

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

AMBIENTE GEOLÓGICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS AO GRANITO

SERRA DOURADA (EXTREMIDADE MERIDIONAL) - GOIÁS

Tese Apresentada por

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

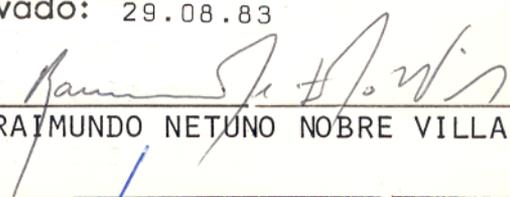
GEOLOGIA

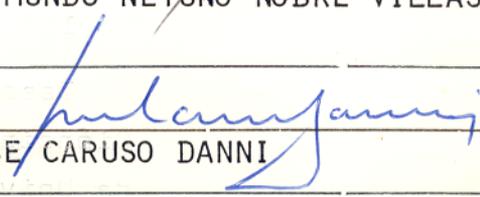
Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em

Ciências Geofísicas e Geológicas da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 29.08.83


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS (ORIENTADOR)


JOSE CARUSO DANNI


CARLOS ALBERTO R. DE ALBUQUERQUE

Comitê de Tese

A meus pais.

À Cristina.

AGRADECIMENTOS

Manifesto aqui minha gratidão às instituições e pessoas que com seu apoio contribuíram para a realização desta tese:

Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará onde meu programa de mestrado foi desenvolvido;

Professores Raimundo Netuno Nobre Villas (orientador) e Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque (co-orientador) pelos ensinamentos e revisão do texto;

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo auxílio financeiro através do processo nº 40.2855/80;

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Programa Nuclear Brasileiro e Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão de bolsa de estudos durante os anos de 1979, 1980 e 1981, e 1982, respectivamente;

Metais de Goiás S.A. (METAGO), Empresas Brumadinho e Goiás Estanho S.A. pelo suporte aos trabalhos de campo. Em particular, aos geólogos Sílvio Matos, da METAGO, Claiton Tamborim e Tarcísio Montanheiro, e ao auxiliar de campo, Raimundo Maurício, da Goiás Estanho S.A.;

Professor Koji Kawashita da Universidade de São Paulo, pelas análises geocronológicas;

Pessoal técnico do NCGG, em especial a Raimundo Nonato de Oliveira e Clovis Wagner Maurity, pelo auxílio nas diversas análises; Fernando Pina de Assis por algumas fotos;

Lúcia Macambira, pelos serviços datilográficos e Adalberto Lima, pelas ilustrações;

Professores Ronaldo Lemos, Roberto Dall' Agnol, Ariel Provost e demais colegas pelas discussões e sugestões.

SUMÁRIO

	Pág.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
2 GRANITO SERRA DOURADA E SUA PROBLEMÁTICA	8
3 SINÓPSE DA LITERATURA	11
4 MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADAS	17
5 GEOLOGIA DA EXTREMIDADE MERIDIONAL DA SERRA DOURADA..	19
5.1 Rochas Graníticas	22
5.1.1 Aspectos Gerais	22
5.1.2 Petrografia	22
5.2 Greisens	29
5.2.1 Aspectos Gerais	29
5.2.2 Petrografia	30
5.3 Enclaves	30
5.3.1 Soda-Gnaïsse	31
5.3.1.1 Aspectos Gerais	31
5.3.1.2 Petrografia	32
5.3.2 Anfibolito	36
5.3.2.1 Aspectos Gerais	36
5.3.2.2 Petrografia	36
5.3.3 Biotitito	37
5.3.3.1 Aspectos Gerais	37
5.3.3.2 Petrografia	38
5.4 Rochas Encaixantes	38
5.4.1 Biotita-Muscovita-Quartzo Xisto	40
5.4.1.1 Aspectos Gerais	40
5.4.1.2 Petrografia	41
5.4.2 Xisto Feldspático	42
5.4.2.1 Aspectos Gerais	42
5.4.2.2 Petrografia	42

	Pág.
5.4.3 Quartzo-Muscovita Xisto	44
5.4.3.1 Aspectos Gerais	44
5.4.3.2 Petrografia	44
5.4.4 Quartzito	45
5.4.4.1 Aspectos Gerais	45
5.4.4.2 Petrografia	45
5.4.5 Tremolita Xisto	46
5.4.5.1 Aspectos Gerais	46
5.4.5.2 Petrografia	46
5.4.6 Metamorfismo	46
6 QUIMISMO DAS ROCHAS	52
6.1 Elementos Maiores	52
6.1.1 Rochas Graníticas	52
6.1.1.1 Diagrama Q-Ab-Or	57
6.1.1.2 Diagrama An-Ab-Or	61
6.1.2 Enclaves de Soda-gnaïsse	61
6.1.2.1 Teor de Alumina	63
6.1.2.2 Diagrama An-Ab-Or	63
6.1.3 Rochas Encaixantes	65
6.2 Elementos Traços	66
6.2.1 Rochas Graníticas	67
6.2.2 Enclaves de Soda-gnaïsse	67
6.2.3 Rochas Encaixantes	69
6.2.4 Greisens	69
6.3 Relacionamento entre Elementos	70
6.3.1 Diagrama K-Rb	71
6.3.2 Cristalização Fracionada Teórica	73
7 OS BENS MINERAIS DA EXTREMIDADE MERIDIONAL DA SERRA DOURADA	76
7.1 Os Bens Minerais e seus Ambientes	76
7.1.1 Cassiterita	76
7.1.2 Wolframita	79
7.1.3 Tantalita-columbita	80
7.1.4 Berilo	81
7.1.5 Ouro	82
7.1.6 Muscovita	83
7.1.7 Monazita	83

	Pág.
7.1.8 Caulim	84
7.1.9 Sulfetos	84
7.1.10 Fluorita	85
7.1.11 Topázio	85
7.1.12 Rutilo	86
7.1.13 Álcali-feldspato	86
7.1.14 Água Termal	87
7.1.15 Granada, Cianita e Estauroлита	87
7.2 Eventos Tardi-magmáticos e Mineralizações	88
8 CONSIDERAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS	95
9 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	100
9.1 Rochas Encaixantes	100
9.2 Rochas Graníticas	103
9.3 Enclaves	107
9.4 Mineralizações	111
9.5 Eventos Pós-intrusão	112
10 MODELO EVOLUTIVO	116
11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
12 ANEXOS	128
12.1 Anexos sobre a localização das amostras	
12.1.1 Anexo 1.1 - Mapa de pontos da parte meridional da Serra Dourada.....	env.
12.1.2 Anexo 1.2 - Lista de amostras e respectivos pontos onde foram coletadas (Serra Dourada, Goiás)...	129
12.2 Anexo 2 - Reprodutibilidade, precisão e exatidão de algumas análises	131
12.3 Anexo 3 - Mapa geológico da parte meridional da Serra Dourada	env.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Pág.

FIGURAS

1	Mapa de localização da área estudada...	6
2	Diagrama modal Q-A-P para as rochas graníticas e enclaves de soda-gnaiss da Serra Dourada, Goiás	27
3	Diagrama P-T mostrando os campos de estabilidade para algumas fases mineralógicas do micaxisto encaixante do granito Serra Dourada, Goiás	49
4	Comparação dos componentes óxidos entre a média dos granitos estaníferos, média de granitos e média das amostras do granito Serra Dourada, Goiás	58
5	Diagramas normativos Q-Ab-Or e An-Ab-Or para amostras do granito Serra Dourada, Goiás	59
6	Diagrama normativo An-Ab-Or, para amostras de enclaves de soda-gnaiss no granito Serra Dourada, Goiás.....	64
7	Diagrama K-Rb para as amostras do granito e de enclaves de soda-gnaiss da Serra Dourada, Goiás	72
8	Estimativas da seqüência e temperatura de formação de diversos bens minerais da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás	89
9	Campos de estabilidade dos feldspatos e seus produtos de transformações hidrotermais de acordo com a temperatura, acidez e concentrações de K e Al.....	89
10	Diagrama $Sr^{87}/Sr^{86} - Rb^{87}/Sr^{86}$ mostran-	

	do a distribuição das amostras de granito Serra Dourada, Goiás	98
11	Diagrama Sr^{87}/Sr^{86} - Rb^{87}/Sr^{86} mostrando a distribuição das amostras de enclaves de soda-gnaiss no granito Serra Dourada, Goiás	98
FOTOS		
1	Imagem de radar da Folha SD-22-X-D ...	20
2	Amostras de granito e de soda-gnaiss.	23
3	Fotomicrografia de biotita granito. Amostra SD-166A (nicóis cruzados).....	23
4	Fotomicrografia de anfibólio-biotita granito. Amostra SD-50 (nicóis cruzados)	25
5	Fotomicrografia de biotita soda-gnaiss. Amostra SD-87B (nicóis cruzados).....	25
6	Fotomicrografia de biotita soda-gnaiss com cassiterita. Amostra SD-157E (nicóis cruzados)	35
7	Fotomicrografia de biotita-muscovita - quartzo xisto crenulado e com <u>snow ball</u> . Amostra SD-85 (nicóis paralelos).	35
8	Fotomicrografia de quartzito com wolframita. Amostra SD-75 (nicóis cruzados).	47
9	Fotomicrografia de clorita-estauroлита-biotita-muscovita-quartzito xisto. Amostra SD-20B (nicóis cruzados).....	47
10	Amostra de biotitito, greisen e soda-gnaiss	77
11	Fotomicrografia de calcopirita e calcosita (seção polida)	77

TABELAS

1	Composições modais de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás ..	26
2	Composições químicas de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás.	53
3	Composições normativas de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás	54
4	Teores de elementos traços e razões entre elementos de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás ...	55
5	Concentrações de Rb e de Sr, razões químicas e isotópicas e idades convencionais de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás	97

RESUMO

O granito Serra Dourada pertence a um conjunto de estruturas dômicas, em geral mineralizadas em cassiterita, achando-se situado no centro-leste de Goiás, onde dominam rochas das faixas de dobramentos Uruaçu e Brasília e do maciço mediano de Goiás.

Objetivando-se contribuir aos conhecimentos petrológico, metalogenético e estratigráfico dessas rochas graníticas, selecionou-se a extremidade meridional da Serra Dourada para a realização deste estudo.

Adotou-se como metodologia o mapeamento na escala 1:45.000, estudos petrográficos, minerográficos e geocronológicos, além da determinação dos teores de elementos maiores em rochas e alguns minerais, e de elementos traços em rochas.

As rochas graníticas da Serra Dourada foram classificadas como sienogranitos, apresentando três variedades: anfibólio-biotita granito, muscovita-biotita granito e biotita granito, sendo a última dominante. O gráfico K-Rb indica um avançado grau de fracionamento para essas rochas e sugere um trend que se inicia no granito a anfibólio e termina naquele a muscovita. Por sua vez, a variação sistemática dos teores e razões de alguns elementos traços denuncia um íntimo relacionamento entre essas variedades, devendo significar intrusões múltiplas que correspondem a diferentes graus de fusão parcial do material original. Nas tentativas de datações pelo método Rb-Sr, observou-se que os fenômenos subsequentes ao alojamento inicial na crosta introduziram possíveis rejuvenescimentos isotópicos. Contudo, essas rochas graníticas forneceram idades convencionais máximas próximas de 2 b.a.

As últimas fases magmáticas do granito Serra Dourada foram os pegmatitos que, no núcleo do batólito, são zonados e possuem água-marinha, enquanto que na borda são portadores de tantalita-columbita, esmeralda, muscovita e monazita. Em seguida, grandes quantidades de soluções hidrotermais enriquecidas em Sn e F atingiram tanto o granito como suas encaixantes, alterando-as para greisens. Ao contactarem os enclaves, as solu-

ções precipitaram cassiterita, magnetita, fluorita e sulfetos. Veios com wolframita e rutilo se alojaram nas encaixantes mais próximas. Em temperaturas mais baixas, essas soluções geraram caulim ao atingirem os pegmatitos da faixa de contato.

Vários tipos de enclaves foram identificados no granito: biotititos, soda-gnaïsse, xenólitos de xistos e quartzitos, e anfibolitos. Os enclaves de soda-gnaïsse têm natureza trondhjemítica e também apresentam variedades a anfibólio e biotita, a biotita e a biotita e muscovita. A semelhança da assembléia e do quimismo de algumas fases mineralógicas sugere uma consangüinidade entre o soda-gnaïsse e o granito, com a possibilidade que sejam fragmentos parcialmente intactos das rochas que deram origem, por anatexia, ao material granítico. Por outro lado, os teores e razões anômalas de alguns elementos do soda-gnaïsse indicam reação com o magma, que é enfatizada pela posição dessas rochas no gráfico K-Rb. Essa reação certamente afetou as razões isotópicas, permitindo apenas sugerir-lhes uma idade arqueana. Por sua vez, os biotititos possivelmente são restitutos.

A seqüência onde o granito Serra Dourada se alojou compõe-se de intercalações de xistos e quartzitos do Grupo Serra da Mesa. As mineralizações típicas do magmatismo ácido, greisens, pegmatitos e sills graníticos nos metassedimentos, além de xenólitos oriundos das encaixantes e foliação pronunciada nas bordas do corpo, depõem pelo caráter intrusivo do granito nesses metamorfitos, cujo evento tardi-sintectônico está associado com a formação do braquianticlínio, que concorda com o padrão estrutural regional. Através da assembléia mineralógica dessas rochas atestou-se condições de facies anfibolito baixo para a sua formação onde dominaram pressões acima de 4,5 kb e temperaturas em torno de 550° C.

ABSTRACT

The Serra Dourada granite is related to one of the various large tin-bearing domoic structures that occur in central-eastern Goiás, where rocks of Uruaçu and Brasília folded belts and of Goiás median massif crop out.

The present study was undertaken in the southern part of Serra Dourada as an attempt to contribute to the petrologic, metallogenic and stratigraphic aspects of the granitic rocks present in that region. The methodological approach consisted of the preparation of a 1:45.000 geological map and included the obtention of petrographic, ore microscopic and geochronological data, as well as the determination of major element concentrations in rocks and some minerals. Trace elements were only determined for rocks.

The granitic rocks of Serra Dourada were classified as sienogranites, presenting three varieties: amphibole-biotite granite, muscovite-biotite granite and biotite granite, the latter being dominant. A high degree of fractionation of these rocks is indicated on K-Rb variation diagram and an apparent trend from the amphibole-biotite granite to the muscovite-biotite granite is disclosed. Furthermore, the systematic variation of trace element contents and ratios show a close relationship among those varieties and suggests them to be multiple intrusions which may correspond to different degrees of partial melting of a common material. The Rb-Sr dating results indicated an isotopic disequilibrium due to several processes that affected the Serra Dourada granite subsequent to its initial crustal emplacement. Despite that, geological evidence supports the granitic rocks to be no older than 2 b.y.

Pegmatite emplacement and hydrothermal alteration characterize the last magmatic events of the Serra Dourada granite. Zoned pegmatitic bodies with aquamarine occur in the batholith core, while those in the border display tantalite-columbite, emerald, muscovite and monazite mineralizations. Large amounts of Sn- and F-rich hydrothermal solutions account for the greisenization of the granite and its country rocks. On interacting with enclaves, these solutions reacted and precipitated cassit

erite, magnetite, fluorite and sulfides. Wolframite- and ~~erite~~ tile-bearing veins are found in the nearest country rocks. At low er temperatures the residual aqueous solutions formed kaolinite at the expense of the feldspar material present in the peripheral pegmatitic bodies.

Several kinds of enclaves were identified in the Serra Dourada granite: biotitites, soda-gneisses, amphibolites, schists and quartzites. The last two are true xenoliths. The soda-gneissic enclaves have a trondhjemitic character and present varieties with both amphibole and biotite, with only biotite, and with both biotite and muscovite. The association and chemical similarities of some mineralogical phases suggest the granitic rocks to be genetically related to the anatexis of the soda-gneisses. On the other hand, the anomalous concentrations and ratios of some elements present in the soda-gneisses indicate a reaction with the magma as deduced by the position of these rocks in the K-Rb diagram. This reaction masks the true age of these enclaves, although other criteria support the assumption of an archean age. Concerning the biotitites, they were taken as possible restites.

The Serra Dourada granite has been emplaced into a rock sequence composed of schists and quartzite of the Serra da Mesa Group. Typical mineralizations of acid magmatism and the occurrence of greisens, pegmatites and granitic sills in the host metasediments, as well as the presence of country rock xenoliths and the distinctive foliation developed in the granite margins weigh heavily in favor of the intrusive nature of the Serra Dourada batholith. This tardi-sintectonic intrusive event is associated with the formation of the brachianticline which conform to the regional structural pattern. For the metamorphic conditions of the Serra da Mesa Group, mineralogical assemblies indicate low-amphibolite facies rocks formed under pressure above 4.5 kbar and temperatures around 550° C.

1 INTRODUÇÃO

O centro-leste do Estado de Goiás apresenta várias estruturas braquianticlinais de aspecto dômico, como as da Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra Branca, que expõem, em seus núcleos, rochas graníticas. Essas rochas afloram na área de domínio da faixa de dobramentos Uruaçu, que tem, a oeste, o maciço mediano de Goiás e a leste, a faixa de dobramentos Brasília. Tais estruturas despertaram particular interesse a partir da primeira metade dos anos setenta pelo achado de depósitos detríticos de cassiterita. Proclamou-se, nessa época, a descoberta de uma promissora província estanífera, onde blocos de até 300 kg de cassiterita afloravam nas massas graníticas.

Com o objetivo de contribuir ao conhecimento dessas estruturas braquianticlinais, empreendeu-se, em uma delas, um estudo estratigráfico, petrológico e geoquímico visando a um modelo evolutivo que abrangesse as mineralizações associadas e pudesse ser, oportunamente, comparado e testado nas demais estruturas dômicas daquela região.

A escolha da área levou em consideração a existência de trabalhos de integração geológica e de prospecção, além da disponibilidade de infra-estrutura que facilitasse a execução das campanhas de campo. O granito Serra Dourada atendeu a essas duas condições, pois, além de estar, na maior parte de sua área, dentro dos limites do Projeto Serra Dourada (Marini et alii, 1974), tem sido objeto de pesquisa pela Metais de Goiás S.A. (METAGO) e mais recentemente pela Goiás Estanho S.A., que mantém, na parte sul do corpo granítico, uma base bem equipada para a realização de seus trabalhos. O estudo se limitou apenas a extremidade meridional do corpo, em parte devido a existência de diversas mineralizações (região do Pela-Ema) e, em parte, ao tempo limitado que se dispôs para a realização desta tese, aliado às dificuldades de acesso e deslocamento da parte setentrional da Serra Dourada.

A figura 1 apresenta a localização da área escolhida para este trabalho e as principais vias de acesso. Es

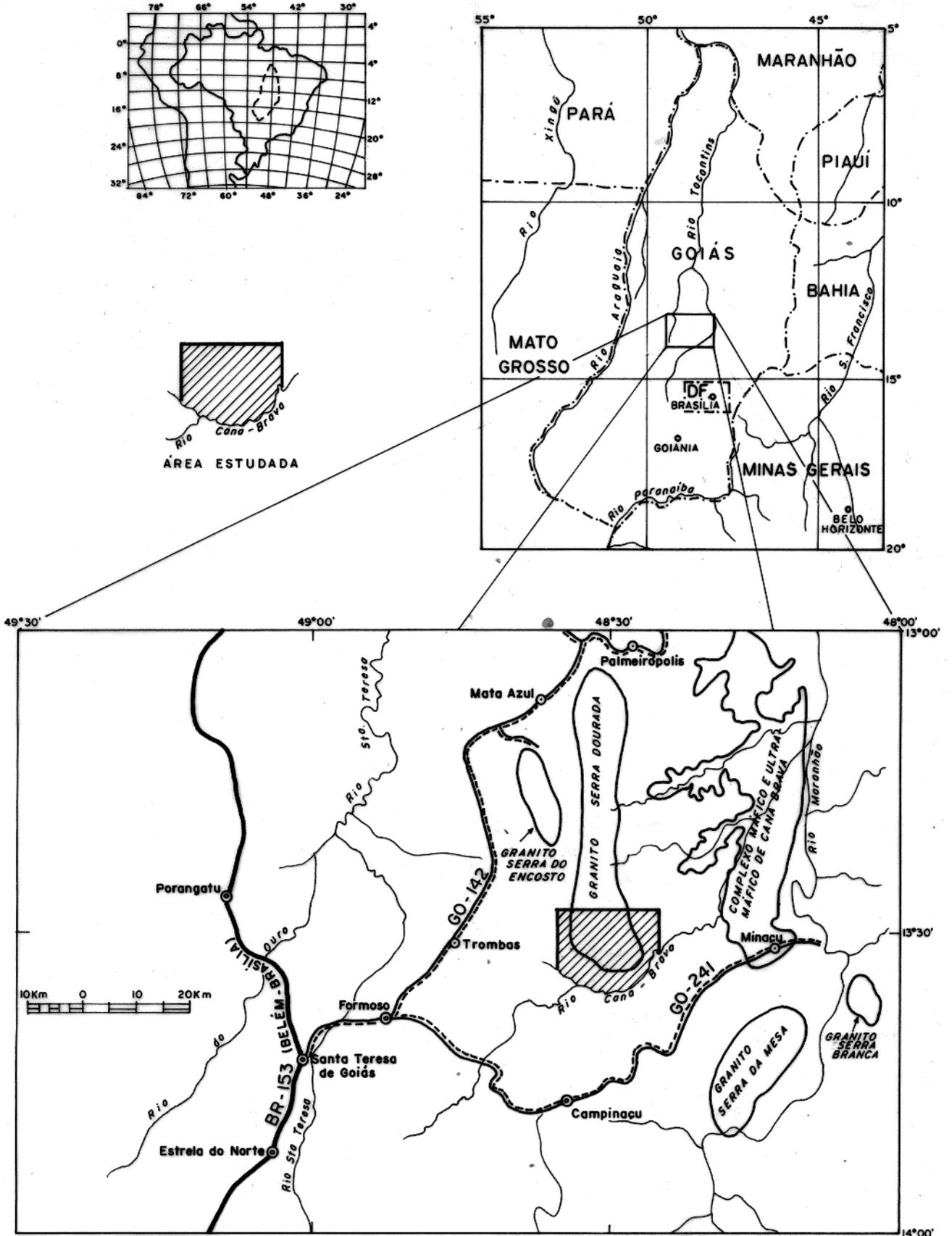


FIG. 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.

sa área, de aproximadamente 250 km², situa-se no município de Minaçu e pode ser atingida com veículos utilitários a partir da Vila Trombas ou do trecho da estrada GO-241 situado entre Campinaçu e Minaçu, por estradas não pavimentadas, recobertas de cascalho solto que, em épocas de chuvas, devido ao relevo acidentado da região, são bastante danificadas pelas enxurradas. Dispõe-se ainda de um aeroporto para aviões de pequeno porte na parte nordeste da área estudada.

A Serra Dourada possui um núcleo granítico de relevo bastante irregular, circundado por cristas sustentadas principalmente por quartzitos, que geram diferenças de cotas superiores a 500 m. A drenagem é pobre e frequentemente controlada por feições tectônicas. As águas da parte sudeste do corpo granítico se escoam através do córrego Pela-Ema, que cedeu seu nome à localidade, e as da porção sudoeste, através do córrego Taboca. Ambos os córregos se diregem para o rio Cana-Brava, que limita o sul da área. A vegetação é escassa e tipicamente de cerrado, estando mais desenvolvida nas margens principais, na forma de matas ciliares.

2 GRANITO SERRA DOURADA E SUA PROBLEMÁTICA

Um grande número de trabalhos tem sido dedicado ao estudo geológico da região central de Goiás (Barbosa et alii, 1969; Costa e Angeiras, 1971; Marini et alii, 1974; Schobbenhaus F^o et alii, 1975; Bruni e Schobbenhaus F^o, 1976; Hasui et alii, 1980; Marini et alii, 1981; Fuck e Marini, 1981; Drago et alii, 1981; Danni et alii, 1982), contando-se hoje com um acervo de importantes informações a níveis estratigráfico, estrutural, petrológico, geocronológico e econômico. A região, contudo, ainda se ressentia da falta de um mapeamento geológico mais detalhado e de estudos mais profundos capazes de suportar, com maior substância, os modelos evolutivos já lançados ou de avançar propostas alternativas factualmente respaldadas. No que tange ao conhecimento geológico das estruturas dômicas e do granito Serra Dourada em particular, os trabalhos são relativamente poucos e mais voltados às mineralizações e aos aspectos estratigráficos e geocronológicos (Marini et alii, 1974; Marini et alii, 1976; Souza e Zalán, 1977a e 1977b; Andrade, 1978; Fernandes e Hildred, 1981; Reis Neto, 1981; Montalvão et alii, 1982; Matthews, 1982).

Conquanto o número de trabalhos relacionados a essas estruturas dômicas seja reduzido, inúmeras são as controvérsias levantadas sobre elas, principalmente relativas à estratigrafia. Alguns autores, como Barbosa et alii (1969), acreditavam que os corpos graníticos do centro de Goiás sejam produtos do diapirismo de rochas mais antigas, ocorrido durante o ciclo Uruaçuano, no qual teriam sido formados os metamorfitos do Grupo Araxá, que envolvem os corpos em questão. Já outros autores, como Hasui et alii (1980) e Marini et alii (1981), aceitam que esses corpos teriam sido inicialmente intrusivos em uma unidade constituída de paragneisses do Proterozóico Inferior (Formação Ticunzal) e, durante o ciclo Uruaçuano, teriam sofrido remobilização, deformando as rochas do Grupo Araxá. Seriam, portanto, manteados por essas rochas, conforme se expressaram Barbosa et alii (1969). É também levantada a possibilidade de que esses granitos estaníferos sejam intrusivos nas rochas do Grupo Araxá, fato ocorrido durante o ciclo Uruaçuano (Marini et

alii, 1974) ou mesmo durante o ciclo Transamazônico (Marini et alii, 1977; Drago et alii, 1981).

O relacionamento dos granitos do centro-leste de Goiás com as rochas metassedimentares que os circundam, tem sido interpretado de variados modos, muitas vezes com base em inadequadas informações geocronológicas (ver capítulos 3 e 8), o que denuncia o grau de desconhecimento que se tem dessas rochas, deixando-as ao sabor das mais variadas conjeturas. A definição dos fenômenos ocorridos no passado e que possibilitaram a formação desses corpos enriquecidos em estanho é um fator decisivo no esclarecimento das suas evoluções geotectônica e metalogenética.

Com o intuito de bem situar a problemática dessas rochas graníticas é importante colocar aqui algumas questões básicas sobre elas, como por exemplo: estariam elas relacionadas ao desenvolvimento de faixa(s) orogênica(s), como ocorre com a maioria dos granitos estaníferos (Taylor, 1979), ou seriam produtos de um plutonismo cratogênico (Marini et alii, 1981)? Se o primeiro caso fosse verdadeiro, teriam esses corpos um caráter sin-tardi- ou pós-tectônico? E se existissem ciclos orogênicos posteriores ao posicionamento dos granitos, que feições imprimiriam nas rochas pré-existentes?

Quanto a idade dessas rochas, seria transamazônica ou uruaçuana, como defendem, respectivamente, Drago et alii (1981) e Barbosa et alii (1969), ou teriam sido elas formadas em tempos intermediários a esses dois ciclos, como aventam Marini et alii (1981)?

Tratando-se das características mineralógicas e químicas desses granitos, como podem ser classificados? São semelhantes aos demais granitos estaníferos do mundo?

Em relação às mineralizações contidas nesses corpos, seria o magma granítico produto da fusão de rochas pré-existentes enriquecidas em estanho ou teria sido esse metal removido das encaixantes durante a ascensão do magma, como sugerem Marini et alii (1976)? Pouco se conhece também sobre os fatores que controlaram a concentração e a deposição da cassiterita. Nas primeiras investigações de campo realizadas nes-

te trabalho, registrou-se que esse minério se encontrava concentrado em níveis ricos em biotita (biotititos) concordantes com a orientação das micas presentes no granito. Seriam esses enclaves restitos da rocha que deu origem ao magma granítico, produtos de concentração de biotita a partir da massa magmática ou fragmentos das rochas encaixantes? Em qualquer das hipóteses, uma outra dúvida surgiria: o estanho estaria contido nesses biotititos desde sua formação ou os fluidos residuais do magma granítico teriam neles depositado sua carga estanífera? No tocante às demais mineralizações associadas a esses corpos graníticos pouco também se conhece, a não ser descrições superficiais em muitos casos faltando esclarecimentos sobre os estágios de evolução dos granitos a que estariam relacionadas e sobre os fatores controladores de sua deposição, além do padrão de distribuição espacial e temporal, entre outros.

Como foi visto, grande é o número de questões que necessitam ser respondidas para que se possa estabelecer um modelo evolutivo para os granitos da região central de Goiás. Pretende-se, com este trabalho, dar uma contribuição para que tal objetivo seja alcançado, assim como abordar criticamente algumas etapas de evolução do corpo selecionado para estudo, colocando-as em discussão para que sejam testadas em outros corpos da região e no próprio granito Serra Dourada, à medida que as investigações se estenderem para sua extremidade norte.

3 SINÓPSE DA LITERATURA

A região Centro-Oeste brasileira carece de uma estratigrafia de base melhor definida para que os modelos de evolução geológica possam ser montados dentro de um aceitável grau de confiabilidade. As datações geocronológicas, além de raras, são muitas vezes desguarneckidas de um conhecimento geológico dentro do detalhe que elas exigem, especialmente das feições petrológicas e estruturais. Como resultado, proliferam as mais variadas teorias, freqüentemente conflitantes, sobre a geologia da região. Assim, é impossível definir, atualmente, uma estratigrafia que traga consenso geral. Marini et alii (1978) demonstraram bem essa verdade na síntese sobre a geologia dos dobramentos da borda oeste do craton do São Francisco.

Os primeiros trabalhos de cunho geológico realizados na região central de Goiás foram executados ainda no século passado. No entanto, somente a partir de Barbosa et alii (1969), mapeamentos sistemáticos começaram a ser realizados, apesar de desde a segunda metade da década de sessenta, vários modelos geotectônicos terem sido propostos para a região.

No Projeto Brasília, Barbosa et alii (1969) reconheceram como principais unidades componentes da estratigrafia dessa região, das mais antigas para as mais novas, o Pré-cambriano Indiferenciado, o Grupo Araxá, o Grupo Araí e o Grupo Bambuí. Junto aos metassedimentos do Grupo Araxá, esses autores colocaram algumas rochas plutônicas de posicionamento indefinido, dentre as quais está o corpo granítico de Serra Dourada. Eles supuseram que os domos graníticos da região eram "produtos de removimentação (durante o ciclo Uruaçuano) de rochas mais antigas que, como corpos rígidos, foram deslocados para cima por forças diastróficas". As evidências seriam a cataclase e a xistosidade concordante nos contatos com as rochas dos Grupos Araxá e Araí.

Marini et alii (1974), no Projeto Serra Dourada, em estudo mais detalhado sobre o granito homônimo, o da Serra da Mesa e o da Serra do Encosto, observaram a presença de restos de xistos Araxá, escarnitos, greisens e pegmatitos no

contato, pegmatitos nos granitos e nas encaixantes, migmatitos, generalizada foliação difusa no interior do corpo e levando em conta uma datação Rb-Sr de cerca de 1400 m.a. para o granito Serra da Mesa, classificaram esses granitos como sin-tectônicos ao ciclo que afetou as rochas do Grupo Araxá (ciclo Uruaçuano). Definiram também granitos pegmatóides na região, que seriam nitidamente pós-tectônicos. Além disso, adiantaram que, após o dobramento e falhamento do Grupo Bambuí, no ciclo Brasileiro, os corpos graníticos sofreram movimentos diastróficos positivos em várias etapas, dando origem às estruturas braquianticlinais atuais.

Em 1976, Marini et alii definiram um nível de paragneisses que circunda o granito Serra da Mesa, denominando-o de Formação Cachoeira das Águas. Como pertencentes a essa unidade, foram também consideradas as rochas foliadas, localmente bandadas, existentes em volta do granito Serra Dourada (Marini et alii, 1977).

Com base na vergência geral dos metassedimentos e em datações radiométricas, Marini et alii (1977) denominaram de Grupo Serra da Mesa as rochas do Grupo Araxá situadas ao norte da Inflexão de Pirineus (próxima ao paralelo Brasília), provavelmente posicionado no ciclo Transamazônico. Essa colocação foi aceita por Drago et alii (1981), que admitem uma idade de 1950 m.a. para os granitos tipo Serra da Mesa e os têm como intrusivos no Grupo Araxá.

Datações pelo método Rb-Sr dos metamorfitos do Grupo Serra da Mesa situados na borda oeste do maciço de Cana-Brava foram realizadas por Girardi et alii (1978), que definiram a idade de 1150 m.a. para o metamorfismo dessas rochas.

Na "Geologia do Córrego São Bento" (Projeto São Félix), Fuck e Marini (1979) revelaram uma unidade xistosa, denominando-a de Formação Ticunzal, situada entre os gnaisses do embasamento e o Grupo Araí. O tipo litológico predominante nessa formação consiste de biotita-muscovita xisto, em geral grafitoso. Frequentemente tem-se intercalações de gnaisses em sua parte inferior, o que torna difícil definir seu contato basal, o qual, na região do Projeto São Félix, é feito com os gnaisses do Complexo Rio Preto, afirmam esses autores. Segundo Marini

(informação verbal), a Formação Ticunzal é constituída de gnaisses, na base, intercalações de gnaisses e xistos, na porção média, e xistos, na parte superior. Para a parte inferior dessa formação tinha-se utilizado o termo Formação Cachoeira das Águas.

Revisando a estratigrafia dos metamorfitos do centro de Goiás, Marini e Fuck (1981) denominaram Formação Minaçu a unidade a princípio enquadrada no Grupo Bambuí, como Formação Paraopeba, e posteriormente no Grupo Paranoá, constituída predominantemente de filitos.

No tocante à evolução geotectônica, a primeira denominação para a região surgiu em 1965 com Campbell e Costa, que utilizaram o termo "Geossinclínio Centro-Leste Brasileiro" para as unidades geotectônicas que circundam o craton do São Francisco.

Já Almeida (1967a) propôs a existência de um par geossinclinal rifeano de polaridade centrífuga, constituído pelas faixas Brasília, a leste, e Paraguai-Araguaia, a oeste. No centro haveria montanhas intermediárias, tidas como pós-país dos dobramentos laterais.

No mesmo ano, Almeida (1967b) distinguiu pelo menos quatro ciclos tectônicos no centro de Goiás. O Grupo Araxá teria sido depositado a aproximadamente 1100 m.a. em condições eugeossinclinais a partir do fraturamento da crosta que separou as plataformas do São Francisco e Guaporé.

Em 1968, Almeida denominou de Uruaçuano ao ciclo que metamorfoisou o Grupo Araxá, chamou de maciço mediano de Goiás as rochas do Complexo Basal situadas entre as faixas Brasília e Paraguai-Araguaia, propondo uma idade brasileira para o geossinclínio Brasília. Ainda segundo esse autor, nesse geossinclínio existem domos e braquianticlínios onde a erosão da cobertura expôs o Grupo Canastra e o embasamento pré-brasiliiano remobilizado e aparentemente intrusivo, como em Niquelândia e nos domos graníticos e gnáissicos ao norte.

Costa et alii (1970) e Costa e Angeiras (1971) introduziram o conceito de tectogrupo e consideraram os metamorfitos dos Grupos Araxá, Canastra e Bambuí, em Goiás e

oeste de Minas Gerais, como produtos do ciclo Baicaliano estabelecido no intervalo de 1500 a 500 m.a. ou um ciclo Brasileiro de longa duração.

Com uma interpretação tectônica, Pena (1974) utilizou o conceito de corrente de convecção para explicar o encontro de duas placas siálicas suportando bacias epicontinentais. O evento de sutura, que teria durado cerca de 1 b.a. (1500 a 500 m.a.), originaria duas faixas de dobramentos paralelas de simetria centrífuga (faixas Brasília e Paraguai-Araguaia) separadas pelo maciço central Goiano, que seria um micro-contidente situado entre as duas placas.

