutito puro e siltito fosfatado com fino quartzo detrítico (nóis paralelos). (b) Mesma fotomicrografia anterior com nóis cruzados, na qual é perceptível o preenchimento de borda de fraturas com quartzo e alguma apatita. (Aumento de 4x em ambas as fotomicrografias).



Laboratório de DRX - IG/UnB

Figura 5.18 – Difratoograma de siltito fosfatado interceptado no furo LB-01 imediatamente abaixo do conjunto de fosforitos (Furo próximo a frente de lavra Coité 1).

6. CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA DO MINÉRIO FOSFÁTICO

6.1. INTRODUÇÃO

Os depósitos de fosfato de Campos Belos/Arraias compreendem os depósitos de pequeno porte, denominados São Bento, Coité 1 e Coité 2. Esses depósitos encontram-se associados a pacotes de siltitos na base, e calcários e dolomitos no topo. Os fosforitos ocorrem no início dessa sequência, interdigitados aos siltitos, e com participação carbonática restrita. Nesse contexto, o entendimento do comportamento geoquímico de fosforitos e siltitos mineralizados, pode fornecer informações importantes sobre o ambiente de sedimentação do depósito fosfático, e os processos a que o mesmo foi submetido ao longo do tempo geológico, além de fornecer bases para comparações do depósito em questão com outros depósitos de fosfato sedimentar.

Com o objetivo de caracterizar geoquimicamente o minério foram analisadas 71 amostras para rocha total, sendo que 8 amostras são duplicatas. Os equipamentos utilizados foram ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer – Espectrômetro de emissão com fonte de plasma indutivamente acoplado) e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer – Espectrômetro de massa com plasma indutivamente acoplado).

A caracterização do minério baseou-se em dados químicos de elementos maiores, menores, traços e terras raras em rocha total. Todas as análises químicas foram realizadas na ACME Analytical Laboratories Ltd em Vancouver, Canadá.

6.2. MÉTODOS DE ANÁLISE QUÍMICA

As amostras analisadas em ICP-ES tiveram abertura por fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, sendo necessário 0,2 g de cada amostra. Os elementos dosados por análise no ICP-ES foram SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, MnO, Cr₂O₃, Ni, Sc, e perda ao fogo. Análises de C_{total} e S_{total} foram obtidas por meio de analisador LECO a partir de 0,2 g de cada amostra.

As análises de Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y e elementos terras raras foram obtidas por meio do ICP-MS, com abertura das amostras por fusão de metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, sendo necessário 0,2 g de

cada amostra. Para análises de Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl e Se, também realizadas por meio do ICP-MS, foi necessário 0,5 g de cada amostra, e digestão em água régia.

O flúor, por sua vez, foi dosado por análise de eletrodo de íon específico após fusão em NaOH. Dados de CO₂ foram obtidos a partir de recálculo de resultados de C_{total}, considerando a não existência de matéria orgânica, calcita ou dolomita e a descarbonatação de apatitas.

6.3. COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA APATITA

A apatita é encontrada como mineral acessório comum em rochas ígneas, metamórficas, sedimentares ou hidrotermais. A fórmula estequiométrica da apatita é expressa como Ca₁₀(PO₄)₆F₂. Substituições na estrutura da apatita implicam em variações na composição química desse mineral e são controladas por processos geológicos associados com cada ambiente de formação. De acordo com Toledo & Pereira (2001), considerando a presença dos grupos aniônicos (CO₃)⁻² e (PO₄)⁻³ na posição tetraédrica e F⁻, OH⁻ e Cl⁻ no sítio aniônico monovalente, as variedades mais frequentes de apatitas naturais são:

- *Fluorapatita* Ca₁₀(PO₄)₆F₂ – ocorre principalmente em rochas ígneas com substituições importantes do F⁻ por OH⁻ e com teores variados em CO₃⁻² (em substituição ao PO₄⁻³ e não ao F⁻), embora mais baixos do que aqueles observados em apatitas sedimentares;

- *Hidroxiapatita* Ca₁₀(PO₄)₆(OH)₂ – tem ocorrência na alteração supérgena de materiais sob influência de guano (excrementos de aves) e juntamente com a carbonato-hidroxiapatita constitui a matéria mineral de ossos e dentes;

- *Clorapatita* Ca₁₀(PO₄)₆Cl₂ – menos comum que as demais variedades. Pode ocorrer em rochas ígneas básicas, em rochas metassomáticas com cloro e em alguns ambientes marinhos;

- *Carbonato-fluorapatita ou Francolita* (Ca, Na, Mg)₁₀(PO₄, CO₃)₆(F, OH)₂ – típica de ambientes sedimentares com F⁻ e CO₃⁻² acima de 1% em peso. Apatitas associadas aos fosforitos marinhos normalmente se enquadram nessa categoria.

- *Carbonato-hidroxiapatita ou Dahllita* Ca₁₀(PO₄, CO₃)₆(OH)₂ – ocorre principalmente como matéria mineral de ossos e dentes fósseis e atuais.

6.3.1. ESTRUTURA DA APATITA

A apatita se cristaliza no sistema hexagonal, grupo $P6_3/m$, apresentando dois planos paralelos de simetria. O cristal de fluorapatita, por exemplo, é formado por um sítio tetraédrico $(PO_4)^{-3}$, ligado ao Ca em dois sítios estruturais diferentes. O primeiro sítio denominado de Ca (I), possui coordenação 9, pois está unido a nove átomos de oxigênio. O segundo, denominado de Ca (II), possui coordenação sete ou oito, e está ligado a seis átomos de oxigênio e um de flúor, cloro ou hidroxila. Cada átomo de oxigênio está ligado a um átomo de fósforo, um átomo de Ca (I) e dois átomos de Ca (II) (Figura 6.1).

O tamanho dos eixos a , c e z do cristal de apatita varia conforme a composição química (Tabela 6.1). Quanto maiores as concentrações de CO_3^{-2} e F, menor será o tamanho do eixo a na apatita. Portanto substituições de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} , comuns na francolita, têm influência direta no comprimento do eixo a , o que faz com que esse eixo assumira valor próximo ao da fluorapatita quando a quantidade de moles de CO_3^{-2} é próxima de zero (McClellan & Van Kauwenbergh, 1991).

Tabela 6.1 – Parâmetros de malha para os membros extremos do grupo da apatita (Deer *et al.* 1992).

#	a (Å)	c (Å)	c/a
Fluorapatita	9,36	6,88	0,735
Clorapatita	9,64	6,78	0,703
Hidroxiapatita	9,42	6,88	0,730
Carbonato-fluorapatita	9,32	6,90	0,740

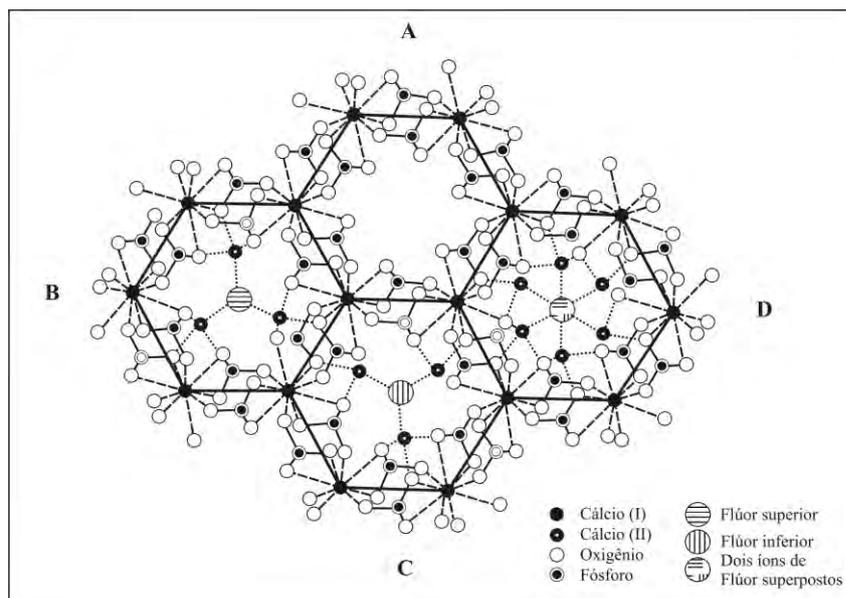


Figura 6.1 – Projeção da malha elementar da fluorapatita sobre o plano 001 (Slansky, 1980).

6.3.1.1. SUBSTITUIÇÕES NA ESTRUTURA DA APATITA

Considerando a fórmula geral da apatita como $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$:

- O sítio do Ca pode ser ocupado por Sr^{+2} , Ba^{+2} , Cd^{+2} , Pb^{+2} , Mn^{+2} , Mg^{+2} , Zn^{+2} , Br^{+2} , Fe^{+2} , Ni^{+2} , Cu^{+2} , Cr^{+2} , Co^{+2} e Rh^{+2} sendo possível ocorrer substituições também por cátions monovalentes como, Na^+ , K^+ , Ag^+ e Li^+ ; por cátions trivalentes como, Sc^{+3} , Y^{+3} , Bi^{+3} , Al^{+3} e ETR^{+3} ; e ainda pelo cátion tetravalente U^{+4} (Nathan, 1984).

- O sítio do P, pode ser ocupado por C, As, V, Mn, Cr, S e Si, formando os grupos aniônicos bivalentes $(\text{CO}_3)^{-2}$, $(\text{CrO}_4)^{-2}$ e $(\text{SO}_4)^{-2}$; os grupos aniônicos trivalentes $(\text{AsO}_4)^{-3}$, $(\text{VO}_4)^{-3}$, $(\text{PO}_4)^{-3}$, $(\text{CO}_3\text{F})^{-3}$, $(\text{CO}_3\text{OH})^{-3}$; e o grupo aniônico tetravalente $(\text{SiO}_4)^{-4}$ (Nathan, 1984).

- No sítio F podem ocorrer OH^- , Cl^- , Br^- , O^{-2} e CO_3^{-2} (Nathan, 1984).

6.3.1.1.1. SUBSTITUIÇÕES NO SÍTIO DO Ca

As substituições catiônicas ocorrem não apenas em função das disponibilidades e condições do ambiente de formação do mineral, mas também em função da necessidade de compensação de cargas pelas substituições aniônicas (Toledo & Pereira 2001).

O Ca^{+2} pode ser substituído parcialmente por Sr^{+2} , Ba^{+2} e Mn^{+2} . Substituições por ETR^{+3} , ocorrem principalmente em ambientes onde há abundância desses elementos como em granitos e carbonatitos (Toledo & Pereira 2001). A substituição de Ca^{+2} por ETR^{+3} ocorre sempre associada com outras substituições para que haja compensação de cargas. Em ambientes sedimentares marinhos a apatita é frequentemente empobrecida em Ce^{+3} e relativamente enriquecida em lantanídeos pesados.

Em francolitas marinhas é comum a ocorrência da substituição de Na^+ e Mg^{+2} por Ca^{+2} . McClellan & Lehr (1969) estabeleceram que essas substituições estão acopladas à substituição de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} no sítio do P. A intensificação da substituição de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} implica no aumento da entrada de Na^+ e Mg^{+2} no lugar do Ca^{+2} na estrutura da francolita. O número de moles de Mg^{+2} que entra na estrutura da francolita é maior que o número de moles de Na^+ , considerando um mesmo percentual de substituição de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} , em função do seu raio iônico ser bem menor do que o do Ca^{+2} .

6.3.1.1.2. SUBSTITUIÇÕES NO SÍTIO DO P

Substituições no sítio do P parecem estar diretamente ligadas à história de formação da apatita, havendo ainda discussão sobre os mecanismos de substituição no que diz respeito à compensação de cargas e aos problemas cristalquímicos gerados, por exemplo, por substituições entre PO_4^{-3} por CO_3^{-2} (Toledo & Pereira, 2001).

No caso da substituição de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} , que se caracteriza por ser a substituição mais frequente em francolitas, a hipótese mais aceita é que íons de F^- podem acompanhar íons de CO_3^{-2} mantendo assim a eletroneutralidade. Esse flúor não estaria associado a sua posição no sítio do F e representaria uma quantidade de F^- excessiva e não estequiométrica (Toledo & Pereira, 2001). Nesse caso o flúor estaria em uma posição intersticial ou em sítio vago do oxigênio deixado pela substituição de PO_4^{-3} por CO_3^{-2} .

Uma segunda hipótese é que um íon OH^- ou F^- poderia acompanhar o ânion CO_3^{-2} , formando um tetraedro distorcido (Toledo & Pereira, 2001). Sommerauer & Katz-Lehnert (1985) *In*: Toledo & Pereira (2001) propõem que a substituição do ânion fosfato por carbonato é compensada em termos de cargas pela entrada de SiO_4^{-4} também no sítio do fosfato, por OH^- acoplados aos ânions carbonato ($\text{CO}_3\text{OH}^{-3}$) e pela entrada de ETR^{+3} na posição do Ca^{+2} .

Menos frequentemente ocorre a substituição de PO_4^{-3} por SO_4^{-2} , onde o ânion sulfato tem dimensões similares às do ânion fosfato, embora necessite de compensações com outras substituições acopladas para resolver o problema da diferença de carga (Toledo & Pereira, 2001).

6.3.1.1.3. SUBSTITUIÇÕES NO SÍTIO F

Além do flúor podem ocupar este sítio os ânions OH^- e Cl^- . O OH^- pode ser substituído por CO_3^{-2} e por F^- , enquanto o Cl^- pode ser substituído por OH^- . Segundo Montel (1968) *In*: Toledo & Pereira (2001) a presença de CO_3^{-2} em sítio aniônico monovalente provoca um aumento no seu diâmetro, o que pode ser facilitado em apatita cuja composição catiônica também determinou um alargamento neste sítio, como é o caso da apatita com bário, que possui o eixo *a* maior.

6.4. EVOLUÇÃO DA FRANCOLITA DURANTE PROCESSOS INTEMPÉRICOS

A composição média da apatita marinha primária apresenta composição próxima àquela da carbonato-fluorapatita ou francolita. Formalmente, o termo francolita é aplicado para designar apatitas com teores apreciáveis de CO₂ (McClellan, 1980 & Deer *et al.* 1992) e teores acima de 1% de flúor (Deer *et al.* 1992).

McArthur (1978) propõe uma composição original constante para a francolita, sugerindo que a maioria desse tipo de apatita seja formada com aproximadamente a mesma composição química do membro extremo puro. Essa composição “original” seria alterada por uma variedade de processos para formar espécies minerais diferentes (McClellan & Van Kauwenbergh, 1991). McClellan (1980) suporta essa hipótese e sugere que intemperismo e metamorfismo poderiam alterar a composição da francolita aproximando-a da composição da fluorapatita. McClellan (1980) e McClellan & Van Kauwenbergh (1991) apresentam valores limites para as razões CaO/P₂O₅ e F/P₂O₅, as quais permitem distinguir esses dois tipos de apatita. Tais autores mostram que a francolita normativa possui razões CaO/P₂O₅ e F/P₂O₅, equivalentes a 1,621 e 0,148, respectivamente, enquanto que a fluorapatita normativa, detém valores inferiores, correspondentes a 1,318 e 0,089, respectivamente.

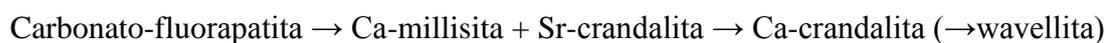
Lucas *et al.* (1980) apresentam dados referentes ao depósito de Sidi Daoui (Marrocos, África), que confirmam as transformações na composição da francolita, em função de processos intempéricos. Nesse depósito, minerais com composição muito próxima àquela da francolita, mostram teores de 4,5 a 6% de CO₂, razão CaO/P₂O₅ aproximadamente igual a 1,56 e razão F/P₂O₅ correspondente a 0,12. Argilo-minerais normalmente acompanham a francolita e são representados por esmectitas, Mg- e Fe-montmorilonitas e alguma palygorskita (Lucas *et al.* 1980). Calcita e dolomita também coexistem com esse tipo de apatita.

Em rochas intemperizadas do mesmo depósito de Sidi Daoui, Lucas *et al.* (1980) demonstram que houve variações químicas importantes na composição da francolita, bem como mudanças na mineralogia da rocha portadora desse mineral. O CO₂ existente na francolita diminuiu para valores entre 1,5 e 4,5%. A razão CaO/P₂O₅ foi reduzida para ~1,30, enquanto a razão F/P₂O₅ caiu para ~0,09 a 0,10, induzindo depleção de Sr e F. A calcita associada a francolita foi parcialmente dissolvida, enquanto magnésio da dolomita foi lixiviado, mostrando uma tendência a dedolomitização. Os argilo-minerais se tornaram mais

abundantes nesse processo, embora se apresentem mal cristalizados. A palygorskita desapareceu, enquanto a caolinita foi formada. O V, Ni, Cr e Zn apresentaram aumento em seus teores.

Ainda segundo Lucas *et al.* (1980), a evolução do processo intempérico leva a formação de minerais progressivamente depletados em Na, K, Mg, Sr, Ba, ETR e também em P. Além disso ocorre a descarbonatação da francolita; dissolução de minerais de sílica como quartzo detrítico e chert; neoformação de caolinita, primeiro *in situ* devido ao intemperismo de argilo-minerais, e depois por migração e precipitação em cavidades secundárias; individualização da goethita formada pelo ferro removido de argilo-minerais, sendo que essa goethita pode ser adsorvida pela caolinita ou concentrada em micronódulos.

O Ca^{+2} e o P^{+5} liberados pela apatita, podem ser absorvidos pelos minerais coexistentes com os minerais de fosfatos, ou esses íons podem se combinar com o Al^{+3} e o Fe^{+3} liberados da estrutura desses minerais originando fosfatos de Al e Fe. O surgimento desses fosfatos ocorre de acordo com uma sucessão de minerais (Lucas *et al.* 1980):



Em suma, é muito comum que em processos intempéricos a francolita, formada inicialmente em ambiente sedimentares marinhos, assuma composição próxima a da fluorapatita, até ser totalmente transformada nela e em estágios muito avançados desses processos formarem fosfatos de Al e Fe.

6.5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÕES DOS RESULTADOS QUÍMICOS DOS DEPÓSITOS DA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS

Os dados geoquímicos de rocha total são apresentados e discutidos de acordo com os quatro grupos de minério fosfático apresentados no capítulo 5 (Tabela 6.2), comparando-os entre si, e buscando o entendimento de aspectos sedimentológicos e pós-deposicionais. No anexo 2A, estão apresentados todos os resultados de análise química.

Admite-se, nesta dissertação, que a apatita marinha primária, possuía provável composição similar àquela observada na francolita. O intemperismo agiu intensamente nos depósitos da região de Campos Belos/Arraias (São Bento, Coité 1 e Coité 2), sendo o

principal processo de transformação das prováveis francolitas, formadas no ambiente de sedimentação de silitos fosfatados e fosforitos da Formação Sete Lagoas.

Tabela 6.2 – Grupos e subgrupos de fosforitos definidos no capítulo 5.

GRUPOS E SUBGRUPOS DE FOSFORITOS	
Grupo de Fosforitos Primários Estratificados	Subgrupo de fosforitos laminados
	Subgrupo de fosforitos acamadados
Grupo de Fosforitos Brechados	-
Grupo de Fosforitos Pedogênicos	Subgrupo de fosforitos lateríticos
	Subgrupo de fosforitos concrecionários
Grupo de Silitos Fosfatados	-

6.5.1. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE FOSFORITOS DOS DEPÓSITOS DA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS DURANTE O INTEMPERISMO

Os depósitos de minério fosfático da região de Campos Belos/Arraias formaram-se em ambiente marinho raso dentro do contexto de sedimentação do Grupo Bambuí. A presença de mineral de fosfato com composição próxima a da francolita ainda é detectada em amostras com grau menor de intemperismo.

Determinação do tipo de apatita

A determinação do tipo de apatita depende da sua composição em termos de F, CO₂, Cl e OH. No caso das apatitas dos depósitos de Campos Belos/Arraias foram cogitadas as presenças de francolita, ou mineral com composição muito próxima, e também fluorapatita, por estas serem os tipos de apatita mais comuns em depósitos sedimentares. Portanto, foram analisados os conteúdos de F e CO₂ e as razões CaO/P₂O₅ e F/P₂O₅, em rocha total e posteriormente comparados com dados dos membros extremos francolita e fluorapatita.

Na tabela 6.3 são apresentados teores médios de P₂O₅, CaO, F e CO₂, e as razões CaO/P₂O₅ e F/P₂O₅, relativos aos grupos de minério fosfático, definidos no capítulo anterior e exibidos na tabela 6.2, bem como aos minerais francolita e fluorapatita. Nota-se que, em termos das razões CaO/P₂O₅ e F/P₂O₅, as apatitas dos depósitos estudados possuem composição intermediária entre esses dois membros extremos.

Com base em uma avaliação geral dos quatro grupos de minério fosfático foram observadas razões CaO/P₂O₅ entre 1,23 e 1,52 (Figura 6.2). Somente uma amostra, representante do subgrupo fosforito concrecionário, apresentou razão CaO/P₂O₅ equivalente a

1,23, a qual é inferior a razão observada na fluorapatita normativa (=1,318), indicando estágio intempérico muito avançado, com intensa lixiviação de Ca. As demais razões CaO/P₂O₅ são sempre superiores a 1,318 e inferiores a 1,621 (francolita normativa), indicando composições intermediárias entre os membros francolita e fluorapatita. Com relação às razões F/P₂O₅ foi observada uma variação de valores entre 0,09 e 0,12, que confirma composições intermediárias entre a francolita normativa (=0,148) e a fluorapatita normativa (=0,089) para as apatitas estudadas.

Tabela 6.3 – Síntese de conteúdos médios de P₂O₅ (%), CaO (%), CO₂ (%) e F (%), e razões CaO/P₂O₅ e F/P₂O₅, relacionados a francolita, fluorapatita normativas e aos grupos e subgrupos de minério fosfático definidos nos depósitos da região de Campos Belos/Arraias. Os teores relacionados à francolita e fluorapatita foram obtidos de McClellan (1980) e McClellan & Van Kauwenbergh (1991).

Tipo de Apatita / Grupo de minério fosfático	Subgrupo	P ₂ O ₅ (%)	CaO (%)	F (%)	CaO/P ₂ O ₅	F/P ₂ O ₅	CO ₂ * (%)
Francolita (Ca, Na, Mg) ₁₀ (PO ₄ , CO ₃) ₆ (F, OH) ₂	-	34,0	55,1	5,04	1,621	0,148	6,3
Fluorapatita Ca ₁₀ (PO ₄) ₆ F ₂	-	42,2	55,6	3,77	1,318	0,089	0,0
Siltito Fosfatado	-	11,49	15,29	1,19	1,34	0,10	1,01
Fosforito Primário Estratificado	Fosforito Laminado	24,28	36,22	-	1,49	-	2,31
	Fosforito Acamadado	31,98	46,36	3,26	1,45	0,10	2,99
Fosforito Brechado	-	34,13	48,34	3,59	1,42	0,11	3,30
Fosforito Pedogênico	Fosforito laterítico	27,64	40,75	2,58	1,48	0,10	2,48
	Fosforito concrecionário	24,82	32,66	2,13	1,31	0,09	2,01

*Valores aproximados obtidos a partir da conversão de C_{total}.

Rochas do grupo fosforito brechado e dos subgrupos fosforito acamadado e fosforito laterítico apresentam razão média de CaO/P₂O₅ correspondentes a 1,42, 1,45 e 1,48, respectivamente. Tais médias são incomuns, visto que se espera que fosforitos lateríticos (tipo mais intemperizado) apresentem médias CaO/P₂O₅ mais baixas em relação aos outros dois tipos, ou seja, mais próximas a da fluorapatita, em função de processos de transformação mais intensos. Portanto, ao avaliar essas razões, cogita-se que há perda de fosfato da estrutura da apatita devido à evolução de processos intempéricos, ou seja, fosforitos mais preservados (grupo fosforito brechado e subgrupo fosforito acamadado) apresentam maior teor de fosfato e menores razões CaO/P₂O₅, enquanto fosforitos mais intemperizados (subgrupo fosforito laterítico), mostram teores mais baixos de fosfato e maiores razões CaO/P₂O₅. A lixiviação de fosfato requer ambiente oxidante compatível com processos intempéricos, em que há percolação de águas ácidas.

Em rochas do grupo silito fosfatado e dos subgrupos fosforito laminado e fosforito concrecionário, as razões médias de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ são equivalentes a 1,34, 1,49 e 1,31, respectivamente. O subgrupo fosforito laminado possui a maior média de razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ dentre todos os grupos, mostrando que foi concentrado mais cálcio na rocha, em relação ao fosfato. No caso do grupo silito fosfatado e do subgrupo fosforito concrecionário, as razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ assumem valores bem próximos aos observados em fluorapatitas normativas, o que indica que rochas desses dois tipos alcançaram um estágio de transformação mais avançado em relação aos demais grupos.

Em todos os grupos de minério fosfático as razões $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ se mostram coerentes com composições intermediárias entre francolita e fluorapatita, sendo que as maiores razões são encontradas no grupo fosforito brechado e no subgrupo fosforito acamadado, o que é compatível com o nível menos avançado de intemperismo dos mesmos em relação ao grupo fosforito pedogênico.

