

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA DO GREENSTONE BELT DE PILAR DE GOIÁS E CORRELAÇÕES

Dissertação de Mestrado

Victor Hugo Vasco de Sousa

BRASÍLIA - DF
2011

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG
LABORATÓRIO DE GEOCRONOLOGIA

Estratigrafia isotópica do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás e correlações

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 282

VICTOR HUGO VASCO DE SOUSA

Orientador:

Prof. Dr. Roberto Ventura Santos

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Hard Jost

Dr. Marcelo Juliano de Carvalho

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

Brasília - DF
Agosto de 2011

Dissertação submetida ao Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Geral e Aplicada da Universidade de Brasília, em cumprimento a requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de concentração em Geoquímica Isotópica e Geologia Econômica

Autor:

Victor Hugo Vasco de Sousa

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Roberto Ventura Santos

Orientador

Prof. Dr. Hard Jost

Examinador Interno

Dr. Marcelo Juliano de Carvalho

Examinador Externo

Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga

Examinador Interno

Brasília - DF
Agosto de 2011

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todos aqueles que me ajudaram na realização deste trabalho.

Agradeço a Deus, e a todos que protegem a minha espiritualidade.

Agradeço ao professor Roberto Ventura Santos pela orientação e incentivo a realização dessa dissertação e da graduação. Agradeço aos professores Hard Jost e Carlos Jozé de Souza Alvarenga pela oportunidade de grande aprendizado na etapa final deste trabalho.

Agradeço a todos do Laboratório de geocronologia, em especial ao professor Elton Dantas, professor Máximo Matteini e a amiga Bárbara e Caroline Gomide pela paciência e ajuda nos momentos de dúvida e de aprendizado das técnicas necessárias a realização das etapas de trabalho.

Agradeço os servidores da UnB, professores de graduação e pós-graduação e lembro que todos fazem parte desse trabalho.

Abraços fortes nos amigos de graduação, mestrado, simpósios, congressos e viagens Mari Bege, Fernanda Calácia, Fabi Roots, Felipe Peixoto, Vitto, Munir Kossa, Zé Eduardo e Rogério Corrêa que me acompanharam e viram o desenrolar do aprendizado geológico ao meu lado.

Agradeço muito minha mãe Irene Vasco que sempre me ajuda, me apóia e incentiva nas boas escolhas, minha irmã Svetlana que me faz reavaliar tudo o que faço com seu jeito doce, aos meus primos Leo e Nana, grandes companheiros e eu meu irmão Leonardo Campos, irmão de vida.

SUMÁRIO

RESUMO	10
ABSTRACT	11
1 - INTRODUÇÃO	12
1.1 - Apresentação	12
1.2 - Objetivos	14
1.3 - Localização e vias de acesso	14
1.4 - Estrutura da dissertação	15
2 - GEOLOGIA REGIONAL	17
2.1 - Província Tocantins e Faixa de Dobramentos Brasílios	17
2.2 - Bloco Arqueano	21
2.3 - Terrenos Granito-Gnaissicos	22
2.4 - Greenstone Belts	24
2.5 - Dados geocronológicos	30
3 - AMOSTRAS E MÉTODOS	33
3.1 - Amostragem	33
3.2 - Métodos geoquímicos	33
4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	36
4.1 - Petrografia do testemunho de sondagem JOT 01	36
4.1.1 - METASSILICLÁSTICAS	44
4.1.2 - ANFIBOLITOS	47
4.1.3 - CALCISSILICÁTICAS	49
4.1.4 - TURMALINITOS	50

4.1.5	- XISTOS CARBONOSOS	52
4.1.6	- XISTOS FELDSPÁTICOS	54
4.1.7	- SOLEIRAS DIORÍTICAS	57
4.2	- Geoquímica de Elementos Terras Raras	60
4.3	- Análises isotópicas de carbono e oxigênio.....	66
4.4	Análises isotópicas de enxofre	73
4.5	Correlações locais e mundiais	74
5	- CONCLUSÕES	80
6	- REFERÊNCIAS	82

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

1 - INTRODUÇÃO

1.1- Mapa de localização e principais vias de acesso de Brasília á região do projeto	15
--	----

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1- Esboço geológico da Província Tocantins mostrando o Maciço de Goiás e as Faixas de Dobramento Brasília e Paraguai-Araguaia	18
2.2- Faixa de Dobramentos Brasileiros	19
2.3- Mapa Esquemático do Bloco Arqueano Crixás-Goiás e terrenos Greenstone Belt	21
2.4- Mapa Geológico do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	28

3 - AMOSTRAS E MÉTODOS

3.1- Fotos dos Espetrometros Delta Advanteage e Neptune ...	35
TABELA 3.1 - Amostras coletadas no JOT 01 e análises realizadas	34

4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1- Localização do local de perfuração do testemunho de sondagem JOT 01	37
4.2- Aspectos petrográficos relacionados aos 400m superiores do testemunho de sondagem JOT 01 do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	39

4.3- Aspectos petrográficos relacionados aos 400m inferiores do testemunho de sondagem JOT 01 do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	42
4.4- Figuras ilustrativas de importantes aspectos petrográficos do testemunho de sondagem analisado do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	43
4.5- Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01	47
4.6 - Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01	50
4.7- Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01	54
4.8- Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01	57
4.9 - Diagramas de Elementos Terras Raras demonstrando as diferentes assinaturas para os diferentes litotipos encontrados	63
4.10 - Coluna estratigráfica ilustrativa do testemunho de sondagem com assinaturas isotópicas de carbono, oxigênio e enxofre	69
4.11 - Perfil geológico esquemático do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	70
4.12 - Relação $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ das rochas calcissilicáticas da Formação Serra do Moinho encontradas no testemunho de sondagem JOT 01 e das rochas calcissilicáticas da Formação Boqueirão	72
4.13 - Resultados das análises isotópicas do Greenstone Belt de Crixás sem controle estratigráfico com resultados positivos circulados	75
4.14 - Correlação estratigráfica entre os Greenstone Belts de Faina, Serra de Santa Rita e Pilar de Goiás com base em análises isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ em rochas carbonáticas	76

4.15 - Reconstrução esquemática do supercontinente Gondwana mostrando crátons, cinturões dobrados e regiões com sucessões de carbonatos Paleoproterozóicos com registro da excursão isotópica Lomagundi em estrelas	78
4.16 - Excursão positiva Paleoproterozóica e mineralizações associadas	79
TABELA 4.1 Tabela com resultados analíticos de Elementos Terras Raras do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	60
TABELA 4.2 Tabela com resultados das análises de Elementos Terras Raras do Greenstone Belt de Pilar de Goiás normalizados ao Condrito	61
TABELA 4.3 Tabela com resultados das análises isotópicas de carbono, oxigênio e enxofre do Greenstone Belt de Pilar de Goiás	67

RESUMO O Maciço de Goiás tem despertado interesse crescente em função da presença de seqüências do tipo *greentone belt* que alojam importantes ocorrências e depósitos de ouro. Apresentamos neste trabalho dados de geoquímica de Elementos Terras Raras e Isótopos de Carbono, Oxigênio e Enxofre ao longo de cerca de 800 m de sondagem, que recortam as rochas superiores predominantemente metassedimentares pertencentes a Formação Serra do Moinho do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás. Análises de ETRs em conjunto com petrografia revelaram metassedimentos com assinaturas típicas de sedimentos pós-arqueanos. Carbonatos estão presentes em quase toda a extensão do testemunho, tanto como macroestrutura maciça quanto disseminada. A exceção de carbonatos maciços presentes na porção superior do testemunho, a composição isotópica do carbono dos carbonatos varia de -14 a -2 por mil, sendo que os valores mais negativos podem estar associados a trocas isotópicas com xistos carbonosos também presentes na sessão. Os carbonatos maciços da porção superior possuem $\delta^{13}\text{C}$ variando entre +6 e +9 por mil, o que representa importante anomalia isotópica positiva coeva ao Grande Evento Oxidante (GOE) de 2.1 Ga. Consideramos que os carbonatos com alto $\delta^{13}\text{C}$ encontrados em Pilar são correlacionáveis a rochas similares encontrados nos *Greentone Belts* de Crixás, Faina e Serra de Santa Rita, também pertencentes ao Bloco Arqueano Crixás-Goiás. Esta excursão positiva de carbono constitui um importante marco estratigráfico entre as seqüências superiores desses *greentones*.

PALAVRAS CHAVE: Greenstone Belt, Isótopos de Carbono, ETR, Paleoproterozóico

ABSTRACT ISOTOPE STRATIGRAPHY OF PILAR DE GOIAS' GREENSTONE BELT AND CORRELATIONS The Goiás Massif has attracted increasing interest due to the presence of greenstone belts' sequences that host major gold deposits and occurrences. In this study we present Rare Earth Elements geochemistry and Carbon, Oxygen and Sulphur isotope data of an 800m drill core that cuts the upper metasedimentary rocks of the Serra do Moinho Formation of Greenstone Belt of Pilar de Goiás. RRE analyses and with the petrographic studies revealed metasediments with typical of post Archean sediments signature. Carbonates are present in almost the entire length of the testimony, as a macrostructure that is both disseminated and massive. With the exception of massive carbonates in the testimonies upper portion, the carbonate's carbon's isotopic composition varies from -14.2 to -2.7 per mil. The most negative values are associated with isotope exchange with carbonaceous schist also present in the section. The upper massive carbonate layer show $\delta^{13}\text{C}$ values between +6 and +9 per mil, that represents an important positive isotopic anomaly that is coeval to the 2.1 Ga Great Oxidant Event (GOE). We believe that the high positive carbonates from Pilar are correlated to similar rocks from the Greenstone Belts of Crixás, Faina and Serra de Santa Rita, with also belong to the Goiás-Crixas Archean Block. This positive carbon excursion constitutes an important stratigraphic mark among the greenstone's upper sequences.

KEY WORDS: Greenstone Belt, Carbon Isotopes, RRE, Paleoproterozoic

INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação

Terrenos do tipo *Greenstone Belts* retratam uma sequência supracrustal primitiva em meio às rochas granito-gnaissicas. Estes terrenos contém os primeiros registros sedimentares e, conseqüentemente, guardam os vários segredos do ambiente, tectônica e da atmosfera terrestre naquele momento.

A história de sedimentação de um *greenstone belt* pode ser subdividida em dois momentos principais: um retrata eventos vulcânicos com a colocação de rochas da sequência vulcano-sedimentar na base destes sedimentos; e posteriormente a instalação de ambientes sedimentares diversificados, que variam de marinhos a continentais, o que torna estas rochas excelentes para o estudo de condições paleoclimáticas.

O uso da caracterização isotópica é crescente e vem produzindo excelentes resultados em estudos realizados por todo mundo. Diversos autores utilizam isótopos de carbono, oxigênio, enxofre, nitrogênio com o objetivo de correlação estratigráfica, estudos paleoclimáticos e paleoambientais, entre outros. Porém este estudo apresenta melhor eficácia quando integrado a estudos petrográficos que irão responder às possíveis anomalias e alterações nos resultados isotópicos.

O recente crescimento mundial dos estudos do paleoclimatologia, em especial da transição Neoarqueano – Paleoproterozóico com uso de isótopos, aliados ao potencial metalogenético destas rochas supracrustais e a possível elaboração de uma ferramenta de prospecção mineral com base no controle estratigráfico, juntamente com a possibilidade de corroborar os estudos sobre o período de deposição de rochas carbonáticas do período de transição Arqueano - Paleoproterozóico por correlação isotópica com rochas similares de todo o mundo, promovem um grande estímulo na execução deste trabalho.

Os terrenos *Greenstone Belts* do estado do Goiás possuem ocorrências auríferas cuja exploração data da época dos bandeirantes. Este tipo de sequência é conhecida por conter diversas ocorrências minerais e, conseqüentemente, várias empresas mineradoras e garimpos se instalaram sobre as rochas dos *Greenstone Belts* do Bloco Arqueano Crixás-Goiás.

Estudos prévios durante as décadas de 80 e 90 dos *Greenstone Belts* da região do Bloco Arqueano Crixás-Goiás haviam sugerido que os mesmos foram depositados durante o Éon Arqueano. No entanto estudos de Fortes (2004) e Jost (2010), entre outros, evidenciaram que a parte superior, referente aos metassedimentos destas sequencias, não era de idade Arqueana, mas Paleoproterozóica. Fortes (2004) e Resende (1999) também observaram que os *greenstone belts* de Crixás, Faina e Serra de Santa Rita apresentavam anomalias isotópicas de ^{13}C , deixando em aberto uma possível relação entre os mesmos.

A oportunidade de estudo das características isotópicas do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás surge a partir do testemunho de sondagem estratigráfico executado pela empresa de exploração mineral Yamana Gold que atravessou aproximadamente 900 metros de metassedimentos do topo da coluna estratigráfica da região, possibilitando a obtenção de uma amostragem contínua de rochas inalteradas e, conseqüentemente, a execução de um estudo de correlação entre este e os demais *greenstone belts* previamente citados do Bloco Crixás-Goiás.

Juntamente com os estudos isotópicos de Carbono e Oxigênio executamos estudos isotópicos de Enxofre para melhor esclarecimento tanto das condições de sedimentação que ocorreram nestes *greenstones*, quanto para estudo das misturas isotópicas oriundas de fluidos magmáticos e metamórficos durante os eventos tectônicos que integram a história geológica desses terrenos. Análises de Elementos Terras Raras foram incorporados ao trabalho visando facilitar a interpretação das diferentes condições de deposição, interações com fluidos variados, idade e proveniência dos materiais estudados.

Desta forma, ao final do presente trabalho geramos curvas de variação isotópica de carbono e oxigênio nas sequências supracrustais desses *greenstones*, bem como definimos marcos estratigráficos (deposicionais) que

possibilitam a correlação estratigráfica entre os *greenstones*. Além disso podemos obter um bom leque de observações a partir dos estudos geoquímicos sobre condições paleoclimáticas, ambientes deposicionais e interações entre fluidos que ocorreram nos diferentes litotipos da região.

1.2 - Objetivos

A presente dissertação tem como objetivo principal a geração de perfis de estratigrafia isotópica visando à correlação entre as rochas supracrustais do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás com os demais terrenos *greentone* do Goiás e de outras partes do mundo. Essa abordagem possibilitará identificar unidades cronocorrelatas, o que é de suma importância para a compreensão geológica desses terrenos, considerando a dificuldade de datação de rochas metassedimentares. O detalhamento da estratigrafia desses *greenstones* possibilitará definir melhor o posicionamento de depósitos auríferos, constituindo assim uma importante ferramenta de prospecção.

1.3 – Localização e vias de acesso:

A área do projeto, onde está situado o Bloco Arqueano Crixás-Goiás está situada na porção noroeste do estado de Goiás a oeste a BR-153 (Belém Brasília). Situa-se próximo das cidades de Pilar de Goiás, Crixás, Guarinos, Faina e Goiás Velho. As principais vias de acesso à região do projeto, a partir de Brasília é a BR-070 que liga Brasília a cidade de Goiás Velho. Na parte noroeste deste bloco encontra-se o *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, mais especificamente entre as coordenadas geográficas 45°40” a 45°30” Latitude e 14°30” a 14°50” Longitude.

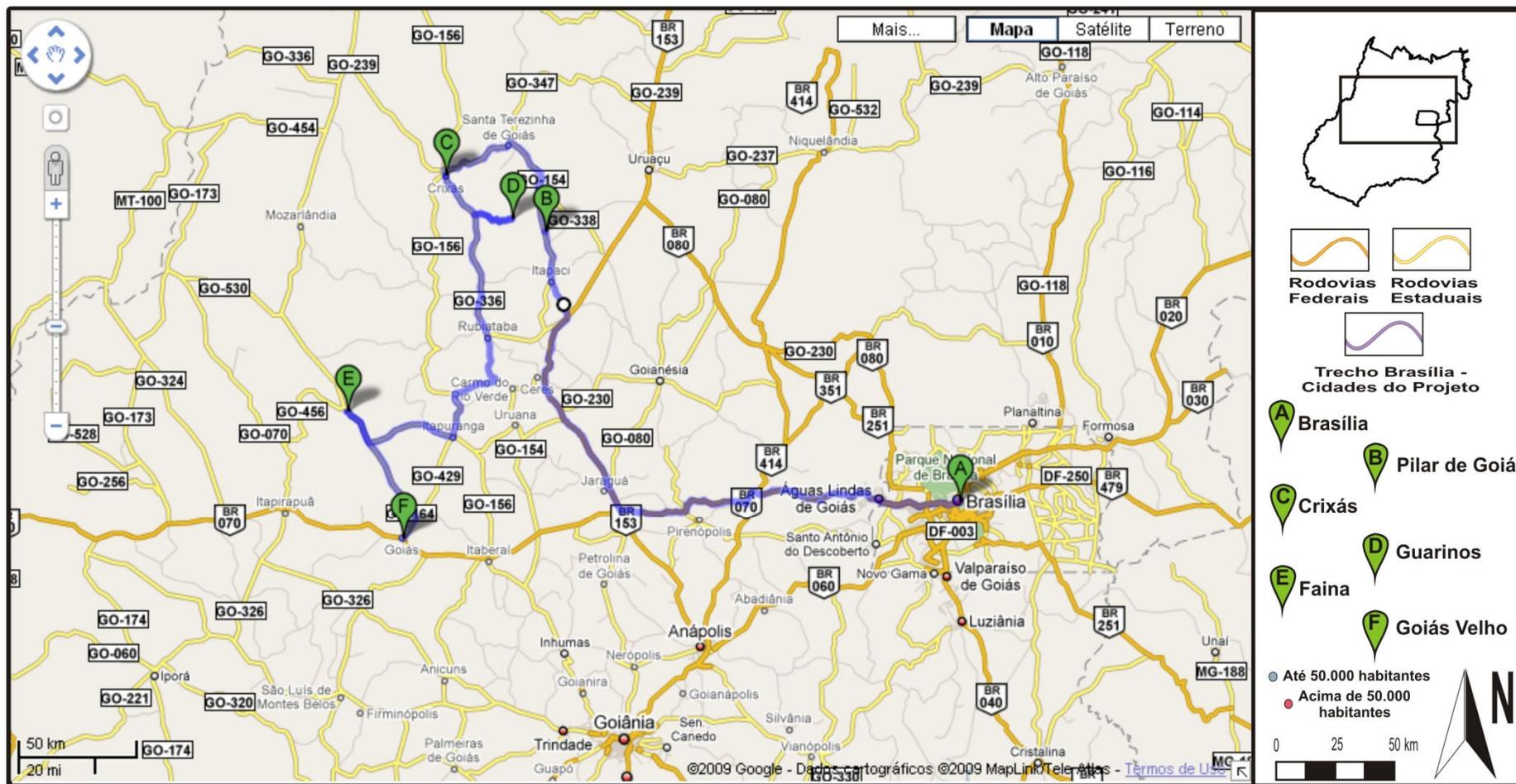


Figura 1 - Mapa de localização e principais vias de acesso de Brasília à região do projeto.

1.4 – Estrutura da Dissertação

Este estudo foi dividido em 7 capítulos visando a melhor execução e compreensão do mesmo. No primeiro capítulo introduzimos o leitor na idéia do projeto, de correlacionar as sequências metassedimentares Paleoproterozóicas dos *greenstone belts* do Bloco Arqueano Crixás-Goiás. Neste capítulo descrevemos os procedimentos de amostragem e a metodologia geoquímica empregada e como está dividido o relatório de conclusão. O capítulo de Geologia Regional foi confeccionado para o entendimento da Geologia e Tectônica dos terrenos envolvidos no estudo e como estes se situam no contexto geológico local, assim como para melhor relacionar o *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás com os demais terrenos da região, estudados previamente. O Capítulo de Resultados e Discussões apresentará a petrografia do testemunho de sondagem, os resultados das análises geoquímicas de Elementos Terras Raras e Isótopos de Carbono, Oxigênio e Enxofre, além de interpretar e relacionar os resultados obtidos e compará-los com dados prévios publicados pelos diversos autores que estudaram a região. O capítulo de conclusão integrará os estudos, apresentando os argumentos necessários para consolidar este trabalho. Por fim o capítulo de Referencias irá expor em ordem alfabética todos os autores estudados para a execução do presente trabalho.

Geologia Regional

2.1 – Província Tocantins e Faixa de Dobramentos Brasileiros

A área do presente estudo está inserida na Província Tocantins (Almeida, 1977), mais especificamente no Maciço de Goiás, região central do Brasil (Figura 2.1). Esta província representa uma importante faixa orogenética Brasileira originada pela junção dos crátons Amazônico e do São Francisco e, possivelmente, de um terceiro bloco cratônico, o Bloco Paranapanema, encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Esse episódio, que resultou na formação da Província Tocantins, é relacionado ao ciclo Brasileiro (Valeriano *et al.*, 2004).

A Província é constituída por terrenos de várias idades, do Arqueano ao Neoproterozóico, e compartimentada em zona cratônica e em três faixas de dobramentos: Brasília, Araguaia e Paraguai. A faixa Brasília se desenvolveu a oeste do Cráton São Francisco, com vergência e transporte tectônico em direção a esse cráton. As faixas Araguaia e Paraguai, a leste e a sudeste/sul respectivamente do Cráton Amazônico, possuem por sua vez vergência e transporte tectônico em direção a esse cráton.

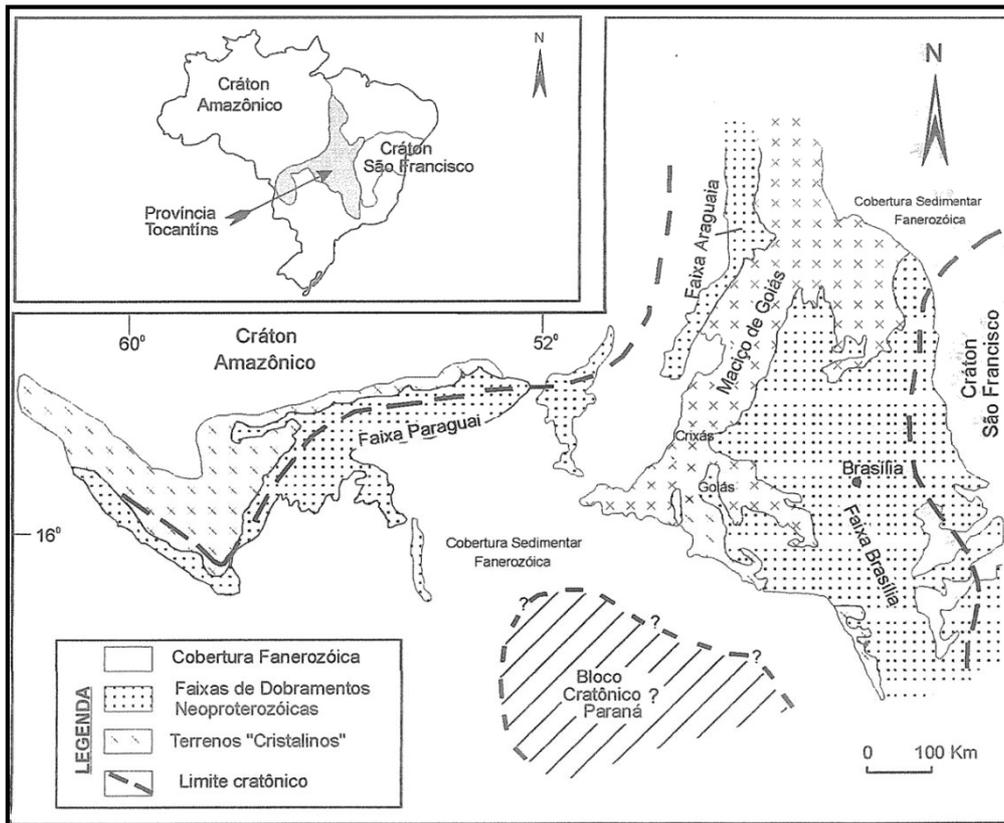


Figura 2.1- Esboço geológico da Província Tocantins mostrando o Maciço de Goiás, e as Faixas de Dobramento Brasília e Paraguai-Araguaia (Pimentel *et al.*, 1997).

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) (Figura 2.2) ocupa a porção leste da Província Tocantins e se estende por aproximadamente 1.100 km na direção N-S. É formada por unidades de rochas supracrustais depositadas e deformadas sobre a borda oeste do Cráton São Francisco, com metamorfismo e deformação progressivamente mais intensos para o oeste. A faixa possui os seguintes compartimentos principais (Fuck, 1994): Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás. Ao longo de seu eixo norte-sul, a FDB é dividida pela Sintaxe dos Pirineus (Araújo Filho, 2000) em dois ramos tectônicos com orientação distintas: a Faixa Brasília Setentrional (NE) e a Faixa Brasília Meridional (NW).