Na Folha Goiás, Schobbenhaus *et alii* (1975) supõem que durante o ciclo Uruaçuano foram depositados os sedimentos do Grupo Araxá (em ambiente geossinclinal) e do Grupo Araí (numa área marginal a esse geossinclínio). Na fase orogênica principal, ocorreram as intrusões dos corpos graníticos tipo Serra da Mesa. Posteriormente, porém antes da deposição do Grupo Bambuí, ainda segundo esses autores, ocorreu uma fase magmática representada pelos granitos pegmatóides e pegmatitos ácidos, como os que ocorrem na região de Mata Azul.

Para Almeida *et alii* (1976), o maciço central de Goiás (Complexo Basal Goiano) teria feito parte do craton Amazônico, no Uruaçuano. No Brasileiro, ter-se-ia transformado numa zona axial de polaridade centrífuga divergente dos cinturões Paraguai-Araguaia e Brasília.

Em 1977, Almeida *et alii* denominaram de Província Estrutural Tocantins a região situada entre os Cratons do São Francisco e Amazonas. Dentro dessa província ter-se-iam três unidades: região central de Goiás (maciço central Goiano), sistema de dobramentos uruaçuanos e faixas de dobramentos brasileiras (Paraguai-Araguaia e Brasília).

Hasui *et alii* (1980), reunindo várias datações radiométricas realizadas na região centro-norte de Goiás, concluíram que: existiam rochas arqueanas representadas por complexos gnáissico+migmatíticos, complexos máfico-ultramáficos, granulitos e pelo greenstone belt de Crixás; os granitos estaníferos teriam sido alojados no Proterozóico Médio (possivelmente

1550 m.a.) e rejuvenescidos no Uruaçuano (1100 m.a.); os Grupos Araxá, Serra da Mesa e Araí seriam do ciclo Uruaçuano (1050 ± 150 m.a.); o Grupo Bambuí (850 a 650 m.a.) seria do Proterozóico Superior; o ciclo Brasileiro teria sido registrado predominantemente em rejuvenescimentos de rochas mais antigas, no Lineamento Transbrasileiro e na formação de estruturas dômicas através do alojamento dos granitos do Proterozóico Médio.

Com base no estudo de alguns granitos esta-níferos do leste de Goiás (Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes), Padilha e Laguna (1981) aceitam que esses corpos alojaram-se em rochas do Complexo Basal Goiano e/ou Formação Ticunzal, durante o Proterozóico Inferior a Médio, em ambiente cratônico. Os autores aceitam também que esses granitos sejam correlacionáveis aos granitos situados próximo ao rio Maranhão, como o da Serra Branca.

Considerando a faixa de dobramentos que se estende do Triângulo Mineiro ao nordeste de Goiás como sendo do Proterozóico Médio, Fuck e Marini (1981) admitem sua divisão em dois segmentos. O segmento setentrional, constituído dos Grupos Serra da Mesa, Araí e Natividade, apresentaria polaridade sedimentar e metamórfica que apontaria uma área estável a leste, fornecedora de sedimentos.

Marini et alii (1981) esboçaram uma evolução geotectônica para a faixa Brasília e seu embasamento. Esses autores acreditam numa colisão continental com obdução e granulitização da crosta oceânica, gerando uma sutura crítica durante o Arqueano. No Proterozóico Inferior, teria havido a deposição de delgados pacotes sedimentares (Formação Ticunzal) e plutonismo cratogênico granítico (tipo Serra da Mesa). No Proterozóico Médio teria ocorrido uma distensão da crosta com separação continental segundo as linhas de fraqueza do Arqueano e preenchimento do rift formado com sedimentos psamíticos (zonas marginais), pelíticos (zona abissal) e rochas vulcânicas. Ainda segundo esses autores, seguiu-se o fechamento do rift com metamorfismo no facies anfíbolito do material depositado (faixa Uruaçu) e diapirismo dos corpos graníticos tipo Serra da Mesa. No Proterozóico Superior, teria havido repetição do ocorrido no Proterozóico Médio, com a deposição de sedimentos de ambiente

raso que foram metamorfisados em facies de baixo grau, dando origem à faixa Brasília.

4 MÉTODOS E TÉCNICAS UTILIZADAS

A obtenção dos dados necessários à realização deste trabalho envolveram, além dos levantamentos de campo, tarefas de gabinete e de laboratório. As primeiras consistiram de pesquisa bibliográfica, fotointerpretação e tratamento cartográfico das observações de campo, as quais constaram de descrições de cerca de duzentos afloramentos (mapa de pontos e lista de amostras no anexo 1) e de testemunho de sondagens, com especial atenção aos locais mineralizados, coleta de amostras e elaboração de perfis geológicos. As tarefas de laboratório consistiram de estudo petrográfico, minerográfico e mineralógico, bem como de determinações de teores dos elementos maiores e traços e de razões isotópicas. A reprodutibilidade, precisão e exatidão de algumas análises constam no anexo 2. Os procedimentos químicos iniciais para a determinação das razões isotópicas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (CPG/USP), sob a orientação do Professor Koji Kawashita. As análises por espectrometria de emissão foram executadas em laboratório do Departamento de Física e os demais trabalhos nos laboratórios do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG), todos da Universidade Federal do Pará. Alguns minerais foram analisados através da microsonda do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, no entanto, apresentar-se-ão apenas alguns resultados preliminares pois o tratamento final dos dados ainda não foi concluído.

Para os trabalhos cartográficos utilizaram-se fotos aéreas de levantamentos feitos pela PROSPEC S.A., na escala 1:45.000, e uma ampliação da carta planialtimétrica do IBGE, para a escala 1:50.000, além do mapa geológico do Projeto Serra Dourada (Marini et alii, 1974) e de uma imagem de radar, na escala 1:250.000.

Os estudos microscópicos consistiram da observação de cerca de 170 lâminas delgadas e de 9 seções polidas de amostras de rochas e minérios. Para as análises modais, empregou-se um contador automático de pontos, marca Swift/E, e para as fotomicrografias, uma máquina Nikon c-35. A difração

de raios X foi utilizada para a identificação de vários minerais através de um aparelho Philips PW 1050.

Os teores de Si, Ti, Al e Fe_{total} , Ca, K e P das amostras de rochas foram determinados com um espectrômetro de fluorescência de raios X Philips PW 1410 em pastilhas preparadas através da fusão com meta- e tetra-borato de lítio. Rb, Sr, Zr, Nb, Sn e Ba foram dosados pelo mesmo método em pastilhas comprimidas feitas com amostra pulverizada, parafina e ácido bórico. Nas determinações de elementos por fluorescência de raios X utilizaram-se padrões internacionais, excluindo o Sn que, devido a falta de padrões apropriados, foi determinado quantitativamente pelo "método de adição".

Por espectrofotometria de absorção atômica, determinaram-se as concentrações de Na, Mg, Mn e Li a partir de soluções de amostras obtidas por digestão ácida. O aparelho empregado foi o espectrômetro de absorção atômica Zeiss FMD4. Utilizaram-se padrões internacionais para se verificar a confiabilidade das análises.

Alguns elementos traços foram dosados semi-quantitativamente por espectrometria de emissão. Porém, devido as limitações do aparelho Jena 024 utilizado, os resultados não foram confiáveis, exceto para o Sn, que vieram confirmar os resultados obtidos pela fluorescência de raios X.

Métodos clássicos foram empregados para as determinações das concentrações de ferro (Fe^{2+}) e de voláteis (perda ao fogo), através de volumetria e gravimetria, respectivamente.

As dosagens de Rb e Sr por diluição isotópica e fluorescência de raios X e a separação de Sr das amostras para datações radiométricas foram realizadas no laboratório do CPG/USP. As razões entre isótopos foram determinadas através do espectrômetro de massa Isomass 54E do NCGG, pelo Prof. Kawashita.

Uma amostra de água termal foi analisada através de volumetria, absorção atômica, colorimetria e potenciom_etria.

5 GEOLOGIA DA EXTREMIDADE MERIDIONAL DA SERRA DOURADA

O granito Serra Dourada, localizado na região central do Estado de Goiás, constitui um corpo alongado com eixo maior, aproximadamente na direção N-S, em torno de 50 km, sendo o eixo menor de cerca de 10 km. Ao longo do eixo maior observa-se um estrangulamento que afasta aquele corpo de uma forma elíptica mais distinta, para o que também contribuem os falhamentos que o transectam. Juntamente com outros corpos, como o da Serra da Mesa, Serra Branca e Serra do Encosto, o granito Serra Dourada forma um conjunto de estruturas dômicas (foto 1) posicionadas sub-meridianamente dentro da faixa de dobramentos Uruaçu, entre o maciço mediano de Goiás e a faixa de dobramentos Brasília.

A Serra Dourada expõe em seu núcleo rochas graníticas que são isoladas das demais da região por cristas alongadas e contínuas de metamorfitos enquadrados no Grupo Serra da Mesa ou Grupo Araxá (anexo 3). As rochas graníticas apresentam foliação difusa que se torna mais evidente às proximidades de suas encaixantes e é concordante com a xistosidade dessas últimas. Os mergulhos das rochas são centrífugos, caracterizando uma típica estrutura braquianticlinal.

As rochas graníticas têm predominantemente coloração róseo-avermelhada. A granulometria é média, sendo mais fina próxima ao contato do corpo. Esse contato, em alguns casos, é de difícil determinação no campo, existindo, na verdade, uma faixa onde as rochas graníticas penetram suas encaixantes, modificando-as textural e mineralogicamente ou incorporando seus fragmentos na forma de xenólitos. Por outro lado, em alguns locais, esse contato é mascarado pela greisenização. Um grande número de pegmatitos a quartzo, feldspatos e muscôvita corta o granito e suas encaixantes mais próximas. Diques de microgranito de espessura centimétrica foram observados intersectando o granito Serra Dourada. Uma faixa de rochas greisenizadas acompanha a borda sudeste do corpo, atingindo tanto as intrusivas como as encaixantes. Foram definidos vários tipos litológicos inclusos nas rochas graníticas: biotítico, soda-gnaiss, micaxisto a granada e a cianita, quartzito e anfibolito.

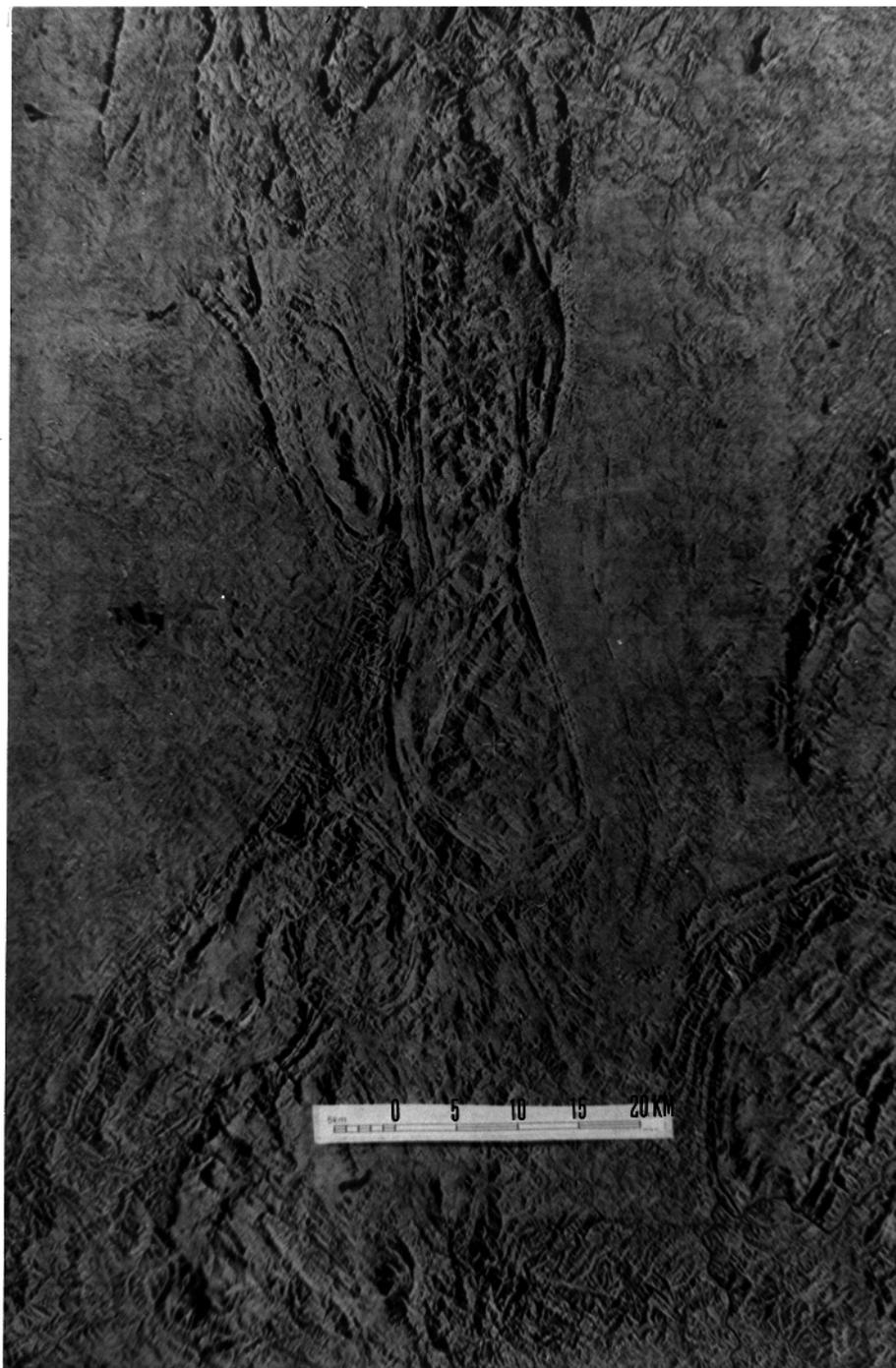


Foto 1 - Imagem de radar da Folha SD-22-X-D, onde se destaca, no centro, o braquianticlínio da Serra Dourada, a oeste deste, o da Serra do Encosto e a sudeste, o da Serra da Mesa. Para maiores detalhes e informações referir-se ao mapa de localização (Fig. 1).

A seqüência investigada dos metassedimentos encaixantes do granito Serra Dourada é um conjunto de camadas de micaxisto e quartzito intercalados, possivelmente correlacionáveis aos níveis I e II da base do Grupo Araxá, descritos por Marini et alii (1974) na encosta da Serra da Mesa. Na base do pacote estudado ocorrem delgados leitos de xisto feldspático interestratificados com os micaxistos. A associação quartzo-biotita-oligoclásio (An_{23-26})-muscovita-estauroлита-clorita-cianita definida nessas rochas, as caracteriza como tendo sido formadas em condições de fácies anfibólito baixo, sob metamorfismo do tipo pressão média a alta. Não foram observadas feições que indicassem metamorfismo de contato imposto pelo granito.

Na parte leste da área estudada ocorrem rochas filíticas e carbonáticas, bastante intemperizadas. É possível que o contato entre essas rochas e os metamorfitos encaixantes do granito seja do tipo tectônico e poderia estar associado a uma extensa falha de empurrão de atitude semelhante à do referido contato, que foi identificada por Marini et alii (1974) poucos quilômetros a leste da Serra Dourada. No centro da área, têm-se coberturas lateríticas locais, enquanto que nas depressões e ao longo de algumas drenagens ocorrem depósitos de cascalho e areia. Alguns desses depósitos têm interesse econômico pelo seu conteúdo em cassiterita, tantalita-columbita e mais raramente, ouro.

O corpo granítico apresenta um padrão de fraturamento facilmente discernível em observações de fotos aéreas. O estudo dessas fotos define uma disposição ortogonal de fraturas, onde as direções NE e SE são as predominantes. Falhas quilométricas, visíveis em imagem de radar e de direção NNE, cortam a Serra Dourada, alojando algumas drenagens principais. É possível que tais falhas estejam relacionadas ao Lineamento Transbrasileiro, que é sub-paralelo a elas. Nas rochas encaixantes foram definidos dois padrões de fraturamento: um radial em relação a estrutura dômica, e outro paralelo ao strike das camadas. Em alguns pontos do contato do corpo foram registrados fragmentos angulosos de quartzito cimentados por sílica e óxido de manganês, caracterizando uma brecha tectônica.

5.1 Rochas Graníticas

5.1.1 Aspectos Gerais

As rochas graníticas que compõem a extremidade sul do batólito da Serra Dourada têm granulação média (dimensões em torno de 1 mm), mas nas bordas do corpo apresentam granulação mais fina (0,5 mm). Numa faixa de direção meridiana situada na parte oeste do corpo (vale do córrego Taboca) há variedades mais grosseiras com cristais atingindo dimensões médias de 5 mm (foto 2).

Essas rochas têm coloração rósea levemente avermelhada, porém onde biotita, anfibólio e mesmo magnetita são abundantes, adquirem tonalidade vermelho-escura. Apenas localmente, no contato sul (garimpo Japão), foi observada uma coloração cinza-pálida a esbranquiçada em rocha fresca.

De um modo geral, as rochas graníticas mostram uma orientação mineral realçada, especialmente nas bordas, pela disposição planar das fases máficas, onde chegam a desenvolver um certo bandamento. No garimpo Buriti, situado no morro homônimo, a 3,5 km do contato, um sutil bandamento apresentado pelo granito denuncia a presença de suaves dobras centimétricas nessa rocha. Segundo a interpretação de Hosking (informação verbal), essas feições são características de cúpula granítica. Corpos de quartzo de alguns centímetros de espessura com feições ptigmáticas foram identificados em vários pontos próximos daquele contato.

Macroscopicamente é possível distinguir nas rochas graníticas, feldspatos róseos a vermelhos, quartzo, biotita e anfibólio preto esverdeado. Em alguns casos a magnetita sobressai-se como cristais octaédricos. Calcopirita e pirita são mais raras, assim como a fluorita.

5.1.2 Petrografia

Ao microscópio, os minerais arranjam-se em uma textura equigranular anédrica (granulometria média em torno



Foto 2 - Amostras de variadas granulometrias de granito (a esquerda) e de soda-gnaiss (a direita). (Serra Dourada, Goiás).



Foto 3 - Fotomicrografia mostrando a textura típica do biotita granito, onde se identifica: microclina (Mi), plagioclásio (Pl), quartzo (Qz) e biotita (Bt). Nicóis cruzados. Amostra SD-166A. (Serra Dourada, Goiás).

de 0,5 mm) onde freqüentemente a microclina apresenta-se em cristais com dimensões maiores que os demais minerais da rocha (foto 3). Essa textura é comum mesmo onde a orientação das fases máficas é evidente (foto 4). Embora não muito freqüentes, distinguem-se zonas do corpo bastante fraturadas onde quartzo e feldspato se recristalizaram. As texturas poligonais são raras e de caráter local em algumas amostras, manifestando-se principalmente entre cristais de feldspato potássico.

Na assembléia mineralógica a fase predominante é a microclina (40 a 60%), seguida de quartzo (20 a 40%) e de plagioclásio e biotita que individualmente nunca ultrapassam 15% do volume da rocha. Muscovita e anfibólio são incompatíveis e, em geral, compõem menos de 5%, com raros exemplos alcançando mais de 15%. Acessoriamente aparecem apatita, fluorita (incolor a levemente lilás), opacos geralmente euédricos (magnetita, pirita e calcopirita) zircão, granada rósea, alanita metamitizada, por vezes zonada, e titanita em alguns cristais euédricos.

As análises modais de 6 amostras do granito Serra Dourada (tabela 1) foram lançadas em um diagrama QAP (fig. 2). Todas as amostras localizaram-se no campo 3a, em sua metade mais próxima ao vértice Q, garantindo-lhes a denominação de granito A, granito alfa ou sienogranito, segundo a terminologia de Streckeisen (1976).

Com base na mineralogia, foi possível distinguir três variedades principais do granito, a saber: biotita granito, muscovita-biotita granito e anfibólio-biotita granito. O último grupo apresenta amostras em que ora o anfibólio, ora a biotita, predomina sobre o outro.

A variedade biotita granito domina francamente na área aflorante estudada do corpo granítico, enquanto que a variedade anfibólio-biotita granito foi localizada apenas próxima aos contatos leste (a oeste do garimpo Mica Verde) e nordeste (próxima ao garimpo do Chapéu). Por sua vez, o muscovita-biotita granito ocorre apenas nas regiões onde dominaram os processos de greisenização, não sendo, no entanto, deles resultantes, como se verá adiante.

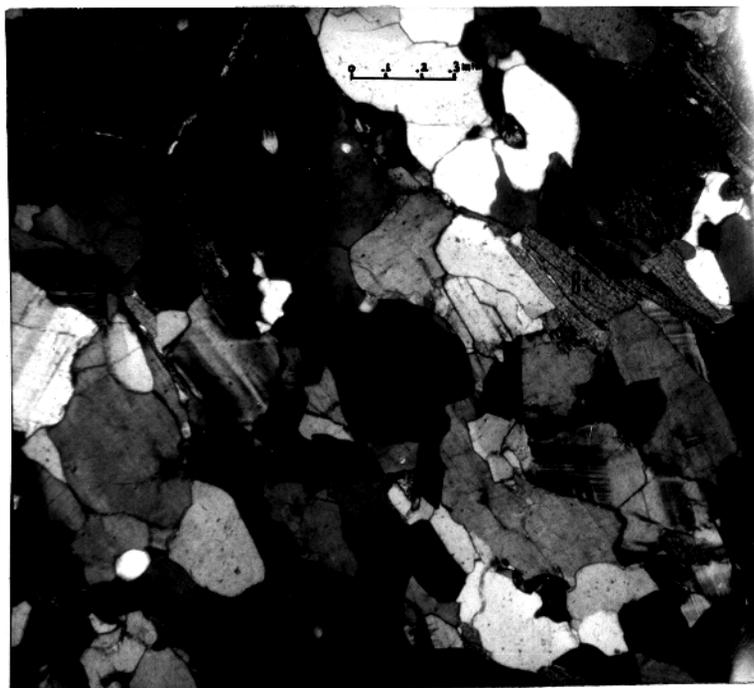


Foto 4 - Fotomicrografia de anfibólio-biotita granito, exibindo cristais subédricos de ferro-hastingsita (H) e orientação das pãlhetas de biotita (Bt). Nicóis cruzados. Amostra SD-50 (Serra Dourada, Goiás).

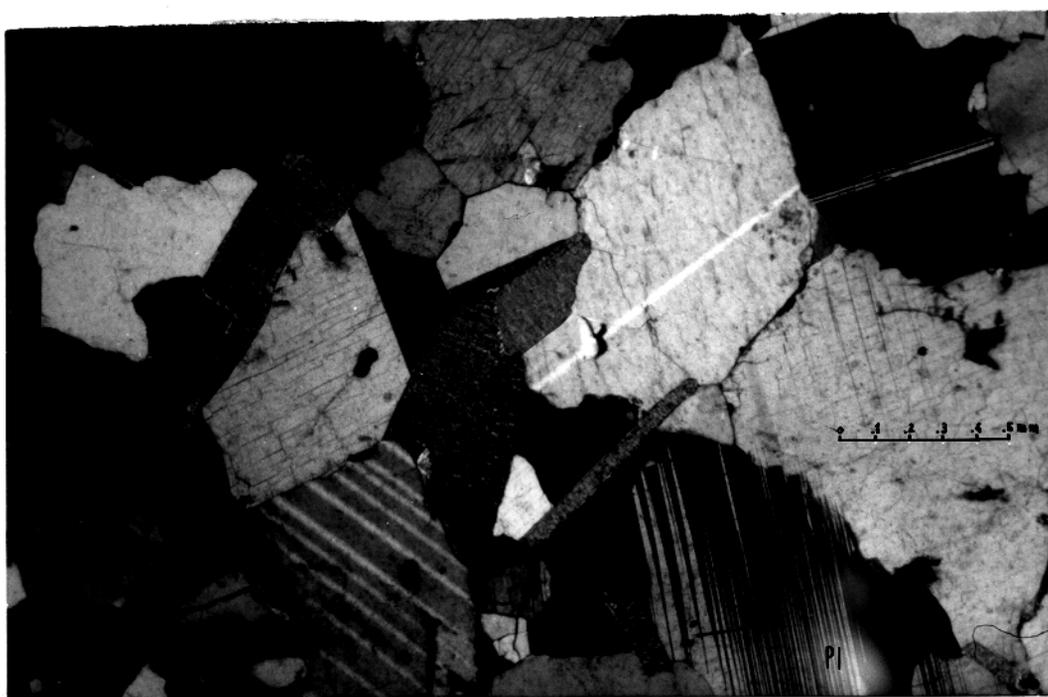


Foto 5 - Fotomicrografia de biotita soda-gnaiss mostrando textura poligonal, cristais deformados de plagioclásio (Pl) e leve orientação da biotita (Bt). Nicóis cruzados. Amostra SD-87B (Serra Dourada, Goiás).

Tabela 1 - Composições modais (percentagem em volume) de rochas da parte meridional da Serra Dou-
rada, Goiás.

	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11	12	13	15	16	17
Quartzo	38.2	37.7	43.2	45.2	39.1	38.6	54.5	32.6	20.6	49.4	39.9	52.1	56.0	48.3	31.0
Microclina	39.7	41.4	39.0	33.3	44.2	45.6	1.8	7.9	-	3.2	10.7	3.9	-	12.3	55.1
Plagioclásio	13.8	11.6	9.9	13.6	9.8	5.9	34.6	32.9	45.4	40.7	45.4	38.9	21.1	9.1	0.7
Biotita	6.0	6.0	6.8	6.2	5.2	9.2	-	16.5	4.8	6.5	3.1	3.4	9.6	2.1	12.9
Muscovita	-	-	-	1.4	0.9	0.3	-	-	-	0.2	0.7	1.4	9.3	27.8	-
Anfíbólio	0.7	-	-	-	-	-	5.8	7.1	-	-	-	-	-	-	-
Alanita	0.6	1.5	-	0.2	-	0.1	1.6	0.9	-	-	0.1	0.3	-	-	0.2
Opacos	-	0.3	-	-	0.1	-	0.6	-	13.4	-	-	-	0.2	-	-
Fluorita	0.3	1.5	1.1	-	0.6	0.3	-	0.5	12.2	-	0.1	-	-	-	-
Cassiterita	-	-	-	-	-	-	-	-	3.6	-	-	-	-	-	-
Outros	0.7	-	-	-	-	-	1.2	1.6	-	-	-	-	3.8	0.4	-
Quartzo	41.7	41.6	46.9	49.1	42.0	42.8	60.0	44.4	35.7	52.9	41.6	54.9			
Plagioclásio	15.0	12.8	10.8	14.8	10.5	6.5	38.1	44.8	64.3	43.6	47.3	41.0			
Microclina	43.3	45.6	42.4	36.1	47.5	50.6	1.9	10.8	-	3.4	11.1	4.1			

1 - anfíbólio-biotita granito (amostra SD-125);

2 e 3 - biotita granito (SD-13 e SD-131A);

4 a 6 - muscovita-biotita granito (SD-05, SD-34 e SD-151A);

8 e 9 - anfíbólio-biotita soda-gnaissse (SD-152A e SD-150B);

10 - biotita soda-gnaissse (SD-35);

11 a 13 - muscovita-biotita soda-gnaissse (SD-87B, SD-88T e SD-128E);

15 - xisto feldspático (SD-129);

16 e 17 - xisto metassomatizado (SD-127A e SD-127D).

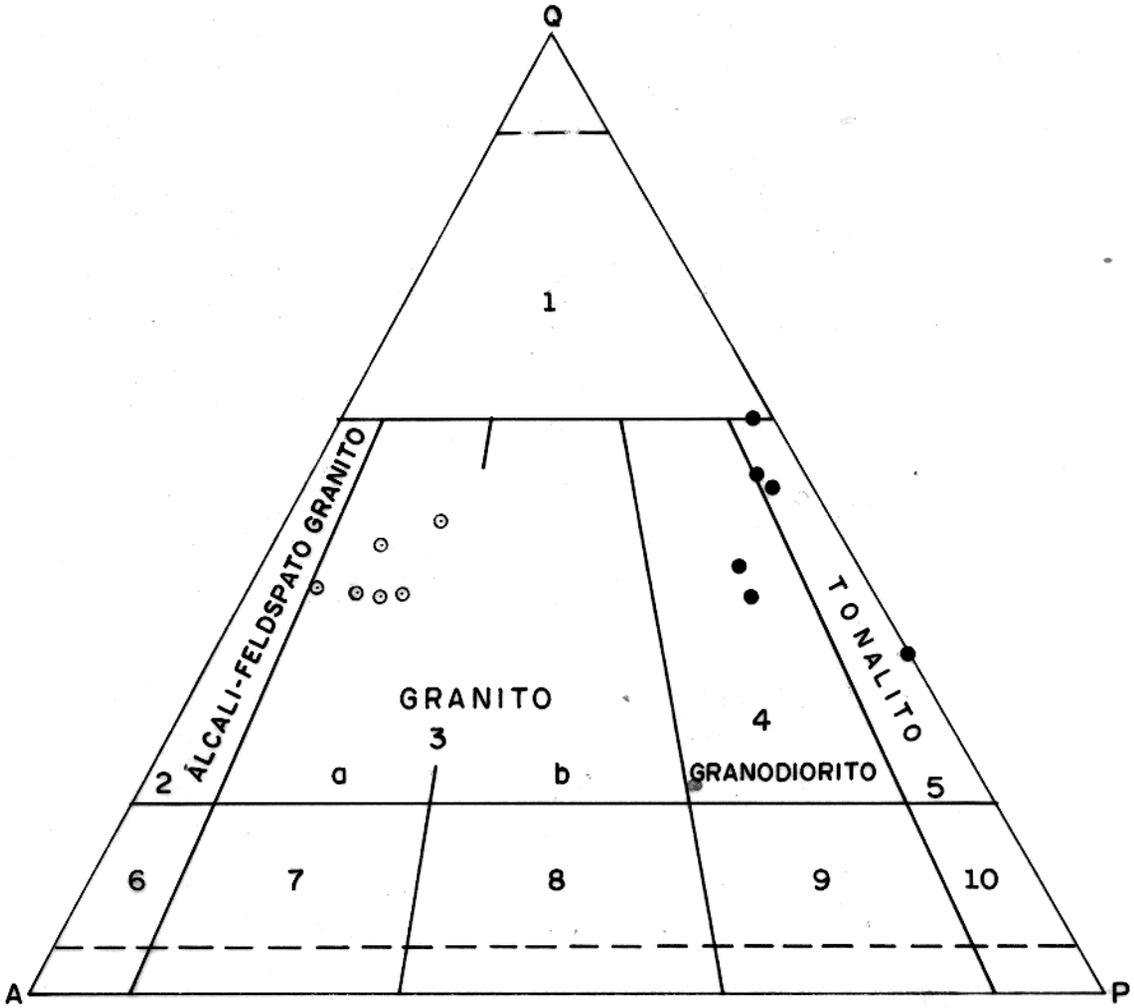


Fig.2 - Diagrama modal Q-A-P (Streckeisen, 1976) para as rochas graníticas (○) e enclaves de soda-gnaiss (●) da Serra Dourada, Goiás.

A microclina apresenta-se em cristais anédricos, podendo, ainda que raramente, mostrar contatos retos, insinuando uma textura em mosaico. O maclamento albita-periclina é bem nítido, enquanto que perititas são caracterizadas pela presença de diminutos filetes de albita paralelos entre si. Albita intergranular foi observada em contatos de alguns cristais de microclina. Altera-se frequentemente para sericita ou para argilo-minerais.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com forma ligeiramente alongada (estirados) e com contatos geralmente curvos. A extinção ondulante é marcante e com freqüência os grãos estão fraturados, podendo, em alguns casos, exibir recristalização.

O plagioclásio aparece como cristais anédricos a subédricos, comumente deformados (banding). No contato com a microclina, observa-se, em alguns cristais, um pseudozoneamento, que é caracterizado por um enriquecimento de albita nas bordas. O intercrescimento mimerquítico é pouco freqüente. O maclamento mais típico é segundo a lei da albita, mas as variedades periclina e Carlsbad também se fazem presentes. Composicionalmente os cristais variam de albita a oligoclásio (An₈₋₁₄). A alteração mais comum é a transformação à sericita. O plano (0 $\bar{8}$ 1) de alguns cristais é visível, o que se leva a crer que se tem peristerita incipiente.

A biotita apresenta-se geralmente como cristais subédricos, estando normalmente intercrescida com a muscovita. O pleocroísmo predominante é marrom escuro (=Z=Y) a marrom amarelado (=X), podendo também variar de verde oliva (=Z=Y) a amarelo pálido (=X). Normalmente está associada ao anfibólio e também aos acessórios zircão, alanita, titanita, opacos e fluorita. Halos pleocróicos são abundantes e se associam às inclusões de zircão e alanita. Como produtos comuns de alteração da biotita, tem-se óxidos de ferro e, mais raramente, clorita.

A muscovita ocorre em palhetas subédricas cujas bordas mostram normalmente efeitos de corrosão. Seu intercrescimento com a biotita indica uma formação primária con-

temporânea, se bem que existam palhetas tidas como produto de greisenização, que estão associadas aos feldspatos sericitizados e, em alguns casos, são intergranulares.

O anfibólio está presente como cristais subédricos a euédricos, com pleocroísmo variando de verde azulado intenso (=Z), verde amarronzado (=Y) a amarelo amarronzado (=X). Mostra figura biaxial negativa, pequeno ângulo $2V$ (menor que 20°) e extinção em torno de 20° (cAZ). Apresenta inclusões euédricas de opacos em alguns cristais. A classificação desse anfibólio como ferro-hastingsita foi confirmada através de análise com microsonda.

5.2 Greisens

5.2.1 Aspectos Gerais

As rochas consideradas aqui como greisens são aquelas constituídas essencialmente por muscovita e quartzo, tidas como produto de alteração metassomática por fluidos residuais provenientes da cristalização do magma granítico. Ocorrem predominantemente ao longo dos contatos sul e sudeste do corpo e em alguns locais de extensão restrita no seu interior, principalmente aqueles mineralizados em cassiterita.

Os fluidos residuais do magma granítico percorreram superfícies preferenciais, tais como falhas, fraturas e planos de foliação, alterando tanto as rochas graníticas como suas encaixantes. No entanto, porções dessas rochas, apesar de estarem dentro da área delimitada no mapa geológico (anexo 3) como greisens ou rochas parcialmente greisenizadas, não foram alteradas, possivelmente por terem se mostrado impermeáveis à circulação das soluções greisenizantes.

Os greisens da Serra Dourada geralmente são rochas de cor amarela esbranquiçada e granulometria predominantemente grosseira, com cristais em torno de 4 mm. Essas rochas foram classificadas como endogreisens (quando produto da alteração do granito) e como exogreisens (quando derivadas das encaixantes), de acordo com Shcherba (1970a). Porém, na maioria

dos casos, é difícil definir a rocha antecedente. Quando o granito não está totalmente greisenizado, observam-se resíduos alterados de feldspato, cristais oxidados de biotita e enriquecimento em muscovita. Nos exogreisens, caso a rocha matriz tenha sido bastante quartzosa, a greisenização a tornou muscovítica e de coloração esbranquiçada, contendo às vezes, wolframita e topázio, como no garimpo Tatu. Em outros casos, os greisens apresentam coloração avermelhada (presença de óxidos de ferro) e resíduos de biotita alterada, parecendo derivar do muscovita-biotita-quartzo xisto ou dos biotititos.

Os greisens são uma das rochas portadoras de cassiterita, a qual ocorre geralmente de maneira disseminada. Em alguns casos, no entanto, a mineralização se encontra em centimétricos níveis enriquecidos em biotita contidos nos greisens e concordantes com a orientação das rochas locais.