O teor de CO_2 diminui proporcionalmente a intensidade do intemperismo, apresentando maiores teores em rochas do subgrupo fosforito acamadado e do grupo fosforito brechado, nos quais os valores médios variam entre 3,00 e 3,30% CO_2 , enquanto que rochas do grupo fosforito pedogênico assumem valores entre 2,00 e 2,48% CO_2 (Figura 6.3). Rochas do grupo silito fosfatado e do subgrupo fosforito laminado apresentam valores naturalmente mais baixos de CO_2 , devido à presença significativa de sedimentos terrígenos. Com o avanço do intemperismo, silitos fosfatados e fosforitos laminados assumem conteúdos da ordem de 1,01 e 2,31 % CO_2 , respectivamente. Esses resultados novamente confirmam composição intermediária entre os membros extremos fluorapatita e francolita, conforme a tabela 6.4.

Com relação ao flúor (Figura 6.4), os teores variam entre 1,19% em rochas do grupo silito fosfatado e 3,59% em rochas do grupo fosforito brechado, os quais são compatíveis com os conteúdos presentes em minerais com composições próximas àquela da fluorapatita, visto que todos os valores encontrados sejam inferiores ao teor de F presente na fluorapatita normativa (=3,77%). Conforme a figura 6.4, somente duas amostras apresentam valores distoantes, uma delas referente ao grupo fosforito brechado com teor de F maior que 3,7% e a outra pertencente ao grupo silito fosfatado com teor de F abaixo de 0,8%.

Analisando os gráficos das figuras 6.4 ($\text{F} \times \text{P}_2\text{O}_5$) e 6.5 ($\text{CaO} \times \text{P}_2\text{O}_5$) nota-se que acompanhando a redução do teor de fosfato, há também uma diminuição relativa dos teores de Ca e F, que tem como causa a evolução do intemperismo.

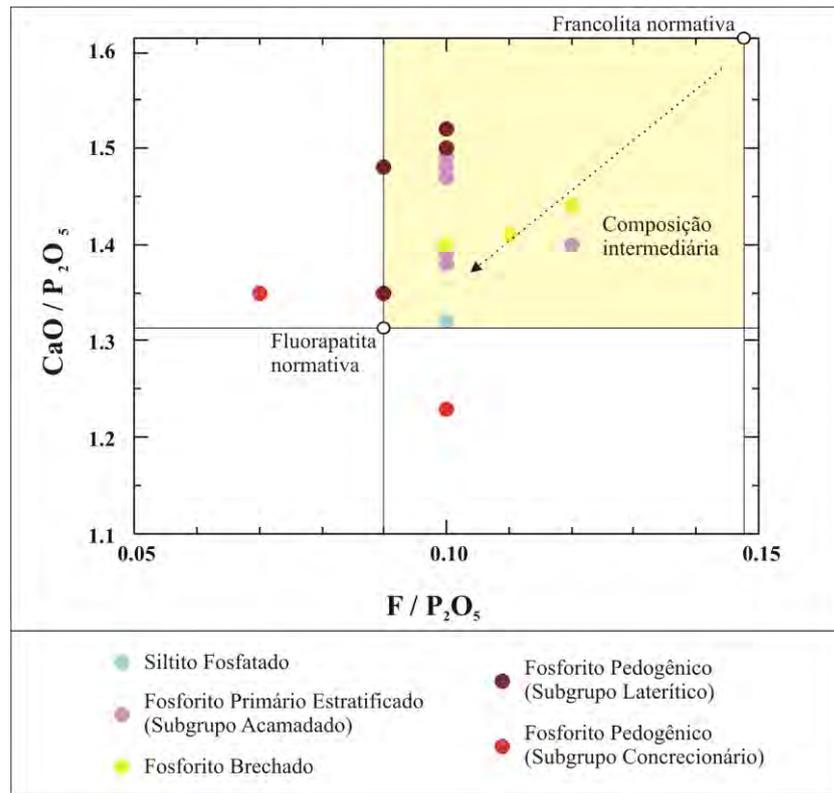


Figura 6.2 – $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ por $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$, mostrando composição intermediária entre os membros extremos francolita e fluorapatita para os fosforitos estudados. A seta com linha pontilhada aponta em direção a fluorapatita normativa.

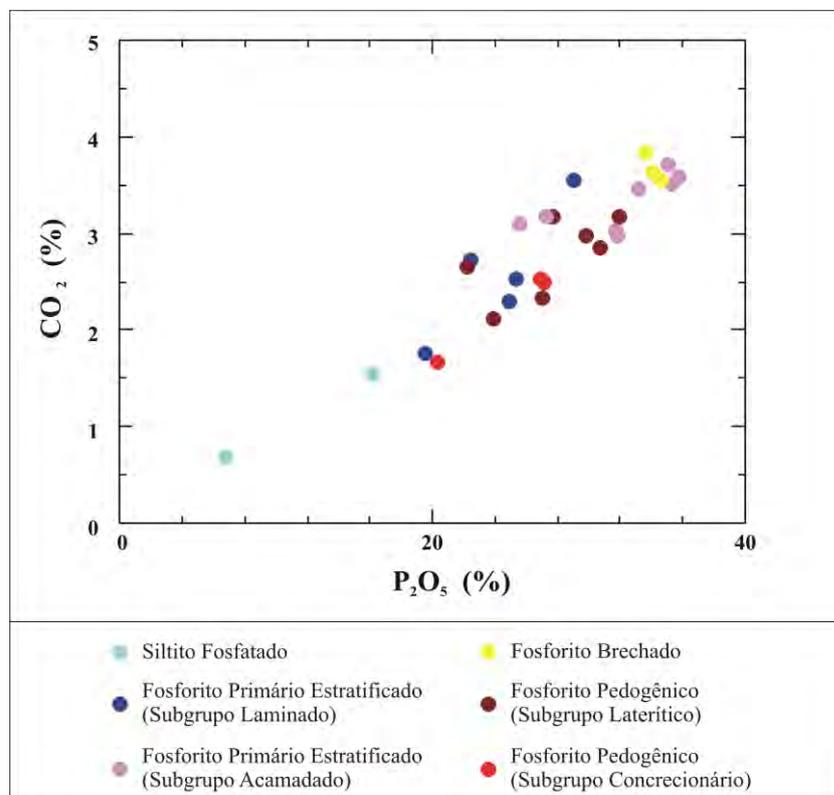


Figura 6.3 – Correlação positiva entre CO_2 e P_2O_5 , evidenciando composição intermediária entre francolita e fluorapatita, segundo dados apresentados por McClellan (1980) e McClellan & Van Kauwenbergh (1991).

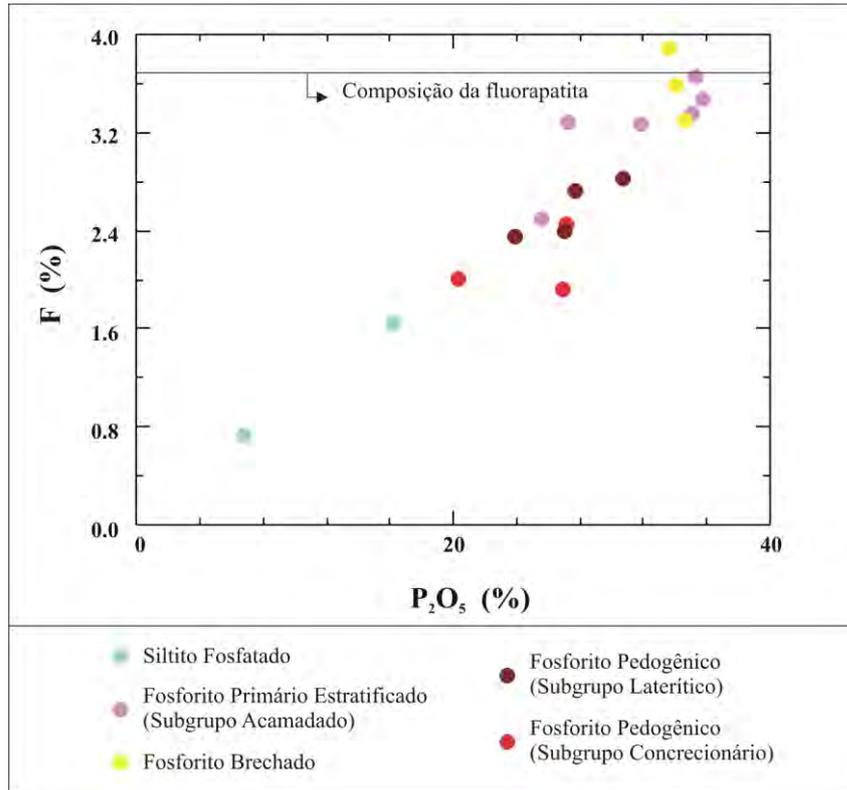


Figura 6.4 – Gráfico binário de F por P₂O₅ mostrando forte correlação positiva entre ambos. A linha superior indica a composição de flúor da fluorapatita, segundo McClellan (1980) e McClellan & Van Kauwenbergh (1991).

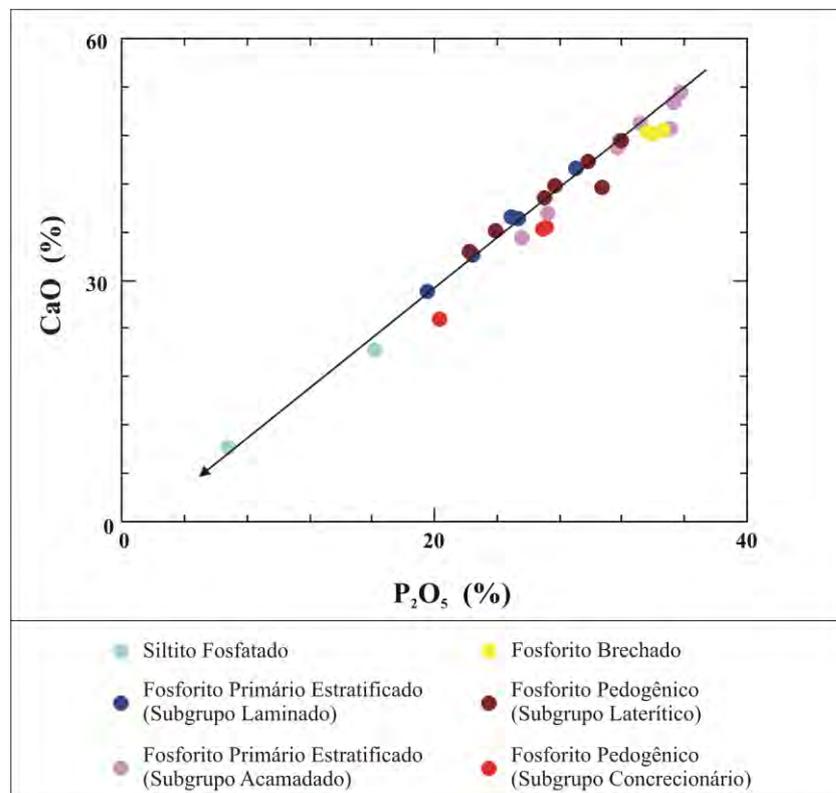


Figura 6.5 – Gráfico CaO versus P₂O₅, mostrando correlação positiva entre ambos.

Relação entre teores de óxidos no perfil intempérico

Com o desenvolvimento do perfil intempérico os teores de Al_2O_3 , SiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$ e MnO foram aumentados em relação a rochas mais preservadas. Nos gráficos da figura 6.6 percebe-se correlações negativas entre P_2O_5 e SiO_2 , MnO , $\text{FeO}_{\text{total}}$ e Al_2O_3 , evidenciando a ocorrência de lixiviação de fosfato proporcional a evolução do perfil intempérico. Desse modo, rochas lateríticas, como é o caso do grupo fosforito pedogênico, apresentam concentrações menores de fosfato e concentrações maiores de elementos resistentes ao intemperismo, enquanto que rochas do grupo fosforito brechado e do subgrupo fosforito acamadado, submetidos à intemperismo menos intenso, apresentam os maiores teores de fosfato e as menores concentrações de Al_2O_3 , SiO_2 , $\text{FeO}_{\text{total}}$ e MnO .

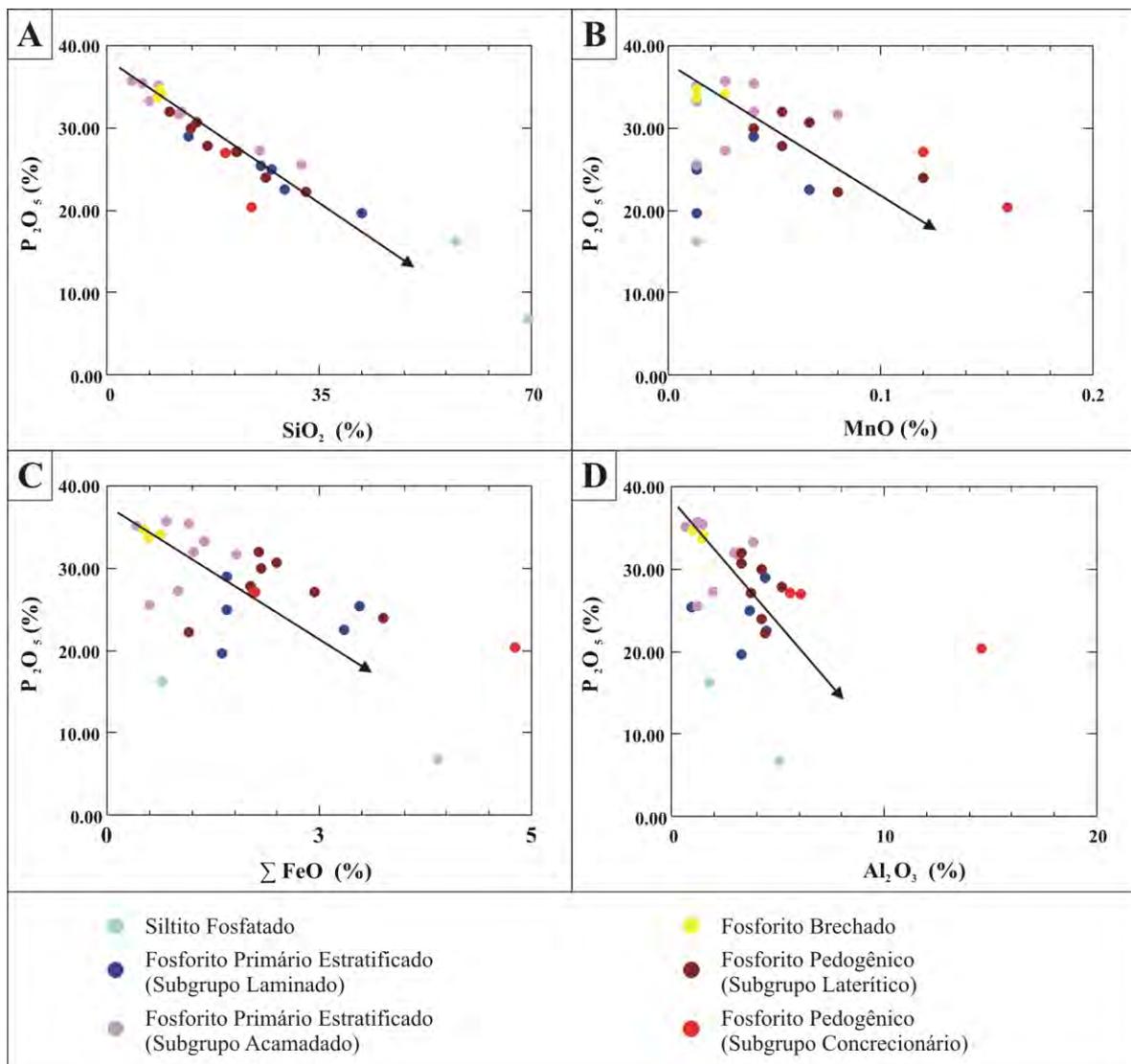


Figura 6.6 – Gráficos mostrando correlações negativas entre fosfato e óxidos em função do desenvolvimento de processos intempéricos. Percebe-se em todos os gráficos que há diminuição dos teores de fosfato em função do aumento de conteúdos de óxidos, o que se traduz na lixiviação do fosfato em perfis lateríticos dos depósitos pesquisados.

As altas concentrações desses óxidos em rochas do grupo siltito fosfatado e do subgrupo fosforito laminado são atribuídas à presença de maior volume de sedimentos terrígenos contidos nessas rochas.

Na tabela 6.4 é apresentada uma síntese dos conteúdos médios de óxidos, referentes a cada grupo e subgrupo do minério fosfático.

Tabela 6.4 – Síntese de conteúdos médios de óxidos relacionados aos grupos e subgrupos definidos nos depósitos da região de Campos Belos/Arraias.

Grupo	Subgrupo	P ₂ O ₅ (%)	CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	FeO _{total} (%)	MnO (%)
Siltito Fosfatado	-	11,49	15,29	63,52	3,42	2,27	0,15
Fosforito Primário Estratificado	Fosforito Laminado	24,28	36,22	27,51	3,37	1,99	0,02
	Fosforito Acamadado	31,98	46,36	13,36	2,06	0,88	0,02
Fosforito Brechado	-	34,13	48,34	8,71	1,30	0,51	0,01
Fosforito Pedogênico	Fosforito laterítico	27,64	40,75	19,44	4,05	1,99	0,06
	Fosforito concrecionário	24,82	32,66	21,49	8,76	2,75	0,35

Padrões de elementos terras raras nos fosforitos

Os padrões de elementos terras raras (ETR's) de fosforito foram obtidos normalizando os resultados ao NASC (*North American Shale Composite*, segundo Gromet *et al.* (1984)), por essa composição representar a média de amostras de folhelhos África, Antártica e de locais não especificados, não estando restrito apenas a amostras norte-americanas. (Figura 6.7).

Os padrões de ETR's de todos os grupos de minério fosfático se apresentam paralelos entre si, indicando que a fonte dos sedimentos e a composição da água do mar não variou, pois não houve fracionamento de ETR's durante a precipitação de fosfatos. Além disso, os padrões de ETR's são paralelos à própria composição do NASC, representado pela linha de cor preta na figura 6.7, indicando que os fosforitos e siltitos fosfatados apresentam composição, em termos de ETR's, semelhantes à média de folhelhos do mundo.

A variação na abundância dos ETR's, entre 0,1 nos fosforitos primários a 1,0 em rochas dos subgrupos fosforito concrecionário e fosforito laminado pode ser atribuída ao intemperismo e/ou à presença de sedimentos terrígenos. Essa gradação na abundância dos ETR's do subgrupo fosforito acamadado em direção ao grupo fosforito pedogênico (Figura 6.7) indica que o processo de intemperismo concentrou ETR's. Entretanto, o aumento da

concentração de ETR's não é proporcional ao aumento de apatita (Figura 6.8a), evidenciando que a apatita não é o mineral concentrador de ETR's no perfil laterítico. A correlação negativa entre P_2O_5 e Al_2O_3 (Figura 6.6d) indica que processos intempéricos foram responsáveis pela lixiviação de apatita da rocha. Portanto, o intemperismo concentrou ETR's de outra forma, provavelmente associado com Zr em sedimentos terrígenos (figura 6.8b), interpretado como proveniente de concentração mecânica de zircões em fração silto-argilosa, que podem ter como fonte granitos da Suíte Aurumina, que representam o embasamento do Grupo Bambuí na área estudada.

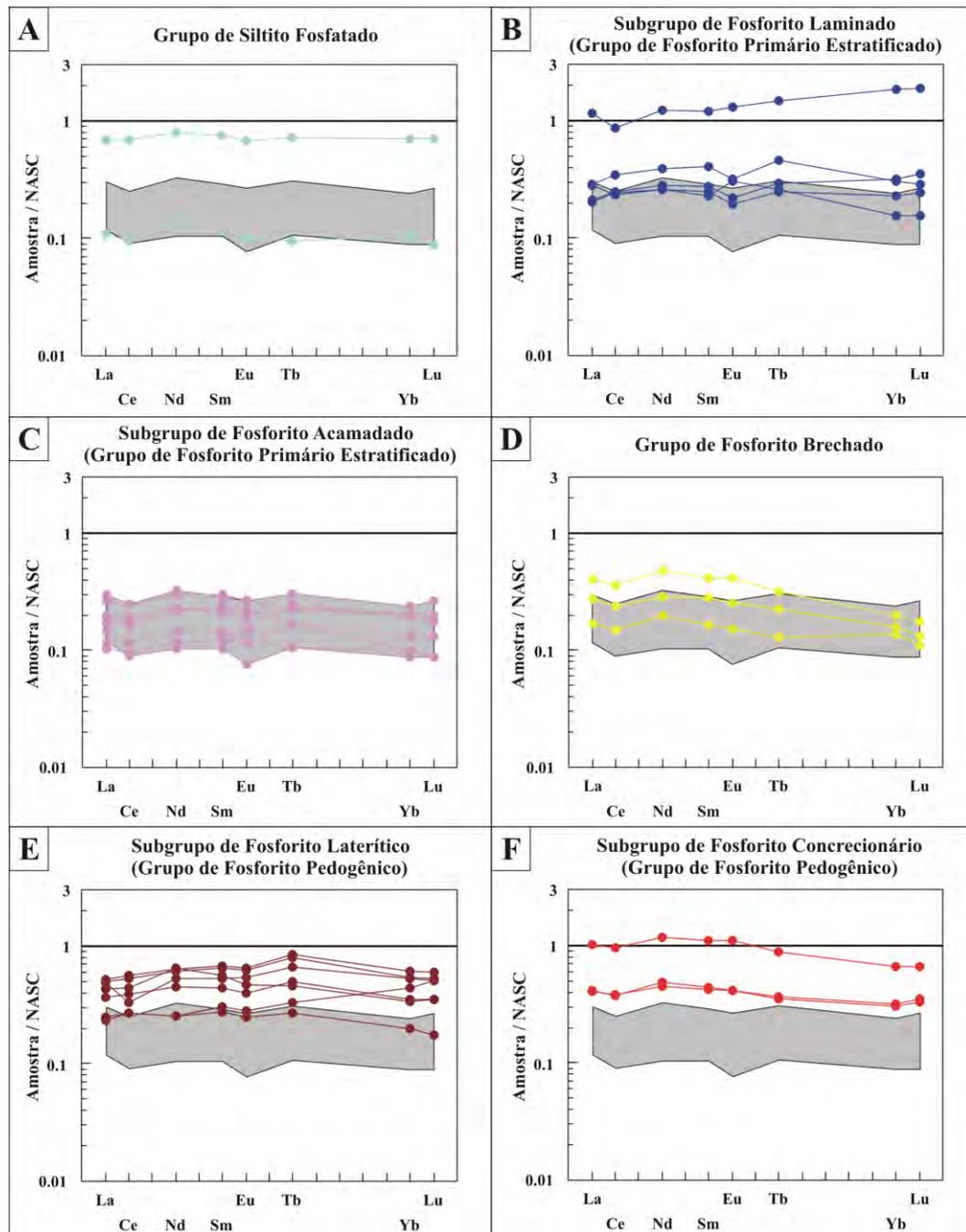


Figura 6.7 – Padrões de elementos terras raras normalizados ao NASC, segundo Gromet *et al.* (1984).

As anomalias negativas de Ce observadas em todos os grupos de minério fosfático, com exceção de raras amostras, indicam que a água do mar era empobrecida nesse elemento e que o ambiente era redutor.

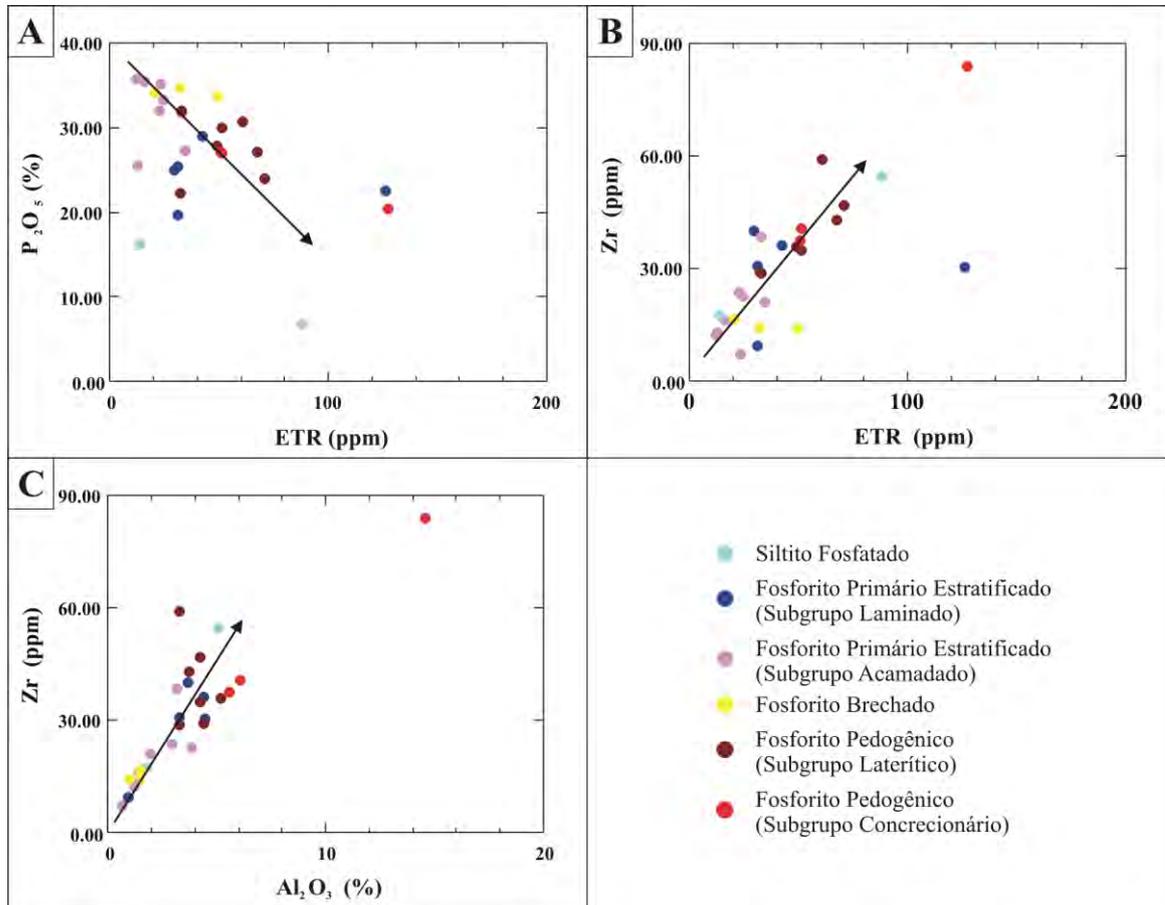


Figura 6.8 – Variação composicional associada com a concentração de ETR's no perfil laterítico se dá em zircões na fração silto-argilosa e não na estrutura da apatita. Observa-se que a presença de ETR's nessas rochas não é proporcional ao aumento de P_2O_5 , e sim ao aumento de Zr, provavelmente associado com a concentração mecânica de zircão em fração silte.