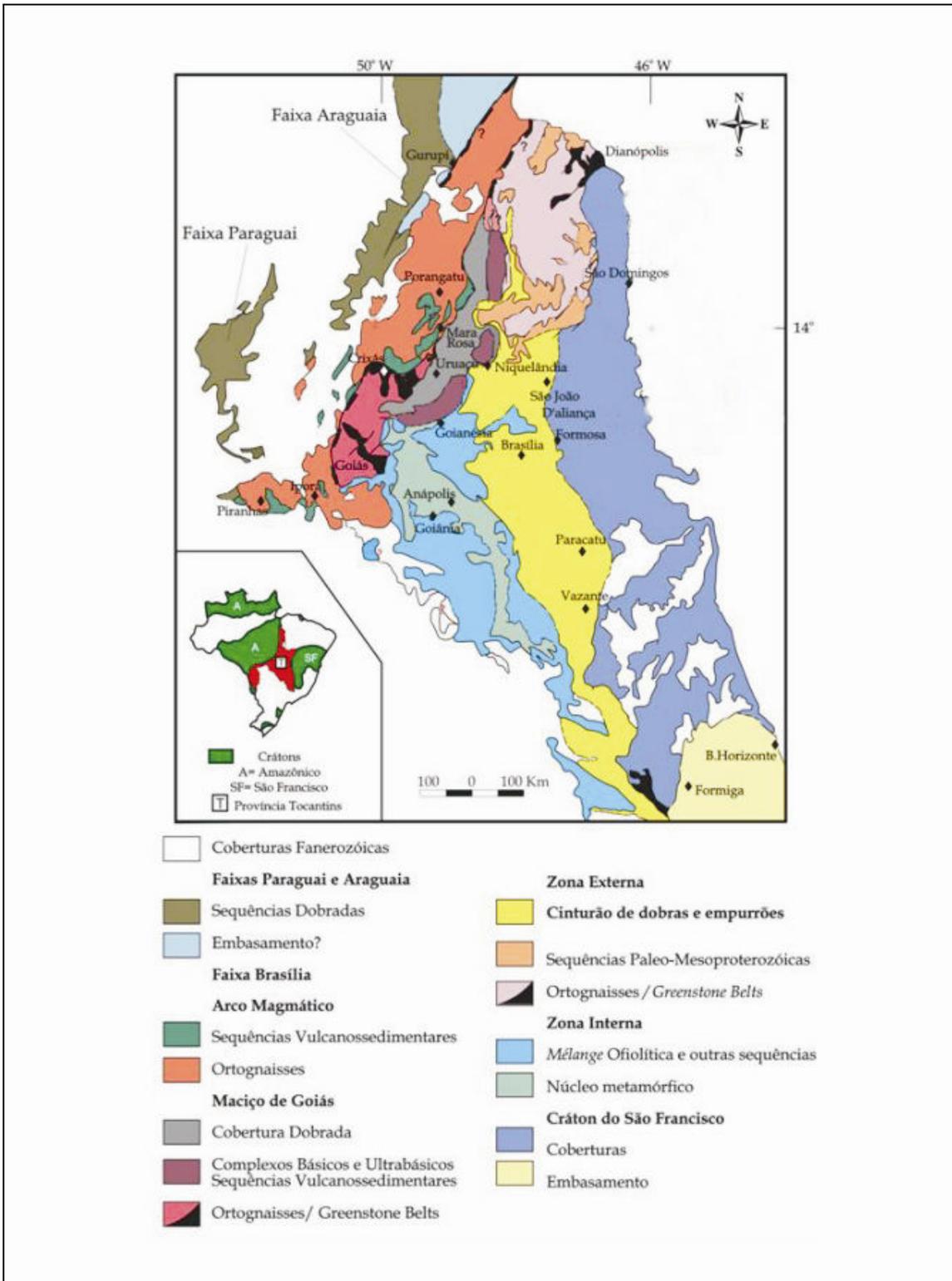


Figura 2.2 - Faixa de Dobramentos Brasileiros

Os *Greenstone Belts* do Goiás localizam-se no Maciço de Goiás, posicionados na Faixa Setentrional da FDB. Esse maciço é formado por um conjunto de rochas de origem e idades distintas que, provavelmente, teriam

atuado como um micro-continente durante a orogênese brasileira (Fuck, 1994). Na porção oeste desse Maciço ocorrem os Complexos Máficos-Ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava, que são intrusões acamadadas do Paleoproterozóico (Ferreira Filho *et al.*, 1998) afetados por metamorfismo de alto grau, de fácies anfíbolito a granulito, há 780 Ma. Para oeste, os Complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava estão em contato com as sequências vulcano-sedimentares: de Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, respectivamente. As idades das séries superiores e inferiores desses complexos são ainda motivos de controvérsia. As idades de 1.25 e 1.3 Ga para a série superior são interpretadas por alguns autores como de cristalização magmática e por outros como de recristalização metamórfica (Pimentel *et al.*, 2004b). Já a série inferior tem duas idades interpretadas como de cristalização do magma original: ca. 2.0 Ga (Fuji, 1989) de 0,8 Ga (Pimentel *et al.*, 2004b). A oeste desses terrenos afloram rochas do Grupo Serra da Mesa, formadas por uma sequência metassedimentar neoproterozóica que margeia a porção oeste do Arco Magmático de Goiás. O *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, foco do presente trabalho, localiza-se no Bloco Arqueano de Crixás-Goiás, que está posicionado na porção sul do Maciço de Goiás. Complexos granito-gnaíssicos ocupam cerca de 80% do segmento arqueano do Maciço e consistem de ortognaisses e intrusões tonalito-granodioríticas.

2.2 – Bloco Arqueano

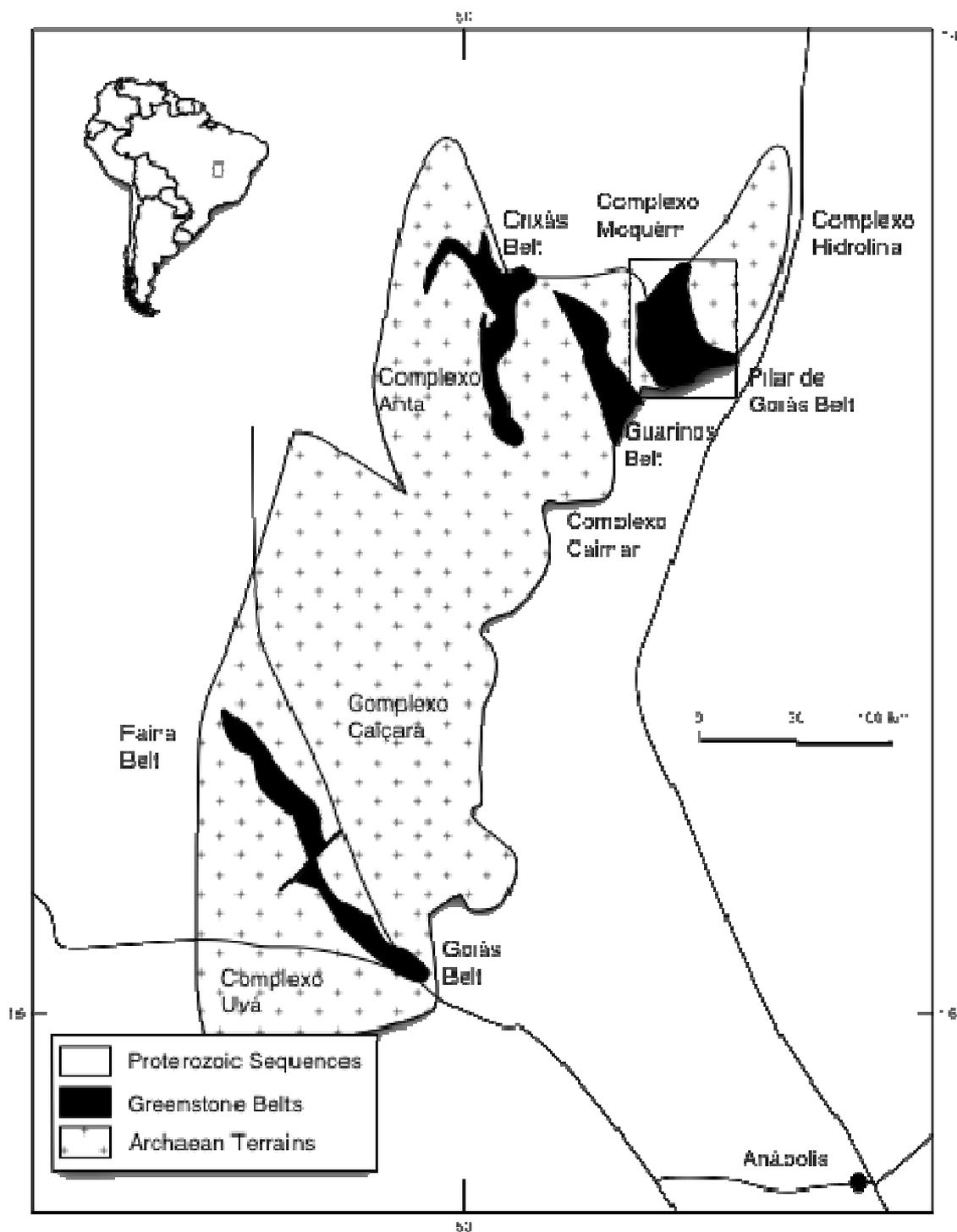


Figura-2.3 Mapa esquemático do Bloco Arqueano Crixás-Goiás e terrenos *Greenstone Belt*.

O Bloco Arqueano do Maciço Mediano de Goiás (Figura 2.3) abrange uma área de 18.000 km² do setor meridional do Maciço de Goiás (Almeida *et al.*, 1977; Fuck *et al.*, 1993; Fuck 1994). Esse bloco consiste principalmente dos seguintes terrenos: i) Complexos Granito-Gnáissicos de Hidrolina, Moquém, Caiamar, Anta, Caiçara e Uvá e ii) *Greenstone Belts* de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Faina e Goiás (Serra de Santa Rita)(Figura 2.3). Ele tem formato aproximadamente oval, orientação principal NE-SW e é limitado por estruturas tectônicas (Jost, 2008). A norte o Bloco Arqueano está em contato com rochas do Arco Magmático de Goiás, a sul e sudeste se limita com uma estreita faixa de supracrustais da região de Mossâmedes, a leste com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, a nordeste com o Grupo Serra da Mesa e a sudoeste e noroeste está limitado pelas rochas das zonas de cisalhamento Moiporá - Novo Brasil e Transbrasiliano (Pimentel, 1997).

2.3 – Terrenos Granito-Gnáissicos

De forma geral os Complexos são compostos por gnaiesses tonalíticos a granodioríticos, subordinadamente graníticos. Em todos os complexos são encontrados diques e stocks de diabásio, dolerito e, por vezes, ultramáficas (Pimentel *et al.*, 2004). Uma variedade de corpos menores constituem os complexos e, estruturalmente, são caracterizados por uma foliação paralela aos seus limites com mergulho sob os terrenos *greenstones*.

O Complexo Anta limita-se a leste com o *Greenstone Belt* de Crixás, com o Complexo de Caiamar e com metassedimentos do Grupo Serra da Mesa e à norte e oeste com o Arco Magmático de Goiás. A sul faz limite com o Complexo Caiçara, nas proximidades do rio Tesouras, separados por uma estreita faixa de rochas metaltramáficas (Sousa *et al.*, 2008). Consiste numa associação de granitos, tonalitos e granodioritos, homogêneos e em geral leucocráticos, médios a grossos, por vezes porfiríticos, com textura granular ígnea, localmente mirmequítica nos granodioritos (Vargas,1992).

O Complexo Caiçara limita-se a sul com os *Greenstone Belts* de Faina e Serra de Santa Rita. A norte faz limites com o complexo Anta através de uma

estreita faixa de rochas metaultramáficas. É o menos conhecido dos complexos do Bloco Arqueano, descrito nos mapas regionais como gnaissé indiferenciado. Estudos recentes mostram composição variando em sua maioria entre tonalitos e granodioritos, médios a grossos, textura variando de granular ígnea a regiões bandadas na parte nordeste. Composição granítica ocorre subordinadamente. Uma suíte charnoquítica na porção oeste do complexo também é descrita (Sousa *et al.*, 2008).

O Complexo Uvá situa-se no sul do Maciço de Goiás e tem como limite a norte e nordeste rochas dos *greenstone belts* de Goiás e Faina, a leste rochas da porção interna da Faixa Brasília, a oeste com a zona de cisalhamento Maiporá-Novo Brasil e a sul com as rochas da sequência Serra Dourada. Composto por dois domínios principais (Jost *et al.*, 2005), Gnaissé Rio do Índio, onde ocorrem gnaisses dioríticos, tonalíticos e granodioríticos polideformados, e Gnaissé Rio Vermelho, formado de intrusões tabulares de monzogranitos e tonalitos, intrudidos por muscovita granito de idade Brasileira. Alguns diques máficos cortam este complexo.

O Complexo Caiamar é limitado a leste pelo *Greenstone Belt* de Guarinos e a oeste pelo *Greenstone Belt* de Crixás. A norte faz limite com rochas do Arco Magmático de Goiás ao longo da Zona de Cisalhamento Mandinópolis e a sul com o Complexo Anta. Jost *et al.*, (1994) subdivide o complexo de norte para sul em Gnaisses Crixás Açú, Tonalito Tocambira e Gnaisses Águas Claras sendo que todos são intrudidos por diques máficos anfibolitizados. Este complexo é composto por gnaisses de granulação média a grossa, composição tonalítica e bandamento composicional polideformado, localmente porfirítico.

O Complexo Moquém limita-se a leste pelo *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, a oeste pelo *Greenstone Belt* de Guarinos, a norte com rochas do Arco Magmático de Goiás e a sul com rochas do Grupo Serra da Mesa. Este bloco contém gnaisses granodioríticos a tonalíticos, stocks tonalíticos e intrusões máficas e ultramáficas. São gnaisses granodioríticos, leucocráticos, médios a grossos, bandados e em geral com foliação e lineação de estiramento proeminentes (Jost *et al.*, 2001). Neste bloco ocorrem também intrusões de diques máficos que em enxames na porção sul (Jost *et al.*, 1994b) e intrusões maiores na porção norte (Lacerda & Lima Júnior, 1996).

O complexo Hidrolina limita-se a sudoeste com o *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, em contato suavemente curvo, a noroeste norte e nordeste está em contato com rochas do Arco Magmático de Goiás, a leste limita-se com rochas do Grupo Serra da Mesa. É composto por granodioritos com pouca variação textural e composicional, com o predomínio de granodiorito isotrópico, médio a grosso, localmente foliado (Kuyumjian *et al*, 2004). Diques e stocks de rochas máficas ocorrem ao longo de zona de cisalhamento de direção N60°W na metade meridional do complexo.

2.4 – *Greenstone Belts*

Os *greenstone belts* do Bloco Arqueano ocorrem em cinco faixas divididas em dois grupos distintos, a norte a sul do Bloco. O grupo norte é composto pelos *greenstones* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, que é alvo de estudo desta pesquisa. Os *greenstones* de Faina e Goiás compõem o grupo sul. Estas faixas possuem comprimento variável de 40 a 100km e largura média de 6km. A sua geometria é linear, curva ou irregular e determinada pela natureza dos contatos com os terrenos granito-gnáissicos adjacentes (Jost, 2008).

Os *greenstones belts* possuem em geral dois compartimentos: um basal, onde dominam rochas metavulcânicas; e um superior, onde dominam rochas sedimentares. As metavulcânicas desses *greenstones* são semelhantes entre si, o que contrasta com as significativas diferenças nas sequências metassedimentares (Pimentel *et al.*, 2000)

As sequências metavulcânicas são formadas por metakomatiitos seguidos por metabasaltos. Os metakomatiitos e metabasaltos foram caracterizados pelas estruturas primárias preservadas descritas por Teixeira *et al.* (1981) e Kuyumjian & Teixeira (1982) em Crixás, por Jost *et al.* (1995) em Guarinos, Danni *et al.* (1986) em Pilar de Goiás e por Teixeira (1981), Danni *et al.* (1981), Tomazzoli (1985) e Profuma (1993) na Serra de Santa Rita. Os metakomatiitos podem apresentar texturas spinifex e cumulática, almofadas,

disjunções poliedreias e brechas de fluxo, assim como valores de MgO de 18,7 a 39,2% (Kuyumjian & Jost., 2005).

Essas rochas são agrupadas nas formações Córrego Alagadinho (Crixás), Serra do Cotovelo (Guarinos), Córrego Fundo (Pilar de Goiás) e Manoel Leocádio (Goiás e Faina).

Associadas aos komatiitos, e predominantemente na porção superior das sequências metavulcânicas, ocorrem metabasaltos caracterizados por estruturas como almofadas, varíolas, vesículas e orbículas. Essas rochas são agrupadas nas formações Rio Vermelho (Crixás), Serra Azul (Guarinos), Cedrolina (Pilar de Goiás) e Digo-Digo (Goiás e Faina). Intercalados às rochas metavulcânicas ocorrem metacherts, formações ferríferas e manganesíferas bandadas e xistos carbonosos. As unidades ferríferas ocorrem tanto em fácies óxido, nas quais ocorrem proporções variáveis de quartzo recristalizado, magnetita e hematita, como em silicato, nas quais dominam quartzo e grunerita.

As sequências metassedimentares compreendem as formações Ribeirão das Antas (Crixás), São Patricinho, Aimbé e Cabaçal (Guarinos), Boqueirão e Serra do Moinho (Pilar de Goiás), Fazenda Paraíso (Serra Santa Rita) e Forna Rica (Faina).

Em Crixás, a Formação Ribeirão das Antas é composta por xistos carbonosos e margas intercaladas, quartzo-clorita-muscovita-granada-xistos e xistos feldspáticos sotopostos. O contato das rochas metabasálticas com a Formação Rio Vermelho é descrita como gradacional (Kuyumjian, 1981; Jost e Oliveira, 1991 e Theodoro, 1995). Os xistos carbonosos indicam atividade orgânica, como demonstrada por estudos de isótopos estáveis de C (Fortes *et al.*, 1995 e Fortes, 1996), e incluem lentes e camadas maciças, laminadas, brechadas ou margas oolíticas interpretadas como de atividade algal, (Fortes, 1991 e Theodoro, 1995).

Fortes (não publicado) apresenta dados com grande variação isotópica em xistos carbonosos e mármores no *Greenstone Belt* de Crixás, com valores $\delta^{13}\text{C}$ negativos relacionados a trocas entre carbonatos e matéria carbonosa e valores $\delta^{13}\text{C}$ positivos relacionados à deposição direta, sem alterações posteriores causadas por diagênese ou metagênese, e por esse motivo, passível de se estender a áreas além do *Greenstone Belt* de Crixás.

Em Guarinos os metassedimentos estão representados por metagrauvacas com intercalações de filito clorítico, formações ferríferas e manganésíferas bandadas e filitos carbonosos de distribuição restrita (Danni 1988, Jost & Oliveira 1991, Jost et al. 1994). A natureza carbonosa dos filitos foi considerada como diagnóstico do predomínio de condições redutoras e quiescentes nos estágios finais da evolução desse cinturão (Danni, 1988). Os metassedimentos químicos (Jost & Oliveira, 1991) foram reunidos na Formação Aimbé, enquanto os metassedimentos detríticos e carbonosos na Formação Cabaçal.

Em Pilar de Goiás as rochas metavulcânicas básicas são sobrepostas por metassedimentos químicos da Formação Boqueirão, constituídos na base por metacherts puros, os quais gradam para um conjunto de rochas calcissilicáticas. O topo da sequência é constituído por xistos quartzo-feldspáticos e lentes ultramáficas intercaladas com metassedimentos químicos e detríticos ricos em material carbonoso, pertencentes à Formação Serra do Moinho.

No *Greenstone Belt* de Serra de Santa Rita (Resende, 1999), ocorre o Grupo Fazenda Paraíso, subdividido da base para o topo em Formação Fazenda Limeira e Formação Fazenda Cruzeiro. A Formação Fazenda Limeira é composta por pacotes de xistos carbonosos com intercalações de bancos centimétricos a métricos de metapelitos puros ou de metacherts. Também apresentam rochas de origem química composicionalmente variadas, eventualmente com contribuição detrítica. Formações ferríferas, mármore, com calcita ou calcita e dolomita, ora maciços, ora bandados, também são comuns nessa formação. Sobrepondo a Formação Fazenda Limeira encontra-se a Formação Fazenda Cruzeiro, também descrita por Resende (1999). Esta é composta por metarritmitos com níveis de quartzito arcoseano ou micáceo que transicionam para níveis de metapelito.

O *Greenstone Belt* de Faina (Resende, 1999) é composto pelo Grupo Furna Rica, dividido em Formação Fazenda Tanque, Formação Serra de São José e Formação Córrego do Tatu. A Formação Fazenda Tanque é constituída na base por uma sucessão de ortoquartzitos e quartzitos conglomeráticos, localmente com lentes de metaconglomerado, sobrepostos por metapelitos com variadas proporções de quartzo, muscovita, clorita e por vezes também de feldspato. Acima destes ocorre filito carbonoso, que transiciona para formações ferríferas bandadas de fácies óxido e metachert. A Formação Serra São José é composta por ortoquartzitos e quartzitos arcoseanos com raras estratificações cruzadas, contendo lentes de calcixisto e dolomita mármores que transicionam para metachert, metachert ferrífero e formações ferríferas de fácies óxido. Acima ocorrem metapelitos, ora mais ricos, ora mais pobres em quartzito fino. A Formação Córrego do Tatu é composta de dolomita mármores puros, com fácies laterais de dolomita mármores impuros, geralmente quartzo-feldspáticos. Sobrepondo os mármores encontram-se formações ferríferas bandadas da fácies óxido.

Resende(1999) obteve dados isotópicos com valores anormalmente positivos de $\delta^{13}\text{C}$ tanto no *Greenstone Belt* de Serra de Santa Rita (Fm. Fazenda Limeira) como no *Greenstone Belt* de Faina (Fm. Serra de São José). Estes dados serão correlacionados com os obtidos neste trabalho.

Dados Geocronológicos Rb/Sr, K/Ar e Ar/Ar feitos por Fortes (1995) em rochas da Formação Ribeirão das Antas sugerem um pico de metamorfismo em 550 Ma, o que indica a influência do Ciclo Brasileiro nestas rochas.

***Greenstone Belt* de Pilar**

O *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás localiza-se na extremidade nordeste do Bloco Arqueno Crixás-Goiás e é formado por rochas que se estendem por uma faixa de aproximadamente 40 km segundo a direção N10°-20°W (Figura 3.4). O *greenstone* limita-se a leste com o Complexo de Hidrolina e a oeste com os gnaisses do Complexo do Moquém. Na sua porção meridional, as rochas encontram-se encobertas pelos metassedimentos

proterozóicos do Grupo Araxá, enquanto sua porção norte está em contato com as rochas vulcanossedimentares da sequência Mara Rosa (Pulz, 1995).

À semelhança de outros *greenstones* da região, a sucessão basal é caracterizada por metakomatiitos e metabasaltos (Formações Córrego Fundo e Cedrolina), enquanto que a superior é dominada por metassedimentos das formações Boqueirão e Serra do Moinho (Jost e Oliveira, 1991).

A Formação Córrego Fundo é descontínua, possui cerca de 900 metros de espessura (Jost & Oliveira, 1991) e é representada por derrames ultramáficos transformados em serpentinitos e xistos com talco, tremolita, clorita, serpentina e carbonato. Os intervalos entre os derrames são marcados por intercalações de formações ferríferas bandadas. Localmente, esta sequência preserva algumas feições primárias (Danni 1988, Jost & Oliveira 1991), como a textura spinifex em peridotitos ao norte de Hidrolina.

