UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005508

GEOLOGIA DA FOLHA DE CÁSSIA - MG, E PETROLOGIA
DE SEUS ANFIBOLITOS

Ciro Teixeira Correia

Orientador: Prof. Dr. Vicente Antonio Vitorio Girardi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. V.A.V. Girardi</u>
Examinadores:	<u>Dr. M.A.F. Oliveira</u>
	<u>Dr. M.C.H. Figueiredo</u>

ass.

[Handwritten signatures of the examiners]

São Paulo
1986

ÍNDICE

	Pág.
RESUMO	i
ABSTRACT	iii
1. INTRODUÇÃO	001
1.1. Objetivo do estudo	001
1.2. Localização da área	001
2. METODOLOGIA	003
2.1. Técnicas para identificação de minerais	003
2.2. Técnicas para análises químicas	003
2.3. Datações radiométricas	005
3. GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	007
3.1. Introdução	007
3.2. Os Grupos Araxá e Canastra	007
3.2.1. Idades	011
3.2.2. Metamorfismo	011
3.2.3. Magmatismo	012
3.2.4. Tectônica	013
4. GEOLOGIA LOCAL	017
4.1. As unidades mapeadas e sua distribuição	017
4.2. Principais feições estruturais	019
4.2.1. Relações de contato	019
4.2.2. Foliações metamórficas e dobras	020
4.2.3. Falhas	023
5. PETROGRAFIA	025
5.1. Embasamento cristalino	025
5.1.1. Gnaisses	025
5.1.2. Gnaisses migmatíticos.....	026
5.1.3. Meta-ultramáficas	027
5.2. Grupo Araxá	028
5.2.1. Xistos	028
5.2.2. Quartzitos	031
5.2.3. Gnaisses	032
5.2.4. Migmatitos	036

	Pág.
5.2.5. Meta-ultramáficas	036
5.2.6. Anfibolitos	037
5.2.7. Protominérios de Mn	054
5.2.8. Rochas cataclásticas	057
5.3. Grupo Canastra	058
5.3.1. Quartzitos	058
5.3.2. Filitos	059
6. GEOCRONOLOGIA	060
6.1. Introdução	060
6.2. Análise dos dados	060
7. PETROLOGIA DOS ANFIBOLITOS	068
7.1. Introdução	068
7.2. Origem Pré-metamórfica	068
7.3. Quimismo das rochas ígneas originais	081
7.4. Ambiente tectônico	091
8. METAMORFISMO	097
8.1. Distribuição das regiões de metamorfismo <u>progres</u> sivo na Folha de Cássia, MG	098
8.2. Geotermometria	102
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	110
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
11. AGRADECIMENTOS	122

ÍNDICE DAS TABELAS

	Pág.
Tabela 1 - Análises modais dos anfibolitos	039
Tabela 2 - Composições químicas de anfibólios	041
Tabela 3 - Composições químicas parciais de plagioclásios	044
Tabela 4 - Composições químicas de clinopiroxênios	049
Tabela 5 - Composições químicas de granadas	050
Tabela 6 - Composições químicas de fases minerais de pro tominérios de Mn	056
Tabela 7 - Resultados das análises K-Ar	061
Tabela 8 - Dados analíticos Rb-Sr (BESANG et al., 1977) .	062
Tabela 9 - Resultados das análises Rb-Sr	063
Tabela 10 - Composições químicas de rocha total dos anfiboli tos. Elementos maiores	070
Tabela 11 - Composições químicas de rocha total dos anfiboli tos. Elementos menores	071
Tabela 12 - Parâmetros de Niggli dos anfibolitos	074
Tabela 13 - Normas CIPW dos anfibolitos	084
Tabela 14 - Parâmetros utilizados para o geotermômetro de SPEAR (1981)	105
Tabela 15 - Parâmetros utilizados para o geotermômetro de GRAHAM & POWELL (1984)	107