Comportamento de elementos traços

No anexo 2B é apresentada uma comparação entre a média de resultados químicos de elementos traços encontrados nos quatro grupos de minério fosfático, médias de elementos de siltitos comuns da Formação Sete Lagoas, resultados de análises de fosforitos marinhos baseados em 18 médias de dados químicos de fosforitos regionais apresentados por Altschuler (1980), e médias de análises de folhelhos, segundo Turekian & Wedepohl (1961) *In*: Altschuler (1980).

Com base na tabela do anexo 2B percebe-se que os elementos Be e Zn ocorrem em todos os quatro grupos de minério fosfático com conteúdos acima da média dos fosforitos marinhos

proposta por Altschuler (1980), com exceção do grupo de silito fosfatado em que Zn tem conteúdos dentro na faixa de valores proposta.

No caso de Ag, As, Cd, Co, Cu, La, Mo, Ni, Pb, Sc, Se, Sn, Sr, U, V, Y, Yb e Zr são observados conteúdos abaixo da média dos fosforitos, com exceção do subgrupo de fosforitos concrecionários em que Ba, Co, Ga e Ni ocorrem acima da média, e Sr ocorre dentro do intervalo proposto por Altschuler (1980). Em rochas do grupo silito fosfatado Ag, Ni e Zn possuem teores dentro da margem proposta e Co e Ga possuem conteúdos sobressalentes, assim como em rochas dos subgrupos laminado e laterítico. Conteúdos de Ag, As, Se, Y e Yb dos fosforitos são semelhantes às médias de folhelhos propostas por Turekian & Wedepohl (1961) *In*: Altschuler (1980).

Urânio e menos frequentemente o tório ocorrem associados à fosforitos marinhos. Os teores de U nos fosforitos e silitos fosfatados estudados mostram valores baixos, da ordem de 2,80 a 56,50 ppm, assim como o Th, que apresenta valores entre 0,50 e 8,60 ppm. A presença de U indica um ambiente de formação com características redutoras. A detecção de teores baixos desse elemento atualmente pode indicar que houve mobilização do mesmo em processos pós-deposicionais ou mesmo que as condições em que se deu a deposição não foram estritamente redutoras ou ainda que não havia quantidades significativas desse elemento disponível na água do mar.

Bário e estrôncio podem ocorrer em substituição ao cálcio. Observa-se, no entanto que os teores de bário e estrôncio nas rochas pesquisadas são muito baixos, compreendendo intervalos entre 83,00 e 394,00 ppm e 36,70 e 244,60 ppm, respectivamente, indicando que substituições catiônicas envolvendo esses elementos foram muito restritas. Somente fosforitos do subgrupo concrecionário apresentaram teores de Ba elevados, da ordem de 1.512,00 ppm, e teor médio de Sr equivalente a 915,53 ppm, o qual se encontra dentro da média de fosforitos, ou seja, esses elementos foram concentrados em função da evolução do perfil intempérico ao invés de terem sido lixiviados como relatado por Lucas *et al.* (1980). Portanto, substituições podem ter ocorrido nessas rochas que se encontram em estágio mais avançado de intemperismo.

O vanádio, o níquel e o zinco mostraram teores médios mais elevados em fosforitos concrecionários, equivalentes a 56,67 ppm, 187,67 ppm e 545,67 ppm, respectivamente. Ainda assim essas concentrações são mais baixas que a média dos fosforitos indicadas por Altschuler (1980), corroborando com dados apresentados por Lucas *et al.* (1980), que

observaram aumento dos teores desses elementos em função da transformação de francolita em fluorapatita.

De modo geral, o grupo de fosforitos pedogênicos, com destaque ao subgrupo de fosforitos concrecionários, exibe os conteúdos mais altos de Ag, As, Ba, Be, Cd, Co, Cu, Ga, La, Mo, Ni, Pb, Sc, Sn, Sr, U, V e Zn, em relação aos demais grupos que compõem o minério, revelando que há concentrações desses elementos em perfis lateríticos mais desenvolvidos. O Y e o Yb, por sua vez, mostram conteúdos mais elevados em fosforitos do subgrupo laminado.

6.5.2. COMPARAÇÃO DE DADOS QUÍMICOS ENTRE DEPÓSITOS DE FOSFATO DA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS E DEPÓSITOS DE FOSFATO BRASILEIROS E MUNDIAIS

Nesse tópico serão apresentados dados geoquímicos de cinco depósitos de fosfato sedimentar brasileiros e quatro depósitos estrangeiros, todos com idade Proterozóica, e também dados da média dos conteúdos de fosforitos mundiais (Tabela 6.5), com a finalidade de compará-los aos depósitos da região de Campos Belos/Arraias. Os fosforitos médios apresentados por Altschuler (1980) representam uma média de 18 análises de fosforitos provenientes de todo o mundo. Serão apresentados somente dados de ETR's atribuídos ao fosforito médio.

Serão analisadas e comparadas as características químicas dos depósitos de Conceição do Mato Dentro (Unidade Rio Preto, Fm. Sopa-Brumadinho, Gr. Diamantina, SGr. Espinhaço), Rocinha e Lagamar (Fm. Rocinha, Gr. Vazante), Xambioá (Fm. Xambioá, Gr. Estrondo), Cedro do Abaeté (Fm. Serra da Saudade, Gr. Bambuí) e Serra da Bodoquena (Fms. Tamengo e Bocaina, Gr. Corumbá). Os quatro depósitos internacionais escolhidos estão localizados em Burkina Faso (Depósito de Kodjari, África), Rajastão (Depósito de Jhamarkotra, Índia), Rum Jungle (Austrália) e Tennessee (Distrito manganêsífero de East Fork, Estados Unidos).

Os dados de Conceição do Mato Dentro foram obtidos de Mourão (1995). Resultados químicos de óxidos e F são referentes a uma amostra (Macaca), pertencente ao que foi definido por Mourão (1995) como *Apatitas do Grupo 1*, que estão distribuídas por xistos e quartzitos da Unidade Fosfática. Análises de ETR's compreendem uma média das concentrações observadas em *Apatitas do Grupo 1*.

Para o depósito de Rocinha foram obtidas análises de óxidos e ETR's relativos a uma amostra (GM Lag 7 1B) do Grupo de Fosforitos Puros, conforme estabelecido por Nogueira (1993).

Com relação à ocorrência de fosfato de Xambioá os resultados analíticos a serem apresentados foram obtidos de Costa & Da Silva (2009). Tais resultados são referentes à saprólito rico em apatita e compreendem óxidos, CO₂ e F.

Dados geoquímicos dos depósitos de Cedro do Abaeté e Serra da Bodoquena foram obtidos de Lima *et al.* (2007) e Justo (2000), respectivamente. Em ambos os casos têm-se informações sobre conteúdos de óxidos.

Quanto aos depósitos de Rum Jungle, East Fork, Kodjari e Jamarkotra foram obtidas concentrações de óxidos, F e CO₂, a partir de pesquisas de McClellan & Saavedra (1986), que também apresentam breves descrições sobre cada depósito, sumarizadas a seguir.

Tabela 6.5 – Resultados químicos de óxidos, CO₂ e F referentes aos depósitos brasileiros de Campos Belos/Arraias, Conceição do Mato Dentro, Rocinha, Xambioá, Cedro do Abaeté, Serra da Bodoquena, e depósitos da Tunísia (África) e Tennessee (Estados Unidos). (Todos os dados em porcentagem).

Depósitos		P ₂ O ₅	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	F	CO ₂
Grupo Siltito Fosfatado		11,49	15,29	63,52	3,42	2,27	0,15	1,19	1,01
Campos Belos / Arraias	Grupo Fosforito Primário Estratificado	24,28	36,22	27,51	3,37	1,99	0,02	-	2,31
	Subgrupo Fosforito Laminado	31,98	46,36	13,36	2,06	0,88	0,02	3,26	2,99
	Subgrupo Fosforito Acamadado	34,13	48,34	8,71	1,30	0,51	0,01	3,59	3,30
	Grupo Fosforito Brechado	27,64	40,75	19,44	4,05	1,99	0,06	2,58	2,48
Grupo Fosforito Pedogênico	Subgrupo Fosforito Laterítico	24,82	32,66	21,49	8,76	2,75	0,35	2,13	2,01
	Subgrupo Fosforito Concrecionário								
Conceição do Mato Dentro		8,60	11,60	63,70	6,70	2,10	0,03	0,72	-
Rocinha		31,56	55,60	6,75	1,13	0,68	-	-	-
Xambioá		13,70	21,20	35,00	7,20	14,20	0,36	1,60	1,80
Cedro do Abaeté		18,64	13,30	30,10	13,30	2,34	-	-	-
Serra da Bodoquena		28,40	34,80	20,40	4,52	2,67	-	-	-
Rum Jungle (Austrália)		25,7	33,3	17,3	4,7	8,7		2,1	0,68
Distrito manganífero East Fork (Tennessee, EUA)		31,6	42,2	19,2	2,1	0,48		2,9	0,81
Kodjari (Burkina Faso, África)		26,3	36,1	26,0	2,0	1,6		2,6	1,2
Jhamarkotra (Rajastão, Índia)		37,3	50,6	4,8	0,16	0,3		3,6	1,5

O depósito de Rum Jungle está associado a arenitos e siltitos hematíticos e a brechas quartzo-hematíticas intensamente dobradas. Por sua vez, o depósito do distrito manganífero de East Fork, inclui folhelhos com camadas de calcário e dolomito sobrepostos por folhelhos carbonosos e dolomito ricos em manganês e arcóseos fosfáticos grossos. No caso do depósito de Kodjari, datado em 660 ± 8 ma, a sequência litológica se inicia com tilitos, calcários, pelitos e *cherts* associados com os fosforitos, os quais são sobrepostos por arenitos, folhelhos e sedimentos clásticos continentais. Quanto ao depósito de Jhamarkotra, os fosforitos são estromatolíticos e ocorrem junto à *cherts* e folhelhos negros metamorfisados em fácies xisto verde a anfíbolito.

Na figura 6.9 são apresentados gráficos que ilustram a relação entre P_2O_5 , óxidos, F e CO_2 , referente aos depósitos analisados. Nota-se que há correlação positiva entre os depósitos em termos de P_2O_5 , CaO e F (Figura 6.9a e 6.9b), o que é esperado, visto que o tipo de apatita sedimentar presente em tais depósitos são fosfatos de cálcio que contém variados teores de F. As concentrações desses elementos variam de acordo com a composição assumida pelo mineral entre os membros extremos do grupo da apatita, frente aos processos metamórficos e intempéricos a que foram submetidos. Na figura 6.10 está exposto gráfico que confronta as razões CaO/P_2O_5 e F/P_2O_5 . Com exceção dos depósitos de Conceição do Mato Dentro e Rum Jungle, os demais depósitos, entre os quais se incluem os depósitos de Campos Belos/Arraias, possuem composição intermediária entre os membros extremos francolita e fluorapatita.

No caso do CO_2 não há um padrão definido (Figura 6.9c). Amostras dos depósitos de Rum Jungle, Kodjari, Jhamarkotra e East Fork possuem padrão de ocorrência de CO_2 em relação ao fosfato diferente de amostras dos depósitos de Campos Belos/Arraias e do depósito de Xambioá. Os quatro primeiros depósitos apresentam teores altos de fosfato, entre 25,70 e 37,30% P_2O_5 , e conteúdos de CO_2 variando entre 0,68 e 1,50%. Considerando teores de fosfato semelhantes a aqueles observados nos quatro depósitos internacionais, nota-se que no caso dos depósitos da região de Campos Belos/Arraias, as amostras dos quatro grupos, bem como seus respectivos subgrupos, com exceção do grupo silito fosfatado, apresentam teores de CO_2 mais elevados, com intervalo entre 2,01 e 3,30%. O depósito de Xambioá e o grupo de silito fosfatado mostram tendência a assumir valores de CO_2 intermediários, entre os dois grupos de depósitos abordados acima, e teores de fosfato bem inferiores em relação aos mesmos depósitos.

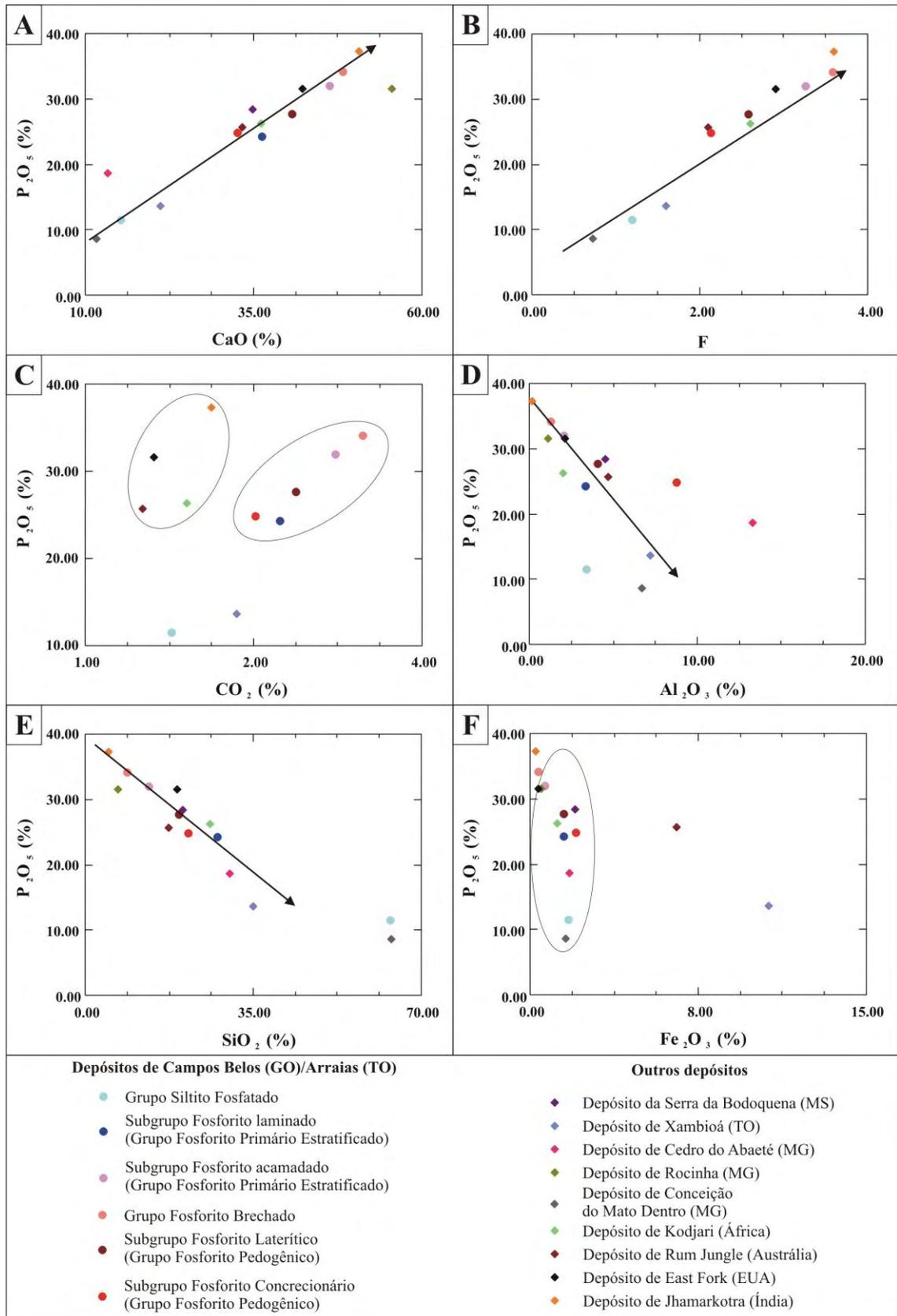


Figura 6.9 – Gráficos de P_2O_5 versus óxidos. Além de resultados médios relativos aos quatro grupos de minério fosfático dos depósitos de Campos Belos/Arraias, encontram-se plotados resultados de diversos depósitos de fosfato sedimentar brasileiros e dois depósitos estrangeiros. É possível notar que existe em apatitas de todos os depósitos confrontados há uma relação positiva entre P_2O_5 e CaO, P_2O_5 e F, e P_2O_5 e CO_2 , enquanto que relação entre P_2O_5 e os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 é negativa.

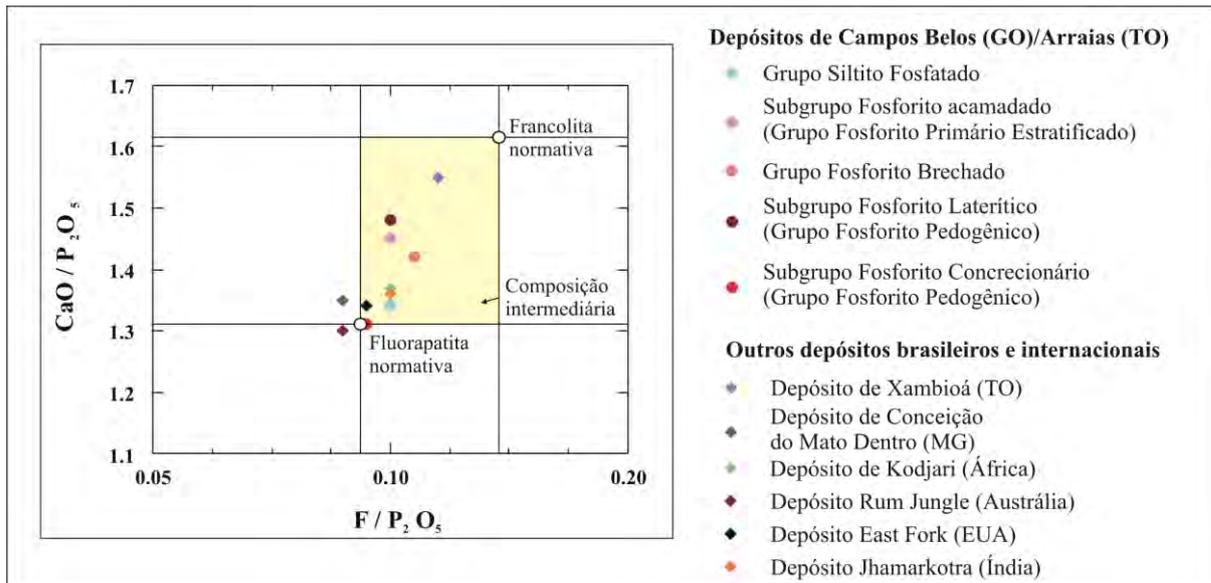


Figura 6.10 – Gráfico da razão $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ pela razão $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$. Nota-se que somente as amostras dos depósitos de Conceição do Mato Dentro e Rum Jungle, possuem composição mais empobrecida em flúor do que a fluorapatita normativa.

No caso de SiO_2 e Al_2O_3 observa-se correlação negativa, em todos os depósitos, conforme esperado. Em termos de SiO_2 essa correlação é bem marcada, enquanto que para o Al_2O_3 há variações referentes ao subgrupo de fosforito concrecionário e ao depósito de Cedro do Abaeté. No caso do depósito de Cedro do Abaeté, o teor de Al_2O_3 , correspondente a 13,30%, é alto em relação ao padrão observado. Esse fato pode estar associado à abundância de sedimentos terrígenos associados ao minério fosfático.

Quanto ao Fe_2O_3 , percebe-se que de modo geral, para um intervalo restrito de concentrações de Fe_2O_3 , entre 0,30 e 2,75%, há uma alta variação de teores de P_2O_5 , entre 8,60 e 37,3%. Os depósitos de Xambioá e Rum Jungle não acompanham esse padrão. Ambos os depósitos apresentam uma correlação negativa entre si. O depósito de Rum Jungle possui teores de Fe_2O_3 e P_2O_5 equivalentes a 8,70% e 25,70%, respectivamente. Os altos teores de ferro nesse depósito estão associados à presença de rochas hematíticas. Em relação ao depósito de Xambioá, as concentrações de Fe_2O_3 e P_2O_5 correspondem a 14,20% e 13,70%, respectivamente. Os conteúdos elevados de ferro se justificam pela origem da amostra, a qual provém de saprólito de xisto que é composto, entre outros minerais, por hematita e goethita.

Na figura 6.11 são apresentados padrões de ETR's referentes aos depósitos de Campos Belos/Arraias, Rocinha, Conceição do Mato Dentro e Fosforito Médio (média de 18 análises de fosforito, segundo Altschuler (1980)). Todas as amostras foram normalizadas ao NASC (Gromet *et al.* 1984).

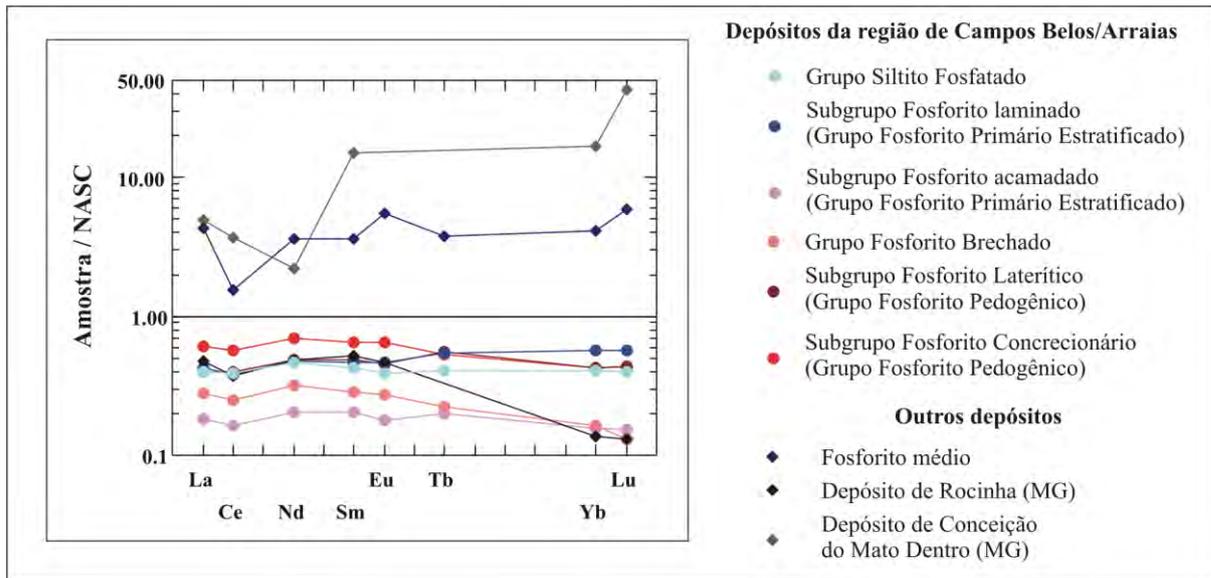


Figura 6.11 – Padrões de ETR's referentes aos depósitos da região de Campos Belos/Arraias, Rocinha, Conceição do Mato Dentro e Fosforito médio. Amostras normalizadas ao NASC, segundo Gromet *et al.* (1984).

Na figura 6.11 nota-se que as amostras de depósitos de Campos Belos/Arraias são as únicas, dentre as demais, que formam padrões paralelos entre si e à composição do NASC, representada pela linha preta, indicando que não houve fracionamento de ETR's e, portanto não deve ter havido variação na fonte dos sedimentos fosfáticos, e também que possuem composição próxima a do NASC.

O padrão que representa o depósito de Rocinha se assemelha aos depósitos de Campos Belos/Arraias somente em termos de ETR's leves, havendo um empobrecimento em ETR's pesados, que não é observado nos depósitos de Campos Belos/Arraias. No caso do depósito de Rocinha houve fracionamento dos ETR's, provavelmente em função de mistura entre sedimentos fosfáticos e sedimentos terrígenos.

O depósito de Conceição do Mato Dentro, de idade Paleoproterozóica, apresenta o padrão mais enriquecido dentre os outros depósitos e o fosforito médio. O padrão exibido por esse depósito apresenta enriquecimento em ETR's pesados, distoando dos demais padrões.

Os depósitos de Campos Belos/Arraias possuem padrões paralelos ao fosforito médio, indicando similaridade composicional em termos de ETR's. No entanto, a abundância de ETR's no fosforito médio é em média 10 vezes maior que nos fosforitos dos depósitos de Arraias/Campos Belos.

7. CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS SOBRE A FORMAÇÃO SETE LAGOAS E O MINÉRIO FOSFÁTICO

7.1. INTRODUÇÃO

O minério fosfático da região de Campos Belos/Arraias possui ocorrência restrita, e deposição fortemente controlada pelas condições paleo-climáticas e paleo-topográficas. Os fosforitos e siltitos fosfatos foram formados em ambiente com baixas temperaturas, o que é confirmado pela presença da Formação Jequitaí em posição estratigráfica imediatamente inferior a essas rochas. Com relação à paleo-topografia, há na área-tipo estudada, relações estratigráficas e morfológicas, que indicam que o minério fosfático foi depositado em paleovales encaixados no embasamento granítico, e se encontra interdigitado com siltitos da base da Formação Sete Lagoas.

As condições clássicas para precipitação de fosfato, propostas por Kazakov (1937), não se aplicam aos depósitos estudados, visto que uma das premissas importantes da teoria de Kazakov requer que haja, por meio de correntes marinhas ascendentes, a circulação de águas muito profundas ricas em nutrientes, em direção a zonas mais rasas com condições ideais para a precipitação de fosfato. O Grupo Bambuí se caracteriza por ter se sedimentado em ambiente marinho epicontinental, ou seja, esteve sempre submetido a condições de águas rasas.

7.2. AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DA FORMAÇÃO SETE LAGOAS NO CONTEXTO DO GRUPO BAMBUÍ, NA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS

Acompanhando o soerguimento inicial da Faixa de Dobramentos Brasília, uma grande depressão foi formada em área cratônica a leste da faixa, onde a deposição do Grupo Bambuí teve lugar (Figura 7.1) (Dardenne, 2000). A sedimentação do Grupo Bambuí ocorreu em ambiente marinho instalado após o derretimento de camadas de gelo durante período glacial, o qual pode estar correlacionado a Glaciação Sturtiana (~750 Ma), segundo Pimentel *et al.* (2002); Alvarenga *et al.* (2007); e Uhlein *et al.* (2007). A Formação Jequitaí, pertencente à base do Grupo Bambuí e representada por diamictitos polimícticos, tem sua gênese

relacionada a esse período glacial que se estendeu sobre ampla área do Cráton São Francisco durante o Neoproterozóico.

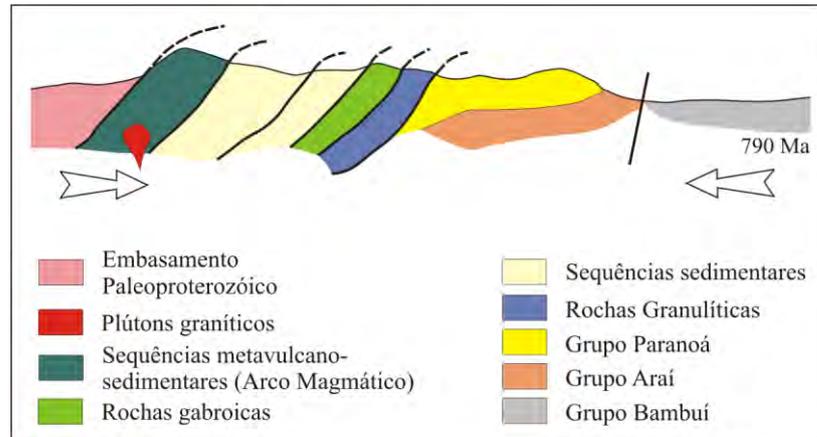


Figura 7.1 – Sedimentação do Grupo Bambuí há aproximadamente 790 Ma, na porção oriental da Faixa de Dobramentos Brasília (Dardenne, 2000).

Após a glaciação que deu origem a Formação Jequitáí, teve início a sedimentação da Formação Sete Lagoas, marcada por uma transgressão marinha de extensão regional (Dardenne, 1978b; 2000). Segundo Vieira *et al.* (2007), a Formação Sete Lagoas, em sua área-tipo na região da cidade homônima, foi depositada em rampa carbonática, dominada por tempestades, compreendendo dois ciclos retrogradacionais-progradacionais, envolvendo principalmente rochas carbonáticas e subordinadamente rochas pelíticas.

Na área pesquisada, a Formação Sete Lagoas é composta, da base em direção ao topo, por intercalações de margas, siltitos, siltitos calcíferos e calcários laminados (Fácies *NP2slm*); calcários laminados e calcários argilosos (Fácies *NP2slc*); e dolomitos laminados, dolarenitos, doloruditos e dolomitos maciços (Fácies *NP2sld*).

As sucessões litológicas na fácies *NP2slm*, na base da Formação Sete Lagoas, evidenciam o desenvolvimento de um ambiente transgressivo inicial, associado à plataforma carbonática mista, com aporte significativo de sedimentos terrígenos. Os sedimentos estavam sujeitos à correntes de baixa energia, o que é indicado pela sua granulometria fina e por laminações plano-paralelas e suavemente onduladas.

Em um segundo momento na história deposicional, que corresponde as fácies de topo da Formação Sete Lagoas, *NP2slc* e *NP2sld*, a contribuição da sedimentação carbonática tornou-se gradativamente maior. A energia das correntes marinhas sofreu aumento progressivo, o que é representado pela passagem de calcários e dolomitos estratificados horizontalmente a

dolarenitos e doloruditos, com estratificações cruzadas tangenciais de baixo ângulo, observadas localmente. A participação de sedimentos terrígenos é muito restrita, constatada pela presença de finas lâminas argilosas entre os planos de acamamento de calcários e dolomitos.

As águas em que foram depositados os sedimentos pelito-carbonatados da base da Formação Sete Lagoas eram frias, em função do degelo relacionado à glaciação, que deu origem a Formação Jequitaiá.

Isótopos Estáveis

Dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ foram obtidos por meio do analisador GAS BENCH II com *autosampler*, acoplado com delta 5, após reação com ácido fosfórico (H_3PO_4) a 100%, em atmosfera de hélio por uma hora. Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB).

Os isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (ANEXO 3A) foram obtidos de dolomitos do topo da Formação Sete Lagoas, próximo a frente de lavra São Bento, em perfil vertical de amostragem que compreendeu desde a porção basal do afloramento de dolomito e seguiu por mais 11 metros em direção ao seu topo; e de rochas carbonáticas localizadas a 2,6 km de ocorrências da Formação Jequitaiá. Os resultados são expressos em notação de “permil” (‰), relativa ao padrão PDB (Pee Dee Belemnite). O desvio padrão é de 0,05 ‰ para ambos os isótopos de C e O.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ variam entre -2,15‰ e -1,09‰, enquanto que o $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ apresenta valores variando entre -8,33‰ e -4,62‰ (Figura 7.2a). Na figura 7.2b é apresentado o afloramento de dolomito, no qual foram feitas as análises, próximo a frente de lavra São Bento.

Entre 0,0 e 6,0 metros no perfil amostrado no dolomito, a média das análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ foi de -1,29‰ e -5,17‰, respectivamente, enquanto que entre as cotas de 6,70 a 11,00 metros, a média das análises de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ mostrou valores mais baixos, equivalentes a -1,52‰ e -5,53‰, respectivamente. Portanto, percebe-se que houve uma variação na composição isotópica dos carbonatos, em ambiente pós-glacial neoproterozóico.

Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ indicam que há alta fixação de ^{12}C , enquanto que o ^{13}C apresenta conteúdos muito baixos e, portanto assume valores negativos. Dentro desse contexto há também baixa produtividade orgânica, em função da fixação de ^{12}C . Dansgaard (1964) *In*: Allègre (2008) obteve dados de geleiras atuais e observou que em baixas temperaturas, as composições isotópicas de C e O, possuem valores negativos. Em condições de clima frio há maior tendência ao fracionamento isotópico. Deste modo, é possível correlacionar os teores negativos registrados nos isótopos de C e O com a glaciação que deu origem aos diamictitos da Formação Jequitaiá. Baixos teores de C podem estar indicando a presença de água doce no ambiente de sedimentação. Essa hipótese é corroborada pelo fato de que a deglaciação gerou grandes volumes de água doce no início da deposição da Formação Sete Lagoas.

Os valores encontrados para isótopos de C e O na área estudada são coerentes com os resultados obtidos por Alvarenga *et al.* (2007) em dolomitos de capa da Formação Sete Lagoas na região de Bezerra-Formosa (GO), que estudaram uma sucessão de *cap dolomites* naquela região.

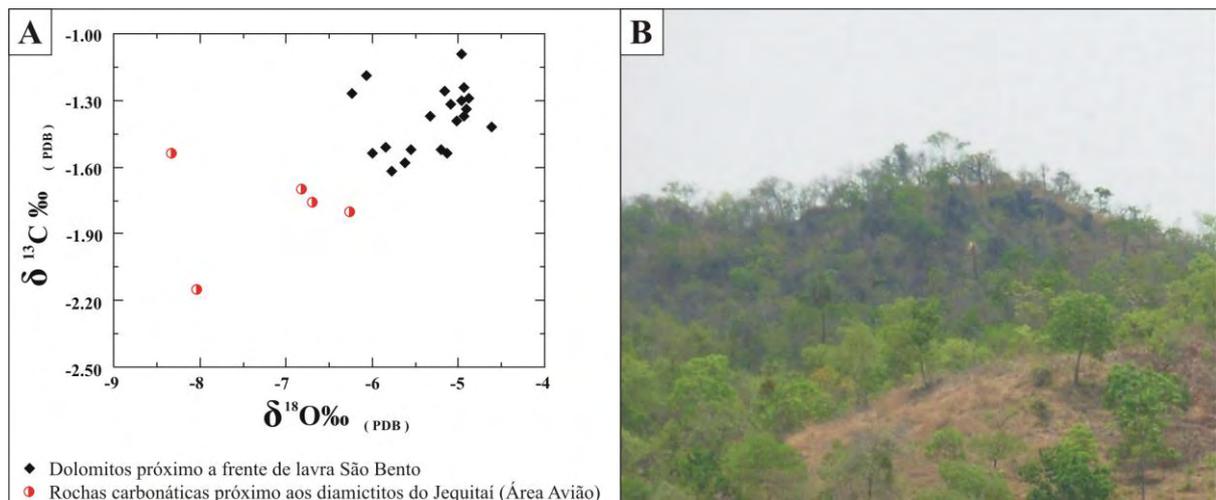


Figura 7.2 – Diagrama de $\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{(PDB)}}$ por $\delta^{18}\text{O}\text{‰}_{\text{(PDB)}}$ de dolomitos depositados em paleoaltos do embasamento granítico (Figura b) e de rochas carbonáticas situadas próximo aos diamictitos da Fm. Jequitaiá. Todas as 20 amostras coletadas em perfil vertical apresentaram valores negativos para ambos os isótopos de C e O.

7.3. CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE FOSFOGÊNESE

A origem de fosforitos vem sendo especulada desde a sua primeira descoberta, há mais de 170 anos. Inúmeros trabalhos de pesquisa têm sido desenvolvidos com a finalidade de buscar

uma melhor compreensão dos processos que determinam a formação dessas rochas. É de conhecimento geral que a geração de um depósito fosfático é controlada pelos seguintes fatores: ambiência tectônica, latitude, clima, variações do nível do mar, circulação de águas oceânicas, e topografia. Considerações breves sobre esses fatores controladores serão aqui apresentadas, com base em alguns desses importantes trabalhos.

Ambiência tectônica

Cook & McElhinny (1979) sugeriram uma ligação genética indireta entre fosfogênese e períodos de vulcanismo intenso, orogêneses e formação de evaporitos. Eles relacionam cada um desses eventos com tectônica de placas. Em relação a placas divergentes, o vulcanismo e o tectonismo estão associados aos primeiros estágios de rifteamento; os evaporitos ocorrem em estágios intermediários do rifte; e os fosforitos são formados em estágios tardios após o rifteamento. No caso de placas convergentes, os estágios de sedimentação continental e rifte vão sendo substituídos por fase orogênica. Há, comprovadamente, relações entre acumulações de fosfato e controles estruturais, caracterizados por deposição de fosfatos, principalmente em eixos de dobras sinclinais.

Paleo-latitude

Sheldon (1964) *In*: Cook & Shergold (1986) reconstruiu as posições continentais no tempo de formação de grandes depósitos de fosfato, demonstrando que a origem de fosforitos possuía controles paleo-latitudinais. Ele encontrou fosforitos formados entre paleo-latitudes de 5° e 42°, com latitude média equivalente a 23°.

Os intensos processos tectônicos determinaram o tamanho e forma das bacias oceânicas, a posição longitudinal e os padrões climáticos na época de formação das mesmas.

Paleo-clima

Dados de isótopos estáveis de oxigênio, além de dados sedimentológicos e paleontológicos permitem inferir que houve variações do nível do mar, como resultado direto de glaciações e deglaciações (Vail *et al.* 1977). Sheldon (1980) relaciona episódios de deposição fosfática, ocorridos durante variados períodos geológicos, às transgressões em oceanos com águas frias, associadas com eventos glaciais.

Cook & McElhinny (1979) sugerem uma íntima associação entre eventos glaciogênicos e fosfogênese, o que é demonstrado por associações estratigráficas entre tilitos e fosforitos em variados depósitos formados em distintos períodos de tempo. Os maiores episódios glaciais ocorreram em aproximadamente 770 Ma, 615 Ma, 560 Ma, 445 Ma, 295 Ma e 26 Ma.

Variações do nível do mar

Seções estratigráficas representam registros muito sensíveis de flutuações globais, regionais e locais no nível do mar. Vail *et al.* (1977) definiram três ordens de mudança relativa do nível do mar. Ciclos de primeira ordem ou globais são registradas em escala mundial, e possuem durações de 100 a 300 Ma. Ciclos de segunda e terceira ordens têm durações menores, entre 10 e 80 Ma e 1 e 10 Ma, respectivamente.

Vail *et al.* (1977) propuseram que ciclos de primeira ordem e alguns ciclos de segunda ordem, com magnitude e duração suficiente, sejam respostas a processos geotectônicos. Segundo os mesmos autores, glaciações e deglaciações podem representar alguns ciclos de segunda ordem e muitos ciclos de terceira ordem.

Não existem curvas globais de variação do nível do mar para o Proterozóico, ao contrário do Fanerozóico. Entretanto, cada um dos quatro episódios fosfogênicos definidos por Cook & McElhinny (1979) – Proterozóico Superior I (~620 Ma); Proterozóico Superior II (~700-800 Ma); Proterozóico Médio (~1,21-1,6 Ga); Proterozóico Inferior (~1,8-2,0 Ga) – é caracterizado por extensas sequências de sedimentos, associados com várias assembleias fosfáticas. Esses episódios fosfogênicos são respostas a processos de extensão global, assumindo que cada episódio representa uma variação no nível do mar, o qual está associado com ciclos de primeira ordem (Cook & Shergold, 1986).

Circulação de águas oceânicas

Kazakov foi o primeiro a propor que correntes de ressurgência poderiam ter papel importante na deposição de fosfatos, possibilitando a circulação de águas profundas ricas em fósforo solúvel, em direção a águas rasas, com condições necessárias para a precipitação desse elemento.

Parrish (1982) identificou duas causas para o estabelecimento de sistemas de ressurgência: a circulação atmosférica, que produz ressurgência costeira, divergência em mar

aberto, e menos comum, ressurgência em canais; e a interação entre regimes de correntes oceânicas, batimetria e a morfologia das margens costeiras, que produz a ressurgência dinâmica. A autora distinguiu quatro tipos de zonas de ressurgência:

- *Ressurgência costeira* – esse tipo de ressurgência requer que haja ventos estáveis paralelos a costa, substituindo águas superficiais das regiões costeiras por águas profundas, frias e ricas em nutrientes.

- *Divergência em mar aberto* – esta forma de ressurgência ocorre em sistemas de baixas pressões atmosféricas. Os padrões de ventos resultantes nesses sistemas conduzem águas oceânicas superficiais, afastando-as do seu centro de baixa pressão, produzindo ressurgência em águas subjacentes.

- *Ressurgência em canais* – ocorre quando persistem ventos soprando em porções estreitas de mares, causando ressurgência ao longo de um lado e correntes “mergulhantes” no lado oposto. Os Golfos da Califórnia e Tailândia são exemplos atuais desse tipo de sistema ressurgente.

- *Ressurgência dinâmica* – ao longo da margem de continentes, a ressurgência é primariamente associada com interações entre movimentos circulares em águas oceânicas, configuração da linha de costa, e batimetria, com alguma influência dos padrões de ventos.

Paleo-topografia

A paleo-topografia é um dos fatores controladores da deposição de fosfatos. O entendimento desse fator possui grande importância na prospecção de depósitos.

Russell & Trueman (1971) In: Cook *et al.* (1990), pesquisaram a sedimentação em calhas erosionais no depósito de fosfato Duchess, no norte da Austrália. Os autores divulgaram a existência de um controle da sedimentação em função da topografia da bacia. No depósito Duchess, carbonatos bioclásticos e fosfáticos foram desenvolvidos sobre as porções mais elevadas do embasamento, e *cherts* e fosforitos foram depositados nos flancos de calhas erosionais, e sobre áreas do embasamento com relevo suavemente positivo, enquanto que carbonatos fosfáticos, micríticos e fétidos foram formados em calhas mais profundas.

Riggs (1980), ao estudar a deposição de fosforitos do Mioceno, na Flórida, também sugere que a formação e deposição de sedimentos fosfáticos marinhos, foram intimamente controladas por variações nas condições ambientais, em função da paleo-topografia.

Kazakov (1937) sugeriu condições para sedimentação de fosfatos, que incluem: a diminuição da pressão parcial de CO₂; aumento do pH; e decréscimo na solubilidade do fosfato, que se precipitaria em profundidades entre 50 e 200 metros.

A profundidade de deposição dos fosfatos associados com estromatólitos mostra que a precipitação desse material também pode ocorrer em profundidades de poucos metros, ou seja, mais rasas do que o intervalo entre 50 e 200 metros, proposto por Kazakov (1937).

Com relação à origem do fosfato disponibilizado em ambiente marinho, muitos pesquisadores têm discutido a aplicabilidade da Teoria de Kazakov e questionado a idéia de que o oceano seja sempre a fonte primária do fósforo. Nas últimas décadas foram propostas fontes continentais, em que o fosfato, seria carregado por vias fluviais para os oceanos; e fontes vulcânicas (Cook *et al.* 1990).

Durante a transição Proterozóico/Fanerozóico, houve formação de importantes depósitos de fosforito em todo o mundo (Cook, 1992). As variações na química do oceano durante esse período, representadas principalmente pelo enriquecimento do sistema marinho em fósforo, podem ter desencadeado algumas mudanças na biota, incluindo um aumento na biomassa animal e o início da biomineralização, primeiramente nas áreas com altas concentrações de fosfato e posteriormente por colonização de áreas com pequenas quantidades de fosfato, por metazoários providos de esqueleto (Cook, 1992).

7.4. MODELO FOSFOGENÉTICO DO MINÉRIO FOSFÁTICO NA REGIÃO DE CAMPOS BELOS/ARRAIAS

Diversas fases de fosfatogênese deram origem aos depósitos de fosfato proterozóicos brasileiros. A borda cratônica parece ser um local favorável a deposição de fosfatos, entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, tendo como exemplos os depósitos de Rocinha/Lagamar e Campos Belos/Arraias, além de inúmeras ocorrências registradas nessas condições, como Monte Alegre de Goiás, Nova Roma, Formosa, e Cabeceiras, em Goiás, e Coromandel, Cedro do Abaeté e Pium-Hi, em Minas Gerais (Boujo *et al.* 1994). Ocorrências dentro do Cráton têm sido também registradas em Irecê (BA) e Felixlândia (MG).

Na figura 7.3 é apresentada uma sobreposição do mapa geológico ao milionésimo, elaborado pela CPRM (2004), e dado altimétrico gerado pela SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). A modelagem em 2,5D foi feita no *software Envi 4.3*.

Considerando um perfil W-E na figura 7.3a, observa-se que, na porção mais ocidental do modelo estão situadas rochas pertencentes ao Complexo granito-gnáissico, rochas metassedimentares atribuídas a Formação Ticunzal, granitos associados às Suítes Aurumina e Pedra Branca e rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Araí. Em direção ao Cráton São Francisco, situado a leste, estão dispostas, em amplo terreno rebaixado, rochas pelito-carbonatadas do Grupo Bambuí, em contato discordante sobre o embasamento granítico e sobre o Grupo Araí. Na borda leste das exposições do Grupo Bambuí são observadas restritas faixas, onde ocorrem rochas do embasamento granítico. Em seguida, na porção mais oriental, estão expostas rochas mesozóicas referentes aos grupos Areado e Urucuia, que repousam sobre o Cráton São Francisco.

Na Figura 7.3b tem-se uma visão mais próxima da área de estudo, mostrando que a mesma compreende rochas pelito-carbonatadas da Formação Sete Lagoas, que se sobrepõem ao embasamento granítico, distinguido como Suíte Aurumina. A Formação Sete Lagoas é pouco espessa, devido ao longo processo erosivo a que foi submetida, o que facilita a compreensão de relações estratigráficas entre a formação em questão e o seu embasamento.

O minério fosfático foi depositado em mar epicontinental, desenvolvido no início do Neoproterozóico, possivelmente como resposta a Orogênese Brasileira, caracterizando, uma provável bacia de ante-país (bacia tipo *foreland*), localizada na transição entre cadeias orogênicas e o cráton. Após uma importante glaciação houve um aumento na temperatura global, incorrendo em deglaciações, que foram responsáveis por significativas inundações continentais. Nesse momento, inicia-se o preenchimento com sedimentos pelito-carbonatados, da bacia Bambuí, a qual se distribuía por área muito extensa. A deposição desses sedimentos ocorreu sob regime transgressivo, em plataforma rasa.

Nesse contexto tectônico, a deposição dos sedimentos fosfáticos foi condicionada, principalmente, por controles paleo-topográficos. As acumulações desse material foram geradas em paleo-vales irregulares, descontínuos e bem encaixados no embasamento granítico. A descontinuidade dos vales e, portanto das ocorrências de corpos de fosforito, possui relação íntima com a topografia da região, na época de deposição. Nessas áreas rebaixadas, os fosforitos são encontrados interdigitados com siltitos fosfatados, e com participação carbonática restrita, representada por siltitos calcíferos e lentes carbonáticas.

A ausência de níveis carbonosos e a natureza detrítica dos sedimentos sugerem um sistema fosfogenético sem associações com organismos. Nesta região, estromatólitos são observados somente em direção ao topo da Formação Sete Lagoas.

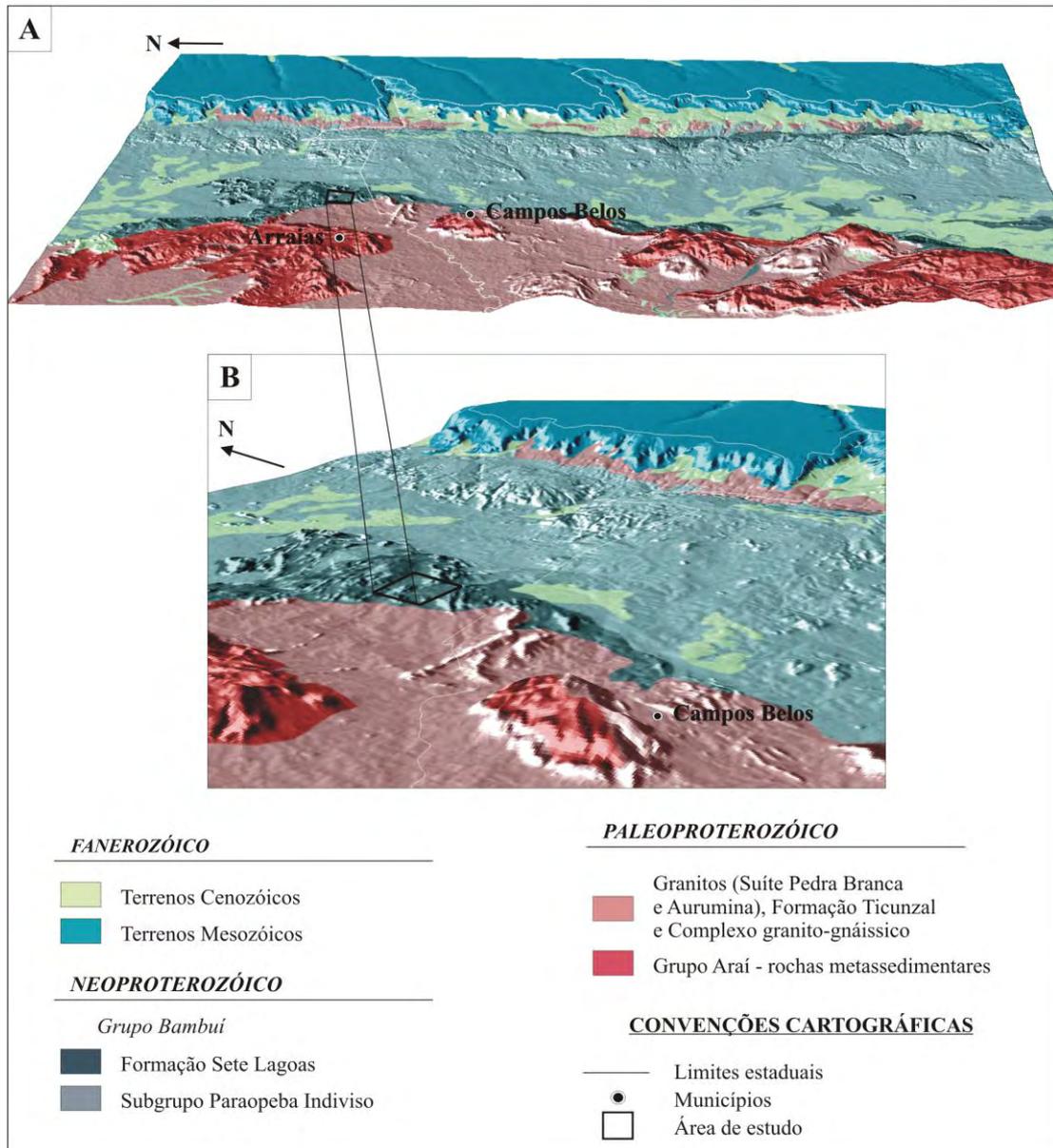


Figura 7.3 – Modelo 2.5D, com dado altimétrico gerado pela SRTM sobreposto por mapa geológico ao milionésimo (CPRM, 2004), mostrando o contexto topográfico atual da área de estudo.