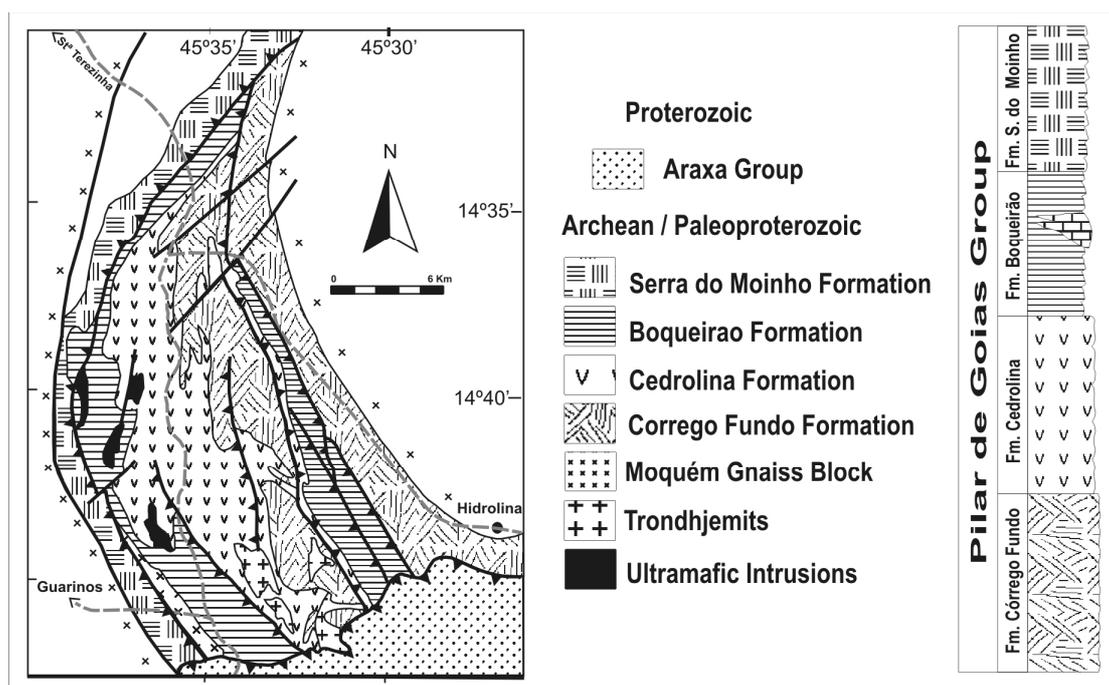


Figura 2.4 - Mapa Geológico do Greenstone Belt de Pilar de Goiás

A Formação Cedrolina compreende rochas vulcânicas basálticas com intervalos de formações ferríferas, gonditos e metacherts; subordinadamente ocorrem filitos carbonosos (Pulz, 1995). As rochas metavulcânicas básicas são tectonicamente sobrepostas por metassedimentos químicos da Formação Boqueirão. Essa unidade é constituída na base por metacherts puros,

localmente da fácies óxido, que transicionam para as fácies sulfeto e carbonato. Essas rochas, por sua vez, transicionam para um conjunto de rochas calcissilicáticas que edificam a Serra do Boqueirão.

Na parte superior do *greenstone* de Pilar ocorrem as rochas da Formação Serra do Moinho, constituídas de xistos quartzo-feldspáticos, derrames basálticos e lentes ultramáficas intervaladas com metassedimentos químicos e detríticos ricos em material carbonoso. A origem dos xistos quartzo-feldspáticos é motivo de debate entre diversos autores. Por exemplo, há aqueles que defendem um caráter tufáceo, de natureza ácida a intermediária (ignimbritos) para essas rochas (Danni & Ribeiro 1978; Danni *et al.*, 1982; Dani & Jost 1986). Esses autores se baseiam em dados de campo (estratificação incipiente) e critérios petrográficos (restos de K-feldspato e cristais de quartzo com feições ígneas). Outros autores interpretam a unidade de xistos feldspáticos como derivados de metagrauvacas (Jost & Oliveira, 1991). Nesta sucessão foram descritas intercalações de granada-cloritóide-xistos, com proporções variáveis de turmalina, sericita-xistos magnéticos e lentes de filito carbonoso ou manganésífero (Ribeiro Filho, 1984; Danni, 1988). Por toda a área de Pilar de Goiás a Hidrolina, as supracrustais arqueanas foram intrudidas por granitóides de dimensões variáveis. A intrusão desses granitóides deixou impressas auréolas de metamorfismo de contato sobre as supracrustais como exemplificam os cristais de tremolita pós-tectônicos desenvolvidas nas rochas ultrabásicas, na estrada que liga Pilar de Goiás a Guarinos (Pulz, 1995).

As ocorrências auríferas foram descritas por Ribeiro Filho (1984), que advoga que a camada de sericita-quartzo-xisto com magnetita, granada e, por vezes, cloritóide, detém as ocorrências de ouro. Essa camada ocorre ao longo da Serra do Moinho, segundo N10°-20°W, com marcas de lavra antiga e recente num trecho de 10km (Pulz, 1995). As escavações são descontínuas, sugerindo uma variação lateral dos teores de ouro, alternando-se rochas com concentrações apreciáveis e outras zonas com teores mais baixos ou até mesmo estéreis. As ocorrências de ouro na área de Pilar de Goiás foram interpretadas como similares àquelas formadas por processos exalativos de fundo oceânico, entre as etapas de quiescência do vulcanismo e início da sedimentação (Danni & Ribeiro, (1978); Danni, (1988); Ribeiro Filho, (1984). Além do forte controle estratigráfico, Ribeiro Filho (1984) destacou a

importância dos processos metamórficos e estruturais na remobilização e reconcentração do minério aurífero.

2.5 – Dados Geocronológicos

Os *Greenstone Belts* do Goiás foram fracamente estudados em relação a sua idade e não possuem forte correlação entre as unidades metassedimentares, mas sempre foi colocada a possibilidade destes terrenos terem sido formados sincronicamente, porém não existem dados que concretizem este fato.

Os komatiitos de Crixás foram os únicos datados sendo utilizado isócronas Sm-Nd resultando em idades de 2825 ± 98 Ma e Pb/Pb em rocha total de 2728 ± 140 Ma (Arndt *et al.*, 1989). Fortes *et al.* (2003) datam estes mesmos komatiitos com Sm-Nd em rocha total em 3.00 ± 0.07 Ga. Apesar de serem os únicos datados, acredita-se que os demais metakomatiitos do Bloco Arqueano Crixás-Goiás sejam sincrônicos a estes.

Nos metassedimentos dos *greenstones* da parte norte do bloco foram obtidos dados geocronológicos que geraram idades-modelo Sm-Nd de rochas calcissilicáticas de ~ 2.0 Ga no *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás. Em Crixás foram obtidas idades U-Pb de zircão detrítico de 3354 ± 40 Ma a 2209 ± 28 de metagrauvacas (Jost *et al.*, 2008). No *Greenstone Belt* de Guarinos foram obtidas duas populações de idades em zircão da matriz da formação ferrífera da base do pacote sedimentar, uma com idade de 2627 ± 19 Ma e outra com intercepto superior de 2232 ± 39 Ma (Jost *et al.*, 2008).

Idades modelo de 2.2 Ga em galena (Pulz, 1995) e idades U-Pb SHIRIMP e TIMS de 2.15 Ga (Queiroz, 2000) de zircão de soleiras félsicas, ambos relacionados a ocorrências auríferas na borda oeste do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, junto com idades 2.15 Ga (Tassinari *et al.*, 2006) em zircão hidrotermal do depósito aurífero de Crixás, indicam uma sedimentação mais nova que 2.2 Ga e mais velha do que 2.15 Ga.

Nos metassedimentos são encontradas idades distintas entre os terrenos *greenstones* da porção sul e da porção norte. Aparentemente os

terrenos *greenstones* do sul possuem área fonte mais antiga, isto é indicado pelas idades-modelo Nd variando entre 3.67 a 2.60 Ga com predomínio entre 2.90 a 2.60 Ga para as rochas da Formação Fazenda Paraíso na Faixa Goiás e idades-modelo Nd variando predominantemente de 3.16 a 2.76 Ga (Resende 1999). Já no *Greenstone Belt* de Crixás na porção norte idades modelo de 2.5 a 2.3 Ga foram obtidas (Fortes *et al.*, 2003). Estas idades modelos distintas não descartam a possibilidade de uma deposição cronocorrelata entre os *greenstones* do norte e do sul se esta for mais jovem que 2.3 Ga.

Em recente trabalho dados geocronológicos U-Pb SHRIMP dos Complexos Granito-Gnaissicos Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina foram compilados em razão do estudo da evolução do Bloco Arqueano Crixás-Goiás. O complexo Anta mostra idade de cristalização de 2820 ± 6 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em gnaiss granodiorítico. Idades mais velhas também foram obtidas para este complexo com 3174 ± 4 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a 2848 ± 6 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ interpretadas como zircão herdado, sugerindo contaminação do magma granodiorítico por crosta siálica antiga (Queiroz *et al.*, 2008). Ainda no Complexo Anta, na suíte granítica Chapada, Queiroz *et al* obtiveram idades de 2797 ± 7 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

No complexo Caiamar três estudos geocronológicos referentes às três principais unidades foram realizados por Queiroz *et al.* (2008). O primeiro realizado no Gnaiss Águas Claras gerou idade de 2844 ± 7 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, o segundo realizado no Tonalito Tocambira mostram dois grupos, um com 2842 ± 6 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e outro com 2737 ± 3 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, interpretados como reequilíbrio isotópico parcial dos grão de zircão durante deformação e metamorfismo que atuou na região do bloco arqueano (Queiroz *et al.*, 2008). O terceiro foi realizado no Gnaiss Crixás Açú, revelando idades 2817 ± 6 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ indicando idade mínima de cristalização do protolito Tonalito.

Os granodioritos, granitos e gnaisses tonalíticos do Complexo Moquém revelaram idades de cristalização de 2711 ± 3 Ma, 2709 ± 6 Ma e 2707 ± 4 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Queiroz *et al.*, 2008). No Complexo Hidrolina foram obtidas idades de cristalização 2785 ± 5 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em gnaiss granodiorito (Queiroz *et al.*, 2008).

No Complexo Uvá, a idade de cristalização do protolito ígneo de 2934 ± 5 Ma foi obtida para o Gnaiss diorítico Rio do Indio (Pimentel *et al.*, 2003). Já para as rochas metaígneas do Domínio Rio Vermelho foi obtida idade $2564 \pm$

31 Ma (Jost *et al.*, 2005). Entretanto, novos dados U-Pb em zircão pelo método LA-ICP-MS revelaram que os gnaisses do domínio Rio do Índio datam de 2931 ± 31 Ma e os do Rio Vermelho de 2846 ± 47 e 2876 ± 11 Ma (Jost *et al.*, não publicado)

Recentemente, Jost (não publicado) obteve idades em cristais de zircão detrítico de 2178 ± 19 Ma. a $3250 \text{ Ma} \pm 19$ Ma em grauvacas da base da Formação Serra do Moinho do Greenstone de Pilar de Goiás. Esta seção foi intrudida por albita-granitos com zircão magmático de 2160 ± 15 Ma (Queiroz, 2000). Há também uma isócrona de Nd das calcissilicáticas da Fm. Boqueirão de 2.189 ± 36 Ma (Jost *et al.*, 2008). Estas idades obtidas no *Greentone Belt* de Pilar de Goiás auxiliarão na interpretação da anomalia de carbono isotópico presente em Pilar, apresentada nos capítulos seguintes.

Amostras e Métodos

3.1 - Amostragem

O testemunho de sondagem estratigráfico = JOT 01, realizado pela empresa de exploração mineral Yamana Gold Inc. foi utilizado para estudo neste trabalho devido à amostragem contínua de 900 metros de rocha inalterada. Foram coletadas amostras visando a preparação de lâminas delgadas dos principais litotipos, e a obtenção de material carbonático e carbonoso para análises isotópicas de Carbono e Oxigênio de todo o testemunho. Foram coletadas também amostras de sulfetos que ocorrem ao longo do testemunho para análise de isótopos de Enxofre. Juntamente a estes também foi coletado material rochoso para os estudos geoquímicos de Elementos Terras Raras (Tabela 3.1).

3.2 - Métodos geoquímicos

As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório Geochronos do Instituto de Geociências da UnB. Para as análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonato retirou-se inicialmente uma alíquota de cada amostra utilizando-se uma fresa com broca diamantada. A partir dessa alíquota foram retirados cerca de 300 µg de material (carbonato) para análise, utilizando um espectrômetro de massa Delta Advantage (Thermo) acoplado ao acessório Gas Bench II (Figura 3.1). Nesse equipamento a amostra reage com ácido fosfórico (H₃PO₄) concentrado (d=1,92g/cm³) a uma temperatura de 72 °C, sendo os resultados apresentados na forma δ¹⁸O e δ¹³C, relativamente ao padrão VPDB (Viena PeeDee Beleminte).

Amostra	Prof (m)	Descrição	$\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$	ETR	Lam. Delgada
JOT-02	40.8	TON	X	X		
JOT-04	81.0	TON	X			
JOT-05	98.0	BQX			X	X
JOT-07	112.7	ANF	X	X		
JOT-08	114.5	BQX			X	X
JOT-09	117.3	MAR	X		X	X
JOT-10	118.3	MAR	X		X	
JOT-12	120.2	MAR	X		X	
JOT-14	125.7	BQX	X			
JOT-15	151.7	CQX	X			
JOT-16	158.8	CQX		X	X	X
JOT-17	159.4	ANF	X	X		
JOT-19	167.5	BQX	X			
JOT-21	194.5	CAR	X	X		
JOT-24	224.2	BQX	X		X	
JOT-28	274.1	BQX	X			
JOT-29	280.7	BQX	X			
JOT-30	292.6	CAR		X		
JOT-32	308.9	CAR	X		X	X
JOT-33	310.2	CAR	X	X		
JOT-34	328.1	BQX	X		X	
JOT-35	343.5	CAR		X		
JOT-36	245.2	CAR		X	X	X
JOT-38	352.8	CAR	X			
JOT-41	374.5	QCX	X			
JOT-43	396.4	ANF	X			
JOT-44	408.0	ANF	X			
JOT-50	469.0	CQG	X		X	X
JOT-54	507.0	TCX	X			
JOT-56	523.0	BHT	X			
JOT-57	533.0	ANF		X		
JOT-58	615.3	CQX	X			
JOT-59	638.0	CQX			X	X
JOT-60	639.0	SOL	X		X	X
JOT-66	710.5	SOL	X			
JOT-69	759.9	XFD			X	X
JOT-70	802.0	XFD		X	X	X
JOT-71	803.0	XFD	X		X	X

Tabela 3.1 – Amostras coletadas no JOT 01 e análises realizadas.
ANF = Anfibolito, BHT = Brecha Hidrotermal, BQX = Biotita-Quartzo-Xisto, CQX = Clorita-Quartzo-Xisto, QCX = Quartzo-Clorita-Xisto, CQG = Clorita-Quartzo-Xisto com granada, CAR = Xisto Carbonoso, MAR = Mármore, SOL = Soleira Diorítica Metamorfisada, TON = Tonalito, TQX = Talco-Clorita-Xisto, XFD = Xisto Feldspático.



Figura 3.1- Fotos dos Espectrometros Delta Advantage e Neptune respectivamente

(retirado de <http://vsites.unb.br/ig/labo/geocron>).

Para as amostras de material carbonoso, uma alíquota de cada amostra foi tratada com ácido clorídrico para eliminação de carbonatos. O resíduo desse tratamento passou por um processo de combustão, visando a liberação de CO₂ a partir do material carbonoso. A semelhança do caso anterior, esse gás é utilizado para a determinação das razões isotópicas.

Para as análises isotópicas de Enxofre foram separados cristais de pirita, calcopirita e arsenopirita utilizando mini-retífica com broca diamantada. Estes cristais foram analisados utilizando ablação a laser em espectrômetro de massa multi-coletor com plasma acoplado induzido - LA-MC-ICP-MS Neptune Finnigan (Figura 3.1), a fim de medir o sinal isotópico ³⁴S e ³²S das amostras de sulfeto, sendo os resultados apresentados na forma δ ³⁴S relativamente ao padrão VCDT (Vienna Canyon Diablo Troilite).

Para a análise de Elementos Terras Raras foram utilizados cerca de 50 gramas de amostra de rocha total, que foi reduzida a pó fino em moinhos de painelas de aço e carbeto de tungstênio. Estes foram devidamente embalados e enviados aos Laboratórios ACME Labs, onde foi feita a análise utilizando espectrômetro de massa multicoletor com plasma acoplado induzido MC-ICP-MS.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – Petrografia do Testemunho de Sondagem JOT 01

A amostragem dos tipos rochosos foi realizada buscando identificar as rochas onde ocorriam carbonatos e sulfetos, fossem estes venulares, microvenulares, amigdaloidais, disseminados, ou maciços, na tentativa de observar as variações do sinal isotópico $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ para carbonatos e $\delta^{33}\text{S}$ para sulfetos.

Devido a essa amostragem sistemática, as rochas normalmente apresentaram níveis variados de alteração hidrotermal, mascarando a assembléia mineral metamórfica original.

O furo do testemunho estratigráfico JOT foi executado sobre as rochas granitóides do Bloco Moquém, próximo ao contato com o *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás. A perfuração foi realizada com inclinação 75° e direção azimute 55° , visando seccionar os diversos litotipos deste *greenstone* (Figura 4.1). Variados litotipos ocorrem ao longo da sondagem. Alguns foram reunidos em grupos específicos devido suas características petrográficas e composicionais similares, são eles:

- METASSILICICLÁSTICAS
- ANFIBOLITOS
- CALCISILICÁTICAS
- TURMALINITOS
- XISTOS CARBONOSOS
- XISTOS FELDSPÁTICOS
- SOLEIRAS DIORÍTICAS METAMORFIZADAS

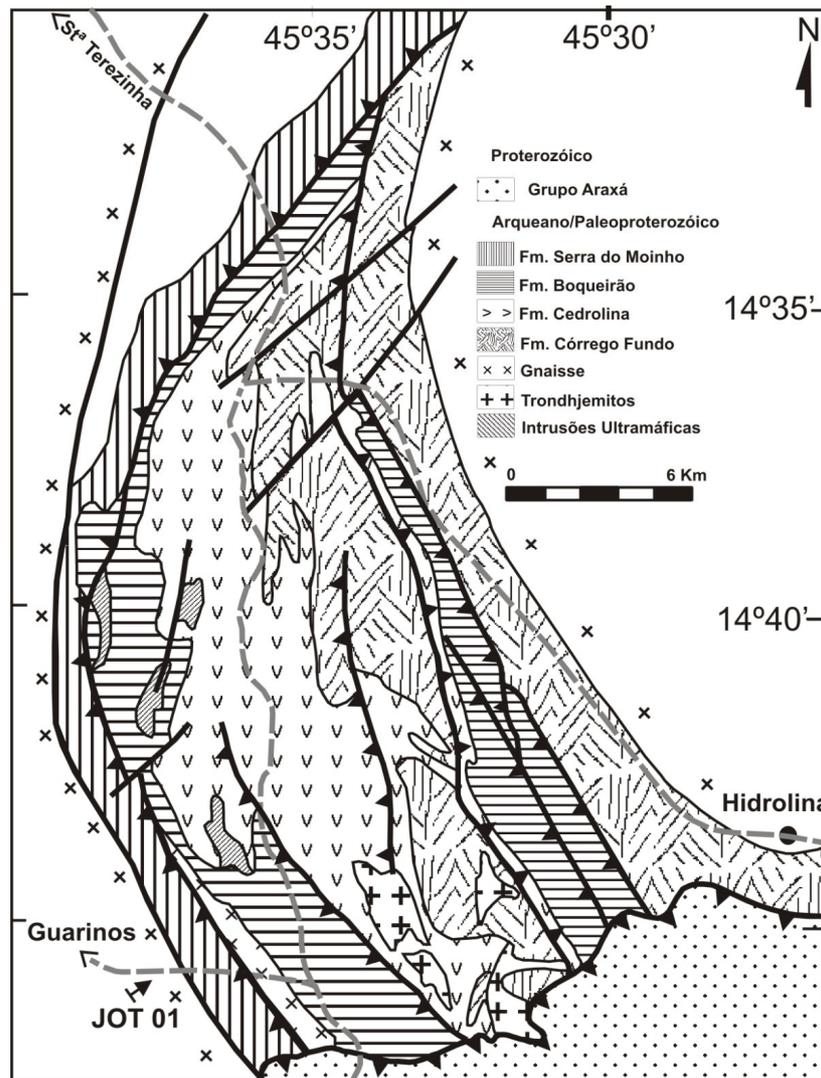


Figura 4.1 – Localização do ponto de perfuração do testemunho de sondagem JOT 01.

O testemunho JOT 01 atravessou aproximadamente 815 metros do topo da seção metavulcanossedimentar do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, próximo a região de ocorrência dos Depósitos Ogó e Três Buracos, antigas zonas de ocorrência de ouro na região. O testemunho registrou diferentes litotipos, desde gnaisses do Complexo Moquém, onde foi definido o local de perfuração, atravessando rochas metassedimentares da Formação Serra do Moinho e Formação Boqueirão (Figura 4.1). Diques de composição diorítica, zonas de alteração hidrotermal (turmalinitos, halos potássicos, sericíticos e sulfetações) e lascas de rochas ultramáficas são comuns ao longo do testemunho.

Do topo para a base do testemunho, ocorrem primeiramente solo pulverulento, branco areno argiloso, derivado da ação intempérica das rochas do Complexo Moquém, que podem ser observadas sem alteração a partir de 26 metros profundidade. Nesse ponto ocorre rocha máfica foliada, composta por biotita, anfibólio e plagioclásio, com granulação fina e textura xistosa. Remobilizações de calcita e quartzo ocorrem na foliação principal, concentrados em alguns pontos como veios de quartzo com pirita. A foliação local é paralela a sub-paralela ao eixo do testemunho. Estas rochas máficas foram interpretadas como enclave máfico em meio ao Gnaiss do Complexo Moquém. Na região onde ocorre o tonalito típico do bloco Moquém ocorre intensa silicificação e carbonatação, além de potassificação e sulfetação marcada por abundante presença de pirita. O tonalito do Bloco Moquém tem intercalações de veios de quartzo, e é composto de quartzo, plagioclásio e biotita. A foliação é incipiente, porém constante ao longo do furo, variando de baixo-médio ângulo em relação ao eixo do testemunho. Neste tonalito por vezes ocorreu fenocristais de plagioclásio cisalhados com sombras de pressão de biotita, indicando o aumento do grau de milonitização com a profundidade, bem como o aumento da concentração de biotitas. O contato do tonalito com os metassedimentos sotopostos é abrupto e marcado pela presença de sericita-quartzo-xisto. Esta rocha é rica em sericita e clorita e possui foliação penetrativa crenulada e dobrada. Na escala do testemunho observam-se dobras fechadas e recumbentes. Essa rocha é interpretada como um ultramilonito do contato tectônico entre o Complexo Moquém e as rochas metassedimentares do *Greenstone Belt* de Pilar.

Rochas ultramáficas ocorrem ao longo do testemunho em intervalos de aproximadamente 10 metros. Em geral, essas rochas são talco-clorita-xisto intensamente deformados e que apresentam quartzo e carbonato injetado. Anfibolitos com composição modal dominada por hornblendas também ocorrem neste testemunho. A alteração hidrotermal nestas rochas é caracterizada pelo aumento da composição modal de biotita, substituindo a hornblenda. Nos níveis hidrotermalizados ocorre carbonatação, silicificação, biotitização e, em menor escala, sulfetação, modificando as características mineralógicas originais da rocha.

Ainda na porção superior do testemunho registrou-se a ocorrência de rocha calcissilicática (Figura 4.2), composta por carbonatos, anfibólios, sericita e biotita. A foliação é marcada pela biotita, mas é pouco evidente devido ao aspecto granoblástico e mais isotrópico desta porção que se estende por aproximadamente 7 metros. Nesta porção quase não se observam veios quartzo carbonáticos e sulfetos associados, comuns no resto do testemunho.

Após um intervalo de sericita xisto posicionado abaixo das rochas calcissilicáticas, se inicia uma seção extensa com intercalação de rochas metassedimentares (Figura 4.2). Essas rochas são finas e caracterizadas por clorita, biotita, sericita, quartzo, granada, apatita e pirita. Estas rochas foram interpretadas como metassilicilclásticas.