5.2.2 Petrografia

Ao microscópio, os greisens revelam textura lepidogranoblástica com contatos irregulares e curvos entre os cristais de quartzo. Localmente esse mineral pode mostrar um arranjo ensaiando uma textura poligonal. A muscovita e, quando presente, a biotita, estão bastante orientadas.

Os minerais predominantes nessas rochas são muscovita e quartzo, sendo que esse, em geral, apresenta ligeira subordinação à muscovita. Como acessórios tem-se biotita e microclina, geralmente alteradas, além de cassiterita, fluorita e topázio.

5.3 Enclaves

Cinco tipos principais de enclaves da parte meridional do granito Serra Dourada foram registrados: biotitito, soda-gnaissse, anfibolito, micaxistos com granada ou cianita e quartzito. Descrever-se-ão, nesta seção, apenas os três primeiros tipos litológicos que parecem ter distribuição restrita.

ta aos limites do granito, enquanto as demais, pelas semelhanças textural e mineralógica com as rochas encaixantes, serão considerados, desde já, como fragmentos dessas rochas (xenólitos), cujas descrições serão feitas no item 5.4. No entanto, é oportuno assinalar os locais onde foram identificados esses xenólitos. Os de granada micaxisto ocorrem em vários locais, como o garimpo Pique e em um ponto situado a aproximadamente 700m a NE desse garimpo (amostra SD-168), onde os porfiroblastos de granada possuem dimensões centimétricas. Os xenólitos de quartzito afloram principalmente nas proximidades dos garimpos Granada e Tatu. Nesse último, registraram-se blocos com vários metros de diâmetro e de atitude concordante com a foliação do granito. Encontram-se em locais onde a greisenização foi intensa e apresentam wolframita e topázio associados. Os xenólitos de cianita micaxisto foram definidos apenas nas proximidades do lugarejo Campo, nas margens da estrada que o liga ao garimpo Granada. Ocorrem como blocos de poucos metros de diâmetro, os quais apresentam intercalações com alguns níveis de quartzito grosseiro de espessura centimétrica.

5.3.1 Soda-gnaïsse

5.3.1.1 Aspectos Gerais

As rochas aqui denominadas de soda-gnaïsse, haja vista seus altos teores de Na_2O e textura predominantemente metamórfica, possuem grão médio na quase totalidade das amostras, com cristais apresentando sua maior dimensão em torno de 0,5 mm. Os locais onde esses enclaves foram detectados são restritos aos pontos mineralizados em cassiterita do corpo granítico, a saber: garimpo do Chapéu, Areia, Buriti, Tatu e Garimpinho. Uma única exceção foi verificada no córrego Areia, a aproximadamente 700 m acima da foz do córrego Mica Verde.

Essas rochas são portadoras do minério de estanho, juntamente com os biotititos e greisens. Elas formam corpos possivelmente lenticulares com espessura máxima de poucos metros e extensão decamétrica, concordantes com a orientação apresentada pelas rochas graníticas. Porém, é bem possível

que ocorram também como blocos irregulares e discordantes. A grande semelhança em observação macroscópica entre o soda-gnaise e o granito (foto 2), torna difícil a determinação de seus contatos no campo. Para estabelecer esses contatos utilizou-se, em alguns casos, a existência ou não de cassiterita, a qual parece não ocorrer no granito em si.

Os corpos de soda-gnaise estão cortados de maneira concordante e discordante pelas rochas graníticas envolventes, na forma de veios de poucos centímetros de espessura. Em alguns casos apresentam cristais de cassiterita, fluorita e sulfetos próximos ao contato com o granito, diminuindo com a distância dessa interface. A coloração predominante nessas rochas é rósea, tendendo a avermelhada. Adquirem tonalidade mais escura como o aumento de teor em máficos.

5.3.1.2 Petrografia

Ao microscópio, identifica-se, no soda-gnaise, uma textura granoblástica predominante, que mostra contatos quase retos principalmente entre os cristais de feldspatos e de quartzo, evidenciando, localmente, uma textura poligonal (foto 5). As micas e o anfibólio dão marcante orientação às rochas, que podem apresentar agregados de cristais alongados de quartzo.

A mineralogia dessas rochas é constituída de plagioclásio (30-50%), quartzo (20-50%), biotita (< 15%), anfibólio (< 15%), microclina (< 10%) e muscovita (< 5%). Como acessórios, tem-se cassiterita, apatita, fluorita, opacos (magnetita, calcopirita e pirita), zircão, granada, titanita, carbonato e clorita.

A semelhança das rochas graníticas, foram reconhecidas três variedades de acordo com a presença de biotita, muscovita e anfibólio. Assim, discriminaram-se: anfibólio-biotita soda-gnaise, biotita soda-gnaise e muscovita-biotita soda-gnaise. Em raras amostras, como a SD-152A, o anfibólio chega a ser o único mineral varietal, pois a biotita está praticamente ausente. Não foi possível definir os fatores que con-

trolam a distribuição dessas variedades no corpo, já que na maioria dos locais de ocorrência, observa-se mais de uma variedade e, em alguns deles, as três variedades estão presentes. Devido à semelhança macroscópica dessas rochas com as graníticas e à falta de um estudo mais minucioso da disposição das três variedades nos afloramentos, não se conseguiu estabelecer o tipo de relacionamento, no campo, entre os fragmentos das variedades de soda-gnaïsse.

O plagioclásio ocorre como cristais anédricos e subédricos. Esses apresentam-se freqüentemente deformados (banding). O maclamento predominante é o da albita, sendo o da periclina mais raro. A composição está em torno de Ang-15 com raros exemplos de cristais mais sódicos. Peristerita incipiente está representada por estrias do plano (001). A alteração mais comum é a sericitização.

O quartzo mostra-se como cristais anédricos, por vezes estirados. A extinção ondulante é pronunciada e freqüentemente os cristais estão fraturados.

A microclina ocorre como cristais anédricos. O maclamento albita-periclina é bastante evidente. Alguns cristais apresentam-se pertíticos com exsoluções em forma de filetes. Altera-se em geral para argilo-minerais.

Os cristais de biotita são anédricos a subédricos e estão, em alguns exemplos, intrecrescidos com a muscovita ou em contato com ela. O pleocroísmo predominante varia de marrom escuro (=Z=Y) a amarelo amarronzado (=X). É habitual estarem associados com o anfibólio, além dos acessórios. Halos pleocróicos são por vezes abundantes e provocados por inclusões de zircão, alanita ou titanita. A biotita altera-se para óxido de ferro e em alguns casos mostra franjas irregulares, possivelmente como produto de reação com o magma granítico. Em raros exemplos esse mineral ocorre preenchendo fraturas da rocha, porém com a orientação das clivagens sempre paralela à foliação da amostra.

O anfibólio mostra, com maior freqüência, cristais subédricos com pleocroísmo variando de verde azulado intenso (=Z), verde amarronzado (=Y) e amarelo esverdeado ou

amarronzado (=X). Possui figura biaxial de sinal negativo com ângulo $2V$ menor que 20° (cAZ). Essas características possibilitaram sugerir que se trate de variedade ferro-hastingsita, que foi posteriormente confirmada através de análise por microsonda.

A muscovita é rara e ocorre como cristais subédricos a anédricos, parecendo ser primária. Contudo, em alguns casos, parece ser fruto dos fluidos greisenizantes, pois está associada ao plagioclásio sericitizado e ocorre de maneira intergranular.

A cassiterita (foto 6) mostra-se como cristais anédricos a subédricos com diâmetro em torno de 0,5 mm, concentrados em pontos ou definindo leves bandamentos à rocha. Sua cor é marrom amarelada e freqüentemente os grãos mostram núcleos mais escuros, sugerindo um zoneamento. Cristais maclados não são raros. A cassiterita, em geral, está associada a cristais euédricos de opacos (magnetita e raramente sulfetos), que possuem normalmente contatos retos com o quartzo e o plagioclásio, chegando, em alguns casos, a apresentar contatos tipo ponto triplo. Essa textura sugere que tenha ocorrido uma recristalização local do soda-gnaissé provocada pelos agentes formadores da cassiterita e dos opacos. A ausência de sericitização em algumas amostras com cassiterita leva a pensar que esse mineral se depositou numa fase distinta da greisenização.

Os resultados da análise modal de seis amostras de soda-gnaissé (tabela 1) lançados no diagrama QAP da figura 2, mostram que, à exceção de duas amostras situadas no campo dos granodioritos, as demais caem no campo dos tonalitos, concentrando-se na parte mais próxima ao vértice Q. De acordo com os intervalos modais das diversas fases mineralógicas sugeridos por Streckeisen (1976), as rochas analisadas podem ser classificadas como trondhjemitos, pois elas apresentam índice de cor geralmente menor que 10 e quartzo com teor maior que 20% dos minerais leucocráticos. Excluem-se as amostras SD-150_{B1} e SD-88_T, onde o feldspato alcalino constitui mais de 10% do feldspato total. Isso, no entanto, é aceitável, considerando-se que se tratam de enclaves em rochas graníticas.

Barker (1979) sugeriu que sejam chamados de

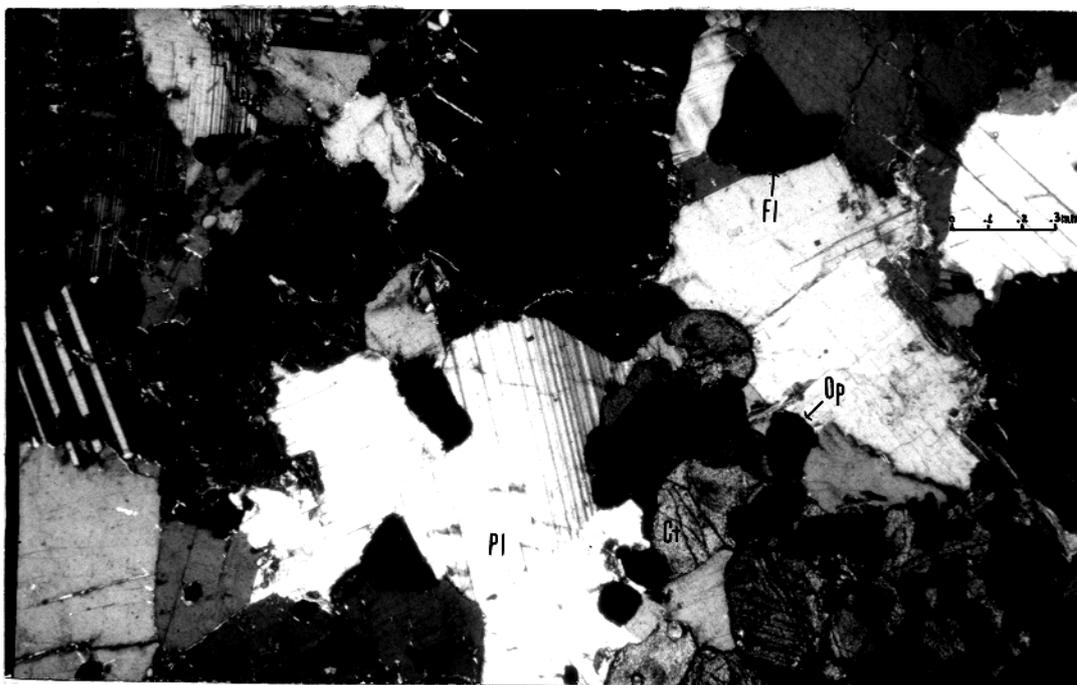


Foto 6 - Fotomicrografia de biôtita soda-gnaissse com textura poligonal local entre cristais de plagioclásio (Pl) os quais es tão levemente sericitizados. Têm-se ainda, opacos (Op), fluorita (Fl) e cassiterita (Ct) em alguns cristais maclados. Nicóis crú-zados. Amostra SD-157c (Serra Dourada, Goiás).

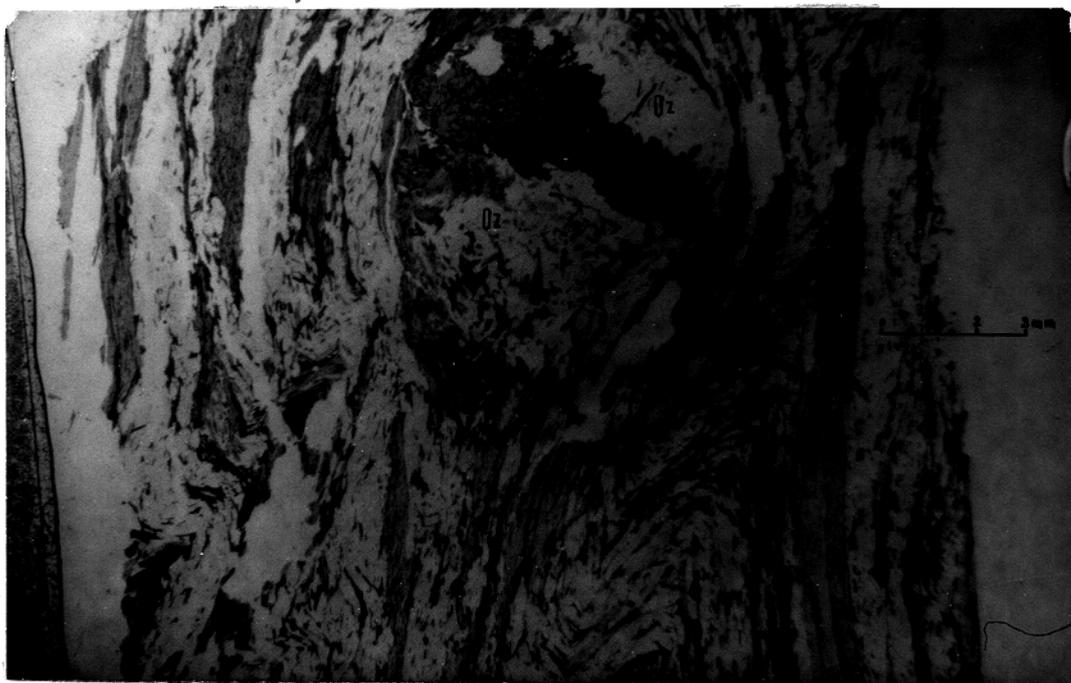


Foto 7 - Fotomicrografia de biotita-muscovita-quartzo xisto res saltando um cristal alongado de granada (Gr) que forma com o quartzo (Qz) uma estrutura tipo snow ball, a qual está associada à crenulação. Nicóis paralelos. Amostra SD-85 (Serra Dourada, Goiás).

trondhjemitos cálcicos aqueles com andesina, enquanto que as variedades de leucotonalitos com albita e oligoclásio sejam denominadas de trondhjemitos. O intervalo composicional do plagioclásio dessas rochas vem reforçar a classificação sugerida para os enclaves de soda-gnaissse como rochas de composição trondhjemítica.

5.3.2 Anfibolito

5.3.2.1 Aspectos Gerais

Enclaves de anfibolito foram definidos em três localidades do granito Serra Dourada: leito do córrego Areia (amostras SD-128_C e 128_D), testemunho da sondagem PS-PE-04 (garimpo Pique), executada pela METAGO, e no Garimpinho.

No primeiro caso, o corpo anfibolítico tem forma lenticular de aproximadamente 0,5 m de espessura por 6 m de comprimento e está em contato com uma lente de biotitito e com um corpo de soda-gnaissse. Todos estão imersos na rocha granítica, concordantes com a sua foliação e cortados por um veio pegmatítico. A superfície do afloramento é preta e as amostras frescas têm cor verde escura a preta. A granulometria é em geral média a grossa (1 a 2 mm) e os cristais estão bem orientados. Localmente a granulometria é mais grosseira sem que os minerais mostrem orientação, destacando-se cristais de feldspato potássico introduzido pelo magma granítico.

5.3.2.2 Petrografia

Ao microscópio, essas rochas apresentam textura nematoblástica. O anfibólio mostra pleocroísmo que varia de verde escuro (=Z), marrom claro (=Y) e verde claro (=X) a verde azulado (=Z), verde amarronzado (=Y) e amarelo esverdeado (=X), ângulo 2V (-) em torno de 70°. Foi classificado como hornblenda e perfaz aproximadamente 50% da amostra. O plagioclásio (< 20%) apresenta maclamento tipo albita distinto, raras estruturas micranquíticas e composição em torno de An₂₇. A mi-

croclina pode atingir teores de até 40% e envolve poiquiliticamente cristais de anfibólio, biotita, quartzo e titanita. A biotita tem pleocroísmo que varia de marrom (=Z=Y) a marrom claro amarelado (=X), atingindo proporções de 20% na rocha. Em menores teores têm-se quartzo (< 10%), titanita, epidoto e fluorita.

As outras ocorrências têm aspecto textural e composição mineralógica semelhantes à descrita, apresentando, no entanto, menor espessura.

5.3.3 Biotitito

5.3.3.1 Aspectos Gerais

Biotitito é a denominação local utilizada para enclaves de rochas xistosas ricas em biotita que formam corpos lenticulares com espessura menor que 1 m, sendo que na maioria dos casos está em torno de alguns decímetros. De extensão, parece possuir no máximo poucas dezenas de metros. Estão amplamente distribuídas no granito, à exceção da porção mais grosseira desse (a oeste), onde não foram registrados.

Esses corpos encontram-se envolvidos pelas rochas graníticas, com disposição concordante à orientação de suas encaixantes na maioria das ocorrências. Constituem um dos principais portadores de cassiterita. A granulometria é grosseira, com cristais mostrando sua maior dimensão em torno de 5 mm. Quando a granulometria é mais fina, o quartzo tende a predominar sobre a biotita.

Essas rochas têm cor preta devido a presença da biotita, seu principal constituinte mineralógico, que chega, em geral, a dominar totalmente a assembléia.

Localmente o biotitito apresenta pequenas dobras, em geral apertadas, do tipo isoclinal inversa. A textura é francamente lepidoblástica com raros agregados de cristais de quartzo e feldspato apresentando textura poligonal. O quartzo, quando abundante, dá maior consistência à rocha e pode formar níveis que se intercalam com aqueles formados pela biotita.

Localmente essas rochas apresentam porfiroblastos de granada em cristais que atingem mais de 2 cm de diâmetro, os quais são contornados pelas palhetas de biotita. Semelhante relacionamento foi observado também com a microclina, a qual envolve, de maneira poiquilítica, a mica. O biotitito apresenta ainda plagioclásio, cassiterita, muscovita, epidoto, carbonato, zircão, fluorita, apatita, granada, titanita, alãrita e berilo.

5.3.3.2 Petrografia

Microscopicamente observa-se que a biotita ocorre como cristais frequentemente subédricos. O pleocroísmo varia de marrom escuro (=Z=Y) a amarelo amarronzado (=X). Com menor incidência tem-se pleocroísmo variando de verde oliva (=Z=Y) a amarelo pálido (=X). Halos pleocróicos são abundantes e causados pelas inclusões de zircão.

O plagioclásio é comumente anédrico, podendo ocorrer em agregados. Em alguns casos, os grãos envolvem poiquiliticamente cristais de quartzo e muscovita. A composição está em torno de An₂₆.

A microclina ocorre em cristais anédricos a subédricos, com evidente maclamento albita-periclina. Com frequência está alterada para argilo-minerais.

5.4. Rochas Encaixantes

As rochas encaixantes da parte meridional do granito Serra Dourada são constituídas predominantemente por micaxistos e quartzitos com raros níveis de tremolita xisto. As duas variedades litológicas principais apresentam-se intercaladas em toda a espessura do pacote estudado, existindo os casos de contato gradacional entre ambas. O tremolita xisto foi constatado apenas em um ponto próximo ao contato sul do granito (garimpo Zé Leite). Uma delgada camada de hornblenda xisto intercalada nos metassedimentos foi registrada na encosta leste da Serra Dourada, no entanto, já fora da área deste trabalho.

Na parte basal aflorante dessas encaixantes existem camadas de biotita-muscovita-quartzo xisto com algumas intercalações de delgados leitões de xisto feldspático, que podem apresentar um ligeiro bandamento. Alguns finos estratos de quartzito podem estar intercalados. Nas partes média e superior do pacote predomina quartzo-muscovita xisto com quartzito intercalado. No entanto, o biotita-muscovita-quartzo xisto se faz presente localmente com abundantes porfiroblastos de granada, até na parte superior do pacote, como observado na margem esquerda do rio Cana-Brava. Para essas rochas adotou-se a denominação dada por Marini et alii (1977), de Grupo Serra da Mesa, termo que parece estar consagrado na literatura.

Marini et alii (1977) aventam a existência de uma discordância entre a Formação Cachoeira das Águas e o Grupo Serra da Mesa, cujo traço circunda o corpo granítico de Serra Dourada. No entanto, não foi registrada nenhuma evidência dessa feição no pacote estudado, apesar de que os mergulhos centrífugos dos metamorfitos encaixantes poderiam ter mascarado discordâncias de caráter deposicional e estrutural. Porém, a persistência de características mineralógicas e litológicas em toda a espessura do pacote, leva a crer que se trate de uma única seqüência metassedimentar. Contudo, a possibilidade da existência de uma discordância nesse pacote não é aqui totalmente descartada, merecendo estudos estruturais e petrográficos mais minuciosos, para que essa questão seja solucionada.

O padrão estrutural dos micaxistos da área, apresentando feições tais como granadas rotacionadas, crenulação e pequenas dobras isoclinais inversas, insinua que o pacote tenha sofrido pelo menos duas fases de deformação. A uma primeira estaria relacionada a formação de xistosidade e de porfiroblastos de granada, estauroлита e cianita, enquanto que em uma segunda fase, dar-se-ia a crenulação e o ocasional truncamento da xistosidade devido ao rotacionamento dos porfiroblastos. Nada se pode afirmar a respeito do efeito do alojamento do granito Serra Dourada sobre o padrão estrutural de suas encaixantes, pois este estudo ficou limitado apenas à extremidade sul do braquianticlínio, não se obtendo detalhes sobre as demais rochas da região para as devidas comparações.

A existência de mineralizações tipicamente associadas ao magmatismo granítico nas encaixantes (por exemplo, o garimpo de wolframita do Sr. Edvaldo, situado nos quartzitos da parte superior do pacote metassedimentar), assim como a ocorrência de greisens e pegmatitos nas encaixantes e a presença de xenólitos de quartzito e micaxistos a granada e a cianita no seio do granito, atestam o caráter intrusivo do granito Serra Dourada na seqüência metamórfica em questão. Reforçando essa afirmação, contribuem a existência de abundantes injeções de material granítico nas encaixantes, migmatitos no contato e uma foliação pronunciada nas bordas do corpo.

Aflorando numa faixa de direção meridiana na parte leste da área mapeada, ocorrem rochas de aspecto filítico, coloração cinza escura, bastante intemperizadas, localmente carbonáticas e de atitude concordante com a dos metassedimentos do Grupo Serra da Mesa. O grau avançado de intemperismo impediu a realização de estudos mais detalhados dessa unidade, que aqui foi considerada como filitos carbonáticos da Formação Minaçu (Marini e Fuck, 1981). Caso esteja correta essa interpretação, a Formação Minaçu terá sua área de afloramento aumentada de alguns quilômetros para o norte, em relação à definida por aqueles autores. Existe ainda a possibilidade dessas rochas fazerem parte do Grupo Serra da Mesa (nível III), onde Marini et alii (1974) definiram camadas de calcoxistos nas encostas da Serra da Mesa. Como poucas observações foram feitas nessas rochas, suas descrições limitam-se, neste estudo, às realizadas até aqui.

5.4.1 Biotita-Muscovita-Quartzo Xisto

5.4.1.1 Aspectos Gerais

O biotita-muscovita-quartzo xisto tem granulometria média a fina (< 1 mm) e em alguns casos é ligeiramente bandado. Possui coloração variada, dependendo dos teores de seus constituintes mineralógicos. Quando alterado, torna-se avermelhado. Geralmente os afloramentos têm superfície de cor cinza escura a preta. Essa rocha aloja pegmatitos cujos felds-

patos estão alterados para caulim. Os pegmatitos, por vezes, têm disposição concordante em relação às suas encaixantes. Esse micaxisto pode ocorrer como xenólitos no granito, os quais são abundantes nas suas porções sudeste e sul.

Localmente os micaxistos mostram porfiroblastos centimétricos de cianita e granada, sendo que a última apresenta cristais com diâmetro maior que 10 cm. Ao sul do garimpo Granada têm-se bons afloramentos com esses minerais. O biotita-muscovita-quartzo xisto exhibe algumas dobras apertadas do tipo isoclinal inversa de pequenas dimensões.

5.4.1.2 Petrografia

Ao microscópio, o biotita-muscovita-quartzo xisto possui textura granolepidoblástica predominante, chegando a apresentar um leve bandamento, onde os níveis escuros são constituídos de biotita marrom e muscovita, enquanto que os níveis claros, compostos de quartzo, possuem localmente textura em mosaico. Essa rocha está deformada, chegando a apresentar crenulação que está associada ao rotacionamento exibido pelos porfiroblastos de granada (foto 7). Têm-se ainda cianita, zircão, titanita, turmalina, apatita e grafita.

As associações mineralógicas desse micaxisto, com as fases que mais caracterizam o metamorfismo, em ordem decrescente de seus teores, são as seguintes:

- a) quartzo-muscovita-biotita-titanita;
- b) quartzo-biotita-muscovita-granada;
- c) muscovita-quartzo-biotita-clorita, e
- d) muscovita-quartzo-biotita-cianita.

O quartzo, em geral, se concentra em níveis de espessura milimétrica. Os contatos entre os grãos são irregulares, tendendo a retos. Alguns cristais mostram-se estirados e fraturados.

A muscovita ocorre como cristais subédricos e com freqüência está associada a biotita e a grafita.

A biotita é subédrica e mostra pleocroísmo

que varia de marrom amarelado (=Z=Y) a amarelo pálido (=X). Raramente é verde amarronzado (=Z=Y) a verde amarelado (=X). Essa mica apresenta poucos halos pleocrômicos e, como produtos de alteração, aparecem, clorita e óxidos de ferro.

A granada apresenta-se como porfiroblastos em geral euédricos, por vezes alongados. Apresenta inclusões de opacos euédricos, quartzo e turmalina.

Os cristais de cianita são raros e subédricos, incôlores e levemente amarelados.

5.4.2 Xisto Feldspático

5.4.2.1 Aspectos Gerais

As camadas de xisto feldspático apresentam espessura inferior a 3 m e continuidade irregular. Essas camadas não são abundantes e repetem-se algumas vezes no empilhamento dos metassedimentos, em sua parte basal. Nota-se um bandamento incipiente, que localmente lembra um gnaiss. As bandas em geral têm de 1-2 cm de espessura e a granulometria das claras (constituídas predominantemente de quartzo e feldspato) está em torno de 0,5 mm. As bandas escuras (com altos teores de muscovita e biotita) possuem granulometria média (cristais com cerca de 1,5 mm de comprimento), são mais espessas que as claras e chegam, em alguns casos, a estrangulá-las, lembrando estruturas tipo boudinage. No contato com o granito, devido aos efeitos do metassomatismo potássico, o xisto feldspático mostra coloração rósea. Essa rocha possui porfiroblastos centimétricos de granada e raramente de estauroлита, os quais, quando rotacionados, apresentam figuras tipo snow ball, que chegaram a obliterar o bandamento em seu movimento. Os porfiroblastos de granada podem ser abundantes, dando aspecto botrioidal à rocha.

5.4.2.2 Petrografia

Microscopicamente essa rocha apresenta ban-

damento por vezes difuso. Nos níveis máficos a textura é lepidoblástica, com abundância de micas e quartzo subordinado. As bandas félsicas apresentam textura granolepidoblástica, tendendo a poligonal, com freqüentes pontos triplos entre os cristais de quartzo e feldspatos. Nessas bandas os cristais de plagioclásio geralmente dispõem-se segundo uma direção comum, evidenciada pelo maclamento. Esse xisto apresenta deformações, onde uma fase de crenulação parece estar associada ao rotacionamento dos porfiroblastos de granada e de estaurolita.

Os minerais do xisto feldspático, agrupados em associações que caracterizam o metamorfismo dessa rocha em ordem decrescente de freqüência, são os seguintes:

- a) quartzo-muscovita-oligoclásio (An₂₅)-biotita-granada;
- b) quartzo-biotita-oligoclásio (An₂₅)-muscovita-estaurolita-cianita;
- c) quartzo-oligoclásio (An₂₅)-microclina-biotita-muscovita-titina;
- d) oligoclásio (An₂₅)-quartzo-biotita-granada-estaurolita-clorita-cianita, e
- e) oligoclásio (An₂₅)-biotita-quartzo-muscovita-granada - microclina.

De um modo geral, os minerais predominantes são quartzo (35%), plagioclásio (30%), muscovita (20%) e biotita (15%). Além desses, têm-se granada, fluorita, apatita, epídoto, titanita, cianita, estaurolita, grafita, clorita, zircão, opacos e rutilo.

O quartzo ocorre como cristais anédricos com forte extinção ondulante e está freqüentemente fraturado.

Os cristais de plagioclásio geralmente são subédricos e, às vezes, estão fraturados e deformados. O maclamento típico é o albita e a composição está em torno de An₂₅. Esse mineral comumente altera-se para sericita.

A muscovita apresenta-se como cristais subédricos. Alguns estão intercrecidos com a biotita e associados a opacos. Em poucos casos a muscovita bordejia cristais de cianita e estaurolita na forma de pequenas palhetas.

A biotita é subédrica e mostra pleocroísmo

variando de marrom levemente esverdeado (=Z=Y) a amarelo amarronzado (=X), com mais frequência. Halos pleocróicos não são raros. Em geral, esse mineral está associado à grafita e aos opacos. Mostra intercrescimento com a clorita, que é levemente esverdeada.

A granada é comumente euédrica e tem cor rósea. Possui abundantes inclusões de quartzo e altera-se para óxido de ferro.

Os cristais de estaurolita são subédricos de cor amarela clara. Mostram freqüentes inclusões de quartzo e opacos. Comumente estão fraturados e em alguns casos estão deformados.

A cianita é subédrica e incolor. Em geral, está deformada e associada a muscovita.

5.4.3 Quartzo-Muscovita Xisto

5.4.3.1 Aspectos Gerais

O quartzo-muscovita xisto possui granulometria fina (grãos atingindo cerca de 1 mm) e coloração geralmente esbranquiçada a prateada, às vezes levemente avermelhada. Forma rochas laminadas, podendo ser friáveis e, em alguns casos, possuem aspecto filítico. Geralmente mostram intercalações de níveis centimétricos a milimétricos, onde predomina a muscovita, com outros ricos em quartzo.

5.4.3.2 Petrografia

Microscopicamente esse metassedimento tem textura lepidoblástica predominante. Podem-se distinguir intercalações de centimétricos níveis onde ora o quartzo, ora a muscovita predomina. Esses minerais são os principais constituintes da assembléia mineralógica em proporções aproximadamente iguais, podendo, em alguns casos, a muscovita ser mais abundante. Essa rocha apresenta dobras apertadas de dimensões centi-

métricas. Ocorrem também biotita marron, turmalina azul, rutilo, cianita e opacos, entre eles, a magnetita.

As associações mineralógicas desse grupo de metapelitos, em ordem decrescente de frequência dos minerais, são as seguintes:

- a) muscovita-quartzo-rutilo;
- b) muscovita-quartzo-biotita-turmalina-cianita, e
- c) muscovita-quartzo-magnetita-turmalina.

O quartzo mostra-se como cristais anédricos, por vezes estirados. A extinção ondulante é marcante e frequentemente os cristais estão fraturados.

A muscovita é subédrica e mostra bordas denteadas. Comumente está associada à biotita, opacos e turmalina.

Os cristais de cianita são raros e subédricos. São incolores e estão levemente deformados.

5.4.4 Quartzito

5.4.4.1 Aspectos Gerais

Os quartzitos sustentam as elevações alongadas que circunscrevem o núcleo do braquianticlínio de Serra Dourada. Geralmente são micáceos, por vezes maciços e puros, apresentando distinto acamamento centimétrico e coloração branca, levemente amarelada. Quando são ricos em muscovita, desagregam-se em placas, as quais apresentam boa flexibilidade. Em geral estão bastante fraturados e localmente são conglomeráticos, mostrando seixos estirados de disposição concordante com a orientação da matriz.

5.4.4.2 Petrografia

Ao microscópio o quartzito tem textura granoblástica com contatos irregulares (denteados), localmente retos entre os grãos de quartzo. Esses mostram forte extinção ondulante e fraturamento. Alguns grãos estão estirados. A musco-

vita, quando presente, fornece nítida foliação à rocha. Na borda leste da serra (sítio do Sr. Edvaldo), essa rocha porta wolframita, que mostra contatos localmente retos com o quartzo euédrico, sugerindo (re) cristalização prévia do quartzo ou simultânea dos dois minerais. Já em outros pontos da amostra, a wolframita parece ter se precipitado em fraturas do quartzito (foto 8).

5.4.5 Tremolita Xisto

5.4.5.1 Aspectos Gerais

No garimpo Zé Leite (borda sul do granito) foi definido um nível de aproximadamente 25 cm de espessura, de uma rocha verde situado entre as camadas de micaxisto, apresentando atitude e xistosidade concordantes com as das rochas locais. Essas rochas estão cortadas por vários veios pegmatíticos onde o feldspato está caulinizado, assim como suas rochas encaixantes.

5.4.5.2 Petrografia

A tremolita é o mineral mais abundante, perfazendo mais de 95% das amostras. Biotita marrom, quartzo e titanita aparecem subordinadamente. A tremolita ocorre como cristais euédricos, com maior frequência. Apresenta fraco pleocroísmo, variando de verde claro a incolor. Alguns raros grãos estão geminados.

5.4.6 Metamorfismo

Com base nas evidências texturais, estruturais e litológicas citadas anteriormente, acredita-se que os metamorfitos circundantes do granito Serra Dourada e abrangidos por este trabalho, com exceção daqueles tidos como da Formação Minaçu (Marini e Fuck, 1981), pertencem a uma única unidade

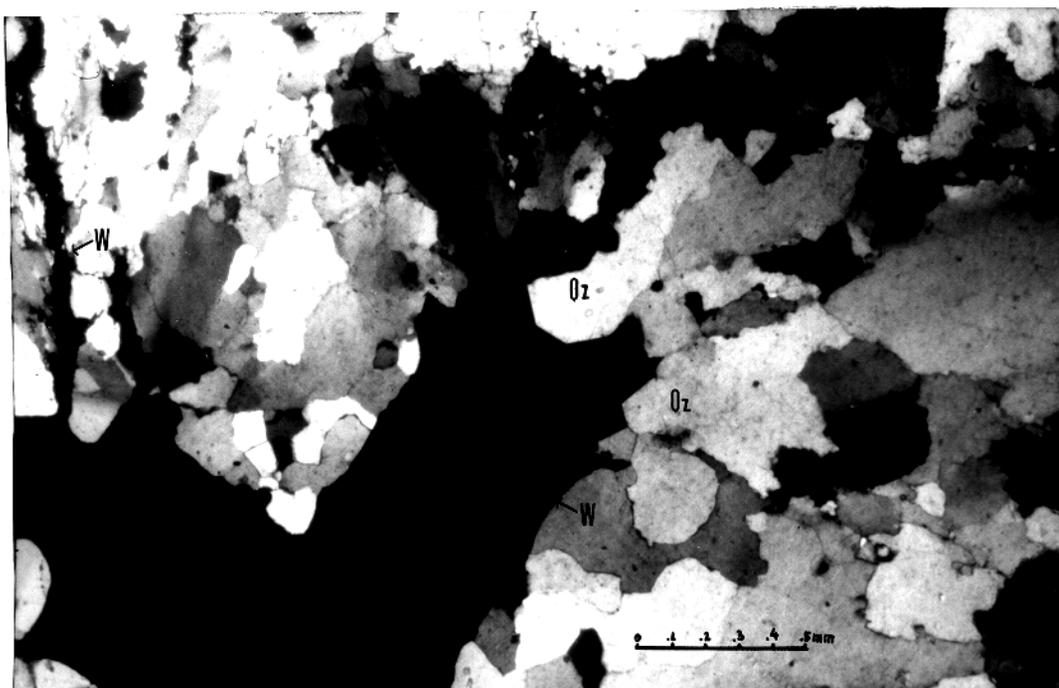


Foto 8 - Fotomicrografia mostrando cristais de wolframita (W) em quartzito, cujos grãos de quartzo (Qz) revelam contatos euédricos locais. A wolframita ocorre também preenchendo fraturas (a esquerda). Nicóis cruzados. Amostra SD-75 (Serra Dourada, Goiás).

