



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA E OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DA ÁREA DO MORRO DO LAJEADO,
PORTO NACIONAL-TO.**

TESE APRESENTADA POR

HENRILE PINHEIRO MEIRELES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação 26 / 06 / 95

Comitê de Tese:


.....
BASILE KOTSCHOUBEY (Orientador)


.....
ROBERTO PEREZ XAVIER


.....
YOCITERU HASUI

.....
BELÉM

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA E PETROLOGIA

TESE DE MESTRADO

**GEOLOGIA E OCORRÊNCIAS AURÍFERAS DA ÁREA DO MORRO DO
LAJEADO, PORTO NACIONAL - TO.**

HENRILE PINHEIRO MEIRELES

BELÉM

1995

Aos meus pais e irmãs
pelo apoio e incentivo.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal do Pará e ao Centro de Geociências pelas instalações e o uso de seus equipamentos necessários para a elaboração deste trabalho.

Ao CNPq. por fornecer a bolsa de estudo durante o prazo regular do curso de mestrado.

Ao Dr. Basile Kotschoubey, pela orientação, dedicação e interesse demonstrado por este trabalho.

Ao Dr. Yociteru Hasui e ao Dr. Roberto Perez Xavier pelas observações, sugestões e recomendações, que foram de grande valia para o melhoramento desta dissertação.

Ao CDTN, Belo Horizonte (MG), em nome do Dr. Kazuo Fuzikawa a quem agradeço por várias sugestões e as análises de espectroscopia Raman.

Aos professores Netuno, Lafon, Cheler, Vaquera, Sena Costa, Ronaldo, Gorayeb e Márcio Dias, bem como o chefe de laboratório Natalino pelo apoio dado em várias ocasiões.

A empresa Verena Mineração pelo apoio logístico, fundamental para o andamento dos trabalhos de campo na área do Morro do Lajeado nos anos de 1991 e 1992 e, aos geólogos Roberto Takahashi e Oscar, pelo apoio nas atividades de campo.

Agradecimentos especiais à Tereza Elizabete Mazzeo pelo companherismo e incentivo na realização deste trabalho, a Javier Rios pela amizade, colaboração na obtenção de dados microtermométricos, discussões e intercâmbio de bibliografias e à Ilma Barrilari pela solidariedade em dividir sua casa durante o período de mestrado e pelo incentivo.

Aos colegas Afonso Nogueira, Vicente Pereira, Natlina Tinoco, Benevides Aires, Valmir Sousa, Elias Leão, Otávio Rosendo, Geraldo Sarquis, Clovis Mauriti, Ediléia, Elizabete Rodrigues, Claudio Lamarão, Milton Trabach, Valdenira, Edielma e Fernanda pelas ajudas, companherismo e discussões.

Aos funcionários da biblioteca setorial e da secretaria da coordenação do Curso de Pós-Graduação do Centro de Geociências, aos técnicos do laboratório de fluorescência de raios-x (em especial ao Dário Otake), do laboratório de absorção atômica (em especial a estagiária Mara), do laboratório de análises químicas e do laboratório de laminação.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. GENERALIDADES	5
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	6
1.3. OBJETIVOS	6
1.4. METODOLOGIA	7
2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	9
2.1. CLIMA E VEGETAÇÃO	9
2.2. RELEVO	9
2.3. HIDROGRAFIA	11
3. GEOLOGIA REGIONAL	12
3.1. TRABALHOS ANTERIORES	12
3.2. ESTRATIGRAFIA	15
3.2.1. Complexo Porto Nacional	15
3.2.2. Complexo Manoel Alves	18
3.2.3. Formação Morro do Aquiles	18
3.2.4. Suíte Matança	19
3.2.5. Suíte Lajeado	19
3.2.6. Grupo Natividade	20
3.2.7. Unidades Fanerozóicas	20

4. GEOLOGIA LOCAL	22
4.1. ESTRATIGRAFIA	22
4.1.1. Embasamento	22
4.1.2. Sequência Vulcano-sedimentar (Formação Morro do Aquiles)	27
4.1.3. Granitóide Torre	34
4.1.4. Grupo Natividade	39
4.1.5. Coberturas Fanerozóicas	41
4.2. FEIÇÕES ESTRUTURAIS	43
4.2.1. Lineamentos	43
4.2.2. Foliações	43
4.2.3. Dobras	46
4.2.4. Lineações	46
4.2.5. Falhas	47
4.3. METAMORFISMO	48
5. ESTUDO GEOQUÍMICO DO GRANITÓIDE TORRE	50
5.1. INTRODUÇÃO	50
5.2. ELEMENTOS MAIORES	50
5.3. ELEMENTOS-TRAÇO	58
5.4. CONCLUSÃO	60
6. MINERALIZAÇÃO	61
6.1. GENERALIDADES	61
6.2. CORPOS MINERALIZADOS	63
6.3. ESTUDO DE DETALHE DOS CORPOS MINERALIZADOS	64
6.3.1. Análise Petrográfica	66
6.3.2. Distribuição de Au nos veios e rochas encaixantes	66

6.3.3. Inclusões Fluidas	69
6.3.3.1. Materiais e Métodos	69
6.3.3.2. Descrição das Inclusões	69
6.3.3.3. Resultados Microtermométricos	73
6.4. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	78
6.5. DISCUSSÃO	78
7. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	81
8. CONCLUSÕES	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	86
ANEXOS	94

RESUMO

O quadro geológico da região do Morro do Lajeado inclui formações pré-cambrianas e fanerozóicas. As primeiras consistem num embasamento gnáissico de composição tonalítica e granodiorítica, uma seqüência vulcano?-sedimentar - a Formação Morro do Aquiles - constituída por quartzo-anfibolitos, xistos miloníticos, metapelitos e gonditos, e por corpos tonalíticos - Granitóide Torre - intrusivos nas unidades anteriores. Ademais, metapsamitos dobrados do Grupo Natividade ocorrem de modo restrito. Zonas de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil, marcadas por uma foliação de direção geral NE/SW, cortam essas unidades e formam um sistema anastomosado com núcleos não ou pouco milonitizados. Sedimentos paleozóicos das Formações Serra Grande e Pimenteiras da Bacia do Parnaíba, diques e sills de diabásio do Mesozóico, lateritas cenozóicas e depósitos recentes - colúvios e aluviões - complementam o quadro litoestratigráfico da área.

Veios de quartzo concordantes a subconcordantes com a foliação regional estão enseridos nas zonas de cisalhamento. São maciços, possuem espessura métrica, extensão linear observável de até 200 m, geometria lenticular de tipo boudin e direção geral N30E, com exceção do veio Torre cuja direção é N75W. Estes veios hospedam a mineralização aurífera e agregados de pirita. O ouro ocorre na forma de partículas submilimétricas concentradas em pequenos geodos e drusas ou disseminadas em planos de fraturas, próximo às extremidades das amêndoas de quartzo. A análise de microsonda dessas partículas revelou um grau de pureza (fineness) em torno de 908.

Análises químicas mostraram que as porções centrais dos veios são estéreis ou contêm apenas traços de ouro, enquanto que as suas bordas são enriquecidas, principalmente nas extremidades dos boudins e no contato com a rocha encaixante.

O estudo das inclusões fluidas permitiu identificar, por um lado, soluções aquosas, contendo NaCl e MgCl₂ e, por outro, soluções contendo CO₂, fato confirmado por espectroscopia

Raman. Obteve-se para as soluções aquosas temperaturas mínimas de aprisionamento entre 219° e 260°C e para as carbônicas uma temperatura em torno de 350°C.

As rochas intensamente milonitizadas da Formação Morro do Aquiles exibem acentuada alteração hidrotermal, em particular sericitização e/ou epidotização do plagioclásio, cloritização da biotita e anfibólio, caolinização do feldspato potássico e geração de carbonato. Transformações semelhantes afetaram o Granitóide Torre.

A evolução geológica da área do Morro do Lajeado, após a formação do embasamento gnáissico, consistiu em deposição de sedimentos clásticos e químicos com derrames vulcânicos associados e, depois, em injeção de corpos tonalíticos. Essas rochas foram, numa primeira fase, submetidas a um metamorfismo regional de fácies xisto-verde alta. Mais tarde afetadas por um intenso cisalhamento e conseqüente hidrotermalismo, essas rochas sofreram metamorfismo de fácies xisto-verde. A mobilização de fluidos resultou em formação de veios de quartzo mineralizados com ouro.

ABSTRACT

The geological setting of the Morro do Lajeado region includes Precambrian and Phanerozoic formations. The first ones comprise 1- a gneissic basement of tonalitic to granodioritic composition; 2- a volcano-sedimentary sequence (Morro do Aquiles Formation) made up of quartz-amphibolites, mylonitic schists, metapelites and gondites; and 3- tonalitic bodies (Torre granitoid) intrusive into the former units. Folded metapsammities of the Natividade Group occur locally. Ductile-brittle NE-SW striking shear zones crosscut all these units and constitute an anastomosing system which encloses preserved, undeformed or weakly mylonitized cores of tonalitic bodies. Paleozoic sediments of the Serra Grande and Pimenteiras formations belonging to the Parnaiba Basin, Mesozoic doleritic dykes and sills, Cenozoic laterites and recent colluvial and alluvial deposits complete the lithostratigraphic framework of the area.

Quartz veins, concordant and sub-concordant with the regional foliation, occur within the shear zones. They are massive and lenticular in shape (boudin-like) and are up to several meters thick. All veins are oriented N30E, except the Torre vein whose direction is N75W, and crop out over a few meters up to 200 m along the strike. The mineralization consists of native gold and pyrite aggregates. Gold occurs as sub-millimetric particles concentrated in diminute geodes and druses or disseminated in fracture planes close to the ends of the quartz lenses. Microprobe analyses of these particles revealed a fineness of approximately 908.

Chemical analyses showed that the inner parts of the veins are barren or contain only traces of gold, whereas their borders are enriched in this metal, mainly in the extremities of the megaboudins and at the contact with the host rocks. Microthermometric study evidenced the presence both, of aqueous saline solutions (4-15 equiv. wt % NaCl) containing NaCl and MgCl₂, and CO₂ - rich solutions, the latter confirmed by Raman microprobe spectroscopy. Minimum trapping temperatures of 219°C to 260°C were obtained for the aqueous solutions, while a temperature of

approximately 350°C was determined for the carbonic ones. The intensely mylonitized host rocks belonging either to the Morro do Aquiles Formation or to the Torre granitoid exhibit a pervasive hydrothermal alteration. Sericitization and/or epidotization of plagioclase, chloritization of biotite and amphibole, kaolinization of K-feldspar and neoformation of carbonate are the principal alteration processes.

The geological evolution of the Morro do Lajeado area, after the formation of the gneissic basement, recorded the accumulation of clastic and chemical sediments associated to volcanic flows, as well as the later emplacement of tonalitic intrusive bodies. All these rocks underwent a high greenschist facies regional metamorphism followed by an intense shearing and hydrothermalism. Low- to middle greenschist facies transformations affected the highly deformed rocks in the shear zones while the mobilized fluids caused leaching of gold probably out of the volcano-sedimentary pile. The mineralizing fluids are believed to have been mainly of metamorphic origin though magmatic and/or meteoric contributions should not be ruled out. Thus, the precipitation of gold together with quartz and pyrite most likely was caused by the reaction between fluids of different sources.

1. INTRODUÇÃO

1.1. GENERALIDADES

Os trabalhos de pesquisa desenvolvidos até agora na região centro-sul do Estado do Tocantins têm focado sobretudo o contexto geológico regional, dando ênfase à definição das unidades litoestruturais do Proterozóico. A metalogênese desta região, particularmente no que se refere as mineralizações auríferas, têm merecido pouco destaque e atualmente o Projeto Faixa Orogênica coordenado e patrocinado pelo Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), procura preencher esta lacuna através de investigações de detalhe e semi-detalhe, sobre as unidades litoestratigráficas delimitando-as com maior precisão, melhorando os dados geocronológicos para melhor definir um empilhamento estratigráfico e evolução geológica e por fim estudar as mineralizações da região. Esta dissertação está relacionada com o estudo das mineralizações auríferas deste projeto.

O presente trabalho versa sobre a geologia e as mineralizações auríferas da área do Morro do Lajeado situada a leste da cidade de Porto Nacional. Para relacionar melhor as mineralizações auríferas com seu contexto geológico, procurou-se definir com mais clareza e analisar em detalhe as unidades litoestratigráficas aflorantes na área, tendo sido identificados: o Embasamento Gnáissico, a Formação Morro do Aquiles, o Granitóide Torre, o Grupo Natividade, coberturas sedimentares fanerozóicas (Formações Serra Grande e Pimenteiras), diques e sills de diabásio e depósitos recentes.

As mineralizações auríferas da área do Morro do Lajeado, ocorrem em veios de quartzo inseridos num sistema de zonas de cisalhamento e encaixados essencialmente nos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A área em estudo engloba o Morro do Lajeado e localiza-se na porção centro-sul do Estado do Tocantins, a aproximadamente 10 km a leste da cidade de Porto Nacional. Situa-se na folha Porto Nacional SC.22-Z-B-VI, sendo delimitada pelos paralelos $10^{\circ}40'$ e $10^{\circ}45'30''S$ e pelos meridianos $48^{\circ}16'$ e $48^{\circ}21'W$ (Figura 1.1).

1.3. OBJETIVOS

O presente trabalho consiste num estudo geológico de semi-detalle da área do Morro do Lajeado, com enfoque na natureza e na evolução das unidades litoestratigráficas pré-cambrianas e das mineralizações auríferas presentes neste contexto.

1.4. METODOLOGIA

O trabalho iniciou-se com a interpretação de imagens de radar GEMS 1000 banda X (Esc. 1:100.000) e de fotografias aéreas (Esc. 1:60.000), seguida pelo mapeamento geológico (Esc. 1:40.000) de toda a área que circunda o Morro do Lajeado num raio de cerca de 5 km. Os trabalhos de campo consistiram em levantamento e delimitação dos corpos rochosos e das unidades litoestratigráficas, em descrição dos veios mineralizados bem como em coleta de amostras. Destas últimas foram selecionadas as mais representativas para estudos petrográfico, petroquímico, minerográfico e microtermométrico, de acordo com a sua natureza.

Os estudos petrográficos foram realizados com base nos critérios preconizados por CHAEYS (1956), DEER et al. (1966), BARD (1980) e PHILPOTTS (1989). Para as análises minerográficas foram usadas as metodologias apresentadas por UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) e RAMDOHR (1980). A nomenclatura adotada para as rochas ígneas segue a proposta de STRECKEISEN (1976).

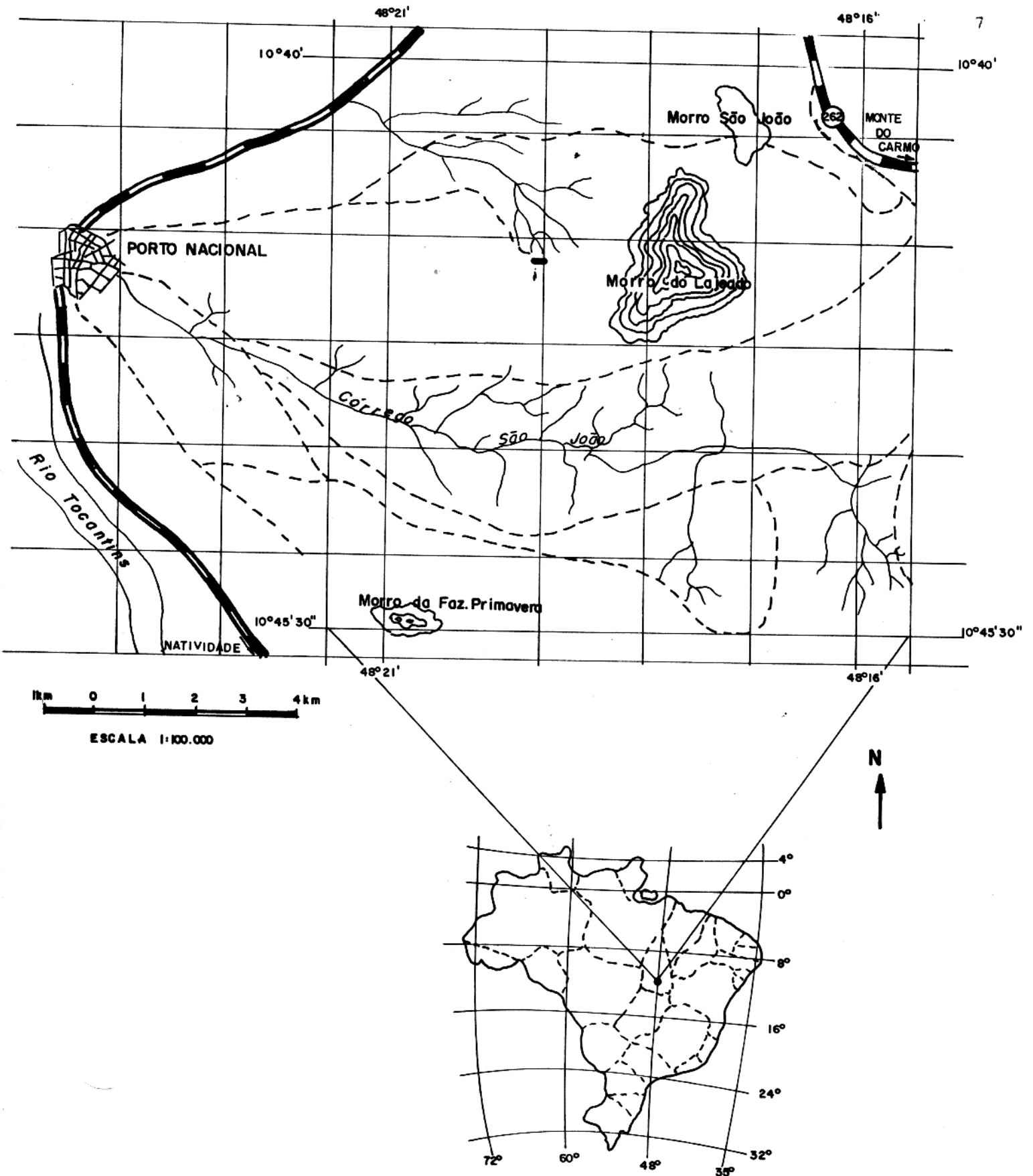


Figura 1.1.- Mapa de Localização da área.

Com base nos dados petrográficos foram selecionadas amostras para análises químicas. Os métodos usados foram a análise por via úmida, a espectrometria de absorção atômica, a colorimetria e a espectrometria de fluorescência de raios-X. No caso das amostras de difícil reconhecimento ao microscópio (rochas de granulação muito fina e rochas intemperizadas) foi utilizada a difratometria de raios-X, para determinação de minerais não identificados no estudo petrográfico

Foi feita uma tentativa de datação do granitóide Torre pelo método Rb/Sr. Para tal fim foram selecionadas seis amostras com base nos teores de Rb e Sr avaliados por fluorescência de raios-X e no grau de alteração hidrotermal. Estas amostras foram analisadas por espectrometria de massa, sendo confeccionada em seguida uma isócrona Rb/Sr em rocha total.

2. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

2.1. CLIMA E VEGETAÇÃO

Na região centro-sul do Estado do Tocantins o clima é quente e semi-úmido. Caracteriza-se por duas estações distintas, uma chuvosa de setembro a abril e outra seca de maio até agosto.

Os índices pluviométricos são da ordem de 1600 mm anuais (MILESKI et al., 1981), ocorrendo as maiores precipitações nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. A temperatura média anual é de 26°C.

A vegetação predominante na região é do tipo cerrado, considerada por SANTOS et al. (1977) como primária, original e desenvolvida no Quaternário ou no fim do Terciário. Na área em estudo, a vegetação é predominantemente arbórea aberta, caracterizada por árvores pequenas com troncos e galhos retorcidos, distinguindo-se espécies anãs e lenhosas (Figura 2.1). Ao longo dos cursos d'água ocorrem matas-de-galeria.

Nas encostas do Morro do Lajeado, desenvolve-se uma mata mais densa, com árvores de maior porte tais como as espécies jatobá, cedro, peroba, angico, contrastando com a vegetação dominante na área (Figura 2.2).

2.2. RELEVO

As feições geomorfológicas da área em apreço resultam de movimentos tectônicos e processos erosivos diferenciais que afetaram os diversos tipos litológicos.

A feição de relevo de maior destaque é o Morro do Lajeado. É uma chapada com topo aplainada e encostas íngremes, sustentada por camadas sub-horizontais de sedimentos fanerozóicos.



Figura 2.1 - Vegetação arbórea aberta, caracterizada por árvores pequenas com troncos e galhos retorcidos.



Figura 2.2 - Contraste de mata fechada das encostas do Morro do Lajeado com a vegetação arbórea de tipo cerrado das áreas circunvizinhas.

A área que circunda o Morro do Lajeado, embora fortemente arrasada, exhibe suaves ondulações. Nas porções norte e oeste pequenos platôs e morros convexos são capeados por crosta laterítica, enquanto que no setor centro-sul pequenos morros arredondados marcam a presença de rochas graníticas e pegmatóides. Na parte sudoeste destaca-se o Morro da Fazenda Primavera, estreito e alongado, sustentado por um megaveio de quartzo de direção quase EW. A leste da área em estudo, ressalta-se a Serra Manuel do Carmo com cristas bem marcadas de quartzito do Grupo Natividade.

2.3. HIDROGRAFIA

A rede de drenagem pertence à porção oriental da bacia do rio Tocantins, destacando-se como principal curso d'água o Córrego São João, localizado na parte sul da área e cortando-a na direção leste-oeste. Este córrego possui vários tributários entre os quais o córrego Afati que nasce no sopé do Morro do Lajeado. No extremo NW da área e na sua parte oriental ocorrem o Córrego Francisquinha e o Córrego Fundo, respectivamente.

Os cursos d'água apresentam maior densidade nos setores centro-sul e norte onde drenam terrenos gnáissicos e lateríticos. Em termos gerais, a rede de drenagem apresenta uma densidade baixa, sinuosidade mista e assimetria forte. O padrão de drenagem é retangular a sub-retangular, predominando as direções SE-NW e E-W.

3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos geológicos realizados na região limitaram-se à descrição dos tipos litológicos, essencialmente com base em critérios petrográficos. Os levantamentos geológicos preliminares efetuados ao longo do rio Tocantins levaram à definição de grandes unidades regionais, tais como o Pré-Cambriano Indiferenciado de BARBOSA et al. (1966), composto, segundo os autores, de paragneisses, migmatitos, granitos grossos, gabros, anortositos e milonitos e o Complexo Goiano de ALMEIDA (1967) e HASUI & ALMEIDA (1970), descrito como sendo de natureza essencialmente granito-gnáissica.

No Projeto LETOS, COSTA et al. (1976) deram aos gnaisses, migmatitos, cataclasitos, quartzitos, anfibolitos e corpos básicos-ultrabásicos presentes na região a denominação de Pré-Cambriano IV - Complexo Metamórfico-Migmatítico. Propuseram igualmente uma coluna litoestratigráfica para o Grupo Natividade, definindo da base para o topo, metaconglomerados, sericita-clorita xistos, quartzitos com sericita e quartzitos.

BERBERT (1980) distinguiu no Maciço Central Goiano dois tipos de terrenos apresentando associações litológicas, graus metamórficos, feições estruturais e geotectônicas distintas: uma associação de granitos gnáissicos-greenstone e uma associação granulítica. Segundo este autor os terrenos granito gnáissicos-greenstone constituem uma unidade tectônica mais ou menos individualizada com direção geral NE-SW e com relações ainda não definidas com o Cráton São Francisco. Os terrenos granulíticos parecem constituir as bordas destes terrenos granito-gnáissicos.

HARALYI & HASUI (1981) ressaltaram a imprecisão das definições estratigráficas anteriores, a carência de dados petro-estruturais adequados, bem como a quantidade insuficiente de datações radiométricas para uma melhor caracterização das unidades geotectônicas e definição

de modelos geodinâmicos para a região centro-sul do atual Estado do Tocantins. Utilizando dados gravimétricos, estes autores evidenciaram descontinuidades regionais, através das quais se articulam grandes blocos crustais (Blocos Araguacema, Porangatu, Dianópolis e Cavalcante).

Com base em dados radiométricos Rb/Sr, HASUI et al. (1980) definiram uma idade transamazônica para os Complexos Baixo Paranã e Colméia enquanto que a idade brasileira, obtida para um grande corpo granitóide situado a SW de Porto Nacional, foi interpretada por estes autores como resultante de um possível rejuvenescimento isotópico. Uma série de projetos desenvolvidos na região pela Universidade Federal do Pará - Projeto Porto Nacional (COSTA et al., 1982); Projeto Paraíso do Norte (COSTA et al., 1983) e Projeto Natividade-Almas (GORAYEB et al., 1984) - permitiu um conhecimento mais detalhado da estratigrafia da região sul e centro-sul do atual Estado do Tocantins.

Com base em novos dados geofísicos e na reinterpretação dos resultados obtidos anteriormente, HASUI & HARALYI (1985) propuseram para o Maciço Central Goiano um modelo geotectônico envolvendo o calvalgamento do Bloco Porangatu, à oeste sobre o Bloco Araguacema e a leste sobre o Bloco Brasília. Os autores definiram este modelo como obducção arqueana, considerando os corpos básicos e ultrabásicos como resultados de uma incipiente abertura oceânica. Posteriormente, COSTA et al. (1987) interpretaram esta evolução tectônica em escala crustal como um **pop-up**.