Níveis carbonosos com aspecto maciço e relativamente ricos em quartzo, biotita, clorita, turmalina e carbonato ocorrem por toda esta seção do testemunho, porém ficam mais escassos a partir de aproximadamente 400 metros, a partir de onde predominam metassedimentos siliciclásticos sem matéria orgânica. Vênulas carbonáticas são comuns por toda esta parte do testemunho. Dobras recumbentes e sem raiz são parcialmente preservadas e mostram padrão de redobramento em laço. Algumas zonas de cisalhamento ocorrem neste pacote, associada a veios de quartzo com pirita, pirrotita, calcopirita, ilmenita e rutilo. O rutilo normalmente substitui a ilmenita. Os veios silico-carbonáticos estão deformados junto à foliação. Na porção inferior deste pacote, abaixo dos 400m, ocorrem rochas quartzosas, silicificadas e com granada, observando-se ainda a presença de arsenopirita disseminada ou concentrada em níveis. Cristais de arsenopirita são bem formados e milimétricos. Rocha rica em biotita, quartzo, plagioclásio, carbonatos, e proporções menores de alanita, apatita, epidoto ocorrem apenas na porção inferior do testemunho, a partir dos 750 metros (Figura 4.3)

Turmalinitos (Figura 4.4 B) ocorrem em meio aos metassedimentos sob duas formas: Uma possui textura nematoblástica predominante, dobras fechadas isoclinais e sem raiz e compostas por mineralogia rica em turmalina, quartzo, clorita e alguns núcleos com anfibólio parcialmente substituído por biotita, onde se encontra arsenopirita naviformes (Figura 4.4 A), porém com baixa concentração de sulfetos. A outra forma de ocorrência possui textura predominantemente diablástica, com turmalina idiomórfica apresentando hábito

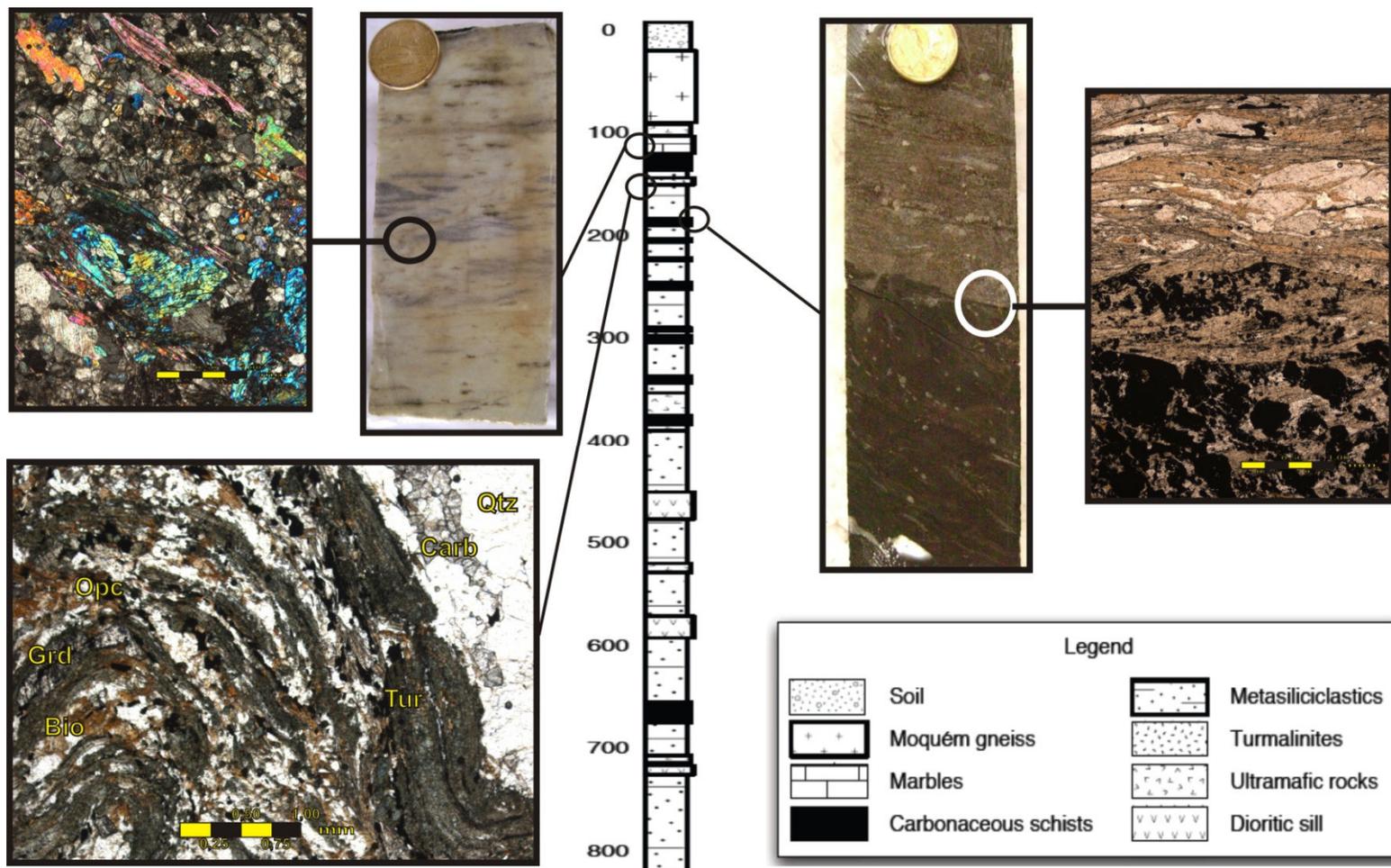


Figura 4.2 – Aspectos petrográficos relacionados aos 400m superiores do testemunho de sondagem JOT 01 do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás. A esquerda superior detalhes das rochas calcissilicáticas. A esquerda inferior fotomicrografia de um turmalinito. A direita contato entre metassedimentos e xistos carbonosos.

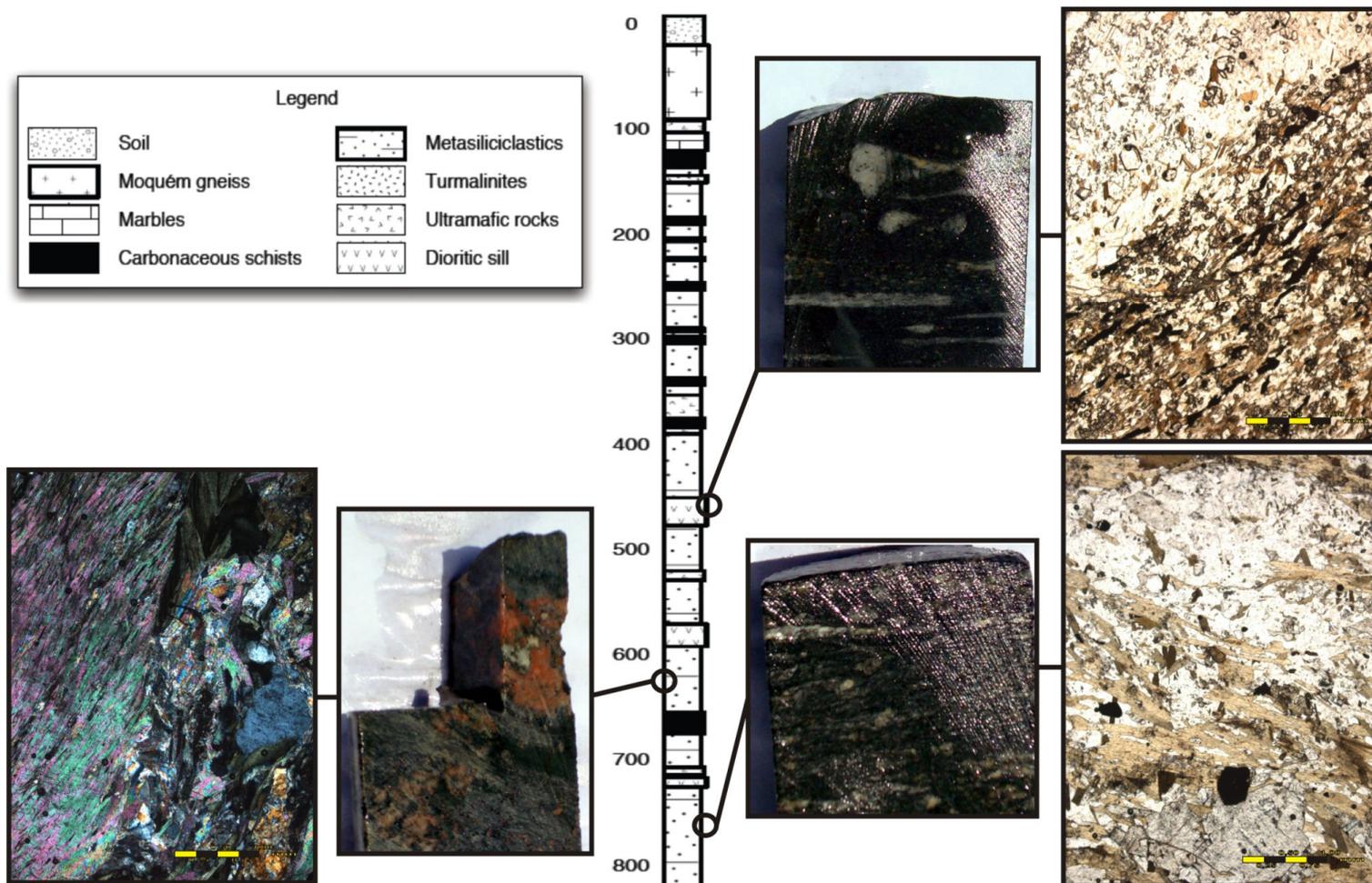


Figura 4.3 – Aspectos petrográficos relacionados aos 400m inferiores do testemunho de sondagem JOT 01 do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás. A esquerda halo hidrotermal com sericitização e potassificação, no alto soleira diorítica metamorfozada, a direita inferior xistos feldspáticos da base do testemunho, ricos em granada, alanita e apatita.

prismático com base triangular típica de turmalina, associadas a brechas hidrotermais. Em lâmina delgada se observa que a turmalina cresce tardiamente sobre um material brechado rico em quartzo, carbonato, actinolita e pirita, preservando uma foliação interna evidenciada pela orientação dos diversos minerais inclusos na turmalina.

Por fim soleiras dioríticas (Figura 4.3) apresentam-se como corpos métricos em meio às rochas metassedimentares deste *greenstone*, com matriz muito fina composta por anfibólio, biotita, clorita, granada, quartzo e ilmenita. Fenocristais de plagioclásio orientados na borda demonstram textura de fluxo. Há grande quantidade de epidoto substituindo os porfiroblastos de plagioclásio, evidenciando o metamorfismo atuando sobre estas rochas. Algumas porções apresentam feldspatos rotacionados com sombra de pressão preenchida por cloritas e carbonatos. Estes diques foram interpretados como tardi-tectônicos uma vez que recortam a foliação principal.

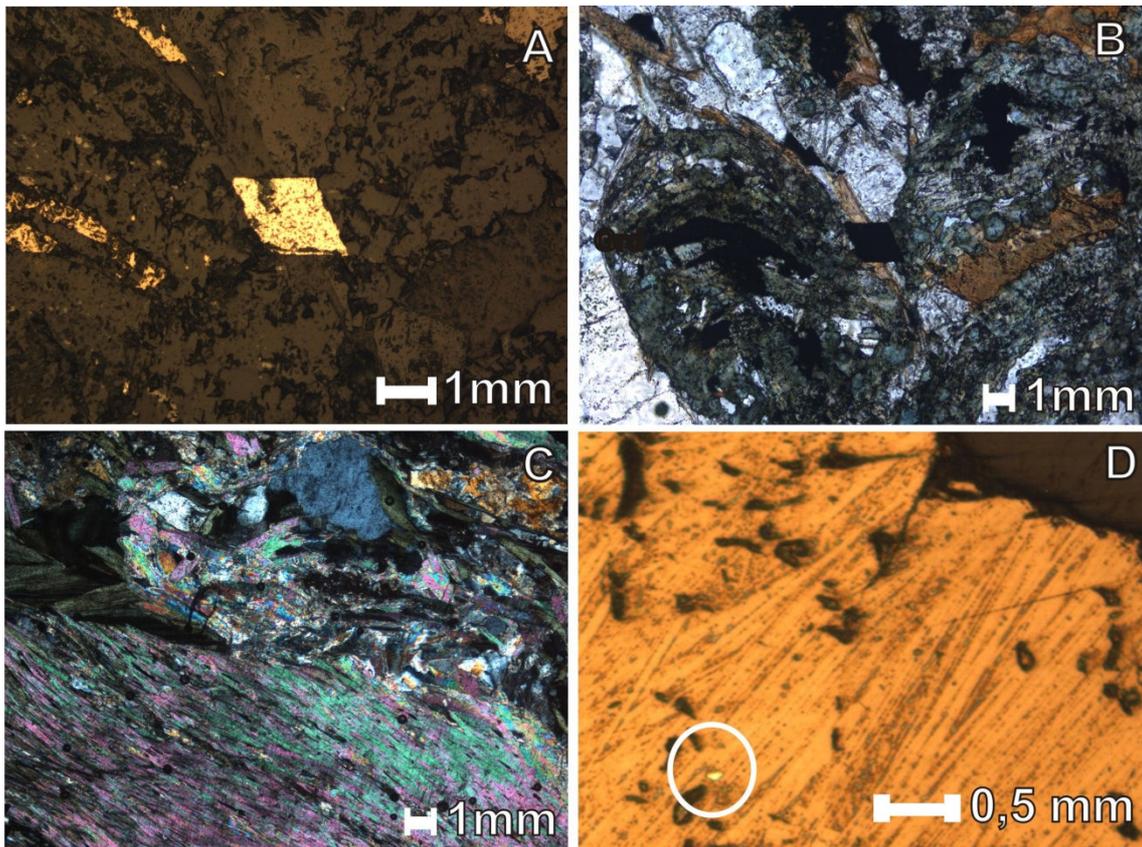


Figura 4.4 – Figuras ilustrativas de importantes aspectos petrográficos do testemunho de sondagem analisado do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás. A – Fotomicrografia de cristal de arsenopirita evidenciado pelo aspecto naviforme em seção polida. B – Turmalinito dobrado com arsenopirita naviforme extinta ao centro. C – Fotomicrografia a nicóis cruzados mostrando sericitização em metapelito. D – Fotomicrografia de seção polida em imersão mostrando ouro incluído em cristal de calcopirita.

A seguir apresenta-se uma descrição das amostras representativas de cada intervalo.

4.1.1 – METASSILICICLASTICAS

Nesse conjunto de rochas foram incluídas todas as rochas metassiliciclásticas, excluídos xistos carbonosos e xistos feldspáticos, devido sua importância diferenciada na construção deste trabalho

CLORITA-BIOTITA-QUARTZO-XISTO

Clorita-biotita-quartzo-xisto (Figura 4.5 A) tem textura granoblástica a lepidoblástica, com domínios distintos de granulação mais grossa (~1,0 mm) e mais fina (~0,2 mm). O carbonato ocorre em bolsas ou em pequenas vênulas. É comum a presença de clorita retro-metamórfica substituindo lamelas da biotita. Esta é a rocha metassiliciclástica predominante no testemunho JOT 01 nos primeiros 400m de amostragem. Nos 400 metros inferiores do testemunho, esta rocha passa a ter níveis granadíferos.

A clorita tem cor verde amarelada pálida, cor de interferência de baixa ciano a esverdeada, hábito lamelar, subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo, raro serrilhado. Observa-se grãos em 3 diferentes direções preferenciais. Ocorrem com abundância relativa de 34%.

A biotita apresenta pleocroísmo de verde amarelada pálida a marrom escuro, cor de interferência alta, hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo, raros serrilhados. Observam-se grãos com três direções preferenciais. Ocorrem com abundância relativa de 28%.

O quartzo é incolor, relevo baixo, xenomórfico, e tem contato retilíneo a lobulado. Observa-se que os grãos estão levemente fraturados ou não possuem fraturas e a extinção ondulante varia muito, de nula a acentuada. Ocorre com abundância relativa de 28%.

O carbonato possui composição modal de 8%, é marrom claro, com cor de interferência baixa, relevo baixo, xenomórfico, com contato variando muito, de planar a serrilhado penetrativo. Os grãos não apresentam clivagem e estão localizados numa única porção da lâmina, formando uma vênula estirada rodeada por minerais micáceos, com presença de alguns grãos de quartzo na porção granoblástica.

Entre os minerais em menor proporção ocorre a apatita, que se apresenta incolor, isotrópica na seção basal, relevo médio, idiomórfica e com contato retilíneo, e rutilo, que possui cor vermelha e está alongado conforme orientação da biotita.

Metassedimentos hidrotermalizados

Estas rochas possuem textura granoblástica a lepidoblástica e são constituídas principalmente por muscovita. É uma rocha xistosa homogênea de granulação fina, que transicionam para porções mais grossas de mesma composição mineralógica. Observam-se dobradas evidenciadas pela presença de material opaco ou de superfícies de microcavalgamento. O material venular é composto de feldspato grosso associado a clorita grossa. Os feldspatos estão saussuritizados, por vezes totalmente substituídos, com sombras de pressão preenchidas por clorita e muscovita. Raros são os cristais de feldspato ainda preservados em meio à muscovita. Esta associação mineral é identificada como hidrotermal característica de halos potássicos, com ampla sericitização (Figura 4.4 C), transicionando para uma albitização, expressa pelos cristais de feldspato de cor vermelha que cortam a rocha (Figura 4.3).

A muscovita possui cor de interferência moderada, hábito lamelar subidiomórfico, contato retilíneo e serrilhados. Esse mineral ocorre por toda a amostra, com domínios finos na região de rocha homogênea e domínios mais grossos próximos ao veio de feldspatos. A muscovita perfaz cerca de 35 %.

A albita é límpida, com cor de interferência e relevo baixos, subidiomórfica, com contatos penetráticos com a muscovita que ocorre em grande proporção nestas porções da rocha. Observa-se que os grãos estão parcial a totalmente saussuritizados, sendo substituídos por mica e epidoto. A albita é porfiroblástica e por vezes agregada formando finas camadas. Este mineral apresenta abundância relativa de 25 %.

A clorita é verde pálida, pleocróica e com cor de interferência baixa, ciano a esverdeada, relevo médio, hábito lamelar, subidiomórfico a idiomórfico, contatos retilíneos e raros serrilhados. Observa-se que os grãos podem ser finos na região da rocha homogênea e grossos e geminados na região do veio feldspático. Clorita ocorre com abundância relativa de 15 %.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos a subidiomórficos, contatos predominantemente planar e lobulado, com extinção ondulante e estão presentes tanto na porção granoblástica como na lepidoblástica, assumindo forma sigmoidal nesta última. Este mineral ocorre com abundância relativa de cerca de 8 %

A granada é incolor, isotrópica, relevo muito alto e idiomórfica. Cristais desse mineral ocorrem em meio a matriz de quartzo e clorita. Quando ocorrem chegam a compor cerca de 15 % da composição modal da amostra.

Minerais opacos ocorrem geralmente disseminados, podendo ser mais concentrados na região próxima ao veio hidrotermal, quando formam bolsas milimétricas. Por vezes são idiomórficos e formam lamelas. Os opacos mais comuns são pirita, calcopirita e arsenopirita, podendo perfazer cerca de 12 % da amostra.

O domínio saussuritizado apresenta ora muscovita esparsa idiomórfica orientada, ora massa fina amarela acastanhada, com pleocroísmo fraco típico de epidoto.

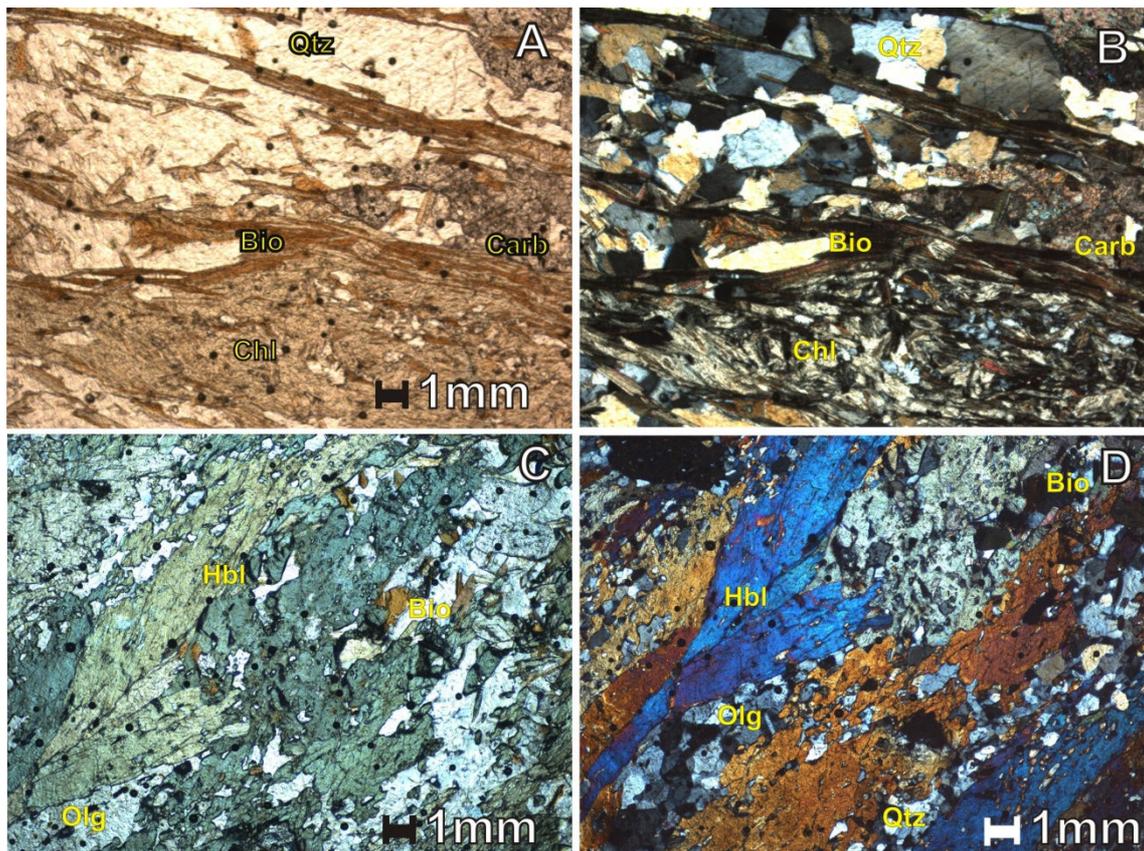


Figura 4.5 – Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01. A e B – Fotomicrografia de Clorita-Biotita-Quartzo-Xisto a nicóis paralelos e cruzados respectivamente; C e D – Fotomicrografia de Anfibolito a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente.

4.1.2 – ANFIBOLITOS

Em lâmina delgada estas rochas apresentam 2 domínios minerais distintos: um rico em hornblenda (Figuras 4.5 C e D) e oligoclásio, com textura nematoblástica predominante e outra intermediária, rica em biotitas. O domínio de hornblenda transiciona para um enriquecido em biotita quando próximo a veios de quartzo e carbonato. Neste domínio lepidoblastico, a biotita substitui a hornblenda. A coloração castanha da biotita indica o alto teor de titânio, proveniente provavelmente da hornblenda. Numa região cortada por veio de quartzo, o feldspato torna-se saussuritizado, e a biotita é substituída por clorita.

O quartzo é o mineral mais abundante devido à presença do veio silicoso, e é xenomórfico, com contato retilíneo a lobulado. Os grãos são pouco fraturados e a extinção ondulante varia de ausente a acentuada.

A biotita apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a castanho, cor de interferência alta, hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo e suturado. Está orientada segundo uma única direção e define contorno de dobras abertas a fechadas. Esse mineral concentra-se na porção central da seção delgada gerando um domínio lepidoblástico.

O anfibólio tem pleocroísmo verde a verde escuro, com cor de interferência de 2ª ordem, alongação positiva, caráter biaxial negativo, sugerindo tratar-se de hornblenda, subidiomórfico, relevo médio, com contatos retilíneos, lobados e suturados. O mineral ocorre formando um domínio nematoblástico em contato com domínios granoblástico e lepidoblástico rico em biotitas. Nesta zona, ao contrário da rica em biotita, não são observadas dobras ou estruturas similares.

O oligoclásio é límpido, subidiomórfico e com contato suturado. Ocorre principalmente em meio a massa de hornblenda e está saussuritizado em maior grau nas proximidades do veio de quartzo.

O carbonato é cinza claro, com cor de interferência baixa, relevo baixo, subidiomórfico a xenomórfico, com contato planar e suturado. Ocorrem formando bolsas em meio as regiões granoblástica e lepidoblástica.

Em menor quantidade ocorre calcopirita diminuta e xenomórfica na parte nematoblástica. Esse mineral também ocorre nas venulas formando concentrações arredondadas e em uma destas estruturas observou-se a presença de ouro nativo (Figura 4.3 D).

A clorita possui pleocroísmo verde pálido a verde, cor de interferência baixa, com extinção ondulante, hábito lamelar subidiomórfico, contato retilíneo e suturado. Sendo extremamente raro ocorre junto aos poucos feldspatos englobados pelo veio.