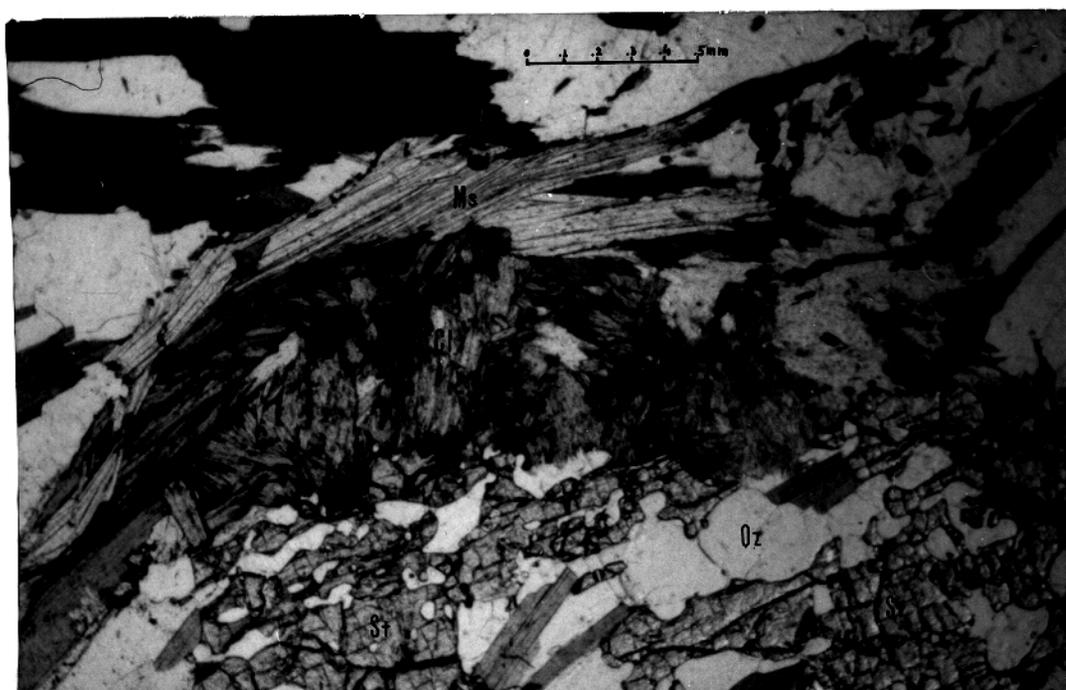


Foto 9 - Fotomicrografia de xisto onde distinguem-se clorita (Cl), muscovita (Ms), biotita (Bt), quartzo (Qz) e estauroлита (St). Nicóis paralelos. Amostra SD-20B (Serra Dourada, Goiás).

estratigráfica, o Grupo Serra da Mesa, como definido por Marini et alii (1977). Ademais, levando-se em conta que a seqüência estudada tem espessura relativamente pequena, é de se esperar que essas rochas, em sua totalidade, estiveram sujeitas a condições tectono-termais semelhantes durante sua evolução.

A associação quartzo-biotita-muscovita-oligoclásio (An₂₃₋₂₆)-estauroлита-clorita-cianita, definida em algumas amostras da base daquele pacote metassedimentar, próxima ao garimpo Granada, foi decisiva para a determinação do facies metamórfico das encaixantes do granito Serra Dourada. Apesar de não ter sido identificada nas amostras estudadas da base do pacote, a granada tem grande distribuição na área.

A estauroлита, cuja presença indica o facies anfibolito (Winkler, 1976), tem distribuição muito restrita na área. O seu aparecimento é controlado pelos teores de Al e Fe, que devem ser elevados para que esse mineral seja estável nas condições ambientais daquele facies. Embora esses parâmetros químicos condicionem a cristalização da estauroлита, é também possível que o aparecimento restrito da estauroлита seja devido ao desenvolvimento das condições físicas do facies anfibolito apenas em parte da área estudada. Esse problema poderá ser resolvido com a continuidade dos estudos petrológicos e o mapeamento de isógradas em área adjacentes. Já a presença de oligoclásio nos níveis de xisto feldspático confirma as condições de recristalização do Grupo Serra da Mesa como sendo do facies anfibolito. Segundo Winkler (1976), o plagioclásio de composição An_{>17} só é estável a partir do início daquele facies, exceto quando se trata de metamorfismo de baixa pressão, que não é o caso da área. A partir da presença da muscovita nas rochas em questão, deduz-se que as condições de metamorfismo não foram superiores às do facies anfibolito médio, pois esse mineral é instável acima dessas condições como foi definido pela reação de Velde (1966), representada na figura 3. Em condições um pouco mais severas de temperatura e pressão, a muscovita decompõe-se de acordo com a reação de Storre e Karotke (1972), vista também na figura 3. A presença da cianita não é decisiva para a definição do facies, já que ela é estável em um grande intervalo de temperatura. No entanto, esse mineral caracteriza o metamorfismo das amostras estudadas como do tipo de média a

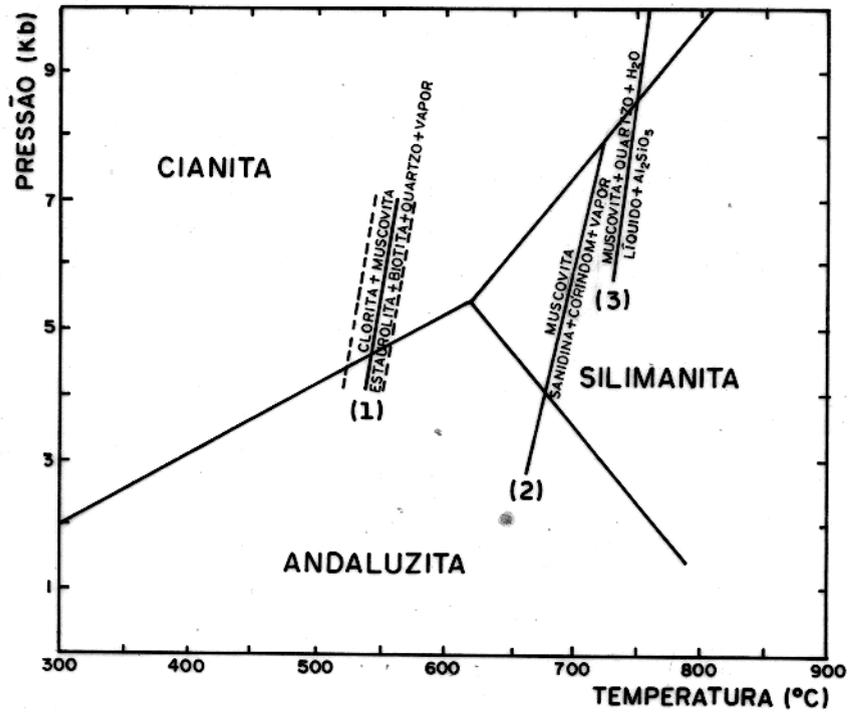
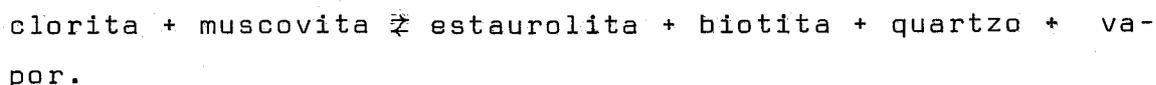


Fig. 3 - Diagrama P-T mostrando os campos de estabilidade para algumas fases mineralógicas do micaxisto encaixante do granito Serra Dourada, Goiás. Campos da cianita, andaluzita e silimanita de Richardson et alii (1969). Reações: (1) Hoschek (1969); (2) Velde (1966), e (3) Storre e Karotke (1972).

alta pressão. A clorita, por sua vez, é estável até o fim do fácies xisto-verde, porém quando rica em Mg, perdura até o fácies anfibolito baixo (Winkler, 1976). A biotita e a granada têm ampla faixa de estabilidade, ocorrendo desde o fácies xisto-verde médio até o granulito e, portanto, não permitem caracterização do fácies.

Com base nessas considerações, pode-se, então, inferir que os metapelitos do Grupo Serra da Mesa na área estudada, se formaram em condições do fácies anfibolito baixo, sendo possível que tenham atingido, em menor escala, o fácies anfibolito médio, em ambientes onde o metamorfismo foi do tipo de média a alta pressão.

As condições físicas do metamorfismo das rochas encaixantes do granito Serra Dourada podem ser estimadas a partir de dados experimentais envolvendo fases mineralógicas que compõem as rochas em questão (foto 9). Hoschek (1969) estudou experimentalmente a formação da estauroлита, comum em rochas pelíticas metamorfisadas, através da reação:



Observou que o equilíbrio era reverso e estabeleceu para misturas iniciais de minerais de valores molares de $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})=0,4$, as seguintes condições:

$$565 \pm 15^\circ \text{ C a } 7 \text{ Kb e}$$

$$540 \pm 15^\circ \text{ C a } 4 \text{ Kb.}$$

A coexistência de clorita e estauroлита nas rochas estudadas pode ser justificada por ter-se condições para essas rochas próximas as de equilíbrio da equação de Hoschek ou pelo fato de que uma clorita rica em Mg (com $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})=0,5$) é estável na presença da estauroлита (Frøese e Gasparrini, 1975).

O ponto de interseção da curva da reação de formação da estauroлита (Hoschek, 1969) com o limite dos campos andaluzita-cianita determinado tanto experimentalmente como inferido com base em observações em ocorrências naturais (Richardson et alii, 1969), fornece uma pressão mínima de 4,5 Kb para a formação desses metapelitos (fig. 3).

Obedecendo o intervalo de erro ($\pm 15^\circ \text{C}$) de finido pela reação de Hoschek e limitando-a, na parte superior, em 7 kb (pressão máxima utilizada naquele experimento), na parte inferior em 4,5 kb, obtém-se temperaturas entre 525° e 580°C como o intervalo mínimo para a formação dos metapelitos em questão. A temperatura máxima para a formação desses metapelitos pode ser definida pelo limite superior do campo de estabilidade da muscovita que, segundo Velde (1966) deve estar entre 700° e 750°C no campo da cianita para uma pressão máxima de 10 kb. No entanto, a presença da clorita, apesar de estar controlada pela composição química dos metamorfitos, faz pensar que se têm condições mais próximas do limite inferior.

Em relação às condições de metamorfismo da Formação Minaçu, Marini e Fuck (1981) aceitam o ambiente do fácies xisto-verde, zona da biotita, para as rochas dessa formação. Portanto, o grau metamórfico seria mais baixo do que o identificado para o Grupo Serra da Mesa.

6 QUIMISMO DAS ROCHAS

Amostras de quatro grupos de rochas aflorantes na área de influência da extremidade sul do corpo da Serra Dourada foram selecionadas para análises químicas: os granitos, os enclaves de soda-gnaiss, os xistos que compõem as unidades inferiores das encaixantes do batólito (Grupo Serra da Mesa) e os greisens. As composições modais das amostras analisadas, excluindo as dos greisens, são apresentadas na tabela 1.

Os resultados analíticos para os elementos maiores, composições normativas e elementos traços, compondo respectivamente as tabelas 2, 3 e 4, evidenciam nitidamente as diferenças químicas entre os granitos e os soda-gnaisses, já antecipadas por critérios mineralógicos. Da mesma forma, confirmam, para os xistos, os efeitos do metassomatismo potássico que os afetaram localmente em consequência do alojamento do magma granítico, enquanto que para os greisens, os elementos traços assinalam sua condição de produto final dos fluidos magmáticos.

Essas informações trazem importantes subsídios para a interpretação petrológica do corpo da Serra Dourada que será discutida abaixo, enfocando cada grupo de rochas individualmente. Primeiro com respeito aos elementos maiores (Si, Al, Fe⁺², Fe⁺³, Mn, Mg, Ca, Na, K e P), em seguida a alguns elementos traços (Li, Rb, Sr, Zr, Nb, Sn e Ba) e finalmente a algumas relações entre elementos.

6.1 Elementos Maiores

6.1.1 Rochas Graníticas

As amostras do granito Serra Dourada, apesar de representarem suas três variedades (isto é, anfibólio-biotita granito, biotita granito e muscovita-biotita granito), mostram homogeneidade quanto aos teores de seus elementos maiores, que é refletida nas pequenas diferenças mineralógicas dessas amostras.

Tabela 2 - Composições químicas (percentagem em peso) de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	73,76	75,40	75,60	75,81	75,93	75,62	75,35	76,40	68,65	75,60	76,09	75,80	74,50	72,57	75,50	70,61
TiO ₂	0,31	0,25	0,25	0,23	0,09	0,20	0,22	0,22	0,06	0,12	0,13	0,16	0,14	0,39	0,10	0,24
Al ₂ O ₃	12,15	11,89	11,43	11,85	11,93	11,61	11,81	10,52	13,83	12,00	12,00	11,62	11,99	13,09	12,83	12,15
Fe ₂ O ₃	0,80	0,44	0,39	0,04	0,17	0,01	0,31	1,15	0,85	0,25	0,60	0,11	0,59	0,48	0,88	1,11
FeO	1,80	1,29	1,29	1,64	1,31	1,68	1,50	1,60	2,29	1,15	0,66	1,09	1,36	4,07	1,44	5,47
MnO	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,06	0,17	0,01	0,01	0,02	0,05	0,07	0,06	0,10
MgO	0,13	0,19	0,22	0,27	0,04	0,19	0,17	0,29	1,30	0,59	0,15	1,01	0,67	1,26	0,21	0,27
CaO	1,15	0,88	0,91	0,48	0,68	0,52	0,77	2,20	3,30	0,29	0,95	1,80	1,71	2,00	0,91	0,58
Na ₂ O	3,29	3,52	3,38	3,32	4,27	3,30	3,51	5,05	5,15	7,09	6,96	5,83	6,02	2,53	2,10	1,30
K ₂ O	5,99	5,70	5,64	5,04	4,86	5,64	5,48	0,80	2,12	1,11	0,93	0,72	1,14	2,22	4,57	7,63
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01
P.F.	0,54	0,37	0,41	0,34	0,46	0,27	0,40	0,42	1,59	0,32	0,67	1,28	0,86	1,01	1,40	0,49
TOTAL	99,97	99,98	99,56	99,04	99,78	99,08	99,58	98,72	99,32	98,54	99,10	99,45	99,04	99,77	100,01	99,96

P.F. - perda ao fogo

1 - anfíblio-biotita granito (amostra SD-125);

2 e 3 - biotita granito (SD-13 e SD-131A);

4 a 6 - muscovita-biotita granito (SD-05, SD-34 e SD-151A);

7 - média das amostras de granito (1-6);

8 e 9 - anfíblio-biotita soda-gnaiss (SD-152A e SD-150B);

11 a 13 - muscovita-biotita soda-gnaiss

(SD-87B, SD-88Te SD-128E);

14 - média das amostras de soda-gnaiss (8-13);

15 - xisto feldspático (SD-129);

16 e 17 - xisto metassomatizado (SD-127A e SD-127D).

Tabela 3 - Composições normativas de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás.

	1	2	3	4	5	6	8	9	11	12	13
Q	29,33	31,33	32,74	35,07	31,76	33,96	40,29	22,13	30,88	31,46	34,85
C	-	-	-	0,09	-	-	-	-	-	-	-
Or	35,60	33,81	33,61	30,17	28,91	33,84	4,81	12,82	6,68	5,58	4,33
Ab	28,00	29,54	27,62	28,46	34,54	27,08	43,47	44,59	56,55	57,44	50,25
An	0,70	-	-	2,35	-	-	3,74	8,55	-	-	3,47
Ac	-	0,32	1,07	-	0,50	0,03	-	-	0,74	1,76	-
Ns	-	-	-	-	0,30	0,29	-	-	0,86	0,09	-
En	0,04	0,07	0,13	0,68	0,04	0,31	-	1,75	1,24	-	1,23
Fs	0,25	0,26	0,46	2,65	0,84	1,86	-	2,01	1,64	-	0,83
Wo	-	-	-	-	-	-	0,64	-	-	0,62	-
Mt	1,17	0,48	0,03	0,06	-	-	1,70	1,26	-	-	0,16
Il	0,59	0,48	0,48	0,44	0,17	0,39	0,43	0,12	0,23	0,25	0,31
Ap	0,05	0,05	0,05	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Di	4,28	3,66	3,90	-	2,89	2,22	4,90	6,76	1,16	2,76	4,53

1 - anfíbólio-biotita granito (amostra SD-125);

2 e 3 - biotita granito (SD-13 e SD-131A);

4 a 6 - muscovita-biotita granito (SD-05, SD-34 e SD-151A);

8 e 9 - anfíbólio-biotita soda-gnaiss (SD-152A e SD-150B);

11 a 13 - muscovita-biotita soda-gnaiss (SD-87B, SD-88T e SD-128E).

Tabela 4 - Teores de elementos traços (ppm) e razões entre elementos de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Sr	55	60	39	29	25	11	36	224	100	91	20	32	183	108	117	150	138	18	110
Ba	714	260	163	326	137	194	299	212	97	66	71	132	229	134	445	489	987	225	203
Rb	303	363	335	356	621	431	401	21	449	72	205	128	80	159	121	461	532	355	814
Li	20	43	38	8	23	24	26	7	24	19	37	6	11	17	12	41	35	21	95
Sn	16	53	29	58	50	26	39	396	86	(22619)	69	66	36	131 ^a	21	66	23	3262	841
Nb	42	25	25	30	75	37	39	22	53	41	64	73	26	46	-	72	33	41	28
Zr	363	(3685)	211	268	222	219	257 ^a	193	122	104	226	192	181	170	130	167	245	181	203
Bax10 ³ /K	14,4	5,5	3,5	7,8	3,4	4,1		32,1	5,5	...	7,7	17,1	38,2						
Srx10 ³ /Ca	6,7	9,5	6,0	8,5	5,2	3,0		14,5	4,2	...	9,5	4,7	14,2						
K/Rb	164	130	140	117	65	109		316	39	...	45	60	75						
Ba/Rb	2,3	0,7	0,5	0,9	0,2	0,4		10,1	0,2	0,9	0,3	1,0	2,9						
Ba/Sr	13,0	4,3	4,2	11,2	5,5	17,6		0,9	1,0	0,7	3,5	4,1	1,2						
Rb/Sr	5,5	6,0	8,6	12,3	24,8	39,2		0,1	4,5	0,8	10,2	4,0	0,4						

^a - médias calculadas sem usar o valor dado entre parênteses. 11 a 13 - muscovita-biotita-soda-gnaissse(SD-87B, SD-88 e 128E);

1 - anfíbólio-biotita granito (amostra SD-125);

2 e 3 - biotita granito (SD-13 e SD-131A);

4 a 6 - muscovita-biotita granito (SD-05,SD-34 e SD-151A);

7 - média das amostras de granito (1-6);

8 e 9 - anfíbólio-biotita soda-gnaissse (SD-152A e SD-150B);

10 - biotita soda-gnaissse (SD-35);

11 a 13 - muscovita-biotita-soda-gnaissse(SD-87B, SD-88 e 128E);

14 - médias das amostras de soda-gnaissse(10-15);

15 - xisto feldspático (SD-129);

16 e 17 - xisto metassomatizado (SD-127A e SD-127D);

18 e 19 - greisen (SD-28 e SD-33).

A sílica das amostras analisadas apresenta teores quase idênticos, na faixa de 73,8 - 75,9%, com uma média de 75,35%.

O TiO_2 acusa um teor máximo na amostra com anfibólio (0,31%), decaindo nas amostras com biotita e com muscovita, sendo a média igual a 0,22%.

A alumina apresenta média de 11,8%. Comparando-se com a composição química de outros granitos a biotita, por exemplo, média de 12 granitos (Nockolds, 1954), Younger Granites da Nigéria (Olade, 1980), e maciço Jamon, na Amazônia Oriental (Dall'Agnol, 1982), observa-se que os granitos com teores de SiO_2 entre 75 e 76% têm entre 13 e 14% de alumina, diferindo do granito Serra Dourada, que é relativamente mais pobre nesse componente. Comparativamente aos Younger Granites com cassiterita da Nigéria, constata-se que eles têm teores de alumina mais próximos (média de 12,62%) daqueles obtidos para o corpo de Serra Dourada.

As concentrações de Fe_2O_3 e CaO (médias de 0,31% e 0,77%, respectivamente), como o TiO_2 , decaem da amostra com anfibólio para as com muscovita, passando pelas somente a biotita. A variação do CaO está, a grosso modo, relacionada com as proporções e com a composição do plagioclásio nas diversas amostras.

O FeO , com média de 1,5% não apresenta variações significativas. O óxido de magnésio possui comportamento semelhante (média de 0,17%), tendo como exceção o baixo teor da amostra SD-34. Os óxidos de manganês e de fósforo apresentam-se em diminutas concentrações, ambos com médias iguais a 0,02%.

Os teores de Na_2O e o K_2O não apresentam grandes variações, possuindo valores médios de 3,5% e 5,5%, respectivamente. Uma única amostra (SD-34) tem teores de Na_2O maior e de K_2O menor que os das demais amostras.

Stemprok e Skuor (in Taylor, 1979), observando a composição de 200 granitóides estaníferos de 16 províncias do mundo, concluíram que, em geral, a diferença entre granitos estaníferos e granitos estéreis é muito pequena e

para a maioria dos óxidos a variação é tipicamente regional. No entanto, existe uma tendência para valores altos de SiO_2 e K_2O nos granitos estaníferos. Os autores sugerem que esse teor alto de sílica pode ser explicado pela natureza leucocrática dos granitos estaníferos, assim como por processos secundários, a exemplo da silicificação e greisenização. Ainda segundo Stenprok e Skuor, o metassomatismo potássico conhecido nesses granitos, pode explicar, em parte, o excesso de K_2O . A figura 4 apresenta os teores médios dos óxidos dos elementos maiores em granitos em geral e nos granitos estaníferos observados por Stenprok e Skuor, bem como nas amostras do granito Serra Dourada. À exceção do Na_2O , essas amostras comportam-se de maneira semelhante aos granitos estaníferos, isto é, apresentam enriquecimento em SiO_2 e K_2O e empobrecimento nos demais óxidos, quando comparadas com a média dos granitos. Os teores de SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O e FeO são poucos maiores, enquanto que os de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO e P_2O_5 são menores do que nos granitos estaníferos.

Os valores das proporções molares de Al_2O_3 e de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ das amostras do granito Serra Dourada são praticamente equivalentes, situados entre 0,11 e 0,12. Logo, podem ser classificadas como subaluminosas, o que é enfatizado pela ausência de coríndon normativo, presente apenas na amostra SD-05, com 0,1%. Constata-se, porém, que somente as amostras SD-05 e SD-125 possuem anortita normativa, como seria de se esperar em rochas subaluminosas (Carmichael et alii, 1974).

6.1.1.1 Diagrama Q-Ab-Or

Ao se analisar a distribuição das seis amostras das rochas graníticas da Serra Dourada no diagrama normativo Q-Ab-Or (Fig. 5), observa-se que essas localizam-se relativamente próximas umas das outras e que apenas uma delas (SD-34) está dentro do campo de maior frequência das rochas graníticas, que inclui 14% das 1190 análises apresentadas por Winkler e von Platen (1961). Quatro amostras estão incluídas no segundo campo, com 53%, e uma (SD-125), no terceiro campo, que abrange

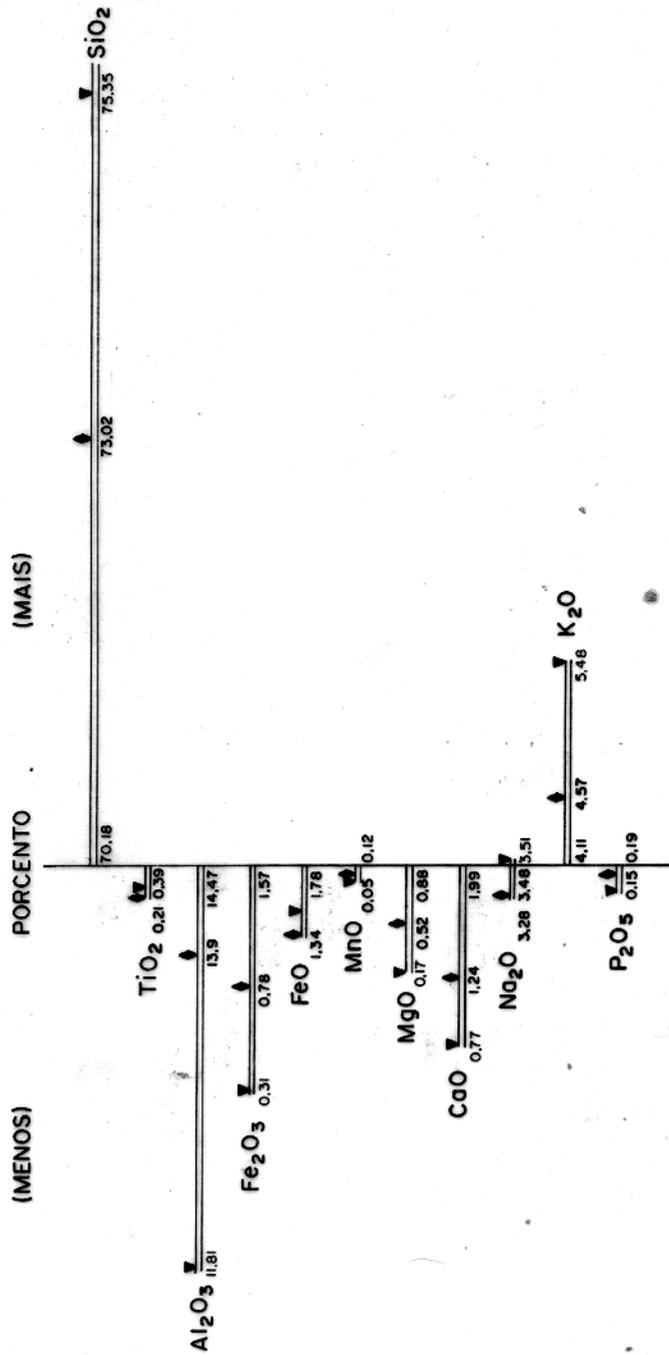


Fig. 4 - Comparação dos componentes óxidos entre a média dos granitos estaníferos (♦), média de granitos (linha vertical), segundo Stempok e Skuor (in Taylor, 1979), e média das amostras do granito Serra Dourada, Goiás (▼)

75% daquelas rochas graníticas.

Nota-se também que a amostra de anfibólio-biotita granito (SD-125) está situada ligeiramente mais distante do eixo do vale termal (a 2 kb de pressão de vapor d'água), enquanto que as amostras de muscovita-biotita granito (SD-05, -34 e -151A) situam-se mais próximas, estando as de biotita granito em posição intermediária. Todas as amostras, no entanto, estão dentro do campo do ortoclásio, com exceção da SD-05, que está no campo do quartzo, e próximas ao ponto mínimo de fusão do sistema experimental.

Além disso, todas as amostras estão deslocadas em direção ao vértice do ortoclásio quando relacionadas à linha definida pelos pontos mínimos de fusão a várias pressões de vapor d'água para razões $Ab/An = \infty$. Segundo dados experimentais de von Platen (1965), o HCl presente em fusões graníticas em teores de 0,05 mol/l e a 2 kb de pressão de vapor, tem capacidade de deslocar os pontos mínimos das fusões graníticas em direção àquele vértice. A presença de voláteis no magma que deu origem às rochas graníticas da Serra Dourada é comprovada pela existência de rochas produzidas pela ação desses voláteis, como os greisens com fluorita, cassiterita e topázio. Parece que tais componentes tiveram papel importante no posicionamento das amostras do granito Serra Dourada no diagrama Q-Ab-Or.

O campo hachuriado na figura 5 refere-se às fusões a 2 kb, na presença de HCl, onde $P_{total} = P_{H_2O} + P_{HCl}$, obtidas por von Platen (1965) para razões Ab/An que acomodam as amostras do corpo da Serra Dourada. Contudo, a maioria dessas amostras não se situa naquele campo, encontrando-se visivelmente deslocadas para a direita. Apenas uma amostra (SD-34) enquadra-se naquele campo, permitindo que se extrapole, com reservas, uma pressão de 2 kb para a fusão que a originou. Trata-se de uma estimativa apenas aproximada, diante do fato de que a fusão das rochas graníticas em questão não corresponde ao simples sistema $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O-H_2O$ com o qual foi comparada, haja vista o desconhecimento do teor de água da fusão do granito Serra Dourada e a exclusão de diversos componentes químicos naquele sistema experimental, embora presentes nesse granito. Aliada a essas dificuldades, não se pode deixar de constatar

uma insuficiência de dados experimentais capazes de permitirem inferências mais confiáveis, existindo os casos de estudos que chegam mesmo a contradizer conclusões obtidas anteriormente. Esse é o caso do experimento de Manning (1981) sobre o efeito de voláteis no sistema Q-Ab-Or com excesso de água a 1 kb, que acusou um deslocamento do ponto mínimo da fusão em direção ao vértice da albita com o aumento do teor de flúor. Em que pese essa verificação, parece que tal efeito não se fez presente nas rochas aqui estudadas, pois mesmo sendo a fluorita um mineral de ocorrência comum nessas rochas, as amostras não se acham deslocadas em direção ao vértice da albita.

6.1.1.2 Diagrama An-Ab-Or

As composições normativas das amostras do granito Serra Dourada foram também projetadas no diagrama An-Ab-Or (Fig. 5). Observou-se que essas rochas situam-se bem próximas a linha de menor cota do relevo termal, estando ligeiramente deslocadas em direção ao vértice do ortoclásio. Essa localização vem reforçar a conclusão obtida através do diagrama Q-Ab-Or que aponta terem as rochas graníticas da Serra Dourada composição próxima à fusão mínima para o sistema granítico.

6.1.2 Enclaves de Soda-gnaiss

Os resultados das análises químicas das cinco amostras de enclaves de soda-gnaiss do granito Serra Dourada (Tab. 2) evidenciam uma ligeira heterogeneidade nessas rochas. O caráter de enclave dessas amostras, refletindo uma possível contaminação pelo magma que deu origem ao granito Serra Dourada e/ou uma heterogeneidade da própria rocha original de que são oriundos, podem justificar essa variabilidade composicional. Essas diferenças químicas são refletidas nas composições das diferentes variedades de soda-gnaiss analisadas (Tab. 1), a saber: muscovita-biotita soda-gnaiss (com teores de muscovita variando de 0,2 a 1,4%), anfibólio-biotita soda-gnaiss e uma

amostra (SD-152A), onde o anfibólio é praticamente o único mineral varietal, mas não sendo aqui considerada como uma quarta variedade de soda-gnaïsse,

As amostras analisadas apresentam teores de sílica maiores que 75,5%, excluindo a amostra SD-150B, que tem 68,65%, em parte controlando o teor de quartzo das amostras.

Os teores de TiO_2 são variáveis, tendo média igual a 0,10%. Os mais altos valores estão associados às amostras com opacos.

A alumina varia numa faixa de valores que abrange de 10,5% a 13,8% e tem média de 12,0%, que é um baixo valor quando comparado com os de rochas trondhjemiticas (Payne e Strong, 1979) com cerca de 75% de sílica, que tem 13-14% de alumina. A amostra SD-88T, que possui composição modal semelhante à do trondhjemito do pluton Shelburne, Nova Escócia (Albuquerque, 1977), apresenta Al_2O_3 mais baixo do que o daquelas rochas (12,0%), cuja média é de 14,9%.

Fe_2O_3 , FeO e MnO, com médias respectivamente de 0,6%, 1,4% e 0,05%, são mais abundantes nas rochas com anfibólio. Os teores mais altos estão relacionados às maiores concentrações de biotita, opacos e anfibólio. Os valores mais altos de MgO, que tem média de 0,7%, são devidos à biotita. A concentração de P_2O_5 é insignificante (média igual a 0,01%).

O CaO, com média de 1,7%, tem seu maior valor relacionado à presença do anfibólio, à composição do plagioclásio e secundariamente aos acessórios, como carbonatos e fluorita. Um comportamento inverso verifica-se para o Na_2O , que é mais abundante nas amostras sem anfibólio, para a qual as maiores concentrações parecem estar relacionadas com a quantidade e a composição do plagioclásio presente nas amostras. A média (6,0%) é relativamente alta, quando comparada com o trondhjemito do pluton Shelburne. A média do óxido de potássio (1,1%), ao contrário, é mais baixa e seus altos valores estão associados à abundância de micas e feldspato potássico.

Barker (1979) define seis itens que estabelecem intervalos de teores e razões dos constituintes maiores para as rochas trondhjemiticas:

- a) SiO_2 maior que cerca de 68%, geralmente menor que 75%;
- b) Al_2O_3 tipicamente maior que 15% para rochas com cerca de 70% de SiO_2 e menor que 14% para rochas com 75% de SiO_2 ;
- c) $(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{MgO})$ menor que 3,4% e $(\text{Fe}_{\text{total}}/\text{MgO})$ comumente entre 2-3;
- d) CaO abrange 4,4 - 4,5% em trondhjemitos cálcicos, a típicos valores de 1,5-3,0%;
- e) Na_2O está geralmente entre 4,0 - 5,5%, e
- f) K_2O menor que cerca de 2,5% e, em geral, menor que 2%.

Os valores médios dos óxidos obtidos neste trabalho compatibilizam-se com esses critérios, à exceção de Na_2O , para o qual, as amostras analisadas apresentam teores médios de 6,02%, variando de 5,05 a 7,09%.

6.1.2.1 Teor de Alumina

Segundo Barker (1979), as rochas trondhjemiticas podem ser classificadas como trondhjemitos com alto e baixo teores de Al_2O_3 , onde o limite é 15% de Al_2O_3 para rochas com 70% de SiO_2 . Considerando-se que a média dos teores de sílica das rochas analisadas não está distante de 70% (diferença relativa de 6%) e que a média de alumina é bem inferior ao limite proposto por Barker (diferença relativa de 20%), as amostras em questão podem ser enquadradas como de baixo teor de Al_2O_3 , o que é ratificado pela ausência de córindom normativo.

6.1.2.2 Diagrama An-Ab-Qr

As composições normativas das amostras de soda-gnaiss (Tab. 3) lançadas no diagrama An-Ab-Qr (Fig.6) localizam-se tanto dentro dos limites definidos por O'Connor (in Barker, 1979) como daqueles sugeridos por Barker (in Barker, 1979) para as rochas trondhjemiticas. Em geral, as amostras estão próximas ao vértice da albíta devido seu alto teor de Na_2O .