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pág.
Fig. 1 - Mapa geológico estrutural de Cássia, MG (encarte)	
Fig. 2 - Mapas de localização da área	002
Fig. 3 - Localização da região de Cássia em relação às unidades geotectônicas regionais	008
Fig. 4 - Perfil esquemático do megaanticlinal recumbente da região de Passos (TEIXEIRA & DANNI, 1978) ...	015
Fig. 5 - Diagrama de nomenclatura para os anfibólitos cálcicos (LEAKE, 1978)	042
Fig. 6 - Diagrama isocrônico interno da amostra de migmatito CTC-264-F	064
Fig. 7 - Diagrama isocrônico de referência das amostras de rochas graníticas da região de Monte Carmelo Ibiá, sobre a qual localizam-se duas amostras de Cássia (BESANG et al., 1977)	064
Fig. 8 - Diagrama isocrônico de referência para as amostras de Cássia	065
Fig. 9 - Diagrama ternário MgO-CaO-FeO (WALKER et al., 1960)	072
Fig. 10 - Diagrama binário relacionando os parâmetros de Niggli c x mg (LEAKE, 1964)	075
Fig. 11 - Diagrama ternário relacionando os parâmetros de Niggli 100mg x 75c x (75al-alk) (LEAKE, 1964)	075
Fig. 12 - Diagramas binários relacionando o parâmetro de Niggli mg com Cu (ppm) e Co (ppm) (modif. de LEAKE, 1964)	076
Fig. 13 - Diagramas binários relacionando o parâmetro de Niggli mg com Cr (ppm) e Ni (ppm) (modif. de LEAKE, 1964)	077
Fig. 14 - Diagramas binários relacionando o parâmetro de Niggli mg, com ti (de Niggli) e alk (de Niggli) (modif. LEAKE, 1964).	078

Fig. 15 - Diagramas binários relacionando o parâmetro de Niggli mg, com k (de Niggli) e p (de Niggli) (modif. LEAKE, 1964)	079
Fig. 16 - Diagrama binário relacionando TiO_2 (% em peso) com Ni (ppm) (modif. LEAKE, 1964)	080
Fig. 17 - Diagrama binário relacionando TiO_2 (% em peso) com Cr (ppm) (modif. LEAKE, 1964)	080
Fig. 18 - Diagrama binário relacionando os parâmetros de Niggli c x (al-alk)(VAN DE KAMP, 1968)	081
Fig. 19 - Diagrama binário relacionando $(Na_2O+K_2O)x Na_2O/K_2O$ (MIYASHIRO, 1975a)	083
Fig. 20 - Diagrama binário relacionando $SiO_2 x (Na O + K_2O)$ (MIYASHIRO, 1975b)	086
Fig. 21 - Diagrama ternário relacionando $FeOx(Na_2O+K_2O)xMgO$ IRVINE & BARAGAR, 1971)	086
Fig. 22 - Diagrama binário relacionando $(FeO/MgO)xCr$ (MIYASHIRO, 1974)	087
Fig. 23 - Diagrama binário relacionando $(FeO/FeO+MgO)xAl_2O_3$ (ARNDT et al., 1977)	088
Fig. 24 - Diagrama catiônico ternário relacionando $(Fe+Ti)x AlxMg$ (JENSEN, 1976)	089
Fig. 25 - Diagrama binário relacionando $F_{Hp} x F_{py}$ (DE LA ROCHE, 1981)	090
Fig. 26 - Diagrama ternário relacionando $(Ti/100)x Zr x 3Y$ (PEARCE & CANN, 1973)	094
Fig. 27 - Diagrama binário relacionando $Zr x Ti$ (PEARCE & CANN, 1973)	094
Fig. 28 - Diagrama ternário relacionando $(Ti/100)x Zr x Sr$ (PEARCE & CANN, 1973)	095
Fig. 29 - Diagrama binário relacionando $(Cr x Ti)$ (PEARCE, 1975)	095
Fig. 30 - Distribuição das zonas metamórficas da biotita-granada e da cianita nas rochas pelito-psamíticas do Grupo Araxá na Folha de Cássia, MG e localização dos afloramentos de anfibolito estudados	099