4.1.3 – CALCISSILICÁTICAS

As rochas calcissilicáticas (Figura 4.6 A e B) são compostas por carbonato e, em menor proporção, tremolita e biotita. O anfibólio apresenta-se parcialmente consumido pela reação com o carbonato.

O carbonato é cinza claro, com cor de interferência e relevo baixos, subidiomórfico a xenomórfico, com contato predominantemente planar e pouco lobulado. Esse mineral ocorre tanto nas venulações quanto na rocha, perfazendo cerca de 80% da composição modal.

A actinolita é o segundo mineral mais abundante, ocorrendo na forma de vênulas associadas aos carbonatos grossos. Esse mineral perfaz cerca de 10% da rocha, por vezes ocorre uma textura mosqueada de carbonato e tremolita.

A biotita apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a marrom escuro, cor de interferência alta, hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo. Os cristais estão orientados segundo uma direção preferencial. Em lâmina é observado cerca de 3% de biotita.

O rutilo ocorre em cristais diminutos avermelhados, contato retilíneo ou lobulado e sem orientação preferencial. Ocorre em cerca de 3%.

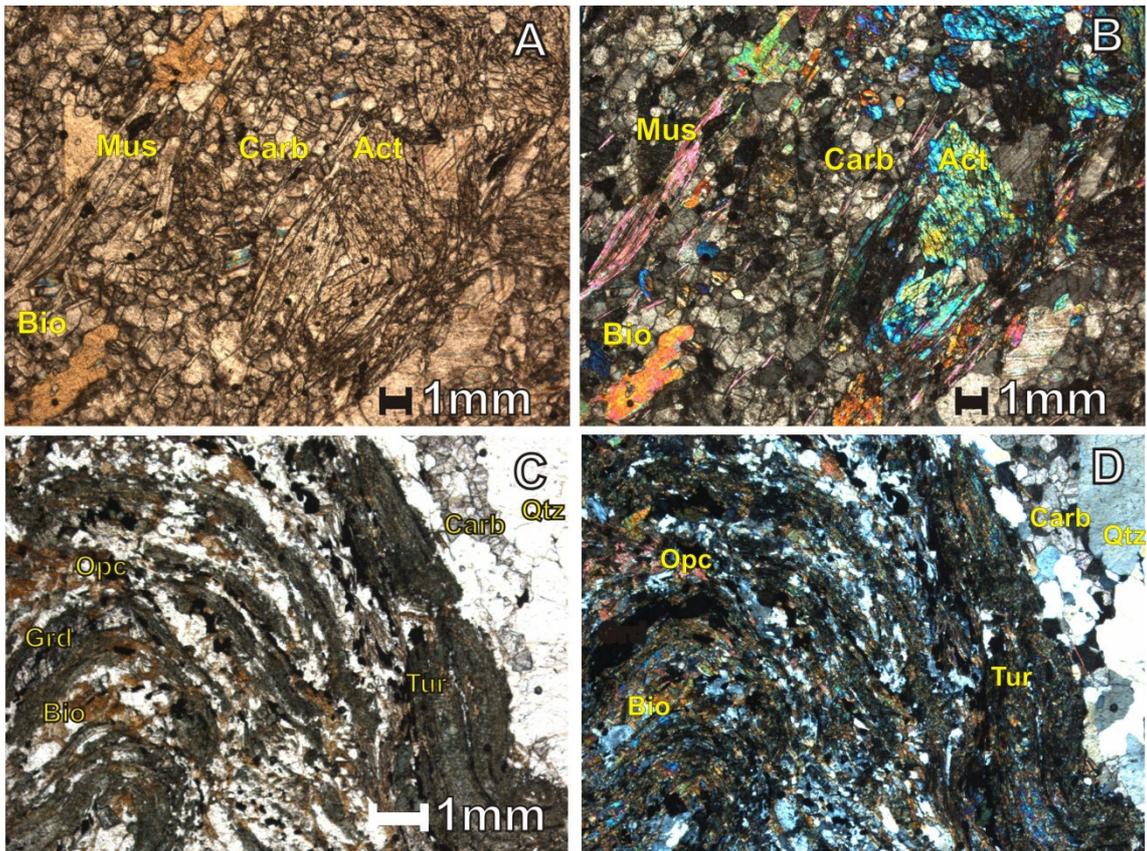


Figura – 4.6. Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01. A e B – Fotomicrografias de lâminas delgadas de rocha calcissilicática vista a em nicóis paralelos e cruzados respectivamente. C e D – Fotomicrografias de lâminas delgadas de Turmalinito, com estruturas em laço mostrando a continua deformação nesta rocha em nicóis paralelos e cruzados respectivamente.

4.1.4 – TURMALINITOS

Estas rochas apresentam textura nematoblástica predominante. A turmalina, por vezes idiomórfica e zonada, associa-se a material hidrotermal brechado. A matriz da brecha penetra a rocha encaixante de forma a destruí-la e assimilar o material destruído, formando uma textura diablástica composta por quartzo, clorita e opacos. Os minerais inclusos na turmalina apresentam-se parcialmente preservados, como anfibólio sendo substituído por biotita, e este por clorita. As camadas de turmalinitos também podem ocorrer dobradas (Figuras 4.4 C e 4.5 D) com de redobramento, padrão em laço, mostrando que estas rochas hidrotermais são formadas em diferentes momentos, ou seja, tanto pré quanto pós deformacionais. Os minerais desta rocha ocorrem com

diferente composição modal nas diferentes amostras analisadas, porém a turmalina e o anfibólio sempre são dominantes.

A turmalina é marrom escura, com forte pleocroísmo de marrom escuro a marrom amarelado claro, com cor de interferência de 2º ordem, hábito idiomórfico a subidiomórfico, contato retilíneo, lobado e suturado, sendo o retilíneo dominante. Os grãos estão dispersos e sem orientação preferencial em meio à massa sílico-carbonática. A turmalina apresenta inclusões orientadas de actinolita mostrando que a turmalina substituiu a massa de quartzo e anfibólio da rocha encaixante na região brechada. Ela também forma o mineral dominante na massa da brecha, cimentado pelo material sílico carbonático.

O anfibólio é verde claro, pleocroísmo fraco para verde médio e cor de interferência de 3ª ordem, sugerindo se tratar da série Tremolita - Actinolita tem hábito subidiomórfico e contatos irregulares. O mineral é dominante no entorno da brecha hidrotermal. O anfibólio também ocorre como finos cristais em meio a massa que compõe a matriz da brecha.

O quartzo aparece é xenomórfico a subidiomórfico, contato retilíneo, lobado e suturado, por vezes penetrativo. Os grãos não estão fraturados e apresentam extinção ondulante.

O feldspato é oligoclásio, xenomórfico, relevo baixo, contatos variados, por vezes envolve diminutos grãos de quartzo e feldspato. Apresentam rara geminação da lei da albita. Os grãos estão moderadamente saussuritizados, sendo possível o reconhecimento de micas brancas resultantes dessa saussuritização.

A clorita é verde amarelada pálida, cor de interferência de baixa ciano a esverdeada, relevo médio, hábito lamelar, subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo e serrilhado. Observa-se que os grãos formam bolsas em meio ao cimento da brecha.

O carbonato é marrom claro, com cor de interferência baixa, relevo baixo, xenomórfico, com contato variando de planar a serrilhado penetrativo. Os grãos de carbonato apresentam clivagem e estão formando parte do cimento da região brechada.

Minerais opacos ocorrem em bolsas milimétricas, formando parte do cimento da brecha, entre eles se encontram pirita, arsenopirita, ilmenita e pirrotita.

4.1.5 – XISTOS CARBONOSOS

Esta rocha é formada por material carbonoso amorfo, em geral, associado a minerais micáceos. Vênulas de material silicoso cortam a massa carbonosa e, por vezes, observam-se bolsas de material micáceos próximas às mesmas. São comuns ainda sombras de pressão em torno de veios, demonstrando a continuidade da deformação após a instalação do veio. O caráter milonítico é evidenciado pelas sombras de pressão associadas a porfiroblatos de turmalina que ocorrem localizadamente. Numa lâmina do contato entre metapelitos e xistos carbonosos (Figura 4.7 A e B) confeccionada para estudar a natureza deste contato observou-se o aspecto transicional marcado pela variação na composição modal. Na porção metapelítica observa-se a diminuição da matéria carbonosa e ausência da turmalina (Figura 4.7 B).

A matéria carbonosa apresenta-se como uma massa preta não orientada, amorfa, intercrescida com biotita e que por vezes delinea superfícies sigmoidais, principalmente próximo a porfiroblastos. Pulz (1995) mostrou por difratometria de raios-X que os xistos carbonosos próximos ao depósito Três Buracos, adjacente ao testemunho estratigráfico, são caracterizados pela distância interplanar mínima de 3.5512 Å, correspondendo a $2\Phi = 28.184$, o que indica se tratar de matéria carbonosa, conforme critérios de Okuyama-Kusunose & Itaya (1987). Em lâmina delgada, as porções ricas em matéria carbonosa são superiores a 35 % da composição modal.

O quartzo ocorre é xenomórfico a subidiomórfico, com contatos predominantemente suturados. Os grãos estão pouco fraturados e apresentam extinção ondulante, formam bandas e vênulas quartzosas em forma de sigmóides. O mineral ocorre possui composição modal em torno de 20 %.

A biotita apresenta pleocroísmo de verde amarelado pálido a marrom escuro, cor de interferência alta, hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico,

contato retilíneo, raros serrilhados. Os cristais formam sigmóides na porção lepidoblástica, perfazendo cerca de 18% da composição modal.

Clorita é verde amarelada pálida, cor de interferência de baixa ciano a esverdeada, relevo médio, hábito lamelar, subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo e raro serrilhado. Os grãos formam sigmóides na porção lepidoblástica junto da biotita, também ocorre idiomórfica em lamelas maiores que as demais. Este mineral apresenta abundância relativa em torno de 14 %.

Turmalina tem pleocroísmo de verde amarelado a verde, cor de interferência alta, subidiomórfica a idiomórfica (com seção basal típica triangular com vértices pontudos), porfiroblástica e com contato retilíneo. Os porfiroblastos ocorrem por toda amostra, porém podem concentrar e formar porções localizadas com textura granoblástica a porfiroblástica, onde o material carbonoso é menos concentrado. Este mineral ocorre com abundância relativa em torno de 10 %.

O carbonato é raro, marrom claro, com cor de interferência baixa, relevo baixo, xenomórfico, com contato variando de planar a serrilhado penetrativo. O mineral não ultrapassa 3 % de abundância relativa na amostra.

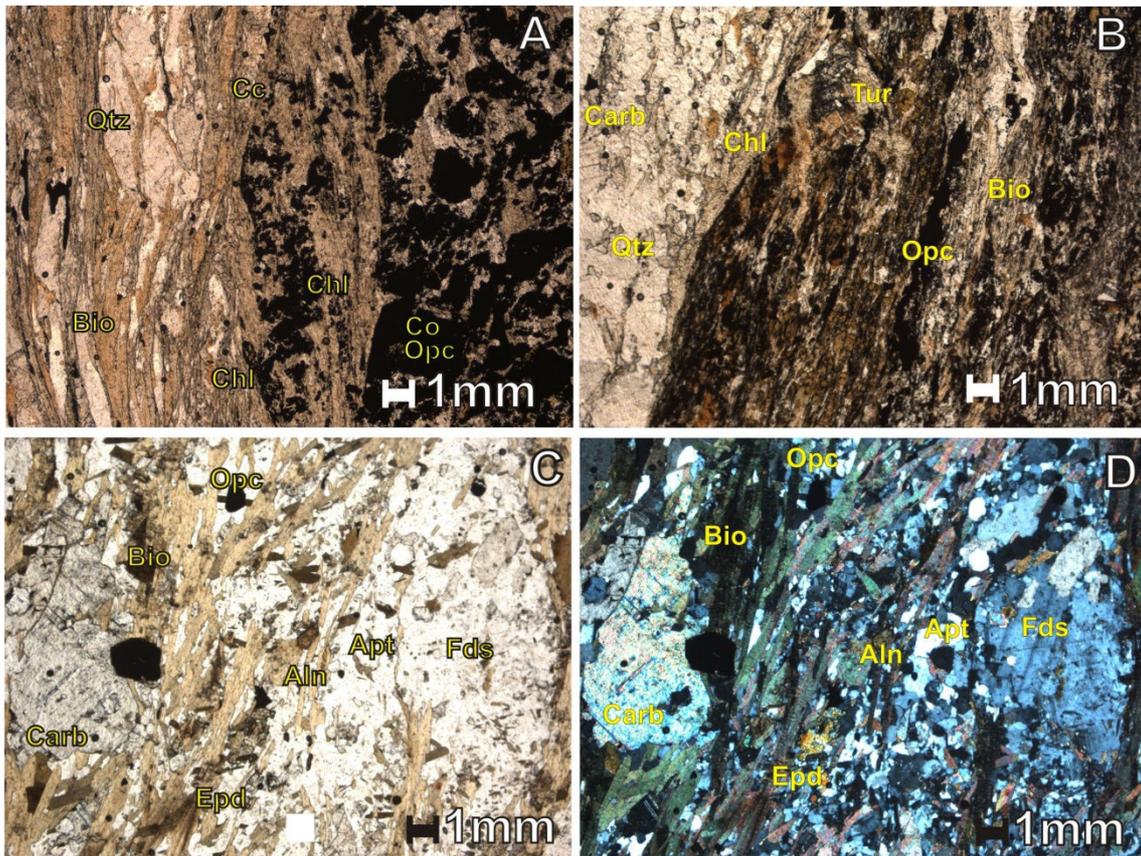


Figura – 4.7. Lâminas delgadas dos principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01. A e B – Fotomicrografias da região de contato dos Metapelitos e Xistos Carbonosos, mostrando aspecto gradacional do contato entre estes. C e D – Fotomicrografias de xistos feldspáticos mostrando aspecto microconglomerático em nicóis paralelos e cruzados respectivamente.

4.1.6 – XISTOS FELDSPÁTICOS

Os xistos feldspáticos ocorrem por na porção basal do testemunho. Essas rochas possuem textura granoblástico, e variam na composição mineral. Por exemplo, há bandas bem definidas granoblásticas com quartzo, feldspato, granada, biotita, hornblenda e carbonatos (Figura 4.8 A), e porções porfiroblásticas, com abundância de minerais menores como alanita, apatita e epidoto (Figuras 4.7 C e D). Em lâmina os porfiroblastos de plagioclásio apresentam-se cominuídos, com bordas consumidas e comumente substituídos por carbonato. O caráter hidrotermal desta rocha pode ser evidenciado tanto pela substituição ou forte saussuritização do plagioclásio, como pela presença de apatita por toda a amostra, fato recorrente nas rochas desta região. Estas

rochas ocorrem próximas a base do testemunho e apresentam assinatura de ETR típica de rochas vulcânicas félsicas, como veremos afrente, no tópico de geoquímica, tendo sido interpretados como fluxos piroclásticos que ocorrem em períodos de atividade vulcânica. A ausência de feições ígneas e o tamanho diminuto dos grãos sugerem, no entanto, que essas rochas foram retrabalhas em ambiente sedimentar, o que pode ser evidenciado pelo aspecto microconglomerático (Figuras 4.8 A e C). A moda mineral é variada, porém plagioclásio, biotita, quartzo, clorita, granada e epidoto são os minerais mais abundantes.

Plagioclásio é incolor, com cor de interferência baixa, relevo baixo, xenomórfico, com contatos retilíneos e lobulados. Os grãos estão pouco saussuritizados. Ocorre formando porção granular da matriz fina ou também em porfiroblastos. Alguns ainda apresentam geminação polissintética característica.

A biotita tem pleocroísmo de verde amarelada pálida a marrom escuro, cor de interferência alta, aspecto mosqueado, hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico, contatos retilíneos e raros serrilhados.

Quartzo é xenomórfico a subidiomórfico e possui contato planar.

A clorita é verde amarelada pálida, cor de interferência azulada, relevo médio, hábito lamelar, subidiomórfico a idiomórfico, contatos retilíneos e raros serrilhados. Os grãos ocorrem concentrados em bandas junto as granadas, sendo substituídos por biotita.

A granada é incolor, isotrópica, relevo muito alto e idiomórfica. Cristais desse mineral ocorrem agrupados em bandas e associados à clorita, e chegam a compor cerca de 25 % da composição modal da amostra.

A muscovita tem hábito lamelar idiomórfico, contato retilíneo. Ocorre apenas junta às massas de granada ou preenchendo fraturas nas mesmas.

A hornblenda é pleocróica, de verde a azul esverdeado escuro, com cor de interferência de 3ª ordem, idiomórfica, e com contatos regulares. Este mineral ocorre como finos cristais na matriz.

Epidoto tem pleocroísmo amarelo pálido, relevo alto, subidiomórfico, contato retilíneo. Ocorre como diminutos cristais na matriz.

Apatita é incolor, com birrefringência muito baixa, extinção total na seção basal, relevo médio, idiomórfica com seção basal hexagonal e contato retilíneo. Ocorre como cristais aciculares, muitas vezes inclusos em alanitas.

A alanita possui pleocroísmo esverdeado claro a escuro, birrefringência moderada esverdeada, idiomórfica, contatos retilíneos. Ocorre por vezes geminada e zonada com inclusões de apatita. Quando inclusa em biotita desenvolvem halos pleocróicos.

Turmalina é rara, apresenta pleocroísmo de verde pálida a verde escuro, relevo alto, cor de interferência alta, idiomórfica, prismática, porfiroblástica, com contato retilíneo. Ocorre dispersos na matriz micácea, sendo, no entanto, ausentes nas porções granadíferas.

Minerais opacos são idiomórficos formando quadrados ou hexágonos, quando se trata de pirita, ou estirados segundo a direção principal da foliação quando se tratando de ilmenita. Alguns cristais de rutilo também foram observados substituindo a ilmenita.

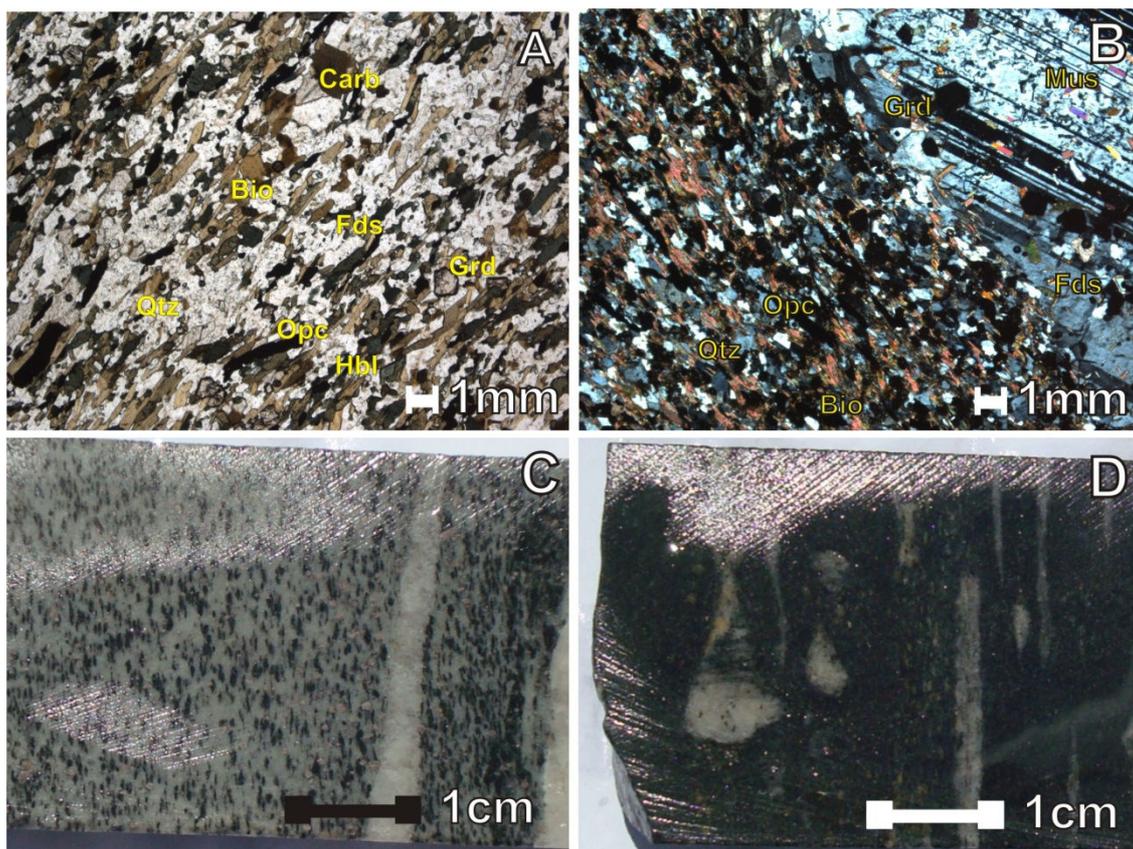


Figura 4.8 - Principais litotipos que ocorrem no testemunho de sondagem JOT 01. A – Fotomicrografia de xisto feldspático mostrando variada mineralogia encontrada; B – Fotomicrografia de fenoblasto de Plagioclásio em meio à matriz fina diorítica; C – Fotografia de amostra de mão do testemunho de sondagem JOT 01 mostrando o aspecto microconglomerático do xisto feldspático; D – Fotografia de amostra de mão do testemunho de sondagem JOT 01 mostrado porfiroblastos de plagioclásio em meio a fina matriz em soleira diorítica.

4.1.7 – SOLEIRAS DIORÍTICAS

Essas rochas ocorrem como veios métricos em meio às rochas metassedimentares da porção inferior do testemunho de sondagem, tendo sido interpretadas como soleiras de composição intermediária. Elas foram identificadas em duas porções do testemunho e apresentam espessura inferior a 20 metros. Trata-se da única rocha metaígneia, onde porfiroblastos pré-cinemáticos de feldspato ocorrem em meio à fina matriz de por anfibólio, biotita, clorita, granada, quartzo e opacos, ressaltando (Figuras 4.8 B e D). O

carbonato concentra-se apenas nas sombras de pressão, enquanto o epidoto substitui os porfiroblastos de feldspato.

O plagioclásio é subidiomórfico a idiomórfico, com contatos serrilhados e penetrativos. Os grãos estão saussuritizados em grau variado de pouco a totalmente substituídos por micas e epidoto. Ocorrem como porfiroblatos imersos numa matriz fina e por vezes possuem sombra de pressão simétrica. Ocupam cerca de 20 % da amostra.

A biotita possui pleocroísmo de verde amarelado pálido a marrom escuro, cor de interferência alta, aspecto mosqueado, hábito lamelar subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo, raros serrilhados. Este mineral substitui a hornblenda, indicando o caráter retro-metamórfico dessa rocha. A biotita ocorre em cerca de 20 % da amostra.

O quartzo é xenomórfico a subidiomórfico, contato predominantemente planar e lobulado. Este mineral ocorre por cerca de 20% da amostra.

A hornblenda é pleocróica, com cor variando de verde a azul esverdeado escuro, com cor de interferência de 3ª ordem, hábito subidiomórfico com contatos irregulares. O mineral ocorre como finos cristais na matriz ou em meio às biotitas. Ocorre por cerca de 13% da amostra

Ilmenita ocorre por toda a matriz de forma homogênea, sempre xenomórfico, alongado segunda a direção principal da foliação. Rara pirita e calcopirita são ocorre em meio aos porfiroblastos de plagioclásio. Estes minerais perfazem cerca de 7% da amostra.

A clorita é verde amarelada pálida, cor de interferência ciano a esverdeada, hábito lamelar, subidiomórfico a idiomórfico, contato retilíneo e raro serrilhado. Os grãos ocorrem localizadamente, formado bolsas em sombra de pressão do plagioclásio, ou raramente, em bolsas na matriz. A clorita tem abundância relativa de cerca de 6%.

O carbonato é marrom claro, com cor de interferência baixa, xenomórfico, com contato lobulado a serrilhado. O carbonato apresenta clivagem característica e perfaz cerca de 5% da amostra.

A granada é incolor, isotrópica, idiomórfica a xenomórfica, com contatos planares, pré-cinemática, e ocorre por cerca de 5% da amostra.

Muscovita é subordinada, possui hábito lamelar idiomórfico, contato retilíneo. Ocorre apenas inclusa nos feldspatos formando diminutos cristais com dupla direção preferencial, provenientes de saussuritização.

No domínio saussuritizado ocorre ora muscovita esparsa idiomórfica orientada, ora massa fina amarela acastanhada, com pleocroísmo fraco típica do mineral epidoto.