Ressaltando a compartimentação dos terrenos do Maciço Central Goiano em blocos, HASUI et al. (1987) propuseram dois eventos deformacionais. Uma deformação mais antiga de grande envergadura, do tipo não-coaxial e de caráter colisional, envolvendo os Blocos Brasília e Araguacema, com presença de rampa oblíqua. A obducção do Bloco Brasília teria causado o soerguimento de rochas granulíticas. A este evento foi atribuída uma idade tardi-arqueana (Jequié). O segundo evento deformacional teria originado as zonas de cisalhamento de alto ângulo, de

caráter transcorrente, as quais seriam reflexo de um importante rotação horizontal de massa. Esta fase tardia foi considerado por HASUI et al. (1987) como transamazônica (Figura 3.1)

A estruturação do Cinturão Araguaia foi interpretada por HASUI & COSTA (1990) como resultado de um estágio avançado de colisão continental, ou seja, da aproximação oblíqua dos Blocos Araguacema e Brasília durante o período uruaçuano ou transamazônico. Dados geocronológicos recentes obtidos por MOURA & GAUDETTE (1992) contradizem, porém, esta proposta. Utilizando o método Pb/Pb em zircão estes autores obtiveram, com efeito, uma idade brasileira para o Granito Santa Luzia encaixado no Grupo Estrondo e exibindo um caráter sindeformacional. Tal resultado aponta, portanto, uma idade brasileira para a formação do Cinturão Araguaia. Uma idade semelhante (510 ± 15 Ma) foi obtida pelo método Rb/Sr para o Granito Matança localizado próximo a Porto Nacional (BARRADAS et al., 1992). No entanto, poderia tratar-se tanto da idade de cristalização da rocha, indicando um magmatismo contemporâneo da formação do Granito Santa Luzia, como da idade do rejuvenescimento isotópico de um corpo mais antigo.

O Fanerozóico foi marcado pelo desenvolvimento da bacia intracratônica do Parnaíba e por um magmatismo básico responsável pela injeção de diques de diabásio (OLIVEIRA & MONTES, 1984).

Quanto às investigações referentes aos aspectos metalogenéticos na região de Porto Nacional, elas foram até agora modestas, pois poucos estudos têm abordado esta temática. Os trabalhos de SILVA (1987) na região de Natividade, SANTOS et al. (1990) no depósito aurífero de Pontal, PALERMO (1988) e BARRADAS et al. (1992) na região de Monte do Carmo e Porto Nacional podem ser considerados como ensaios no estudo das mineralizações auríferas.

3.2. ESTRATIGRAFIA

A área de Porto Nacional está incluída na Unidade geotectônica do Bloco Porangatu segundo HASUI & COSTA (1990). Dentre as diversas colunas litoestratigráficas propostas para a região, adotou-se nesse trabalho a de HASUI et al. (1987) (Figura 3.2).

3.2.1. Complexo Porto Nacional

Esta unidade, segundo COSTA et al. (1982), é representada por uma faixa de rochas granulíticas de idade arqueana, orientada segundo a direção NNE. Atinge uma largura em torno de 25 km a NNE da cidade de Porto Nacional e estreita-se para SW. Próximo a Porto Nacional ela encontra-se parcialmente encoberta pelos sedimentos fanerozóicos e some totalmente por baixo destes sedimentos para nordeste. A oeste é limitada pelos granitóides da Suíte Matança e a leste pelos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles.

Este complexo compõe-se de gnaisses granulíticos ácidos e básicos pertencentes ao Cinturão Granulítico do Médio Tocantins, sendo os seus principais litotipos, gnaisses máficos, anortosíticos, enderbíticos bandados, kinzigíticos e leptinitos (COSTA et al., 1984; HASUI et al., 1987).

Os gnaisses granulíticos são isótipos, bandados ou foliados. Os termos anortosíticos exibem granulação grossa com ocelos de plagioclásio contornados por uma matriz granoblástica fina.

Os gnaisses enderbíticos são compostos essencialmente de plagioclásio, quartzo, diopsídio e hornblenda. Quando bandados, apresentam bandas de biotita e/ou hornblenda alternadas com bandas de quartzo e plagioclásio. Os gnaisses de composição kinzigítica mostram textura porfirítica e contêm quartzo, plagioclásio, microclínio, granada, biotita, sillimanita, e cianita.

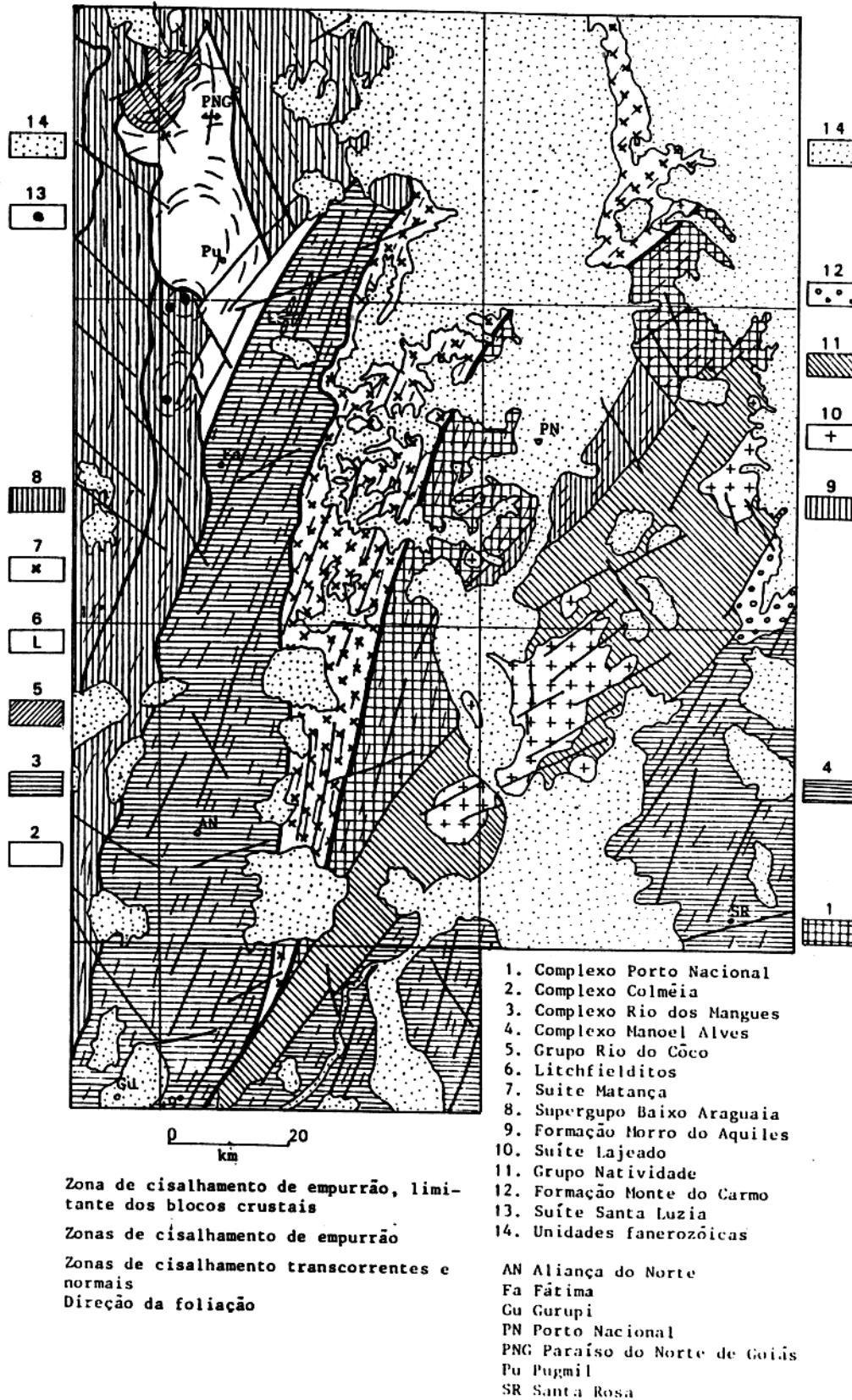


Figura 3.1. Mapa lito-estrutural da região centro-sul do Estado do Tocantins (COSTA et al., 1988).

IDADE		UNIDADES	TIPOS LITOLÓGICOS
F A N E R O Z O I C O	QUATERNÁRIO	Coberturas aluvionares e coluvionares	Areias finas, siltes argilas e níveis de cascalhos. Areias pouco argilosas.
	TERCEIRO E QUATERNÁRIO	Coberturas detritico-laterítica.	Níveis diversos de solo intensamente laterizados e limonitizados.
	JURÁSSICO E CRETÁCEO	Diques de diabásio	Rochas de granulação fina a média, textura ofítica, as vezes porfírica. Diques com direção N-NW, N-NW, E-NE.
	DEVONIANO	Formação Pimenteiras	Arenitos finos e grossos, argilitos ferruginosos com marcas de onda e estratificação cruzada.
	SILURIANO E DEVONIANO	Formação Serra Grande	Conglomerados oligoníticos, arenitos grossos, médios e finos, com intercalações de siltitos. Cor esbranquiçada com estratificação cruzada acanalada e tabular.
PROTEROZOICO		Grupo Natividade	Metaconglomerados, quartzitos micáceos com intercalações de tremolita-actinolita xistos, filitos e metavulcânicas ácidas. Metamorfismo de fácies xisto-verde
		Suíte Intrusiva Lajeado	Stocks e batólitos de granitos granofíros, grossos e médios, homogêneos, inequigranulares, porfíricos com matriz hipidiomórfica.
P R E C A M B R I A N O		Suíte Matança	Granitóides gnáissicos porfiróides, com megacristais de feldspatos, formando textura olho-de-sapo e blastomilonítica.
		Formação Morro do Aquiles	Quartzitos micáceos, xistos miloníticos, micaxistos e granada micaxistos, veios de quartzo leitoso auríferos. Metamorfismo fácies xisto-verde.
		Complexo Manoel Alves	Gnaisses miloníticos de composição tonalica e granodiorítica. Biotita e hornblenda gnaisses, anfíbolitos, micaxistos e gnaisses granulitos.
		Complexo Porto Nacional	Granulitos máficos miloníticos ou não, gnaisses bandados, metabas. e anortositos

Figura 3.2. Coluna litoestratigráfica da região de Porto Nacional (Hasui et al., 1987)

3.2.2. Complexo Manoel Alves

Esta unidade de idade arqueana, compõe-se essencialmente de gnaisses com encraves de xistos e de corpos de granitos pegmatóides (COSTA, 1985). Estas rochas ocorrem geralmente em áreas acentuadamente pediplanizadas.

Os gnaisses apresentam granulação grossa, coloração cinza esbranquiçada e geralmente mostram um bandamento e/ou uma foliação milonítica. Caracterizam-se pela presença de ocelos de plagioclásio e quartzo contornados por agregados de quartzo, plagioclásio, muscovita e biotita.

A maior parte das rochas dessa unidade parece ser de derivação ígnea e de composição tonalítica e granodiorítica, embora possam também existir gnaisses de origem sedimentar (COSTA et al., 1988).

3.2.3. Formação Morro do Aquiles

Trata-se de um conjunto de rochas supracrustais composto de quartzo-mica xistos, quartzitos micáceos, metarcóseos, granada-biotita xistos, estaurolita xistos e mica-xistos, de idade arqueana (COSTA et al., 1982; COSTA, 1985).

A leste e a sudeste de Porto Nacional, essa unidade constitui uma faixa de direção geral NE/SW de cerca de 30 km de largura, delimitada a NW, SW e SE por falhas. As melhores exposições desta unidade encontram-se no setor do Morro do Lajeado, sendo os principais litotipos descritos no capítulo referente à geologia local. Na margem esquerda do rio Tocantins a Formação Morro do Aquiles aparece apenas na forma de lentes restritas, alongadas na direção NE/SW, encaixadas concordantemente nas rochas do Complexo Porto Nacional.

3.2.4. Suíte Matança

Trata-se de um corpo granitóide de tamanho batolítico, localizado a oeste da cidade de Porto Nacional. Encontra-se em contato tectônico, a leste, com as rochas do Complexo Porto Nacional e a oeste, com o Complexo Rio dos Mangues (COSTA et al., 1984).

São rochas de granulação grossa a porfiríticas que exibem comumente feições gnáissicas com bandamento ou foliação devido à orientação e deformação dos fenocristais. Apresentam coloração cinza-escura ou rósea. A matriz é fina e constituída por quartzo, microclínio, plagioclásio, anfibólio e biotita. Os megacristais de microclínio ocorrem em quantidade variada e possuem tamanho centimétrico. Podem exibir feições euédricas a subédricas bem como uma orientação incipiente, embora, na sua maioria, se encontrem estirados, formando lentes ou barras alternadas com níveis de textura granoblástica ou lepidoblástica da matriz, configurando um bandamento centimétrico.

3.2.5. Suíte Lajeado

Definida por BARBOSA et al. (1966) como um conjunto de corpos granitóides intrusivos de idade proterozóica inferior, esta unidade aflora desde Monte do Carmo até Ipueiras, constituindo uma vasta faixa de direção NE/SW.

São rochas graníticas e granodioríticas de granulação média a grossa, equigranulares ou porfiríticas exibindo coloração cinza-clara, rósea ou avermelhada. Via de regra, encontram-se seccionadas por zonas de cisalhamento discretas de direção NNE, nas quais mostram uma redução do tamanho dos grãos, recristalização, hidratação e neoformação de minerais (BARRADAS et al., 1992).

3.2.6. Grupo Natividade

Denominada inicialmente Série Natividade, esta unidade foi descrita por MOORE (1963) próximo à cidade homônima. Posteriormente, BARBOSA & COSTA (1973) substituíram o termo série por grupo. Segundo COSTA (1985), o Grupo Natividade teve seu desenvolvimento ligado aos processos termo-tectônicos do Proterozóico Médio.

As rochas que compõem esta unidade distribuem-se em faixas estreitas e alongadas na direção nordeste. Ocorrendo entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, esta unidade estende-se para sudoeste até as adjacências da cidade de Gurupi e para sudeste até as cidades de Natividade e Almas. Prolongando-se para nordeste, essas rochas desaparecem sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba.

O Grupo Natividade é constituído por metarenitos finos a conglomeráticos, metarenitos micáceos, metassiltitos, filitos e metacalcários, apresentando um metamorfismo de fácies xisto verde baixa. Estas rochas preservam estruturas sedimentares de diversos tipos tais como marcas de ondas e estratificação cruzada e plano-paralela. Segundo COSTA (1985) os dados litológicos mostram uma sedimentação tipicamente plataformal.

3.2.7. Unidades Fanerozóicas

As formações fanerozóicas mais relevantes são sedimentos da Bacia do Parnaíba que capeiam morros-testemunhos ou ocorrem em grábens ao longo do rio Tocantins.

A Formação Serra Grande, de idade silúrio-devoniana, é a unidade basal da Bacia do Parnaíba e repousa discordantemente sobre as unidades pré-cambrianas. É constituída por arenitos conglomeráticos e arcoseanos e por arenitos finos pouco micáceos, com intercalações de siltitos de coloração amarelada, esbranquiçada e avermelhada.

A Formação Pimenteiras do Devoniano se sobrepõe-se à formação anterior, formando os topos dos platôs e chapadas da região. Devido a um abatimento por falhas a oeste do Morro do

Lajeado, essa unidade encontra-se rebaixada e aflora no leito do rio Tocantins. Compõe-se de folhelhos cinza-escuros, esverdeados e arroxeados com intercalações de bancos e lentes de arenitos.

Diques de diabásio ocorrem nas circunvizinhanças da cidade de Porto Nacional, cortando rochas do Complexo Porto Nacional e da Formação Morro do Aquiles. Uma datação pelo método K/Ar realizada por HASUI et al. (1987) forneceu uma idade de 100 Ma, mostrando que se trata de produtos do magmatismo básico que afetou a Bacia do Parnaíba no Cretáceo.

Coberturas lateríticas do Cenozóico e depósitos aluvionares e coluvionares recentes completam o quadro estratigráfico regional.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. ESTRATIGRAFIA

Na área em estudo foram distinguidas as seguintes unidades litoestratigráficas pré-cambrianas: o embasamento gnáissico (citado aqui apenas como Embasamento), uma sequência metavulcano?-sedimentar (Formação Morro do Aquiles), intrusões granitóides (Granitóide Torre) e uma cobertura essencialmente metapsamítica (Grupo Natividade). Ademais, ocorrem vestígios da cobertura sedimentar fanerozóica (Formações Serra Grande e Pimenteiras), diques e sills de diabásio e depósitos recentes.

A distribuição geográfica das unidades citadas e o seu posicionamento estratigráfico são apresentados no mapa geológico (Anexo B) e na coluna estratigráfica (Figura 4.1).

4.1.1. Embasamento

Esta unidade é constituída por gnaisses de composição granodiorítica e tonalítica, que afloram nas partes central e norte da área investigada e por augen-gnaisses expostos na porção sudoeste. As melhores exposições destas rochas ocorrem na forma de lajedos no leito do córrego Afati e em áreas aplainados.

Os gnaisses tonalíticos apresentam granulação média, cor cinza escura e um fino bandamento composicional marcado pela alternância de bandas mais ricas em minerais máficos com bandas compostas quase exclusivamente de minerais félsicos. Os minerais constituintes são essencialmente plagioclásio, quartzo, biotita, e feldspato potássico, sendo clorita e muscovita os principais minerais secundários. Epidoto, zircão, alanita, sericita, rutilo e opacos são componentes acessórios. Estas rochas exibem uma textura heterogranular a porfiroclástica.

O plagioclásio ocorre raramente em cristais bem preservados, sendo a sericitização, a moscovitização e a epidotização os principais tipos de alteração observados (Figura 4.2). Ainda

assim, foi possível a sua determinação como oligoclásio (An25-27). Os cristais são geralmente xenomorfos, apresentam cominuição nas bordas, extinção ondulante, encurvamento de maclas e, às vezes, fraturamento.

Os cristais de quartzo são cominuídos nas bordas, exibem extinção ondulante, fraturamento poligonal e formam agregados em mosaico, indicando recristalização.

A biotita apresenta-se em parte alterada para muscovita e clorita, observando-se em muitos cristais finas agulhas de rutilo e inclusões de zircão.

O feldspato potássico ocorre em pequenos cristais xenomorfos, enquanto que o zircão e a alanita aparecem como inclusões na biotita e no plagioclásio, respectivamente.

Os gnaisses granodioríticos apresentam granulação média, bandamento composicional e textura granoblástica heterogranular. São compostos essencialmente de plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e muscovita. Epidoto, clorita, sericita, apatita e opacos são minerais acessórios.

O plagioclásio de tipo oligoclásio (An21-24) é o principal componente e mostra-se frequentemente sericitizado e epidotizado. Alguns cristais de plagioclásio exibem maclas suavemente encurvadas e microfraturas que deslocam as maclas.

O quartzo aparece em cristais xenomorfos preenchendo espaços intersticiais, como inclusões nos plagioclásios e como mirmequitas. Mostra extinção ondulante bem como um fraturamento poligonal resultando numa textura em mosaico, típica feição de recristalização. A microclínio ocorre na forma de diminutos cristais xenomorfos.

O principal componente máfico é a biotita em cristais alongados (palhetas) subédrais que formam níveis alternados com faixas de composição félsica. A alteração deste mineral manifesta-se pela sua transformação em moscovita e mais raramente em clorita (Figura 4.3).

IDADE		UNIDADES	TIPOS LITOLÓGICOS
F A N E R O Z Ó I C O	QUATERNÁRIO	Coberturas aluvionares e coluvionares.	Areias finas, argilas, matacões e areias pouco argilosas.
	TERCIÁRIO E QUATERNÁRIO	Coberturas lateríticas	Crostras lateríticas descontínuas.
	JURÁSSICO CRETÁCEO	Diques e sills de diabásio	Rochas de granulação fina, textura mista intergranular a ofítica, compostas de labradorita, augita, tremolita e quartzo. Diques com direção NW-SE.
	DEVONIANO	Formação Pimenteiras	Folhelhos amarronzados, limonitizados finamente laminados.
	SILURIANO DEVONIANO	Formação Serra Grande	Arenitos conglomeráticos, ferruginosos, arenitos finos, pouco micáceos alternados com silito.
PROTEROZÓICO		Grupo Natividade	Quartzitos micáceos de cor branca acinzentada, maciços e de granulação fina, compostos de quartzo, sericita e muscovita. Metamorfismo de fácies xisto-verde.
A R Q U E A N O		Granitóide Torres	Tonalito-trondhjemitico de textura granular composto por plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e muscovita.
		Formação Morro do Aquiles	Xistos miloníticos de composição quartzo feldspática-micácea, xistos filoníticos, gonditos, clorita-biotita xistos miloníticos, quartzo anfibolitos e metaultrabásicas. Metamorfismo de fácies xisto-verde.
		Embasamento	Gnaiss tonalítico, gnaiss granodiorítico e augen-gnaiss.

Figura 4.1- Coluna litoestratigráfica da área do Morro do Lajeado-Porto Nacional-TO.

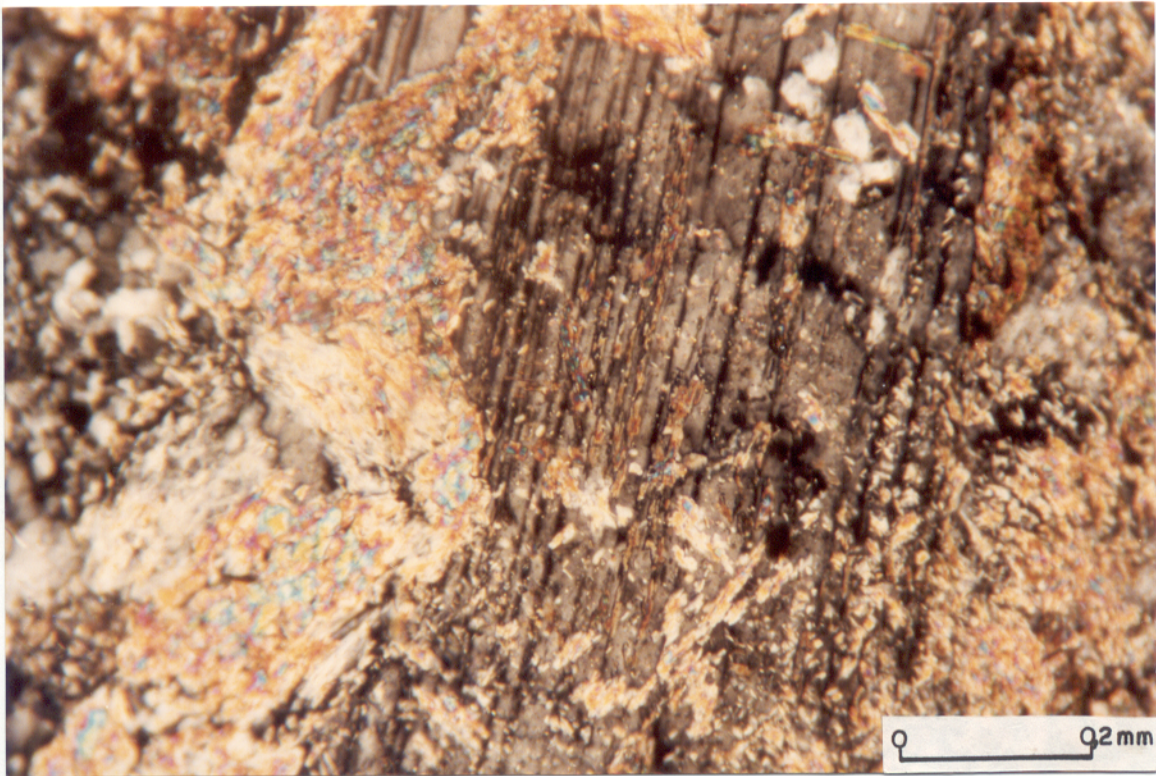


Figura 4.2 - Fotomicrografia do gnaiss tonalítico mostrando um cristal de plagioclásio sericitizado. Nicóis cruzados. Amostra HP-PM.