O ambiente de sedimentação pode ser caracterizado como redutor em função da precipitação de pirita eodiagnética (diagênese precoce), representada por cristais euédricos, em calcários argilosos basais, que foram depositados concomitantemente aos fosforitos. Outro processo diagenético, caracterizado pela dolomitização dos calcários, foi responsável pela elevação da razão Ca/Mg na água do mar, o que favorece a precipitação de fosfato, em função da disponibilização de Ca no ambiente, além dos conteúdos desse elemento já

existentes naturalmente na água do mar, e também da retirada de Mg, o qual é um elemento inibidor da precipitação de fosfato.

A energia das correntes era baixa, o que é observado pela presença de fosfolutitos laminados e acamadados, embora vários deslizamentos nos flancos dos paleo-vales permitiram o retrabalhamento dos fosfolutitos, formando volumes importantes de fosfarenitos e fosforuditos intraclásticos. Em paleoaltos foram precipitados, preferencialmente carbonatos.

As águas oceânicas eram frias, quando os sedimentos fosfáticos foram depositados, o que é comprovado pela presença de diamictitos glaciais atribuídos a Formação Jequitaiá, e pelas razões isotópicas de C e O. Nestas condições a produção orgânica era limitada o que possibilitaria a preservação do fosfato dissolvido na água do mar, ao contrário do que ocorreria em momentos com ampla produção orgânica (como na deposição da Formação Lagoa do Jacaré) que no haveria amplo consumo do fosfato pelas algas e bactérias responsáveis pela formação de oncólitos e biohermas.

Os depósitos fosfáticos foram constituídos inicialmente por apatitas com composição muito próxima a da francolita $((Ca, Na, Mg)_{10}(PO_4, CO_3)_6(F, OH)_2)$, que se caracteriza por ser o tipo de apatita primária formada em ambientes sedimentares marinhos. Cristais de calcitas foram formados em associação com a apatita primária.

A fonte desse fosfato não foi bem determinada. Entretanto cogita-se que os granitos da Suíte Aurumina possam ser a fonte dos sedimentos, visto que foram encontrados alguns raros fragmentos líticos graníticos em lâminas petrográficas de fosforitos. Esses granitos são naturalmente enriquecidos em fosfato, com teores de 0,5%, o qual pode ter sido solubilizado por processos intempéricos e levados em solução até a bacia, onde são reconcentrados em camadas sedimentares de fosforitos ou em siltitos fosfatados.

Processos diagenéticos foram responsáveis pela dissolução da calcita, gerando porosidades secundárias nos fosforitos. Durante o desenvolvimento do intemperismo, tais porosidades foram parcialmente ou completamente preenchidas por quartzo microcristalino, o que ocasionou a silicificação dessas rochas em graus de intensidade distintos.

Os fosforitos e siltitos fosfatados, bem como todo o conjunto de rochas pelíticas, foram submetidos ao intemperismo. A evolução de processos intempéricos permitiu a lateritização de rochas expostas superficialmente, gerando fosforitos intensamente silicificados e com altos teores de Al_2O_3 , FeO_{total} e MnO. O estágio mais avançado do perfil laterítico é

representado por concreções de fosforito, distribuídas no entremeio ao solo, com teores de fosfato reduzidos e concentrações mais elevadas de óxidos.

Conforme comprovado por dados geoquímicos e de difratogramas de raios-x, houve decarbonatação e perda de flúor, da estrutura da apatita primária, durante processos intempéricos, de modo que esse mineral assumiu composições intermediárias entre francolita e fluorapatita.

Os teores de fosfato contidos na fluorapatita variam de acordo com o estágio evolutivo associado ao intemperismo. Fosforitos mais preservados, como é o caso dos grupos fosforito primário estratificado e fosforito brechado, apresentaram teores mais elevados de P_2O_5 , em relação às rochas do grupo fosforito pedogênico. Isso mostra que não houve concentração supergênica de fosfato em perfis lateríticos bem desenvolvidos, e que o mesmo tem sido lixiviado, em função das condições oxidantes, proporcionadas pelo próprio intemperismo.

Na tabela 7.1 são confrontadas informações sobre os depósitos a serem comparados, tais como idade; unidade geotectônica, a que pertencem; unidade geológica, em foram formados; associação litológica; tipo de apatita; e teores médios de P_2O_5 .

Nota-se que, com exceção dos depósitos de Conceição do Mato Dentro, Rocinha/Lagamar e Itataia, os demais depósitos foram formados exclusivamente no Neoproterozóico. Margens cratônicas são os locais com ocorrências mais frequentes de minério de fosfato. Somente o depósito de Irecê está situado sobre área cratônica.

O Grupo Bambuí, que tem o Grupo Una como seu correlado, é a unidade geológica que mais apresenta ocorrências de minério fosfático. O Grupo Vazante, que segundo Dardenne (2000), pode representar uma sequência transicional entre os grupos Paranoá e Bambuí, possui as maiores reservas de fosfato sedimentar do Brasil.

As associações litológicas mais comuns são com rochas pelíticas, ritmitos, dolomitos e calcários. No caso de Conceição do Mato Dentro, Itataia e Xambióa, as rochas encontram-se metamorfizadas, mas tem como protólitos rochas pelito-carbonatadas. Os depósitos de Rocinha/Lagamar, Irecê e Serra da Bodoquena, distintamente dos demais depósitos, apresentam-se geneticamente associados a estromatólitos.

O tipo mais comum de apatita encontrado nesses depósitos é a variedade fluorapatita, que resulta de transformações da estrutura da apatita marinha primária, formada nos depósitos de fosfato. Essas transformações podem ocorrer por meio de processos intempéricos ou metamórficos.

Os teores são os mais variados possíveis, sendo que os depósitos de fosforito da região de Campos Belos/Arraias são os que possuem os maiores teores médios, equivalentes a 24% P₂O₅.

Tabela 7.1 – Principais características de depósitos de fosfato sedimentar, brasileiros, de idade Proterozóica.

Depósitos	Idade	Unidade geotectônica	Unidade geológica hospedeira	Associação litológica	Tipo de Apatita	Teores médios de P ₂ O ₅ (%)
Campos Belos / Arraias	Neoproterozóico	Borda oeste do Cráton São Francisco	Formação Sete Lagoas – Grupo Bambuí	Fosforitos e siltitos fosfatados estão associados aos siltitos, siltitos calcíferos e carbonatos	Fluorapatita	24
Conceição do Mato Dentro	Paleoproterozóico	Faixa Araçuaí	Unidade Rio Preto – Formação Sopa-Brumadinho-Grupo Diamantina – Supergrupo Espinhaço	A unidade fosfática está associada aos quartzitos micáceos, xistos, geralmente carbonáticos, e metabasitos	Flúor-hidroxiapatita	<12, em níveis mais ricos
Itataia	Meso / neoproterozóico	Domínio Ceará Central	Formação Alcantil – Grupo Itataia	Colofanitos associados aos mármore e rochas calcissilicáticas	-	-
Rocinha / Lagamar	Meso / neoproterozóico	Borda oeste do Cráton São Francisco	Formação Rocinha – Grupo Vazante	Fosfarenitos e fosfolutitos associados aos ritmitos arenosos e pelíticos, ardósias, metassiltitos e carbonatos e biohermas estromatolíticos	Fluorapatita	10-15
Irecê	Neoproterozóico	Porção norte do Cráton São Francisco	Unidade Nova América Superior – Formação Salitre – Grupo Una	Fosforitos associados aos dolomitos e calcários, e localmente pelitos vermelhos e biohermas estromatolíticos	Fluorapatita	>20
Cedro do Abaeté	Neoproterozóico	Borda oeste do Cráton São Francisco	Formação Serra Da Saudade – Grupo Bambuí	Ritmitos fosfáticos associados aos ritmitos arenopelíticos de cor cinza e verde (verdetes).	Fluorapatita e wavellita (em estágios mais avançadas de intemperismo)	8%
Xambioá	Neoproterozóico	Faixa Araguaia	Formação Xambioá – Grupo Estrondo	Saprolito de xistos (folhelhos metamorfizados) ricos em apatita, associados com mármore	Francolita e crandallita (em estágios mais avançadas de intemperismo)	7,7
Serra da Bodoquena	Neoproterozóico / Cambriano	Faixa Paraguai	Formações Tamengo e Bocaina – Grupo Corumbá	Na Formação Bocaina: fosforitos associados aos dolomitos, calcários e estromatólitos; e na Formação Tamengo: fosforitos associados às brechas intraformacionais e ritmitos	Fluorapatita	

8. CONCLUSÕES

Ocorrências de fosforitos atribuídos a Formação Sete Lagoas, porção basal do Grupo Bambuí, de idade Neoproterozóica, têm sido registradas em toda a borda noroeste do Cráton São Francisco, em contato com a Faixa de Dobramentos Brasília, formada durante a Orogênese Brasileira. Entretanto, até o momento somente ocorrências na região de Campos Belos/Arraias têm demonstrado economicidade. Apesar do pequeno porte dos cospos de fosforitos dos depósitos encontrados nessa região, o aumento da demanda por insumos fosfatados e o processo de flotação dos siltitos fosfatados (com conseqüente aumento de teor médio), viabilizaram a prospecção da mineralização.

Os depósitos da região de Campos Belos/Arraias são representados pelos depósitos São Bento, Coité 1 e Coité 2, os quais possuem reduzido volume de fosforitos, mas com teores elevados, assumindo uma média de 24% P_2O_5 . Uma área-tipo com 39,75 km² foi definida para estudo na porção sudeste de Arraias (TO) e a norte de Campos Belos (GO), distando 17 km e 8 km, respectivamente, das sedes destes municípios.

Na área-tipo foram identificadas rochas pelito-carbonatadas e fosfatadas atribuídas a Formação Sete Lagoas, siltitos pertencentes à Formação Serra de Santa Helena e granitos associados à Suíte Aurumina, de idade Paleoproterozóica. Nas proximidades da área-tipo foram verificados diamictitos que constituem a Formação Jequitaí, rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Araí, com idade Paleoproterozóica, e rochas metassedimentares associadas à Formação Ticunzal, que apresentam provável idade Arqueana.

A caracterização petrográfica, mineralógica e química do minério fosfático foi feita com base em observações nas frentes de lavra dos três depósitos citados acima, bem como em furos de sondagem, realizados em suas proximidades. Com base em tal caracterização foi possível distinguir quatro grupos de minério fosfático:

- Grupo Silito Fosfatado – assim denominado por ser formado por siltitos com teores inferiores a 18% P_2O_5 (teor limite para fosforitos adotado nessa dissertação, segundo Slansky, 1979). Em lâmina petrográfica, percebe-se que esses siltitos são estruturados em laminações finas, ora com teores mais elevados de fosfato e ora mais empobrecidas nesse minério. Geralmente encontram-se muito intemperizados.

- Grupo Fosforito Primário Estratificado – esse grupo teve a necessidade de ser subdividido em dois subgrupos: subgrupo fosforito laminado e subgrupo fosforito

acamadado. Ambos os grupos são considerados com o tipo mais primário de fosforito formado, sendo caracterizados por estruturas de estratificação, embora com dimensões distintas. Os fosforitos laminados apresentam teores médios mais baixos, equivalentes a 24,2% P_2O_5 , em relação aos fosforitos acamadados, devido a uma maior participação de sedimentos terrígenos em sua constituição. Os fosforitos acamadados, por sua vez, se caracterizam por serem rochas com menor influência de sedimentos terrígenos e, portanto apresentarem teores médios de P_2O_5 mais elevados, que correspondem a 32%.

- Grupo Fosforito Brechado – composto por fosforitos retrabalhados em função de deslizamentos nos flancos de canais, onde foram depositados. Em geral, são fosforitos com intraclastos de fosfolutito predominantes, e clastos de siltito e siltito fosfatado subordinados, imersos em matriz colofanítica com diminutos grãos de quartzo detríticos. Os fosforitos desse grupo apresentam teores médios de 34% P_2O_5 , caracterizando-se por ter os teores mais elevados.

- Grupo Fosforito Pedogênico – representa os fosforitos lateritizados no estágio mais avançado do perfil intempérico. Dois subgrupos também foram distinguidos: subgrupo fosforito laterítico e subgrupo fosforito concrecionário. Os fosforitos lateríticos possuem teores médios de 27,6% P_2O_5 , e representam rochas do grupo fosforito brechado e do subgrupo fosforito acamadado lateritizadas. Os fosforitos concrecionários são formados a partir da evolução intempérica dos fosforitos lateríticos, e são caracterizados por ocorrerem como concreções no entremeio ao solo, com teores médios mais baixos, equivalentes a 24,8%.

O intemperismo se caracteriza como processo intensamente atuante sobre esses depósitos, sendo responsável por diversas mudanças químicas e mineralógicas que ocorreram nas rochas que compõem os mesmos. Tais mudanças possuem intensidade variada, de acordo com o estágio intempérico em que determinada rocha se encontra. Portanto, rochas do grupo fosforito pedogênico foram as mais afetadas por essas mudanças, enquanto rochas do grupo fosforito brechado e do subgrupo fosforito acamadado se mostram mais preservadas.

A principal modificação desenvolvida em função do intemperismo foi a transformação da apatita marinha primária, com composição próxima a da francolita, em membros com composição intermediária entre a francolita e fluorapatita normativas. Essas transformações foram verificadas ao analisar os resultados de F e CO_2 e as razões CaO/P_2O_5 e F/P_2O_5 , que

indicaram apatitas com composições intermediárias entre os membros extremos citados acima.

Outro fato importante ocorrido devido a processos intempéricos é a lixiviação do fosfato em rochas lateritizadas submetidas às condições oxidantes. Nas rochas lateritizadas do grupo fosforito pedogênico há maior concentração de óxidos como, SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{\text{total}}$ e MnO , e menores teores de P_2O_5 , enquanto que em rochas do grupo fosforito brechado e do subgrupo fosforito acamadado ocorre o inverso. As razões $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ foram mais altas em rochas do subgrupo fosforito laterítico, em relação a rochas do grupo fosforito brechado, indicando novamente que houve lixiviação de fosfato em função da evolução de processos intempéricos. Portanto, conclui-se que nos depósitos estudados não há concentrações de fosfato supergênico.

Os padrões de ETR's mostraram que não houve fracionamento dos mesmos e que, portanto não houve variação na fonte dos sedimentos e na composição da água do mar durante a precipitação do fosfato. Os ETR's não se concentraram na estrutura da apatita no perfil intempérico, estando associados a zircões em fração silte, o que é confirmado por correlação positiva entre Zr e ETR's e Zr e Al_2O_3 , e correlação negativa entre ETR's e P_2O_5 .

Com relação ao ambiente deposicional do minério fosfático, o mesmo foi interpretado como plataforma carbonática mista, com significativa contribuição de terrígenos, que grada para plataforma com participação carbonática cada vez mais importante. Esse ambiente foi instalado após uma transgressão marinha, ocorrida devido ao derretimento de camadas de gelo, provavelmente relacionadas à Glaciação Sturtiana, em função da qual teriam se formado os diamictitos da Formação Jequitai (Pimentel *et al.* 2002; Alvarenga *et al.* 2007; Uhlein *et al.* 2007).

Os fosforitos e siltitos fosfatados ocorrem interdigitados com siltitos, e com restrita participação carbonática. A precipitação do fosfato foi controlada principalmente, pela paleotopografia e pelo paleo-clima. Com base em relações estratigráficas observadas em frentes de lavra foi possível observar que houve acumulação de fosfato em paleo-vales encaixados no embasamento granítico, atribuído a Suíte Aurumina. Em paleoaltos do embasamento foram precipitados carbonatos. O paleo-clima é considerado como frio, visto que os fosforitos foram depositados logo após período glacial, representado pela Formação Jequitai, a qual foi mapeada nas proximidades da área-tipo. O ambiente era redutor e tinha disponibilidade de Ca, o que favorece a precipitação de fosfato.

Isótopos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ apresentaram valores negativos que variam entre -2,15‰ e -1,09‰, e -8,33‰ e -4,62‰, respectivamente. Esses resultados indicam que houve alta fixação de ^{12}C nos carbonatos, acompanhada por baixa produtividade orgânica e por baixas temperaturas, as quais estão relacionadas ao período pós-glaciação.

Quando os depósitos da região de Campos Belos/Arraias são comparados com outros depósitos sedimentares brasileiros também formados no Proterozóico, percebe-se há semelhança no tipo de apatita. A fluorapatita, ou minerais com composições próximas a fluorapatita, são os tipos mais comuns de apatita observada em todos os depósitos comparados.

Quanto à ambiência tectônica, as ocorrências de maior importância estão situadas em área cratônica, seja na borda, como é o caso do depósito estudado, e dos depósitos de Rocinha/Lagamar e Cedro do Abaeté, ou no interior do cráton, onde está localizada o depósito de Irecê. O depósito de Rocinha/Lagamar possui associação genética com estromatólitos e o depósito de Cedro do Abaeté, por sua vez, foi formado no ambiente de sedimentação da Formação Serra da Saudade. Portanto, na borda oeste do Cráton São Francisco, os depósitos de Campos Belos/Arraias possuem características únicas, pois estão associados à Formação Sete Lagoas, situada no Grupo Bambuí em posição estratigráfica bem inferior a Formação Serra da Saudade, e não possuem associação com biohermas estromatolíticas, como Rocinha/Lagamar.

Os demais depósitos, Conceição do Mato Dentro, Serra da Bodoquena e Xambioá estão localizados em faixas móveis.

Essa dissertação cumpriu os objetivos de caracterização do minério fosfático, além de estabelecer breves comparações químicas e genéticas com outros depósitos, e definir as bases sobre os controles genéticos do depósito aqui denominado como mineralização de fosfato do tipo Campos Belos/Arraias.

Sugere-se que sejam realizadas as seguintes pesquisas:

- Química mineral, focada na apatita que constitui o principal mineral do depósito fosfático, com a finalidade de determinar a composição química exata da apatita e substituições em sua estrutura;
- Datações Pb/Pb e Lu/Hf, para tentar determinar a idade de deposição, o que poderá inclusive contribuir com o refinamento da idade de deposição do próprio Grupo Bambuí;

- Estudos relacionados à solubilidade das fases de fosfatos sedimentares que deverão ser úteis para os processos tecnológicos visando ao aproveitamento econômico do material.
- Definição de novos alvos para prospecção de fosfato a partir de dados gamaespectrométricos utilizando dados integrados de levantamentos aerogeofísicos de Goiás e Tocantins.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allègre A.J. (Ed) 2008. *Isotope Geology*. London, Cambridge University Press, 512 p.
- Almeida F.F.M. De; Hasui, Y.; Neves, B.B. de B. & Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande - PB. Atas, p. 363-391.
- Altschuler Z.S. 1980. The geochemistry of trace elements in marine phosphorites. Part I. Characteristic abundances and enrichment. In: Bendor, Y.K. (ed.), *Marine phosphorites – Geochemistry, occurrence, genesis*. Oklahoma, Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Miner., p. 19-30 (Special Publication 29).
- Alvarenga C.J.S. & Dardenne M.A. 1978. Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, MG. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Recife, Anais, 546-556.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Botelho N.F., Machado M.A., Lima O.N.B., Almeida T. 2006. Relatório Final das Folhas SD.23-V-C-III – Monte Alegre de Goiás; SD.23-V-C-V – Cavalcante; SD.23-V-C-VI – Nova Roma. Convênio UnB/FINATEC/CPRM. Brasília, 67p.
- Alvarenga C.J.S., Giustina M.E.S.D., Silva N.G.C., Santos R.V., Gioia S.M.C.L., Guimarães E.M., Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2007. Variações dos isótopos de C e Sr em carbonatos pré e pós-glaciação Jequitaiá (Esturtiano) na região de Bezerra-Formosa, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4 – suplemento):147-155.
- Araújo Filho J.O.de. 1980. Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium, Heidedlberg: 9-11.
- Araújo Filho J. O.de. 1999. *Structural characteristics and tectonic evolution of the Pirineus Syntaxis, Central Brazil*. Ph.D. Thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign, USA, p. 433.
- Arthaud M.H., Vasconcelos A.M., Nogueira Neto J.A., Oliveira F.V.C., Parente C.V., Monié P., Liégeois J.P., Caby R., Fetter A.H. 1998. Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NE Brazil). In: International Conference Basement Tectonics, 14, Abstracts, 84-85.
- Babinski M., Kaufman A.J. 2003. First direct dating of a neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Short Papers, 1:321-323.
- Babinski M., Liu D., Trindade R.I.F., Brito Neves B.B. Santos R.V. 2004. Idade e proveniência dos sedimentos glaciais da Formação Bebedouro, Cráton do São Francisco, com base em dados U-Pb SHRIMP em zircões detríticos. In: Cong. Bras. Geol., 42, Araxá, Anais, p. 751.
- Boggiani P.C., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai) Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências* 23(3): 301-305.
- Boggiani P.C. 1997. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em geologia sedimentar, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). 181p.
- Botelho N.F. 1992. *Les ensembles granitiques subcalins a peralumineux mineralisés en Sn et In de la Sous-province Paraná, Etat de Goiás, Brèsil*. Thèse de Doctorat, Université de paris VI. 344p.
- Botelho N.F., Bilal E., Moutte J., Fonteilles M., 1993. Precambrian A-type tin-bearing granites in the Goiás tin province, central Brazil: a review. *Workshop Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas*, pp. 5-8. Academia Brasileira de Ciências, Rio janeiro, Brasil.
- Botelho N.F., Moura M.A. 1998. Granite-ore deposit relationship in central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 11: 427-438.
- Botelho N.F., Alvarenga C.J.S. de, Meneses P.R., D’el-Rey Silva L.J.H. 1999. Suíte Aurumina: Uma suíte de granitos paleoproterozóicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 7, Brasília, Anais pp.17.
- Botelho N.F., Moura M.A., Alvarenga, C.J.S.de, Dantas E.L., Dardenne M.A., Campos J.E.G., Meneses P.R., Brito A.P. 2002. Granitogênese peraluminosa Transamazônica no embasamento da Faixa Brasília e seu significado tectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, pp.436.
- Botelho N.F., Silva D.V.G. 2004. Caracterização mineralógica e química das mineralizações de ouro (\pm PGE) da suíte granítica Aurumina, Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Araxá, Resumos.

- Boujo A., Trompette R., Flicoteaux R., Melfi A.J., Affaton P., Blot A., Monteiro M.D., De Oliveira J.J., Magat P. 1994. Fosfatos Sedimentares Marinhos do Proterozóico Médio e Superior e do Cambriano da África e do Brasil: Geologia, Mineralogia, Geoquímica e Importância Econômica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**(3):293-318.
- Brodskaya N.G., Ilyinskaya M.N. 1968. Phosphate accumulation in volcanic regions. In: *Sedimentology and useful fossils of past volcanic regions*, 2. Proceedings of the Geological Institute, USSR Academy of Sciences, **196**, 193-292.
- Brodskaya N.G., Ilyinskaya M.N. 1970. Principal genetic types of phosphate deposits associated with an endogenic source of phosphorus. In: *State and problems of Soviet lithology*. All Union Lithological Conference, 8th Report, **3**,257-262.
- Castro G.L., Parente C.V., Veríssimo C.U.V., Sial A.N., Garcia M.G.M., Santos R.V., Melo R.C. de, Santos A.A. 2005. Isótopos de carbono e oxigênio dos mármore associados com o depósito Fósforo Uranífero de Itaitaia, Ceará. *Revista Brasileira de Geociências* **35**(2): 199-208.
- Chaves A.G., Heineck C.A., Tavares W.P. 1971. *Projeto Cedro do Abaeté*. Belo Horizonte. Convênio DNPM/CPRM 1971, 2v, Relatório final.
- Chaves A.G., Heineck C.A., Tavares W.P. 1976. Projeto Patos de Minas. Relatório Final de Pesquisa, CPRM, Belo Horizonte, 78p.
- COMIG/CPRM. 2002. *Projeto São Francisco*. Módulo 1, Belo Horizonte, CD-Room.
- Cook P.J., McElhinny M.W. 1979. A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Economic Geology*, **74**:315-30.
- Cook P.J., Shergold J.H. 1984. Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, **308**:231-6.
- Cook P.J. & Shergold J.H. (Eds.) 1986. *Phosphate deposits of the world. Volume 1: Proterozoic and Cambrian phosphorites*. London, Cambridge University Press, 386 p.
- Cook P.J., Shergold J.H., Burnett W.C., Riggs S.R. 1990. Phosphorite research: a historical overview. *Geological Society*, London, Special Publications, **52**: p. 1-22.
- Cook P.J. 1992. Phosphogenesis around the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Journal of the Geological Society*, **149**: p. 615-620.
- Corrêa J.A., Correia-Filho F.C.L., Scislewski G., Neto C., Cavallon L.A., Cerqueira N.L.S., Nogueira V.L. 1976. *Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena*. (Mapa geológico escala 1:250.000). Brasília, DNPM. 111p. (Série Geologia Básica 3).
- Costa, L.A.M. & Angeiras, A.G. 1971. Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brasil, *Geologische Rundschau*, **60**:1024-1050.
- Costa M.T., Branco J.J.R. 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 14., UFMG, Inst. Pesq. Radioat., Publ 15. 25p., Belo Horizonte.
- Costa M.L., Da Silva, V.P. 2009. The proterozoic phosphates of Xambioá (Tocantins). In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2, Gramado, Anais.
- CPRM, 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. CPRM. Brasília. CD-ROM.
- Da Silva, V.P. 1998. *Caracterização geoquímica dos fosfatos de Xambioá (TO)*. Manuscrito da dissertação inconclusa de mestrado (inédita). Belém, UFPA, 141p.
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**,436-68.
- Dardenne M.A. 1978a. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, **1**: 299-308.
- Dardenne M.A. 1978b. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, **2**: 597-610.
- Dardenne M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SBG-Núcleo BA, Simpósio Cráton do São Francisco e Faixas Marginais, 1, Salvador, Anais, 140-157.