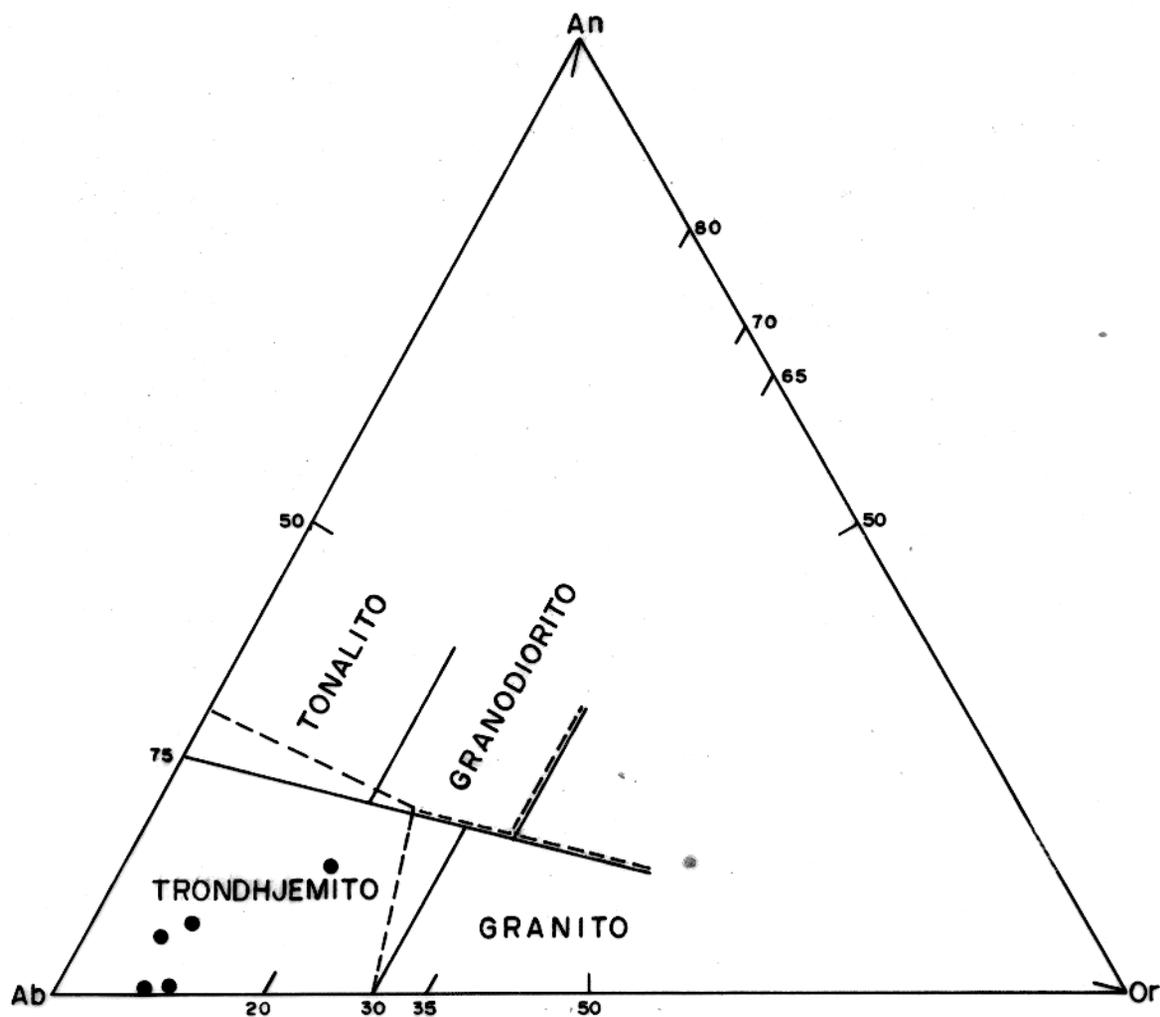


Fig.6- Diagrama normativo An-Ab-Or mostrando os limites sugeridos por O'Connor (linhas sólidas) e Barker (linhas tracejadas) para campos de algumas rochas plutônicas (in Barker, 1979). Os círculos escuros representam as composições das amostras de enclaves de soda-gnaiss no granito Serra Dourada, Goiás.

6.1.3 Rochas Encaixantes

Três amostras das rochas encaixantes do granito Serra Dourada, coletadas em sua borda leste, foram analisadas com o objetivo de se verificarem possíveis modificações químicas impostas pelo corpo granítico, quando de sua intrusão nessas rochas. Com efeito, selecionou-se, através de estudo petrográfico, uma amostra de xisto feldspático a granada (SD-129); uma outra onde parece ter havido cristalização de microclina em uma segunda geração, a qual envolve cristais de feldspato potássico primário e associa-se à formação de mimerquita, juntamente com possíveis produtos de greisenização, como muscovita (SD-127A); finalmente, uma terceira, onde a microclina domina francamente a mineralogia (com teor de 55%, mais alto do que no próprio granito) e onde ocorrem porfiroblastos de granada. O alto teor de microclina dessa última amostra bem pode ser devido à interação com o magma granítico, pois, de acordo com Mehnert (1973), o produto final da feldspatização não é uma rocha de composição granítica, e sim uma que pode ser constituída quase que exclusivamente por feldspato.

Apesar das três amostras das rochas encaixantes terem sido coletadas em locais relativamente próximos uns dos outros, não se pode afirmar que possuíam composição inicial semelhante, pois, como descrito, a parte basal do pacote encaixante apresenta micaxistos com níveis de xisto feldspático. Portanto, as diferenças químicas entre as amostras podem refletir a heterogeneidade das rochas encaixantes e/ou as modificações causadas pelo magma granítico.

Com base em dados analíticos de vários tipos de rochas sedimentares (Wedepohl, 1969) foi possível concluir que a amostra SD-129 apresenta composição química semelhante à das grauvascas. A diferença mais significativa é constatada no teor de sílica que nessa amostra é menor, sem que ultrapasse, no entanto 8%, relativamente ao seu teor.

Comparando-se as composições das três amostras das encaixantes do granito Serra Dourada entre si, observa-se que não existem diferenças notáveis em relação aos teores de SiO_2 , TiO_2 e Al_2O_3 . No caso da sílica, a maior diferença é re-

fletida na proporção de quartzo nas amostras.

O F_{total} é mais baixo na amostra SD-127_A, que apresenta menor teor de granada. A maior concentração de biotita também contribui para que esse elemento seja mais abundante na amostra SD-127_D.

O MnO é bem baixo em todas as amostras em concentrações iguais ou abaixo de 0,1%. Da mesma forma, o P₂O₅ apresenta baixos teores nas três amostras, sendo mais alto na SD-129, que possui maior concentração de apatita.

A amostra com menor teor de MgO é aquela que apresenta maior abundância de biotita. Isso deve significar que a biotita dessas amostras possui diferentes composições químicas.

O CaO e o Na₂O decrescem da amostra SD-129 para a SD-127_D devido aos teores de plagioclásio.

K₂O chega a dobrar seu teor da amostra SD-129 para a SD-127_D, devido principalmente a abundância de microclina. A influência das micas na variação do K₂O não parece ser notável.

Segundo Garrels e Mackenzie (1971), uma alta razão Na₂O/K₂O indica intemperismo químico de baixa intensidade para as grauvacas. A amostra SD-129 apresenta essa razão com o valor de 1,14, pouco mais baixo que a da média das grauvacas (1,45) e superior a dos folhelhos (0,44), de acordo com Wedepohl (1969), o que deve significar que essa rocha é produto de sedimentos pouco intemperizados.

6.2 Elementos Traços

Os elementos traços selecionados para análise foram principalmente aqueles cujas variações caracterizam possíveis trends de diferenciação de magmas graníticos e os que constituem alguma mineralização nessas rochas. Com relação às amostras, foram analisadas, além das constantes na tabela 1, duas de greisen.

6.2.1 Rochas Graníticas

A análise da variação de alguns elementos traços nas amostras do granito Serra Dourada denunciou um comportamento sistemático que pode significar a influência de algum processo magmático a controlar a concentração desses elementos nas diversas variedades do granito, como se verá a seguir: O Sr (média de 36 ppm) apresenta menores teores nas amostras de muscovita-biotita granito, aumentando distintamente naquelas somente com biotita ou com biotita e anfibólio, em parte refletindo os maiores teores de plagioclásio dessas amostras. O Ba (média de 299 ppm) acusa seu mais alto teor na amostra com anfibólio e decresce de maneira irregular para as amostras de granito com muscovita. A partir do anfibólio-biotita granito, o Rb (média de 401 ppm) mostra um aumento regular em direção às amostras com muscovita e biotita. O Li não apresenta variação considerável entre as variedades de granito, mostrando baixos teores (média de 26 ppm), o mesmo ocorrendo com o Nb, que tem média igual a 39 ppm. Excluindo-se o valor relativamente alto da amostra SD-13, o Zr apresenta o mais alto teor na amostra de anfibólio-biotita granito, decaindo para as demais, com média de 257 ppm. Finalmente, o Sn, com média de 39 ppm, apresenta um pequeno e irregular aumento do seu teor desde a amostra com anfibólio até as demais.

As médias dos teores dos elementos traços das rochas graníticas da Serra Dourada foram comparadas com as de rochas com semelhantes composições química e mineralógica, tais como as rochas das montanhas Snowy, Austrália (Kolbe e Taylor, 1966), de Blue Tier, Tasmânia, de Bushveld (Groves e McCarthy, 1978) e aos Younger Granites (Olade, 1980), que, em geral, são granitos com mineralizações de cassiterita. A concordância é, pelo menos, aceitável, tendo-se elementos (Li, Rb, Sr, Zr, Nb, Sn e Ba) cujas concentrações médias estão bem próximas das obtidas para o granito Serra Dourada.

6.2.2 Enclaves de Soda-gnaiss

Os elementos traços analisados nas amostras

de enclaves de soda-gnaissé do granito Serra Dourada foram os mesmos escolhidos para as amostras do granito, de tal forma que o confronto entre os dois grupos de amostras pôde ser feito de maneira mais objetiva.

O Sr da amostra de soda-gnaissé apresenta teor médio de 108 ppm, que é três vezes superior ao encontrado para as amostras do granito, refletindo, indubitavelmente, as maiores proporções de plagioclásio do gnaissé. Os teores de Sr das amostras de soda-gnaissé são, em geral, baixos, com exemplos de até seis vezes menores do que os de trondhjemitos com concentrações de CaO semelhante às das amostras em questão (Barker e Millard Jr., 1979; Malpas, 1979). A média de Sn (131 ppm, sem computar o valor anômalo da amostra SD-35) é também superior a do granito (39 ppm), enquanto que a média de Nb (46 ppm) é apenas ligeiramente mais alta. De maneira inversa, Li e Zr, com valores médios de 17 e 170 ppm, respectivamente, são menores do que nos granitos (26 e 828 ppm). Da mesma forma se comportam Ba (média de 134 ppm) e Rb (média de 159 ppm), quando comparados com os do granito, ou seja, 299 e 401 ppm. As concentrações de Rb do soda-gnaissé são muito altas quando confrontadas com as de trondhjemitos com teores de K_2O próximos aos dessas amostras (Barker e Millard Jr., 1979; Malpas, 1979), que não apresentam mais de 35 ppm de Rb e têm valores para a razão K/Rb no intervalo de 400-600, enquanto que as das amostras em questão são, em geral, inferiores a 75.

Albuquerque (1977) registra teores de elementos traços para um trondhjemito de Nova Escócia (Canadá) que se assemelha química e mineralogicamente a algumas das amostras de enclave de soda-gnaissé da Serra Dourada, com os seguintes valores médios: Sr=145 ppm, Ba=509 ppm e Rb=115 ppm. Comparativamente às médias dos valores dos enclaves analisados, esse trondhjemito é, portanto, mais rico em Ba e Sr, e ligeiramente mais pobre em Rb.

As razões entre alguns elementos das amostras de soda-gnaissé (Tab. 4), quando comparadas com as das amostras de granito, auxiliam na discriminação desses grupos de rochas. K/Rb, Ba/Sr e Rb/Sr são maiores no granito, respectivamente com médias de 121, 9,3 e 16, do que no soda-gnaissé,

(107, 1,9 e 3,3), enquanto que Ba/Rb (média igual a 0,8) é menor do que nos enclaves (2,6), salvo poucas exceções.

6.2.3 Rochas Encaixantes

Como citado anteriormente, das três amostras apresentadas como pertencentes às rochas encaixantes, duas (SD-127_A e SD-127_D) sofreram modificações químicas, mineralógicas e texturais provocadas pelo magma granítico. Nelas, observaram-se algumas variações dos teores dos elementos traços que podem significar uma maior ou menor entrada de material oriundo do granito na composição dessas rochas. Constata-se, por exemplo, que o Sr diminui sua concentração no sentido da amostra mais modificada (SD-127_D), enquanto que o Rb, Ba, Li e Zr se comportam de maneira inversa. O Sn e Nb não mostram variações regulares, mas têm seus maiores valores na amostra menos modificada (SD-127_A).

6.2.4 Greisens

As amostras de greisen foram analisadas apenas para seus elementos traços, pois seu alto conteúdo de estanho acarretou problemas na preparação de pastilhas para análise por fluorescência de raios-X e, em consequência, não foram determinadas as concentrações de seus elementos maiores.

As evidências de campo e microscópicas não permitiram definir, de maneira segura, as rochas que, por ação metassomática, deram origem aos greisens analisados. No entanto, a amostra SD-33 parece ser produto da greisenização de um biotita xisto, pois ainda apresenta um baixo teor dessa mica e foi coletada em um local onde ocorrem abundantes xenólitos de xisto (garimpo Piquel). Já a amostra SD-28, é de uma zona de contato granito-encaixante, em uma região altamente greisenizada, onde existem materiais graníticos injetados nas encaixantes. No afloramento onde essa amostra foi coletada, o greisen apresenta feldspato róseo bastante alterado, o que leva a crer que

tal rocha seja fruto da greisenização do granito. Apesar de uma possível origem distinta, as duas amostras de greisen apresentam grandes semelhanças mineralógica e nos teores de elementos traços. Essas semelhanças evidenciam a eficiência dos processos greisenizantes na diminuição das diferenças químicas e mineralógicas entre rochas de composição distintas afetadas por esse fenômeno.

Neiva (1974) estudou as mudanças mineralógicas e químicas provocadas pela greisenização de muscovita-biotita-albita granito do norte de Portugal. Em rochas greisenizadas, porém ainda contendo microclina (23%) e albita (15%), observou um aumento, entre outros, de Sn e Rb, e uma diminuição de Li, Sr, Ba e Zr em relação à rocha original. Ao confrontar-se, na Serra Dourada, a média dos teores dos elementos traços das amostras dos greisens com as médias correspondentes do granito e da amostra de xisto feldspático das rochas encaixantes da área estudada, nota-se um aumento da concentração de Rb, Sn e Li, e uma diminuição de Sr e Ba. O teor de Zr do greisen é inferior ao do granito e superior ao do xisto feldspático. Não foi detectado Nb no xisto, enquanto que o greisen e o granito têm teores equivalentes. Smirnov (1976) já havia observado que um greisen apresenta Nb com concentração semelhante ao granito com o qual está associado.

6.3. Relacionamento entre Elementos

Numerosos são os trabalhos que relacionam a variação dos teores dos elementos traços com as diferentes etapas de cristalização dos magmas graníticos (Butler et alii, 1962; Taylor, 1966; Hahn-Weinheimer e Ackermann, 1967; McCarthy e Hasty, 1976 e Lehmann, 1982). Quando as rochas graníticas apresentam composições próximas do mínimo ternário no diagrama normativo Q-Ab-Or, que é o caso do granito Serra Dourada, torna-se difícil discriminá-las com base nos elementos maiores. Cabe recurso, contudo, aos elementos traços que podem evidenciar os distintos estágios de diferenciação.

6.3.1 Diagrama K-Rb

O diagrama K-Rb tem sido utilizado para discriminar diferentes etapas da cristalização magmática (Shaw, 1968). Por exemplo, Butler et alii (1962) estudaram a variação da razão K/Rb nos Younger Granites do norte da Nigéria, conseguindo separar granitos de composições mineralógica e química (elementos maiores) similares e definir a seqüência de intrusão. Esses autores observaram que a razão K/Rb daquelas rochas varia de 330, no Ca-anfibólio granito, para 25, no albíta-triebekita granito (Fig. 7).

Antes de se analisarem as amostras da Serra Dourada no diagrama K-Rb, vale a pena lembrar que a média da razão K/Rb na crosta é de aproximadamente 230 e as razões consideradas como "normais" estão no intervalo de 150-300 (Taylor, 1966).

As razões K/Rb das amostras do granito Serra Dourada são relativamente baixas (109-164, à exceção de uma amostra com razão K/Rb igual a 65) e ao serem lançadas no diagrama K-Rb (Fig. 7), situam-se dentro da área definida por Taylor (1966) para os granitos de avançada cristalização (late stage granites). Apesar de apresentarem um teor de K relativamente constante, essas amostras exibem uma variação no seu conteúdo de Rb, o que gera um alinhamento distinto, insinuando um trend. Nesse possível trend, a amostra de anfibólio-biotita granito, a única situada dentro do intervalo "normal", apresenta a maior razão K/Rb (164). As amostras de biotita granito possuem razões com posições intermediárias entre as outras variedades (130 e 140) e as de muscovita-biotita granito, menores razões (< 117).

As amostras de enclaves de soda-gnaiss, que em geral possuem baixas razões K/Rb (variação de 39 a 75, excluindo-se a amostra com K/Rb=314), também foram lançadas no diagrama K-Rb e localizaram-se fora da faixa definida para valores "normais" de razão K/Rb. Essas amostras, apesar de apresentarem teores de biotita menores do que a do granito Serra Dourada (Tab. 1), possuem, em sua maioria, mais baixas razões K/Rb. Como a biotita é o único mineral presente nessas rochas que

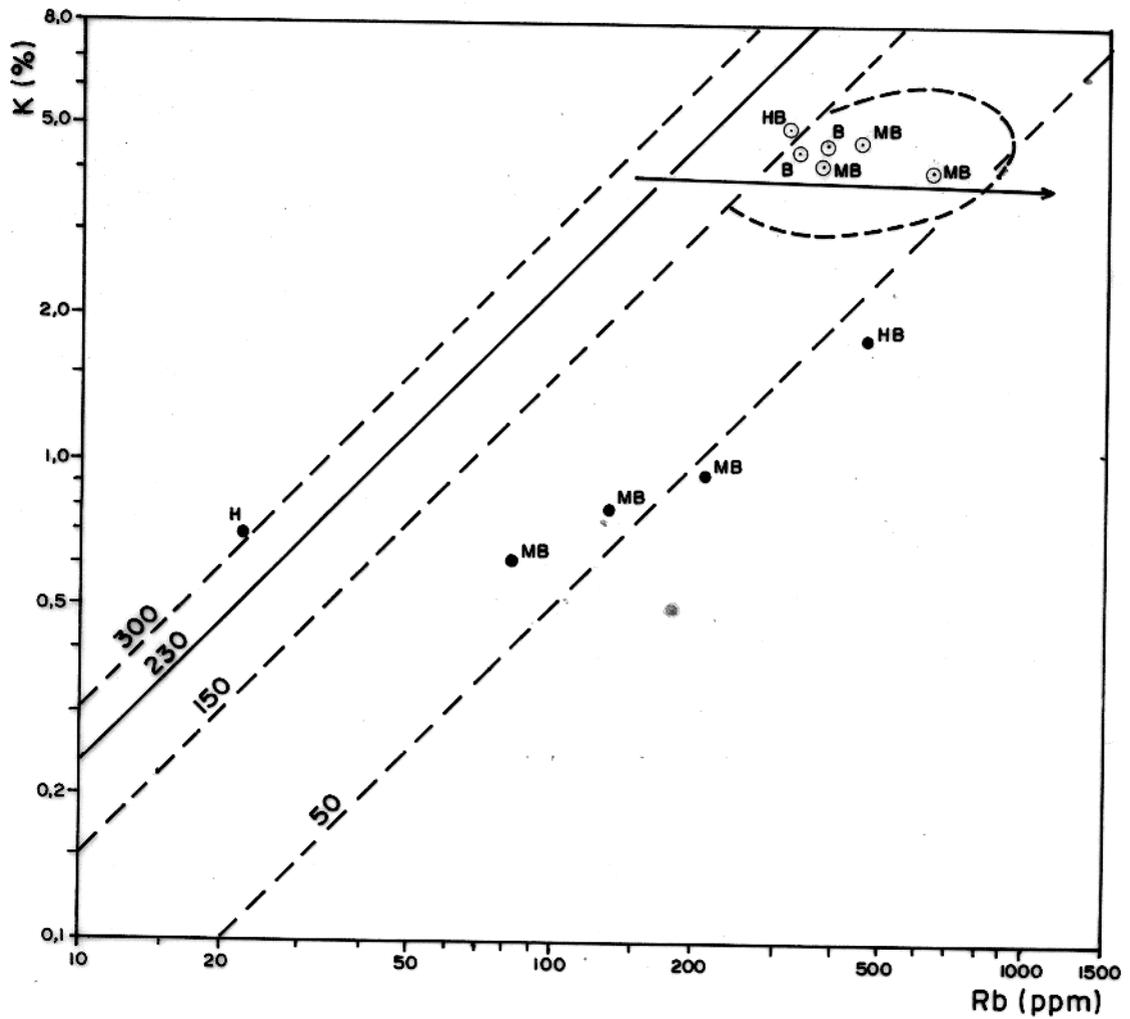


Fig.7 - Diagrama K-Rb para as amostras do granito (●) e de enclaves de soda-gnaiss (○) da Serra Dourada, Goiás, onde se destacam as variedades com anfibólio (H), biotita (B) e muscovita (M). Estão também representadas várias razões K/Rb pelas linhas inclinadas, a área de granitos fracionados (*late stage granites*, Taylor, 1966) pelo campo elipsoidal e o *trend* dos *Younger Granites* da Nigéria (Butler et alii, 1965), pela seta.

possui baixa razão K/Rb (Shaw, 1968), é provável que essa mica, nas amostras de soda-gnaissse, seja bem rica em Rb, provocando os baixos valores de K/Rb. Possivelmente essa razão é baixa para quase todas as amostras dos enclaves como consequência de um processo anatético sofrido por elas, o qual fundiria preferencialmente minerais com mais altas razões K/Rb, como o álcali-feldspato e a muscovita, e deixaria resíduos sólidos enriquecidos em biotita, um mineral cuja concentração de Rb é relativamente alta (Shaw, 1968). Sendo assim, o baixo valor da razão K/Rb da maioria dos enclaves deve indicar que a sua biotita esteja em desequilíbrio com os minerais de potássio com os quais atualmente coexiste. Baixas razões K/Rb foram também encontradas por Kolbe (1966) e Albuquerque (1973a) em enclaves de rochas graníticas. Os anfibólios, que possuem alta razão K/Rb (Shaw, 1968), podem apresentar um efeito inverso ao da biotita, isto é, aumentar o valor dessa razão para a rocha, caso mantenham-se como resíduo em um processo de anatexia. É provável que isso tenha ocorrido com a amostra de soda-gnaissse que tem valor mais alto do que a faixa "normal" para a razão K/Rb e que apresenta hastingsita como o único mineral varietal. Para essas conclusões não se levou em consideração recristalizações subseqüentes à solidificação do granito Serra Dourada, que parecem não ser evidentes nas rochas em questão.

6.3.2 Cristalização Fracionada Teórica

A fim de se testar a possibilidade das variedades do granito Serra Dourada estarem relacionadas entre si através de um mecanismo de cristalização fracionada, calculou-se as concentrações de Ba, Sr e Rb de uma magma granítico fictício, química e mineralogicamente semelhante ao granito em questão, cristalizando em diversas etapas nas suas três variedades, para serem comparadas com as concentrações desses elementos obtidas neste trabalho. Para tal, utilizaram-se as seguintes equações de Paster et alii (1974):

$$C_{e,s} = C_{e,t} (1 - (1-X)^{D_{e,s}}) / X \text{ e}$$

$$C_{e,l} = C_{e,t} (1 - X)^{D_{e,s}-1}, \text{ onde, para cada etapa :}$$

$C_{e,s}$ é a concentração do elemento traço, e, na fração cristalizada (sólida);

$C_{e,l}$ é a concentração do elemento traço, e, no magma residual (líquido);

$C_{e,t}$ é a concentração original do elemento traço, e, no magma;

X é a fração que cristalizou da massa líquida original; e

$D_{e,s}$ é o coeficiente de partição do elemento traço, e, entre o sólido e o líquido em equilíbrio.

Com base nessas equações, calculou-se a concentração de Ba, Sr e Rb das fases sólidas correspondentes a diversas percentagens de cristalização de um magma granítico fictício com as seguintes concentrações, achadas compatíveis com as do granito Serra Dourada: Ba=400 ppm, Sr=100 ppm e Rb=500 ppm. Essas concentrações foram utilizadas uma vez que são as mais compatíveis com as calculadas para o biotita granito que é a variedade predominante no batólito da Serra Dourada. Para essa cristalização teórica, primeiramente calculou-se a concentração para até 30% de cristalização produzindo um anfibólito - biotita granito a partir do magma com aquelas concentrações iniciais. Em seguida, tomando-se o resíduo líquido da primeira variedade de granito, calculou-se a concentração para até 90% de cristalização tipificando um biotita granito. Por fim, utilizando-se as concentrações do resíduo líquido da segunda variedade, obtiveram-se os teores para até 99% de cristalização simulando um muscovita-biotita granito. O 1% restante foi considerado como relativo aos produtos pegmatíticos e soluções magmáticas aquosas finais. Para se estabelecer as percentagens de cristalização para as diferentes variedades do granito, levou-se em conta a proporção da área aflorante de cada uma dessas variedades no corpo da Serra Dourada, admitindo-se largo intervalo de erro. Ademais, naqueles cálculos utilizaram-se os coeficientes de partição entre rocha e fusão para os elementos Ba, Sr e Rb correspondentes às três variedades do granito Serra Dourada, os quais foram determinados tomando-se em conta as suas composições normativas (cálculos segundo Wedepohl, 1969). Para os coeficientes de partição daqueles elementos em anfibólito, biotita e feldspato potássico foram utilizados dados de Hanson (1978),

excluindo-se o do Rb para o último mineral, tomado de Dupuy e Allègre (1972). Para o plagioclásio sódico, adotaram-se os valores apresentados por McCarthy e Hasty (1976), enquanto que para a muscovita, foram calculados a partir das concentrações de Ba, Sr e Rb de muscovita coexistindo com biotita determinados por Albuquerque (1973a, 1973b e 1975).

Na produção de anfibólio-biotita granito (30% de cristalização) obtiveram-se aproximadamente as seguintes concentrações: Ba=770 ppm; Sr=200 ppm e Rb=200 ppm, enquanto que essa variedade no corpo da Serra Dourada apresentou, respectivamente, 740, 55 e 300 ppm. Para o biotita granito teórico, os valores de Ba (270 ppm), Sr (64 ppm) e Rb (390 ppm), a 90% de cristalização, ficaram relativamente próximos aos obtidos para o corpo em questão, que foram, em média, respectivamente, 210, 50 e 350 ppm. Finalmente, para o muscovita-biotita granito, a 99% de cristalização, obteve-se Ba (12 ppm), Sr (2 ppm) e Rb (2000 ppm), enquanto que essa variedade na Serra Dourada apresentou 220, 22 e 470 ppm, respectivamente. Apesar de existirem uma diminuição nos teores de Ba e Sr, e um aumento nos de Rb a partir da variedade com anfibólio em direção à com muscovita nas rochas graníticas em estudo, observa-se, ao comparar-se as suas concentrações com as obtidas teoricamente, que não há uma variação aproximadamente proporcional àquela apresentada pela cristalização fictícia, o que sugere a inexistência de um mecanismo de cristalização fracionada interligando essas três variedades do granito Serra Dourada. No entanto, a certeza de que esses cálculos representam a realidade é limitada e outras hipóteses para a cristalização do granito em questão não podem ser aqui, prontamente eliminadas. Por outro lado, médios a grandes plutons, principalmente aqueles de dimensões batolíticas, apresentam o fenômeno da intrusão múltipla interligando seus diversos facies (Pitcher, 1979), um mecanismo que pode ser aceito para explicar o relacionamento das diversas variedades do granito Serra Dourada, levando-se em conta as suas dimensões e o fato de ser um fenômeno compatível com as variações sistemáticas do Ba, Rb e Sr e da razão K/Rb nas três variedades do granito.

7 OS BENS MINERAIS DA EXTREMIDADE MERIDIONAL DA SERRA DOURADA

7.1 Os Bens Minerais e seus Ambientes

Dentre os bens minerais existentes na parte sul da Serra Dourada, apenas a cassiterita e, como subprodutos, a tantalita-columbita e a wolframita, vem despertando o interesse de companhias de mineração, a exemplo da METAGO e Goiás Estanho S.A., que têm desenvolvido trabalhos de pesquisa na área. Porém, numerosos garimpeiros residem na região e extraem, além dos minérios citados, berilo (como berilo industrial, água-marinha e esmeralda), muscovita e ouro. Em termos genéticos, dos bens minerais registrados na área, apenas a granada, a cianita, a estauroлита e o ouro não parecem estar relacionados ao núcleo granítico da Serra Dourada.

Sem procurar estimar suas potencialidades, tentar-se-á descrever de maneira sucinta e interpretar geneticamente as ocorrências minerais hoje conhecidas na área em estudo.

7.1.1 Cassiterita

A cassiterita é o bem mineral que desperta maior interesse, tanto das empresas de mineração quanto dos garimpeiros que a vem extraíndo desde 1973. Esse minério acha-se associado a três tipos litológicos principais, a saber: soda-gnaiss, greisen e biotitito (foto 10), em provável ordem de crescente de abundância. É possível que também esteja associada a pegmatitos, levando-se em conta a existência de cristais euédricos centimétricos desse minério em colúvios.

O soda-gnaiss, como já descrito, é extremamente semelhante, no campo, ao granito Serra Dourada, o que dificulta a demarcação de seus limites. Esse gnaiss forma corpos aparentemente lenticulares concordantes com a orientação do granito que os envolve. Foram registrados seis ocorrências desses enclaves com cassiterita associada: garimpos do Chapéu, Areia, Buriti, Campo, Tatu e Garimpoinho. Nesses enclaves a cas

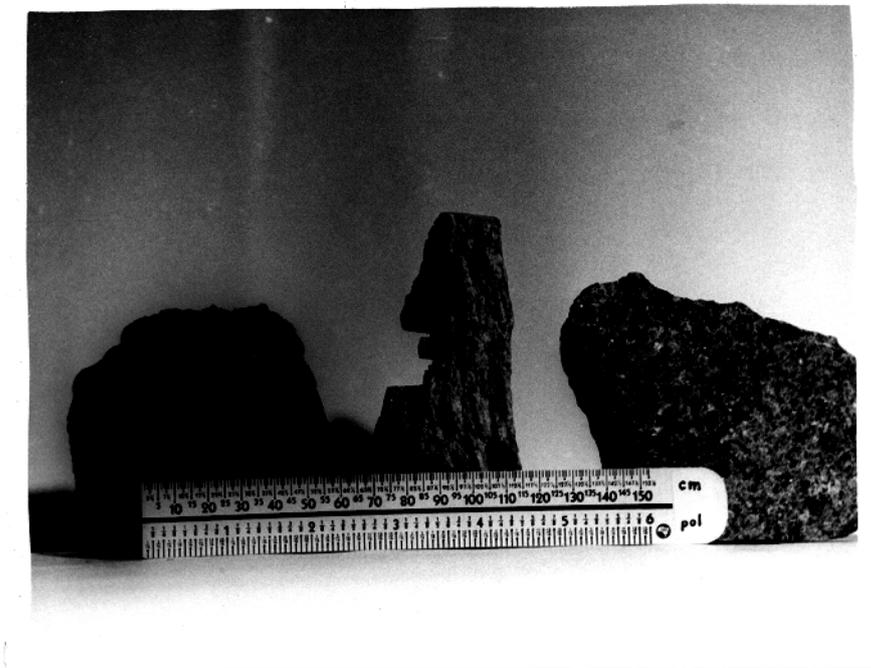


Foto 10 - Amostras mineralizadas com cassiterita. Da esquerda para a direita: biotitito, greisen e sodagnaïsse (Serra Dourada, Goiás).

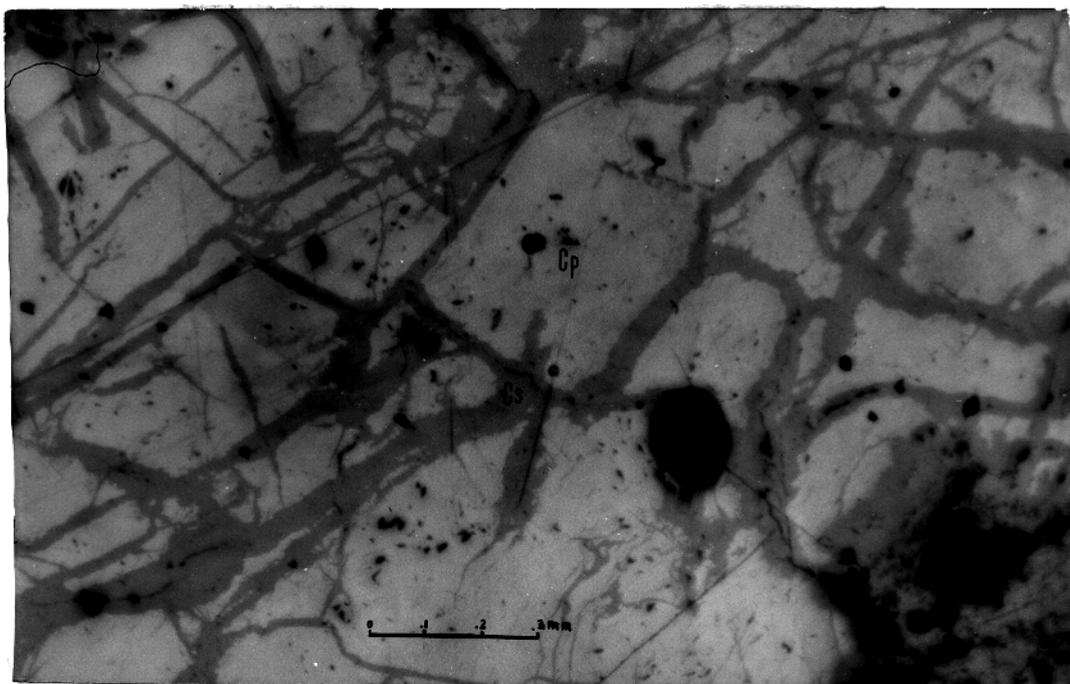


Foto 11 - Fotomicrografia de um cristal de calcopirita (Cp) sendo substituído por calcosita (Cs) ao longo de microfaturas. Seção polida. Amostra SD-09 (Serra Dourada, Goiás).

siterita forma cristais subédricos de até 0,5 cm de diâmetro, o correndo tanto na forma disseminada como em pequenas concentrações que, quando alinhadas, sugerem um leve bandamento à rocha. Quando cortados por veios graníticos, os corpos de soda-gnaissse chegam a apresentar maiores concentrações de cassiterita e flurita próximo aos contatos. A cassiterita ocorre também associada à magnetita, em alguns casos como inclusões, a exemplo dos garimpos Buriti e Areia. A existência local de pontos triplês entre plagioclásio, magnetita e quartzo, e, às vezes, também com cassiterita, no soda-gnaissse, sugere que houve recristalização, pelo menos parcial, dessa rocha, quando da formação da magnetita e cassiterita. As delgadas franjas irregulares de alguns cristais de biotita podem ser um resultado dessa recristalização.

Pouco se conhece sobre a natureza e os mecanismos de transporte e deposição da cassiterita e sobre sua temperatura de cristalização. Taylor (1979) apresenta um apanhado dos resultados de diversos experimentos que demonstram a precipitação de cassiterita a partir tanto de um sistema gasoso como de um líquido. Com relação à temperatura, tendo-se por base esses estudos experimentais resumidos por Taylor e as observações em pegmatitos (Fersman, Ginzburg, Varlamoff e Medumov, in Sá, 1977), acredita-se que a temperatura de cristalização da cassiterita não deva ser superior a 650° C. Como na maioria das amostras de soda-gnaissse com cassiterita examinadas não se observaram evidentes sinais de greisenização (como, por exemplo, muscovitização do feldspato), que, segundo Shcherba (1970a), ocorre em rochas silicatadas entre 470-330° C, admite-se que a cassiterita, pelo menos no soda-gnaissse, deve ter se precipitado entre 650-500° C, numa etapa anterior à greisenização. Nos biotititos, a cassiterita ocorre formando geralmente níveis des contínuos, irregulares, de espessura milimétrica e dispostos de maneira concordante com as micas ou na forma de pequenas concetrações. Esses níveis biotíticos mineralizados são abundantes nos garimpos de cassiterita e nas zonas greisenizadas.