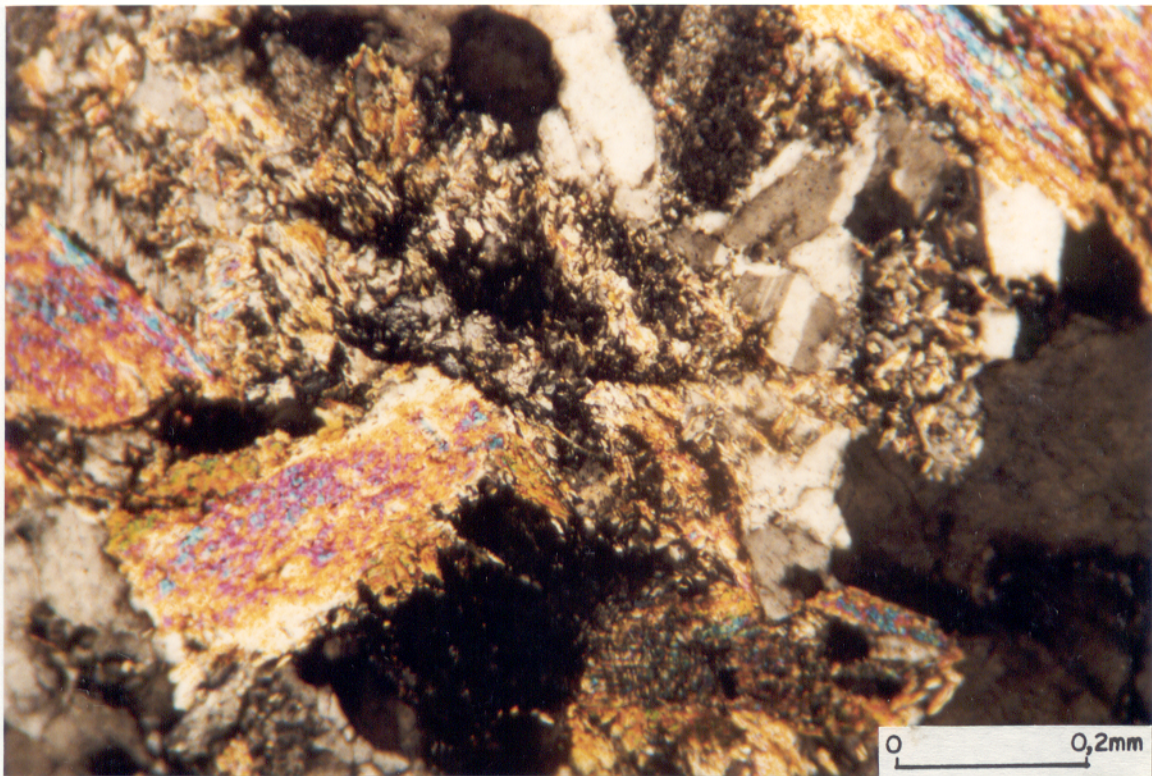


Figura 4.3 - Fotomicrografia do gnaiss granodiorítico exibindo moscovitização e cloritização da biotita. Nicóis cruzados. Amostra HP-82.

O augen-gnaiss é uma rocha de granulação grossa e coloração rósea, contendo porfiroclastos de feldspato potássico centimétricos envoltos em matriz bandada. Esta matriz compõe-se de faixas granoblásticas quartzo-feldspáticas alternadas com faixas lepidoblásticas ricas em biotita e moscovita. Os seus componentes principais são microclínio, quartzo, biotita e moscovita enquanto que epidoto, carbonato e clorita são minerais acessórios. Os porfiroclastos de microclina apresentam forma ocelar, encontram-se rotacionados e circundados por biotita e muscovita. Eles exibem recristalização nas bordas e comportam fraturas preenchidas por quartzo microcristalino recristalizado associado a carbonato (Figura 4.4).

O quartzo mostra intensa recristalização, extinção ondulante e apresenta-se em grãos poligonais que definem uma textura em mosaico. Preenche zonas de fraqueza nos demais componentes, ocupa espaços intersticiais e constitui inclusões de tipo mirmequita.

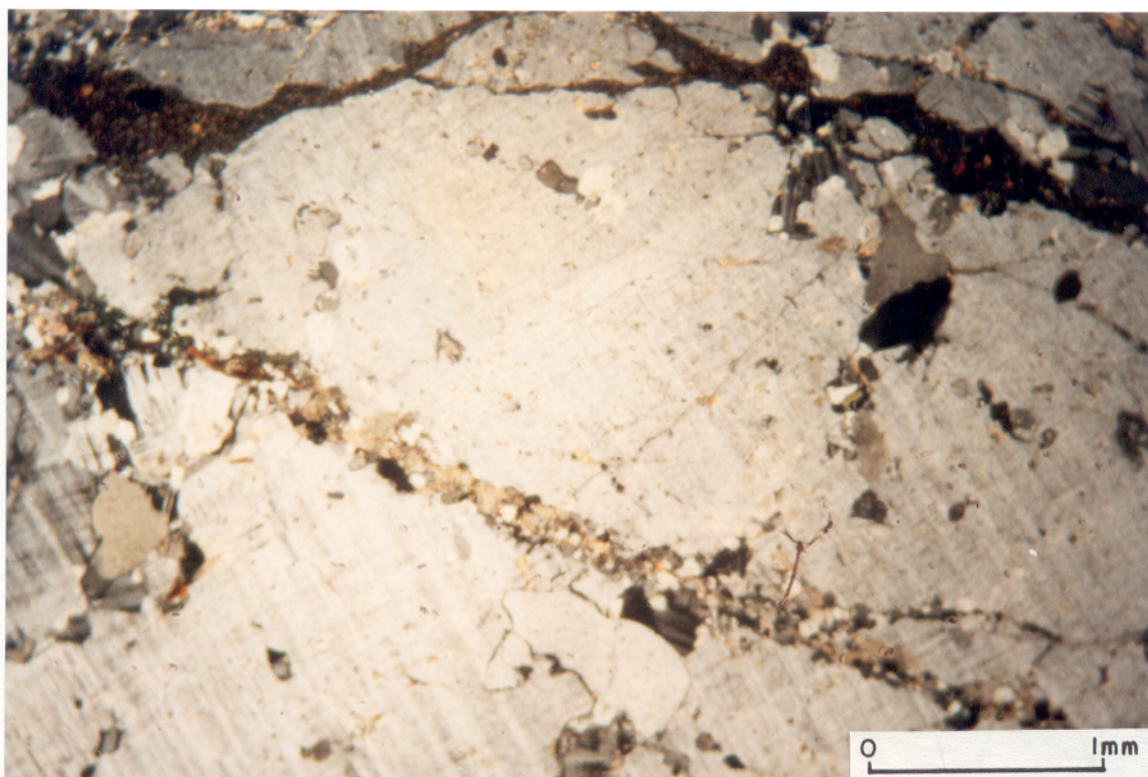


Figura 4.4 - Fotomicrografia do augen-gnaiss mostrando cristais de microclínio com fraturas preenchidas por carbonato e quartzo. Nicois cruzados. Amostra HP-07MP.

A biotita mostra alteração para moscovita e clorita. Epidoto, sericita e clorita são resultantes de processos secundários.

4.1.2. Sequência vulcano-sedimentar (Formação Morro do Aquiles)

Esta sequência altamente milonitizada apresenta-se na forma de xistos de composição variada, com direção geral de foliação NE/SW.

Os xistos mais abundantes são compostos essencialmente de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, granada e moscovita, e mostram uma foliação S-C bem impressa. Intercalados nestes xistos ocorrem níveis métricos de moscovita-quartzo xistos grafitosos e de xistos finamente foliados, de aspecto filonítico, constituídos basicamente por clorita, sericita e traços de quartzo, ou por clorita, quartzo muito subordinado e eventuais sinais de sericita.

Nos xistos mais comuns o quartzo ocorre na forma de cristais poligonais, por vezes estirados, distribuídos entre as palhetas de moscovita, o conjunto mostrando uma textura granolepidoblástica e uma orientação paralela à foliação,

O feldspato apresenta-se em pequenos cristais, geralmente afetados por intensa sericitização e argilização, o que dificulta seu reconhecimento. Somente o microclínio é de mais fácil determinação por preservar, em alguns cristais, a macla xadrez de tipo albita-periclíneo. Os cristais mais alterados conservam apenas a sua morfologia externa, observando-se em alguns deles um arranjo das palhetas de sericita em finas faixas paralelas. Tal arranjo sugere a preservação de maclamento plano-paralelo apesar da substituição mineralógica e indica a presença de plagioclásio.

A biotita apresenta cor amarelo-amarronzado sob luz natural e ocorre na forma de palhetas orientadas segundo uma direção preferencial que gera uma foliação. Encontra-se alterada para moscovita e/ou clorita. A moscovita é o filossilicato mais abundante e ocorre como mineral tanto primário como secundário (moscovitização da biotita), exibindo o seu pleocroísmo típico.

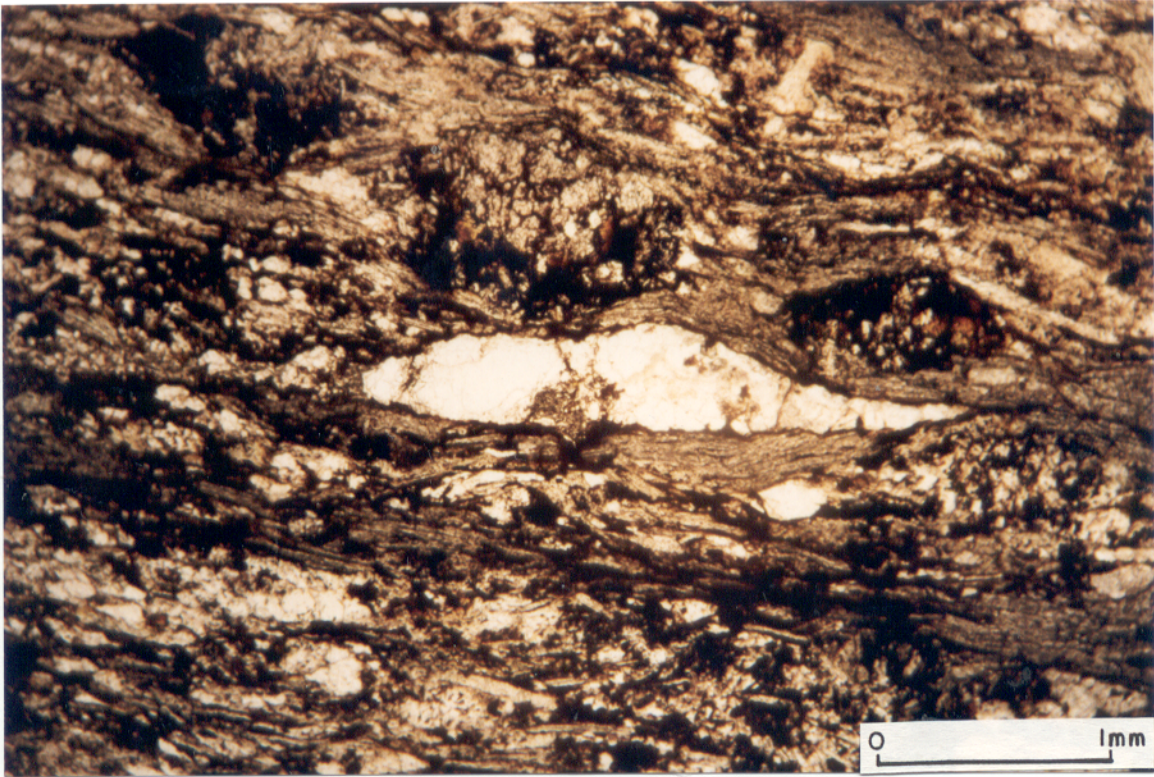


Figura 4.5 - Fotomicrografia de muscovita-quartzo xisto grafitoso, com agregados de quartzo estirados formando sigmóides envolvidos por muscovita. Amostra MTV-04.

Os xistos filoníticos exibem textura lepidoblástica e são compostos essencialmente de clorita e sericita com traços de quartzo. Palhetas reliquiares de biotita indicam que estas rochas eram inicialmente ricas neste mineral que sofreu, em seguida, intensa transformação para clorita. A sericita ocorre em finas palhetas dispostas paralelamente às de clorita. O quartzo encontra-se na forma de pequenos cristais e/ou minúsculos agregados. A composição peculiar destas rochas e em particular a escassez de quartzo sugerem que elas podem ter-se formado a partir de tufitos, tufos ou sedimentos exalativos.

Associados aos xistos miloníticos ocorrem níveis de gonditos, cujos afloramentos alcançam dezenas de metros de extensão. São formações de coloração negra, maciças, de granulação fina, mostrando as vezes um leve bandamento marcado por níveis milimétricos de quartzo na massa de granada e provavelmente devido à deformação que afetou toda a região. São compostos essencialmente de quartzo e granada e espessartita. O epidoto é um componente acessório. Goethita, caolinita e óxido de manganês (todoroquita) são produtos do intemperismo, sendo o último resultante da alteração da espessartita e responsável pela coloração negra da rocha (Figura 4.6). Os gonditos são interpretadas como litotipos de origem química exalativa.

As rochas de origem ígnea compreendidas na Formação Morro do Aquiles são: biotita-clorita xistos miloníticos, quartzo-anfibolitos e rochas meta-ultrabásicas. São rochas pouco representadas por ocorrerem em afloramentos escassos e restritos, sempre na forma de pequenos blocos nas nascentes do córrego Afati e na encosta leste do Morro do Lajeado. Estas rochas são aqui interpretadas como componentes ígneos de caráter predominantemente máfico da Formação Morro do Aquiles.

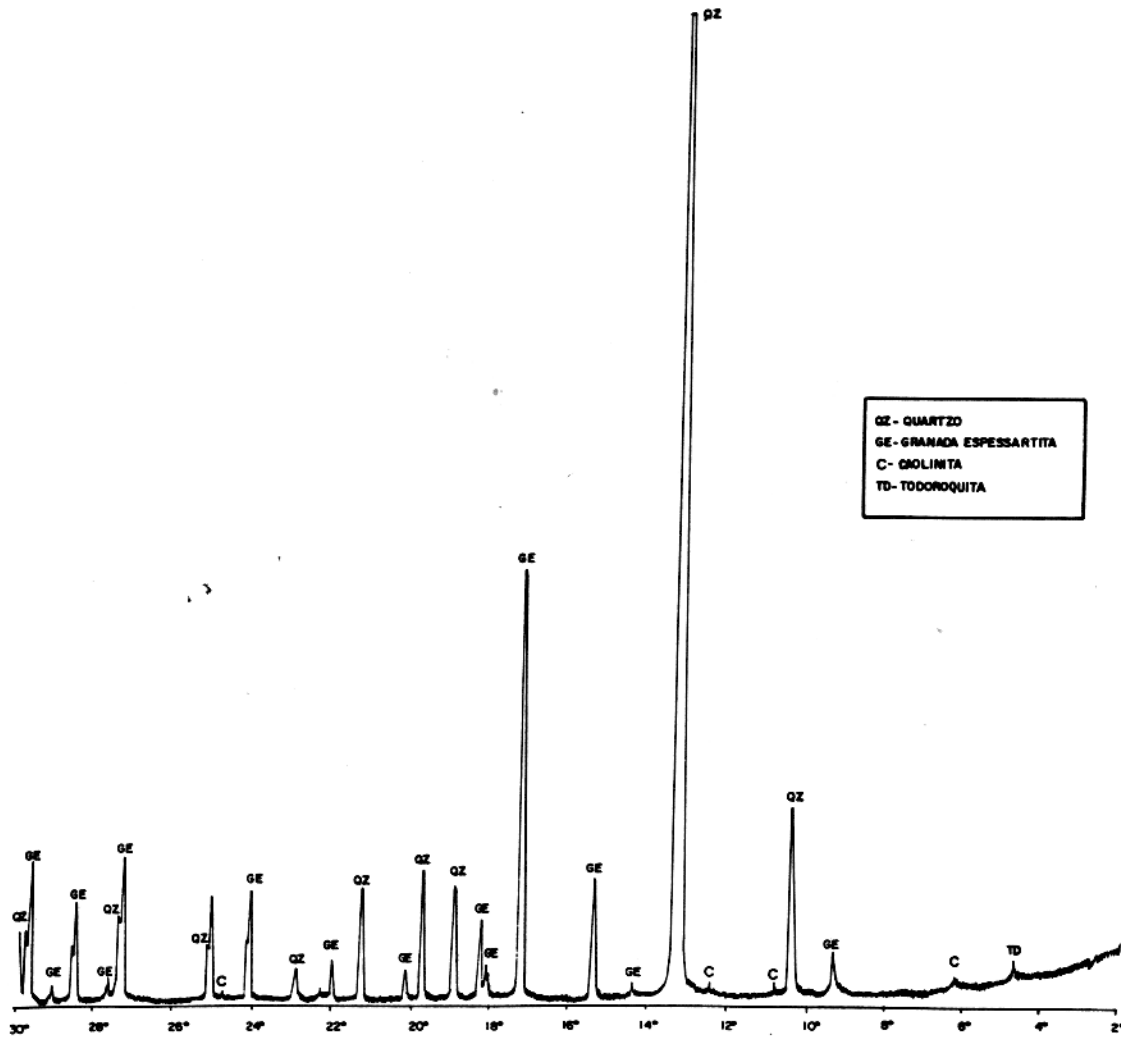


Figura 4.6 - Difratograma de raios-x de uma amostra representativa de gondito. Amostra HP-15c.

Os biotita-clorita xistos miloníticos ocorrem no extremo sul do Morro do Lajeado (ponto HP-13, Anexo-A). Trata-se de uma rocha de coloração acinzentada, granulação e xistosidade finas, textura porfiroclástica, composta essencialmente de clorita, biotita, plagioclásio, carbonato, titanita e quartzo. Epidoto, sericita e opacos são os principais minerais acessórios. As transformações hidrotermais consistem em alteração da biotita para clorita, neoformação de carbonato, alteração de minerais opacos para titanita e sericitização do plagioclásio.

Estas rochas preservam cristais reliquiares euédricos de plagioclásio de composição An30-33, rotacionados e mostrando uma tendência a se paralelizarem com a foliação milonítica (Figura 4.7). A disposição dos cristais de plagioclásio indica que o protólito era provavelmente uma rocha ígnea com textura granular.

Os quartzos anfibolitos possuem granulação média e textura heterogranular e compõe-se essencialmente de hornblenda, biotita, quartzo e plagioclásio. Titanita, zircão, epidoto, clorita, opacos e apatita são minerais acessórios. Os efeitos de alteração são marcantes. A hornblenda altera-se para biotita e/ou clorita e os opacos apresentam uma coroa de reação de titanita, mostrando tratar-se de minerais titaníferos ilmenita ou titano-magnetita. O plagioclásio é de difícil caracterização devido a sua substituição por epidoto e sericita. Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante, cominuição nas bordas e recristalização.

As rochas meta ultrabásicas caracterizam-se por sua granulação grossa e textura granular isotrópica. São compostas essencialmente de actinolita-tremolita, biotita e clorita, tendo como componentes acessórios epidoto, apatita, opacos e carbonato. Encontram-se igualmente cristais reliquiares de piroxênios(?) fortemente alterados para tremolita-actinolita, o que dificulta a determinação das suas propriedades primárias e impossibilita uma identificação segura. A biotita já não exhibe o seu pleocroísmo característico e os anfibólios apresentam cloritização incipiente.

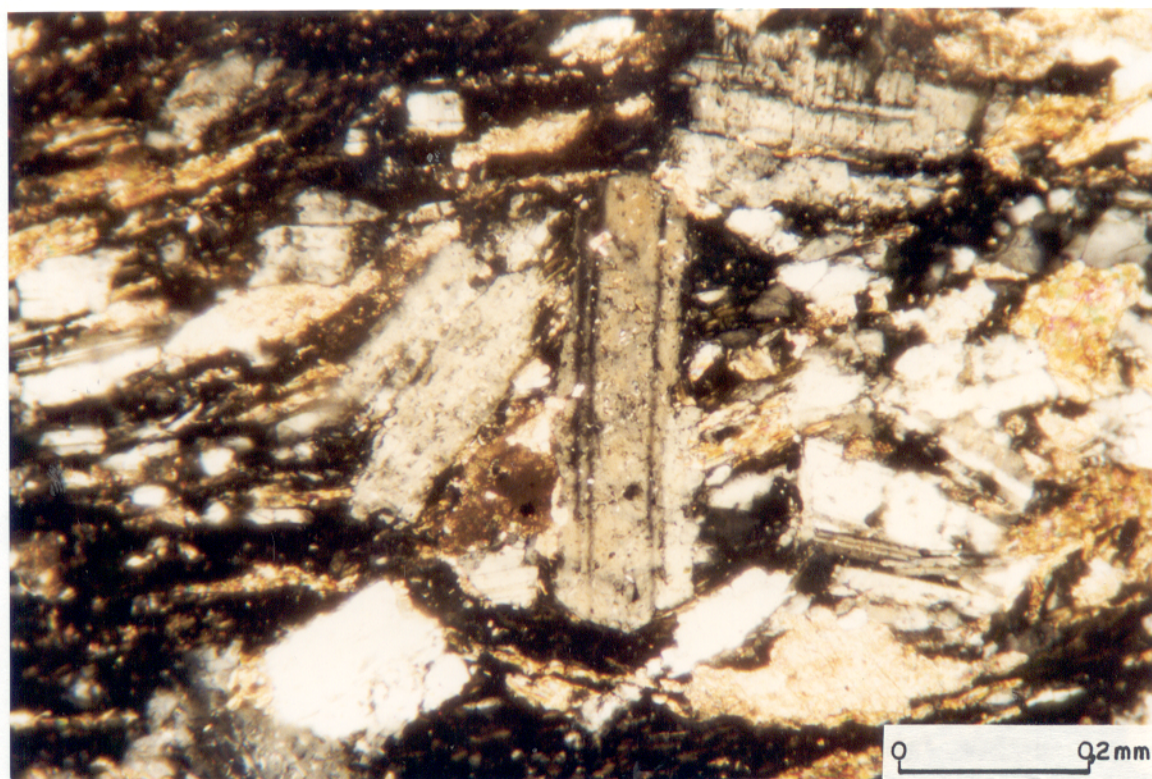


Figura 4.7 - Fotomicrografia do biotita-clorita xisto milonítico com cristais de plagioclásio rotacionados, truncando a foliação. Nicois cruzados. Amostra HP-13.

4.1.3. Granitóide Torre

Esta denominação foi adotada para rochas de composição tonalítica-trondhjemítica expostas principalmente ao longo da encosta meridional do Morro do Lajeado e a norte do Morro da Fazenda Primavera (Figura 4.8). A distribuição dos afloramentos sugere tratar-se de vários corpos intrusivos, embora não possa ser descartada a possibilidade de ocorrer apenas um corpo com vários ápices envolvendo porções de rochas da Formação Morro do Aquiles. Este granitóide exibe diversas fácies, destacando-se um tonalito cinza anisotrópico de granulacão média, freqüente nas encostas do Morro do Lajeado (Figura 4.9); um microtonalito de coloração mais escura e um dacito porfirítico com fenocristais de plagioclásio em matriz afanítica que ocorre aparentemente na forma de um dique, próximo a um antigo acampamento de bandeirantes, a sul do Morro do Lajeado (Figura 4.10).

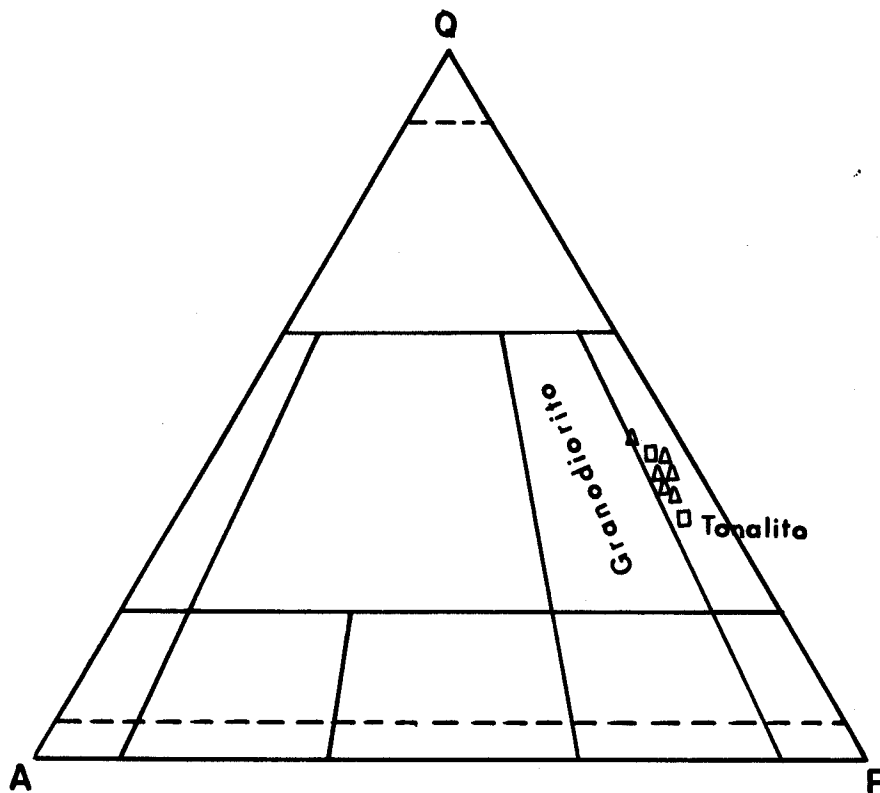


Figura 4.8 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976), composição modal do granitóide Torre. O triângulo representa o tonalito anisotrópico cinza e o quadrado, o microtonalito.



Figura 4.9 - Afloramento do granitóide Torre de fácies tonalito cinza anisotrópico.



Figura 4.10 - Afloramento de dacito porfirítico.

Estes litotipos exibem uma milonitização irregular, particularmente acentuada em faixas de espessura métrica que contornam núcleos de rocha isotrópica ou com orientação incipiente, o que indica uma deformação heterogênea.

O tonalito cinza de granulação média apresenta textura granular e compõe-se essencialmente de plagioclásio, quartzo, biotita, feldspato potássico e moscovita. Clorita, epidoto, opacos, titanita e apatita são os minerais acessórios.

O plagioclásio é o principal componente e a sua composição varia de albita a oligoclásio. Na rocha milonitizada a deformação se manifesta pelo deslocamento de maclas, fraturamento e, por vezes, indícios de rotação dos cristais e de cominuição nas suas bordas. Este mineral é fortemente afetado pelo hidrotermalismo e exhibe argilização, sericitização e epidotização (Figura 4.11).

O quartzo mostra uma distribuição irregular, preenche espaços intersticiais ou aparece incluso no plagioclásio. Este mineral apresenta extinção ondulante, fraturamento incipiente, cominuição nas bordas dos cristais, golfos de corrosão e recristalização sob a forma de agregados de grãos poligonais.