- Dardenne M.A., Trompette R.R., Magalhães L.F., Soares L.A. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites – regional review: Brazil. In: Cook P.J., Shergold J.H. (Eds.). *Phosphate deposits of the world. Proterozoic and Cambrian Phosphorites*, London, Cambridge University Press, p.116-131.
- Dardenne M.A., Freitas-Silva F.H., Dos Santos G.M., Souza J.F.C. 1997. Depósitos de Fosfato de Rocinha e Lagamar, Minas Gerais. In: Schobbenhaus C., Queiroz, E.T. & Coelho C.E.S. (Eds). *Principais depósitos minerais do Brasil – Rochas e minerais industriais*. 4v. (v. 4c). Brasília, DNPM, p.113-122.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p.231-263.
- Dardenne, M.A., Schobbenhaus C. 2003. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (Eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil – Texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 365-448.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (Eds) 1992. *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 728p.
- Donnelly T.H., Shergold J.H., Southgate P.N., Barnes C.J. 1990. Events leading to global phosphogenesis around the Proterozoic/Cambrian boundary. *Geological Society, London, Special Publications*; v. **52**; p. 273-287.
- Fetter A.H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. PhD Thesis, Dep. Geology, Kansas University, Lawrence, 164p.
- Fuck, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A. e Pedrosa-Soares. A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton São Francisco: Síntese dos conhecimentos, In: J.M.L. Domingues e A. Misi (eds), O Cráton do São Francisco, SBG/SGM/CNPq, p.161-185.
- Fuck, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica da Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília. Anais, 1:184-187.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., D’el Rey Silva L.J.H., 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Cambiruí. Boletim de Res. Expandidos1, p.215-217.
- Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Soares, J.E.P., Dantas, E.L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 9. Goiania. Anais, 1:26-27.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Randy L.K. 1984. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, p. 2469-2482.
- Guimarães E.M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí na região de Bezerra-Cabeceiras, Goiás*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 269p.
- International Stratigraphic Chart 2008. International Commission on Stratigraphic. Disponível em: <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2008.pdf>. Acessado em: 23/07/2009.
- Justo L.J.E.C. 2000. Fosfato da Serra da Bodoquena – Mato Grosso do Sul. In: *Programa de Avaliação Geológico-econômica de insumos minerais para agricultura no Brasil, Projeto PIMA-GO/TO/MT/MS*. Goiânia, CPRM, relatório final. 38p.
- Karfunkel B., Karfunkel J. 1976 . Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira-Botumirim). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, Anais. v. **2**. p. 169-178.
- Kazakov A.V. 1937. The phosphate facies: origin of the phosphorite and the geologic factors of formation of the deposits. *Proc. Sci. Inst. Fertilizers and Insectofungicides*, **145**: 1-106.
- Knauer L.G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, **15**(1): 81-90.
- Köppen, W. 1948. Climatologia. Fondo de Cultura Económica. México.
- Ladeira E.A., Brito, O.E.A. 1968. Contribuição à geologia do Planalto da Mata da Corda. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte, *Publicações*, p. 181-99.

- Lee A.I.N. (Ed.) 1980. *Fertilizer Mineral Occurrences in the Asia-Pacific Region*. East-West Resource Systems Institute, East-West Center, Honolulu.
- Notholt A.J.G. 1979. Resources of Precambrian and Cambrian Sedimentary Phosphate Rock. In: Cook P.J. & Shergold J.H. (Eds). *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*. Australian National University Press, Canberra, 71-86.
- Lima O.N.B., Uhlein A., Britto W.de. 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4 – suplemento): 204-215.
- Lucas J., Flicoteaux R., Nathan Y., Prévôt L., Shahar Y. 1980. Different aspects of phosphorite weathering. In: Bentor, Y.K. (ed.), *Marine phosphorites – Geochemistry, occurrence, genesis*. Oklahoma, Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Miner., p. 41-51 (Special Publication 29).
- Mansfield G.R. 1940. The role of fluorine in phosphate deposition. *American Journal of Science*, **238**,863-879.
- Marini O.J., Liberal C.S., Reis L.T., Trindade C.A.H., Souza, S.L. 1978. Nova unidade litostratigráfica do Pré-Cambriano do estado de Goiás, In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, Bol. Esp. 1: 126-127.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A., Loguércio S.O., Ramalho R. 1984a. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu, Paraguaí-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. (Coords). *Geologia do Brasil*, Brasília, DNPM, p.251-303.
- Marini O.J., Fuck R.A., Dardenne M.A., Danni J.C.M. 1984b. Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (eds). *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgar Blücher, p. 205-264.
- Martins G. 2000. *Litogeoquímica e controles geocronológicos da suíte metamórfica Algodões-Choró, Ceará*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). 218p.
- Martins-Neto M.A. & Hercos C.M. 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*, **33**: 383-403.
- Martins-Neto M.A., Gomes N.S., Hercos C.M., Reis L.A. 1999. Fácies glaciocontinentais (outwash plain) na megassequência Macaúbas, norte da Serra da Água Fria (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 281-292
- McArthur J.M. 1978. Systematic variations in the contents of Na, Sr, CO₃, and SO₄ in marine carbonate fluorapatite and their relation to weathering. *Chemical Geology*, **21**: 89-112.
- McClellan G.H. & Lehr J.R. 1969. Crystal chemical investigation of natural apatites. *American Mineralogist*, **54**: 1379-1391.
- McClellan G.H. 1980. Mineralogy of carbonate fluorapatites. *Journal of the Geological Society*, **137**(6): 675-681.
- McClellan G.H. & Saavedra F. N. 1986. Proterozoic and Cambrian phosphorites - specialist studies: chemical and mineral characteristics of some Cambrian and Precambrian phosphorites. In: Cook P. J. & Shergold J. H. (eds) *Phosphate Deposits of the World, 1: Proterozoic and Cambrian Phosphorites*, Cambridge University Press, Cambridge, 244-267.
- McClellan G. H. & Van Kauwenbergh S. J. 1991. Mineralogical and chemical variation of francolites with geological time. *Journal of the Geological Society*, **148**: 809-812.
- Mendonça J.C.G.S., Campos M., Braga A.P.G., Souza E.M., Favali J.C., Leal J.R.L.V. 1984. Jazida de Urânio de Itataia-CE. In: *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, DNPM, v.1, pp. 121-131.
- Misi A. 1992. Geologia e gênese da fosforita de Irecê. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:399-406.
- Misi A.; Veizer J.; Kawashita K.; Dardenne M. A. 1997. The age of the Neoproterozoic carbonate platform sedimentation based on ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr determination, Bambuí and Una groups, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão. Extended Abstracts, 1, p. 199-200.
- Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L. & Iyer S.S.S. 2007. Chemostratigraphic Correlation of Neoproterozoic Successions in South America. *Chem. Geol.*, **237**:161-185.
- Monteiro M.D., Andrade A.R.F. de, Toniatti G. 1997. Depósito de fosfato de Irecê, Bahia. In: Schobbenhaus C., Queiroz E. T. de, Coelho C. E. S. (eds) *Principais depósitos minerais do Brasil*, v. IV, parte C, DNPM, CPRM.

- Montel G. 1968. Conceptions nouvelles sur la physico-chimie des phosphates de structure apatitique. Colloque Intern. sur les phosphates minéraux solides, 1967, Toulouse. *Bulletin de la Société Chimique de France*, número especial, p. 1693-1700.
- Mourão M.A.A. (1995). *A unidade fosfática da Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço (região de Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais): Petrografia, geoquímica e considerações genéticas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 161 p.
- Nathan Y. 1984. The mineralogy and geochemistry of phosphorites. In: Nriagu & Moore (eds) *Phosphate minerals*, p. 275-291.
- Nogueira G.M. S. dos. 1993. *Enquadramento litoestratigráfico, sedimentologia, e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG – Formação Vazante – Proterozóico Médio*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 134 p.
- Parrish J.T. 1982. Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **66**: 750-774.
- Pevear D.R. 1966. The estuarine formation of United States Atlantic coastal plain phosphorite. *Economic Geology*, **61**(2): 251-256.
- Pflug R. & Renger F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 27, Aracajú. Anais, 2:5-19.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**:329-339.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1992. Idade do meta-riolito da seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircões, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**:19-28.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. 2000. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):35-39.
- Pimentel M. M. & Botelho N. F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1,77-1,58 Ga rift related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**: 263 – 276.
- Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Armstrong R. 2002. Proveniência da Formação Jequitaiá, Brasil Central, com base em dados U/Pb Shrimp em zircões detríticos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XLI. João Pessoa (PB). Anais, p. 503.
- Riggs S.R. 1980. Intraclast and pellet phosphorite sedimentation in the Miocene of Florida. *Journal of the Geological Society*, **137**: 741-748.
- Rocha-Campos A.C., Young G.M., Santos P.R. 1996. Reexamination of a striated pavement near Jequitaiá, MG: implications for proterozoic stratigraphy and glacial geology. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **68** (4): 593.
- Russell R.T., Trueman N.A. 1971. The geology of the Duchess phosphate deposits, northwest Queensland, Australia. *Economic Geology*, **66**, 1186-1214.
- Sanches A.L., Misi A., Kaufman A.J., Azmy Karem 2007. As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4 – suplemento):182-194.
- Santos R.V., Alvarenga C.J.S.de, Dardenne M.A., Sial A.N., Ferreira V.P. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá Group. *Prec. Res.* **104**: 107-122.
- Santos A.A. 2003. *Caracterização litoestrutural e geocronológica da região fósforo-uranífera de Itaitia-Ce*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Ceará, 100p.
- Schöll W.U., Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: SBG-MG, Belo Horizonte, Boletim 1, p. 55-71.
- Sheldon R.P. 1964. Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite. *US Geological Survey Professional Paper*, **501-C**, 106-13.

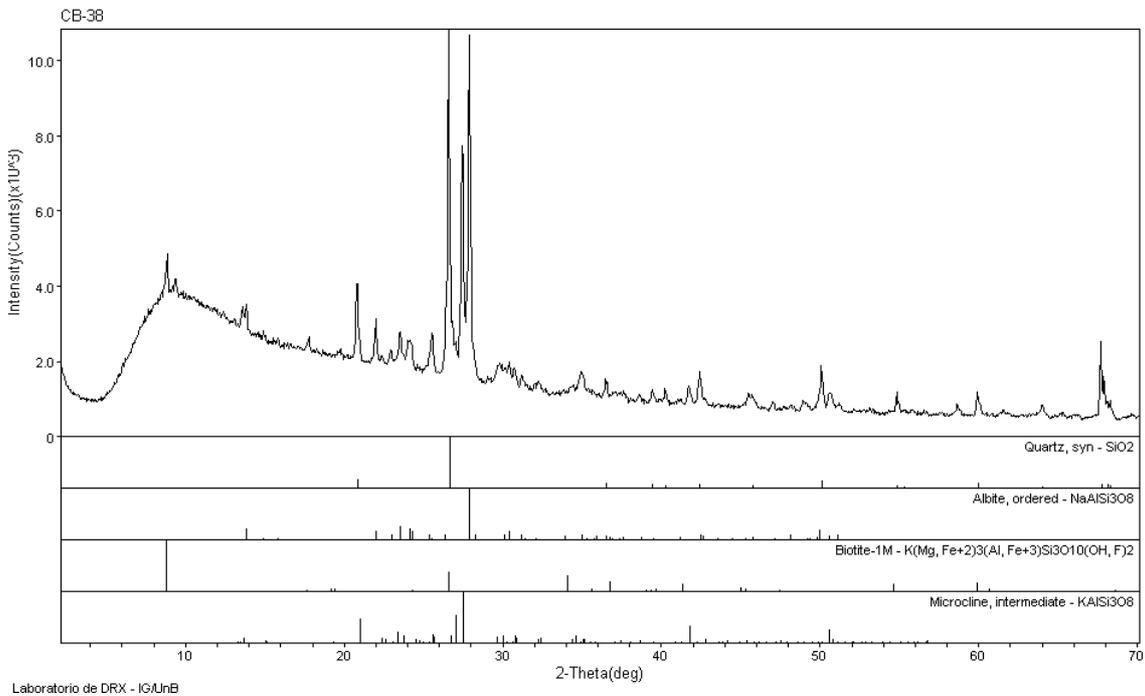
- Sheldon R.P. 1980. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation – an hypothesis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **29**, 239-48.
- Slansky M. 1979. Proposals for nomenclature and classification of sedimentary phosphate rocks. In: Cook P.J. & Shergold J.H. (Eds). *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*, Canberra, ANU Press, p. 60-3.
- Slansky M. 1980. Géologie des phosphates sédimentaires. *Memoire Bureau de Recherches géologiques et minières*, **114**, 92p.
- Soares J.E.P., Fuck R.A., Berrocal J. 2005. Estrutura sísmica da crosta do Brasil Central: implicações na formação da Província Tocantins. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 9. Goiania. Anais, **1**:128-129.
- Sommerauer J., Katz-Lehnert K. 1985. A new partial substitution mechanism of $\text{CO}_3^{2-}/\text{CO}_3\text{OH}^{3-}$ and SiO_4^{4-} for the PO_4^{3-} group in hydroxyapatite from the Kaiserstuhl alkaline complex (SW-Germany). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**:360-368.
- Srivastava N.K. 1986. Os estromatólitos da formação Salitre: relatório preliminar de viagem. Salvador: CBPM.
- Toledo M.C.M., Pereira, V.P. 2001. A variabilidade de composição da apatita associada a carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, **22**(1/2)27-64.
- Tomaz Filho A., Kawashita K., Cordani U.G. 1998. A origem do Grupo Bambuí no contexto da evolução geotectônica e de idades radiométricas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(3), 527-548.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. 1961. Distribution of elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.**72**, p.175-192.
- Uhlein A., Trompette R.R., Alvarenga C.J.S. de. 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitaiá-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Journal of South American Earth Science* **12**: 435-451.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A Glaciação Sturtiana (~750 MA), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos* **15**(1): 45-60.
- Vail P.R., Mitchum R.M.Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N., Hatelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**,49-212.
- Vieira L.C., Almeida R.P. Trindade R.I.F., Nogueira A.C.R., Janikian L. 2007. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4 – suplemento):1-14.

ANEXOS

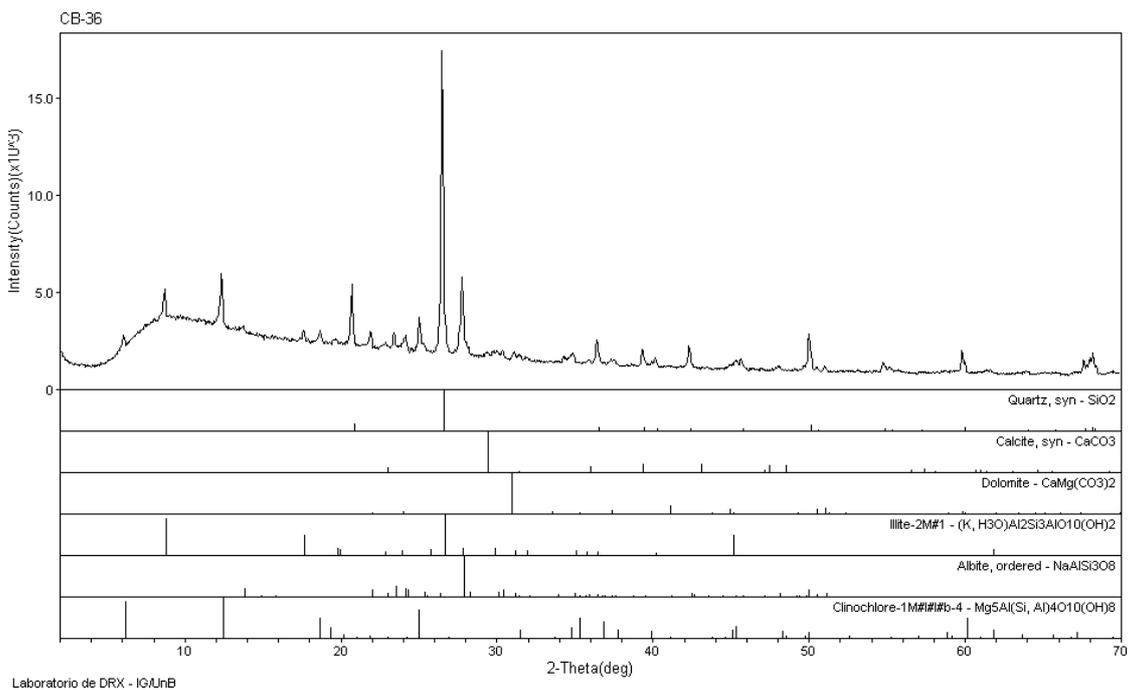
- Anexo 1 – Difractogramas
- Anexo 2 – Resultados Químicos
- Anexo 3 – Análises de Isótopos estáveis de C e O

Anexo 1 – Difratoformas:

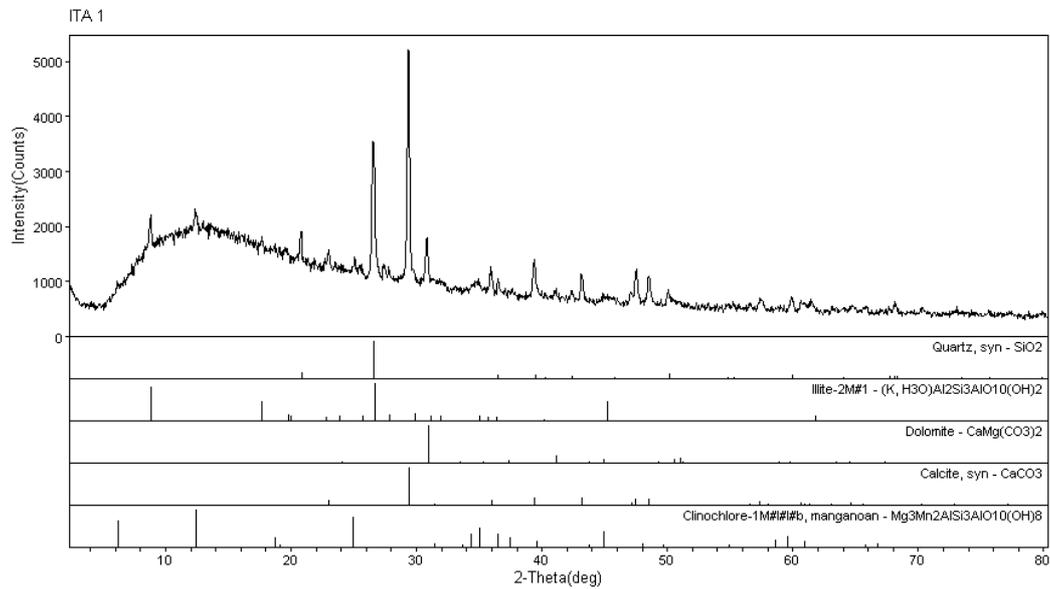
Anexo 1A – Difratoforma referente à amostra de granito da Suíte Aurumina, situada próximo as ocorrências de fosforitos da frente de lavra São Bento.



Anexo 1B – Difratoforma referente à amostra de diamictito da Formação Jequitaiá, situada próximo a GO-452.



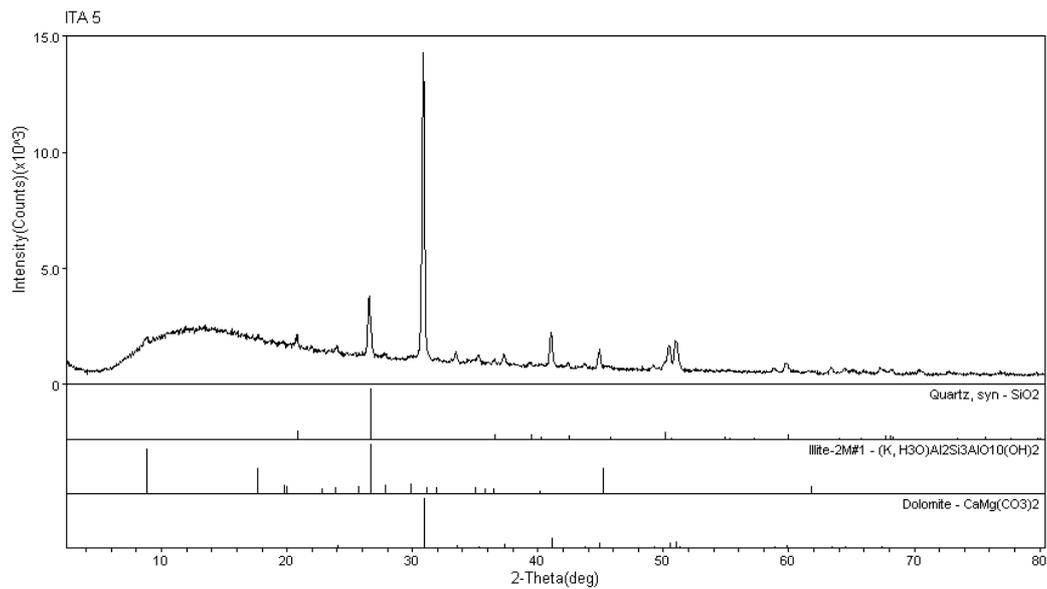
Anexo 1C – Difratoograma referente à amostra de calcissilito da Formação Sete Lagoas, que ocorre na frente de lavra São Bento.



Laboratório de DRX - IG/UnB

<dicimar@maio7@uabzikkos> Mon Jul 09, 2007 @00:22z

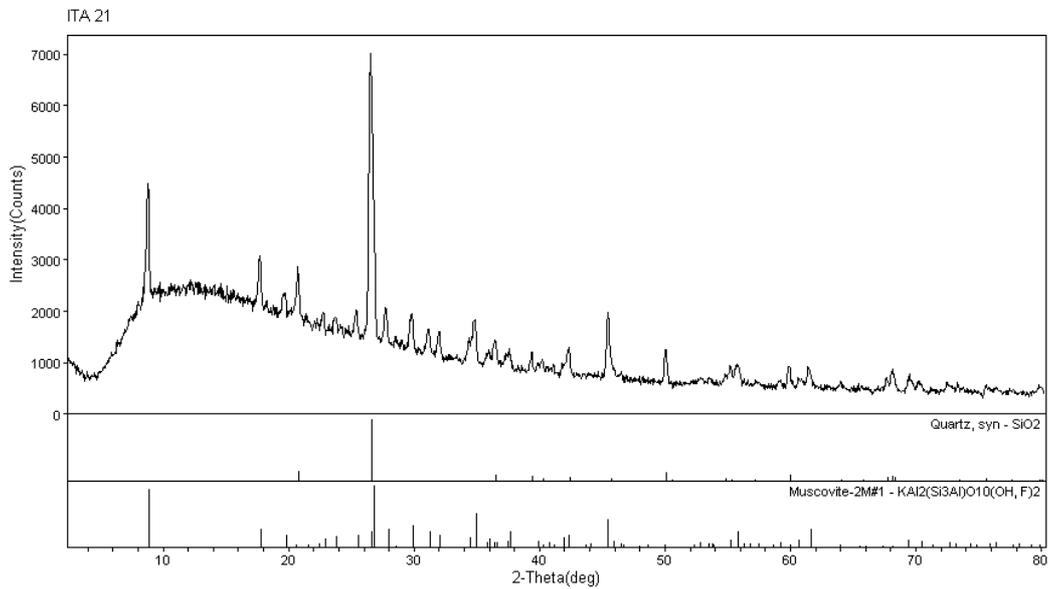
Anexo 1D – Difratoograma referente à amostra de dolossilito da Formação Sete Lagoas, que ocorre próximo a planta de beneficiamento.