4.2 – Geoquímica de Elementos Terras Raras

Foram analisadas 15 amostras envolvendo metassedimentos, anfibolitos e soleiras vulcânicas de composição intermediária (Tabela 4). Estas análises têm o objetivo de esclarecer sobre aspectos geoquímicos destas rochas, assim como sobre os ambientes de formação e possíveis assimilações e contaminações durante a atuação dos eventos metamórficos e magmáticos as quais estas foram submetidas. As análises foram realizadas pelo laboratório ACME Labs e apresentam padrões diferentes quando normalizados ao condrito de Evensen *et al.* (1978) (Tabela 4.2). As principais diferenças encontram-se na inclinação das curvas, no conteúdo absoluto e na presença de anomalias de Cério e Európio. As amostras analisadas são interpretadas petrograficamente como: JOT 05, JOT 50, JOT 59, metasiliciclasticas; JOT 07 e JOT 08, anfibolitos; JOT 09, JOT 10 e JOT 12, calcissilicáticas; JOT 16 e JOT 63, turmalinitos; JOT 32 e JOT 36, xistos carbonosos; JOT 60, soleira vulcânica intermediária; e JOT 69, 70 e 71, xistos feldspáticos (Figura 4.9).

Tabela 4.1 - Tabela com resultados analíticos de Elementos Terras Raras do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás.

Prof.(m)	JOT	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
98,0	JOT 5	12,2	25,2	2,88	12,2	2,50	0,95	2,59	0,41	2,30	0,44	1,21	0,17	1,06	0,18
112,7	JOT 7	3,0	8,4	1,17	6,6	1,90	0,76	2,55	0,48	3,03	0,66	2,07	0,31	2,07	0,32
114,5	JOT 8	2,9	8,1	1,19	6,0	1,83	0,78	2,79	0,56	3,73	0,84	2,59	0,39	2,67	0,39
117,3	JOT 9	3,9	7,0	0,82	3,5	0,67	0,25	0,70	0,10	0,60	0,12	0,36	0,05	0,27	0,04
118,3	JOT 10	6,9	13,2	1,49	6,0	1,05	0,28	1,18	0,18	1,09	0,21	0,60	0,09	0,46	0,07
120,2	JOT 12	6,0	10,1	1,23	6,1	1,10	0,59	1,63	0,25	1,27	0,27	0,80	0,12	0,70	0,11
158,8	JOT 16	0,5	1,2	0,17	0,9	0,33	0,21	0,58	0,12	0,73	0,15	0,51	0,08	0,53	0,10
308,9	JOT 32	13,5	27,7	4,07	18,6	3,94	1,44	4,26	0,66	3,88	0,75	2,13	0,29	1,66	0,22
310,2	JOT 33	37,5	40,9	9,61	42,5	8,68	2,40	10,1	1,55	9,11	1,91	5,62	0,82	5,09	0,76
345,2	JOT 36	81,4	162,6	21,32	89,0	18,01	4,64	20,1	3,27	19,6	3,90	10,4	1,36	7,70	1,12
469,0	JOT 50	25,9	56,0	6,30	26,2	4,30	1,03	3,89	0,60	3,49	0,74	2,41	0,38	2,42	0,35
638,0	JOT 59	41,1	89,3	10,01	39,1	7,16	1,91	6,30	0,92	4,53	0,69	1,89	0,28	1,93	0,31
639,0	JOT 60	29,5	63,7	7,78	32,8	6,53	1,90	6,45	1,03	5,78	1,11	3,04	0,41	2,55	0,38
678,0	JOT 63	31,2	60,3	6,96	26,9	5,03	1,26	4,40	0,65	3,59	0,71	2,14	0,30	1,84	0,26
759,9	JOT 69	60,1	133,7	16,30	68,5	12,44	2,72	11,6	1,69	9,04	1,81	5,11	0,71	4,56	0,67
802,0	JOT 70	68,2	139,7	15,97	62,4	8,61	2,28	4,99	0,54	2,31	0,34	0,88	0,12	0,86	0,12
803,0	JOT 71	86,4	221,8	30,31	143,3	24,20	5,58	17,6	1,80	7,15	0,99	2,26	0,26	1,51	0,19

Tabela 4.2 - Tabela com resultados das análises de Elementos Terras Raras do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás normalizados ao condrito (Evensen *et al.* 1978).

Prof.(m)	JOT	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	La/Lu	Eu*
98,0	JOT 5	33.2	26.3	21	17.2	14	10.8	10.9	8.5	7.1	6	5.2	4.9	4.8	4.3	4.7	7	1.3
112,7	JOT 7	8.2	8.8	8.5	9.3	8.8	8.2	8.7	8.3	8.3	8	7.8	8.3	8.7	8.3	8.4	1	0.5
114,5	JOT 8	7.9	8.5	8.7	8.4	8.2	7.9	9	9.1	9.7	9.8	9.9	10.4	11	10.8	10.2	0.8	0.4
117,3	JOT 9	10.6	7.3	6	4.9	3.9	2.9	2.9	2.3	1.7	1.6	1.4	1.4	1.4	1.1	1.1	10.1	0.3
118,3	JOT 10	18.8	13.8	10.9	8.5	6.5	4.5	3.2	3.9	3.1	2.9	2.5	2.4	2.5	1.9	1.8	10.2	-1
120,2	JOT 12	16.3	10.6	9	8.6	6.7	4.8	6.8	5.3	4.3	3.3	3.2	3.2	3.4	2.8	2.9	5.7	1.7
158,8	JOT 16	1.4	1.3	1.2	1.3	1.3	1.4	2.4	1.9	2.1	1.9	1.8	2	2.2	2.1	2.6	0.5	0.8
308,9	JOT 32	36.8	28.9	29.7	26.2	21.6	17.1	16.6	13.9	11.4	10.2	8.8	8.6	8.1	6.6	5.8	6.4	1.1
310,2	JOT 33	102.2	42.7	70.1	59.8	48.7	37.6	27.6	33	26.7	23.9	22.4	22.6	23	20.5	19.9	5.1	-7.7
345,2	JOT 36	221.8	169.9	155.6	125.2	101.6	78	53.3	65.9	56.4	51.5	45.8	41.7	38.2	31	29.4	7.5	-18.6
469,0	JOT 50	70.6	58.5	46	36.8	27.7	18.6	11.8	12.7	10.2	9.2	8.7	9.7	10.7	9.8	9.2	7.7	-3.8
638,0	JOT 59	112	93.3	73.1	55	43	31	22	20.6	15.9	11.9	8.1	7.6	7.9	7.8	8.1	13.8	-3.8
639,0	JOT 60	80.4	66.6	56.8	46.1	37.2	28.3	21.8	21.1	17.8	15.2	13	12.2	11.5	10.3	10	8.1	-2.8
678,0	JOT 63	85	63	50.8	37.8	29.8	21.8	14.5	14.4	11.2	9.4	8.3	8.6	8.4	7.4	6.8	12.5	-3.6
759,9	JOT 69	163.8	139.7	119	96.3	75.1	53.9	31.3	37.8	29.1	23.7	21.3	20.5	19.9	18.4	17.6	9.3	-14.6
802,0	JOT 70	185.8	146	116.6	87.8	62.5	37.3	26.2	16.3	9.3	6.1	4	3.5	3.4	3.5	3.1	59	-0.6
803,0	JOT 71	235.4	231.8	221.2	201.5	153.2	104.8	64.1	57.5	31	18.8	11.6	9.1	7.3	6.1	5	47.2	-17

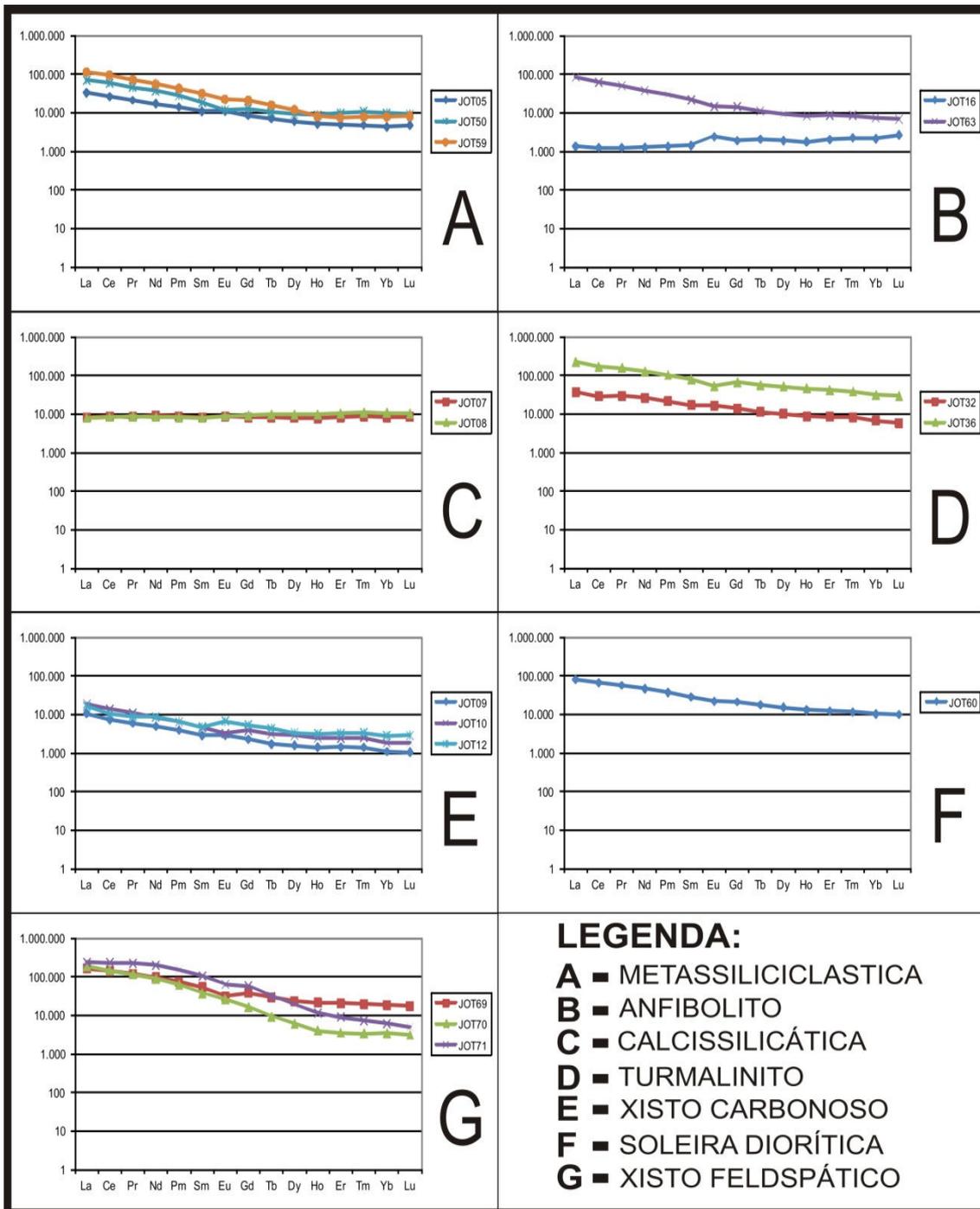


Figura – 4.9 Diagramas de Elementos Terras Raras demonstrando as diferentes assinaturas para os diferentes litotipos encontrados.

Os ETR (Elementos Terras Raras) foram utilizados neste trabalho por serem excelentes indicadores de proveniência, e amplamente estudados nos ciclos sedimentares. Os ETRs são relativamente imóveis durante a diagênese e o metamorfismo de baixo grau (MacLennan 1989, Gao & Wedepohl 1995), mostrando-se adequados ao presente estudo. MacLennan & Taylor (1985,

1991) também argumentaram que os ETRs são sensíveis a alguns processos geológicos como fracionamento ígneo. Além disso, o Európio pode existir no estado divalente em ambientes fortemente redutores, possuindo nessas condições raio iônico similar ao do Sr e ao Ca, o que possibilita sua presença em plagioclásio substituindo esses elementos. Rochas mantélicas não apresentam em geral anomalias negativas de Eu (Gao & Wedepohl 1995), significando que a adição destas rochas à crosta não produzem mudanças significativas de Eu em produtos sedimentares derivados das mesmas. Em condições oxidantes o Ce pode ocorrer no estado tetravalente, como é em alguns ambientes geológicos superficiais. Essa característica química confere ao Ce o status de indicador de processos de oxidação no ciclo exógeno.

As razões entre ETRs leves e pesados também são indicadoras de processos geológicos. Por exemplo, o empobrecimento em ETRs pesados em rochas ígneas Arqueanas tem sido relacionado à sua fonte predominantemente mantélica (Stern *et al.*, 1989; MacLennan & Taylor, 1991). Rochas sedimentares, bem como seus equivalentes metamórficos que possuem anomalias negativas de Eu, geralmente indicam precursores ígneos formados por fracionamento intracrustal onde há geração de magma granítico (Gibbs *et al.*, 1986; McLennan & Taylor, 1991; Gao & Wedepohl, 1995). Como essas condições não são esperadas em condições Arqueanas, há, em muitos casos, contraste entre rochas pré e pós-Arqueanas. Essas variações no padrão de Eu são normalmente acompanhadas pelo aumento de razões entre elementos incompatíveis/compatíveis como Gd_N/Yb_N e La_N/Sm_N (MacLennan & Taylor 1991, MacLennan *et al.* 1995).

Foram analisadas 15 amostras envolvendo metapelitos, anfibolitos, metagrauvas e soleiras vulcânicas de composição intermediária, resultando em diferentes padrões normalizados ao condrito (Evensen *et al.*, 1978). As principais diferenças encontram-se na inclinação das curvas, conteúdo absoluto e anomalias de Cério e Európio. As amostras analisadas são interpretadas petrograficamente como: Jot - 05, 50 e 59 metassiliciclásticas, Jot - 07 e 08 anfibolitos, Jot - 09 a 12 calcissilicáticas, Jot - 16 e 63 turmalinitos, Jot - 32 e 36 xistos carbonosos, Jot - 60, 69 soleira vulcânica intermediária e Jot - 70 e 71 xistos feldspáticos (Figura 4.9) (Tabela 4.1).

As amostras Jot 05, 50 e 59 (Figura 4.9 A) apresentam assinatura ETR com leve fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados, típica de sedimentos pós-Arqueanos, similar ao PAAS (Post Archean Avarege Australian Sediment) e não apresentam anomalia negativa em Eu, comum aos sedimentos dessa região.

A amostra Jot - 16 (Figura 4.9 B) correspondente a turmalinito possui um padrão mais excêntrico entre as amostras, é a única com leve enriquecimento em ETR pesados e possui uma pequena anomalia positiva de Eu. A amostra 63 também corresponde a turmalinito, porém esta amostra possui um padrão muito similar ao encontrado nos sedimentos encaixantes, sugerindo tratar-se da assinatura da rocha encaixante.

Os Anfibolitos Jot - 07 e Jot - 08 (Figura 4.9 C) diferem das demais amostras pelo padrão horizontal, sem anomalias evidentes, com razão La_N/Lu_N da ordem de 0,97 a 0,77 respectivamente. Tais características químicas indicam que estas amostras derivaram de uma rocha ígnea pouco diferenciada, similar a dos basaltos toleíticos de fundo oceânico (Condie, 1981)

As amostras Jot 32 e 36 (Figura 4.9 D) apresentam assinatura ETR com leve fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados, com padrão muito próximo aos demais sedimentos encontrados na região. Estas assinaturas estão em conformidade com a assinatura da água do mar pós arqueana

As amostras Jot 09, 10 e 12 (Figura 4.9 E) apresentam assinatura de ETR típica de sedimentos pós-Arqueanos, similar ao PAAS (Post Archean Avarege Australian Sediment) e também apresentam um padrão muito similar tanto em conteúdo total de ETR quanto em proporção entre os ETRL e ETRP aos demais sedimentos detríticos.

A amostra Jot - 60 (Figura 4.9 F) corresponde a rocha ígnea, mais especificamente soleira de composição intermediária e possui uma assinatura ETR com leve fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados, o que é comum a magmas dioríticos, onde há fracionamento durante a evolução magmática. Por outro lado, esta assinatura é muito similar as suas encaixantes metassedimentares, podendo estar relacionada à assimilação e mistura com os metassedimentos encaixantes.

Os xistos feldspáticos Jot 59, Jot 70 e Jot 71 (Figura - 4.9 G) apresentaram um padrão com diferenciação entre os ETRL (Elementos Terras

Raras Leves) e os ETRP (Elementos Terras Raras Pesados), apresentando a maior razão La_N/Lu_N das amostras, com valores La_N/Lu_N de 59 e 48, respectivamente. Este padrão é similar ao das rochas félsicas arqueanas, quer sejam vulcânicas ou plutônicas (Condie 1981), o que leva a concluir que essas rochas derivam da erosão de rochas félsicas arqueanas e não foram submetidas a intenso retrabalhamento sedimentar.

Ao comparar resultados aqui obtidos com os encontrados por Resende *et al.* (1999) vemos que os metassedimentos possuem comportamento muito similar, tanto em conteúdo absoluto, quanto em fracionamento, porém algumas amostras de rochas metassedimentares do *Greenstone Belt* de Pilar apresentaram leve anomalia negativa de Ce, o que não ocorre nos metassedimentos de Faina e Serra de Santa Rita. Segundo Resende *et al.*, (1999) estas assinaturas resultam de erosão de áreas fontes máficas, ultramáficas e TTGs.

4.3 – Análises Isotópicas de Carbono, Oxigênio

Carbonatos ocorrem em toda a extensão do testemunho JOT 01 tanto como macroestrutura maciça quanto disseminada, em forma de veios e vênulas ou bolsões, sendo possível análise contínua. A exceção de carbonatos maciços presentes na porção superior do testemunho, a composição isotópica $\delta^{13}C$ dos carbonatos varia de -14.3‰ a -3‰ (Tabela – 4.2), cabendo destacar que os valores mais negativos, abaixo de -10‰ são relacionados provavelmente a carbonatos associados a xistos carbonosos, devido ao fracionamento biológico de isótopos de carbono onde o valor $\delta^{13}C$ em compostos orgânicos é muito negativo. A assinatura de $\delta^{13}C$ orgânico por todo registro geológico é da ordem de -26 ± 7 ‰, com uma dispersão entre -50 e -10‰ (Schidlowski, 1988). Pulz (1995) advoga que os baixos valores de $\delta^{13}C$ podem ser atribuídos à degradação térmica da matéria orgânica durante a diagênese e metamorfismo. Nessas condições, as fases mais lábeis são extraídas e eventualmente oxidadas, produzindo uma supersaturação de CO_2 enriquecido em ^{12}C . Ao analisar a figura 4.10 observa-se que predominam valores negativos de $\delta^{13}C$ entre 125 e 350 metros, região onde ocorre a maior

parte do xisto carbonoso encontrado na sondagem. Já os valores de 350 metros até o final do testemunho são levemente negativos, variando de -3 a -9‰. Nessa porção do testemunho não mais ocorrem xistos carbonosos, mas metassedimentos siliciclásticos e soleiras dioríticas. Estes valores levemente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ são próximos aos valores de Enxôfre magmático.

Tabela 4.3 - Tabela com resultado das análises isotópicas de Carbono, Oxigênio e Enxofre do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás.

Amostra	Prof (m)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$	Descrição	Observations
JOT-02	40.8	-4.3	-19.27	2.16	TON	py
JOT-04	81.0	-5.17	-19.89		TON	
JOT-07	112.7	-3.79	-16.71	1.56	ANF	Cpy, py
JOT-09	117.3	7.99	-13.88		MAR	
JOT-10	118.3	6.64	-16.17		MAR	
JOT-12	120.2	8.1	-18.47		MAR	
JOT-14	125.7	-12.99	-19.75		BQX	
JOT-15	151.7	-2.71	-20.77		CQX	
JOT-16	158.8			-1.43	CQX	Cpy, py
JOT-17	159.4	-7.44	-20.29	-0.49	ANF	Cpy, py
JOT-19	167.5	-10.44	-19.12		BQX	
JOT-21	194.5	-13.58	-17.58	-14.11	CAR	Cpy, py
JOT-24	224.2	-11.08	-17.0		BQX	
JOT-28	274.1	-13.11	-18.07		BQX	
JOT-29	280.7	-13.24	-17.8		BQX	
JOT-30	292.6			-4.72	CAR	py
JOT-32	308.9	-11.74	-19.19		CAR	
JOT-33	310.2	-10.96	-18.33	-8.81	CAR	Cpy, py
JOT-34	328.1	-14.33	-18.87		BQX	
JOT-35	343.5			-12.61	CAR	Cpy, py
JOT-36	245.2			-11.95	CAR	Cpy, rutilo
JOT-38	352.8	-10.89	-18.01		CAR	
JOT-41	374.5	-6.18	-17.5		QCX	
JOT-43	396.4	-6.14	-18.61		ANF	
JOT-44	408.0	-6.23	-18.52		ANF	
JOT-50	469.0	-8.36	-18.4		CQG	
JOT-54	507.0	-7.58	-17.96		TCX	
JOT-56	523.0	-7.75	-18.37		BHT	
JOT-57	533.0			-8.96	ANF	py
JOT-58	615.3	-9.73	-19.37		CQX	
JOT-60	639.0	-8.84	-19.93		SOL	
JOT-66	710.5	-9.86	-19.33		SOL	
JOT-70	802.0			-1.07	XFD	Cpy, py
JOT-71	803.0	-7.03	-18.19		XFD	

ANF = Anfíbolito, BHT = Brecha Hidrotermal, BQX = Biotita-Quartzo-Xisto, CQX = Clorita-Quartzo-Xisto, QCX = Quartzo-Clorita-Xisto, CQG = Clorita-Quartzo-Xisto com granada, CAR = Xisto Carbonoso, MAR = Mármore, SOL = Soleira Diorítica Metamorfisada, TON = Tonalito TQX = Talco-Clorita-Xisto, XFD = Xisto Feldspático.

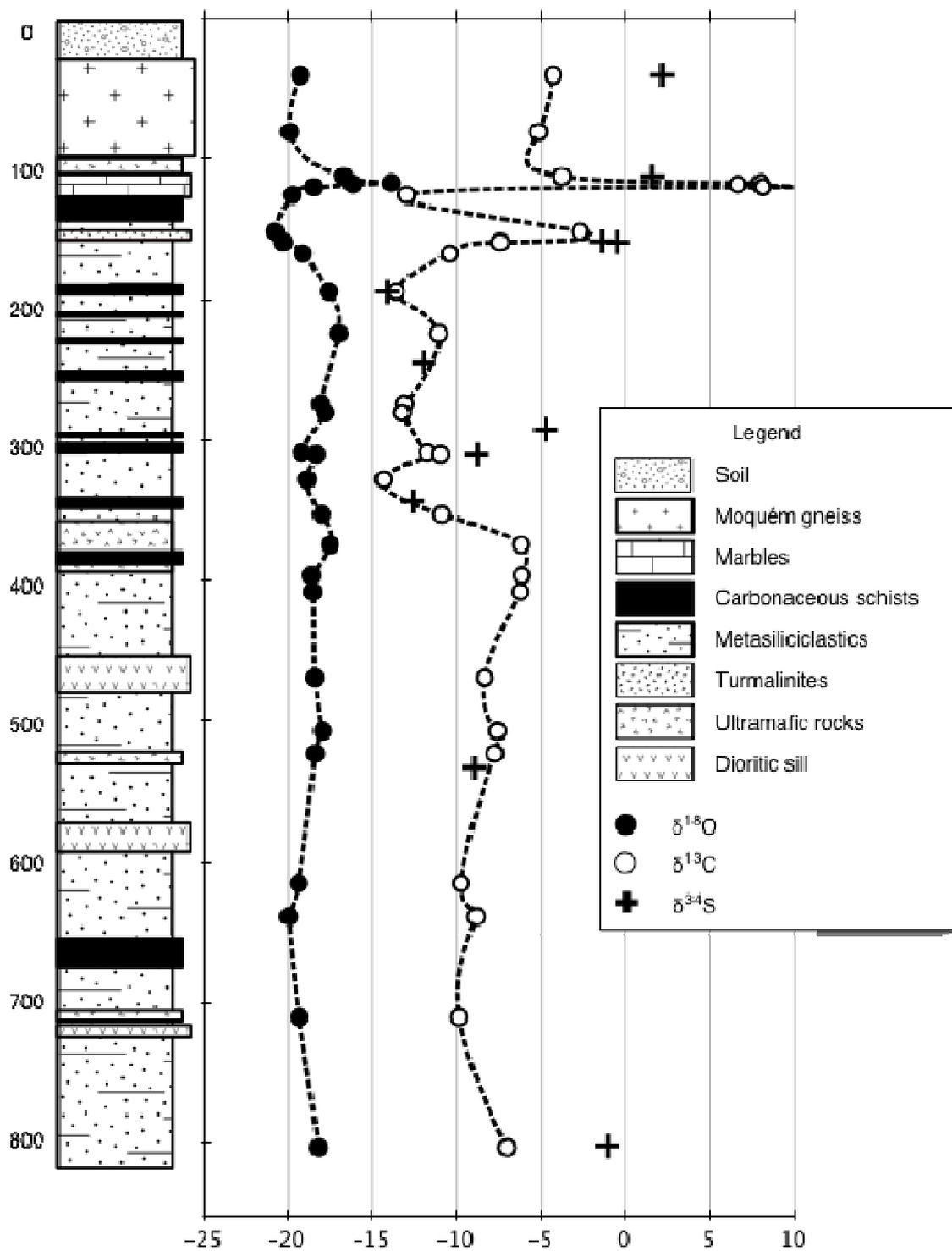


Figura 4.10 - Coluna estratigráfica ilustrativa do testemunho de sondagem com assinaturas isotópicas de Carbono, Oxigênio e Enxofre.