A biotita ocorre em pequenas concentrações orientadas segundo uma direção preferencial. Contém inclusões de quartzo e zircão, exhibe deformação dos planos de clivagem e alteração para muscovita e clorita.

O feldspato potássico (ortoclásio) ocorre na forma de pequenos grãos apresentando extinção ondulante e contatos irregulares. Raros cristais mostram maclamento de tipo Carlsbad.

A apatita e os minerais opacos são os constituintes acessórios primários. Epidoto, carbonato e titanita são produtos de alteração hidrotermal (Figura 4.12).

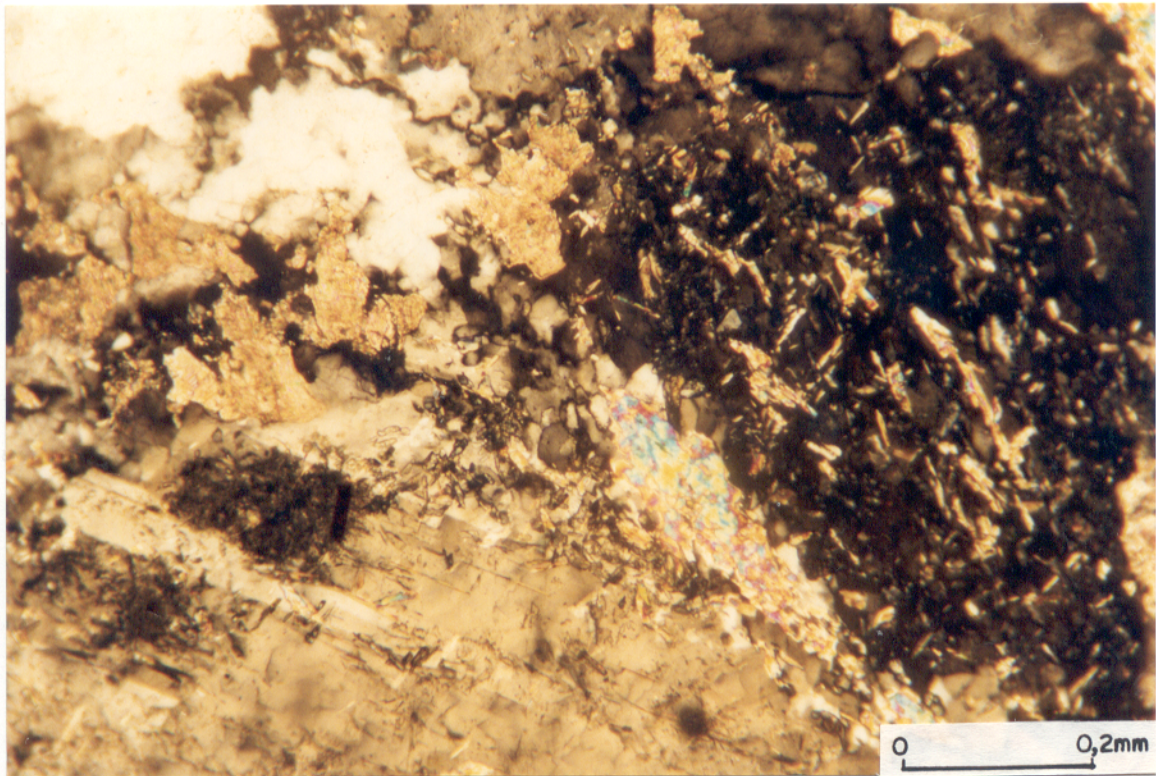


Figura 4.11 - Fotomicrografia do granitóide Torre mostrando a sericitização e carbonatização do plagioclásio. Nicóis cruzados. Amostra HP-60.

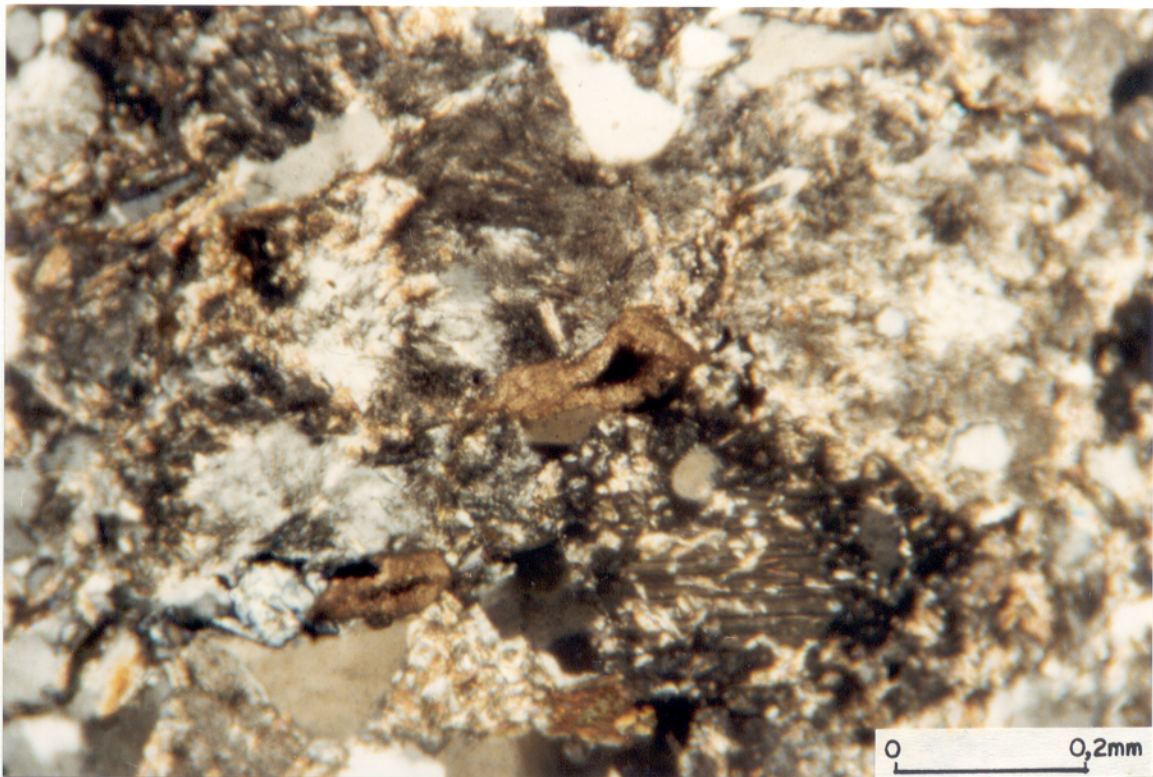


Figura 4.12 - Fotomicrografia do granitóide Torre mostrando a alteração dos minerais opacos, com a formação de coroas de titanita ao seu redor. Nicóis cruzados. Amostra HP-47.

O microtonalito é isotrópico ou apresenta uma anisotropia incipiente, exhibe uma textura granular e é composto essencialmente de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, biotita e muscovita. Apatita, opacos, zircão, clorita, epidoto, sericita, carbonato e titanita são os minerais acessórios.

O plagioclásio é oligoclásio, apresenta cominuição nas bordas dos cristais e intensa alteração para sericita e epidoto.

O quartzo aparece em cristais anédrais com bordas serrilhadas, exhibe extinção ondulante e raro fraturamento. Distribui-se de modo irregular, ocupando espaços entre os cristais de feldspato.

O feldspato potássico (ortoclásio) apresenta-se na forma de pequenos grãos anédrais exibindo raras maclas de tipo Carlsbad.

A biotita, a luz natural, mostra a sua cor marrom característica e ocorre na forma de palhetas distribuídas de modo aleatório, mostrando alteração para muscovita ou clorita.

Os demais componentes minerais com exceção dos opacos, apatita e zircão são resultantes da alteração hidrotermal.

O dacito é uma rocha porfírica, composta essencialmente de plagioclásio, quartzo, ortoclásio e piroxênios. Titanita, opacos e epidoto são os minerais acessórios.

O plagioclásio, cuja composição varia de oligoclásio a andesina, aparece na forma de porfiros eudrais milimétricos, sendo igualmente componente da matriz. O mineral apresenta maclamento de tipo albita-Carlsbad e mostra-se fortemente epidotizado.

O quartzo e o ortoclásio aparecem essencialmente como componentes da matriz e ocorrem em pequenos cristais subedrais, com contatos retos e rara extinção ondulante.

Os piroxênios constituem pórfiros dispersos na matriz, tendo sido reconhecidos a augita e a pigeonita. A augita é mais abundante e forma cristais euédricos e maclados, enquanto que a pigeonita ocorre em cristais subedrais.

Nos pequenos morrotes situados no extremo sudeste do Morro do Lajeado, ocorrem corpos pegmatóides de dimensões métricas a decamétricas. As suas bordas exibem uma foliação bem marcada, enquanto que os núcleos são mais isotrópicos. São constituídos por rocha de granulação grossa, cujos cristais alcançam tamanho centimétrico. Compõem-se essencialmente de quartzo, moscovita, microclínio, plagioclásio, turmalina, traços de granada e opacos.

O feldspato mostra fortes sinais de argilização e sericitização, enquanto que a turmalina aparece em cristais encurvados, fraturados, estirados e quebrados. As microfraturas neste último mineral encontram-se preenchidas por quartzo (Figura 4.13). A granada e os opacos ocorrem em cristais euédrais milimétricos.

No Morro do Lajeado foram igualmente encontrados pequenos veios pegmatóides dobrados e boudinados compostos somente de quartzo, moscovita e raros cristais de turmalina, e feldspato(?) em uma massa esbranquiçada (Figura 4.14).

4.1.4. Grupo Natividade

Esta unidade sustenta pequenas elevações no extremo sudeste da área em apreço. Forma pequenas cristas alongadas segundo a direção NE-SW e paralelas à Serra Manoel do Carmo situada mais a leste.

Trata-se essencialmente de quartzitos micáceos, de cor branca acinzentada, maciços e de granulação fina, exibindo textura granoblástica. Estas rochas compõem-se essencialmente de quartzo e mostram sinais de silicificação. Sericita e muscovita são os minerais acessórios. Os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante, bordas cominuídas e indícios de forte recristalização (Figura 4.15). É frequente a presença de agregados de quartzo com feições em mosaico. A sericita ocorre em finas palhetas entre os grãos de quartzo. A moscovita é mais rara e apresenta-se em cristais dispersos na rocha, exibindo, as vezes, estruturas de tipo **Kink-band**.

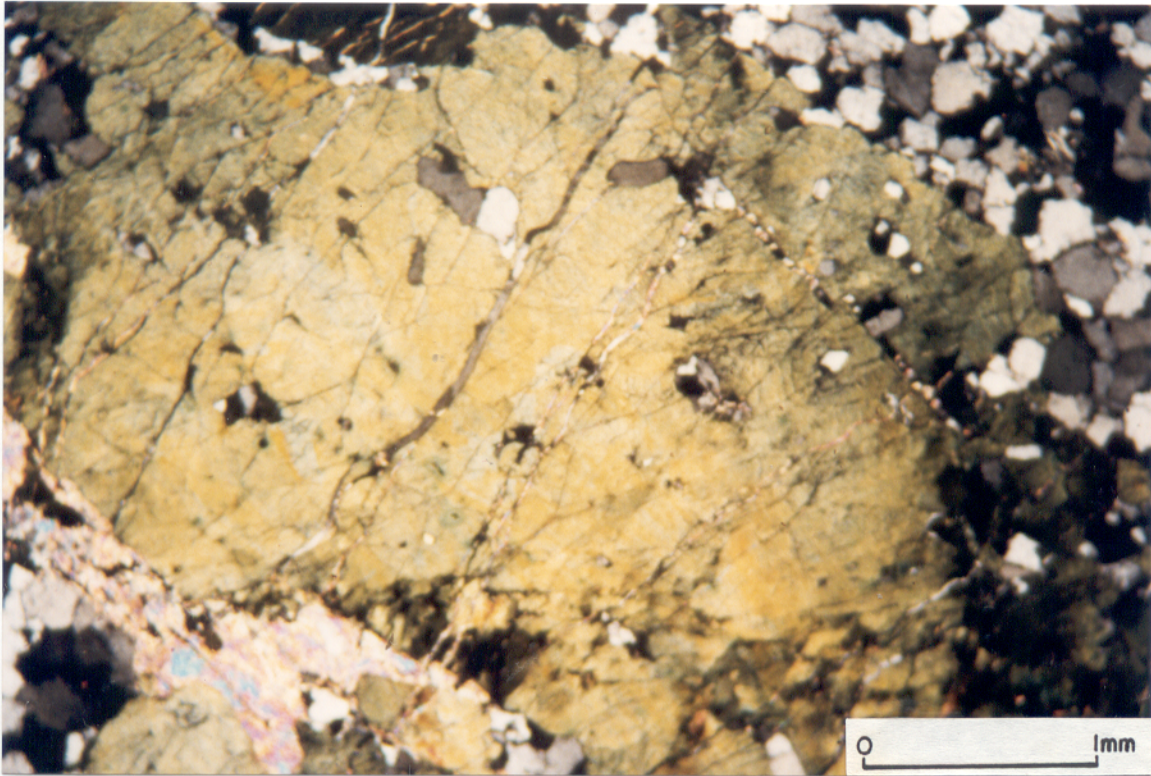


Figura 4.13 - Fotomicrografia de rocha pegmatóide, observando-se cristais de turmalina com fraturas preenchidas por quartzo. Nicois cruzados. Amostra HP-121.



Figura 4.14 - Pequenos veios pegmatóides boudinados, encaixados em xistos da Formação Morro do Aquiles. Estrada do Morro do Lajeado.

4.1.5. Coberturas Fanerozóicas

Sedimentos Paleozóicos

A Formação Serra Grande possui na área em apreço uma espessura de cerca de 100 m e sustenta as escarpas abruptas do Morro do Lajeado. Compõe-se de arenitos conglomeráticos ferruginosos e arenitos finos pouco micáceos alternados com siltitos.

A Formação Pimenteiras, com espessura de aproximadamente cinquenta metros, sobrepõe-se concordantemente à Formação Serra Grande e constitui o topo do Morro do Lajeado. É composta essencialmente de folhelhos amarronzados, limonitizados finamente laminados.

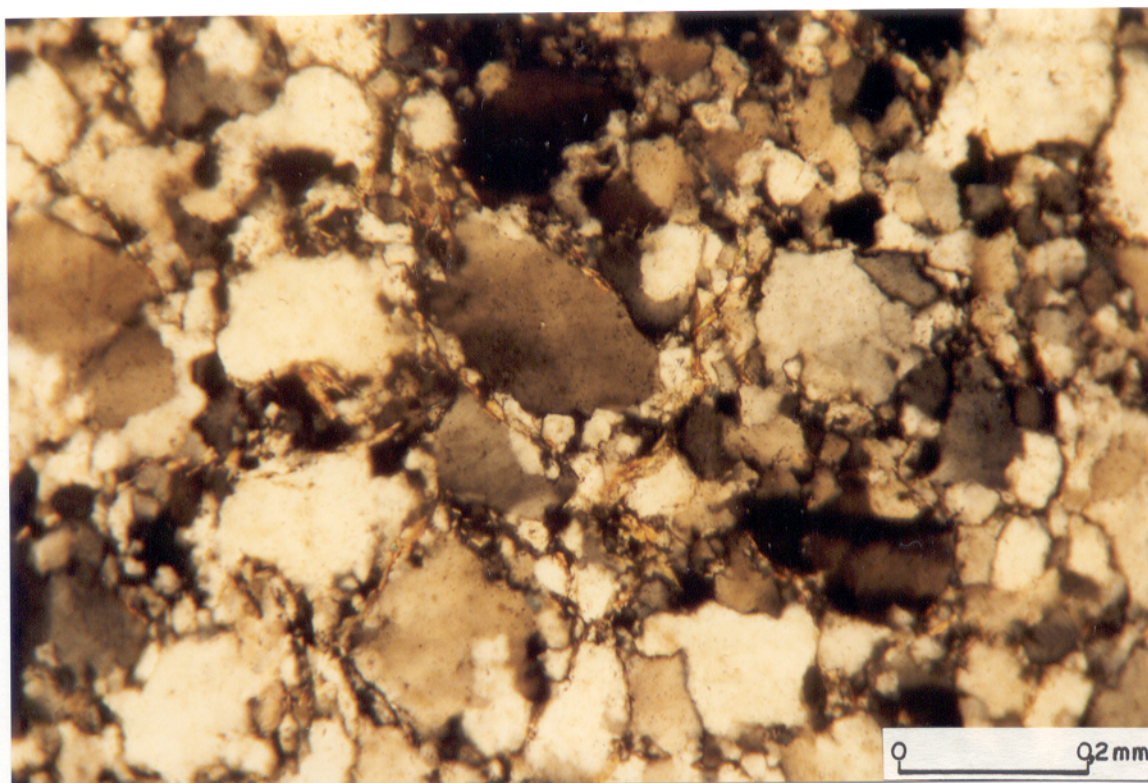


Figura 4.15 - Fotomicrografia do quartzoito do Grupo Natividade mostrando recristalização nas bordas dos grãos de quartzo e palhetas de sericita entre estes grãos. Nicois cruzados. Amostra HP-89.

Diques e Sills

Diques de diabásio afloram no extremo norte do Morro do Lajeado, apresentando uma orientação geral NW-SE. Trata-se de dois diques dispostos paralelamente cujas porções aflorantes têm aproximadamente 30 m de comprimento e 4 m de espessura. As exposições destas rochas consistem essencialmente em blocos métricos distribuídos segundo a orientação citada. Os diques cortam os xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles, não tendo sido observada no campo a sua relação com outras unidades. Acredita-se que estes corpos sejam relacionados ao magmatismo básico que afetou a Bacia do Parnaíba no Juro-Cretáceo (OLIVEIRA & MONTES, 1984). O diabásio apresenta uma textura ofítica e compõe-se de labradorita, augita, tremolita e quartzo. Os minerais acessórios são opacos, epidoto, carbonato e sericita, sendo os três últimos produtos de saussuritização do plagioclásio.

A leste dos diques, no sopé do morro, ocorrem rochas básicas na forma de sills encaixados nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Trata-se de diabásio com textura ofítica, composto essencialmente de labradorita, augita, hornblenda e tremolita-actinolita. Titanita, opacos, epidoto e sericita são os minerais acessórios. A rocha é isotrópica, exibe epidotização do plagioclásio, uralitização da augita com geração de tremolita-actinolita e transformação dos opacos em titanita.

Coberturas Lateríticas

As coberturas lateríticas desenvolvem-se preferencialmente sobre os xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles, formando crostas descontínuas de espessura variando de um a dois metros. Estas coberturas residuais ocorrem sobretudo em áreas morfológicamente aplainadas.

Depósitos aluvionares e colúvios

Aluviões recentes e atuais ocorrem ao longo dos córregos São João e Francisquinha, consistindo em depósitos de cascalho, arenosos e argilosos. Colúvios constituídos por matacoes e

blocos de arenito da Formação Serra Grande e por areias argilosas repousam sobre as encostas do Morro do Lajeado.

4.2. FEIÇÕES ESTRUTURAIS

As informações obtidas pela análise de imagens de radar e de fotografias aéreas juntamente com os levantamentos de campo permitiram reconhecer lineamentos, foliações, dobras, lineações e falhas que constituem as principais feições estruturais da área estudada.

4.2.1. Lineamentos

Grandes lineamentos de direção NE-SW foram observados em imagens de radar na parte oeste da área. Foram interpretados como prováveis marcadores de uma tectônica de cavalgamento associada a movimentos transcorrentes, caracterizando uma rampa oblíqua apesar do número de dados ser relativamente pequeno.

Na porção NE da área notam-se feições de regime direcional, definidas pela combinação de uma foliação sub-vertical com direção N30E e de uma lineação mineral sub-horizontal. Estas feições estão provavelmente relacionadas ao Lineamento Transbrasileiro definido por SCHOBENHAUS FILHO et al. (1975). Estariam caracterizando zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, com caráter direcional de direção nordeste, descritas por COSTA (1985), que teriam imposto modificações significativas na geometria do quadro estrutural vinculado ao evento cisalhante de baixo ângulo, observado a sudeste do Morro do Lajeado.

4.2.2. Foliações

Estas feições encontram-se amplamente impressas nas rochas do embasamento, da Formação Morro do Aquiles e em parte do granitóide Torre. Elas consistem basicamente em xistosidade e foliação milonítica.

Xistosidade

Nos gnaisses de composição tonalítica e granodiorítica a orientação paralela de minerais placóides (filossilicatos) e a orientação planar de minerais alongados (plagioclásio) imprimem uma foliação. A orientação geral da xistosidade não pôde ser determinada devido à ausência de afloramentos confiáveis.

Ao microscópio, observa-se que o gnaisse granodiorítico contém pequenas concentrações micáceas dispostas entre os minerais quartzo-feldspático, o que confere uma orientação preferencial à rocha. O gnaisse tonalítico, por sua vez, exibe níveis micáceos que chegam a definir um bandamento composicional.

Foliação Milonítica

Nas rochas da Formação Morro do Aquiles esta foliação (S1) é penetrativa e definida pela disposição planar com orientação preferencial de agregados de quartzo, de cristais de moscovita, de biotita e de clorita.

No granitóide Torre esta foliação não é penetrativa e desenvolve-se essencialmente nas bordas de porções alongadas, lenticulares da rocha, cujos núcleos apresentam pouca ou nenhuma deformação. Nos quartzitos do Grupo Natividade observa-se uma foliação apenas incipiente.

A foliação impressa nas rochas da Formação Morro do Aquiles na área possui uma direção geral NE/SW, destacando-se no detalhe duas direções principais N30E e N50E. O mergulho da foliação é de baixo a médio ângulo, ora para SE ora para NW (figura 4.16). A direção da foliação é concordante com a dos lineamentos acima citados e parece corresponder à direção da faixa de cisalhamento que engloba o domínio da Formação Morro do Aquiles.

No extremo sul do Morro do Lajeado e no Morro da Fazenda Primavera, observa-se a direção de foliação N75W e um mergulho médio de 30° para NE, portanto, distinta da orientação assinalada acima. Acredita-se que a diferença entre as direções é devida a uma inflexão provocada seja por um regime direcional tardio seja por uma possível rotação de blocos, o que

teria provocado desmembramento de corpos rochosos, lenticularização, imbricação e cavalgamento, bem como a geração de um padrão amendoado.

Ao microscópio, as rochas da Formação Morro do Aquiles mostram uma distribuição planar do quartzo na forma de grãos e agregados circundados por micas dispostas em níveis paralelizados, ramificados, anastomosados e desenhando signóides, havendo total obliteração das feições primárias (Figuras 4.5). A baixa relação angular entre S e C indica uma alta taxa de deformação nos xistos desta formação.

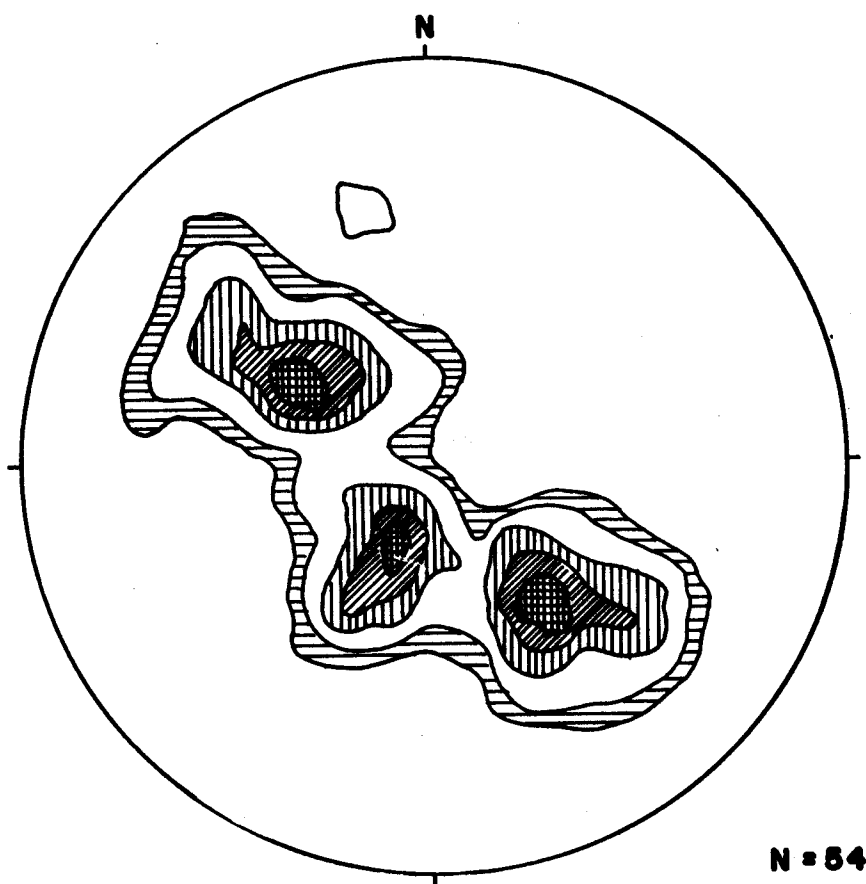


Figura 4.16 - Diagrama de pólos da foliação (S1) dos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles. Intervalo de contorno = 3%.

4.2.3. Dobras

Dobras foram observadas nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Possuem dimensões centimétricas e são geralmente isoladas, intrafoliais, normais, fechadas, com mergulho suave dos planos axiais. A orientação dos eixos axiais é heterogênea, sendo N15E, N30W e N45W as direções principais.