Fig. 31 - Diagramas ternários An-Or-Ab para os plagioclásios dos anfibolitos estudados	101
Fig. 32 - Diagrama binário relacionando Na + K x Al ^{IV} para anfibólios cálcicos (DEER et al., 1980).....	102
Fig. 33 - Diagrama binário relacionando Na _(A) no anfibólito com X _{Ab} no plagioclásio e a temperatura de equilíbrio (SPEAR, 1981)	104
Fig. 34 - Diagrama binário (T°C x P _{kbar}) com dados experimentais para os campos de estabilidade dos polímorfos do Al ₂ SiO ₅ e seus pontos tríplices (modif. TURNER, 1981)	109

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

	Pág.
Foto 1 - Cristais de cianita e granada em gnaiss <u>do</u> <u>Ara</u> <u>xá</u> . Observa-se avançada substituição da ciani ta pela muscovita	033
Foto 2 - Aspecto geral de textura granoblástica em anfi bolito	038
Foto 3 - Clinopiroxênio preservado no núcleo de hornblen da que o substituiu. Observam-se também inclu sões gotiformes de quartzo na hornblenda	043
Foto 4 - Plagioclásios saussuritizados no anfibolito ...	046
Foto 5 - Plagioclásios inalterados, geminados segundo a lei da albita, em anfibolito	046
Foto 6 - Cristal zonado de plagioclásio em contato com granada parcialmente alterada	047
Foto 7 - Cristal de granada parcialmente envolvido por delgada borda de plagioclásio	047
Foto 8 - Cristais de granada envolvidos por delgadas bor das de plagioclásios e englobados por hornblen da. Notam-se também grãos de rutilo com nú cleos de ilmenita	048
Foto 9 - Cristais primários de epidoto-clinozoisita em anfibolito	051
Foto 10 - Intercrescimento simplectítico entre clinozoi sita e quartzo, secundários a partir da hornblen da. Destaca-se grande cristal de titanita na porção central da foto	052
Foto 11 - Intercrescimento simplectítico entre clinozoisi ta e plagioclásio, secundários a partir da horn blenda	052
Foto 12 - Ilmenita e rutilo sendo substituídos nas bor das por titanita	054
Foto 13 - Eulita, grunerita, granada e quartzo em amostra de protominério de Mn	055

RESUMO

A geologia da região da Folha topográfica de Cássia-MG, na escala 1:50.000, revela a presença de três unidades metamórficas. Rochas gnáissicas granodioríticas a tonalíticas ortoderivadas e gnaisses migmatíticos, representam o embasamento do Grupo Araxá. Xistos, quartzitos, gnaisses e subsidiariamente metatexitos, meta-ultramafitos, anfibolitos, protomínerios de Mn e rochas cataclásticas, constituem o Grupo Araxá. Filitos e quartzitos pertencem ao Grupo Canastra.

Estruturas superpostas indicam no mínimo três fases deformacionais para as rochas do embasamento e duas para as rochas do Grupo Araxá e Canastra.

Análises radiométricas mostram idades transamazônicas ou mais antigas para as rochas do embasamento. Idades brasileiras, Rb-Sr, de 760 m.a., referem-se aos metatexitos do Araxá, enquanto que o padrão K-Ar obtido data entre 580 e 644 m.a. o fechamento dos sistemas minerais para difusão do Ar, ou para difusão isotópica a nível de rocha total, para o sistema Rb-Sr.

O estudo das paragêneses minerais revela condições metamórficas de fácies anfibolito para as rochas do Grupo Araxá e de seu embasamento. No Grupo Canastra o metamorfismo atingiu o fácies xisto verde. Nota-se que o metamorfismo progride em direção as porções N-NE da área.

Dados geotermométricos indicam temperaturas de 650°C a pouco superiores a 725°C para o evento térmico culminante durante o ciclo Brasileiro. Indiretamente são estimadas condições mínimas de pressão equivalentes a 6,5 kbar atuantes durante este evento.