Na faixa greisenizada do contato, a cassiterita apresenta-se predominantemente em níveis de poucos centímetros de espessura constituídos por biotita oxidada, os quais

são concordantes com as rochas hospedeiras (greisens) e representam possivelmente corpos biotíticos inclusos no granito. A biotita resistiu parcialmente às soluções greisenizantes, permanecendo no sistema em forma residual. Naquela faixa, a cassiterita ocorre também de maneira mais ou menos disseminada no próprio greisen, por vezes sugerindo níveis de poucos centímetros de espessura concordantes com a foliação da rocha. Fluorita e sulfetos podem estar associados à cassiterita.

Uma amostra de cassiterita coletada nos greisens foi estudada em seção polida e apresentou minúsculas inclusões de pirrotita e calcopirita. A calcopirita parece ser produto de exsolução da pirrotita, que segundo Hewett (in Uytendogaardt e Burke, 1971) se dá a aproximadamente 600° C, o que deve significar que a pirrotita se cristalizou em uma fase anterior à greisenização.

7.1.2 Wolframita

A wolframita ocorre apenas nos quartzitos do Grupo Serra da Mesa, mesmo quando esses se encontram como xenólitos no granito. Registraram-se ocorrências de wolframita no sítio do Sr. Edvaldo, situado na borda leste da Serra Dourada, no garimpo Tatu e nas proximidades do garimpo Japão. Na primeira localidade, a wolframita ocorre em uma camada de quartzito puro, maciço, com aproximadamente 4 m de espessura, contida, de maneira concordante, no pacote de quartzito muscovítico encaixante, a qual bem pode significar um plano recristalizado pelas soluções hidrotermais que transportaram os compostos de tungstênio. Nessa camada, a wolframita pode ocorrer como cristais euédricos centimétricos. Porém, é mais freqüente como cristais milimétricos, alongados e dispostos de tal forma que definem vários planos paralelos à direção do acamamento do quartzito. Uma amostra dessa rocha com 30% de wolframita revelou, em seção polida, que esse mineral está intercrescido com o wolframato de Mn (huebnerita), que abrange aproximadamente 7% do volume da amostra, ambos possuindo diminutas inclusões de pirita. A wolframita apresenta alguns contatos retos com os grãos de

quartzo, indicando que se tenha formado juntamente com a recristalização do quartzito ou se depositado em cavidades dessa rocha, pois localmente esse contáto insinua forma hexagonal para os grãos de quartzo (drusa?), que lhe atestaria uma formação anterior à da wolframita. Esse minério ocorre também preenchendo microfaturas da rocha hospedeira (foto 8).

No garimpo Tatu, a wolframita é encontrada com características similares às aquelas observadas no sítio do Sr. Edvaldo, tanto no que diz respeito ao tamanho dos cristais como no modo de ocorrência. A rocha portadora é um quartzito muscovítico, cujas relações de campo, em que pese o mascaramento pelos efeitos da greisenização, sugerem tratar-se de um xenólito no corpo granítico. A análise difratométrica de raios X desse mineral o caracterizou como sendo uma wolframita rica em Ta e Nb. Nessa mesma localidade, porém na margem direita do córrego Pela-Ema e disposta paralelamente a esse, existe uma falha, no plano da qual parece ocorrer wolframita, segundo informações de garimpeiros.

A algumas centenas de metros a leste do garimpo Japão, a wolframita ocorre associada à fluorita em quartzitos muscovíticos, possivelmente afetados pelos fluidos greisenizantes, ou em pequenos veios de quartzo. A presença de Ta e Nb na wolframita foi revelada novamente pela difratometria de raios X.

A associação da wolframita com o quartzo recristalizado é comum na Serra Dourada e em outras ocorrências desse mineral. É bem provável que quando a wolframita se precipitou, as soluções hidrotermais estavam enriquecidas em sílica. Com base no estudo de inclusões fluidas de quartzo drusiforme de veios portadores de wolframita associados a rochas graníticas, Reyf e Bazheyev (1977) estimaram que esse minério se formou a partir de soluções ricas em NaCl entre 520-335° C.

7.1.3 Tantalita-columbita

As ocorrências de tantalita-columbita estão principalmente relacionadas a pegmatitos que cortam os xistos

encaixantes situados na faixa de contato com o granito Serra Dourada, os quais são mais deformados que aqueles no interior do batólito. Nos pegmatitos do contato, a tantalita-columbita ocorre como cristais milimétricos dispersos numa massa caulinitica como na região da nascente do córrego Mica Verde.

Esse mineral parece ocorrer também em pegmatitos no próprio granito, pois alguns espécimes de até 3 cm de comprimento foram coletados em colúvios derivados de rochas graníticas (vale do córrego Buriti).

A prospecção em concentrados de batéia feito pela METAGO (Tamborim, 1980), revela, além das duas ocorrências citadas, anomalias de tantalita (mais de 5%), na margem direita do córrego Pela-Ema, próximo a estrada que dá acesso à balsa da travessia do rio Cana-Brava, onde é grande a incidência de pegmatitos caulinizados. Dentro da área dessa anomalia, porém num intervalo de menor teor (1-5% de tantalita em concentrado de batéia), existe o garimpo do Pedrinho, atualmente abandonado, onde o minério localiza-se em micaxistos. Essas rochas são encaixantes de pegmatitos dispostos paralelamente à sua estruturação, em que o feldspato está alterado para caulim. Segundo informações de garimpeiros, a tantalita-columbita ocorre em níveis caulinizados de espessura centimétrica de derivação pegmatítica encaixados nos xistos.

O grau de alteração e o estado de deformação dos pegmatitos com tantalita-columbita impediu que, com as observações realizadas, fosse possível classificá-los. No entanto, são corpos que contêm quartzo e grandes placas de muscovita, sugerindo que possam ser do estágio potássico da classificação de Ginzburg (1960), o qual acomoda mineralizações de Ta e Nb.

7.1.4 Berilo

O berilo ocorre na extremidade sul da Serra Dourada em dois tipos principais: como grandes cristais, sem utilidade para lapidação, mas extraídos para fins industriais e ornamentais, e como pedras preciosas, nas variedades esmeralda

e água-marinha. No primeiro tipo, o berilo foi registrado no vale do córrego Taboca e no topo e flancos do morro do garimpo Buriti. Ocorre em cristais isolados, geralmente bem formados, cuja seção atinge até 10 cm de diâmetro, alojados em pegmatitos e biotititos, assim como na forma maciça, em núcleos de bolsões pegmatíticos. Nos biotititos, os cristais têm disposição paralela a esses níveis e apresentam inclusões de micas aprisionadas durante o seu crescimento.

Como pedras preciosas, a variedade esmeralda foi constatada em dois pontos de ocorrência: garimpos Mica Verde e Zé Leite, nos contatos leste e sul do granito, respectivamente. Em geral, a esmeralda está em pegmatitos bastante caulinizados concordantes com a orientação dos xistos encaixantes. Intercalada com esses xistos, no garimpo Zé Leite, existe uma camada de anfibólio xisto que deve ter fornecido o Cr necessário para a formação da esmeralda, pois é esse elemento que lhe dá a cor verde (Betejtin, 1970). A variedade água-marinha, por sua vez, ocorre em vários pegmatitos de forma aproximadamente lenticular situados na parte de granulação mais grosseira do corpo granítico (vale do córrego Taboca). Está associada ao quartzo, na parte mais central do pegmatito, a qual é bordejada por feldspato potássico. Esses pegmatitos zonados (complexos, segundo Park Jr. e Mac Diarmid, 1975) são restritos à parte interna do corpo granítico (pegmatitos internos), cujas condições de mais lenta cristalização possibilitaram a formação de zoneamento. Juntamente com essa variedade de pedra preciosa, podem ocorrer também grandes cristais de berilo comum e raramente turmalina (schorlita).

De acordo com Ginzburg (1960), o berilo se cristaliza entre 500 e 700° C. Já Fersman (in Smirnov, 1976) acredita que pegmatitos com berilo, turmalina e muscovita se cristalizam entre 500 e 600° C.

7.1.5 Ouro

O ouro está associado a um colúvio constituído de fragmentos de micaxisto e quartzito muscovítico em um va-

le próximo ao contato oeste das rochas graníticas e perto da estrada para Trombas. Essa ocorrência situa-se a poucos quilômetros do meridiano ocidental que limita a área deste trabalho.

Garimpeiros informam a ocorrência de ouro no ponto de cruzamento do córrego Fundo com a estrada para Trombas.

Souza e Zalán (1977a) citam a ocorrência de pepitas de ouro no córrego Areia, nas proximidades do garimpo homônimo.

A possibilidade de uma associação do ouro com a fase pneumatolítico-hidrotermal da evolução do granito Serra Dourada deve ser testada a medida que outras ocorrências sejam encontradas e estudadas.

7.1.6 Muscovita

A muscovita ocorre em pegmatitos atualmente alterados para caulim situados principalmente ao longo da faixa de contato greisenizada, com predominância nos xistos encaixantes. Placas de até 30 cm de diâmetro têm sido extraídas por garimpeiros.

Segundo Ginzburg (1960), no estágio potássico, subestágio da muscovita do processo pegmatítico, o potássio, sob influência de fatores como pressão d'água e pH, é parcialmente lixiviado da microclina dando origem a quartzo e muscovita. Ainda segundo esse autor, a muscovita é um mineral característico de pegmatitos graníticos formados em temperaturas que variam de 750-600° C.

7.1.7 Monazita

Não foram verificadas ocorrências primárias de monazita. No entanto, esse mineral foi detectado em concentrados de batéia de colúvios da área do garimpo Tatu. Um cristal bem formado de aproximadamente 8 cm de diâmetro, tido como coletado do colúvio desse garimpo, foi identificado com o auxí-

lio da difração de raios X. Souza e Zalám (1977a) citam a existência desse mineral no garimpo Areia e no garimpo do Pedrinho.

De acordo com Ginzburg (1960), os fosfatos de terras raras se formam em altas temperaturas (900-700° C) e são freqüentes no estágio cálcico-sódico da evolução pegmatítica. Como na Serra Dourada se tratam de pegmatitos graníticos a temperatura deve ser inferior a 800° C.

7.1.8 Caulim

O caulim ocorre como produto da alteração hidrotermal do feldspato dos pegmatitos que cortam as rochas do contato do granito Serra Dourada, predominantemente na área greisenizada. Esses pegmatitos podem ter espessuras métricas e, quando situados nos micaxistos encaixantes, podem ser concordantes com a foliação dessas rochas.

O caulim mostra-se bem alvo, apresentando freqüentemente grandes placas de muscovita e feldspato alterado de cor rósea e verde em seu interior. Tantalita-columbita e esmeralda também ocorrem nesses pegmatitos, porém são raras. A associação dessas massas de argilo-minerais com a área greisenizada leva a crer que o feldspato dos pegmatitos foi lixiviado pelas soluções hidrotermais, subtraindo seu conteúdo de potássio, possivelmente logo após o processo greisenizante, e deixando, como resíduo, aluminossilicatos hidratados.

7.1.9 Sulfetos

Os sulfetos (principalmente a calcopirita) têm boa distribuição na área do trabalho, porém, em geral, com teores de traços. Apenas nos garimpos de cassiterita e na região greisenizada são mais abundantes, ocorrendo geralmente de forma disseminada, tanto no granito e greisen, como nos enclaves. Somente no garimpo Pique verificou-se uma maior incidência em um nível biotítico de aproximadamente 1 m de espessura, cuja superfície exposta é esverdeada e azulada provocada por filmes de malaquita e azurita, que são produtos da alteração su

pergênica dos sulfetos. Nesse nível, que também é portador de cassiterita, porém em mais baixos teores que em outras partes do garimpo, tem-se concentrações irregulares de sulfetos que chegam a atingir até 8 cm de diâmetro. Andrade (1978) observou também, ao estudar o granito greisenizado da Serra Branca, que nos locais onde se têm enriquecimentos em sulfetos, existe menor incidência de cassiterita. O exame de seções polidas desse minério permitiu verificar a presença de inclusões de esferita na pirita subédrica, que por sua vez é envolvida por calcopirita. A calcopirita (foto 11), que é mais abundante (50%), está bastante fraturada e apresenta-se localmente substituída por calcosita (35%) e bornita (1%) e alterada para covelita (2%). Ocorrem, ainda, pirita e esfalerita com cerca de 5 e 7%, respectivamente. De acordo com Shcherba (1970b), os sulfetos são alguns dos últimos minerais a se formar num processo de greisenização.

7.1.10 Fluorita

A fluorita é bastante abundante em todo o corpo granítico em quantidades de traços, ocorrendo tanto no granito e greisen como nos enclaves. Nas áreas greisenizadas e em alguns pegmatitos (por exemplo, no garimpo Japão) apresenta-se frequentemente em cristais de até 1 cm de diâmetro de cor violeta, amarela ou verde. Uma lâmina delgada de soda-gnaise do garimpo Areia apresentou mais de 10% desse mineral. Comumente a fluorita mostra comportamento concordante com a xistosidade das rochas hospedeiras e dispõe-se ao longo dos contatos dos demais cristais constituintes daquelas rochas. Possivelmente esse mineral precipitou-se diretamente das soluções tardi-magmáticas, em temperaturas que variam de 500-100°C (Yermakov, 1964), ou é o resultado da combinação do flúor dessas soluções com o cálcio proveniente da decomposição do plagioclásio provocada por tais soluções (Dall'Agnol, 1980).

7.1.11 Topázio

O topázio foi observado apenas em lâminas

delgadas, como pequenos cristais anédricos nos blocos de quartzo muscovítico inclusos no granito e aflorante na faixa greisenizada (garimpo Tatu) e em micaxistos cortados por pegmatitos do garimpo Mica Verde. Esse mineral está associado a quartzo recristalizado com o qual apresenta contatos irregulares ameboidais. A literatura apresenta um largo intervalo de temperaturas (950-350° C) para a formação do topázio (Deer et alii, 1962a; Rosemberg, 1972). No entanto, com base no fato desse mineral estar intimamente associado ao quartzo tido como produto da greisenização que atuou na Serra Dourada, limita-se sua temperatura de formação entre 500-350° C. As evidências petrográficas não permitiram sugerir reações para a formação desse mineral.

7.1.12 Rutilo

Na margem direita do córrego Pela-Ema, a meio curso dos garimpos Granada e Japão, o rutilo ocorre em pegmatites constituídos basicamente de quartzo e muscovita com raro álcali-feldspato, alguns apresentando geminação "em cotovelo". A identificação foi confirmada por difração de raios X. Considerando que o teor de TiO_2 do granito Serra Dourada é baixo (0,22%), o Ti que compõe esse mineral deve ter sido extraído de alguma unidade litológica cortada pelos pegmatitos, como xistos com biotita ou anfibolitos, pois lâminas dessas últimas rochas revelaram até 5% de titanita. De acordo com Deer et alii (1962b), o rutilo se cristaliza, em geral, entre 1000 e 500° C.

7.1.13 Álcali-feldspato

O corpo granítico e suas encaixantes mais próximas estão intensamente cortados por um grande número de pegmatitos de forma tabular onde a microclina é o principal componente. Alguns desses pegmatitos atingem espessuras métricas, oferecendo volumosas massas de feldspato. Em geral esses corpos não apresentam zoneamento mineral (pegmatitos

simples) e são constituídos de microclina, quartzo e albita, que localmente têm textura gráfica.

A ocorrência de feldspato verde (amazonita) é bem restrita. Pegmatitos cortando a região de contato, 500 m ao sul do garimpo Mica Verde, apresentam essa variedade de feldspato.

7.1.14 Água Termal

A partir de uma fratura situada em quartzitos da margem direita do córrego Taboquinha, próxima à estrada que se dirige para Trombas, jorra uma água límpida, inodora, com temperatura aproximada de 38° C. Essa fratura possivelmente está associada a um lineamento de direção aproximada NE-SW, onde se encaixa o córrego Taboca. Com direção aproximada, porém correndo em sentido oposto e localizado a NE do córrego Taboca, situa-se o córrego Dois de Junho, já fora da área de trabalho. Nesse córrego tem-se uma fonte semelhante à descrita, parecendo ter águas de mais alta temperatura. As fraturas associadas devem atingir profundidades onde o grau geotérmico é suficientemente alto para aquecer as águas meteóricas que lá chegam.

A análise química de uma amostra de água da primeira fonte revelou teores normais de seus constituintes, como mostram alguns resultados abaixo, em ppm:

CO ₂ (livre)	Fe _{total}	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻
112,8	0,1	16,6	0,5	0,2	1,5

7.1.15 Granada, Cianita e Estaurólita

A granada e a cianita são bastante abundantes nos micaxistos situados próximos ao contato sul do granito

Serra Dourada, A granada apresenta vasta distribuição nos metassedimentos, enquanto que a cianita é mais freqüente ao longo do contato. Esses minerais ocorrem como grandes cristais, que chegam a ter mais de 10 cm de diâmetro, sendo comuns em xenólitos no granito. A granada possivelmente é da variedade almandina e parece já ter sido extraída para fins de lapidação. No entanto, as amostras que foram examinadas apresentaram variado grau de limonitização.

A estaurolita foi registrada apenas nas margens do córrego Pela-Ema, ao sul do garimpo Granada, em cristais bem formados de comprimento menor que 5 cm e em geral alargados. Esse mineral ocorre como porfiroblastos em um nível de xisto feldspático, os quais mostram sinais de deformação, tendo alguns sofrido movimentos de rotação. Tanto a granada como a estaurolita e a cianita são produtos de metamorfismo de pressão média a alta de sedimentos ricos em Fe e Al no fácies anfibolito.

7.2 Eventos Tardi-Magmáticos e Mineralizações

Os bens minerais mais importantes da parte meridional da Serra Dourada são aqueles associados às manifestações tardi-magmáticas da evolução do corpo granítico que compõe o núcleo dessa serra. Os fenômenos que deram origem a essas mineralizações, apesar de diferenças de natureza estão intimamente interligados ao longo de uma seqüência de eventos decorrentes da cristalização de um magma granítico rico em voláteis.

Os principais produtos dos eventos tardi-magmáticos relacionam-se aos corpos pegmatíticos que ocorrem tanto no interior do granito como na zona de contato, bem como às rochas que, ao interagirem com as soluções pneumatolítico-hidrotermais, sofreram modificações mineralógicas e texturais, a exemplo dos greisens. Um esquema paragenético tentativo para os diversos bens minerais presentes na Serra Dourada, é apontado na fig. 8.

No domínio dos pegmatitos, a primeira fase mineralógica de interesse a se formar foi a monazita, que de

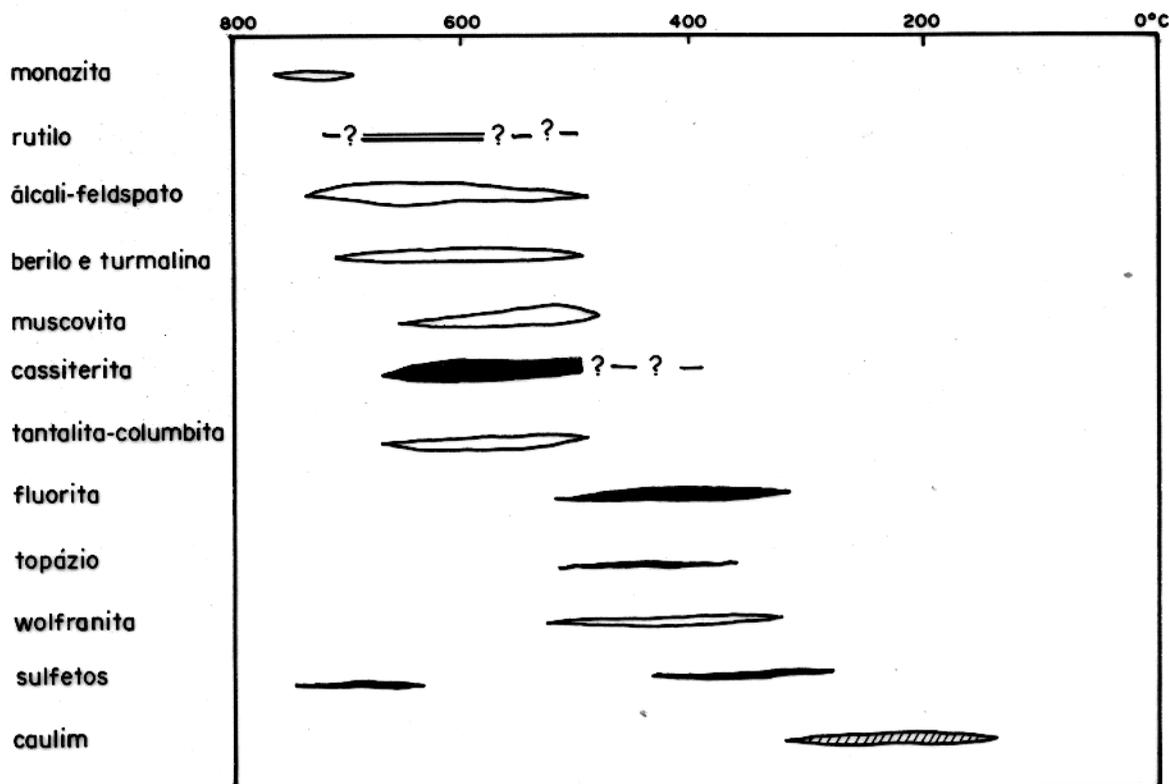


Fig. 8 - Estimativas da seqüência e temperatura de formação dos diversos bens minerais da extremidade meridional da Serra Dourada, Goiás. A temperatura está em ordem de grandeza e a espessura da barra dá apenas idéia da abundância relativa dos minerais. As barras claras representam os minerais de pegmatitos e veios, as escuras, os minerais do sistema pneumatolítico-hidrotermal e a hachuriada, os produtos de hidrotermalismo dos pegmatitos.

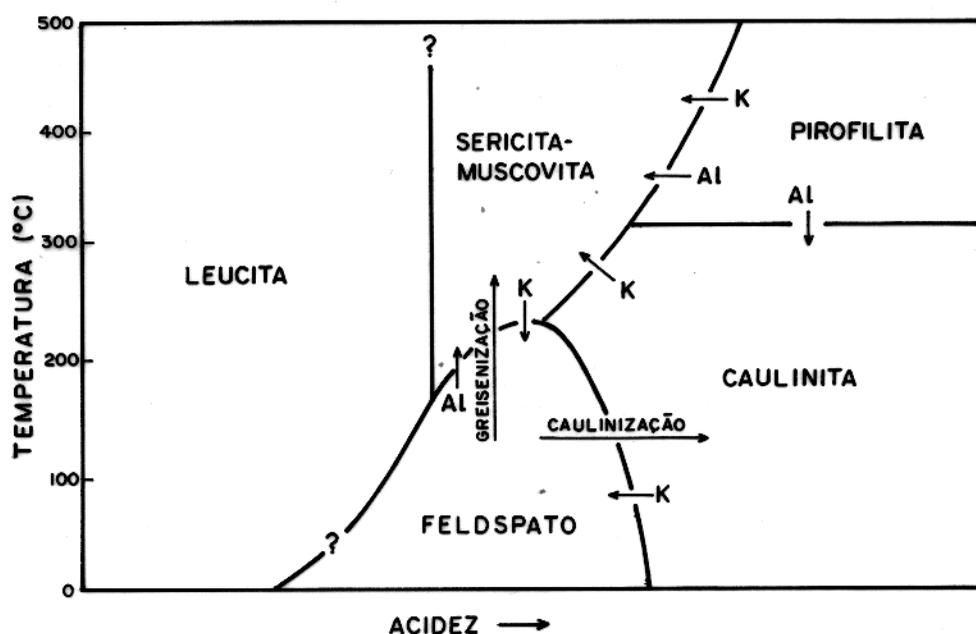


Fig. 9 - Campos de estabilidade dos feldspatos e seus produtos de transformações hidrotermais de acordo com a temperatura, acidez e concentrações de K e Al. As setas indicam o aumento das concentrações de K e Al e dos fenômenos de caulinição e greisenização. Modificado de Folk (in Smirnov, 1976).

acordo com Ginzburg (1960), se processa entre 900-700° C. Apesar de não ter sido encontrada na forma primária, um cristal bem formado de monazita, de 8 cm de diâmetro, detectado em colúvios de uma zona greisenizada, faz crer que esse mineral tenha se formado em corpos pegmatíticos. Em temperaturas possivelmente inferiores as de cristalização da monazita, depositaram-se cristais de rutilo com diâmetro máximo de 1 cm, que segundo Deer et alii (1962b), se dá entre 1000-500° C, em raros pegmatíticos constituídos basicamente de quartzo e muscovita alojados nos xistos encaixantes do granito Serra Dourada, próximos ao seu contato sul. O Ti para a formação do rutilo deve ter sido lixiviado de alguma unidade litológica atravessada pelos pegmatitos, a qual contém minerais com esse elemento, como biotita xisto, pois o granito é pobre nesse elemento.

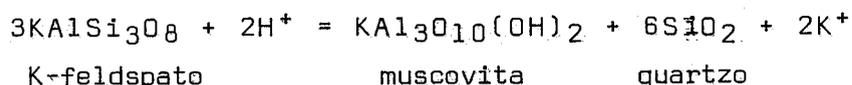
Com o lento abaixamento da temperatura, foi possível a formação de corpos pegmatíticos zonados na parte interna do granito, como aqueles que cortam de maneira subvertical a zona do vale do córrego Taboca. Esses pegmatitos, que por apresentarem zoneamento mineral foram classificados como do tipo complexo (Park Jr. e Mac Diarmid, 1975), têm forma lenticular com cerca de 1 m de espessura e menos de 10 m de comprimento. O zoneamento concêntrico caracteriza a seqüência de formação de seus constituintes, apresentando feldspato róseo, por vezes levemente caulinizado, nas paredes mais externas, e quartzo hialino, em seu núcleo. Inclusos no quartzo, ocorrem grandes cristais de berilo de até 60 cm de comprimento. Alguns desses cristais, no entanto de dimensões centimétricas, são levemente azulados e bastante límpidos, correspondendo a pedras preciosas da variedade água-marinha, que se associam com raros cristais de turmalina negra. Alguns desses pegmatitos cortam os corpos de biotitito que, atuando como níveis favoráveis à fixação de voláteis, acomodaram centimétricos cristais de berilo acompanhando a orientação geral desses corpos. Em outra zona da parte interna do corpo batolítico, a exemplo do vale do córrego Areia, um grande número de pegmatitos do tipo simples (sem zoneamento mineral), constituídos predominantemente de álcali-feldspato e quartzo, com textura gráfica local, corta as rochas graníticas. Esses corpos têm espessura de 20-50 cm, porém alguns chegam a atingir mais de 2 m. Os corpos pegmatíticos da região do contato

apresentam-se empobrecidos em quartzo e enriquecidos em microclina e muscovita quando comparados com os internos. Vários desses pegmatitos do contato possuem placas de muscovita que atingem até 30 cm de diâmetro e alguns poucos mostram cristais de esmeralda e amazonita. A tantalita-columbita ocorre como milimétricos cristais nesses pegmatitos dos contatos sul e sudeste. De acordo com Fersman (in Smirnov, 1976), pegmatitos com berilo, muscovita e turmalina se formam em temperaturas da ordem de 600 a 500° C, porém a presença de turmalina negra em alguns pegmatitos zonados da Serra Dourada, permite estimar a temperatura máxima para o início da formação desses corpos como sendo um pouco mais superior (700-800° C), que é compatível com o magma granítico (Medumov, in Sá, 1977).

Em condições físicas semelhantes as da formação desses pegmatitos deve ter-se dado a precipitação da cassiterita, a qual apresentou uma especial preferência pelos enclaves, tais como o soda-gnaiss e o biotitito. As soluções mineralizantes, ao contactarem e penetrarem nesses enclaves, depositaram sua carga metálica sob forma de cassiterita em resposta a desestabilização dos complexos de estanho, provavelmente provocada pelo aumento na fugacidade do oxigênio e declínio da temperatura e da pressão (Taylor, 1979). Associada à cassiterita, a exemplo do garimpo Areia e Buriti, houve a formação da magnetita em uma segunda geração, pois a primeira cristalizou-se como acessório do granito na fase ortomagmática. Raros cristais de pirrotita também estão associados à cassiterita na forma de inclusões e apresentam, como exsolução, a calcopirita, que de acordo com Hewett (in Uytendogaardt e Burke, 1971) se dá a aproximadamente 600° C. De acordo com dados experimentais e as observações texturais e mineralógicas já referidas, a cassiterita e a magnetita cristalizaram-se entre 650°-500° C em, pelo menos, parte desses enclaves. A ocorrência de cassiterita nos greisens, não é, por si só, uma evidência forte de que esse mineral tenha se formado durante a greisenização que, de acordo com Shcherba (1970a), ocorre entre 500 e 300° C em rochas silicatadas, podendo ter-se depositado em mais altas temperaturas, antes dessa alteração.

O evento da greisenização é caracterizado por um vigoroso aporte de soluções aquosas de natureza ácida enri-

quecidas em elementos como Be, Li, B, Sn e F, que alteraram prontamente as rochas preexistentes, dando como produto, basicamente, quartzo e muscovita. Segundo Smirnov (1976), a evolução das soluções residuais provoca um aumento gradativo de sua acidez e "o pico de acidez das soluções mineralizantes ocorre quando elas passam do estado supercrítico para o hidrotermal durante a greisenização, quando álcalis, alumínio e elementos acessórios são removidos das rochas preexistentes sob condições de altas atividades de flúor e boro". Com efeito, é grande o número de transformações que sofrem os minerais das rochas sujeitas a essas soluções ácidas. Por exemplo, tem-se a decomposição da biotita, originando clorita e magnetita, que por sua vez favorecem a formação de muscovita e pirita (Shcherba, 1970a). No caso do sulfeto, há necessidade de enxofre disponível nas soluções hidrotermais para sua cristalização. Por outro lado, o enriquecimento gradativo das soluções hidrotermais no íon K^+ , às expensas da decomposição do álcali-feldspato, favorece a formação de muscovita e quartzo, como mostra a reação abaixo (Hemley, in Orville, 1962):



O aumento da concentração de flúor nas soluções residuais possibilitou a formação de fluorita e topázio. A fluorita precipitou-se principalmente ao longo dos contatos dos grãos de feldspatos do granito e do soda-gnaiss e nos biotititos e greisens, em temperaturas inferiores a 500° C (Yermakov, 1964). Por sua vez, o topázio, de acordo com os critérios já vistos, deve ter-se formado também durante a greisenização, num intervalo de temperatura de 500° a 350° C.

Em alguns pontos da área, como próximo ao contato sul do granito (garimpo Mergulhão) e na localidade Campo, onde existem alguns xenólitos de micaxistos, a muscovita apresenta coloração esverdeada devido ao seu conteúdo de Cr, possivelmente removido por soluções hidrotermais de minerais máficos presentes nas rochas desses locais. Essas soluções, ao se concentrarem na cúpula do corpo granítico e em suas proximidades, atingiram pressões relativamente altas, que propiciaram a rutura das rochas através de planos de fraturas e de foliação,

ao longo dos quais os fluidos se escoaram promovendo a alteração hidrotermal, na forma de frentes de greisenização. O resfriamento gradativo do corpo também deve ter favorecido a formação de fraturas devido a diminuição do seu volume. Por outro lado, o fluxo de calor oriundo do batólito, pode ter causado uma expansão diferencial, entre os fluidos aprisionados nos poros e os cristais envolventes, nas rochas encaixantes, provocando o fraturamento dessas (Knapp e Knight, 1977). A região dos contatos sul e sudeste do granito mostrou-se especialmente permeável às soluções hidrotermais, pois apresenta foliação distinta e fraturas que certamente condicionaram o fluxo de apreciáveis quantidades de fluidos aquosos. Os pegmatitos alojados nessa zona foram alvos dessas soluções ácidas que deixaram cristais de muscovita, tantalita-columbita e esmeralda dispersos na massa de caulim para a qual o feldspato foi transformado. As soluções que atingiram esses pegmatitos deveriam estar ligeiramente mais ácidas do que quando deram origem à muscovita, pois, de acordo com Folk (in Smirnov, 1976), a caulinita é estável em condições de maior acidez do que aquelas onde a muscovita é, em temperaturas inferiores a 300° C, como mostra a figura 9.

No mesmo intervalo de temperatura em que se deu a greisenização, porém, em preferência nos quartzitos encaixantes do granito Serra Dourada, possivelmente devido a maior mobilidade das espécies de tungstênio em solução, deu-se a precipitação da wolframita conjuntamente com o quartzo secundário, entre 500 e 300° C (Reyf e Bazheyev, 1977).

Caso o ouro que ocorre na área estudada tenha algum relacionamento genético com a evolução do granito, sua deposição deve ter-se dado quando fundaram os fenômenos greisenizantes (Shcherba, 1970a). Ainda segundo esse autor, nessa etapa também se formaram os sulfetos de Cu, Fe e Zn que se depositaram, entre outros locais, nos biotititos do garimpo Pique, na forma de pequenas concentrações. Nessas concentrações, de menos de 10 cm de diâmetro, a calcopirita é o sulfeto mais abundante e envolve cristais de pirita, que por sua vez, apresentam inclusões de esfalerita. A calcopirita encontra-se substituída, ao longo de suas fraturas, pela calcosita, bornita e covelita. A temperatura de equilíbrio para essa assembléia, excluindo a esfalerita, que se forma em mais altas temperaturas, está em

torno de 300° C (Barton Jr. e Skinner, 1979).

8 CONSIDERAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

As tentativas de se datarem as rochas graníticas das estruturas dômicas do centro-leste de Goiás têm sido frustrantes, mas têm dado uma dimensão dos problemas relacionados às datações isotópicas e da complexidade dos eventos por que passaram essas rochas desde sua formação e alojamento na crosta. Até hoje não se conseguiram datações que apontassem as verdadeiras idades desses corpos, deixando ao sabor de variadas interpretações os resultados isocrônicos conseguidos através de uma intrigante dispersão de pontos.

Hasui et alii (1980) reuniram as rochas graníticas do centro-norte de Goiás como intrusões magmáticas pré-brasilianas. A isócrona Rb-Sr de referência de 1550 m.a., envolveu amostras de três corpos distintos situados às proximidades de Porto Nacional e Cavalcante. Por outro lado, os cinco pontos representando rochas do granito Nova Roma, que faz parte do conjunto de granitos estaníferos do centro-leste de Goiás, não se alinharam e foram interpretados como resultado de um desequilíbrio isotópico atribuído ao "rejuvenescimento" que teria sofrido durante o ciclo Uruaçuano.

Por sua vez, Reis Neto (1981) reeditou a dispersão de pontos, dessa feita com amostras do granito Serra da Mesa, as quais forneceram uma isócrona "verdadeira" com sete pontos mal alinhados, revelando uma idade de 643 m.a. Esses resultados foram interpretados como "rejuvenescimentos" durante os ciclos Uruaçuano e Brasiliano de rochas formadas no Transamazônico.

Também pelo método Rb-Sr, Tassinari et alii (1981) construíram um diagrama isocrônico de referência para os granitos tipo Serra da Mesa e lograram limitar o campo de dispersão através das retas de 1955 m.a. e de 1200 m.a. Quanto aos pontos situados entre as duas isócronas, os autores acham possível que eles indiquem idades intermediárias entre as extremas. Como provável explicação, admitiram uma idade transamazônica (2000 m.a.) para a cristalização inicial dos granitos, os quais, posteriormente, teriam sido afetados pelos fenômenos metamórfico-metassomáticos relacionados aos ciclos Uruaçuano e/ou Brasiliano.

Pelo método K-Ar, Reis Neto (1980) realizou

duas datações em biotita do granito Serra Dourada, obtendo idades de 530 e 538 m.a. O fenômeno que gerou essas idades, que já havia sido detectado nos granitos do centro de Goiás em biotita do corpo da Serra da Mesa (Hasui e Almeida, 1970) e que foi, mais tarde, ratificado por Reis Neto (1981), em biotita e anfibólio do mesmo granito, tem sido interpretado como o aquecimento sofrido por esses corpos no ciclo Brasileiro.