4.2.4. Lineações

As lineações são elementos difíceis de identificar na área, devido à ausência de afloramentos bem preservados. Na frente de lavra do veio Torre, onde ocorrem as melhores exposições de xistos da Formação Morro do Aquiles, observa-se uma lineação de estiramento caracterizada pela alongação de palhetas de mica e uma lineação mineral dada pela orientação de cristais alongados de quartzo, nos planos de xistosidade. Nos xistos miloníticos via de regra, foram observados rods de quartzo paralelos à lineação mineral. As lineações apresentam uma direção N-S com ângulo de caimento semelhante ao ângulo de mergulho da foliação dos xistos (Figura 4.17).

Devido ao pequeno número de dados obtidos e às dificuldades de observação e medição nos afloramentos disponíveis, não foi possível determinar claramente a direção de transporte das massas rochosas na área. Outrossim, as melhores medidas foram obtidas em afloramentos nos quais a direção da foliação difere nitidamente da foliação regional.

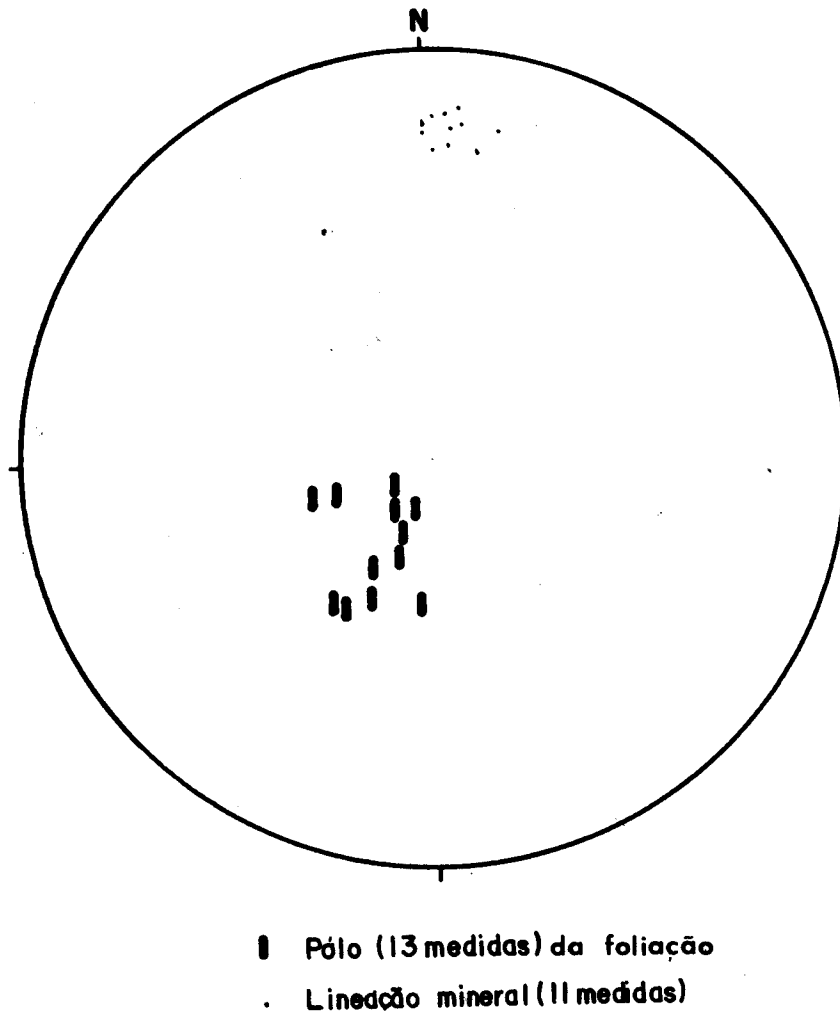


Figura 4.17 - Diagrama de lineações e pólos dos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles, no Morro do Lajeado.

4.2.5. Falhas

Falhas normais, responsáveis pelo abatimento de blocos e o rebaixamento dos sedimentos das Formações Serra Grande e Pimenteiras em estruturas de tipo gráben, cortam a área segundo as direcções NE/SW. Os efeitos desses falhamentos tardios observam-se, em particular, a oeste da área investigada, onde rochas do Paleozóico afloram na margens do rio Tocantins. A

fragmentação e deslocamento de grandes veios de quartzo com o aparecimento de planos de falhas estriados seriam igualmente resultantes destes reajustes tectônicos.

4.3. METAMORFISMO

Os levantamentos de campo e a análise petrográfica dos diferentes litotipos presentes na área permitiram distinguir três eventos metamórficos de caráter regional.

O primeiro evento marcou a formação do embasamento gnáissico. Nesta fase, as transformações mineralógicas atingiram a fácies anfibolito média a alta (WINKLER, 1976), sendo a associação mineralógica encontrada nos gnaisses restrita a plagioclásio-quartzo-biotita-cordierita. No entanto, é possível que essas rochas tenham atingido a fácies anfibolito alta, pois COSTA (1985) descreve na região associações paragenéticas de alta temperatura de tipo plagioclásio-quartzo-biotita-hornblenda.

Durante o segundo evento, tanto o embasamento gnáissico como as rochas da Formação Morro do Aquiles e as intrusões tonalíticas foram afetadas por uma deformação dúctil-rúptil, a qual impôs uma estruturação planar de baixo ângulo, ocasionando nestas rochas processos de recristalização ou neoformação de minerais bem como o aparecimento de porfiroclastos.

Nos augen-gnaisses os porfiroclastos de microclínio estirados, ovalados com sinais de estrição ou boudinados são indicadores de deformação que, mobilizando fluidos, parece ter ocasionado reações retrometamórficas e em particular a formação de fases minerais como carbonato e moscovita.

Nos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles, houve recristalização de quartzo e neoformação de granada, formando-se a associação quartzo-biotita-granada-clorita. Tal paragénese caracteriza a fácies xisto-verde alta. As porções deformadas do granitóide Torre apresentam o mesmo grau metamórfico.

Um terceiro evento metamórfico induzido pela deformação direcional transcorrente regional afetou todas as unidades pré-cambrianas presentes na área. Nesta ocasião o epidoto e a clorita formaram-se nas rochas do embasamento, ao passo que a sericitização, moscovitização, cloritização e uralitização afetaram as rochas da Formação Morro do Aquiles e a carbonatização, epidotização e silicificação foram os principais efeitos do metamorfismo no granitóide Torre. Estas transformações mineralógicas indicam que durante a deformação cisalhante direcional dominaram condições térmica correspondendo a fácies xisto-verde baixa.

As transformações mineralógicas resultantes dessa terceira fase de metamorfismo confundiram-se em grande parte com a intensa alteração hidrotermal causada pela mobilização e migração de grande quantidade de fluidos ao longo das zonas de cisalhamento.

A presença de rochas do Grupo Natividade a leste da área em estudo permitiu constatar que esta unidade foi submetida a uma tectônica compressiva de direção SE/NW, que resultou em dobramentos simétricos, reversos, abertos e fechados bem expressos e em um metamorfismo regional de fácies xisto-verde baixa. Essas mesmas características se verificam no Grupo Natividade em escala regional (COSTA et al., 1982; SILVA, 1987). Haja visto o caráter plataformal desta unidade acredita-se que tanto deformações como um metamorfismo de baixo grau tiveram lugar no Proterozóico, ficando, entretanto, limitados à espessa cobertura de sedimentos. Esta fase seria portanto cronologicamente intercalada entre o segundo e terceiro eventos metamórficos definidos neste trabalho. Naturalmente, o Grupo Natividade tendo sido afetado pelo cisalhamento tardio como as demais unidades pré-cambrianas presentes na região, os efeitos da tectônica transcorrente se superimpuseram às estruturas e transformações petrológicas acima citadas.

5. ESTUDO GEOQUÍMICO DO GRANITÓIDE TORRE

5.1. INTRODUÇÃO

Esta unidade foi escolhida para um estudo mais detalhado por não ter sido identificada em trabalhos anteriores e por apresentar afloramentos bem preservados dos efeitos do intemperismo. Foram selecionadas 8 amostras do granitóide, sendo seis de fácies tonalítica anisotrópica cinza de granulação média e duas da fácies microtonalítica de coloração mais escura. Na Tabela 5.1 são apresentados os resultados analíticos obtidos bem como as respectivas normas CIPW.

5.2. ELEMENTOS MAIORES

O comportamento diferenciado do sódio e do potássio no diagrama binário $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ confirma o caráter tonalítico do granitóide Torre, com exceção da amostra HP-71 (Figura 5.1). Por outro lado, o diagrama $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ que define as séries composicionais mostra que o granitóide Torre é cálcio-alcálico (Figura 5.2).

Os teores de SiO_2 variam entre 66 e 72.43% e o índice de diferenciação ou I.D. ($\text{Qz} + \text{Or} + \text{Ab}$ normativos), de acordo com a definição de Thornton & Tuttle citado por ABDELRAHMAN (1990), situa-se entre 75 e 90. Os diagramas I.D. versus óxidos mostram que enquanto o índice de diferenciação aumenta, os teores de sílica, álcalis e alumínio aumentam igualmente e os de cálcio decrescem. Neste contexto, o aumento dos teores de alumínio se deve provavelmente à alteração hidrotermal (Figura 5.3).

TABELA 5.1 - Granitóide Torre - Elementos químicos maiores e traços e mineralogia normativa CIPW

AMOS- TRA	HP-01 MP	HP-02 MP	HP-41	HP-47	HP-60	HP-71	HP-145	HP-151
%								
SiO ₂	67,80	68,00	69,51	69,30	68,71	66,71	68,71	71,10
TiO ₂	0,32	0,38	0,33	0,55	0,35	0,60	0,33	0,30
Al ₂ O ₃	16,40	16,15	14,90	13,98	15,91	14,36	15,52	14,44
Fe ₂ O ₃ ^a	2,40	2,90	2,66	4,59	3,88	5,45	2,80	2,33
MgO	0,20	0,27	0,22	0,43	0,26	0,75	0,25	0,21
CaO	1,11	1,22	1,87	1,57	1,82	2,35	2,38	1,93
Na ₂ O	5,54	6,51	5,43	4,08	4,70	4,31	4,80	4,35
K ₂ O	1,90	2,93	1,95	1,45	2,49	3,18	2,55	2,53
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,26	0,13	0,11	0,32	0,11	0,11
P. F.	1,34	1,43	1,06	1,44	1,38	1,58	1,06	0,98
TOTAL	97,11	98,49	98,19	97,53	99,61	99,61	98,51	98,28
ppm								
Rb*	67	74	-	99	108	90	99	125
Sr*	839	766	-	203	305	1182	338	277
Y*	7	7	-	14	6	11	6	6
Zr*	151	152	-	212	110	250	182	160
Nb*	8	8	-	11	12	15	9	11
Ni	130	130	130	270	55	85	300	15
Co	100	165	75	290	170	335	190	155
Cr	80	85	190	435	120	140	130	120
La ⁺	-	-	-	-	-	-	14,55	-
Ce ⁺	-	-	-	-	-	-	12,78	-
Nd ⁺	-	-	-	-	-	-	5,95	-
Sm ⁺	-	-	-	-	-	-	1,12	-
Eu ⁺	-	-	-	-	-	-	0,48	-
Gd ⁺	-	-	-	-	-	-	0,95	-
Du ⁺	-	-	-	-	-	-	0,55	-
Ho ⁺	-	-	-	-	-	-	0,095	-
Er ⁺	-	-	-	-	-	-	0,200	-
Yb ⁺	-	-	-	-	-	-	0,175	-
Lu ⁺	-	-	-	-	-	-	0,023	-

Mineralogia normativa CIPW

Quartzo	25,87	15,06	26,32	35,55	26,33	21,91	25,12	31,71
Ortoclásio	11,75	17,63	11,90	8,96	15,03	19,27	15,50	15,40
Albita	49,07	56,08	47,43	36,09	40,63	37,40	41,79	37,91
Anortita	5,03	5,30	7,83	7,25	8,49	9,81	11,41	9,12
Corindon	3,63	0,37	1,12	3,30	2,49	0,33	0,83	1,34
Hiperistênio	3,31	3,97	3,66	6,55	5,34	8,33	3,91	3,22
Magnetita	0,47	0,56	0,52	0,90	0,75	1,05	0,54	0,45
Ilmenita	0,64	0,73	0,65	1,09	0,68	1,17	0,64	0,59
Apatita	0,23	0,29	0,59	0,30	0,25	0,72	0,25	0,25

a - Ferro Total

* - Análise por fluorescência de raios -x

+ - Análise por ICP

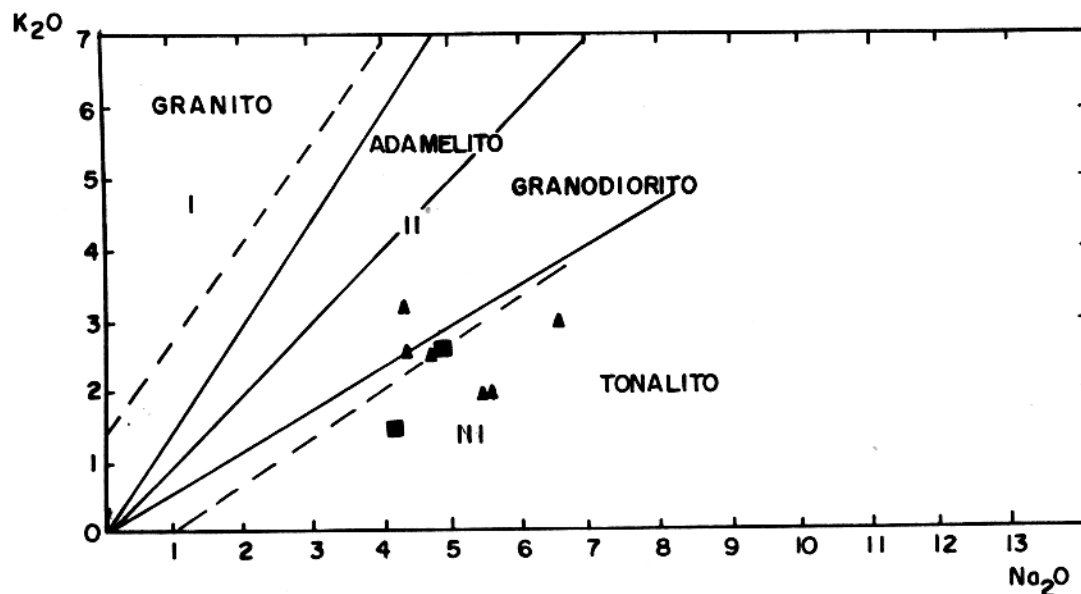


Figura 5.1 - Diagrama Na_2O versus K_2O que permite a distinção entre as rochas tonalíticas, granodioríticas, adamelíticas e graníticas. Os campos definem: I, rochas com alto K; II, rochas potássicas e III, rochas sódicas (FUJIMORI, 1990). O triângulo representa o tonalito anisotrópico cinza e o quadrado o microtonalito cinza-escuro.

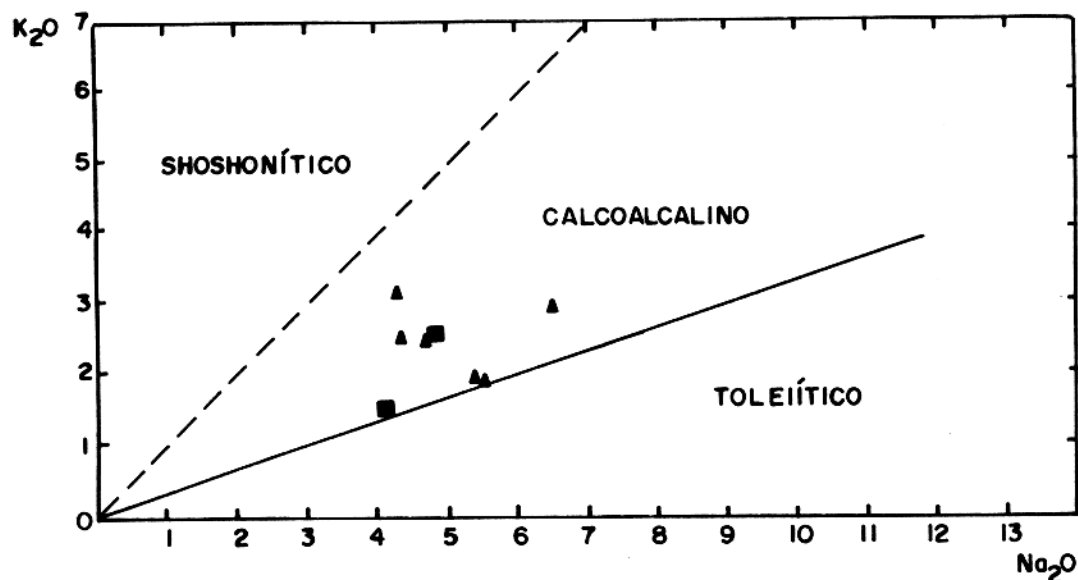


Figura 5.2 - Diagrama Na_2O versus K_2O que distingue as séries toleítica, cálcio-alcálica e shoshonítica (FUJIMORI, 1990). Legenda igual à da Figura 5.1.

Os tonalitos em questão são rochas relativamente homogêneas, pobres em elementos ferro-magnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 5\%$) que apresentam teores relativamente elevados de Si, Na e Al, e baixos de K e Ca, com razões de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.7$. Tal composição reflete a escassez de feldspato potássico e de minerais ferro-magnesianos e a relativa abundância de plagioclásio sódico e de quartzo. Essas características aparecem claramente no diagrama normativo An-Ab-Or (BARKER, 1979), segundo o qual sete amostras situam-se no campo do trondhjemito e uma no campo do granito (Figura 5.4).

Todas as amostras do granitóide Torre contêm coríndon normativo e exibem um caráter nitidamente peraluminoso (Tabela 5.1, Figura 5.5). Com base no conteúdo de Al_2O_3 nos granitóides cujo teor de sílica situa-se em torno de 70%, BARKER (1979) subdivide os trondhjemitos em dois tipos: um mais pobre em alumínio ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$), o outro mais rico neste elemento ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$). De acordo com esta classificação o granitóide Torre pertence ao segundo tipo.

O diagrama normativo Q-Ab-Or e o diagrama K-Na-Ca modificado por BARKER & ARTH (1976) permitem diferenciar as séries cálcio-alcalina e trondhjemítica (Figuras 5.6 e 5.7). Em ambos os casos os trends não são claros, porém das oito amostras do granitóide Torre 3 mostram uma tendência trondhjemítica e quatro são intermediárias entre os dois trends.

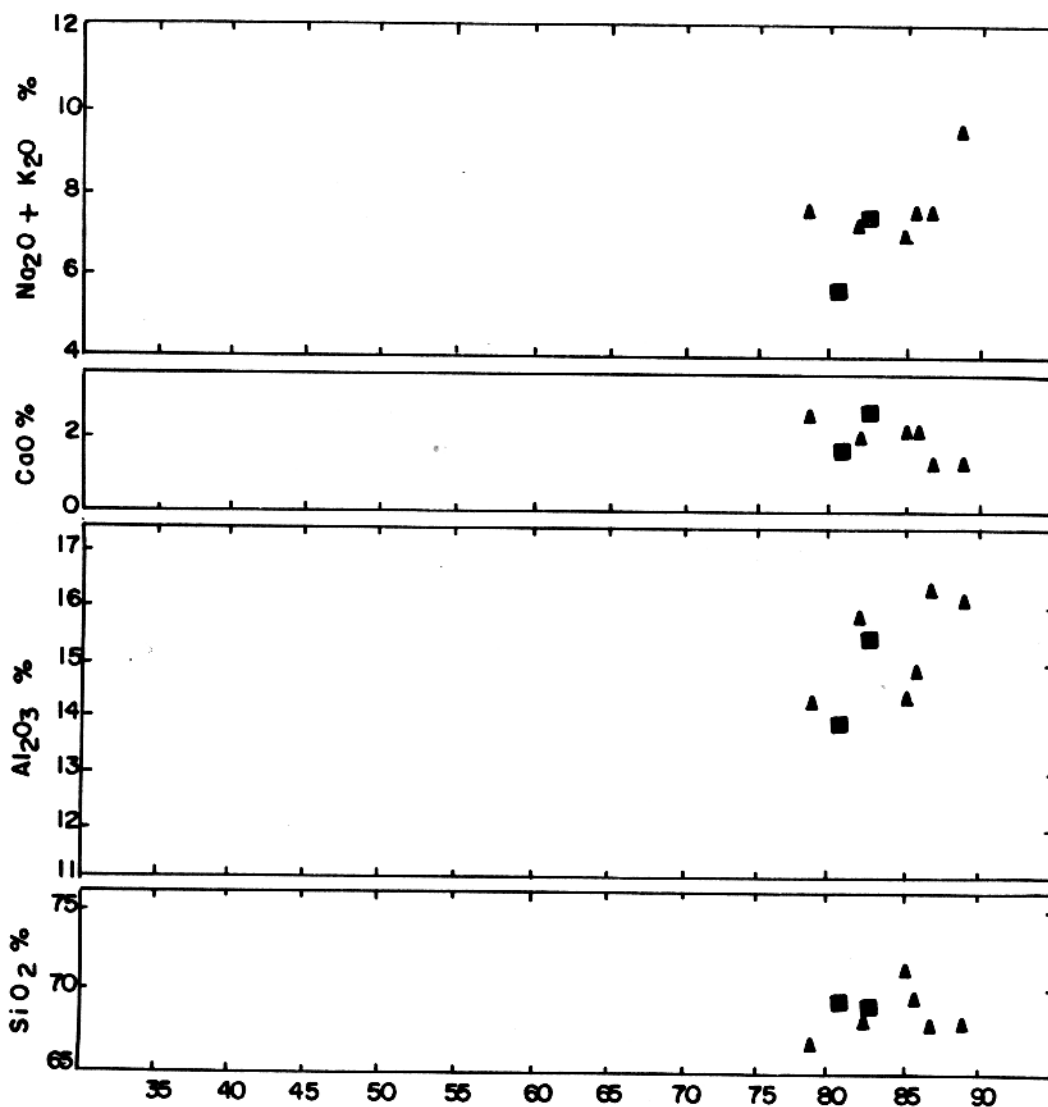


Figura 5.3 - Diagramas índices de diferenciação (ID) versus óxidos dos elementos maiores. Legenda igual à da Figura 5.1.

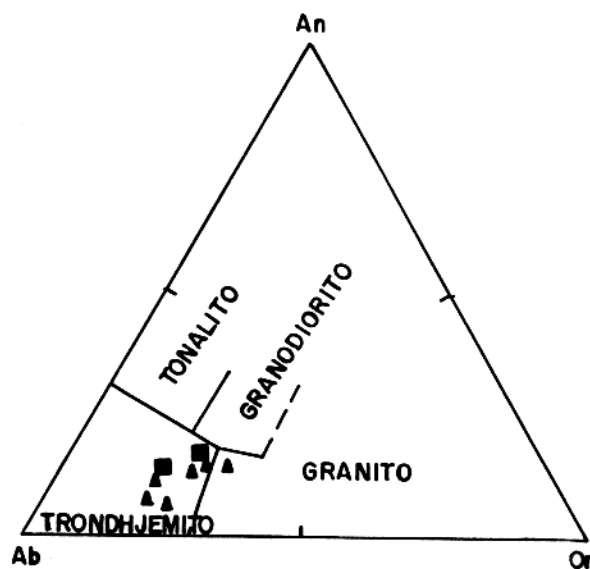


Figura 5.4 - Diagrama An-Ab-Or de classificação das rochas plutônicas ricas em sílica (BARKER, 1979). Legenda igual à da Figura 5.1.

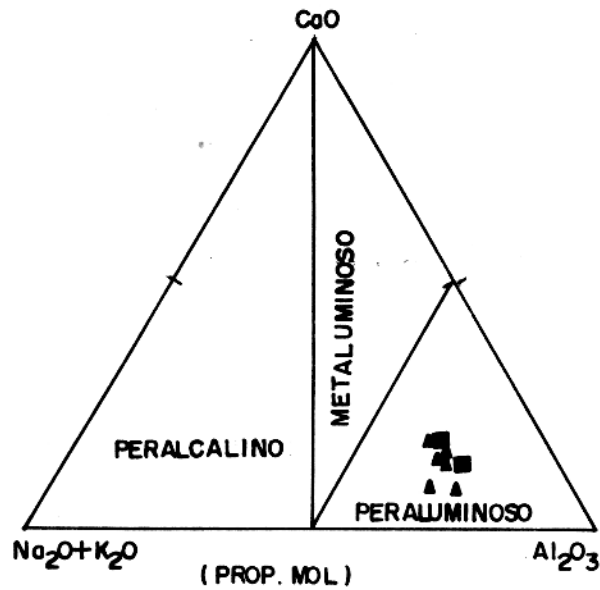


Figura 5.5 - Diagrama CaO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e Al_2O_3 de classificação das rochas em função do teor de Al_2O_3 . Laisles & Wones citados por FUJIMORI (1990). Legenda igual à da Figura 5.1.