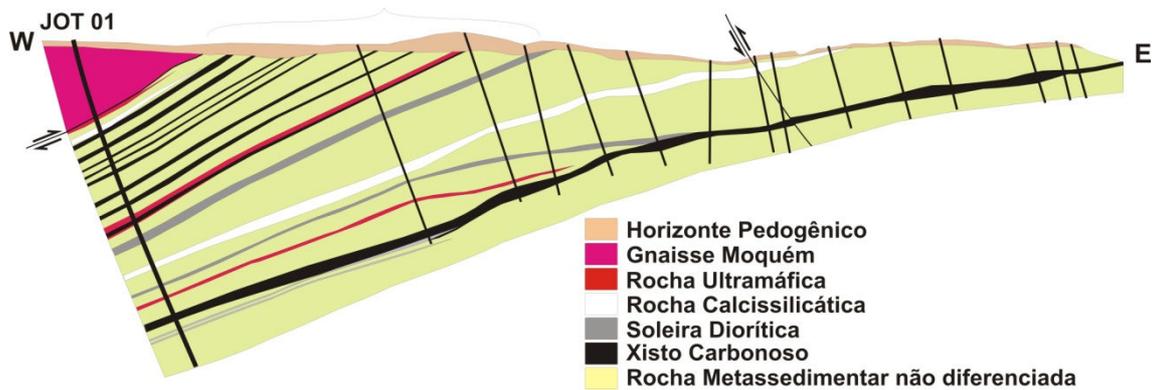


Figura 4.11 – Perfil Geológico esquemático dos metassedimentos de topo do Greenstone Belt de Pilar de Goiás

Os mármores maciços que ocorrem no topo da sondagem, pertencentes à Formação Serra do Moinho, possuem $\delta^{13}\text{C}$ entre +6 e +9‰, o que representa importante anomalia isotópica na sessão. Ao analisarmos os resultados dos dados de C e O do furo JOT 01 (Figura 4.11) de Pilar observa-se claramente a anomalia positiva nos resultados da composição isotópica do carbono, que de maneira direta, é acompanhada pelos resultados anômalos na análise de oxigênio. Anomalias positivas em rochas carbonáticas paleoproterozóicas são conhecidas no registro geológico, tendo sido denominada de Lomagundi (Schidlowski, 1975). Essa excursão positiva registra grandes alterações no ciclo do carbono e mudanças significativas na dinâmica da atmosfera e da hidrosfera, tais como o que vem sendo denominado de GOE (*Great Oxygen Event*). Schidlowski (1975) foi o primeiro a observar esse enriquecimento não usual nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos marinhos, sugerindo inicialmente ser essa feição resultante do soterramento excessivo de carbono orgânico relativamente ao de carbono inorgânico. Porém com o passar do tempo, estudos tem argumentado o trabalho pioneiro de Schidlowski, e o enriquecimento Lomagundi foi corroborado por Baker e Fallick (1989a, b) que fizeram estudos de calcários e margas na Escócia e Normandia, respectivamente. A compilação de outros dados de enriquecimento em $\delta^{13}\text{C}$ em calcários e dolomitos da Escandinávia, África do Sul, América do Norte e Austrália por Karhu e Holland (1996) deu corpo aos enriquecimentos não usuais Lomagundi, levando a conclusão de que a anomalia representa um evento pré-cambriano mundial. Valores elevados $\delta^{13}\text{C}$ também podem ser originados por reciclagem de metano durante a diagênese (De Giovanni *et al.*,

1974), porém essas anomalias normalmente resultam em valores levemente positivos (Marshall, 1992), inferiores aos encontrados neste estudo.

Também é observado um resultado levemente negativo $\delta^{13}\text{C}$, próximo a zero, no Tonalito do Bloco Moqué e nos primeiros 150 metros de amostragem. Esses valores são relacionados à média normal de rochas graníticas e águas meteóricas (Faure, 1986), que provavelmente atuaram na homogeneização da assinatura desta região, e não interagiram com outros fluidos com assinaturas mais negativas da região.

A apresentação dos resultados negativos $\delta^{18}\text{O}$ é isotopicamente homogênea, e acompanha o tipo rochoso em que se encontra. Carbonatos com baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ são usualmente interpretados como resultantes de interação com fluidos meteóricos a altas temperaturas (Valley 1986, Cartwright *et al.*, 1995, Guerrero *et al.*, 1997). Como o fracionamento isotópico calcita-água a 150°C é de $12,1\text{‰}$ (O'Neil *et al.*, 1969), implica que sob estas condições, um carbonato com $\delta^{18}\text{O}$ de -15‰ , como é o caso dos *Greenstone Belts* Faina, Serra de Santa Rita (Resende, 1995) e também do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, estaria em equilíbrio com uma água com $\delta^{18}\text{O}$ de $-27,1\text{‰}$. Apesar de fortemente negativo, este valor situa-se dentro da variação isotópica para águas meteóricas que pode alcançar valores abaixo de -40‰ .

É interessante destacar que a mistura de fluidos e outros mecanismos de troca isotópica podem influenciar nos resultados obtidos. Contudo nas rochas calcissilicáticas em geral, não foram observados veios ou vênulas silico-carbonáticas comuns ao longo do testemunho. Essa observação, juntamente com os resultados, nos leva a crer que estas rochas não foram submetidas a trocas isotópicas que pudessem comprometer a interpretação dos resultados obtidos. De modo distinto, no resto da amostragem as trocas isotópicas são observadas.

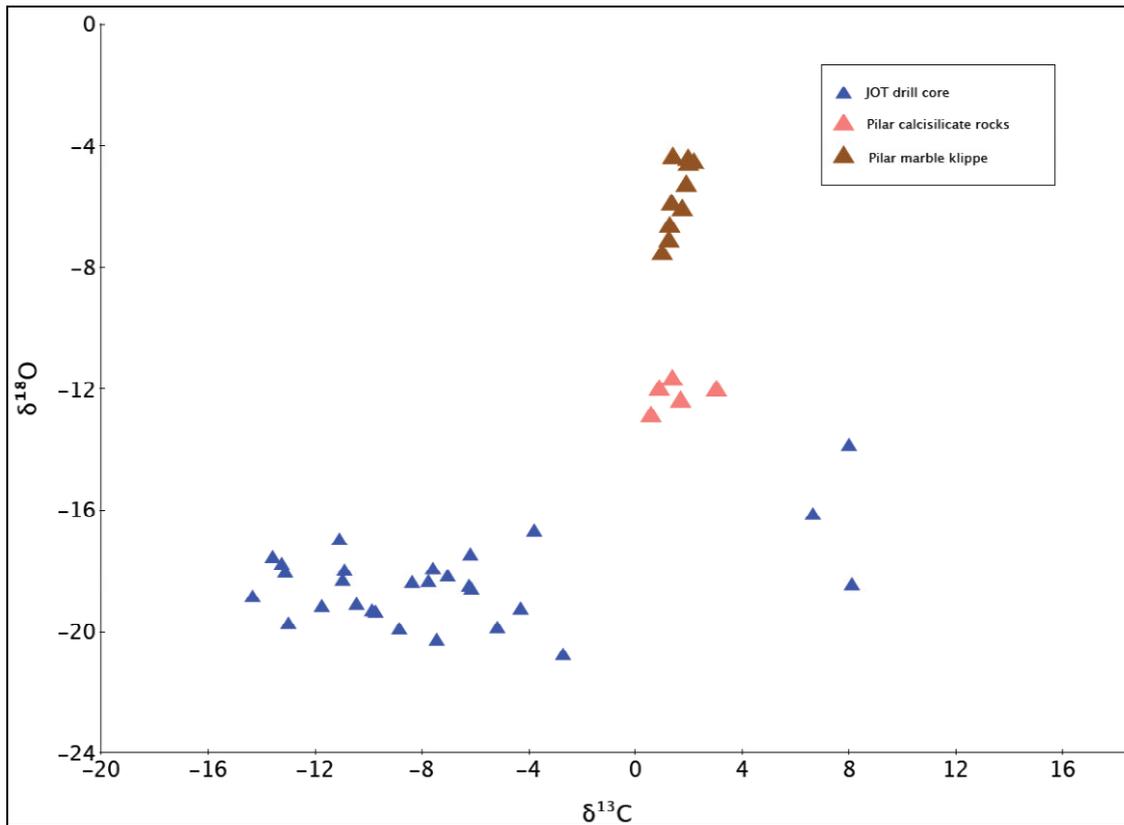


Figura 4.12 – Relação $\delta^{18}\text{O}$ X $\delta^{13}\text{C}$ das rochas calcissilicáticas da Formação Serra do Moinho encontradas no testemunho de sondagem JOT 01 e das rochas calcissilicáticas encontradas em klippes carbonáticos de Pilar de Goiás.

Outro aspecto importante é que quando comparamos o resultado das análises $\delta^{18}\text{O}$ com $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.12) das amostras de calcissilicáticas da Formação Serra do Moinho do testemunho de sondagem JOT 01 com os obtidos em rochas calcissilicáticas referentes ao *Klippe* da Formação Boqueirão, notamos que as assinaturas isotópicas dessas rochas são distintas tanto nos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ quanto em $\delta^{13}\text{C}$.

4.4 – Análises Isotópicas de Enxofre

Os valores $\delta^{34}\text{S}$ foram obtidos por análise de pirita, calcopirita e arsenopirita que ocorrem localizadamente pelo testemunho. Na porção superior do mesmo foram encontrados valores de $\delta^{34}\text{S}$ mais positivos que 2.16‰, associados ao tonalito do Gnaiss do Complexo Moquém. Estes valores são típicos de rochas graníticas, que podem variar entre -4‰ a +9‰ (Hoefs 1980).

Os valores mais negativos $\delta^{34}\text{S}$ variaram entre -4.72‰ a -14.11‰ e foram registrados em xistos carbonosos da Formação Serra do Moinho. A variação destes resultados em rochas de origem sedimentar Pré-cambrianas é de grande importância, pois traz informação sobre evolução biológica das bactérias redutoras de sulfato neste Éon (Faure, 1986). Os resultados obtidos neste trabalho mostram que nestes sedimentos um fracionamento isotópico que pode ter sido causado por bactérias sulfato-redutoras, típicas de ambientes sedimentares redutores, onde há preservação de material orgânica.

Três amostras de anfibolitos apresentaram valores $\delta^{34}\text{S}$ distintos: Uma, obtida nos primeiros metros de sondagem registrou valores $\delta^{34}\text{S}$ de 1.16‰. Outra a aproximadamente 150m, apresentou valores de -0.49‰. A terceira, aos 600m, um valor $\delta^{34}\text{S}$ de -8.96 ‰. A primeira amostra é de anfibolito interpretado como enclave máfico que corta o gnaiss do Complexo Moquém e, assim como a segunda, registra valores típicos de rochas vulcânicas. A terceira amostra registra valor negativo, porém próximo aos dos xistos carbonosos sobrepostos, podendo se tratar de uma assimilação da assinatura isotópica dos metassedimentos em contato com esta rocha.

A 800 metros o valor de $\delta^{34}\text{S}$ de -1.07‰ foi encontrado em xistos feldspáticos. Este valor pode ser próximo de zero é encontrado em rochas graníticas, já que estes xistos foram interpretados a partir da assinatura ETR e dos aspectos petrográficos como resultado de erosão de rochas félsicas arqueanas.

4.5 – Correlações Locais e Mundiais

Ao compararmos os resultados aqui obtidos com estudos prévios de isótopos de C e O dos *Greenstone Belts* de Faina, Goiás e Crixás observamos uma correlação direta. Apesar de não haver amostragem contínua dos perfis de Faina e Goiás, e de seus resultados de $\delta^{13}\text{C}$ serem mais elevados (Resende, 1999), é possível correlacioná-los com os altos valores encontrados na sondagem JOT 01 de Pilar. Essa interpretação posiciona as rochas carbonáticas metassedimentares de topo dos *Greenstone Belts* de Pilar de Goiás, Faina, Serra de Santa Rita e Crixás num mesmo nível estratigráfico. Os carbonatos da Formação Fazenda Limeira Superior do Grupo Fazenda Paraíso do *Greenstone Belt* de Serra de Santa Rita e os carbonatos da Formação Serra de São José Inferior do Grupo Furna Rica do *Greenstone Belt* de Faina são metassedimentos com idade de formação cronocorrelata aos carbonatos da Formação Serra do Moinho do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás (Figura 4.13).

As rochas calcissilicáticas com anomalias $\delta^{13}\text{C}$ no *Greenstone Belt* de Crixás, (Figura 4.14) não foram analisadas com o controle estratigráfico, não sendo possível a correlação estratigráfica direta com esta sequência. Contudo, em resultados absolutos de $\delta^{13}\text{C}$, aquelas rochas são correlacionáveis às anomalias encontradas nos demais *greenstone belts* da região, mas necessitam novos trabalhos que acompanhem a estratigrafia das mesmas para o estabelecimento de uma correlação direta entre as formações.

Correlação entre Greenstone Belts do Goiás por Isótopos de Carbono

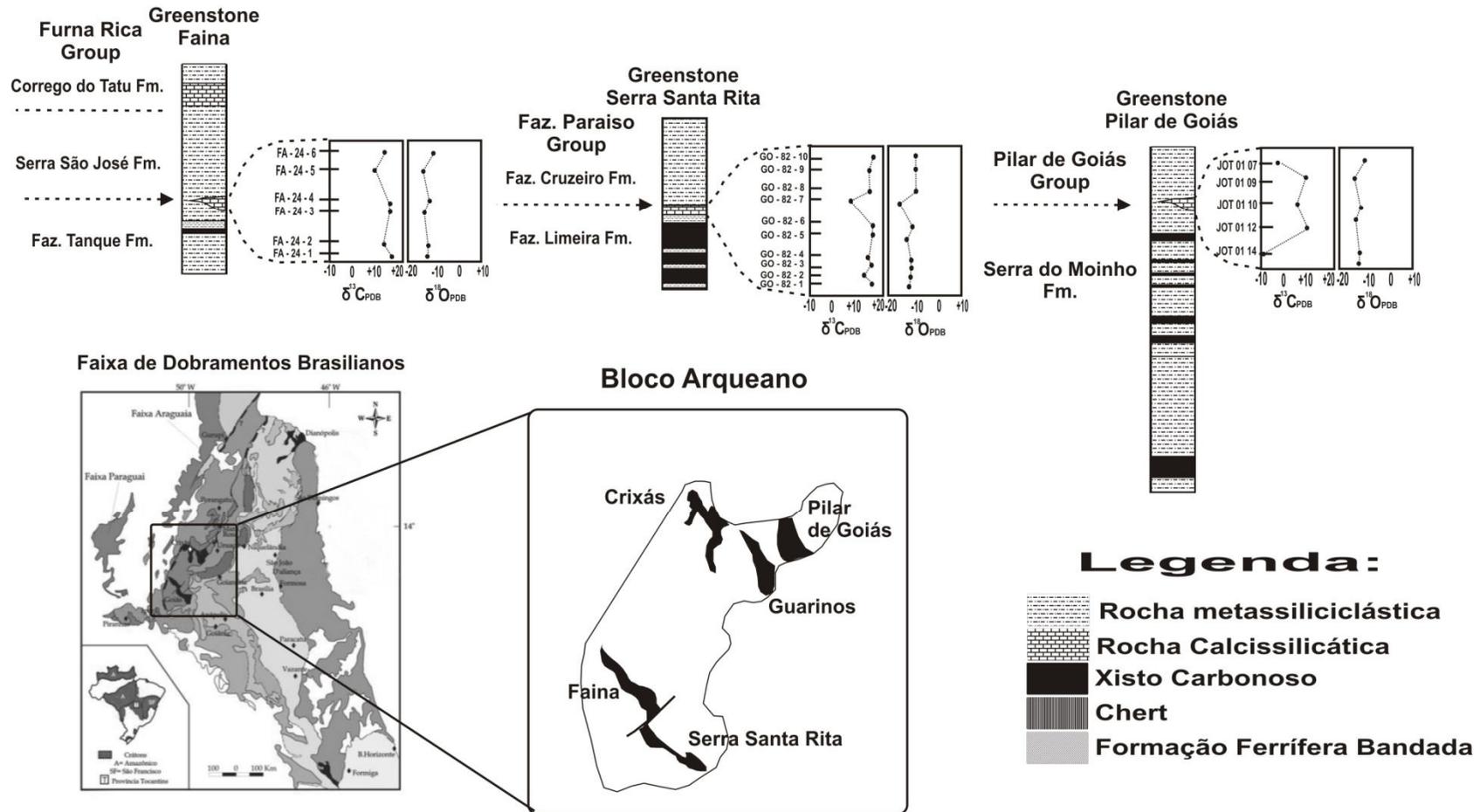


Figura 4.13 – Correlação estratigráfica entre os *Greenstone Belts* de Faina, Serra de Santa Rita e Pilar de Goiás com base em análises isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ em rochas carbonáticas.

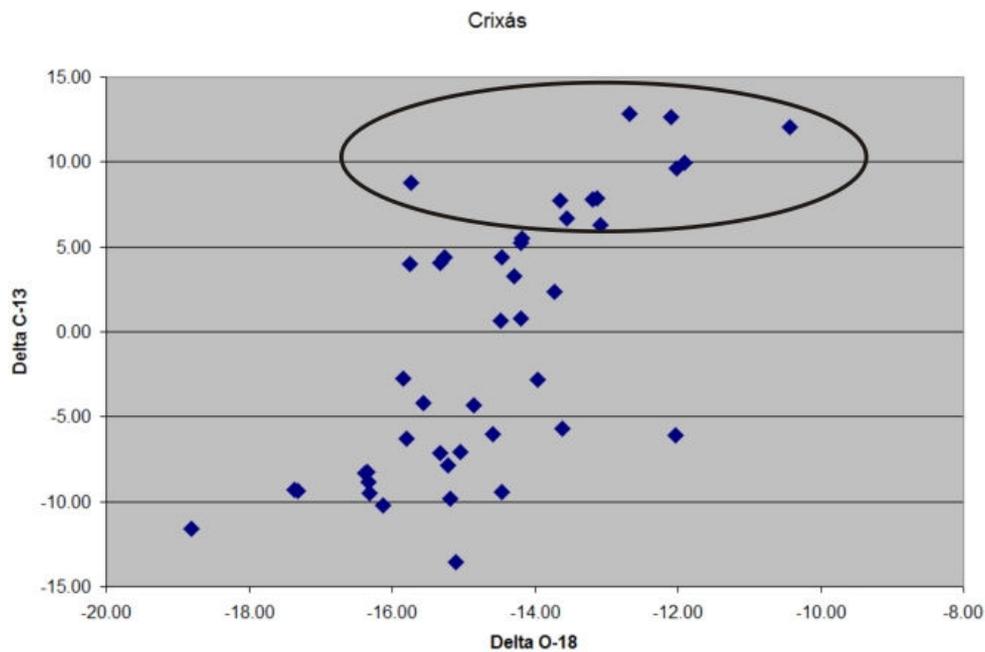


Figura 4.14 – Resultados das análises isotópicas do *Greenstone Belt* de Crixás sem controle estratigráfico com dados anomalmente positivos circulos.

Bekker et al. (2001, 2003a) correlacionam rochas anomalmente positivas em $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Fecho do Funil no Supergrupo Minas, Brasil, com valores entre +5.6 e +7.4 ‰. Estes valores anômalos também são encontrados em carbonatos do Subgrupo Pretoria Superior do Supergrupo Transvaal, África do Sul, com valores de +8 a +11 ‰.

Trabalhos clássicos de correlação mundial do evento Lomagundi (Figura 5.4) foram executadas por Shidlowski (1975, 1976), Galimov et al. (1968, 1975), Baker e Fallick (1989a,b), Veizer, (1983); Knoll et al., (1986), Des Marais et al. (1992), Aharon e Liew, (1992), Karhu e Holland (1996), Buick et al., (1998), Hayes et al. (1999), Bekker et al., (2001, 2003a), Aharon (2005) e entre outros. Recentemente Maheshwari *et al.* (2010) (Figura 4.15) compilou dados de carbono isotópico publicados de idade Paleoproterozóica. O resultado no registro $\delta^{13}\text{C}$ confirmou que a anomalia positiva no $\delta^{13}\text{C}$ Lomagundi, primeiramente reportada por Schidlowsk *et al.* (1975), representa uma perturbação importante no ciclo do carbono ao longo de um intervalo de cerca de 180 Ma (2.25 a 2.07 Ga.) Desde esta compilação de dados, um progresso visível foi sendo feito na demarcação do evento Lomagundi, tanto devido a melhoria das datações radiométricas em metassedimentos como com a publicação de recentes resultados de $\delta^{13}\text{C}$ de províncias indicadas como

Paleoproterozóicas. Aharon (2005) publica um resultado que correlaciona a anomalia Lomagundi como precedida de mega eventos glaciais, coeva ao GOE (Great Oxidation Event - Grande Evento Oxidante da Terra) e sucedida pelo grande evento de deposição de fosforitos sedimentares paleoproterozóicos e pela massiva deposição de Formações Ferríferas Bandadas(BIFs) Paleoproterozóicas (Figura – 4.16).

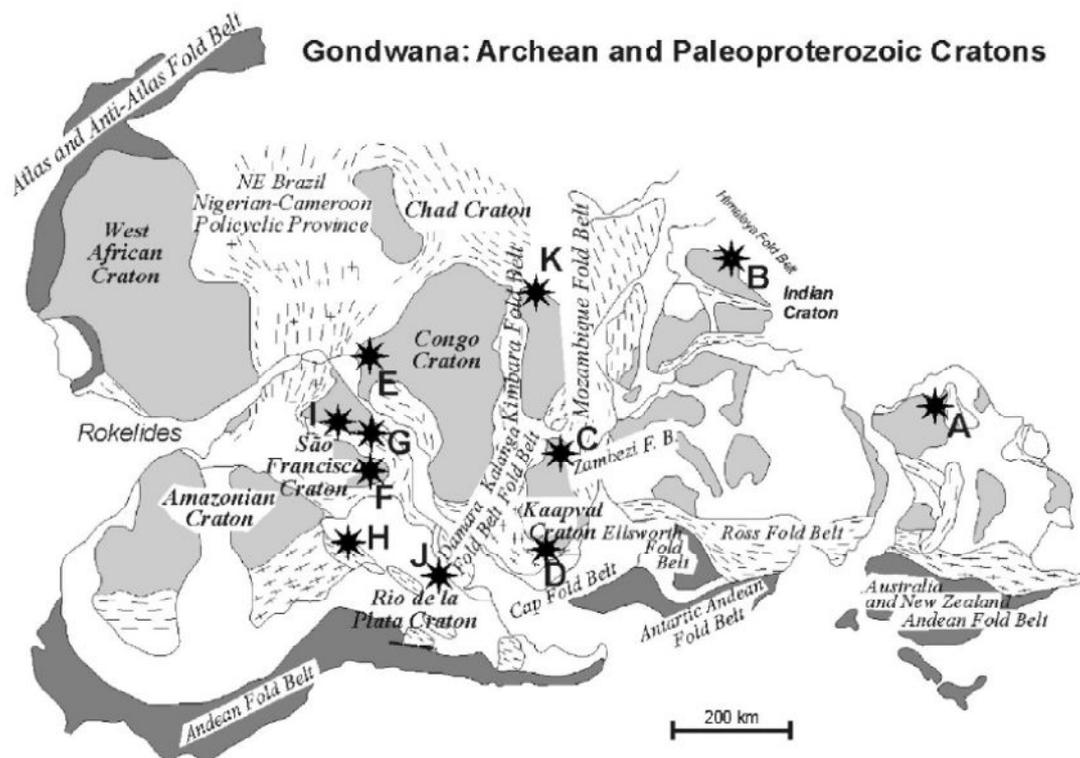


Figura 4.15 – Reconstrução esquemática do supercontinente Gondwana (modificada de Trompette, 1994) (retirada de Maheshwari *et al.*, 2010) mostrando crátons, cinturões dobrados, e regiões com sucessões de carbonatos Paleoproterozóicos com registro da excursão isotópica Lomagundi em estrelas: (A) *Buble Well Member, Juderina Fm. Nabberu Basin, Austrália*; (B) *Jhamarkotra Fm. Aravalli Supergroup, Aravalli craton, Índia*; (C) *Magondi Supergroup, Zimbábue*; (D) *Duitschland, and Sengoma and Silverton Fms. Pretoria Group and Lucknow Fm., Elim Group, South Africa*; (E) *Francevillian Series, Gabon*; (F) *Fecho do Funil e Cercadinho Fm, Minas Supergroup, Minas Gerais, Brazil*; (G) *Itabuna Salvador Curaçá Belt, Bahia, Brazil*; (H) *Crixás, Serra de Santa Rita, Faina, Pilar de Goiás e Guarinos Greenstone Belts, Goiás, Brazil* (I) *Rio Itapicuru greenstone Belt, Bahia, Brazil*; (J) *Paso Severino Fm, Rio de La Pçlata craton, Uruguay*; e (K) *Ruwenzori Mountains, Uganda*.