Laboratório de DRX - IG/UnB

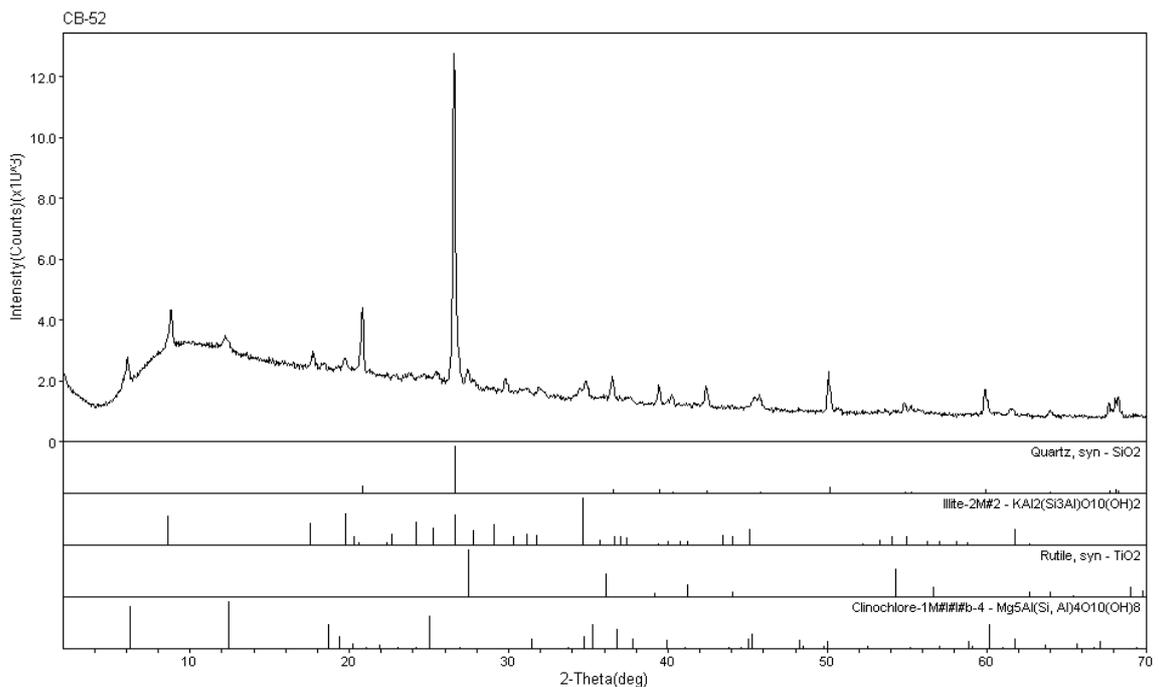
<dicimar@maio7@uabzikkos> Mon Jul 09, 2007 @00:22z

Anexo 1E – Difratoograma referente à amostra de siltito da Formação Sete Lagoas, que ocorre próximo ao alvo Mangueira.



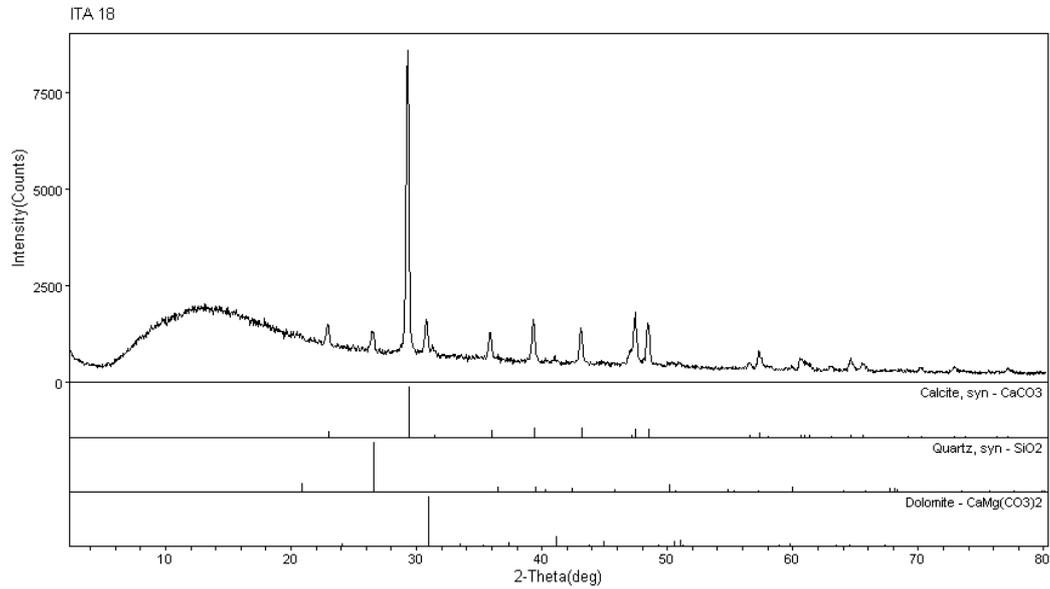
Laboratorio de DRX - IG/UnB

Anexo 1F – Difratoograma referente à amostra de siltito da Formação Sete Lagoas, encontrado no furo LB-01 à profundidade aproximada de 40,00 metros.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

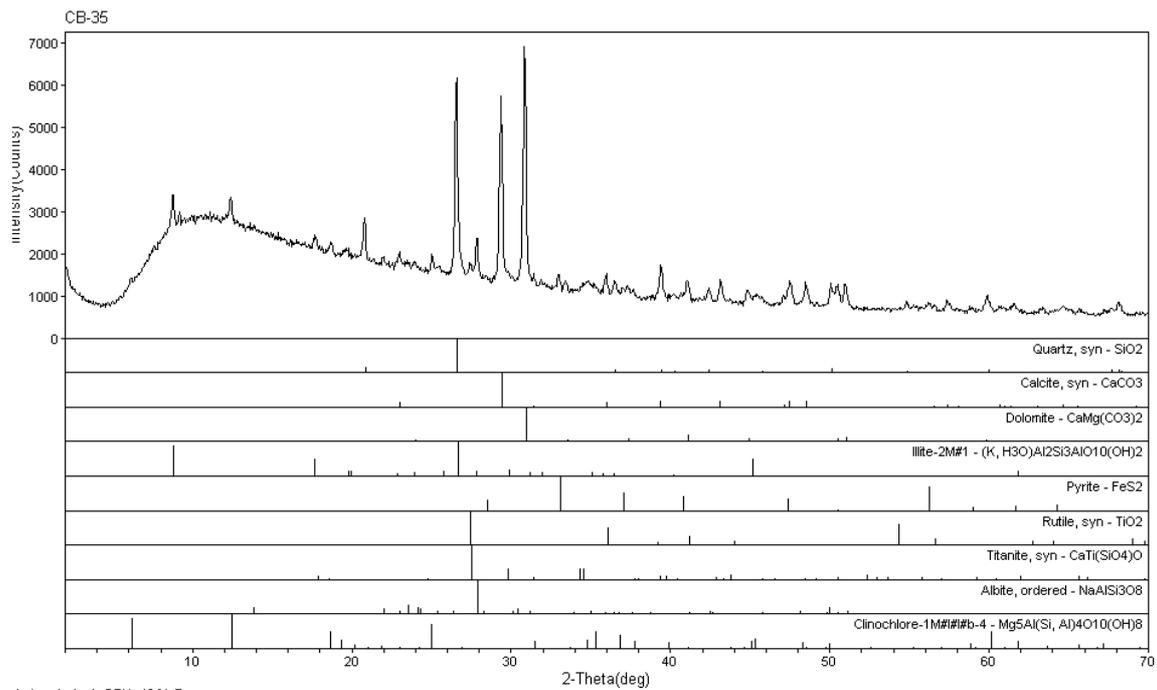
Anexo 1G – Difratoograma referente à amostra de calcário da Formação Sete Lagoas, encontrado a oeste da planta de beneficiamento, no alvo conhecido como Avião.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

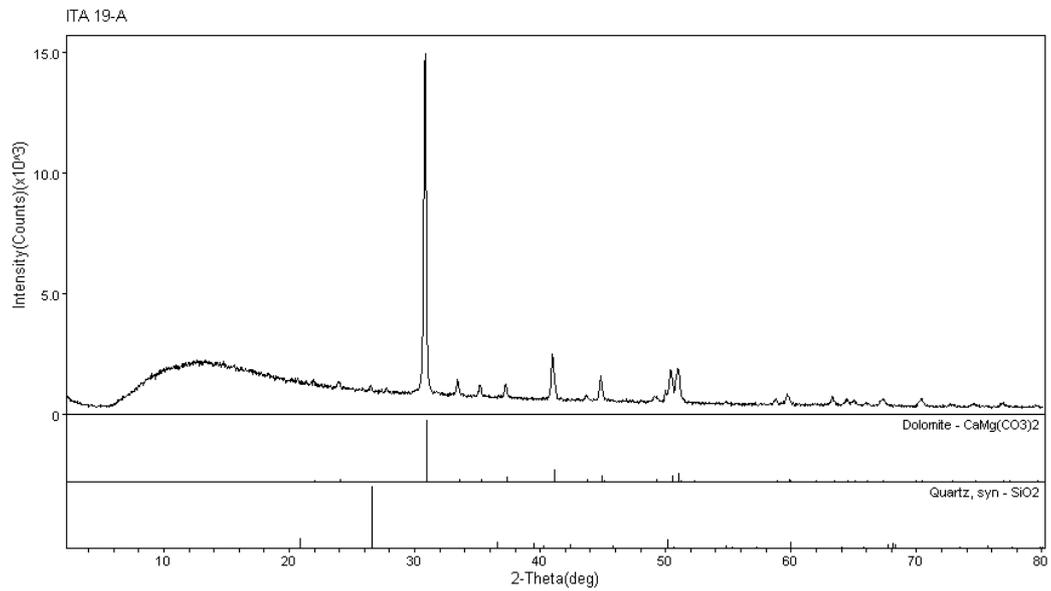
<discimar\maio07\da\carbono-1> Mondav. Jul 09. 2007 @00:00a

Anexo 1H – Difratoograma referente à amostra de calcário da Formação Sete Lagoas, encontrado em furo de sondagem próximo a frente de lavra Coité.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

Anexo II – Difratoograma referente à amostra de dolomito da Formação Sete Lagoas, observado em “paredões” ruiformes de dolomito que ocorrem na planta de beneficiamento.



Anexo 2 – Resultados químicos:

Anexo 2A – Listagem de amostras analisadas com descrições breves sobre as mesmas. Os certificados das análises químicas realizadas na ACME Analytical Laboratories Ltd em Vancouver, Canadá, são apresentados a seguir. A amostra CB-34 deve ser desconsiderada por se tratar de outro contexto geológico.

CB-01 = ITA 1 – Calcissiltito cinza calcífero, laminado e alterado;

CB-02 = ITA 5 – Dolossiltito cinza calcífero, laminado e alterado;

CB-03 = ITA 1s – Calcissiltito cinza calcífero e laminado;

CB-04 = ITA cal – Calcissiltito cinza e bege calcífero, silicificado, laminado, com nível retrabalhado;

CB-05 = ITA 20b – **Fosforito** amarelo claro, laminado e alterado;

CB-06 = ITA 20a – **Fosforito** silicificado e laminado;

CB-07 = ITA 16sil – **Fosforito** silicificado e alterado;

CB-08 = ITA 16lam – **Fosforito** laminado com intercalações mais silicificadas. Alterado;

CB-09 = ITA 1sil – Siltito amarelo silicificado, brechado com clastos milimétricos a centimétricos do próprio siltito;

CB-10 = SB-02 – **Fosforito** amarelo, laminado e alterado;

CB-11 = 01-Coité – Siltito amarelo, laminado e muito alterado;

CB-12 = ITA 21 – Siltito alterado, bandado composicionalmente, exibindo cores variadas;

CB-13 = ITA 9 – Siltito cinza laminado;

CB-14 = ITA 2 – Silexito;

CB-15 = ITA 1ca – **Fosforito** acamadado de cor amarela e bege, silicificado;

CB-16 = ITA 1cb – **Fosforito** acamadado de cor amarela e bege, silicificado;

CB-17 = ITA 1cc – **Fosforito** acamadado de cor amarela e bege, silicificado;

CB-18 = ITA 1ba – **Fosforito** acamadado de cor bege, silicificado;

CB-19 = ITA 1bb – **Fosforito** acamadado de cor bege, silicificado;

CB-20 = ITA 1bc – **Fosforito** laterítico desenvolvido sobre fosforito brechado;

CB-21 = ITA 11 – **Fosforito** laterítico de coloração esbranquiçada desenvolvido sobre fosforito acamadado. Presença de cavidades parcialmente preenchidas no plano de acamamento;

CB-22 = ITA 11c – **Fosforito** laterítico de cor vermelha desenvolvido sobre fosforito brechado. Presença de inúmeras cavidades preenchidas por quartzo microcristalino;

CB-23 = ITA 13 – **Fosforito** laterítico terroso com cor rosada;

CB-24 = 04-SB – **Fosforito** laterítico de cor bege desenvolvido sobre fosforito brechado. Ocorrência de cavidades parcialmente preenchidas por quartzo microcristalino, além de concreções fosfáticas centimétricas;

CB-25 = mina b – **Fosforito** laterítico de cor bege desenvolvido sobre fosforito brechado Presença de cavidades parcialmente preenchidas por quartzo microcristalino;

CB-26 = ITA 26-calfosmag – Produto comercializado pela ITAFÓS Mineração Ltda, composto por CaO, P₂O₅, MgO e SiO₂.

CB-27 = ITA 27 (P₂O₅ 24%) – Produto da ITAFÓS Mineração Ltda, contendo 24% de P₂O₅.

CB-28 = ITA 19a – Dolorudito cinza silicificado;

CB-29 = ITA 19b – Dolomito cinza silicificado;

CB-30 = ITA 19c – Dolomito cinza com intercalações de laminações mais escuras e descontínuas

CB-31 = ITA 6 – Dolomito cinza cristalino, recristalizado;

CB-32 = ITA 18 – Calcário cinza intercalado com pelito de cor roxa;

CB-33 = ITA 25 – Dolomito cinza silicificado;

CB-35 = Calcário cinza escuro laminado encontrado na base de furos de sondagem;

CB-36 = ITA-30 – Diamictito do Jequitaiá. Matriz silto-arenosa esverdeada. Matriz suportado. Clastos milimétricos a decimétricos, sub-arredondados. Análise da matriz e clastos menores não individualizáveis;

CB-37 = BRECH – Brecha vulcânica (?). Clastos de tamanho, forma e composição variados. Análise da matriz, sendo que clastos menores não puderam ser individualizados;

CB-38 = GR-1 – Granito esbranquiçado da fácies Au2 da Suíte Aurumina. Recristalizado. Qz + plg + bt + ms. Pouco intemperizado;

CB-39 = ITA-29a – **Fosfato** da área Cabeçudo. Fosfato marrom, silicificado, calcífero, cimentando clastos de dolomito recristalizado, roxo e muito silicificado. Clastos angulosos a sub-arredondados, centimétricos a decimétricos;

CB-40 = ITA-26c – **Fosforito** acamadado, de cor rosa claro, silicificado. Camadas onduladas e esporadicamente descontínuas. Muitos vugs. Sem sinal de brechação;

CB-41 = ITA-39a – Intercalações de siltito calcífero e calcário (Já tem resultados de isótopos estáveis). Essa amostra representa a parte siltosa;

CB-42 = ITA-39b – Intercalações de siltito calcífero e calcário (Já tem resultados de isótopos estáveis). Essa amostra representa a parte carbonática;

CB-43 = COI-2a – Siltito cinza acamadado. Laminações milimétricas passando a camada decimétrica e novamente laminações sub-centimétricas. Silicificado.

CB-44 = ITA-26ab – **Fosforito** concrecionário formado sobre fosforitos lateríticos.

CB-45 = ITA-26aa – Torrões maiores de **fosforito** concrecionário de cor vermelha, com diferentes tipos de fosforito dentro dos mesmos;

CB-46 = ITA-26ac – Matriz vermelha rica em **fosfato** existente entre as concreções da amostra ITA-26ab;

CB-47 = LB-01a – **Fosforito** pedogenético;

CB-48 = LB-01b – **Fosforito** brechado de matriz vermelha;

CB-49 = LB-01c – **Fosforito** brechado bege;

CB-50 = LB-01d – **Fosforito** acamadado bege;

CB-51 = LB-01e – **Siltito fosfatado** intemperizado situado logo após a passagem de fosforitos;

CB-52 = LB-01f – Siltito intemperizado situado mais distante da ocorrência de fosforitos;

CB-53 = LB-01g – Diamictito de matriz cinza esverdeada siltosa com clastos roxos;

CB-54 = LB-01h – Parte siltosa situada no contato com o diamictito. Cor cinza esverdeada;

CB-55 = LB-01i – Siltito calcífero maciço pouco intemperizado;

CB-56 = P-01a – **Siltito fosfatado** cinza, intercalado com lâminas vermelhas milimétricas;

CB-57 = P-01b – Siltito rosado;

CB-58 = ITA-40a – **Fosforito** de “falha” (?), rosa, terroso, intemperizado, fracamente calcífero. Sem laminação ou brechação. Com tendência a formar concreções localmente. Área Avião.

CB-59 = COI-1a – **Fosforito** laterítico, silicificado, com veios de sílica e capa terrosa de cor laranja com presença de manganês. Essa amostra representa parte brechada vermelha típica;

CB-60 = COI-1b – **Fosforito** brechado roxo silicificado com veios de sílica e capa terrosa de cor laranja fosfatada e com presença de manganês. Presente sinais de alguma laterização.

CB-61 = ITA-27b – **Fosforito** acamadado, com camadas de tamanho médio de 1 cm. Cor bege. Internamente laminado. Silicificado;

CB-62 = COI-3 – **Fosforito** com acamamento ondulado, de cor bege, intercalado com níveis milimétricos de cor roxa e preta. Silicificado. Há nódulos cinzas de sílica;

CB-63 = ITA-40b – Calcarenito cinza em associação com calcirudito roxo (brecha). Área Avião. Essa amostra representa o calcarenito;

CB-64 = ITA-40c – Calcarenito cinza em associação com calcirudito roxo (brecha). Área Avião. Essa amostra representa o calcirudito;

Anexo 2B – Concentrações médias de elementos traços nos diferentes grupos de rocha fosfatada dos depósitos da região de Arraias em comparação com análises médias de fosforitos marinhos apresentadas por Altschuler (1980). Para cada resultado, além das médias são apresentados os desvios padrões da amostra associados às mesmas, bem como valores mínimos e máximos dispostos entre parênteses.

#	Médias de análises de folhelhos (Turekian & Wedepohl, 1961 <i>In</i> : Altschuler, 1980)	Médias de análises de fosforitos marinhos (Altschuler, 1980) (18 amostras)	Médias de análises de fosforitos acamadados		Médias de análises de fosforitos brechados (3 amostras)	Médias de análises de fosforitos pedogênicos			Médias de análises de siltitos fosfatados (2 amostras)	Médias de análises de siltitos (7 amostras)
			Fosforito maciço a laminado (5 amostras)	Fosforito acamadado (8 amostras)		Fosforito laterítico (7 amostras)	Fosforito concrecionário (3 amostras)			
Ag	0,07	2,00 / 15,00	0,14±0,11 (0,00-0,30)	0,19±0,04 (0,10-0,20)	0,33±0,06 (0,30-0,40)	0,24±0,10 (0,10-0,40)	0,53±0,49 (0,20-1,10)	3,45±4,60 (0,20-6,70)	0,04±0,05 (0,00-0,10)	
As	13,00	23,00	10,14±5,34 (6,90-19,60)	6,76±2,35 (3,70-10,90)	5,63±2,35 (3,20-7,90)	12,63±7,56 (6,10-28,50)	12,67±1,22 (11,60-14,00)	5,80±5,52 (1,90-9,70)	4,96±3,47 (1,10-9,80)	
B	100,00	16,00	-	-	-	-	-	-	-	
Ba	580,00	350,00 / 500,00	473,18±697,34 (102,30-1.716,60)	134,71±38,19 (83,00-178,10)	112,00±13,23 (97,00-122,00)	243,26±65,15 (133,40-344,90)	1.512,00±249,09 (1.230,00-1.702,00)	229,50±232,64 (65,00-394,00)	1.145,20±916,46 (156,80-2.772,30)	
Be	3,00	2,60	20,20±31,30 (3,00-76,00)	19,75±24,03 (3,00-70,00)	65,33±11,85 (58,00-79,00)	42,71±43,23 (6,00-109,00)	125,67±13,32 (111,00-137,00)	11,00±7,07 (6,00-16,00)	3,14±1,86 (1,00-7,00)	
Cd	0,30	18,00 / 40,00	4,12±3,76 (1,30-10,70)	5,01±1,94 (1,80-7,10)	3,60±1,42 (2,00-4,70)	5,34±2,18 (2,90-8,00)	4,13±1,22 (2,80-5,20)	2,00±1,56 (0,90-3,10)	0,16±0,24 (0,00-0,70)	
Co	19,00	7,00	9,00±4,57 (3,00-15,40)	7,16±2,94 (3,00-12,10)	8,57±2,15 (6,90-11,00)	24,79±34,95 (4,90-103,40)	9,43±1,16 (8,10-10,20)	11,75±9,26 (5,20-18,30)	12,06±4,41 (4,60-17,10)	
Cr	90,00	125,00 / 172,00	-	-	-	-	-	-	-	
Cu	45,00	75,00	14,66±5,12 (11,20-23,10)	11,44±4,67 (5,50-18,10)	13,77±4,60 (10,00-18,90)	23,94±8,42 (13,00-36,30)	55,97±25,42 (36,80-84,80)	18,30±11,46 (10,20-26,40)	15,54±10,24 (1,10-29,80)	
Ga	19,00	4,00	4,24±1,36 (2,00-5,70)	3,04±1,04 (1,80-4,50)	2,50±0,26 (2,30-2,80)	4,80±0,80 (3,70-6,10)	10,00±5,66 (6,20-16,50)	5,40±3,25 (3,10-7,70)	17,00±7,58 (1,40-24,60)	
Hg (ppb)	400,00	55,00	166±137,77 (60,00-390,00)	207,50±159,35 (30,00-490,00)	446,67±361,43 (190,00-860,00)	277,14±148,18 (130,0-520,00)	573,33±250,07 (400,00-860,00)	180,00±14,14 (170,00-190,00)	62,86±71,81 (10,00-210,00)	
La	40,00	147,00	11,91±13,64 (1,94-35,90)	5,74±2,12 (3,20-9,20)	8,77±3,71 (5,20-12,60)	12,33±3,65 (7,30-16,10)	19,00±10,74 (12,70-31,40)	12,30±12,59 (3,40-21,20)	31,29±16,90 (2,80-49,90)	
Li	66,00	5,00	-	-	-	-	-	-	-	

#	Médias de análises de folhelhos (Turekian & Wedepohl (1961) <i>ln</i> : Altschuler (1980))	Médias de análises de fosforitos marinhos (Altschuler (1980) (18 amostras))	Médias de análises de fosforitos acamadados		Médias de análises de fosforitos brechados (3 amostras)	Médias de análises de fosforitos pedogénicos		Médias de análises de silítos fosfatados (2 amostras)	Médias de análises de silítos (7 amostras)
			Fosforito maciço a laminado (5 amostras)	Fosforito acamadado (8 amostras)		Fosforito laterítico (7 amostras)	Fosforito concrecionário (3 amostras)		
Mn	850,00	1.230,00	-	-	-	-	-	-	-
Mo	2,60	9,00 / 37,00	0,86±0,84 (0,20-2,30)	0,35±0,24 (0,10-0,80)	0,73±0,50 (0,20-1,20)	2,23±3,43 (0,10-9,90)	2,93±0,67 (2,20-3,50)	0,30±0,14 (0,20-0,40)	0,21±0,26 (0,10-0,80)
Ni	68,00	53,00	21,60±17,57 (7,00-49,00)	38,13±21,77 (19,00-75,00)	27,67±6,81 (20,00-33,00)	28,00±27,06 (0,00-74,00)	187,67±116,36 (118,00-322,00)	53,50±47,38 (20,00-87,00)	36,29±23,54 (0,00-63,00)
Pb	20,00	50,00	5,34±2,11 (3,20-7,70)	5,66±3,72 (1,60-13,40)	6,63±2,40 (4,30-9,10)	17,17±7,04 (8,80-28,20)	17,33±5,08 (13,20-23,00)	3,50±4,10 (0,60-6,40)	6,47±3,54 (1,60-10,70)
Sc	13,00	11,00	4,20-2,95 (1,00-9,00)	1,88±0,99 (1,00-3,00)	1,33±0,58 (1,00-2,00)	4,54±1,19 (3,00-6,00)	6,00±3,46 (4,00-10,00)	3,50±2,12 (2,00-5,00)	14,43±6,68 (1,00-21,00)
Se	0,60	4,60	0,00	0,19±0,26 (0,00-0,50)	0,50±0,00	0,07±0,19 (0,00-0,50)	0,50±0,00	0,50±0,00	0,21±0,27 (0,00-0,50)
Sn	6,00	3,00	0,80±0,45 (0,00-1,00)	0,75±0,46 (0,00-1,00)	1,00±0,00	0,86±0,38 (0,00-1,00)	1,33±0,58 (1,00-2,00)	1,00±0,00	3,14±1,46 (0,00-4,00)
Sr	300,00	750,00 / 980,00	106,32±81,78 (36,70-220,40)	63,93±15,94 (50,70-92,00)	98,07±17,61 (78,10-111,40)	118,34±70,99 (56,30-244,60)	915,53±180,48 (787,20-1.121,90)	86,60±44,97 (54,80-118,40)	29,67±15,81 (9,70-52,20)
Ti	4.600,00	640,00	-	-	-	-	-	-	-
U	3,70	120,00	13,22±16,20 (2,80-42,00)	23,46±7,24 (11,20-33,40)	36,37±6,81 (31,80-44,20)	29,36±18,47 (7,30-56,50)	42,10±3,58 (39,20-46,10)	5,90±0,28 (5,70-6,10)	4,06±1,12 (2,30-5,70)
V	130,00	100,00	41,20±8,93 (28,00-51,00)	27,50±5,55 (19,00-35,00)	31,67±5,13 (26,00-36,00)	48,71±12,04 (37,00-66,00)	56,67±20,31 (43,00-80,00)	40,00±7,07 (35,00-45,00)	128,57±97,34 (13,00-257,00)
Y	26,00	260,00	25,14±33,17 (7,60-84,30)	6,26±2,32 (3,40-9,70)	8,13±3,11 (5,20-11,40)	20,34±8,25 (6,90-29,20)	18,57±7,91 (13,80-27,70)	15,45±17,32 (3,20-27,70)	33,30±15,65 (3,80-54,70)
Yb	2,60	14,00	1,73±2,16 (0,47-5,57)	0,48±0,18 (0,27-0,73)	0,50±0,10 (0,42-0,61)	1,31±0,44 (0,61-1,88)	1,31±0,63 (0,93-2,03)	1,25±1,31 (0,32-4,57)	2,97±1,41 (0,32-4,57)
Zn	95,00	195,00 / 325,00	395,80±238,25 (161,00-785,00)	375,88±104,08 (202,00-535,00)	510,00±146,66 (356,00-648,00)	463,71±155,00 (306,00-779,00)	545,67±141,78 (399,00-682,00)	263,00±28,28 (243,00-283,00)	99,43±64,17 (34,00-234,00)
Zr	160,00	70,00	29,36±11,78 (9,50-39,90)	19,33±9,54 (7,30-38,40)	14,93±1,46 (13,90-16,60)	39,57±10,80 (28,80-58,90)	54,07±25,88 (37,60-83,90)	35,90±26,16 (17,40-54,40)	149,26±66,13 (15,10-220,20)

Anexo 3 – Análises de composições isotópicas de C e O:

Anexo 3A – Listagem de amostras analisadas com descrições breves sobre as mesmas. Os resultados das análises são apresentados em seguida.