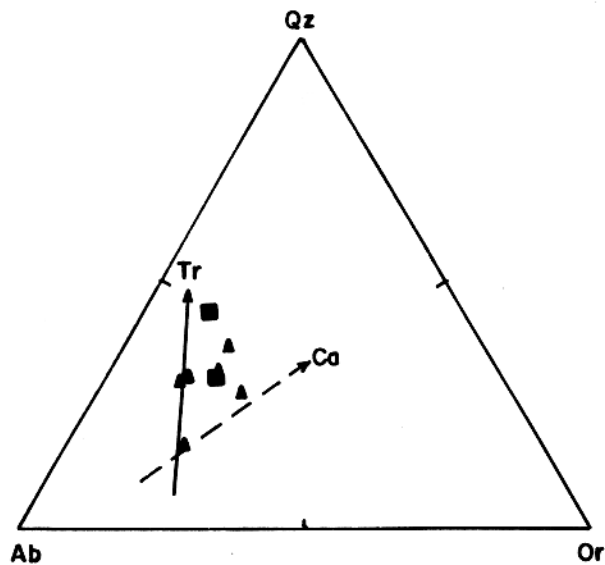


Figura 5.6 - Diagrama normativo Qz-Ab-Or mostrando a posição do granitóide Torre em relação aos trends trondhjemítico e cálcio-alcalino. Legenda igual à da Figura 5.1.

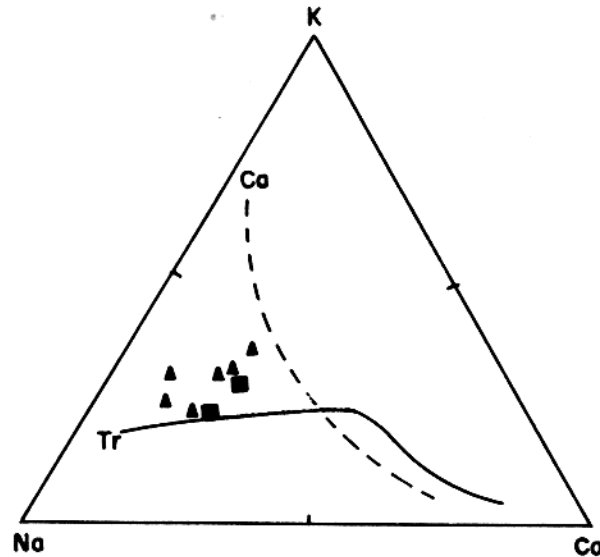


Figura 5.7 - Diagrama K-Na-Ca mostrando 3 amostras com afinidade do granitóide Torre com o **trend** trondhjemítico (Tr). Uma amostra exibe maior afinidade com o **trend** cálcio-alcálico (Ca), (BARKER & ARTI, 1976). Legenda igual à da Figura 5.1.

A amostra HP-71 contém $\text{SiO}_2 < 68\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 14.5\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 > 3.4\%$ e $\text{K}_2\text{O} > 2.5\%$, revelando, por sua vez, uma composição granodiorítica no diagrama $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ e granítica no diagrama An-Ab-Or (Figuras 5.1 e 5.4). Estes dados geoquímicos confirmam os resultados da análise petrográfica que detectou na rocha um conteúdo elevado de minerais máficos ($>10\%$). Embora este litotipo apresente uma composição modal correspondendo ao limite entre os campos granodiorítico e tonalítico, trata-se mais provavelmente de um granodiorito (Figura 4.8).

5.3. ELEMENTOS-TRAÇO

O granitóide Torre contém teores de Sr entre 203 e 1182 ppm e de Rb entre 67 e 125ppm, com variações da razão Rb/Sr indicando a possibilidade de ter ocorrido uma abertura do sistema após a formação do granitóide, fato igualmente sugerido por uma tentativa de datação isotópica pelo método Rb/Sr que forneceu uma errócrona de 2159 ± 448 ma e MSWD de 712.14. Considera-se, portanto, como possível uma idade arqueana para essas rochas, levando em conta uma eventual abertura do sistema Rb/Sr decorrente da granitogênese da Suíte Lajeado (BARRADAS et al., 1992), ou no evento brasileiro durante o qual atuou um intenso hidrotermalismo decorrente do cisalhamento regional. Um estudo geocronológico por métodos mais adequados, como por exemplo U/Pb ou Pb-Pb em rocha total ou em zircão, deverá dar uma resposta definitiva a essa questão.

ABDEL-RAHMAN (1990), estudando as suítes GDT e TTG do Escudo da Núbia na parte leste do Egito, determinou na suíte trondhjemitica teores médios de Y(5 ppm) , Nb(7 ppm) e Zr (63 ppm) mais baixos que na suíte GDT, o que sugere uma origem mantélica para o magma trondhjemitico. O granitóide Torre apresenta valores médios de Y (7 ppm), e de Nb (10 ppm) próximos dos assinalados acima, embora o teor médio de Zr (160 ppm) seja mais elevado (Tabela 5.1). Tal semelhança indicaria uma fonte semelhante à dos trondhjemitos do Escudo da Núbia.

CULLERS & GRAF (1984) subdividiram as rochas das suítes tonalítica-trondhjemitica-granodioríticas (TTG) com base no comportamento de Eu. Distinguiram assim rochas exibindo anomalias negativas de Eu com razões $Eu/Sm=0.041-0.27$, anomalias positivas de Eu com razões $Eu/Sm=0.39-1.76$ e rochas apresentando ou não anomalias de Eu com razões $Eu/Sm=0.23-0.38$.

As rochas mostrando uma anomalia negativa de Eu foram divididas em dois subgrupos. O primeiro, com alto conteúdo de ETR ($\Sigma ETR=60-499$ ppm), apresenta altas razões $ETRL/ETRP$ ($(La/Lu)_{cn}=8.9-66$) e corresponde a litotipos de origem continental. O segundo subgrupo

compreende rochas com baixo conteúdo de ETR (Σ ETR=34-131 ppm) e mostra baixas razões ETRL/ETRP ((La/Lu)_{cn}=0.34-1.7). Ele abrange somente trondhjemitos e dacitos de arcos de ilhas jovens ou plagiogranitos de seqüências ofiolíticas.

Os TTGs que exibem uma anomalia positiva de Eu apresentam baixas concentrações de ETR (Σ ETR=10.5-144 ppm), semelhantes às das rochas de arcos de ilhas, e razões ETRL/ETRP bastante elevadas ((La/Lu)_{cn}=5.0-77.5). Todas as rochas com essas características são do Pré-cambriano e, em geral, de idade arqueana. O microtonalito cinza escuro, única rocha analisada aqui para ETR, mostra uma anomalia positiva de Eu, um conteúdo total de ETR de 36.86ppm e uma razão ETRL/ETRP (La/Lu)_{cn}=65.66, exibindo portanto uma composição compatível com este último subgrupo (Figura 5.8).

O perfil de ETR dos trondhjemitos arqueanos é, segundo MARTIN (1993), enriquecido em ETRL, empobrecido em ETRP, e apresenta $Yb_n < 5$ e altas razões (La/Yb)_n com $5 < (La/Yb)_n < 150$. O microtonalito em apreço exibe características muito semelhantes às expostas acima.

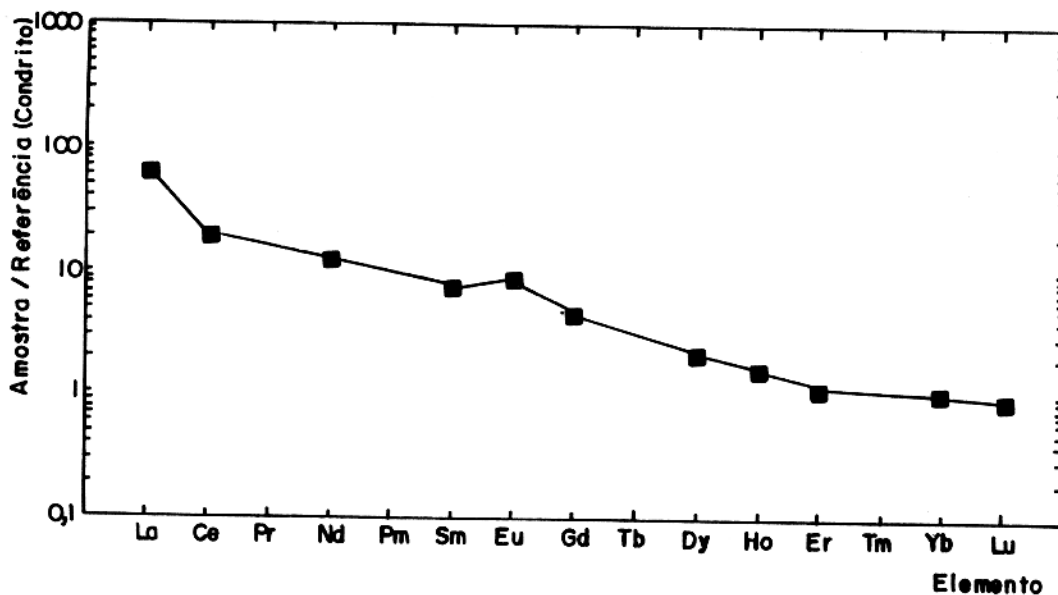


Figura 5.8 - Diagrama de ETR da amostra HP-145 (microtonalito) mostrando uma anomalia positiva de Eu e baixo conteúdo de elementos terras raras pesados (ETRP).

5.4. CONCLUSÃO

Trata-se aqui de uma primeira tentativa de caracterização geoquímica do granitóide Torre. Usando-se uma série de diagramas foi demonstrado que apesar das diferenças composicionais existentes entre o granitóide em apreço e as rochas de suítes TTG citadas na literatura, principalmente em que concerne aos elementos Al, Rb, Sr e Zr, os dados químicos corroboram a identificação petrográfica desta unidade.

Os diagramas Qz-Ab-Or e K-Na-Ca fornecem, no entanto, informações pouco precisas. As conclusões apresentadas neste capítulo tem portanto, um caráter apenas preliminar. Um estudo mais detalhado para se chegar a uma melhor caracterização geoquímica destas rochas é portanto necessário .

6. MINERALIZAÇÃO

6.1. GENERALIDADES

A formação de depósitos auríferos em zonas de cisalhamento envolve a solubilização do ouro em rochas fontes, o seu transporte por fluidos e a sua reprecipitação. A quantidade de ouro extraída, transportada e reprecipitada num determinado ambiente é função da sua concentração em áreas fontes e do seu comportamento geoquímico nos sistemas fluido-rocha definidos pelos processos tectônicos que nele atuaram (LEONARDOS, 1994).

Os trabalhos de SIBSON (1977) e RAMSAY (1980), estabelecendo uma nova conceituação para as zonas de cisalhamento, permitiram entender melhor o processo de formação dos depósitos auríferos associados a estas estruturas.

BONNEMAISON (1986) e BONNEMAISON & MARCOUX (1987) consideraram as zonas de cisalhamento como corredores tectônicos apresentando altas taxas de deformação e atribuíram ao quartzo microssacaróide um papel particular no armazenamento do ouro no centro das zonas de cisalhamento, impondo desta forma controles litológicos e estruturais precisos. Estabeleceram também que, em ausência de quantidade significativa de sulfetos, somente rochas ricas em sílica podem ser hospedeiras da mineralização e que o fenômeno de fixação do ouro no quartzo microssacaróide é cumulativo, podendo se repetir a cada reativação da zona de cisalhamento. Ao longo do processo de formação de tais depósitos três estágios de enriquecimento em ouro foram distinguidos: no primeiro estágio o ouro é invisível, no estágio intermediário o ouro é fino, no último estágio o metal ocorre na forma de partículas milimétricas. Portanto, uma estrutura antiga, varias vezes reativada, teria um maior potencial aurífero do que uma zona de cisalhamento recente.

Os depósitos auríferos de tipo *lode*, isto é, associados a sistemas de veios hospedados em terrenos metamórficos, têm sido o tema de numerosos trabalhos nos últimos anos. COLVINE

(1989) reavaliando diferentes modelos genéticos propostos para tais depósitos na Província Superior do Escudo Canadense, procurou definir um modelo comum para esses depósitos. FOSTER (1989) realizou um trabalho semelhante sobre as mineralizações auríferas arqueanas no Zimbabwe e GROVES & FOSTER (1991) discutiram de modo amplo a natureza, a distribuição regional e os modelos genéticos dos depósitos de tipo lode arqueanos no mundo.

Os estudos sobre os depósitos auríferos epigenéticos enfocam na sua maioria os do Arqueano Superior, porém trabalhos mais recentes têm procurado ressaltar as fortes semelhanças existentes entre os depósitos de tipo lode arqueanos e os que ocorrem em cinturões metamórficos do Proterozóico ao Cenozóico e se formaram provavelmente em condições análogas (KERRICH & WYMAN, 1990). Uma ampla revisão dos conhecimentos sobre os depósitos mesotermiais do tipo lode e uma síntese do estado da arte foram efetuadas por KERRICH (1989, 1990 e 1993).

SEWARD (1973, 1984, 1989 e 1991) determinou que o ouro é transportado principalmente sob a forma de tio-complexos ($\text{Au}(\text{HS})_2$) estáveis até temperaturas próximas de 300°C . Na forma de AuCl_2 e a temperaturas inferiores a 300°C , a concentração do metal em solução é segundo este autor, muito baixa, sendo este complexo de pouca importância no transporte do ouro pelos fluidos mineralizantes. No entanto, as temperaturas mais elevadas os complexos clorados tornam-se mais importantes no transporte do ouro, por serem mais estáveis. A deposição do metal ocorre com a mudança de temperatura, pressão, Eh, pH e com o decréscimo da atividade dos ligantes.

NESBITT & MUEHLENBACHS (1989) definiram como características principais dos depósitos mesotermiais de tipo lode da Cordilheira Canadense as razões de Au/Ag maiores que 1.0 e um enriquecimento em As, B, Ba, W, Sb, Hg e S. Obtiveram em estudo de inclusões fluidas temperaturas de formação variando entre 250° e 350°C e uma pressão de 1.0 ± 0.3 kbars. Detectaram, igualmente, nos fluidos mineralizantes, um alto conteúdo de CO_2 , uma baixa salinidade, enriquecimento em ^{18}O e baixos valores de D, a este último foi atribuído à influência de águas meteóricas nos fluidos mineralizantes destes depósitos. Segundo esses autores a água

meteórica em convecção se mistura com fluidos resultantes da desvolatilização metamórfica, consistindo esta convecção em um processo fundamental na formação desses depósitos.

ROMBERGER (1990) estudou o transporte e a deposição do ouro em sistemas hidrotermais. Utilizou os mesmos parâmetros físico-químicos que SEWARD (1984), acrescentando a concentração de sais dissolvidos (NaCl) como parâmetro suplementar. Determinou que a temperaturas inferiores a 300°C e a pH 4, AuCl_2 é consideravelmente mais solúvel que nas mesmas condições de temperatura e a pH 6. A solubilidade de $\text{Au}(\text{HS})_2$ varia de forma inversa nas mesmas condições físico-químicas. Segundo este autor, a lixiviação dos elementos alcalinos nas rochas encaixante aumenta o pH nas soluções hidrotermais, resultando na deposição dos metais transportados na forma de complexos clorados. Nas rochas encaixantes ricas em óxido de ferro o oxigênio pode ser trocado pelo enxofre contido nos fluidos na forma de H_2S , o que provoca a oxidação das soluções e a sulfetação das rochas, formando-se pirita como mineral de alteração. A precipitação do ouro transportado na forma de bissulfeto pode ocorrer devido a diminuição da atividade do S.

Segundo LEONARDOS (1994), a reação do ferro contido na rocha encaixante com $\text{Au}(\text{HS})_2$ dissolvido no fluido hidrotermal causa frequentemente a precipitação simultânea de ouro e pirita. Tal reação pode ser expressa sob a forma seguinte: $\text{Au}(\text{HS})_2 + \text{Fe}(\text{da encaixante}) + 1/2 \text{O}_2 - \text{Au}^0 \text{ ppt} + \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

6.2. CORPOS MINERALIZADOS

O ouro na área do Morro do Lajeado está hospedado em veios de quartzo leitoso inseridos em zonas de cisalhamento cortando os xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles. Estes veios afloram geralmente na forma de blocos e apresentam uma direção preferencial N30E concordante a subconcordante com a foliação regional, com exceção do veio Torre e do Morro da

Fazenda Primavera cuja direção é N75W. Todos os filões encontrados na área são mineralizados salvo o último citado.

O controle de superfície sendo apenas parcial devido a escassez de boas exposições, não foi possível determinar com maior precisão as verdadeiras dimensões dos veios. Estima-se, porém, que eles possuem uma espessura de 2 a 5 m, uma extensão linear aflorante de até 200 m e uma forma geralmente lenticular de tipo **boudin** (Figura 6.1). As suas bordas são fraturadas e as vezes laminadas. As partes internas dos filões são maciças e contêm nódulos centimétricos de pirita. Quando ocorre em pequenas drusas, o sulfeto de ferro apresenta-se em agregados de cristais euédricos.

O ouro encontra-se na forma livre, em partículas sub-milimétricas localizadas em pequenas drusas ou disseminadas em planos de fraturas, próximo às extremidades dos veios boudinados.

Segundo dados da empresa Verena Mineração, a densidade média do minério na área é de 2.6 T/m³, caindo para 1.5 T/m³ por empolamento após a britagem (30-200 mesh). Na área em apreço, o teor médio de ouro foi estimado em 2.6 g/T, tendo o veio Torre revelado um teor de 3.05 g/T e uma reserva total de 355 kg de metal.

6.3. ESTUDO DE DETALHE DOS CORPOS MINERALIZADOS

Apenas três veios foram estudados em detalhe. Foram realizadas análises petrográficas, um estudo da distribuição do ouro nos veios e nas rochas encaixantes, análises de partículas deste metal com auxílio de microsonda eletrônica e um estudo de inclusões fluidas na ganga quartzosa.

Os veios estudados estão assinalados no mapa geológico (Anexo B). No veio leste (VE) e no veio do ponto 41A foram realizadas análises petrográficas e um estudo de inclusões fluidas, enquanto que no veio Torre (VT) foram efetuadas todas as análises e estudos supracitados, devido a este corpo estar sendo lavrado e apresentar, portanto, condições para uma amostragem mais criteriosa.

Considerando a direção principal dos veios foi possível distinguir dois conjuntos filonianos: um de direção N30E, abrangendo a quase totalidade dos veios da área em estudo e um outro de direção N75W representado fundamentalmente pelo veio Torre e pelo veio estéril da Fazenda Primavera. A área investigada inclui-se numa extensa faixa de cisalhamento não coaxial sinistral de direção principal N10E. Se for considerado o esquema de Riedel, os filões de direção N30E correspondem às fraturas de tipo P e os de direção próxima a E-W às fraturas de tipo R'. Sendo esta, uma avaliação preliminar do contexto estrutural e havendo a possibilidade de ter ocorrido rotação de blocos na área, recomendar-se-ia um estudo mais refinado das feições estruturais.



Figura 6.1 - Corte perpendicular ao veio Torre, mostrando uma forma lenticular. Visto do lado leste com corte no sentido N-S.

6.3.1. Análise Petrográfica

Ao microscópio os veios apresentam uma textura granoblástica heterogranular e são compostos predominantemente de quartzo com raras palhetas de moscovita e traços de magnetita, havendo localmente preenchimento dos espaços intersticiais por hidróxido de Fe.

Os cristais de quartzo mostram bordas serrilhadas e contatos suturados com golfos de corrosão. Exibem fraturamento, estiramento segundo uma orientação preferencial, extinção ondulante e recristalização.

Nas partes mais deformadas dos veios, ocorrem microfraturas preenchidas por finos cristais de quartzo apresentando feições fibrosas. Observam-se também nestas zonas cristais de quartzo dispostos segundo um padrão radial com textura de tipo roseta.

6.3.2. Distribuição de Au nos veios e rochas encaixantes

Apenas o veio Torre foi objeto de análises químicas. Foram coletadas amostras da parte central e das bordas (capa e lapa) do filão bem como da rocha encaixante no contato com o veio, a 2m e a 5 m deste. Foram igualmente selecionadas para análise duas amostras do granitóide Torre coletadas próximo ao veio. Aproximadamente um grama de ouro foi recolhido por métodos artesanais (trituração e bateamento) para a determinação da composição das partículas. As análises químicas foram realizadas por via úmida e espectrometria de absorção atômica, nos laboratórios da empresa Geologia e Sondagem Ltda (Geosol).

Os resultados obtidos confirmam as observações dos garimpeiros e dos técnicos da empresa Verena Mineração, segundo as quais o teor de ouro é inexpressivo na parte interna do veio (< 1 ppb), enquanto que se observa um leve enriquecimento nas bordas do filão (7 ppb) e um forte aumento no conteúdo de metal nas extremidades fraturadas dos corpos amendoados de quartzo (2112 ppb). No contato com o veio, a rocha encaixante contém teores insignificantes de ouro (<1 ppb). Nas partes não ou pouco deformadas do granitóide Torre o ouro não foi detectado,

e apenas uma amostra apresentando uma foliação bem desenvolvida revelou um baixo teor de metal (9 ppb).

As partículas de ouro foram analisadas usando a microsonda eletrônica da Universidade Pierre et Marie Curie (UPMC) - Paris VI, na França (Figura 6.2). Os resultados mostram um teor médio de ouro de aproximadamente 90%, enquanto que a prata, apresenta teores da ordem de 9.0%. Cu e Bi ocorrem normalmente apenas em traços. Com base em análise de vinte e dois pontos em várias partículas obteve-se um **fineness** médio de 908 (Tabela 6.1).

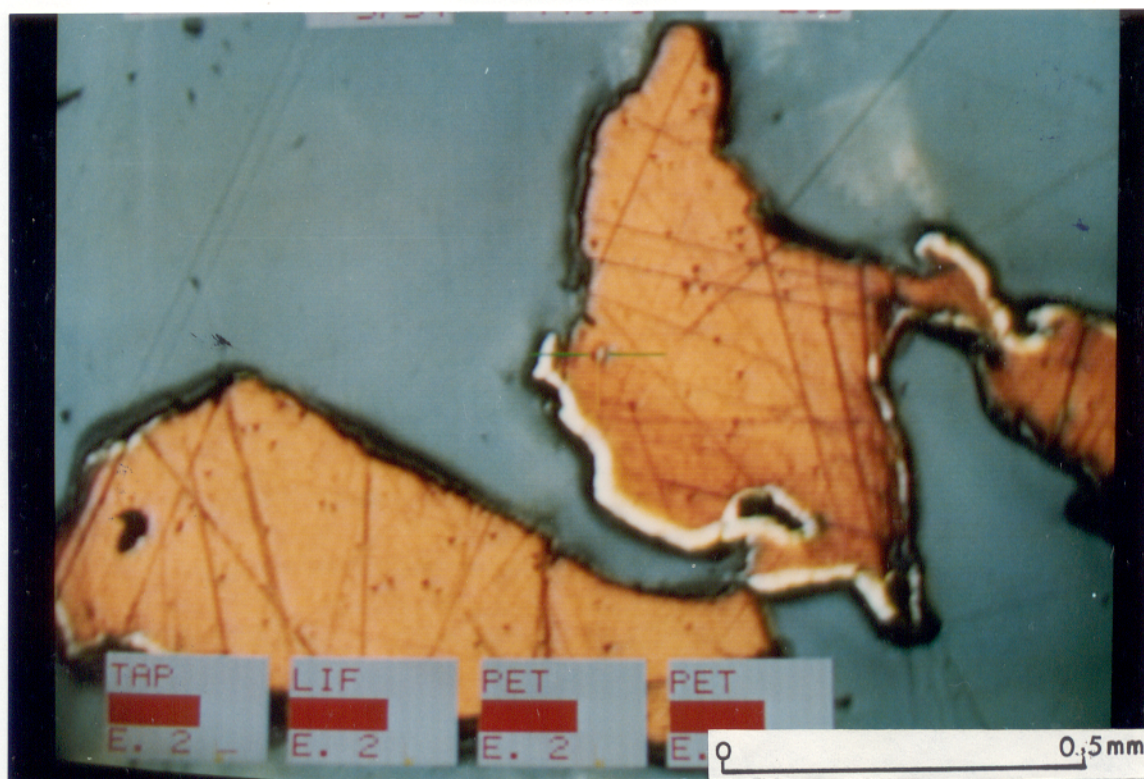


Figura 6.2 - Partículas de ouro analisadas por microsonda eletrônica

Tabela 6.1 - Resultados analíticos de partículas de Au do veio Torre

PONTO	Cu%	Ag%	Au%	Bi%	TOTAL
1	0,160	9,43	92,40	0,00	101,99
2	0,000	9,62	91,11	0,00	100,73
3	0,000	9,24	92,15	0,39	101,78
4	0,190	9,43	91,99	0,13	101,74
5	0,140	9,86	91,46	0,42	101,88
6	0,030	9,29	92,07	0,00	101,39
7	0,024	9,08	91,34	0,00	100,44
8	0,000	9,45	91,04	0,02	100,51
9	0,070	9,60	90,98	0,09	100,74
10	0,150	9,53	91,41	0,02	101,11
11	0,220	9,46	90,48	0,00	100,16
12	0,045	9,10	91,81	0,00	100,95
13	0,000	9,68	93,26	0,00	101,94
14	0,080	9,21	90,84	0,03	100,16
15	0,040	9,34	91,31	0,16	100,85
16	0,000	8,91	91,83	0,03	100,77
17	0,000	9,36	90,22	0,03	99,61

6.3.3. Inclusões Fluidas

6.3.3.1. Materiais e Métodos

Os estudos de inclusões fluidas foram efetuadas em cinco amostras representativas dos veios supracitados e com enfoque especial no veio Torre (3 amostras). Os estudos das inclusões fluidas por microtermometria foram desenvolvidos em seções bipolidas, utilizando-se de uma platina de aquecimento/resfriamento de marca Chaixmecca, França, acoplada a um microscópio petrográfico, a qual apresenta uma resolução de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ e permite realizar medições no intervalo de -180 a 600°C . Seguiu-se neste estudo a metodologia definida por ROEDDER (1984), SHEPHERD et al. (1985) e FUZIKAWA (1985). Foram determinadas nas inclusões as seguintes temperaturas de mudanças de fases: temperatura do eutético, temperatura de fusão do gelo e clatratos e, temperatura de homogeneização dos fluidos aquosos e aquo-carbônicos, no laboratório de microtermometria do Centro de Geociências da UFPa. Estes estudos foram complementados com análises por espectroscopia Raman no laboratório do Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear da CNEN-MG.