Já pelo método Rb-Sr, Reis Neto (1980) tratou três amostras do granito Serra Dourada (Tab. 5). Essas amostras permitiram-nos traçar uma isócrona de 1450 m.a., porém com uma razão inicial de 0,812. Segundo o autor, as amostras que apresentam menores idades convencionais (amostras 5 e 6), teriam sofrido "uma fase de feldspatização e/ou muscovitização, que fez com que o sistema ficasse aberto, permitindo, em consequência, a entrada de rubídio". A amostra 7, de idade convencional de 2045 m.a., para uma razão inicial de 0,710, não teria sido afetada por esse "rejuvenescimento", observa Reis Neto.

Os resultados geocronológicos obtidos neste trabalho pelo método Rb-Sr em rocha total para o granito Serra Dourada (Tab. 5), mostram idades convencionais variando de 1870 a 1259 m.a. para uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,710, achada representativa para rochas graníticas derivadas da crosta sílica. A tentativa de se preparar um diagrama isocrônico com esses resultados em conjunto com os de Reis Neto (1980) para o granito Serra Dourada, visto na figura 10, apenas confirmou o padrão dispersivo que parece ser característico dos granitos da região centro-leste de Goiás. As sete amostras forneceram uma idade de 1653 ± 179 m.a. (1 σ) com uma razão inicial de 0,700 que, devido ao alto valor do seu M.S.W.D.* (32,83), tem significado geológico duvidoso. Semelhante valor (1658 m.a.) foi obtido pelo método Pb/Pb através de um diagrama contendo pontos representando amostras dos granitos Serra da Mesa e Serra Branca (Taylor, informação verbal). Excluindo-se os pontos de maior desvio (1 e 2) tem-se uma idade de 1441 ± 105 m.a. para uma razão inicial de 0,775 e M.S.W.D. igual a 12,54. A amostra 1, juntamente com a de número 7 (Reis Neto, 1980), são as que apresentam maiores idades convencionais. O afloramento onde foi coletada a amostra 1

* Mean Square Weighted Deviation

Tabela 5 - Concentrações de Rb e Sr (ppm), razões isotópicas e químicas, e idades convencionais de rochas da parte meridional da Serra Dourada, Goiás.

Número ado- tado nos gráficos	Número de campo	Rocha	Rb		Sr		Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade Convencional (m.a.) ^c
			Rx ^a	Di ^b	Rx	Di			
1	SD- 05	granito	356	371	29	33	35,076±0,770	1,6521±0,0004	1670
2	SD- 13	granito	363	393	60	73	16,116±0,536	0,9988±0,0005	1259
3	SD- 34	granito	621	633	25	35	58,430±1,459	1,9077±0,0002	1431
4	SD-131A	granito	335	366	39	54	20,458±0,443	1,1614±0,0003	1544
5 ^d	sd- 06	granito	498		31		48,196±1,110	1,6212±0,0018	1519
6 ^d	sd- 08	granito	649		25		79,326±1,880	2,4333±0,0045	1357
7 ^d	sd- 12	granito	239		51		15,606±0,360	1,1240±0,0032	2045
8	SD- 35	soda-gnaissse	72	75	91	84	2,604±0,333	0,7801±0,0002	1922
9	SD- 87B	soda-gnaissse	205	210	20	24	26,393±0,664	1,3166±0,0002	1605
10	SD- 88T	soda-gnaissse	128	137	32	39	10,687±0,280	1,2881±0,0003	3722

^a - Fluorescência de raios-X.

^b - Diluição isotópica.

^c - Idades calculadas com $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0,710$ e $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11}/\text{ano}$.

^d - Dados de Reis Neto (1980).

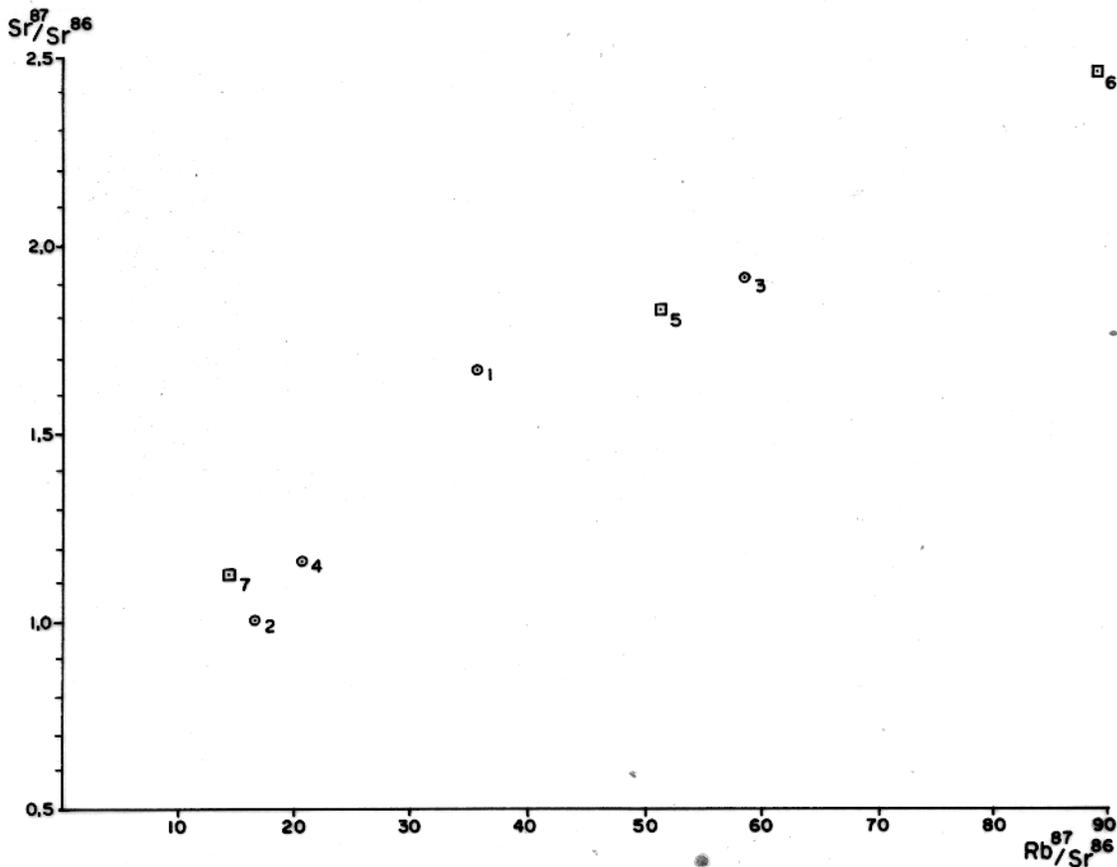


Fig. 10 - Diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mostrando a distribuição das amostras do granito Serra Dourada, Goiás. Dados deste trabalho (○) e de Reis Neto (1980) (◻).

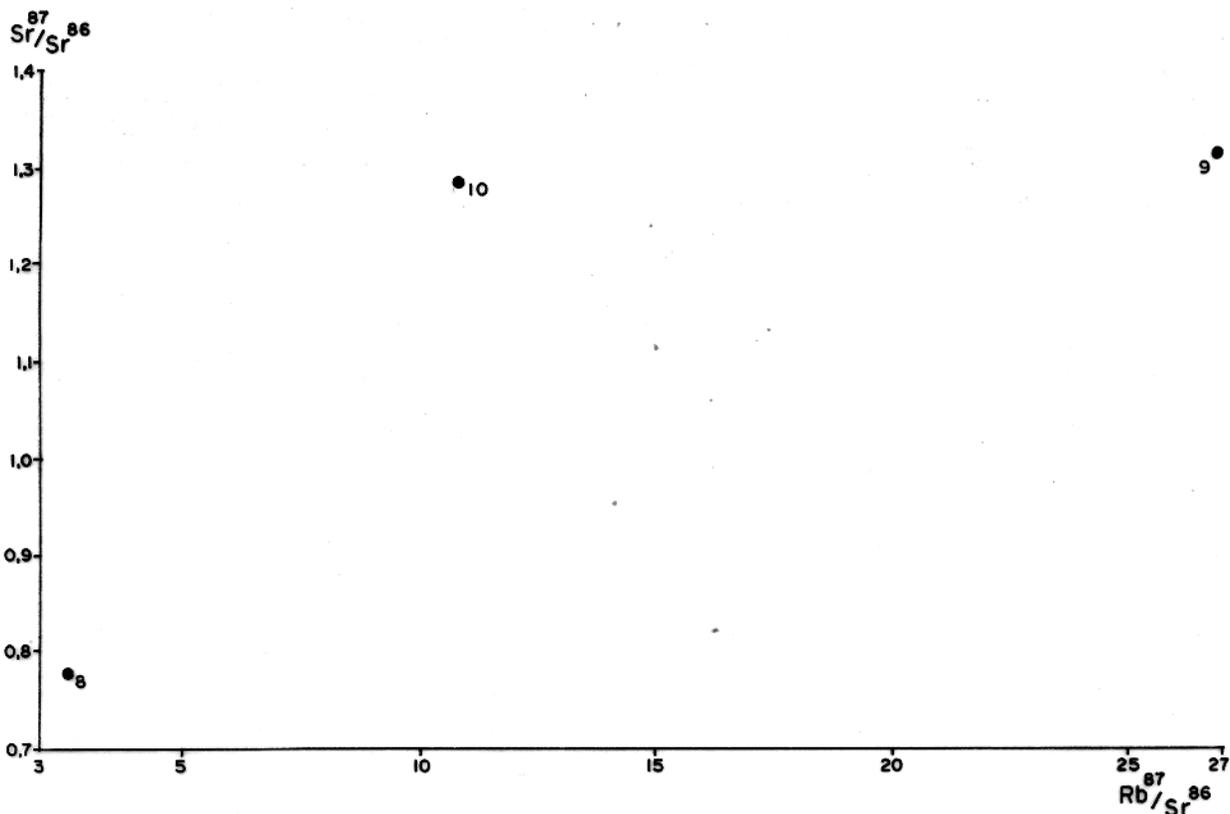


Fig. 11 - Diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mostrando a distribuição das amostras de enclave de soda-gnaise no granito Serra Dourada, Goiás.

é um dos raros locais onde o granito apresenta cor cinza. É possível que essa cor indique que não houve efeitos tardi-magmáticos nessa parte do corpo granítico, já que esses efeitos oxidam o ferro existente nos feldspatos, mudando sua coloração para róseo avermelhada. A reta que passa pelas amostras 1 e 7, que, pelo descrito, parecem ser adequadas para análise isotópica, fornece uma idade de 1885 m.a., para uma razão inicial de 0,701.

Para as amostras dos enclaves de soda-gnaiss também se observa a falta de qualquer alinhamento óbvio para os pontos (Fig. 11), sugerindo a ação de processos de desequilíbrio a impor uma homogeneização isotópica. Porém, as posições das amostras desses gnaisses tendem a revelar as idades convencionais mais antigas, como é o caso das amostras 8 e 10, registrando, respectivamente, 1922 e 3722 m.a.

A partir do que foi acima discutido e com base no fato de que as rochas graníticas da Serra Dourada têm sua formação associada a um ciclo tectono-termal, de acordo com os critérios que se verá adiante, é mais provável que essas rochas graníticas tenham idade transamazônica, como supõem Tassinari et alii (1981) e Reis Neto (1981) e foram parcialmente "rejuvenescidas" no Uruaçuano e/ou Brasileiro. Fica claro, porém, que qualquer tentativa de interpretação mais profunda é prejudicada, tanto pelo pequeno número de amostras analisadas, como pela própria dispersão dos pontos. Por outro lado, a idéia de que o soda-gnaiss esteja relacionado ao material que deu origem ao magma granítico que gerou o corpo da Serra Dourada, encontra corroboração na idade convencional arqueana obtida para esse gnaiss, cujos blocos, ao serem incorporados ao fluxo magmático, sofreram "rejuvenescimento" isotópico.

9 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos neste trabalho e apresentados nos capítulos anteriores serão aqui integralizados, buscando-se, sempre que necessário, suporte nos dados de outros autores. Enfatizar-se-ão aqueles tidos como de maior valor interpretativo, que serão discutidos em diversos itens, dispostos numa possível ordem cronológica. Primeiramente serão tratadas as rochas encaixantes do batólito Serra Dourada, que pertencem ao Grupo Serra da Mesa e, em seguida, as rochas graníticas que compõem esse corpo. Após, discutir-se-ão os diversos enclaves incluídos no granito em questão e as mineralizações relacionadas a seus eventos tardi-magmáticos. Finalmente, serão examinados os diversos eventos tidos como ocorridos na área após o alojamento do granito Serra Dourada.

9.1 Rochas Encaixantes

Marini e colaboradores (1977) levantaram a possibilidade do granito Serra Dourada ser intrusivo em uma unidade de xistos e gnaisses que constituiria a Formação Cachoeira das Águas, do Proterozóico Inferior que é correlacionável com a parte inferior da Formação Ticunzal de Fuck e Marini (1979). Essa unidade, que afloraria em forma de uma faixa em torno dos granitos Serra Dourada e Serra da Mesa, poderia também ser a parte basal do Grupo Serra da Mesa, como aventam Marini et alii (1977), que, por sua vez, tem uma provável idade transamazônica (Cordani e Hasui, in Schobbenhaus F^o et alii, 1975) ou do Proterozóico Médio (Fuck e Marini, 1981). Esses últimos autores acreditam que existe uma discordância, cujo traço circunda esses domos graníticos, situada entre a Formação Ticunzal e o Grupo Serra da Mesa e que a intrusão dos granitos naquela formação se deu antes da deposição daquele grupo. Segundo Marini (comunicação verbal), essa discordância é notada em alguns locais a leste da área em estudo, ainda no Estado de Goiás, onde rochas que pertenceriam ao Grupo Araf, tido como um facies do Grupo Serra da Mesa, proximal em relação ao craton do São Francisco, de acordo com Schobbenhaus F^o et alii (1975),

apresentam contato discordante (inconformidade) com a Formação Ticunzal. No entanto, Andrade (1978) não aceita a idéia de continuidade entre os grupos Serra da Mesa e Arafá, pois observou, na encosta da Serra Branca, uma superfície de erosão entre essas duas unidades.

O pacote de rochas circundantes do granito Serra Dourada investigado neste trabalho aparentemente constitui uma seqüência contínua, pois as diversas unidades definidas nesse pacote apresentam similaridades litológicas, texturais e estruturais, e contatos gradacionais entre elas. No entanto, em havendo qualquer discordância, mesmo de caráter estrutural, separando unidades desse pacote, estaria ela, na área em estudo, mascarada por dobramentos e pelo alojamento do batólito da Serra Dourada, tendo-se, hoje, mergulhos centrífugos nesse pacote, que o torna localmente discordante do padrão regional, a que também poderiam ter contribuído eventos tectônicos subseqüentes. A possibilidade de que um estudo estrutural das encaixantes do granito revele a existência de pelo menos uma fase deformacional a mais na base dos metamorfitos deve ser averiguada no sentido de se testar a presença de uma presumível discordância.

Do ponto de vista litológico, como já descrito, o pacote encaixante do granito Serra Dourada é constituído predominantemente de intercalações de micaxistos e quartzitos. Na parte basal tem-se delgados leitos de xisto feldspático, localmente gnaissóide, intercalados com os micaxistos. Apesar de estarem presentes desde a base, os leitos de quartzito da parte superior do pacote são mais espessos e as camadas de quartzo-muscovita xisto mais abundantes, sendo comuns rochas que marcam uma transição entre esses dois tipos litológicos. A parte inferior é produto de sedimentação de material imaturo (grauvacas), intercalado com material psamítico a pelítico, com níveis psafíticos, como exemplificam os xenólitos compostos de xisto com cianita intercalado com quartzito conglomerático (amostra SD-91). Associados àquela sedimentação, ocorreram derrames de raras e delgadas camadas de rochas básicas semelhantes às existentes no garimpo Zé Leite. O material da base do pacote é especialmente rico em Al e Fe que, sob condições adequadas, gerou centimétricos cristais de estauroлита, cianita ou granada. Os sedimentos que compõem a parte superior do pacote

estudado foram melhor selecionados e maduros que os da base, dando origem às camadas de quartzo-muscovita xisto e quartzito que sustentam as serras em torno do granito Serra Dourada. Apresentam, localmente, níveis de metaconglomerados.

Os fenômenos ortotardi-magmáticos associados ao granito Serra Dourada que se manifestaram além dos limites do corpo granítico estão registrados nas camadas mais inferiores do pacote encaixante. A esses fenômenos estão relacionadas as soleiras do material granítico, os pegmatitos e os exogreais. Como a maior parte das rochas greisenizadas é de natureza granítica (endogreisen), acredita-se que algumas camadas da base do pacote encaixante agiram como níveis impermeáveis às soluções tardi-magmáticas, de tal forma que essas soluções ficaram retidas predominantemente dentro dos limites do corpo granítico. No entanto, em algumas partes do contato, condições adequadas, como zonas fraturadas, favorecem um maior deslocamento das soluções mineralizantes, possibilitando que elas alcançassem e depositassem seu conteúdo metálico na parte superior do pacote estudado. Exemplo desse fato é o garimpo de wolframita do Sr. Edvaldo, situado na encosta externa do lado leste da Serra Dourada. Essa ocorrência depõe contra a possibilidade de que a parte superior da seqüência metassedimentar em questão tenha se depositado posteriormente a intrusão do granito, já que se aceita que a precipitação da wolframita se deu imediatamente após a cristalização das fases finais do magma granítico.

O grau metamórfico das rochas encaixantes do granito Serra Dourada foi definido como sendo do fácies anfíbolo baixo de metamorfismo de pressões intermediárias a altas, com base na associação quartzo-biotita-oligoclásio-muscovita-estauroлита-clorita-cianita, que define temperaturas de formação em torno de 550° C e pressões superiores a 4,5 kb. Os elementos-chave dessa associação, encontrada na base do pacote metassedimentar, já haviam sido identificados por Marini et alii (1974) em níveis sobrepostos aos abrangidos por este trabalho, o que leva a constatar a continuidade do mesmo grau metamórfico desde a base do pacote estudado até as camadas superiores do Grupo Serra da Mesa.

Em relação ao ciclo orogênico que metamorfi

sou as rochas do Grupo Serra da Mesa, existem duas correntes de pensamento. Uma acredita que esses metamorfitos se formaram durante o ciclo Uruaçuano (Barbosa et alii, 1969; Hasui et alii, 1980; Fuck e Marini, 1981). A outra, aceita uma idade transamazônica para o metamorfismo dessas rochas (Marini et alii, 1977; Drago et alii, 1981). Ambas se fundamentam em alguns dados geocronológicos obtidos pelo método Rb-Sr, os quais são suficientemente ambíguos para permitir a existência dessas duas correntes. Com base nos resultados deste trabalho, o meio de se estimar a idade dos metamorfitos em questão é de maneira indireta, isto é, toma-se como idade mínima para formação dessas rochas, aquela aceita para o granito que lhe é intrusivo, ou seja, transamazônica como visto no capítulo 8. A concordância da disposição do braquianticlínio onde se aloja o granito Serra Dourada com o padrão regional da seqüência de metamorfitos encaixantes, sugere uma intrusão contemporânea à estruturação do grupo Serra da Mesa. Portanto, fica mais fácil aceitar que a formação das rochas metamórficas encaixantes do granito Serra Dourada, pelo menos em sua parte basal, deve estar relacionada ao ciclo Transamazônico.

9.2 Rochas Graníticas

Até o momento, os estudiosos da região central de Goiás não conseguiram chegar a uma conformidade sobre o ambiente tectono-termal onde foram geradas as grandes massas que hoje formam os granitos estaníferos dessa região. Alguns aceitam que os granitos tipo Serra da Mesa alojaram-se nas rochas do Grupo Araxá (ou Grupo Serra da Mesa) sintectonicamente ao ciclo que as metamorfisou, ou seja, o ciclo Uruaçuano (Marini et alii, 1974; Schobbenhaus F^o et alii, 1975) ou o Transamazônico (Marini et alii, 1977; Drago et alii, 1981). Por outro lado, Marini et alii (1981) acreditam que esses granitos alojaram-se na crosta em ambiente cratogênico, em um período anterior ao da deposição dos sedimentos que deram origem ao Grupo Serra da Mesa.

Para que essas grandes massas graníticas, como o batólito da Serra Dourada, fossem geradas, boa parte da ba-

se da crosta necessariamente deveria estar sujeita a severas condições tectono-termais que, por ultrametamorfismo, originariam magmas graníticos a partir da fusão parcial de rochas de origem ígnea e/ou sedimentar (Brown e Fyfe, 1970). Tais condições, no centro de Goiás, certamente prevaleceram durante a formação da faixa de dobramentos, cujas rochas atualmente aflorantes (Grupo Serra da Mesa) apresentam características de ambiente do fácies anfibólito baixo. Esses magmas migraram para a superfície através de planos de fraqueza (Pitcher, 1979), que, de acordo com as idéias de Marini et alii (1981), nessa região, têm direção N-S. Para as formas alongadas submeridianas de alguns corpos graníticos do centro de Goiás e a concordância da foliação presente nas suas bordas com a xistosidade das encaixantes, também contribuíram as compressões de direção E-W que predominaram durante a evolução daquela faixa, de tal forma que os corpos graníticos, no evento de seus alojamentos, obedeceram ao padrão de esforços regionais. A orientação das micas e a textura em mosaico, de caráter local, apresentada por alguns cristais de microclina do granito Serra Dourada, podem ser interpretadas como resultados da permanência dos esforços compressionais durante seu alojamento, em condições tardi-sintectônicas. Aquela feição textural encontra corroboração na composição química do magma que, por situar-se próximo ao ponto mínimo de fusão do diagrama normativo Q-Ab-Or, permite que os últimos cristais se formem refletindo um equilíbrio químico mútuo através de seus contatos retos.

A ocorrência de mineralizações tipicamente associadas ao magmatismo ácido nas rochas do Grupo Serra da Mesa, como wolframita e columbita-tantalita, assim como greisens, pegmatitos e injeções de material granítico em forma de sills nesses metassedimentos, além de xenólitos das rochas encaixantes, migmatitos e foliação pronunciada nas bordas do corpo, depõem em favor do caráter intrusivo do granito Serra Dourada nessa sequência metassedimentar. Os dois grupos principais de falhas e fraturas apresentados pelas encaixantes do granito na faixa de contato, parecem ser produtos do evento da intrusão. O primeiro tem disposição radial em relação à estrutura dômica e o outro é paralelo ao strike dos metamorfitos. Por sua vez, a inexistência de hornfels nas bordas do corpo, característicos

do metamorfismo de contato, deve-se, possivelmente, à ausência de evidente gradiente térmico entre intrusiva e encaixante, o que faria lembrar, juntamente com a presença de migmatitas próximos aos contatos, os granitos da catazona de Buddington (1959). No entanto, o grau metamórfico das encaixantes, a orientação dos xenólitos, a marcada foliação nas bordas do granito, paralela ao seu contato, e o grande número de pegmatitos na faixa periférica do corpo classifica-o como da mesozona.

Em relação a pressão de vapor reinante no momento final da cristalização do magma granítico, estimada através do diagrama normativo Q-Ab-Or, essa está em torno de 2 kb. A assembléia metamórfica das rochas encaixantes fornece, por outro lado, uma pressão mínima de 4,5 kb, bastante superior aquela obtida para as rochas graníticas. É provável que tal diferença de pressão seja decorrente das limitações do método utilizado para estimá-la. Por sua vez, a afirmação de Shcherba (1970a) de que os granitos greisenizados se formam em profundidade inferiores a 5 km (menos que 1 kb), não se confirma para a Serra Dourada, pois fatalmente seria um granito de caráter subvulcânico, cristalizado em altas temperaturas (hipersolvus) e possivelmente intrusivo em rochas no máximo do facies xisto-verde.

O estudo petrográfico permitiu discriminar três variedades de granito: anfibólio-biotita granito, biotita granito e muscovita-biotita granito. A variação sistemática de alguns elementos traços nessas variedades denuncia um íntimo relacionamento entre elas, realçado no gráfico K-Rb, que as classifica como de um granito de avançado fracionamento. Possivelmente essas variedades representam diferentes graus de fusão parcial produzida de um mesmo material original associados através de um mecanismo de intrusões múltiplas, fato comum em diversos batólitos graníticos (Pitcher, 1979), ou formam uma série de diferenciação próxima ao mínimo de fusão no diagrama Q-Ab-Or. A distribuição da primeira variedade é bastante restrita, limitando-se a apenas duas zonas, uma próxima ao contato leste do corpo e a outra ao contato nordeste. A variedade somente com a biotita apresenta a mais ampla distribuição na área estudada. Já o granito com muscovita e biotita mostra ocorrência restrita a alguns núcleos no seio do granito e a algumas

faixas próximas ao contato. Apesar de ocorrer justamente onde houve greisenização, a muscovita dessa variedade é de origem primária, pois além de estar intercrescida com a biotita, que lhe atesta uma cristalização simultânea, não está associada a produtos daquela alteração, como o feldspato sericitizado. A sua associação espacial com os greisens está relacionada à evolução do magma granítico, já que tanto as variedades a muscovita com os greisens são gerados sob condições de altas pressões de vapor d'água próprias dos estágios finais da cristalização do magma granítico, bem como da separação da fase aquosa que promoveu a greisenização.

Com base na forma dos cristais e nas evidências texturais foi possível estabelecer uma provável ordem de cristalização para as diversas fases mineralógicas ortomagmáticas componentes das rochas graníticas da Serra Dourada. Primeiramente cristalizaram-se alguns acessórios como apatita, zircão e alanita, seguindo-se o anfibólio e, então, a biotita e o plagioclásio, parecendo que esse feldspato permaneceu em formação depois do término da cristalização da biotita. Nas variedades com muscovita, essa mica cresceu concomitantemente com a biotita, gerando freqüentes arranjos entrelaçados entre elas. É possível que a microclina tenha se cristalizado juntamente e permanecido em formação após a cristalização do plagioclásio. Os cristais de plagioclásio, ao entrarem em contato com os de microclina desenvolveram delgadas bordas albiticas que localmente chegam a insinuar um zoneamento. O quartzo talvez tenha iniciado sua precipitação junto com a microclina, parecendo ter sido totalmente formado antes que a microclina terminasse sua cristalização. A localização das amostras do granito próximo ao ponto mínimo de fusão, no diagrama Q-Ab-Or, onde os minerais essenciais se cristalizam quase simultaneamente, impedem maiores interpretações.

A maioria dos depósitos de estanho do mundo está associada a rochas graníticas do Fanerozóico. Dentre essas, a maioria e os maiores depósitos estaníferos, principalmente aqueles ligados a greisens, estão relacionados a ambientes de faixas orogênicas (Shcherba, 1970a). Apenas os depósitos da Amazônia e da África Central, de maior expressão, além de alguns poucos da Austrália e União Soviética possuem idade pré-

cambriana, o que bem reflete a estimativa de Itsikson (in Taylor, 1979) de que aproximadamente 97% da reserva mundial de estanho está associada a rochas com idade inferior a 400 m.a. Esses dados estão de acordo com as idéias de Sullivan (in Willcock e Isler, 1971) e Watson (1973), de que no início do Pré-cambriano, o estanho ocorreria de maneira disseminada nas rochas da crosta terrestre. Os ciclos erosivos subseqüentes favoreceriam, então, o acúmulo dos detritos dos minerais de estanho em zonas de sedimentação que, após processos de ultramorfismo, gerariam os granitos estaníferos, mais freqüentes no Fanerozóico. Esses processos de acumulação podem ter ocorrido em mais de um ciclo, dando, como produto, rochas cada vez mais enriquecidas em estanho. Os granitos estaníferos do centro-leste de Goiás ainda possuem idade controvertida, como visto no capítulo 8. No entanto, o acúmulo de dados geocronológicos (por exemplo, Tassinari et alii, 1981; Reis Neto, 1981), vem fortalecendo o pensamento de que são rochas transamazônicas, em concordância com o sugerido neste trabalho, o que lança os granitos estaníferos do centro-leste de Goiás no grupo de granitos com cassiterita do Pré-cambriano.

9.3 Enclaves

Cinco tipos principais de enclaves foram definidos no seio do granito Serra Dourada: micaxisto com granada ou cianita, quartzito, soda-gnaiss, biotitito e anfibolito. Os dois primeiros, devido suas semelhanças mineralógica e textural com as rochas encaixantes, foram prontamente interpretados como fragmentos dessas e classificados com xenólitos. Os demais, que a princípio não possuem similaridade com as rochas regionais e tem origem desconhecida, serão objeto dessa parte da discussão. Vale a pena lembrar que todas as cinco variedades têm disposição, no campo, concordante, a grosso modo, com a foliação apresentada pelo granito, inclusive aquelas de maiores dimensões. Isso leva a crer que fatores agindo durante a cristalização do magma orientaram os fragmentos nele dispersos. Esses fatores possivelmente foram o fluxo provocado pela ascensão do magma e as pressões de âmbito regional exercidas sobre a

câmara magmática.

Os enclaves de soda-gnaissé, com base em suas composições modal e normativa, foram classificados como de natureza trondhjémítica. A semelhança com as rochas graníticas, no que se refere a composição mineralógica, é curiosa. Esses enclaves mostram também três variedades: com biotita e anfibólio, com biotita somente e com muscovita e biotita. O tipo de anfibólio é o mesmo — ferro-hastingsita — e o plagioclásio chega a ser ligeiramente mais cálcico que o do granito, existindo, no entanto, uma grande faixa de superposição composicional dos plagioclásios dos dois tipos de rochas. As médias dos teores de alguns traços comparadas com as do granito, parecem ser também significativas. Os valores para o Sr são mais altos, enquanto aqueles para o Rb, o Ba e o Li são mais baixos no soda-gnaissé.

Todos esses dados deixam espaço para especulações sobre uma possível relação de consangüinidade entre os dois grupos de rochas, que pode ser entendida de duas maneiras principais: (1) o soda-gnaissé compunha um corpo que, por anatexia, deu origem ao material granítico (sensu strictu), sendo que os enclaves representariam fragmentos parcialmente digeridos (resíduos sólidos) ou não, que foram capturados e transportados pelo magma, quando da sua migração; (2) o soda-gnaissé seria um facies inicial da cristalização de um material granítico (sensu lato) aparentemente não aflorante e os enclaves, fragmentos que foram despreendidos das partes já solidificadas e envolvidos pelo magma residual. Uma terceira possibilidade, que não pode ser a princípio ignorada, é a que soda-gnaissé não teria nenhum relacionamento genético com as rochas graníticas, sendo, portanto, verdadeiros xenólitos oriundos de unidades mais antigas. Esse problema poderia ser solucionado através de estudos comparativos do soda-gnaissé com rochas semelhantes da região. Por outro lado, a análise semi-quantitativa de biotitas do soda-gnaissé e do granito revelou uma grande semelhança química entre elas, o que vem reforçar a idéia de que existe uma relação genética entre esses dois tipos de rochas. Por sua vez, os teores e algumas razões de elementos traços (ver item 6.2.2) se para distintamente os dois grupos de rochas e portanto, corrobora

ra a primeira hipótese, além do que ficaria difícil explicar a textura francamente metamórfica do soda-gnaïsse.

Os dados geocronológicos obtidos para apenas três amostras de soda-gnaïsse apresentam idades convencionais variando de 3,7 a 1,6 b.a. para uma razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,710, sem que mostrem qualquer alinhamento para o traçado de uma isócrona. A muito provável condição do sistema aberto para os isótopos radiogênicos face à influência do magma granítico sobre os enclaves, certamente causa esse desalinhamento. Não obstante, aqueles valores convencionais apontam idades bem antigas, uma das quais arqueana e própria das rochas trondhjêmicas, a cujo período estão praticamente restritas. Caso a idade arqueana seja confirmada, fica cabalmente eliminada a segunda hipótese para explicar a origem desses enclaves, ou seja, de que eles são fragmentos de rochas que compõem um fácies inicial da cristalização do granito Serra Dourada.

Os efeitos do magma granítico sobre os enclaves de soda-gnaïsse foram constatados principalmente através de critérios petrográficos e do quimismo dos elementos traços. A textura poligonal com locais pontos triplos apresentada por algumas amostras, onde cristais de quartzo, plagioclásio, magnetita e raramente cassiterita exibem contatos retos entre si, é uma forte evidência de que houve recristalização, pelo menos parcial, dessas rochas quando da formação da cassiterita e magnetita. Por outro lado, os teores de Sr e de Rb dessas rochas são anômalos quando comparados com os de trondhjêmicos com concentrações de CaO e K_2O similares (Barker e Millard Jr, 1979; Malpas, 1979). Os de Sr são inferiores e os de Rb superiores aos apresentados por aqueles autores. Por sua vez, as razões K/Rb das amostras em questão estão fora do intervalo "normal", o que deve indicar um desequilíbrio entre as diversas fases mineralógicas componentes desses enclaves (Albuquerque, 1973a), provocado pelo magma granítico.

A grande similaridade, tanto no aspecto textural como na coloração, entre o soda-gnaïsse e as rochas graníticas, dificultou a pronta constatação da presença desses enclaves no corpo da Serra Dourada. Apenas através do estudo petrográfico foi possível caracterizá-los de maneira segura.

Apesar da dificuldade de definir seus contatos com o granito, os corpos de sãda-gnaïsse parecem ter forma lenticular, o que faz pensar em superfícies preferenciais para a fragmentação dessas rochas, ao longo de planos de foliação ou até de bandamento. Se for esse o caso, tais rochas já deveriam ter sofrido algum processo de deformação e até mesmo recristalização antes do início de seu relacionamento com o magma granítico.

Os enclaves de soda-gnaïsse têm distribuição no corpo granítico aparentemente restrita aos locais de ocorrência de muscovita-biotita granito que, em associação com os greisens, vem representar as manifestações dos últimos eventos magmáticos. É possível que, devido a densidade dessas rochas ser semelhante à do granito, pois possuem mesma assembléia mineralógica, seus fragmentos tenham sido carreados pelos fluxos magmáticos e concentrados com preferência nos pontos onde se cristalizaram as últimas fases ortomagmáticas.

Os biotititos — corpos lenticulares constituídos predominantemente de biotita — formam outro grupo de enclaves do granito Serra Dourada que tem origem desconhecida. Didier (1973) distingue esse tipo de rochas como "enclave surmicáceo", podendo representar resíduos (restitos) de fusão parcial de rochas. Dentre dessa óptica, os biotititos das Serra Dourada poderiam ser: (1) restitos de material (rochas trondhjémicas ?) que deu origem ao magma granítico; (2) resíduos de xenólitos resgatados durante a subida da fusão, ou (3) resíduos de xenólitos do xisto encaixante adjacente ao contato atual. Uma outra possibilidade é que esses enclaves seriam rochas originalmente constituídas só por biotita, como biotita xisto, sem ter sofrido nenhum processo de antexia. Por outro lado, nos biotititos existem alguns cristais de plagioclásio, de mesma composição daqueles do xisto feldspático da base do Grupo Serra da Mesa, e de granada, porém isso não é critério suficientemente forte para provar alguma relação entre esses dois grupos de rochas. Localmente os biotititos apresentam pequenas dobras abertas, como as das encaixantes do granito, que podem ser produtos de esforços posteriores à cristalização do magma, associados ao fraturamento do corpo. É possível que a comparação da composição química das biotitas desses enclaves com as biotitas de outras unidades definidas na área possam revelar alguma asso

ciação genética.

Os enclaves de anfibolito, por sua vez, podem ser porções mais ou menos preservadas (pouco digeridas) de material apanhado das rochas atravessadas pelo magma ou do próprio material associado ao que deu origem ao granito por fusão parcial. Localmente os anfibolitos são rochas hibridizadas em decorrência de sua condição de enclave.