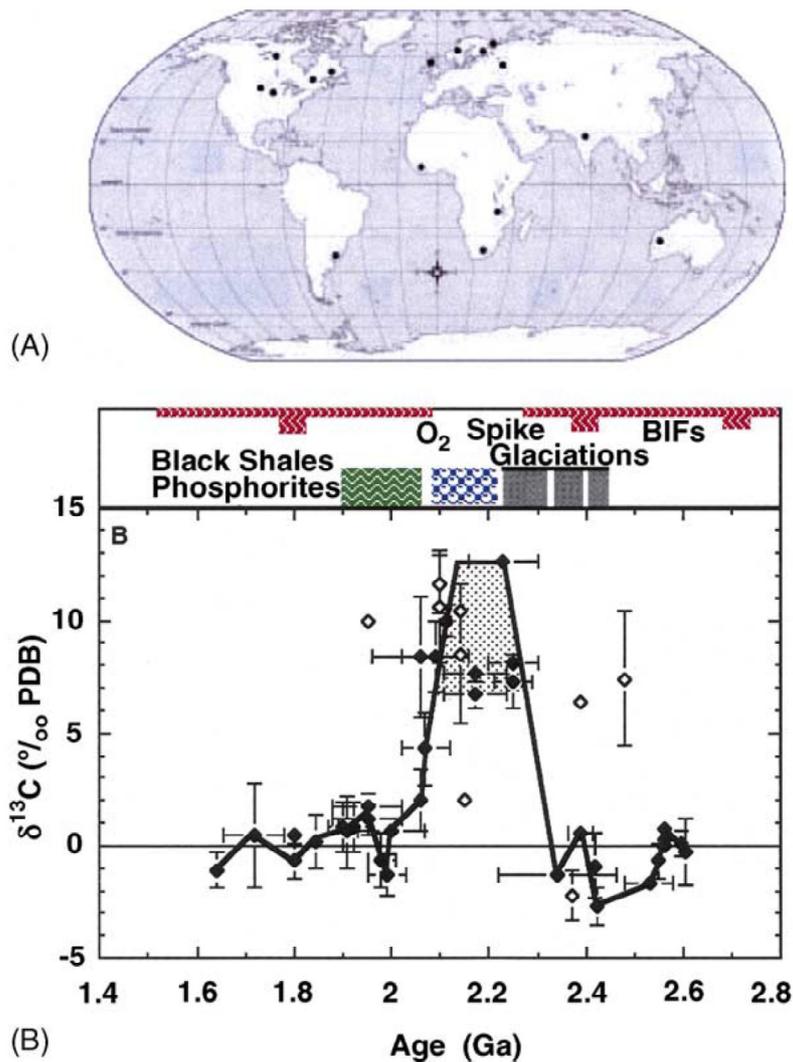


Figura 4.16 – Excursão positiva Paleoproterozóica de Carbono e grandes depósitos minerais associados, (Aharon, 2005).

O registro da anomalia isotópica Lomagundi em carbonatos Paleoproterozóicos é uma importante ferramenta para estudos posteriores de prospecção em *greenstone belts*, pois além do mesmo ser reconhecido nos estudos geológicos como importantes terrenos hospedeiros de mineralizações auríferas, estes normalmente possuem unidades carbonáticas correlacionáveis descritas em muitos *greenstone belts* do mundo, o que constitui importância no posicionamento de zonas mineralizadas. Com o resultado gerado por Aharon (2005), fica claro o possível uso dos marcos estratigráficos em *Greenstone Belts* Paleoproterozóicos para a identificação de possíveis depósitos fosforíticos e formações ferríferas bandadas.

Conclusões

Com a execução da sondagem estratigráfica pela empresa Yamana Gold Desenvolvimento Mineral, que corta uma grande sequência de domínio metassedimentar do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás, foram executados estudos de isótopos de C e O por uma seção de rocha contínua e inalterada, o que permitiu correlacionar um perfil de rocha com base na análise petrográfica a um de anomalias de isótopos de carbono, oxigênio e enxofre.

Os resultados de ETRs em conjunto com a análise petrográfica permite concluir que as rochas estudadas são metassedimentares com assinaturas típicas de sedimentos pós-arqueanos, similares ao PAAS com contribuição de rochas félsicas arqueanas. Essa sequência de metassedimentos foram identificadas como pertencentes a Formação Serra do Moinho.

Com base nos resultados obtidos, aliados aos estudos prévios de isótopos de C e O dos *Greenstone Belts* de Faina, Serra de Santa Rita e Crixás é possível fazer uma correlação direta entre esses terrenos. Essa interpretação permite posicionar as rochas carbonáticas metassedimentares de topo dos *Greenstone Belts* de Pilar de Goiás, Faina, Serra de Santa Rita e Crixás num mesmo nível estratigráfico. Os carbonatos da Formação Fazenda Limeira Superior do Grupo Fazenda Paraíso do *Greenstone Belt* de Serra de Santa Rita e os carbonatos da Formação Serra de São José Inferior do Grupo Fuma Rica do *Greenstone Belt* de Faina são metassedimentos de idade de deposição correlata aos carbonatos da Formação Serra do Moinho do *Greenstone Belt* de Pilar de Goiás.

A ocorrência de rochas calcissilicáticas com anomalias $\delta^{13}\text{C}$ no *Greenstone Belt* de Crixás é correlacionável às anomalias encontradas nos demais *greenstones*. Porém, as análises foram executadas sem o controle estratigráfico, não sendo possível a correlação direta nessa sequência.

Consideramos também que estas anomalias são comparáveis àquelas descritas por Bekker *et al.*, (2001, 2003a) nas rochas anormalmente positivas em $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Fecho do Funil no Supergrupo Minas, Brasil, com valores entre +5.6 e +7.4 ‰. Estes valores anômalos também são encontrados em carbonatos do Subgrupo Pretoria Superior do Supergrupo Transvaal, África do Sul, com valores variando de +8 a +11 ‰.

As anomalias positivas de carbono encontradas nessas sequências ocorrem, em geral, após eventos glaciais e têm sido denominadas Lomagundi, primeiramente descrita por Schidlowiski *et al.*, (1976). Este evento tem sido registrado pelo mundo com idade próxima a 2.1 Ga, fato corroborado pelas idades obtidas por Jost (não publicado) em cristais de zircão detrítico de 2178 ± 19 Ma em grauvacas da base da Formação Serra do Moinho do Greenstone de Pilar de Goiás, sendo que esta seção foi intrudida por albita-granitos com zircão magmático de 2160 ± 15 Ma (Queiroz, 2000).

Conclusões sobre a evolução do oxigênio nos sistemas oceano-atmosfera-crosta a partir do registro do paleocarbono em rochas metassedimentares paleoproterozóicas foram descritas por diversos autores que estudam o Evento Lomagundi, e concluem o mesmo está diretamente relacionado a um evento climático global, com altíssima produção orgânica e, conseqüentemente, forte alteração no ciclo do carbono, diretamente relacionado ao Grande Evento Oxidante da Terra.

Referências

AHARON, P. 2005. Redox stratification and anoxia of the early Precambrian oceans: Implications for carbon isotope excursions and oxidation events. *Precambrian Research*. 137, 207-222.

ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7(4): 349-364.

AHARON, P., Liew, T.C. 1992. An assessment of the Precambrian / Cambrian transition events on the basis of carbon isotope records. In: Schildowski, M. (Ed.), *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*. Springer-Verlag, Berlin. 212–223.

ALMEIDA, F. F. M., Hasui, Y., Neves, B. B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.* 17,1–29.

ARAÚJO FILHO, J. O. 2000. The Pireneus Syntaxis: na example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Rev. Bras. Geocienc.* 30(1),144–148.

ARNDT N.T., Teixeira N.A., White W.M. 1989. Bizarre Geochemistry of komatiíitos from the Crixas greenstone belt, Brazil. *Contr. Mineral. Petrol*, 74: 549-564.

BAKER, A.J., Fallick, A.E. 1989a. Evidence from Lewisian limestones for isotopically heavy carbon in two thousand million year old sea water. *Nature* 337, 352–354.

BAKER, A.J., Fallick, A.E., 1989b. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: Implications for the Precambrian carbon cycle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 1111–1115.

BEKKER, A., Kaufman, A. J., Karhu, J. A., Beukes, N. J., Swart, Q. D., Coetzee, L. L., Eriksson, K. A., 2001. Chemostratigraphy of the

Paleoproterozoic Duitschland Formation, South África: implications for coupled climate change and carbon cycling. *Am. J. Sci.* 301, 261–285.

BEKKER, A., Holland, H. D., Young, G. M., Nesbitt, H. W., 2003a. The fate of oxygen during the early Paleoproterozoic carbon isotope excursion. In: *NASA Astrobiology Institute General Meeting*. 167–168.

BUICK, I.S., Uken, R., Gibson, R.L., Wallmach, T., 1998. High- $\delta^{13}\text{C}$ Paleoproterozoic carbonates from the Transvaal Super- group, South Africa. *Geology* 26, 875–878.

CARTWRIGHT, I., Buick, I.S., 1995. Formation of wollastonite-bearing marbles during late regional metamorphic channeled fluid flow in the upper calcisilicate unit of the Reynolds range group, central Australia. *Journal of Metamorphic Petrology* 13, 397–418.

CONDIE, K.C. 1981. Archean greenstone belts. *Developments in precambrian geology*. Amsterdam, Elsevier, 434p.

DANNI, J.C.B., Ribeiro, C.C. 1978. Caracterização estratigráfica da sequencia vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: SBG, *XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*. 582-596.

DANNI, J. C. M. & Fuck, R. A. 1981. Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da margem ocidental do Craton do São Francisco. In: SBG/Núcleo Bahia, *Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Anais*, 130-139.

DANNI J.C.M., Fuck, R.A., Leonardos Jr., O.H. 1982. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geologische Rundschau* 71, 291-317.

DANNI, J.C.M., Jost H., Winge M., Andrade G.F. 1986. Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina, Goiás. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. Anais* 2:570-584.

DANNI, J.C.M. 1988. Os Greenstone Belts da Província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(4):381-390.

DE CARLO, E. H., McMurtry, G.M. 1992. Rare-earth element geochemistry of ferromanganese crusts from the Hawaiian Archipelago, central Pacific. *Chem. Geol.*, v.95. 235-250

DE GIOVANI, W.F., Salati, E., Marini, O.J., Friedman, I. 1974. Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. *Geol. Soc. Am Bull.* 85, 41-44

DES MARAIS, D.J., Srauss, H., Summons, R., Hayes, J.M. 1992. Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment. *Nature* 359, 605–609.

EVENSEN, N.M., Hamilton, P.J. and O’Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212.

FAURE G. *Principles of Isotope Geology*. Second Edition, 1986.

FERREIRA FILHO, C.F., Moraes, R., Fawcett, J.J., Naldrett, A.J. 1998a. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelandia Complex, central Brazil: regional tectonic implications. *Journal of South America Earth Sciences*. 11, 35–50.

FORTES, P.T.F.O. 1991. Geologia do Depósito Auríferos Mina III, Crixás, Goiás. *MSc Diss*, 68, IG-UnB, 194pp.

FORTES, P.T.F.O., Giuliani, G., Takaki, T., Pimentel, M.M., Teixeira, W. 1995. Aspectos geoquímicos do depósito aurífero Mina III, greenstone belt de Crixas, Goiás. *Geochimica Brasiliensis* IX (1), 13–31.

FORTES, P.T.F.O. 1996. Metalogenia dos depósitos auríferos de Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. PhD Thesis, University of Brasília.

FORTES, P.T.F.O., Pimentel, M.M., Santos, R.V., Junges, S. 2003. Sm-Nd study of the Crixás greenstone belt, Brazil: implications for the age of deposition of the upper sedimentary rocks and associated Au mineralization. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (6). 503-512.

FUCK, R.A., Jardim de Sá, E.F., Pimentel, M.M., Dardenne, M.A., Soares, A.C.P. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: Dominguez, J.M.L., Misi, A. (Eds.), *O Cráton de São Francisco*, SBG-SGM-CNPq. Salvador. 161-185.

FUCK, R.A., Pimentel, M.M., Silva, L.J.H.D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário Camboriú, Resumos Expandidos, 1:215-216.

FUJI, M. REE geochemistry and Sm/Nd geochronology of the Cana Brava Complex-Brazil. Kobe: University of Kobe, 1989. 55p (*Master Thesis*, University of Kobe).

FRALICK, P.W., Barrett, T.J., Jarvis, K.E., Jarvis, I., Schenieders, B.R., Kemp, R.V. 1989. Sulfide-facies iron formation at the Archean Morley occurrence, Northwestern Ontario: Contrasts with oceanic hydrothermal deposits. *Can. Mineral.*, v.27. 606-616.

Galimov, E.M., Kuznetsova, N.G., Prokhorov, V.S. 1968. On the problem of the Earth's ancient atmosphere composition in connection with results of isotope analysis of carbon from the Pre- cambrian carbonates. *Geochemistry* 11, 1376–1381.

Galimov, E.M., Migdisov, A.A., Ronov, A.B. 1975. Variation in the isotopic composition of carbonate and organic carbon in sedimentary rocks during Earth's history. *Geochem. Int.* 12, 1–19.

GAO, S & WEDEPOHL, K.H. 1995. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: Implications for decomposition, age and importance of their granitic sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 133. 81-94

GIBBS, A.K., Montgomery, C.W., O'Day, P.A., Erslev, E.A. 1986. The Archean Proterozoic transition: Evidence from the geochemistry of metasedimentary rocks of Guyana and Montana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 2125-2141.

GUERRERA, A.Jr. 1997. Large ^{18}O e ^{13}C depletions in greenschist facies carbonate rocks, western Arizona. *Geology*. V. 25, n.10, pp. 943-946.

HAYES, J.M., Strauss, H., Kaufman, A.J. 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chem. Geol.* 161, 103–125.

HOEFS, J. Stable Isotope Geochemistry, *Monograph Series of Theoretical and Experimental studies*, 1973. 140p.

JOST, H. & Oliveira, A.M.1991. Estratigraphy of the greenstonebelts in Crixás region, Goiás, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 4(3):201-214.

JOST, H. *et al.* 1994. Litologias, Relação de Contato e Estrutura do Bloco Caiamar, Crixás-Goiás. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 4, Brasília. Anais, SBG. p.18-20.

JOST, H. Relações de Contato, Litologias, Geologia, Estrutural e Geofísica do Bloco Arqueano do Muquém, Crixás, Goiás. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 4, 1994, Brasília. Anais: SBG, 1994, p.21.

JOST, H., Kuyumjian, R.M., Freitas, A.L.S., Costa, A.L.L., Nascimento, C.T.C., Vasconcelos, F.M., Galotti, L., Martins, M.C.A., Carvalho M.N. & Conde, V.C. 1995. Geologia da porção norte do Greenstone Belt de Guarinos, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3): 151-166.

JOST, H., Brod J.A., Queiroz E.T. 2001. Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros, ADIMB.

JOST, H., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Rancan C.C., Rezende, D.B., Santos, E., Portela, J.F., Mattos, L., Chiarini, M.F.N., Oliveira, R.C., Silva, S.E. 2005. Geologia e Geocronologia do Complexo Uvá, Bloco Arqueano de Goiás.

JOST, H., Dussin I.A., Chemale Jr. F., Tassinari C.C.G., Junges S. 2008. U-Pb and Sm-Nd constraints for the paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts. *VI South American Symposium on Isotope Geology*, San Carlos de Bariloche, Argentina.

JOST, H., Chemale Jr, F., Dussin, I.A., Tassinari, C.C.G., Martins, R. 2010. A U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil.

KARHU, J.A., Holland, H.D., 1996. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology* 24, 867–870.

KNOLL, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K., Lambert, I.B., 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature* 321, 832–838.

KUYUMJIAN R.M. 1981. Geologia e mineralizações auríferas do greenstone belt da Faixa Crixás, GO. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 67.

KUYUMJIAN, R.M. and Teixeira, N.A. 1982. Um novo tipo de estrutura em lavas ultramáficas: greenstone belt de Crixás, GO. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 572-577.

KUYUMJIAN, R.M., Oliveira, C.G., Campos, J.E.G., Queiroz, C.L. 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o Arco Magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol 34. No 3.

KUYUMJIAN, R.M. & ARAÚJO FILHO, J.O. 2005. Depósitos e ocorrências de ouro no terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Almas-Dianópolis (TO): Evidências da importância metalogenética do evento Brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4):611-614.

LACERDA, H. & LIMA JUNIOR, E.A. 1996. *Mapa Geológico do greenstone belt de Crixás – faixas Guarinos e Pilar de Goiás*. MME/DNPM, 6º Distrito, Goiânia.

MAHESHWARI, A., Sial, A.N., Gaucher, C., Bossi, J., Bekker, A., Ferreira, V.P., Romano, A.W. 2010. Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: A review of occurrences in Brazil, India e Uruguay. *Precambrian Research*, 182, p=274-299.

MARSHALL, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate Record and their preservation. *Geol. Mag.* 129, 143-160.

McLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. 1985. Archean Geochemistry: The origin and evolution of the Archean continental crust. *Springer-Verlag*, New York, 286.

McLENNAN, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process. In: RIBBE, P.R. (ed.) *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. MAS Reviews in Mineralogy, 21, 169-196.

McLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, 99: 1-21.

McLENNAN, S.M., Hemming, S., Taylor, S.R., Eriksson, K.A. 1995. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nb-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1153-1177.

O'NEIL, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. 1969. Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *Journal of Chemical Physics*. Vol 51, 1:12.

PIMENTEL, M.M., Whitehouse, M.J., Viana, M.G., Fuck, R.A., Machado, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Res.* 81, 229–310.

PIMENTEL, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira Filho, C. F. and Araújo, S. M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. and Campos, D. A. (eds) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 IGC.195-229.

PIMENTEL, M.M. Neoproterozoic anatexis of 2.9 Ga old granitoids in the Goiás-Crixás archean block, Central Brazil: evidence from new SHRIMP U-Pb data and Sm-Nd isotopes. *Geol. USP, Sér. cient.* [online]. 2003, vol.3, pp. 1-12.

PIMENTEL, M. M., Jost, H. and Fuck, R. A. 2004 O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. and Brito Neves, B. B. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano, Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.355-368.

PIMENTEL, M.M., Ferreira Filho, C.F., Armstrong, R.A. 2004. SHRIMP U-Pb and Sm–Nd ages of the Niquelandia Layered Complex: Meso (1.25Ga) and Neoproterozoic (0.79Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research* 132 (1), 133–153.

PIPER, D.Z. – 1974. Rare earth elements in ferromanganese nodules and other marine phases. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. v.38. 1007-1022.

PULZ G.M. 1995. Modelos prospectivos para ouro em greenstone belts: Exemplo dos depósitos Maria Lázara e Ogó, na região de Guarinos e Pilar de Goiás, Goiás. (PhD Thesis, University of Brasília, Brazil).

PROFUMO, J.J.L. 1993. *Alteração hidrotermal das rochas ultramáficas emáficas do greenstone belt de Goiás Velho, GO*. Unpublished MastersThesis, Universidade de Brasília, 143 pg.

QUEIROZ, C.L. 2000. Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito–greenstone belt de Crixas, Brasil Central. Geosciences Institute, University of Brasília, Brazil. PhD Thesis, 209.

QUEIROZ, C.L., Jost, H., Silva, L.C., McNaughton, N.J. 2008. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd geochronology of granite-gneiss complexes and implications for the evolution of the Central Brazil Archean Terrain. *Journal of South American Earth Sciences*. 26, p=100-124.

RESENDE, M.A. 1999 Evolução das supracrustais metassedimentares arqueanas da região de Goiás-Faina, GO. Tese de Doutorado no 25, UnB, 259.

RIBEIRO FILHO, W. 1984. Geologia e alguns aspectos das mineralizações auríferas das faixas Pilar e Guarinos. In: *ENCONTRO REGIONAL DE OURO DE GOIÁS*, Goiânia, 1994. Anais. Goiânia, SBG. 6-25.

SABÓIA, L.A. 1979. Os greenstone belts de Crixás e Goiás-GO. In: *Bol. Inf., Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Centro-Oeste*. v.9, 43-72.

SABOIA, L.A., Teixeira, N.A., Castro, J.H.G., Teixeira, A.S. 1981 .Geologia do "greenstone belt" de Crixás (GO) e suas implicações geotectônicas. In: *Simp do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais*, Salvador, Anais. Salvador, SBG. 39-50.

SCHIDLOWSKI M., Eichmann, R., Junge, C.E. 1975. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.* 2, 1–69.

SCHIDLOWSKI, M., Eichmann, R., Junge, C.E. 1976. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 40, 449–455.

SCHIDLOWSKI, M. 1988. A 3800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. *Nature.* 333, 313–318.

SCHIDLOWSKI, M. 2001. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept. *Precambrian Research*, 106, 117-134.

SABOIA L.A. & TEIXEIRA N.A. 1983. Ultramafic flows of the Crixás greenstone belt, Goiás - Brazil. *Precambrian Research.*,22:23-40.

SOUSA V.H.V. *et al.* 2008. Trabalho Final de Graduação, Área 11. Instituto de Geociências, UnB.

STERN, R.A., Hanson, G.N., Shirey. 1989. Petrogenesis of mantle derived, LILE enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal Earth Science*, 26:1688-1712.

TASSINARI, C.C.G., Jost, H., Santos, J.C., Nutman, A.P., Bennell, M.R. 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of paleoproterozoic age for Mina III gold mineralization, Crixás District, Central Brazil. *Fifth South American Symposium on Isotope Geology*, Punta Del Este, Uruguay, Short Papers Volume: 527-529.

TEIXEIRA, A.S. 1981. Geologia da região de Goiás-Faina. SBG, Simpósio Geologia Centro-Oeste, Atas, Goiânia, p. 344-360.

TEIXEIRA, N.A., Sabóia, L.A., Ferreira, M.C.B., Teixeira, A.S., Castro M.H.G. 1981. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil. SBG-Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo 10,34-87.

THEODORO, S.C. 1995. Ambiente de Sedimentação da Formação Ribeirão das Antas, Grupo Crixás, Goiás. Unpublished Masters Thesis, Universidade de Brasília, 88 p.

TOMAZZOLI, E.R. 1985. Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás, Goiás, Universidade de Brasília, 206 p. Msc Dissertation.

VALERIANO C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A. & Seer H.J. 2004. A Evolução Tectônica da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito-Neves (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. BECA. 575-592.

VALLEY, J.W. 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Taylor, J.W., Taylor, H.P. Jr., O'Neil, J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Reviews in Mineralogy*. 16, 141–164.

VARGAS, M.C. 1992. Geologia dos granito-gnaisses dos terrenos granito-greenstone da região de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina, Goiás. *Master Thesis*, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil, 172 pp.

VEIZER, J., 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Mineral.* 11, 265–300.

YAMAOKA, W.N. Araújo, E.M., 1988. Depósitos de Ouro da Mina III. Crixás Goiás, vol 3. In: Schobbenhaus, C., Queiroz, E.T., Coelho, C.E.S. (Eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Brazilian Ministry of Mines and Energy, Departamento Nacional da Produção Mineral*, vol. 3, 491–498.