6.3.3.2. Descrição das Inclusões

As inclusões fluidas encontradas no quartzo dividem-se em quatro tipos fundamentais.

Inclusões de Tipo I

São inclusões monofásicas, aquosas, claras. São pequenas (<6 micrómetros) e exibem uma forma irregular (Figura 6.3). Normalmente encontram-se alinhadas, formando algumas vezes trilhas que transpõem os limites dos cristais, o que as caracteriza como secundárias segundo os critérios de ROEDDER (1984).

Inclusões de Tipo II

Trata-se de inclusões bifásicas, aquosas, claras que possuem tamanho de 5 a 30 micrômetros e mostram formas irregulares, subarredondadas ou facetadas (cristais negativos). À temperatura ambiente apresentam duas fases, uma líquida e outra vapor, e um grau de preenchimento "F" variando de 0,75 a 0,8 (Figura 6.3).

A maioria dessas inclusões pertence a alinhamentos transcristalinos e por vezes intracristalinos, sendo, portanto, classificadas, segundo os critérios de ROEDDER (1984), como secundárias quanto à sua origem são as mais abundantes (Figura 6.4). Inclusões definidas como pseudo secundárias estão igualmente associadas a alinhamentos intracristalinos porém de porte menor (Figura 6.4).

As inclusões bifásicas primárias são raras, ocorrem geralmente isoladas nas bordas dos cristais e apresentam formas irregulares. As quais coexistem com as inclusões do tipo IV.

Inclusões de Tipo III

À temperatura ambiente são inclusões trifásicas, aquosas, claras, cujo tamanho varia de 15 a 25 micrômetros. Elas contêm um cristal de saturação que exibe geralmente uma forma prismática e localiza-se nas bordas da cavidade, ocupando até 15% do volume desta (Figura 6.5). Não foi possível identificá-lo pelo meios ópticos disponíveis. Estas inclusões são primárias, a maioria delas tendo sido identificada em amostra da porção central do veio Torre.

Inclusões de Tipo IV

São inclusões aquo-carbônicas, claras, têm forma irregular e tamanho não superior a 30 micrômetros. À temperatura ambiente são bifásicas, porém a aproximadamente 28°C exibem três fases (aquosa, CO₂ líquida, CO₂ gasosa) (Figura 6.5.). São inclusões geralmente primárias, tendo

algumas delas sido submetidas a processos de estrangulamento e apresentam F_{CO_2} variando 0.3 a 0.4. Foram estudadas em amostras do veio Torre e do veio Leste.

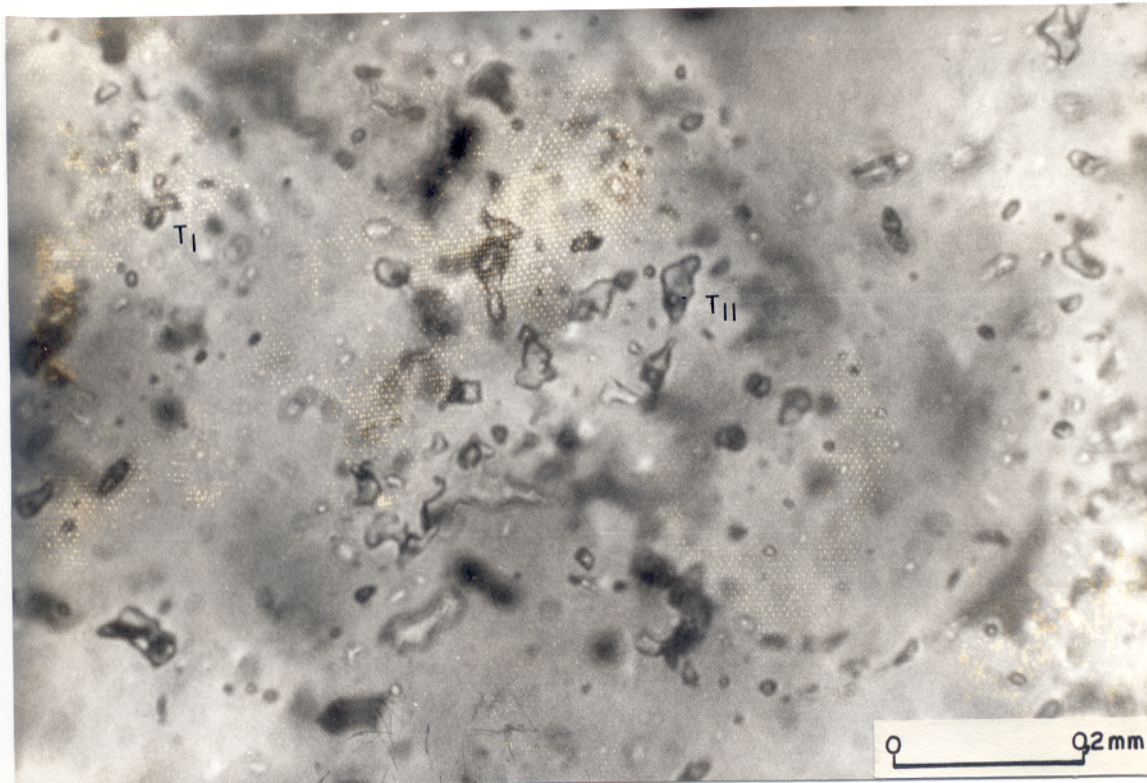


Figura 6.3 - Inclusões fluidas monofásicas (Tipo I) e bifásicas (Tipo II)

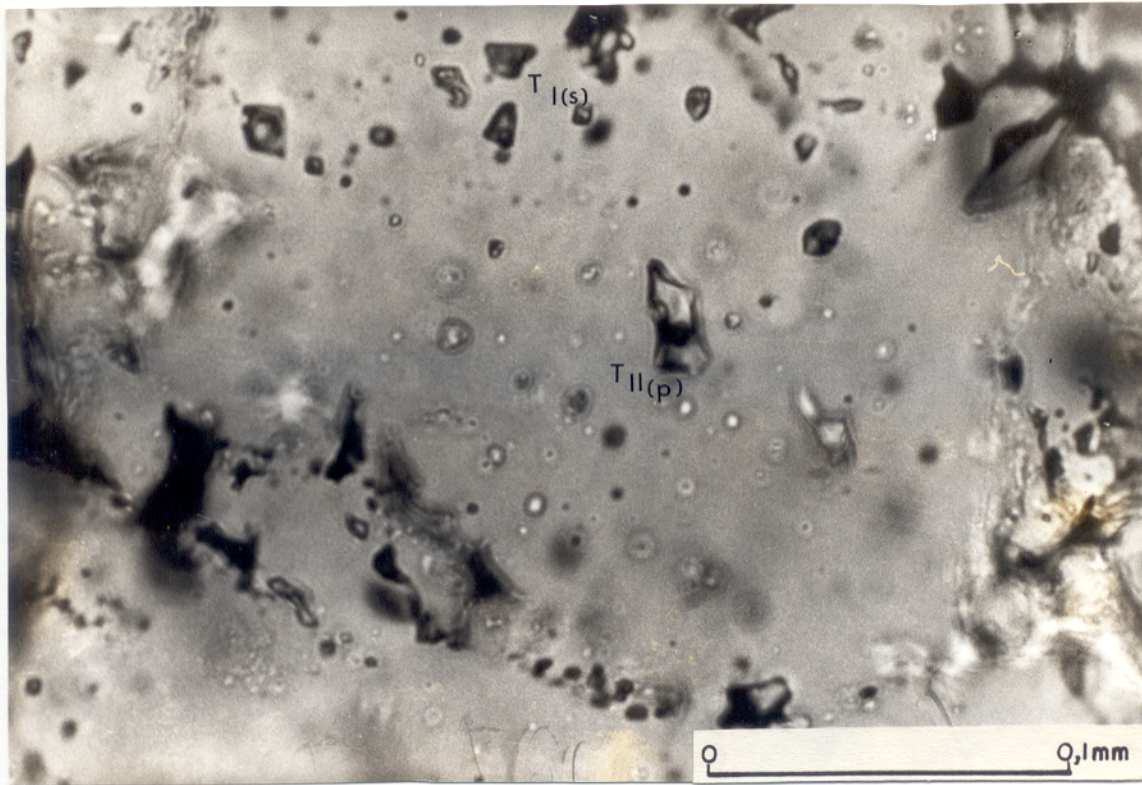


Figura 6.4 - Inclusões de tipo II secundárias (s) e primárias (p).

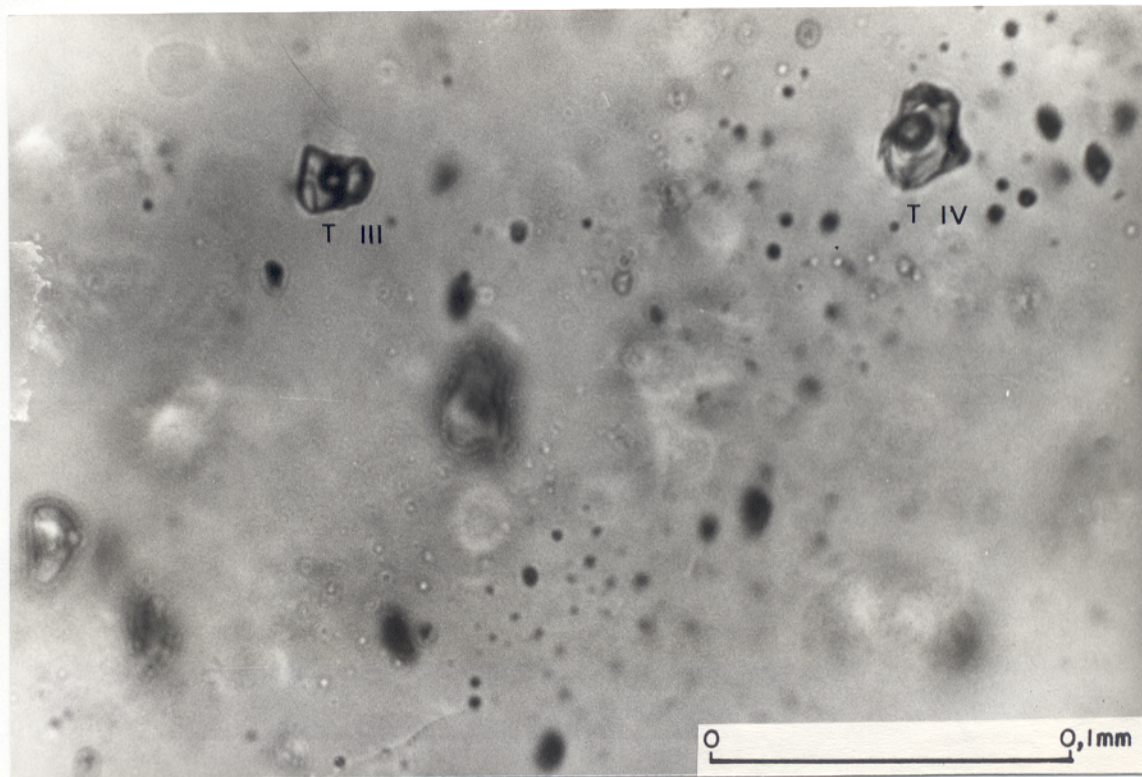


Figura 6.5 - Inclusões fluidas trifásicas (TIII) e aquo-carbônicas (TIV).

6.3.3.3. Resultados Microtermométricos

Foram analisadas cerca de 100 inclusões fluidas provenientes dos três veios em apreço, tendo sido dada ênfase às inclusões do veio Torre. O estudo permitiu as seguintes observações:

Inclusões de tipo I: Ocorrem em todos os veios estudados. Devido ao pequeno tamanho destas inclusões não foi possível observar a mudança de fase durante o resfriamento (até -150°C).

Inclusões de tipo II: Estas inclusões apresentam temperaturas do ponto eutético (T_e) de $-32,6^{\circ}\text{C}$ a $-35,6^{\circ}\text{C}$ (Figura 6.6). Tais valores sugerem a presença nos fluidos dos sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ cujos pontos eutéticos situam-se a $-33,6^{\circ}\text{C}$ e $-35,6^{\circ}\text{C}$, respectivamente (SHEPHERD et al., 1985). A temperatura de fusão do gelo (T_f) varia entre $-2,3^{\circ}\text{C}$ e $-11,9^{\circ}\text{C}$ (Figura 6.6), correspondendo a uma salinidade equivalente de 3,85 a 15,95% em peso de NaCl. No veio do ponto 41A, além das inclusões descritas acima, foram encontradas algumas inclusões bifásicas apresentando T_f entre $-12,5^{\circ}\text{C}$ e $-21,6^{\circ}\text{C}$ que portanto revela maior salinidade (16,53 a 23,08% eq. em peso de NaCl). A temperatura de homogeneização (T_h) de todas as inclusões bifásicas situa-se entre $219,3^{\circ}$ e 251°C , os valores mais elevados tendo sido determinados nas inclusões que revelaram maior salinidade (Figura 6.6).

Inclusões de tipo III: São inclusões raras e portanto pouco representativas. Apresentam T_e de $-32,8^{\circ}\text{C}$, T_f de -15°C e uma temperatura de fusão dos hidratos de sal próxima de 0°C ($<0^{\circ}\text{C}$). A maioria das inclusões decrepitaram antes de atingir a temperatura de homogeneização total. Foi possível, no entanto, determinar uma temperatura de homogeneização em torno de 260°C em duas inclusões.

Inclusões de tipo IV: Estas inclusões apresentam uma temperatura de fusão entre $-56,5$ e $-56,8^{\circ}\text{C}$ (Figura 6.7), indicando a presença de CO_2 quase puro, fato confirmado por espectroscopia Raman (Figura 6.8). Na maioria das vezes os clatratos ocupam quase toda a inclusão e fundem a uma temperatura máxima de 9°C . O CO_2 líquido homogeneiza entre 16 e 28°C e a homogeneização total é atingida entre 250 e 350°C (Figura 6.7).

Supondo que as inclusões em apreço contêm uma mistura de H₂O-NaCl-CO₂ e considerando uma temperatura final de fusão dos clatratos não superior a 9°C, acredita-se que a salinidade da fase aquosa é equivalente a 2% em peso de NaCl, que a densidade da fase CO₂ nas inclusões situa-se na faixa de 0,62 a 0,81 g/cm³ e que o conteúdo de CO₂ é de aproximadamente 31,81% eq em peso de CO₂. Para obter o valor de 31,8% de CO₂ foi utilizada a relação apresentada por SHEPHERD et al. (1985): $(F_{CO_2} \times d_{CO_2}) + (F_{H_2O} \times d_{H_2O}) = d_{fluido}$ e % peso CO₂ = $(F_{CO_2} \times d_{CO_2}) / d_{fluido}$. A d H₂O foi considerada igual a 1 g/cm³. Por outro lado Considerando 0,7 g/cm³ como a densidade média de CO₂, 350°C como a temperatura de homogeneização total máxima, um valor de F CO₂ entre 0.3 e 0.4 e usando o programa Flincon com a equação de estado de Brown & Lumb, obteve-se isócoras indicando pressões de aprisionamento entre 3.6 e 4.1 kbars.

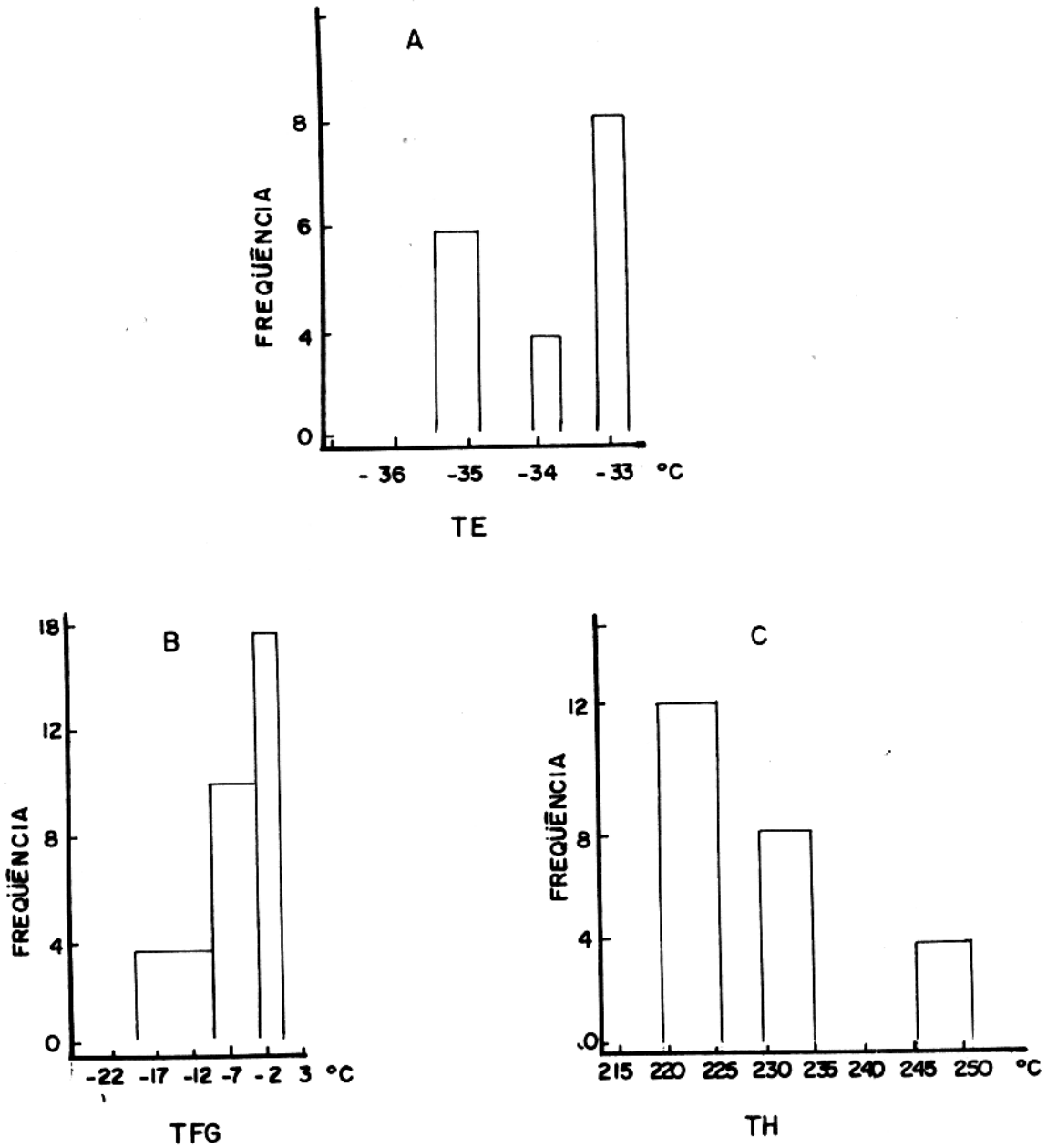


Figura 6.6 - Diagrama de frequência das inclusões do tipo II. A-Temperatura do ponto eutético. B-Temperatura de fusão do gelo C-Temperatura de homogeneização.

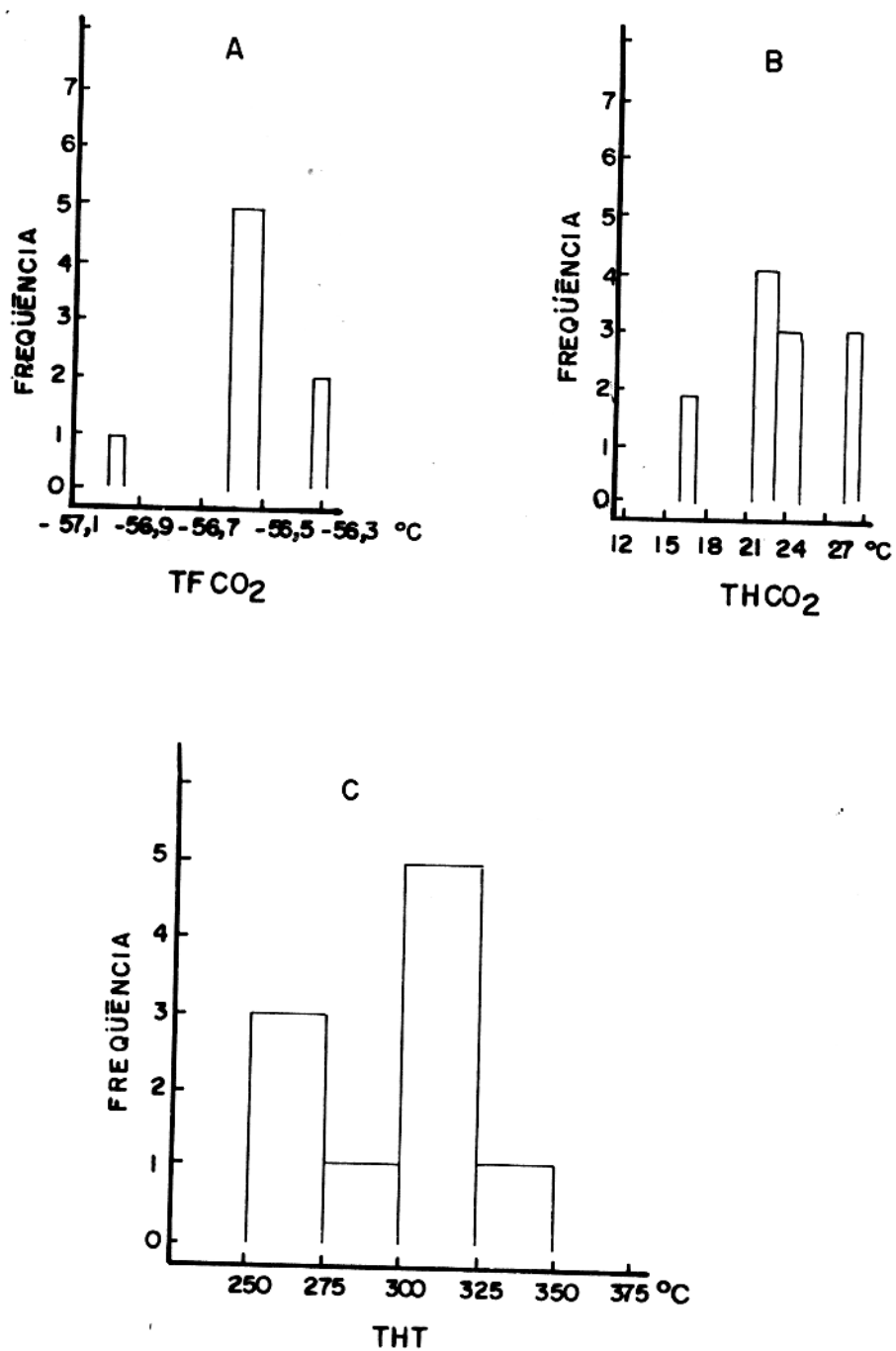


Figura 6.7 - Diagrama de freqüência das inclusões de tipo IV. A-Temperatura de fusão de CO₂. B-Temperatura de homogeneização de CO₂. C-Temperatura de homogeneização total.