Dados químicos de elementos maiores e menores, associados com parâmetros de Niggli, mostram origem or tometamórfica para os anfibolitos do Grupo Araxá em Cássia. Indicam ainda que estas rochas se originaram a partir de magmas basaálticos, provavelmente não cogenéticos. Quando comparados com basaltos formados em ambientes modernos, possuem similaridades com os formados em margens de placas..

ABSTRACT

The Cássia region (SW State of Minas Gerais) has been mapped at a scale of 1:50.000. Geologically, the area consists of three metamorphic sequences. Granodioritic and tonalitic gneisses of igneous parentage and migmatic gneisses form the basement of the Araxá Group, which is mainly made up of schists, quartzites, and gneisses with subordinate metatexites, metaultramafites, amphibolites, manganese protomylonites and cataclastic. The third unit is the Canastra Group, comprising phyllites and quartzites.

The basement rocks were affected by at least three deformational phases, whereas the Araxá and Canastra Groups show the effect of at least two deformational events.

Radiometric data on the basement rocks point to minimum ages corresponding to the Transamazonian cycle (~ 1,800 m.y.). Some of the data indicate the effects of the Brasiliano cycle. For example, metatexites of the Araxá Group yield an age of 760 m.y. (Rb-Sr isochron), and the closure of the systems for Ar diffusion out of minerals and Sr diffusion within the whole rock occurred between 580 and 644 m.y.

The basement rocks and the Araxá Group belong to the amphibolite facies. The Canastra Group is, on the other hand, characterized by the greenschist facies. Metamorphic grade increases towards the north and northeast.

The temperatures obtained through geothermometry vary from 650°C to slightly greater than 725°C for the culmination of the metamorphic event of the Brasiliano Cycle. Minimum pressures are estimated at around 6.5 kbar.

Chemical data for major and trace el

ements and the relationships between the Niggli numbers indicate that the amphibolites of the Araxá Group in the Cássia region are of igneous parentage. They probably were derived from several non cogenetic types of basaltic magmas. When compared to basalts belonging to modern environments, they show similarities with those formed at plate margins.

1. INTRODUÇÃO

1.1. OBJETIVO DO ESTUDO

Os trabalhos desenvolvidos visaram o mapeamento litológico-estrutural na escala de 1:50.000 da Folha Topográfica de Cássia, MG, abrangendo uma área de aproximadamente, 715 km²; e, a partir do conhecimento das litologias presentes, da sua distribuição e relações de contato, das principais feições estruturais, de suas associações e paragêneses minerais e de suas idades, compreender sua evolução dentro do contexto da evolução geológica regional, com enfoque às condições em que foram metamorfizadas.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área mapeada (Fig. 1 - encarte) corresponde a compreendida pela Folha Topográfica de Cássia, publicada pelo IBGE como integrante da carta do Brasil, na escala 1:50.000 e codificada como Folha SF-23-V-A-VI-1, sendo seus limites os meridianos 47°00' e 46°45' da longitude oeste de Greenwich e os paralelos de 20°45' e 20°30' de latitude sul. Localiza-se na porção SW do Estado de Minas Gerais, próximo à fronteira com o Estado de São Paulo, entre as cidades de Franca (SP) e Passos (MG), conforme esquematizado na Figura 2.

FIGURA 2 - Localização da área mapeada

2. METODOLOGIA

Além das metodologias usualmente empregadas nos trabalhos preliminares do estudo, que envolveram as etapas relativas à consulta bibliográfica, interpretação fotogeológica e trabalhos de campo, foram utilizadas as seguintes técnicas para análises petrográficas, análises químicas e datações radiométricas:

2.1. TÉCNICAS PARA ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Para estudo e descrição de 147 seções delgadas de rochas foram utilizados microscópios Zeiss, modelo Standard WL e Leitz, modelo Ortholuz-pol.

Para determinação da composição dos plagioclásios, foram utilizados os gráficos reproduzidos por TRÖGER (1956) relativos à extinção máxima na zona (010) ou à relação angular entre X' e a clivagem (010) em seções perpendiculares à bissetriz aguda destes minerais.

Nas análises modais realizadas, contaram-se 1.000 ou 2.000 pontos por seção, respectivamente, para amostras com granulações fina ou média.