- CB-A** – 0.0m. Dolomito cinza, silicificado e laminado.
- CB-B** – 0.50m. Dolomito cinza, silicificado e laminado.
- CB-C** – 1.0m. Dolomito cinza, silicificado e recristalizado, com laminação incipiente.
- CB-D** – 1.5m. Dolomito cinza, maciço, silicificado e recristalizado.
- CB-E** – 2.10m. Dolomito cinza, silicificado, com laminação incipiente.
- CB-F** – 2.60m. Dolomito cinza, silicificado, com laminação descontínua.
- CB-G** – 3.0m. Dolomito cinza, maciço e silicificado.
- CB-H** – 3.5m. Dolomito cinza maciço, silicificado, localmente com laminações descontínuas.
- CB-I** – 4.0m. Dolomito cinza maciço, silicificado, com raras laminações descontínuas.
- CB-J** – 5.0m. Dolomito cinza maciço, silicificado, com raras laminações descontínuas.
- CB-K** – 5.5m. Dolomito cinza silicificado com laminação incipiente.
- CB-L** – 6.0m. Dolomito cinza maciço silicificado.
- CB-M** – 6.70m. Dolomito cinza maciço silicificado.
- CB-N** – 7.0m. Dolomito cinza maciço silicificado.
- CB-O** – 8.0m. Dolomito cinza silicificado com laminações internas.
- CB-P** – 8.5m. Dolomito cinza intraclástico, silicificado.
- CB-Q** – 9.20m. Dolomito cinza intraclástico, silicificado, com laminações descontínuas.
- CB-R** – 9.80m. Dolomito cinza silicificado com laminação incipiente.
- CB-S** – 10.50m. Dolomito cinza maciço silicificado.
- CB-T** – 11.00m. Dolomito cinza maciço silicificado.
- ITA-19A** – Dolomito cinza silicificado.
- ITA 19b** – Dolomito cinza silicificado.
- ITA 19c** – Dolomito cinza com intercalações de laminações mais escuras e descontínuas.
- ITA-39a** – Intercalações de silito calcífero e calcário. Essa amostra representa a parte siltosa.
- ITA-39b** – Intercalações de silito calcífero e calcário. Essa amostra representa a parte carbonática.

DATA:	28/02/2008
Solicitante	Prof Eloi Campos
Operador	Hariadne
Descrição	

Amostras de carbonato

Analysis	Date	Identifier 1	Delta	StDev	Delta O	StDev	status	Solicitante
			C	C	O	O		
			PDB		PDB			
31	6/17/1922	ITA-19C	-1.76	0.05	-6.69	0.04	ok	Eloi
30	6/16/1922	ITA-19B	-1.70	0.03	-6.82	0.04	ok	Eloi
29	6/15/1922	ITA-19A	-1.80	0.04	-6.26	0.05	ok	Eloi
28	6/14/1922	ITA-39B	-1.54	0.04	-8.33	0.04	ok	Eloi
27	6/13/1922	ITA-39A	-2.15	0.05	-8.04	0.05	ok	Eloi
26	6/12/1922	CB-T	-1.62	0.03	-5.78	0.04	ok	Eloi
25	6/11/1922	CB-S	-1.51	0.05	-5.85	0.05	ok	Eloi
24	6/10/1922	CB-R	-1.52	0.08	-5.20	0.09	ok	Eloi
23	6/9/1922	CB-Q	-1.58	0.03	-5.62	0.03	ok	Eloi
22	6/8/1922	CB-P	-1.52	0.06	-5.55	0.07	ok	Eloi
21	6/7/1922	CB-O	-1.54	0.05	-6.00	0.04	ok	Eloi
20	6/6/1922	CB-N	-1.32	0.05	-5.09	0.04	ok	Eloi
19	6/5/1922	CB-M	-1.54	0.03	-5.13	0.03	ok	Eloi
18	6/4/22	CB-L	-1.24	0.04	-4.94	0.06	ok	Eloi
17	6/3/1922	CB-K	-1.39	0.02	-5.02	0.02	ok	Eloi
15	6/1/1922	CB-J	-1.30	0.06	-4.97	0.05	ok	Eloi
14	5/31/1922	CB-I	-1.34	0.06	-4.91	0.06	ok	Eloi
13	5/30/1922	CB-H	-1.37	0.01	-5.32	0.01	ok	Eloi
12	5/29/1922	CB-G	-1.29	0.07	-4.88	0.08	ok	Eloi
11	5/28/1922	CB-F	-1.26	0.05	-5.16	0.05	ok	Eloi
10	5/27/1922	CB-E	-1.09	0.05	-4.97	0.07	ok	Eloi
9	5/26/1922	CB-D	-1.19	0.07	-6.07	0.07	ok	Eloi
8	5/25/1922	CB-C	-1.27	0.05	-6.23	0.05	ok	Eloi
7	5/24/1922	CB-B	-1.42	0.02	-4.62	0.02	ok	Eloi
6	5/23/1922	CB-A	-1.37	0.05	-4.93	0.06	ok	Eloi

From: ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE (604)253-3158 FAX(604)253-1716 @ CSV TEXT FORMAT

To Universidade de Brasilia - UNB

Acme file # A750535 Received: JUL 13 2007 * 35 samples in this disk file.

Analysis: GROUP 1DX - 0.50 GM SAMPLE LEACHED WITH 3 ML 2-2 HCL-HNO3-H2O AT 95 DEG. C FOR ONE HOUR

DILUTED TO 10 ML

ANALYSED BY ICP-MS.

ELEMENT SAMPLES	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
CB-01	.1	14.0	4.0	35	13.0	1.8	.1	.1	.1	<.1	2.0	.02	.1	<.5
CB-02	.3	5.1	5.0	11	4.9	8.3	.1	.3	.1	<.1	1.4	.03	<.1	<.5
CB-03	.2	3.6	1.7	24	7.5	3.1	<.1	.1	.1	<.1	1.5	.02	<.1	<.5
CB-04	.1	4.3	2.5	24	7.9	1.3	.1	<.1	<.1	<.1	.9	.06	<.1	<.5
CB-05	.4	11.2	4.4	347	25.4	6.9	3.0	.4	.1	.1	10.0	.39	.3	<.5
CB-06	.8	11.3	3.9	422	17.7	7.2	3.3	.6	.1	.2	2.3	.12	.5	<.5
CB-07	2.3	16.0	3.2	264	17.1	19.6	2.3	.5	<.1	<.1	6.5	.06	.3	<.5
CB-08	.6	23.1	7.5	161	41.0	8.7	1.3	.5	.1	.1	5.8	.20	.2	<.5
CB-09	.1	3.9	1.6	34	4.4	2.3	<.1	.1	<.1	<.1	1.3	.05	<.1	<.5
CB-10	.2	11.7	7.7	785	64.2	8.3	10.7	.5	<.1	.3	6.3	.06	.5	<.5
RE CB-10	.2	11.1	8.7	783	62.6	8.3	10.7	.6	<.1	.4	6.3	.06	.5	<.5
CB-11	.1	22.4	8.3	99	33.5	9.0	.1	.2	.1	<.1	1.5	.01	.1	<.5
CB-12	.1	13.3	4.5	57	5.2	3.5	<.1	.3	.4	<.1	4.5	.21	<.1	<.5
CB-13	.1	1.1	10.7	96	42.5	1.1	.1	.3	.1	<.1	.9	.01	.1	<.5
CB-14	<.1	2.7	1.3	12	2.5	1.0	<.1	.1	<.1	.1	1.6	.06	<.1	<.5
CB-15	.4	8.6	4.0	456	28.2	8.5	7.0	.5	<.1	.2	.7	.07	.6	<.5
CB-16	.8	9.0	6.7	301	33.6	8.2	5.0	.7	<.1	.2	1.6	.03	.6	<.5
CB-17	.4	12.0	7.6	388	56.8	5.5	6.5	.7	<.1	.2	.8	.11	.4	<.5
CB-18	.4	12.6	5.5	436	29.3	3.7	7.1	.5	.1	.2	7.7	.36	.3	<.5
CB-19	.5	18.1	13.4	380	97.0	10.9	5.7	.7	.1	.2	1.8	.11	.5	<.5
CB-20	.6	19.1	8.8	503	60.4	6.3	7.7	.7	.1	.2	7.5	.33	.4	<.5
CB-21	.7	17.6	23.5	419	48.7	12.7	2.9	.5	.1	.2	1.9	.13	.3	<.5
CB-22	1.2	33.3	14.3	779	62.7	10.6	8.0	1.2	.1	.2	6.2	.52	.3	<.5
CB-23	.1	13.0	10.8	306	7.9	6.1	3.4	.5	.1	.1	10.8	.21	.1	<.5
CB-24	1.2	24.9	14.4	350	72.0	10.7	5.7	1.3	.1	.3	6.2	.13	.5	<.5
CB-25	1.9	23.4	20.2	408	75.5	13.5	6.5	1.3	.1	.4	7.9	.21	.6	<.5
CB-26	.5	6.3	5.7	57	18.9	4.3	.8	.1	.1	<.1	2.5	.05	.1	<.5
CB-27	2.2	22.0	19.7	305	59.8	14.0	4.9	1.4	.1	.3	9.6	.19	.5	<.5
CB-28	.1	.4	.8	1	1.4	1.4	<.1	.1	<.1	<.1	.6	.03	<.1	<.5
CB-29	.1	.7	.5	1	.8	1.3	<.1	.1	<.1	<.1	.7	.03	<.1	<.5
CB-30	.1	.4	.8	1	.7	1.4	<.1	.1	<.1	<.1	1.2	.02	<.1	<.5
CB-31	.5	.8	.7	1	.9	2.1	<.1	.1	<.1	<.1	1.4	.03	<.1	<.5
CB-32	.1	1.2	.8	3	2.1	2.2	<.1	<.1	<.1	<.1	1.2	.01	<.1	<.5
CB-33	.3	.7	.8	1	1.7	1.8	<.1	.1	<.1	<.1	1.8	.03	<.1	<.5
CB-34	.7	23.2	3.1	30	17.0	17.0	.1	.1	<.1	<.1	2.2	.01	.1	<.5
STANDARD DST	19.6	110.6	67.1	392	53.0	47.0	5.7	5.3	4.4	.9	327.0	.19	4.0	3.8

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

Final Report

Client: Universidade de Brasilia - UNB

File Created: 15-Apr-2009

Job Number: GOI09000064

Number of Samples: 27

Project: None Given

Shipment ID: 644

P.O. Number: MARCEL

Received: 11-Feb-2009

Sample	Type	4A-4B Al2O3 %	4A-4B Ba PPM	4A-4B Be PPM	4A-4B CaO %	4A-4B Ce PPM	4A-4B Co PPM	4A-4B Cr2O3 %	4A-4B Cs PPM	4A-4B Dy PPM	4A-4B Er PPM	4A-4B Eu PPM	4A-4B Fe2O3 %	4A-4B Ga PPM	4A-4B Gd PPM	4A-4B Hf PPM	4A-4B Ho PPM	4A-4B K2O %	4A-4B La PPM	4A-4B LOI %	4A-4B Lu PPM	4A-4B MgO %	4A-4B MnO %
		MDL																					
CB-38	Rock Pulp	16.61	500	3	0.62	28.2	39.2	<0.002	3.8	1.20	0.24	0.73	0.60	20.9	2.71	2.1	0.12	6.21	13.1	1.4	0.03	0.28	<0.01
CB-39	Rock Pulp	4.78	152	1	38.87	60.5	12.9	0.005	4.6	5.08	2.74	1.23	2.13	6.1	5.50	2.2	0.96	0.67	28.4	27.9	0.35	3.18	0.20
CB-40	Rock Pulp	0.93	124	64	48.67	5.2	16.11	<0.002	0.3	0.79	0.62	0.14	0.33	1.9	0.70	0.4	0.19	0.22	4.9	4.2	0.11	0.34	<0.01
CB-43	Rock Pulp	1.46	54	<1	27.65	12.9	6.2	<0.002	0.7	0.94	0.47	0.20	0.55	2.1	1.08	0.3	0.18	0.50	6.2	38.1	0.05	19.41	<0.01
CB-44	Rock Pulp	5.57	1230	111	36.56	25.5	8.1	0.005	2.7	2.09	1.15	0.49	1.74	6.2	2.22	1.2	0.42	0.72	12.7	4.5	0.15	0.40	0.09
CB-45	Rock Pulp	6.11	1604	129	36.32	25.1	10.0	0.007	3.2	2.10	1.22	0.49	1.71	7.3	2.26	1.2	0.44	0.76	12.9	5.2	0.16	0.40	0.84
CB-46	Rock Pulp	14.59	1702	137	25.10	64.1	10.2	0.008	6.4	4.89	2.45	1.30	4.80	16.5	5.56	2.7	0.91	0.87	31.4	9.1	0.30	0.46	0.12
CB-47	Rock Pulp	10.76	1178	5	0.16	70.6	192.3	0.008	7.7	3.79	1.87	0.98	4.49	14.2	4.36	3.3	0.66	1.51	33.6	4.2	0.24	0.61	0.36
CB-48	Rock Pulp	1.50	122	79	48.13	10.0	11.0	0.003	1.6	0.78	0.45	0.18	0.63	2.8	0.83	0.5	0.16	0.33	5.2	3.4	0.05	0.23	0.02
CB-49	Rock Pulp	1.43	97	59	48.34	23.8	7.8	<0.002	1.1	1.78	0.85	0.49	0.48	2.4	2.19	0.4	0.32	0.37	12.6	4.2	0.08	0.60	0.01
CB-50	Rock Pulp	1.94	152	70	38.23	16.7	12.1	0.003	1.4	1.27	0.72	0.32	0.84	3.4	1.43	0.6	0.25	0.65	9.2	3.3	0.08	0.44	0.02
CB-51	Rock Pulp	5.06	394	16	9.27	45.5	5.2	0.004	2.9	4.16	2.35	0.79	3.90	7.7	4.26	1.7	0.83	1.67	21.2	2.5	0.32	0.73	0.29
CB-52	Rock Pulp	14.65	1286	3	1.30	77.6	14.1	0.012	9.9	5.40	2.90	1.34	6.35	19.3	6.29	4.6	1.02	4.82	35.1	5.2	0.40	4.04	0.09
CB-56	Rock Pulp	1.77	65	6	21.31	6.3	18.3	0.004	0.7	0.49	0.31	0.12	0.64	3.1	0.54	0.5	0.10	0.37	3.4	1.8	0.04	0.20	<0.01
CB-57	Rock Pulp	11.86	157	3	1.37	69.7	10.9	0.009	2.7	4.79	2.53	1.27	5.21	15.2	5.73	3.5	0.90	0.81	36.9	6.9	0.32	3.74	0.05
CB-58	Rock Pulp	3.78	203	28	34.52	21.4	4.5	0.005	<0.1	2.08	1.37	0.37	1.78	6.0	2.13	1.1	0.46	0.02	12.9	4.8	0.21	0.06	0.01
CB-59	Rock Pulp	3.31	213	101	41.60	29.4	10.4	0.007	2.0	2.50	1.28	0.55	1.99	4.4	3.09	1.9	0.46	0.50	13.5	4.4	0.16	0.32	0.05
CB-60	Rock Pulp	0.98	117	58	48.54	15.8	6.9	<0.002	0.8	1.31	0.61	0.30	0.43	2.3	1.51	0.4	0.25	0.32	8.5	3.7	0.06	0.21	<0.01
CB-61	Rock Pulp	1.22	89	14	35.36	6.3	9.7	<0.002	0.4	0.58	0.34	0.14	0.50	2.5	0.58	0.4	0.12	0.34	3.2	3.2	0.04	0.18	<0.01
CB-62	Rock Pulp	0.67	83	43	48.85	11.0	4.6	<0.002	0.4	0.88	0.42	0.26	0.34	1.8	1.09	0.2	0.15	0.20	6.2	3.3	0.04	0.16	<0.01
CB-65	Rock Pulp	1.08	111	8	51.03	5.5	5.7	<0.002	1.0	0.57	0.35	0.12	0.76	2.3	0.58	0.4	0.11	0.34	3.7	3.2	0.05	0.19	0.03
CB-66	Rock Pulp	1.39	120	3	50.06	7.0	5.0	<0.002	1.2	0.66	0.42	0.16	0.74	2.8	0.76	0.5	0.14	0.46	4.3	3.1	0.06	0.21	0.02
CB-67	Rock Pulp	3.02	187	8	44.17	13.0	5.3	0.003	3.6	1.32	0.81	0.31	0.94	4.7	1.50	0.9	0.27	0.94	7.2	3.2	0.10	0.43	0.02
CB-68	Rock Pulp	3.89	135	24	32.94	16.9	14.8	0.003	1.5	1.19	0.67	0.31	1.05	3.9	1.25	0.9	0.24	0.70	7.4	3.7	0.10	0.34	0.08
CB-69	Rock Pulp	5.25	284	109	39.47	24.6	5.1	0.003	3.0	2.28	1.31	0.47	1.76	6.2	2.30	1.0	0.49	0.78	12.1	5.3	0.16	0.40	0.06
CB-70	Rock Pulp	4.54	405	28	34.55	38.0	24.8	0.004	3.2	4.27	2.48	0.86	3.33	5.6	4.32	1.6	0.90	0.92	18.3	4.4	0.29	0.41	0.12
CB-71	Rock Pulp	3.78	261	22	38.06	32.9	16.1	0.003	2.9	3.60	2.12	0.78	2.40	4.9	3.87	1.3	0.78	0.86	16.0	3.4	0.26	0.38	0.12

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. Final Report

Client: Universidade de Brasilia - UNB

File Created: 10-Mar-2009

Job Number: GOI09000065

Number of Samples: 10

Project: None Given

Shipment ID: 644

P.O. Number: MARCEL

Received: 11-Feb-2009

Sample	Type	Method	Analyte	Unit	MDL	4A-4B Al2O3 %	4A-4B Ba PPM	4A-4B Be PPM	4A-4B CaO %	4A-4B Ce PPM	4A-4B Co PPM	4A-4B Cr2O3 %	4A-4B Cs PPM	4A-4B Dy PPM	4A-4B Er PPM	4A-4B Eu PPM	4A-4B Fe2O3 %	4A-4B Ga PPM	4A-4B Gd PPM
CB - 35	Rock Pulp					8.32	634	1	20.63	44.2	17.0	0.007	5.4	3.31	1.80	0.75	3.31	10.1	3.67
CB - 36	Rock Pulp					13.15	406	2	0.99	51.0	38.8	0.007	5.5	3.34	2.07	0.88	4.21	13.2	3.50
CB - 37	Rock Pulp					14.90	295	3	0.24	36.6	33.0	0.003	5.5	1.65	0.76	0.52	1.03	19.3	2.40
CB - 41	Rock Pulp					3.62	164	<1	36.78	12.9	6.0	0.003	2.1	1.04	0.65	0.22	1.75	5.7	1.18
CB - 42	Rock Pulp					0.80	53	<1	50.88	13.9	6.4	<0.002	0.3	0.76	0.42	0.18	0.42	0.6	0.84
CB - 53	Rock Pulp					12.74	1321	2	12.29	67.6	13.5	0.012	10.7	6.77	3.86	1.46	5.38	17.0	6.92
CB - 54	Rock Pulp					16.39	1659	3	0.84	83.2	17.1	0.016	16.4	7.39	3.92	1.75	6.78	21.1	8.14
CB - 55	Rock Pulp					14.31	1041	2	6.41	72.3	16.0	0.013	6.4	6.01	3.50	1.32	6.18	18.2	6.36
CB - 63	Rock Pulp					0.67	38	<1	51.15	11.2	3.9	<0.002	0.2	0.67	0.39	0.20	0.13	<0.5	0.67
CB - 64	Rock Pulp					2.98	298	<1	38.55	17.6	5.2	<0.002	1.3	1.44	0.76	0.30	1.42	3.7	1.48

| 4A-4B |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Hf | Ho | K2O | La | LOI | Lu | MgO | MnO | Na2O | Nb | Nd | Ni | P2O5 | Pr | Rb | Sc | SiO2 | Sm | | |
| PPM | PPM | % | PPM | % | PPM | % | % | % | PPM | PPM | PPM | % | PPM | PPM | PPM | % | PPM | % | PPM |
| 0.1 | 0.02 | 0.01 | 0.1 | -5.1 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.1 | 0.3 | 20 | 0.01 | 0.02 | 0.1 | 1 | 0.01 | 0.05 | | |
| 2.7 | 0.65 | 2.90 | 21.9 | 22.3 | 0.23 | 6.81 | 0.11 | 0.52 | 7.2 | 23.6 | 27 | 0.65 | 5.86 | 75.9 | 8 | 33.78 | 4.19 | | |
| 5.0 | 0.65 | 1.85 | 24.9 | 2.4 | 0.29 | 1.66 | 0.08 | 3.17 | 6.9 | 23.7 | 27 | 0.14 | 6.20 | 75.4 | 10 | 71.76 | 4.01 | | |
| 3.2 | 0.27 | 4.12 | 17.1 | 1.6 | 0.11 | 0.69 | <0.01 | 3.43 | 6.0 | 16.2 | <20 | 0.15 | 4.42 | 188.2 | 4 | 73.57 | 3.19 | | |
| 1.0 | 0.23 | 0.76 | 5.9 | 33.2 | 0.09 | 6.52 | <0.01 | <0.01 | 3.1 | 7.1 | <20 | 0.21 | 1.67 | 23.6 | 3 | 16.85 | 1.28 | | |
| 0.2 | 0.17 | 0.19 | 7.3 | 40.9 | 0.05 | 1.65 | <0.01 | <0.01 | 0.6 | 6.5 | <20 | 0.09 | 1.69 | 4.2 | 1 | 4.92 | 0.94 | | |
| 3.8 | 1.35 | 4.52 | 34.0 | 12.5 | 0.47 | 3.19 | 0.03 | 0.26 | 11.1 | 38.3 | 42 | 0.42 | 9.29 | 144.5 | 14 | 47.77 | 7.16 | | |
| 5.1 | 1.45 | 5.69 | 42.1 | 4.4 | 0.49 | 3.45 | 0.03 | 0.09 | 14.1 | 45.0 | 54 | 0.54 | 11.35 | 187.7 | 17 | 60.60 | 8.40 | | |
| 4.2 | 1.15 | 4.16 | 37.1 | 10.2 | 0.51 | 5.39 | 0.03 | 0.37 | 12.3 | 37.0 | 42 | 0.23 | 9.55 | 119.2 | 15 | 51.73 | 6.72 | | |
| 0.1 | 0.14 | 0.03 | 6.5 | 40.0 | 0.04 | 0.88 | <0.01 | <0.01 | 0.5 | 4.6 | <20 | 0.04 | 1.23 | 1.3 | <1 | 7.03 | 0.73 | | |
| 0.9 | 0.27 | 0.40 | 8.3 | 32.7 | 0.10 | 5.86 | <0.01 | <0.01 | 2.8 | 8.8 | <20 | 0.31 | 2.21 | 11.8 | 3 | 17.39 | 1.56 | | |

1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX	1DX
Au	Bi	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Tl	Zn	PPB	PPM	PPM	PPM
0.5	0.1	0.1	0.1	0.01	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.1	1				
<0.5	0.2	<0.1	13.3	0.04	1.2	18.7	5.6	0.3	<0.5	<0.1	24				
2.0	0.2	<0.1	7.4	0.02	0.1	22.0	6.9	0.4	0.7	<0.1	47				
2.5	0.9	<0.1	1.2	*	0.3	1.9	10.4	0.2	<0.5	<0.1	6				
1.0	<0.1	<0.1	5.5	0.01	0.3	7.9	1.7	<0.1	<0.5	<0.1	15				
1.0	<0.1	<0.1	2.4	0.01	0.1	3.2	0.8	<0.1	<0.5	<0.1	3				
<0.5	<0.1	0.4	26.1	<0.01	<0.1	27.3	2.0	0.2	<0.5	0.1	68				
<0.5	<0.1	<0.1	17.7	0.01	<0.1	41.0	2.6	0.2	<0.5	0.3	99				
0.5	<0.1	0.4	0.7	<0.01	0.1	31.3	1.9	0.1	<0.5	<0.1	83				
0.6	<0.1	<0.1	2.2	<0.01	<0.1	3.8	1.6	<0.1	<0.5	<0.1	2				
<0.5	<0.1	<0.1	4.4	0.01	0.3	9.1	2.5	<0.1	0.6	<0.1	15				