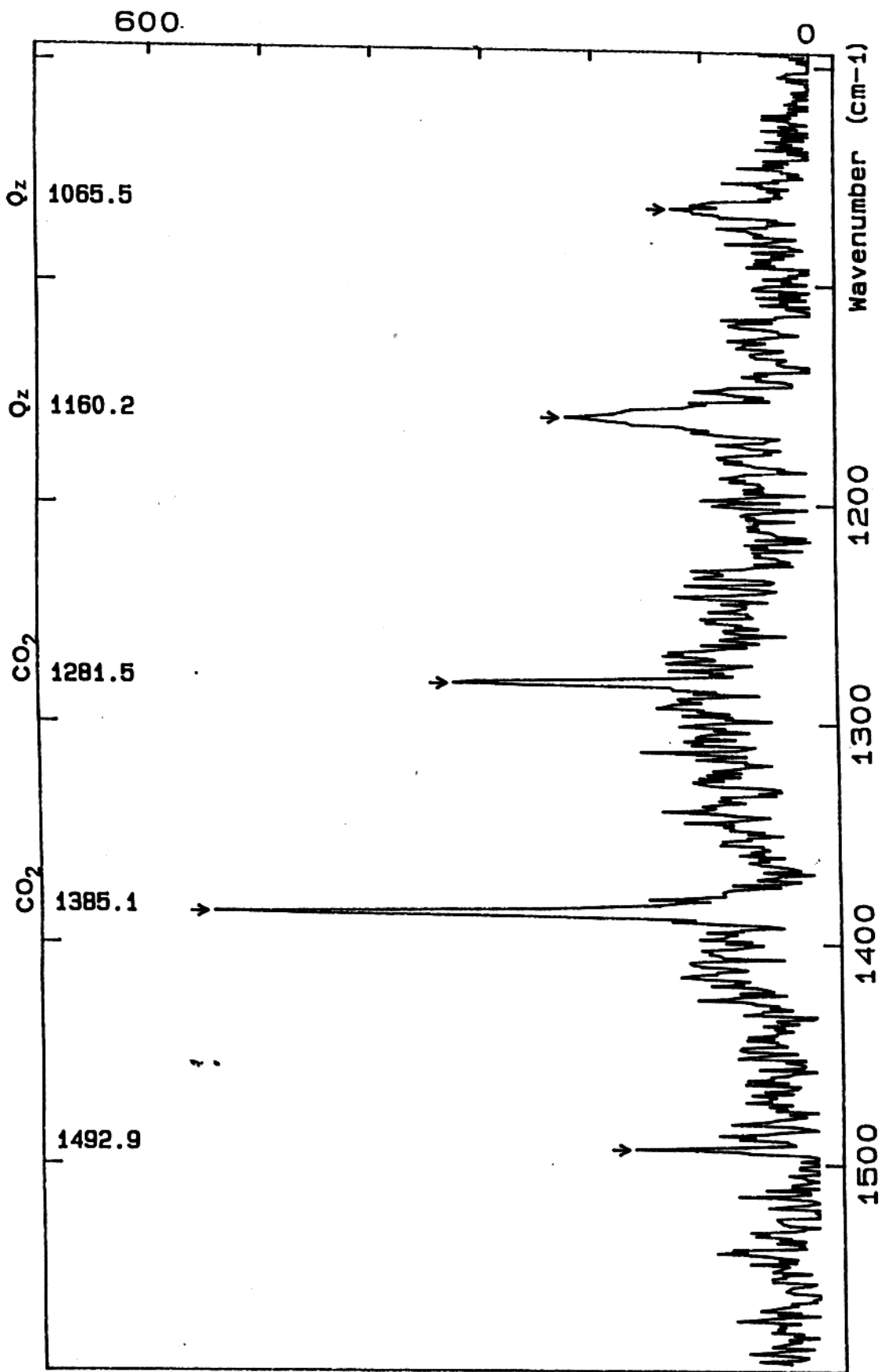


Figura 6.8 - Espectrograma Raman em inclusão de tipo IV do Veio Torre, demonstrando que estas inclusões contêm a fase carbônica.

6.4. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Nas rochas da área do Morro do Lajeado a interação dos fluidos com as rochas resultou em alteração fílica a propilítica. No entanto, devido à qualidade das exposições e ao alto grau de alteração intempérica não foi possível definir com precisão o zoneamento hidrotermal característico dos depósitos auríferos em zonas de cisalhamento.

Os xistos compostos essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclínio e moscovita mostram uma alteração fílica nas porções mais próximas dos veios. A rocha apresenta uma granulação fina, textura lepidoblástica e caracteriza-se pela predominância de sericita e quartzo. Os feldspatos encontram-se intensamente sericitizados e são apenas reliquiares, enquanto que a biotita altera-se para moscovita. À maior distância dos veios os xistos exibem uma granulação fina a média e uma textura granolepidoblástica. As principais formas de alteração são a sericitização do plagioclásio, a argilização da microclínio e a cloritização da biotita.

Os biotita-clorita xistos miloníticos apresentam uma granulação fina com vênulas de carbonato. Exibem uma alteração propilítica marcada pela presença de clorita, epidoto (clinozoizita e zoizita) e carbonato. O componente anortítico do plagioclásio evoluiu para epidoto e carbonato, enquanto que a biotita transformou-se em parte em clorita. Acredita-se que a pirita disseminada nestas rochas formou-se nestas mesmas condições de alteração.

O granitóide Torre mostra igualmente uma alteração propilítica que aparece mais acentuada nas suas partes deformadas. O plagioclásio altera-se para sericita, epidoto e carbonato. A biotita, por sua vez, sofre cloritização ou moscovitização enquanto que os opacos (titano-magnetita e/ou ilmenita) são transformados em titanita.

6.5. DISCUSSÃO

A salinidade relativamente baixa, a densidade moderada da fase CO₂ e a temperatura de homogeneização máxima em torno de 350°C constatadas nas inclusões de tipo IV sugerem que os

fluidos mineralizantes envolvidos na formação dos depósitos auríferos tiveram como origem a desidratação metamórfica ou de magmatismo (FEDOROWICH et al. 1991). No entanto, tais fluidos, típicos de zonas de cisalhamento (PHILLIPS & GROVES, 1984), não foram os únicos na área do Morro do Lajeado. É, com efeito, provável que fluidos aquosos, contendo $\text{NaCl} + \text{MgCl}_2$ como principais solutos, tenham também atuado no processo metalogenético. A salinidade baixa a moderada destes fluidos aquosos e a temperatura de homogeneização de 220 a 250°C seria indicativa de um possível magmatismo induzido pelo cisalhamento em profundidade.

Os produtos deste magmatismo não seriam necessariamente expostos na área. A participação do granitóide Torre no processo mineralizante parece pouco provável. Considerando o elevado grau de deformação destes corpos intrusivos dificilmente poderia ser-lhes atribuída uma natureza sin a tectônica mais característica dos granitóides injetados nas seqüências vulcano-sedimentares antigas na ocasião de importantes eventos cisalhantes. Por outro lado, a idade brasileira dos depósitos auríferos da área de Monte do Carmo próxima do Morro do Lajeado é por ora o único dado geocronológico disponível referente a uma fase mineralizante na região (BARRADAS et al., 1992). Consta-se que o resultado preliminar de datação do granitóide Torre (2159 ± 448 Ma) não é compatível com um evento do final do Proterozóico.

É possível, naturalmente, que uma fase mineralizante tenha ocorrido na ocasião de um evento deformacional mais antigo. No entanto, considerando o atual estado de conhecimento da região de Porto Nacional, nada permite, por enquanto, afirmar tal fato. Deve-se salientar, enfim, que a baixa salinidade detectada em algumas inclusões de tipo II parece apontar uma eventual influência de águas meteóricas na formação dos veios auríferos (NESBITT & MUEHLENBACHS, 1989)

Os resultados apresentados constituem apenas um primeiro ensaio de estudo de inclusões fluidas, investigações mais aprofundadas sendo necessárias para definir de modo seguro as condições físico-químicas exatas de formação da mineralização em pauta.

Qualquer que seja a fonte do ouro - a sua proveniência tanto da Formação do Morro do Aquiles como do granitóide Torre sendo uma possibilidade - o metal migrou mais provavelmente na forma de bisulfeto ($\text{Au}(\text{HS})_2$) haja visto a faixa de temperaturas determinada pelo estudo das inclusões fluidas e a presença de pirita nos veios. A interação das soluções contendo H_2S com as rochas encaixantes resulta na liberação de oxigênio por minerais como óxidos de ferro e na troca deste elemento por enxofre. Deste modo, ocorre a oxidação da solução e a sulfetação das rochas encaixantes (ROMBERGER, 1990). A diminuição da atividade de H_2S decorrente desta sulfetação e da precipitação de sulfetos nos veios leva à desestabilização do bisulfeto e à precipitação de Au. Tal processo pode ter ocorrido na área em estudo. No entanto, é mais provável que a reação entre fluidos de natureza distinta tenha desempenhado o papel principal na precipitação do ouro.

A ocorrência de ouro livre na forma de partículas submilimétricas indicaria um estágio avançado de enriquecimento (BONNEMAISON & MARCOUX, 1987) e mostraria que a mineralização é resultado de várias fases de rejuvenescimento das zonas de cisalhamento.

7. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A extensão reduzida da área estudada e a ausência de algumas unidades litoestratigráficas regionais permite ter uma visão apenas parcial da evolução geológica. Tenta-se portanto aqui reconstituir o quadro evolutivo utilizando informações obtidas em trabalhos anteriores e observações do próprio autor.

No Arqueano formou-se um embasamento antigo constituído, de início, por prováveis batólitos granodioríticos e tonalíticos entre outras rochas. Este quadro litológico primitivo foi submetido a um metamorfismo regional que atingiu a fácies anfíbolito alta e provocou a gnaissificação das rochas.

Após a estabilização do embasamento gnáissico, ocorreu um rifteamento da crosta sílica que resultou em formação de bacias. Nestas acumularam-se vulcânicas essencialmente intermediárias a máficas, sedimentos clásticos, sedimentos químicos, em particular manganesíferos, bem como prováveis formações vulcanoclásticas, compondo a Formação Morro do Aquiles. Subseqüentemente, desenvolveu-se um magmatismo granitóide que resultou em intrusão de corpos tonalíticos na unidade anterior. Estes plútons correspondem, possivelmente, aos diápiros tonalíticos frequentemente associados às seqüências vulcano-sedimentares do Arqueano. Essa idéia é compatível com o modelo apresentado por BARREIRA & DARDENNE (1981) para os terrenos vulcano-sedimentares da porção nordeste do antigo Estado de Goiás.

Todas as rochas descritas acima foram submetidas a uma deformação de tipo não-coaxial, dúctil, de grande envergadura, caracterizada pelo deslocamento e imbricação de massas rochosas na direção NNW, que levou ao alçamento e deformação/recristalização até de rochas de alto grau (HASUI et al., 1987). A superposição da milonitização regional mais tardia obliterou fortemente tanto as estruturas pretéritas como a composição original dos litotipos, dificultando sobremaneira

a determinação do grau de metamorfismo impresso durante o evento de deformação não-coaxial acima citada. Acredita-se, no entanto, que este metamorfismo alcançou a fácies xisto-verde alta.

No Proterozóico Médio, segundo COSTA et al. (1976), COSTA et al. (1983) e GORAYEB et al. (1984), após um longo período erosivo, a região toda foi submetida a um tectonismo rúptil. A movimentação de blocos ao longo de falhas normais de direção geral NNE e a geração de **grabens** e **horsts** possibilitaram a implantação de bacias assimétricas nas quais depositaram-se os sedimentos do Grupo Natividade. É possível, no entanto, que esta formação tenha-se depositado numa única ampla bacia e, em seguida, tenha sido deformada (dobrada) e levemente metamorfisada, ocorrendo somente mais tarde na história da região os profundos falhamentos, durante uma fase de tectonismo rúptil. Os **grábens** formados nesta ocasião teriam permitido a sua preservação na forma de faixas de direção NE/SW com contatos tectônicos com as demais unidades (B. Kotschoubey, comunicação verbal).

Embora uma idade proterozóica média(?) tenha sido atribuída ao Grupo Natividade, a posição estratigráfica desta unidade é ainda incerta, devido estas rochas apresentarem fácies xisto verde e pronunciado dobramento (LAFON et al., 1994). Com efeito tais características são incompatíveis com a ausência de indícios de metamorfismo regional nas rochas vulcânicas ácidas e nos corpos graníticos da Suíte Lajeado que, na região de Monte do Carmo, coexistem com a espessa cobertura de metassedimentos e revelaram uma idade transamazônica (BARRADAS et al., 1992). É possível, portanto, que o Grupo Natividade tenha-se formado antes do evento vulcânico e da colocação da Suíte Lajeado, isto é durante o Proterozóico Inferior.

Posteriormente, todas as formações pré-cambrianas sofreram intenso cisalhamento transcorrente de direção geral N30E que afetou uma extensa massa continental, gerando milonitos e filonitos. O metal foi depositado nesta fase junto com quartzo e pirita em fraturas de cisalhamento. A datação pelo método Pb-Pb da galena associada à mineralização aurífera na área próxima de Monte do Carmo revelou uma idade brasileira para estes depósitos (BARRADAS et al., 1992). É

provável, portanto, que o mesmo evento mineralizante tenha ocorrido na área do Morro do Lajeado.

No Fanerózoico individualizou-se a Bacia do Parnaíba, na qual do Siluriano até o Cretáceo, em condições plataformais e em regime de lenta subsidência, depositaram-se sedimentos clásticos e químicos. Na área em apreço, somente arenitos e conglomerados da Formação Serra Grande bem como siltitos e folhelhos ferruginosos da Formação Pimenteiras, isto é apenas os termos basais da seqüência, podem ser observados.

Um magmatismo básico acompanhando o tectonismo rúptil relacionado à abertura do Atlântico Sul afetou a Bacia do Parnaíba e todas as regiões circunvizinhas. Na área em estudo este magmatismo se manifestou essencialmente pela injeção de diques de direção NW-SE e de sills de diabásio. O tectonismo rúptil resultou em geração de **grabens** e **horsts** na Bacia do Parnaíba e nas regiões adjacentes. É possível, conseqüentemente, que este evento tectônico tenha sido responsável não só pelo abatimento de pacotes de sedimentos fanerozóicos postos ao nível do embasamento antigo e das demais unidades pré-cambrianas, como também pelo isolamento e preservação de amplas faixas quartzíticas do Grupo Natividade.

No Cenozóico a erosão moldou o quadro geomorfológico atual, resultando na pediplanação da área e na individualização de relevos tabulares. Ocorreu igualmente a lateritização das zonas aplainadas. Por fim, formaram-se depósitos aluvionares e coluviais nos córregos e nas encostas do Morro do Lajeado, respectivamente.

8. CONCLUSÕES

1 - Na área em estudo, o Arqueano foi o principal período de desenvolvimento crustal, tendo havido no Proterozóico e no Fanerozóico manifestações de tectônica ensiálica e moderada formação de rochas. A área foi marcada por vários eventos metamórficos-deformacionais entre os quais um intenso cisalhamento de caráter regional.

2 - A mineralização aurífera na área do Morro do Lajeado é filoniana mesotermal, típica de zonas de cisalhamento. O ouro ocorre na sua forma livre em finas partículas concentradas em pequenas drusas ou preenchendo fraturas na ganga de quartzo. O único sulfeto presente nos veios é pirita em agregados centimétricos.

3 - Dois tipos principais de fluidos foram identificados pelo estudo de inclusões fluidas. Um primeiro, aquo-carbônico de baixa salinidade (equivalente a 2% em peso de NaCl) foi aprisionado a uma temperatura mínima de aprisionamento de até 350°C e formou-se, provavelmente por desidratação metamórfica. Um segundo, aquoso, de salinidade baixa a média (equivalente a 4 - 16% em peso de NaCl) e acusando uma temperatura mínima de aprisionamento de 220 a 250°C é, possivelmente, de origem magmática, não podendo ser descartada uma contribuição das águas meteóricas como mais provável.

4 - O ouro foi provavelmente mobilizado na forma de bisulfeto, sendo a reação entre os diferentes tipos de fluidos a razão principal da sua precipitação.

5 - A interação dos fluidos hidrotermais com as rochas encaixantes resultou essencialmente em alteração filica e propilítica dessas últimas, bem como em sulfetação responsável pela presença de pirita nelas.

6 - A idade da mineralização é desconhecida, sendo necessário um estudo geocronológico específico para definir com clareza o evento tectônico responsável pelo processo mineralizante. A idade brasileira determinada em depósitos de ouro próximos indica, entretanto, que este evento

pode ter ocorrido no final do Proterozóico. A geologia da área do Morro do Lajeado parece apoiar esta hipótese.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.M. 1990. Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalites and post-orogenic trondhjemites in the Nubian Shield. *Journal of Petrology*, 31(6):1285-1312.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Div. **Geol. Min. DNPM**. 36p. (Boletim,241).
- BARBOSA, O. & COSTA, L.A. 1973. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do rio São Francisco**; 2ª etapa de campo, fase 4. Rio de Janeiro, DNPM/PROPESC. v.1A-1B.
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, D.R. 1966. Geologia, estratigrafia, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. **Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro, DFPM/DNPM. 94p.(Monografia, 19).
- BARD, J.P. 1980. **Microtexturas de rochas magmáticas**. Barcelona, Masson. 181p.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4(9):596-600.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: BARKER, F., ed. **Trondhjemites, dacites and related rocks**. Amsterdam, Elsevier. p.1-12.
- BARRADAS, J.A.S., LAFON, J-M.; KOTSCHOUBEY, B. 1992, Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo-Porto Nacional, TO. Novos resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v.1, p.182-183.
- BARREIRA, C.F. & DARDENNE, M.A. 1981. A Sequência Vulcano-Sedimentar do Rio do Coco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Ata**. Goiânia, SBG. p.241-264.
- BERBERT, C.O. 1980. O Complexo Basal Goiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. v.5, p.2837-2849.

- BONNEMAISON, M. 1986. Les "filons de quartz aurifère": un cas particulier de shear zone aurifère. **Chronique de la recherche minière**, 482:55-66.
- BONNEMAISON, M. & MARCOUX, E. 1987. Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. **Chronique de la recherche minière**, 488:29-42
- CHAEYS, F. 1956. **Petrographic modal analysis**. New York, John Willey and Sons. 113p.
- COLEMAN, R.G. & PETERMAN, Z.E. 1975. Oceanic plagiogranite. **Journal of Geophysical Research**, 80(8):1099-1108.
- COLVINE, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archaean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, D.I., eds. **The geology of gold deposits: Perspective in 1988**. New Haven, Economic Geology. p.34-53. (monograph, 6).
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JUNIOR, T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. **Projeto Paraíso do Norte**; relatório final. Belém, CVRD/UFGA. 125p.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALY, N.L.E. 1987. The Central Brazil pop-up: an example of double ancient oblique collision. In: CONFERENCE ON DEFORMATION AND PLATE TECTONICS, Gijon, 1987. **Abstracts**. Oviedo, Universidad de Oviedo. p.24-25.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; HARALY, N.L.E. 1988. A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. **Anais**. SBG. v.5, p.2197-2207.
- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GOÉS, A.M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. **Revista Brasileira de Geociências**, 14(1):3-11.
- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F.; GOÉS, A.M.; LEMOS, R.L.; GORAYEB, P.S.S. 1982. **Projeto Porto Nacional**; relatório final. Belém, DNPM/UFGA. 104p.

- COSTA, J.B.S. 1985. **Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás**. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 209p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geociência, Centro de Geociências, UFPA, 1985.
- COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; MENEGÜESSO, G.; INDIA H.A.V.; STERNA, L.H.; MARCHETTO, M.; BATISTA, M.B.; FRANTIN, O; MOSSMANN, R.; OLIVEIRA, T.F. de; SILVA, W.G. da. 1976. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do rio São Francisco**. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM. 300p. (Inédito).
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. p.275-316.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; JUSSMAN, A. 1966. **Minerais constituintes das rochas - uma introdução**. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 558p.
- FEDOROWICH, J.; STAUFFER, M.; KERRICH, R. 1991. Structural setting and fluid characteristics of the Proterozoic Tartan Lake gold deposit, Trans-Hudson Oregon, Northern Manitoba. **Economic Geology**, 86(7):1434-1467.
- FOSTER, R.P. 1989. Archaean gold deposits in Zimbabwe: implications for metallogenesis and exploration. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, D.I., eds. **The geology of gold deposits: Perspective in 1988**. New Haven, Economic Geology. p.54-70. (monograph ,6).
- FUJIMORI, S. 1990. **Composição química de rochas e suas aplicações**. Salvador, Centro Editorial e Didático da UFBA. 306p.
- FUZIKAWA, K. 1985. Inclusões fluidas: Métodos usuais de estudo e aplicação. **Contribuições à geologia e à petrologia**. Belo Horizonte, Núcleo Minas Gerais, SBG-MG. p.29-44.

- GORAYEB, P.S.S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JUNOR, T.; KOTSCHOUBEY, B.; HASUI, Y. 1984. **Projeto Natividade-Almas**; relatório final. Belém, CVRD/UFPA. 123p.
- HARALY, N.L.E. & HASUI, Y. 1981. Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Ata. Goiânia, SBG. p.73-92.**
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 19(1):6-26.**
- HASUI, Y.; BARTORELLI, A.; MORTARI, D.; RIBEIRO, A.C.O.; JÁCOMO, A.A.C. 1987. Considerações sobre a geologia da região entre Porto Nacional e Ipueiras, GO. **Revista Brasileira de Geologia, 17(3):295-301.**
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigáfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais. Natal, SBG. v.6, p.2535-2549.**
- HASUI, Y. & HARALY, N.L.E. 1985. A megaestruturação de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., Goiânia, 1985. **Ata. Goiânia, SBG. p.120-144.**
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.G.C.; SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. de; KAWASHITA, K. 1980. Idades Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais. Camboriú, SBG. v.5, p.2659-2676.**
- GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P., ed. **Gold metallogeny and exploration.** London, Chapman & Hall. p. 63-103.
- KERRICH, R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: BURNSALL, J.T. ed. **Mineralization and shear zones.** Montréal, Geological Association of Canada. p. 129-197.

- KERRICH, R. 1990. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B., eds. **Nuna conference on greenstone gold and crustal evolution**. Val D'or, Geol. Ass. Canada. p. 13-30.
- KERRICH, R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. **Mineralium Deposita**, 28 (6): 362-365.
- KERRICH, R. & WYMAN, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. **Geology**, 18 (9): 882-885.
- LAFON, J-M.; KOTSCHOUBEY, B.; BARRADAS, J.A.S. 1994. Rb-Sr and Pb-Pb dating of the Proterozoic igneous rocks and associated gold mineralizations in the Monte do Carmo region, State of Tocantins, Brasil. In: CONGRESSO CHILENO DE GEOLOGIA, 7 & SIMPOSIO AGES AND ISOTOPE IN SOUTH AMERICAN ORES. Concepción, 1994. **Anales. Concepción, IGCP. (Project 342). v.2, p. 1496-1500.**
- LEONARDOS, O.H. 1994. **Geologia do ouro**. Belém, SBG. 17p. Apostila.
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B.M. 1983. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archean granodioritic rocks from eastern Finland. **Precambrian Research**, 21(3/4):159-180.
- MARTIN, H. 1993. The mechanisms of petrogenesis of the archean continental crust - Comparison with modern processes. **Lithos**, 30 3/4) :373-388.
- MILESKI, E.; DOI, S.; FONZAR, B.C. 1981. Vegetação; as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha, SC. 22 Tocantins; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da Terra**. Rio de Janeiro, Ministério de Minas e Energia. Cap. 4, p.393-467. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- MOORE, B. 1963. **Geological reconnaissance of the Southwest corner of the Maranhão Basin**. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX. 854p. Relatório Interno, 1.

- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1992. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: indications for Gondwana evolution. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. v.1, p.316-317.
- NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. 1989. Geology, geochemistry, and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian Cordillera: Evidence for ore from evolved meteoric water. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, D.I., eds. **The geology of gold deposits: Perspective in 1988**. New Haven, Economic Geology. p. 553-563. (monograph, 6).
- OLIVEIRA, E. P. & MONTES, M.L. 1984. Os enxames de diques máficos do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, minerals. New York, Elsevier. 429p.
- PALERMO, N. 1988. **Geologia e mineralizações auríferas na região de Monte do Carmo, GO**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. 132p. Tese (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFRJ, 1988.
- PHILLIPS, G.N. & GROVES, D.I. 1984. Fluid access and fluid-wall rock interaction in the genesis of the Archaean gold-quartz vein deposit at the Hunt mine, Kambala, Western Australia. In: FOSTER, R.P., ed. **Gold '82**. Rotterdam, A.A. Balkema. p.389-416.
- PHILPOTTS, A.R. 1989. **Petrography of igneous and metamorphic rocks**. New Jersey, Englewood Cliffs. 178p
- RAMDOHR, P. 1980. **The ore minerals and their intergrowths**. Oxford, Pergamon Press. 2 v.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zones geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, 2(122):83-99.
- ROEDDER, E.W. 1984. **Fluid inclusions**. Chelsea, Mineralogical Society of America. 641p. (Reviews in Mineralogy, 12).

- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A.; GREEN, S.B., eds. **Nuna conference on greenstone gold and crustal evolution**. Val D'or, Geol. Ass. Canada. p.61-66.
- SANTOS, L.B.; INOCÊNCIO, R.N.; GUIMARÃES, M.R.S. 1977. Vegetação da região centro-oeste. In: GEOGRAFIA do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE. v.4.
- SANTOS, M.M. dos; DARDENNE, M.A.; GUILHAUMOU, G.G.N.; TOURAY, J.G.; BENY, C. 1990. Características do veio de quartzo aurífero do depósito Pontal-To. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. 1990. *Anais*. Natal, SBG. v. 3, p. 1144-1157.
- SEWARD, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 37(3):379-399.
- SEWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: FOSTER, R.P., ed. **Gold '82**. Rotterdam, A.A. Balkema. p.165-181.
- SEWARD, T.M. 1989. The hydrothermal chemistry and its implications for ore formation: Boiling and conductive cooling as examples. In: KEAYS, R.R.; RAMSAY, W.R.H.; GROVES, D.I., eds. **The geology of gold deposits: Perspective in 1988**. New Haven, Economic Geology. p.398-404. (monograph, 6).
- SEWARD, T.M. 1993. The hydrothermal geochemistry of gold. In: FOSTER, R.P., ed. **Gold metallogeny and exploration**. London, Chapman & Hall. p. 37-62.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H.; ALDERTON, D.H.M. 1985. **A practical guide to fluid inclusion studies**. London, Blackie. 239p.
- SHOBBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVIA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T. 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Tocantins (SC 22)**. Brasília, MME/DNPM. 56p.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Buletin of the Geological Society*, 133:191-213.

- SILVA, E.R.P. DA. 1987. **Estudo das ocorrências auríferas da área de Natividade-Go.** Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. 125p. Tese. (Mestrado em Geologia)
- Curso de Pós-Graduação em Geociência, Centro de Geociências, UFPA, 1987.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Reviews**, 12(1):1-16.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, E. 1971. **Tobles of microscopy identifications in ore minerals.** New York. Elsevier, 429p.
- WINKLER, H.G.F. 1976. **Petrogenesis of metamorphic rocks.** New York, Springer Verlag. 320p.SBG. v.9, p.4137-4154.

ANEXOS