2.2. TÉCNICAS PARA DETERMINAÇÕES QUÍMICAS

Para determinações químicas de minerais utilizou-se o equipamento ARL ("Applied Research Laboratories") do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências

da Universidade de São paulo, equipado com três espectrômetros e três pares de cristais, respectivamente LiF/ADP, LiF/ADP e LiF/RAP. Por esta metodologia, foram analisados plagioclásios, anfibólios, piroxênios e granadas, nas seguintes condições de instrumentação: potencial de aceleração de 15 kv, corrente de amostra de 0,03 μ A, tempo de integração da contagem de 10 segundos e diâmetro de feixe eletrônico de aproximadamente 10 μ . Os padrões utilizados foram os pertencentes à coleção do laboratório, tendo-se sempre procurado, para cada mineral e elemento, utilizar o padrão mais semelhante possível à amostra analisada. Foram executadas correções nos dados analíticos para *drift*, *background* e efeitos diferenciais de matriz (absorção atômica, número atômico, fluorescência secundária), utilizando-se, para tanto, dos programas de computação *slave* e BENCE & ALBEE (1968). Para a distribuição entre FeO e Fe₂O, em anfibólios e piroxênios, utilizou-se o programa de PAPIKE et al. (1974), baseado nas possibilidades estequiométricas destes minerais.

Em relação aos plagioclásios e anfibólios, os valores encontrados nas tabelas e gráficos correspondem, para cada amostra, à média aritmética de 10 grãos por amostra e 6 grãos por amostra no caso das granadas e piroxênios, sendo que para todos os minerais o resultado de cada grão corresponde, por sua vez, à média aritmética de 3 determinações em suas bordas e três em seu núcleo. Tais valores não foram apresentados separadamente pois, em geral, não comportaram diferenças significativas.

As análises químicas de elementos maiores e menores de rocha total foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de raios-X da Universidade de Ferrara, Itália. Das amostras, após moagem em moinhos de ágata e aquecimento para perda d'água, foram confeccionadas pastilhas de pó por prensagem durante 30 segundos à pressão de 60 bar, em invólucro contendo ácido bórico que constitui a parte externa e manipulável da pastilha levada para análise em aparelho Phillips automático.

2.3. DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS

As datações radiométricas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, da Universidade de São Paulo. Empregaram-se os métodos K-Ar em minerais separados e Rb-Sr em rocha total.

As constantes empregadas nos cálculos K-Ar foram:

$$\lambda_{\text{tot}} = 0,530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda = 0,585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\% \text{ atôm. } K^{40} \text{ em } K^{\text{tot}} = 0,0119$$

No caso das análises Rb-Sr, as concentrações de Rb e Sr foram determinadas quantitativamente por fluorescência de raios-X. Utilizou-se espectrômetro de massa marca Varian-MAT, tipo TH-5.

As constantes empregadas nos cálculos Rb-Sr foram:

$$\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$$

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} = 2,59$$

.006.

Os erros experimentais foram estimados para cada caso em função da precisão dos equipamentos e qualidade da análise realizada.

3. GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

3.1. INTRODUÇÃO

As unidades estratigráficas presentes na região correspondem aos Grupos Araxá e Canastra, ambos definidos por BARBOSA (1955). Suas definições originais foram sucessivamente modificadas como será discutido nos itens posteriores. Estas unidades, situadas em faixa de dobramentos de evolução Uruaçuana (Fig. 3), encontram-se limitadas a Oeste da área em questão pelos sedimentos da Bacia do Paraná, ao Sul pelo Maciço Mediano de Guaxupé, conforme definição de ALMEIDA et al. (1976) e, mais a Leste, pelo Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977).