9.4 Mineralizações

As mineralizações presentes no corpo de Serra Dourada, já discutidas no capítulo 7, estão associadas a duas fases da evolução do magma granítico, refletindo as condições em que elas se processaram. São elas: a fase pegmatítica e a fase pneumatolítico-hidrotermal, as quais, em partes do corpo, se processaram sucessivamente. Com respeito à primeira fase, foi possível distinguir, com base na distribuição espacial, pegmatitos internos e externos, e quanto à presença ou não de zoneamento mineral, pegmatitos complexos e simples. A essa fase estão associadas as ocorrências de tantalita-columbita, berilo, rutilo, muscovita e possivelmente cassiterita e monazita. À fase pneumatolítico-hidrotermal relacionam-se as ocorrências de cassiterita, wolframita, sulfetos, fluorita e topázio.

Em relação à primeira fase, os pegmatitos que ocorrem dentro dos limites do corpo granítico e que apresentam algum interesse econômico, são principalmente aqueles do tipo complexo, onde um nítido zoneamento de seus minerais é visível, a exemplo dos corpos de vale do córrego Taboca. A eles estão associados o berilo industrial, a água-marinha e a tantalita-columbita (?). Os pegmatitos externos situam-se nas rochas encaixantes e na sua faixa de contato com o granito Serra Dourada. Não apresentam quartzo em quantidades apreciáveis e despertam interesse devido a ocorrência de esmeralda, grandes placas de muscovita, tantalita-columbita e possivelmente monazita. Devido ao alto grau de caulínização, que também atinge as encaixantes dos pegmatitos, não foi possível determinar se esses corpos apresentam ou não zoneamento mineral. Durante essa alte

ração, que faz parte da segunda fase de eventos tardi-magmáticos do granito, houve a destruição quase que completa dos feldspatos, chegando a atingir os cristais de berilo neles inclusos. Por sua maior estabilidade, a muscovita permaneceu inalterada, o mesmo ocorrendo com os cristais de tantalita-columbita que ficaram dispersos na massa caulínica. A monazita parece ocorrer nesse tipo de pegmatito, pois está presente em pequenas quantidades nos coluviões das proximidades. Existem ainda, restrita ocorrência de veios pegmatíticos, cortando as encaixantes, constituídos predominantemente de quartzo com pequenos cristais de rutilo.

Com a segunda fase de mineralizações do granito Serra Dourada estão associados os bens minerais de maior valor econômico, como cassiterita e wolframita. Essa fase pneumatólítica-hidrotermal se seguiu ao final da cristalização ortomagmática com a formação de minerais ricos em voláteis, como a fluorita e o topázio. A grande quantidade de soluções aquosas ácidas enriquecidas em Be, Li, B, Sn, F e S, teve enorme poder de alteração sobre as rochas preexistentes. O desequilíbrio químico entre essas soluções e as rochas com as quais elas interagiram, desestabilizaram fases já cristalizadas, produzindo uma assembléia mineralógica quase que totalmente constituída de quartzo e muscovita, gerando os endo- e exogreissens, onde fluorita, cassiterita (?), topázio, sulfetos e magnetita (?) apareceram como acessórios. Quando ainda continham os componentes formadores da cassiterita e sulfetos, as soluções pneumatólítico-hidrotermais entraram em desequilíbrio ao contactarem rochas de composição mais distinta daquelas de onde provieram como fluidos residuais, recristalizando-as parcialmente. Essas rochas foram os enclaves de soda-gnaiss e os biotititos aprisionados nas rochas graníticas. Por sua vez, as espécies de tungstênio, de maior mobilidade, possivelmente em decorrência de sua maior estabilidade, se deslocaram para as encaixantes do granito, indo precipitar-se na forma de wolframita, principalmente nos quartzitos do Grupo Serra da Mesa.

9.5 Eventos Pós-intrusão

Dois grupos principais de evidências detectadas na área deste trabalho caracterizam a ocorrência de evento(s) tectono-termal(is), cuja(s) história(s) se passa(m) após o alojamento do granito Serra Dourada. São eles: o padrão de fraturas de direção preferencial NE-SW, presente no corpo granítico, e a ocorrência de possíveis rochas de baixo grau metamórfico (filitos carbonáticos) aflorantes numa faixa na parte leste da área. Antes do início da discussão, é oportuno apresentar uma síntese dos dados geocronológicos que atestam a existência de eventos tectono-termais pós-transamazônicos, com os quais podem estar associados aqueles grupos de evidências.

Com base em alguns dados geocronológicos, diversos autores têm sugerido a existência de dois eventos tectono-termais de idade pós-transamazônica na região central de Goiás. O primeiro, ocorrido a cerca de 1,1 b.a. (ciclo Uruaçuano), teria metamorfisado as rochas do Grupo Serra da Mesa (por exemplo, Fuck e Marini, 1981), podendo estar associado à formação do granito Serra Dourada (Marini et alii, 1974). Os dados radiométricos desse evento foram obtidos pelo método Rb-Sr, principalmente em rochas metassedimentares (Girardi et alii, 1978; Hasui et alii, 1980) e secundariamente em rochas metavulcânicas (Tassinari et alii, 1981). Existe ainda a possibilidade de que tal idade seja um "rejuvenescimento" parcial, ocorrido no Brasiliano, de rochas formadas no ciclo Transamazônico.

O outro evento foi definido pelo método K-Ar com idades em torno de 0,5 b.a., próprias do ciclo Brasiliano, em biotitas e anfibólio do granito Serra da Mesa e em biotitas do granito Serra Dourada (Hasui e Almeida, 1970, Reis Neto, 1980 e 1981). A temperatura mínima para a liberação do Ar do retículo da hornblenda está entre 450-500° C (Cordani, 1980). No entanto, a variedade de anfibólio apresentada pelo granito Serra da Mesa é a ferro-hastingsita que, por ser rica em ferro, pode apresentar uma temperatura para a abertura do retículo como a inferior do intervalo citado acima, que seria a temperatura mínima dominante durante o ciclo Brasiliano na região central de Goiás. A esse evento tem se associado a deposição e o metamorfismo dos sedimentos do Grupo Bambuí (Marini et alii, 1974; Marini et alii, 1981). Por outro lado, Hasui et alii (1980) acreditam que esse grupo se formou entre 850 e 650 m.a.,

portanto, num período anterior aquêle ciclo.

Com relação ao sistema de fraturas detectado, convém ressaltar que um trecho de um importante lineamento de direção NE-SW (onde se aloja o córrego Taboca) se manifesta na porção noroeste da área deste trabalho. Essa feição é sub-paralela ao Lineamento Transbrasiliano definido por Schobbenhaus F^o et alii (1975), que se inicia no Ceará, passa a cerca de 100 km a noroeste da Serra Dourada e atinge o território argentino. Segundo esses autores, os falhamentos relacionados a esse lineamento possivelmente foram estabelecidos no Pré-cambriano, sofrendo reativações sucessivas até o Cretáceo Superior. É possível que o lineamento do córrego Taboca e o padrão ortogonal de fraturas estejam relacionados à formação ou à reativação dos falhamentos associados ao Lineamento Transbrasiliano. É provável também que a formação ou reativação desses falhamentos seja um dos episódios do ciclo em que se manifestaram gigantescas falhas de empurrão, as quais lançaram os metassedimentos do Grupo Araxá (ou Serra da Mesa) sobre os do Grupo Bambuí, na zona entre a Serra da Mesa e a Serra Dourada (ciclo Brasileiro, segundo Marini et alii, 1974).

No tocante aos filitos mapeados na parte leste da área estudada, esses foram aqui correlacionados aos filitos intercalados com quartzitos aflorantes em uma faixa situada entre a Serra Dourada e a Serra da Mesa, tidos, por Marini et alii (1974), como pertencentes à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí, de idade brasileira. Esses metassedimentos foram subsequentemente considerados como do Grupo Paranoá, de idade indefinida pré-brasiliana, sotopostos aos sedimentos Bambuí (Marini et alii, 1981). Revendo a estratigrafia da região, Marini e Fuck (1981) lançaram a denominação de Formação Minaçu para essas rochas que teriam sido metamorfasadas no ciclo Brasileiro. O contato dos metamorfitos em questão com os quartzitos que formam a encosta leste da Serra Dourada é brusco, podendo inclusive ser de caráter tectônico, ligado às falhas de cavalgamento da região.

A partir do discutido acima, o fraturamento do granito e os filitos carbonáticos têm suas origens, com maior probabilidade, associadas ao ciclo Brasileiro. No entanto,

se por um lado esse ciclo foi suficientemente intenso para causar a abertura do retículo das biotitas e anfibólios para a liberação do Ar, por outro lado, ele não foi capaz de provocar uma marcante recristalização nas rochas graníticas. A textura poligonal, de caráter local, apresentada por alguns cristais de microclina é dúbia e talvez seja resultado do equilíbrio reinante entre eles durante sua formação, pois ela ocorreu próximo ao ponto mínimo, como visto no diagrama normativo Q-Ab-Or. Da mesma forma, as evidências de cristalização magmática, como as bordas mais albiticas de alguns cristais de plagioclásio, não foram eliminadas pelo processo de recristalização metamórfica. Por sua vez, a foliação com mergulho centrífugo da extremidade periclinal do granito, que é discordante da regional e possivelmente é uma feição registrada na época da intrusão, não sofreu nenhuma reorientação durante esse ciclo. Em contrapartida, a peristerita incipiente apresentada nos cristais de plagioclásio do granito pode ser fruto do metamorfismo, pois de acordo com Smith (1975), essas estrias são características de rochas que sofreram metamorfismo regional e de pegmatitos.

Finalizando, Marini et alii (1974) acreditam que os corpos graníticos da área do Projeto Serra Dourada tenham sofrido movimentos diastróficos positivos em vários episódios durante o Fanerozóico, elevando-se em relação às rochas circundantes. Essa afirmação é apoiada: (1) nas pertubações das paleo-superfícies de erosão definidas na área; (2) no arqueamento apresentado pelas coberturas brasileiras junto aos do mos graníticos, e (3) na existência de cataclase nas rochas graníticas e foliação nas bordas do corpo. As duas primeiras evidências não puderam ser comprovadas neste trabalho, em parte devido a sua área restrita. Por outro lado, os fenômenos de deformação e fraturamento bem poderiam ser concomitantes ao evento da intrusão do corpo batolítico, ao qual também estariam associadas algumas brechas cataclásticas definidas apenas próximo ao seu contato, não sendo necessário, a princípio, invocar aqueles fenômenos de remobilização.

10 MODELO EVOLUTIVO

Com base nos dados obtidos neste trabalho e na bibliografia consultada, foi possível construir um modelo para a evolução geológica do granito Serra Dourada. A restrição deste estudo apenas à parte meridional do batólito e as poucas observações em âmbito regional, limitam, mas não invalidam, as interpretações aqui adiantadas; haja vista a consistência dos dados levantados com exemplos de outras áreas.

Em tempos pré-brasilianos (transamazônicos?), uma bacia de sedimentação existente na atual região central do Estado de Goiás foi assoreada com sedimentos pelíticos e psamíticos ricos em Al e Fe intercalados com sedimentos imaturos (grauvacas) e com poucos e delgados derrames de rochas básicas. Para a parte superior do pacote, os sedimentos se tornaram melhor selecionados, formando espessas camadas de arenito, hoje transformadas em quartzitos muscovíticos.

Em níveis mais profundos, dentro de um evento tectono-termal que afetou o pacote sedimentar, foi gerada uma significativa quantidade de magma granítico resultante da fusão parcial de rochas lá existentes (trondhjemitos?) que migrou em direção à superfície, vindo a alojar-se discordantemente nos sedimentos então metamorfisados no facies anfibolito baixo de média a alta pressão (Grupo Serra da Mesa). Em sua subida, esse magma carregou fragmentos de rochas de natureza diversa, alguns dos quais foram quase totalmente digeridos, gerando os biotititos, enquanto outros conservaram núcleos intactos, como aconteceram com aqueles de composição trondhjemitica.

Nos níveis onde veio finalmente se alojar e se cristalizar, o magma incorporou ainda fragmentos de suas atuais rochas encaixantes, as quais, na região de contato, sofreram microclinização em maior ou menor escala. No entanto, devido ao pequeno gradiente térmico entre as rochas, não houve formação de hornfels no contato. Por outro lado, em resposta aos esforços compressionais atuantes durante aquele evento tectono-termal, o corpo granítico, ainda em cristalização, assumiu uma disposição alongada com orientação meridiana em concordância com os arqueamentos dos metassedimentos encaixantes, forman

do uma típica estrutura braquianticlinal.

O magma granítico se cristalizou na forma de três variedades de rochas: anfibólio-biotita granito; biotita granito e muscovita-biotita granito. Primeiramente se cristalizou o anfibólio-biotita granito, que aflora em alguns pontos próximos ao contato. Após, se formou a variedade somente a biotita, que domina plenamente a superfície exposta da parte sul do corpo. Por fim, como núcleos no seio granítico e como faixas bordejando algumas partes do contato, se formou o muscovita-biotita granito. Junta com essa última fração, concentraram-se inúmeros dos enclaves que o magma arrastou durante sua ascensão.

A evolução e as características composicionais do magma possibilitaram a formação de quantidades econômicas de certos elementos. Assim, dentre os diversos pegmatitos que cortam o corpo granítico, alguns apresentam zoneamento e contém cristais de berilo (como do tipo água-marinha), de turmalina e possivelmente tantalita-columbita e cassiterita. Já os pegmatitos que se alojaram na região do contato e nas rochas encaixantes apresentam especial interesse por serem portadores de esmeralda, tantalita-columbita, muscovita, rutilo e talvez monazita.

Em seguida a cristalização das últimas fases do magma granítico, uma grande quantidade de soluções aquosas enriquecidas em voláteis, como F, Sn, Be, B e Li, se concentrou nos locais de ocorrência do muscovita-biotita granito. Essas soluções tanto reagiram com os enclaves como migraram pelos planos de foliação, mais pronunciados nas bordas do corpo, e pelas fraturas existentes. A reação com os enclaves de composição trondhjemítica e com os biotititos bem como a queda da temperatura e aumento das fugacidades de oxigênio, flúor e enxofre, desestabilizaram os complexos de metais em solução, causando a precipitação de cassiterita, magnetita, fluorita e, em menor quantidade, sulfetos, nesses corpos. Os enclaves de sodagnaíse, em especial, foram localmente recristalizados durante esse fenômeno. Parte das rochas graníticas e das encaixantes foi prontamente alterada por essas soluções, dando como produto uma rocha constituída predominantemente por quartzo e muscovita

(greisen) e tendo como acessórios, cassiterita (?), topázio e fluorita. As espécies iônicas de tungstênio, de maior mobilidade, se deslocaram até as encaixantes, dando origem a depósitos de wolframita nos quartzitos. Já com temperaturas mais baixas, as soluções atingiram os pegmatitos alojados nas proximidades do contato do granito, alterando os feldspatos para caulim.

No final do Pré-cambriano, houve a sedimentação e metamorfismo de rochas no grau xisto-verde, produzindo filitos carbonáticos intercalados a quartzitos que afloram na região sudeste da Serra Dourada (Formação Minaçu). Os efeitos tectônicos ligados a esse ciclo possivelmente deram origem às falhas de empurrão da região e ao padrão de fraturamento exibido pelo corpo granítico, que é provável estar associado ao Lineamento Transbrasiliano, o qual passa 100 km a noroeste do granito em questão.

Finalmente, as águas meteóricas penetraram em algumas dessas fraturas e, ao atingirem certa profundidade, foram aquecidas e originaram as fontes termais existentes nos quartzitos. Por sua vez, a ação dos processos erosivos recentes contribuiu para o acúmulo de detritos dos minérios associados ao granito nos locais de depressão do relevo.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1973a - The origin of enclaves in granitic rocks from northern Portugal. In: Symposium on granites, gneisses and related rocks. South Africa. Geol.Soc. South Africa. p. 479-493. (Spec. Pub. n° 3).
- ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1973b - Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. Geoch. Cosm. Acta, 37: 1779-1802.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1975 - Partition of trace elements in coexisting biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, Northern Portugal, Chem. Geol., 16:89-108.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1977 - Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons. Geoch. Cosm. Acta., 41:1-13.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967a - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol. Dep. Nac. Prod. Min. 24:1-36
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967b - Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás. In: XXI Cong. Bras. de Geol.; Bol. Parana. de Geol. n° 26, Curitiba, Soc. Bras. Geol., p.19-22.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. Anais da Acad. Bras. de Ciências. Suplemento 40:285-295.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. - 1976 - The upper pre-cambrian of South America. Bol. do Inst. Geociên. Univ. de São Paulo, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. de Geol. do Nordeste, Campina Grande, Soc. Bras. Geol. p.363-390.
- ANDRADE, G.F. - 1978 - As mineralizações de estanho, berílio e cobre do granito da Serra Branca, Cavalcante, Goiás. Brasília. Univ. de Brasília. Dep. de Geoc. Tese de Mestrado n° 6, 83p.
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.C.; COTTA, J. C. - 1969 - Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília-Goiás. Rio de Janeiro, Prospec/Dep. Nac. Prod. Min. 225 p.

- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker, F. (ed.) Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam, Elsevier, p.1-12. (Development in Petrology n° 6).
- BARKER, F.; MILLARD JR., H.T. - 1979 - Geochemistry of the type trondhjemite and three associated rocks: Norway. In: Barker, F. (ed.) Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam, Elsevier, p. 531-546. (Development in Petrology n° 6).
- BARTON JR., P.B.; SKINNER, B.J. - 1979 - Sulfide mineral stabilities. In: Barnes, H.L. (ed.) Geochemistry of hidrothermal ore deposits. 2nd ed. New York, John Wiley & Sons, p.278-405.
- BETEJTIN, A. - 1970 - Curso de Mineralogia. Moscú, Mir, 737 p.
- BROWN, G.C.; FYFE, W.S. - 1970 - The production of granite melts during ultrametamorphism. *Cont. Min. Petrol.* 28:310-318.
- BRUNI, M.A.L.; SCHOBENHAUS, F., C. - 1976 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folha Brasília (SD-23). Brasília, Dep. Nac. Prod. Min. 162 p.
- BUDDINGTON, A.F. - 1959 - Granite emplacement with special reference to North-America. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 70:671-747.
- BUTLER, J.R.; BOWDEN, P. SMITH, A.Z. - 1962 - K-Rb ratios in the evolution of Younger Granites of Northern Nigeria. *Geoch. Cosm. Acta*, 26:89-100.
- CAMPBELL, D.F.; COSTA, L.A.M. - 1965 - Reconhecimento regional através do geossinclínio centro-leste brasileiro. *Bol. Dep. Nac. Prod. Miner.* 47 p.
- CARMICHAEL, I.S.F.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - *Igneous petrology*. New York, McGraw-Hill. 739 p.
- CORDANI, U.G. - 1980 - Fundamentos de interpretação geocronológica. In: XXXI Cong. Bras. Geol. Bol. n° 6, Camboriú, Soc. Bras. Geol. p. 5-22.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G.; STEVENAZZI, V. - 1970 - Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tecnogrupos. *Bol. Geol. Ins. Geoc. Univ. Rio de Jan.* 5: 3-34.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G. - 1971 - Geosynclinal evolution

- of Central Brazil. Geol. Rundschau, 60:1024-1050.
- DALL'AGNOL, R. - 1980 - Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Toulouse, Univ. Paul Sabatier, These Troisieme Cycle, 348 p.
- DALL'AGNOL, R. - 1982 - Maciço Jamon: evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: I Simpósio de Geol. da Amazônia. Belém, Soc. Bras. Geol. v.2.p. 139-161.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. - 1982 - Archean and Lower Proterozoic units in Central Brazil. Geol. Rundschau, 71:291-317.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, M.A. - 1962a - Rock - forming minerals. London, Longman, v.1, 333 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, M.A. - 1962b - Rock - forming minerals. London, Longman, v.5, 371 p.
- DDIER, J. - 1973 - Granites and their enclaves; The bearing of enclaves on the origin of granites. Amsterdam, Elsevier, 393p. (Developments in Petrology n° 3).
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.C.; SIMÕES, M.A.; BEZERRA, P.E.L.; MONTALVÃO, R.M.G.; PRADO, P.; TASSINARI, C.C.G.; HILDRED, P.R. - 1981 - Síntese da Geologia pré-cambriana da Folha SD=22, Goiás. In: I Simp. de Geol. do Centro-Oeste; Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia, Soc. Bras. Geol. p. 30-52.
- DUPUY, C.; ALLÈGRE, C. - 1972 - Fractionnement K/Rb dans les ignimbritiqûes de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustale. Geoch. Cosm. Acta, 36:437-458.
- FERNANDES, C.A.C.; HILDRED, P.R. - 1981 - Núcleo mineralizado da Serra Dourada (Minaçu-GO). In: I Simp. de Geol. do Centro-Oeste; Geologia do Pré-Cambriano, Goiânia, Soc. Bras. Geol. p. 539-554.
- FROESE, E.; GASPARRINI, E. - 1975 - Metamorphic zones in the Snow Lake area, Manitoba. Canadian Miner. 13:162-167.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. - 1979 - Projeto São Felix; Geologia da Folha Córrego São Bento. Brasília, Fund. Univ. de Brasília /Eletronorte. 49 p.

- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. - 1981 - Q Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, Soc. Bras. Geol., p. 118-129.
- GARRELS, R.M.; MACKENZIE, F.T. - 1971 - Evolution of sedimentary rocks. New York, Norton. 397 p.
- GINZBURG, A.I. - 1960 - Specific geochemical features of the pegmatites process, in Minerals and Genesis of Pegmatites. In: Inter. Geol. Cong., 21st, Copenhagen, Part XVIV, p.111-121.
- GIRARDI, V.A.V.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S.; CORDANI, U.G. - 1978 - Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos. In: XXX Cong. Bras. de Geol., Recife, Soc. Bras. Geol. v.1. p. 337-348.
- GROVES, D.I.; MCCARTHY, T.S. - 1978 - Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. Miner. Dep. 19: 11-26.
- HAHN-WEINHEIMER, P.; ACKERMANN, H. - 1967 - Geochemical investigation of differentiated granite plutons of the Southern Black Florest-II. The zoning of Malsburg granite pluton as indicated by the elements titanium, zirconium, phosphorus, strontium, barium, rubidium, potassium and sodium. Geoch. Cosm. Acta. 31:2197-2218.
- HANSON, G.N. - 1978 - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Plan. Sci. Let. 38:26-43.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. Bol. da Soc. Bras. de Geol. 19:5-26.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. - 1980 - Idades Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: XXXI Cong. Bras. de Geol. Camboriú, Soc. Bras. de Geol. v.5. pp. 2659-2676.
- HOSCHEK, G. - 1969 - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Cont. Miner. Petrol., 22:208-232.

- KNAPP, R.B.; KNIGHT, J.E. - 1977 - Differential thermal expansion of pore fluids: fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments. *J. Geophys. Research*, 82:2515-2522.
- KOLBE, P.-1966 - Geochemical investigations of the Cape granite South Western Cape Province, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 69:161-199.
- KOLBE, P.; TAYLOR, S.R. - 1966 - Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa. *Cont. Min. Petrol.* 12:202-222.
- LEHMANN, B. - 1982 - Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Econ. Geol.* 77:50-59.
- MALPAS, J. - 1979 - Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in western Newfoundland: initial report. In: Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 465-488. (Development in Petrology n° 6).
- MANNING, D.A.C. - 1981 - The effect of fluorite on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Cont. Min. Petrol.* 76:206-215.
- MARINI, O.J.; BARBOSA, G.V.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; FUCK, R.A. - 1974 - Projeto Serra Dourada; Relatório Final, Brasília, Fund. Univ. de Brasília/Dep. Nac. Prod. Miner. 188 p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A. - 1981 - A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: I Simpósio de Geologia do Centro-Oeste; Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia, Soc. Bras. Geol. p. 716-745.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. - 1981 - A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, Soc. Bras. Geol. p. 100-115.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A. - 1977 - Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:304-324.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; TEIXEIRA, N.A. - 1978 - Dobramentos da borda oeste do Craton do São Francisco. In:

Reunião Preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, Soc. Bras. Geol. p. 155-204. (Publ. Espec. nº 3).

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; FIGUEIREDO, A.N. - 1976 - Projeto São Felix; Relatório Final. Brasília, Eletrônica/Fund. Univer. de Brasília, 125 p.

MATTHEWS, P.F.P. - 1982 - Tin mineralisation in Central Goias, Brazil. Min. Magaz. p. 461-467.

MCCARTHY, T.S.; HASTY, R.A. - 1976 - Trace element distribution patterns and their relationships to the crystallization of granitic melts. Geoch. Cosm. Acta, 40:1351-1358.

MEHNERT, K.R. - 1973 - The origin of granitic rocks: a summary of recent investigations. In: Symposium on granites, gneisses and related rocks. Geol. Soc. South Africa, p.7-11 (Spec. Publ. nº 3).

MONTALVÃO, R.M.G. de.; BEZERRA, P.E.L.; SILVA, S.J. - 1982 - Características petrográficas e geoquímicas dos granitos Serra da Mesa, Serra Dourada e Serra do Encoato e suas possibilidades metalogenéticas. In: XXXII Cong. Bras. Geol. Salvador., Soc. Bras. Geol. v.2. p. 549-565.

NEIVA, A.M.R. - 1974 - Greisenization of a muscovite-biotite-albite granite of northern Portugal. Chem. Geol. 13:295-308.

NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. of the Soc. of Amer. 65:1007-1032.

OLADE, M.A. - 1980 - Geochemical characteristics of tin-bearing and tin-barren granites, Northern Nigeria. Econ. Geol., 75: 71-82.

ORVILLE, P.M. - 1962 - Alkali metasomatism and feldspars. Norsk Geologisk Forening T. 42:283-316.

PADILHA, J.L.; LAGUNA, A.M.G. - 1981 - Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes - Goiás. In: I Simp. de Geol. do Centro-Oeste; Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia, Soc. Bras. Geol. p. 622-643.

PARK JR., C.F.; MAC DIARMID, R.A. - 1975 - Ore deposits. 3rd ed. San Francisco, Freeman, 530 p.

- PASTER, T.P.; SCHAUWECKER, D.S.; HASKIN, L. - 1974 - The behavior of some trace elements during solification of the Skaergaard layered series. *Geoch.Cosm. Acta.* 38:1549-1578.
- PAYNE, J.G.; STRONG, D.F. - 1979 - Origin of the Twillingate trondhjemite, north-central Newfoundland: partial melting in the roots of an island arc. In: Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks.* Amsterdam, Elsevier, p. 489 - 516. (Development in Petrology n° 6).
- PENA, G.S. - 1974 - Geologia da área do Projeto Goiânia II, sudoeste de Goiás. In: XXVIII Cong. Bras. de Geol. Porto Alegre, Soc. Bras. de Geol. v. 4, p. 37-50.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136:627-662.
- PLATEN, H. von - 1965 - Kristallisation granitisher Schmezen. *Cont. Min. Petrol.* 11:334-381.
- REIS NETO, J.M. - 1980 - Geocronologia dos granitos da região Centro-Oeste. São Paulo, Inst. de Geoc. da Univ. de São Paulo. Seminários Gerais, 13 p. (inédito).
- REIS NETO, J.M. - 1981 - O granito Serra da Mesa. In: I Simp. de Geol. do Centro-Oeste; Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia, Soc. Bras. de Geol. p. 606-621.
- REYF, F.G.; BAZHEYEV, Ye, D. - 1977 - Magmatogenetic chloride solutions and tungsten mineralization. *Geochemistry International*, 14:45-51.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C.; BELL, D.M. - 1969 - Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.* 267:259-272.
- ROSEMBERG, P.E. - 1972 - Compositional variations in synthetic topaz. *The Am. Miner.* 57:169-187.
- SÁ, J.H.S. - 1977 - Pegmatitos litiníferos da região de Itinga - Araçuaí, Minas Gerais. Universidade de São Paulo. Inst. de Geoc. Tese de Doutorado. 104 p.
- SCHOBENHAUS, F., C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANUHASHI, J. T.; LINDENMAYER, Z.C.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. - 1975 -

- Carta geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás (SD-22). Brasília. Dep. Nac. Prod. Min. 114 p.
- SHAW, D.M. - 1968 - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geoch. Cosm. Acta*, 32:573:601.
- SHCHERBA, G.N. - 1970a - Greisens; Part 1. *Intern. Geol. Rev.* 12: 114-150.
- SHCHERBA, G.N. - 1970b - Greisens; Part 2. *Intern. Geol. Rev.* 12: 239-255.
- SMIRNOV, V.I. - 1976 - *Geology of mineral deposits.* Moscow, Mir. 520 p.
- SMITH, J.V. - 1975 - Phase equilibria of plagioclase. In: Ribbe, P.H. (ed.) *Feldspar Mineralogy, Short Course Notes.* Washington. Min. Soc. Am. v.2 p. sm 1-17.
- SOUZA, M.S.P.; ZALÁN, P.V. - 1977a - Ocorrências de cassiterita e wolframita ao sul da Serra Dourada, Goiás. *Miner. Metal.* 385: 4-9.
- SOUZA, M.S.P.; ZALÁN, P.V. - 1977b - Ocorrências de cassiterita e wolframita ao sul da Serra Dourada, Goiás. *Miner. Metal.* 386: 64-65.
- STORRE, B.; KAROTKE, E. - 1972 - Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 20 kb water pressure. *Cont. Min. Petrol.* 36:343-345.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.* 12:1-13.
- TAMBORIM, C.A. - 1980 - Mineralizações estaníferas em Pela-Ema, Estado de Goiás - Brasil. 23 p. (inédito).
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W. - 1981 - Panorama geocronológico do Centro-Oeste brasileiro: soluções, problemáticas e sugestões. In: I Simp. de Geol. do Centro-Oeste; Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia, Soc. Bras. Geol. p.93-116.
- TAYLOR, R.G. - 1979 - *Geology of tin deposits.* Amsterdam, Elsevier; 543 p. (Developments in Economic Geology n°-11).
- TAYLOR, S.R. - 1966 - The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6:133-213.
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light

of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O , Geol. Soc. Am. Mem. 74:1-153.

UYTENBOGAARDT, W.; BURKE, E.A.J. - 1971 - Tables for microscopic identification of ore minerals, 2nd ed. Amsterdam, Elsevier, 430 p.

VELDE, B. - 1966 - Upper stability of muscovite. The Am. Miner. 51:924-928.

VILLWOCK, J.A.; ISSLER, R.S. - 1971 - Considerações sobre a metalogenia do estanho: granitos estaníferos. Mineração e Metalurgia, 53: 221-226.

WATSON, J. - 1973 - Influence of crustal evolution on ore deposition. Trans. Inst. Min. Metall. 82:107-113.

WEDEPOHL, K.H. - 1969 - Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag, v.1, 442 p.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks, 4th ed. New York, Springer-Verlag, 334 p.

WINKLER, H.G.E.; PLATERN, H.von - 1961 - Experimentelle Gesteinsmetamorphose-V. Geoch. Cosm. Acta. 24: 250-259.

YERMAKOV, N.P. - 1964 - State and activity of fluids in chambered granitic pegmatites. In: International Geological Congress; Report of the 22nd session. India. New Delhi, p. 86-115. (Proceedings of section, 6).

12.1.2 ANEXO 1.2

Lista de amostras e respectivos pontos onde foram coletadas (Serra Dourada, Goiás).

AMOSTRA (SD-)	PONTO DE COLETA	AMOSTRA (SD-)	PONTO DE COLETA	AMOSTRA (SD-)	PONTO DE COLETA
01	77	31	11	61	36
02	77	32	5	62AeB	37
03	77	33	5	63	38
04	77	34	3	64AeB	39
05	1	35	3	65	40
06	1	36	4	66	42
07	8	37	3	67	43
08	5	38	9	68	44
09	5	39	10	69	45
10	3	40	5	70	46
11	3	41	11	71	47
12	4	42	6	72	48
13	2	43	6	73	49
14	2	44	6	74	50
15	2	45	6	75	51
16	2	46	6	76	53
17	2	47	6	77	56
18	2	48	14	78	58
19	3	49	16	79	59
20A-F	7	50	16	80B, TeM	3
21	6	51	18	81	62
22	5	52	20	82	63
23	5	53	22	83	65
24	5	54	26	84	71
25	5	55	27	85	76
26	5	56AeB	31	86	77
27	10	57	32	87AeB	77
28	10	58	33	88MeT	77
29	11	59	34	89	77
30	11	60AeB	35	90	78

(Continua)

(continuação)

ANEXO 4.2

AMOSTRA (SD-)	PONTO DE COLETA	AMOSTRA (SD-)	PONTO DE COLETA	AMOSTRA (SD-)	PONTO DE COLETA
91A-C	80	121A-C	37	151AeB	153
92	81	122A-C	5	152AeC	154
93	9	123AeC	5	153	155
94A-C	9	124	107	154	156
95	9	125	108	155	10
96	84	126	109	156	158
97AeB	85	127A-F	110	157A-C	3
98A-C	87	128A-E	111	158	6
99A-D	11	129	114	159A-D	2
100	10	130	115	160	2
101A-F	10	131A-C	2	161	162
102A-D	88	132AeB	120	162	165
103	89	133	121	163	166
104	90	134	122	164A-C	168
105AeB	91	135	123	165	169
106AeB	1	136	129	166AeB	170
107A-C	92	137A-C	132	167	171
108AeB	94	138A-C	134	168	176
109A-G	95	139	135	169	177
110AeB	96	140AeB	136	170AeB	179
111A-D	97	141AeB	137	171AeB	181
112	98	142	138	172	185
113	100	143	140	173A-D	187
114	101	144	141	174A-H	188
115	102	145	144	175A-F	189
116AeB	103	146A-D	145	176A-F	190
117	104	147	147	177	6
118AeB	105	148	148		
119AeB	27	149	150		
120	106	150A-C	152		

12.2 ANEXO 2

Reprodutibilidade, precisão e exatidão de algumas análises

Fluorescência de Raios-X

Duplicatas de 4 amostras (SD-05, SD-87B, SD-88T e SD-152A) foram analisadas, obtendo-se os seguintes valores médios de desvio, em percentagem:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe _{total}	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅
desvio absoluto	0,13	0,01	0,32	0,16	0,04	0,06	-
desvio relativo	0,14	1,77	1,39	5,79	2,86	4,56	-

Para o Fe_{total} testou-se a precisão do método, comparando-o com a absorção atômica e obteve-se um desvio relativo de 2,37% e absoluto igual a 0,05%.

Em relação aos elementos traços, selecionaram-se os padrões que apresentam um desvio relativo menor que 5% dentro de uma curva de calibração confeccionada por um conjunto de padrões internacionais.

Absorção Atômica

Todas as amostras foram analisadas em duplicatas e obteve-se os seguintes desvios médios, em percentagem:

	MgO	MnO	Na ₂ O
desvio absoluto	0,07	-	0,26
desvio relativo	18,22	-	3,25

Para testar-se a exatidão das análises, determinou-se as concentrações do padrão GA (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, França) para Fe_{total}, MnO, MgO e Na₂O. Calcularam-se os seguintes desvios médios em relação aos valores publicados, em percentagem:

	Fe _{total}	MnO	MgO	Na ₂ O
desvio absoluto	0,03	0,01	0,11	0,03
desvio relativo	1,08	11,11	11,58	0,84

Volumetria

A volumetria foi utilizada para a determina-

ção do teor de Fe^{2+} das amostras. Para o cálculo do desvio, analisaram-se as amostras SD-127D e SD-129 em duplicatas, que forneceram os valores médios de 0,33%, para desvio absoluto e 4,47%, para desvio relativo.

Perda ao Fogo

Os teores de voláteis presentes nas amostras foram determinados pela perda ao fogo. Utilizando-se as duplicatas das amostras SD-87B e SD-152A, obteve-se 0,11%, para desvio absoluto, e 42,90% para desvio relativo.

Diluição Isotópica

Os teores de Rb e de Sr utilizados nos cálculos dos dados geocronológicos foram determinados por diluição isotópica no centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, com um erro de 1,5%.