3.2. OS GRUPOS ARAXÁ E CANASTRA

O Grupo Araxá foi originalmente definido por BARBOSA (1955) na região da Bacia do Rio Quebra Anzol, no planalto Araxanense, em Minas Gerais, como sendo constituído de micaxistos, xistos verdes, filitos, migmatitos e quartzitos. Nesta ocasião, BARBOSA (op. cit.) subdividiu o Grupo Araxá em duas Formações: Araxá e Canastra, sendo a primeira, mais antiga, constituída de xistos verdes, mica xistos e migmatitos, enquanto na segunda, dominariam os quartzitos com os filitos grafitosos a eles associados. Observou também a provável existência de discordância angular entre estas Formações, considerando-as de idade muito diferentes. Posteriormente, BARBOSA et al. (1966) estenderam os micaxistos do Grupo Araxá, desde o Triângulo Mineiro, adentrando pelo sul e centro do Estado de Goiás, até o extremo norte deste Estado, atingindo também áreas do Estado do Pará. Por ocasião da execução do "Projeto Chaminés" (BARBOSA et al., 1970), restrin

FIGURA 3 - Localização da região de Cássia em relação às principais unidades geotectônicas (modificado de ALMEIDA et al., 1976).

giram o significado do Grupo Araxá para xistos com duas micas e com granada, rutilo, zircão, turmalina, cianita e estaurolita, e assinalaram que em alguns lugares estes mica xistos encontram-se intercalados com quartzitos e anfibolitos. Notaram também a presença de granodioritos e rochas ultrabásicas serpentinizadas; e que, localmente, os xistos passam para paragnaisses e migmatitos.

ALMEIDA (1967) referiu-se ao Grupo Canastra para designar o até então conhecido como Formação Canastra de BARBOSA (1955), com quem é concorde ao afirmar que suas rochas repousam em discordância sobre as do Grupo Araxá ou do Complexo Basal. Reconheceu ainda no Grupo Canastra duas Formações, uma inferior, denominada Formação Cristalina, de caráter essencialmente quartzítico e outra superior, pelítica, representada por filitos com associação subsidiária de metassiltitos, calcários e quartzitos, à qual propôs o nome de Formação Paracatu. Essa Formação foi, posteriormente, incorporada por BRAUN (1968, in MARINI et al., 1978) à Formação Paraopeba do Grupo Bambuí.

Já em 1970 (Projeto Goiânia, in MARINI et al., 1978), BARBOSA et al. consideraram que o Grupo Canastra é composto, em grande parte, por quartzo-muscovita-sericita xistos, que se sobrepõem, não em discordância como consideravam anteriormente, mas em concordância às unidades superiores do Grupo Araxá, representando conseqüentemente uma Formação deste Grupo.

Segundo FUCK & MARINI (1979), em quase todos os trabalhos subseqüentes, ficou caracterizada a dificuldade de separar os Grupos Canastra e Araxá e a existência de discordância entre ambos foi contestada. Neste sentido, BRANDALISE et al. (1971, in FUCK & MARINI, op. cit.) também afirmaram não terem encontrado discordância ou hiato metamórfico entre as duas unidades, considerando que os vários tipos litológicos refletem condições diferentes da sedimentação original. Ainda neste trabalho, citaram NELSON et al. (1977) e MERY et al. (1978), que propuseram a extinção do Grupo Canastra por considerarem seus

metamorfitos como associações ou complexos transicionais dentro do Grupo Araxá.

Para SCHOBENHAUS FILHO et al. (1975a e b) o Grupo Canastra não deve ser considerado como tal, mas como uma Formação do Grupo Araxá, sendo aproximadamente síncrono a esta unidade.

COSTA et al. (1970) sugeriram que o Grupo Canastra é correlacionável à Formação Paracatu do Grupo Bambuí, sendo, portanto, uma fácies deste Grupo, não devendo, deste modo, ser individualizado como Grupo; porém concordaram com BARBOSA (1955, 1970) ao considerarem que as litologias do Canastra, aparentemente, repousam em discordância sobre o Grupo Araxá (da mesma forma que todo o Bambuí é discordante em relação ao seu embasamento), e que seus termos mais metamórficos encontram-se em contato de acavalamiento sobre o Grupo Araxá.

DARDENE (1978) considerou que o Grupo Canastra não se encontra estratigraficamente sobre o Grupo Araxá, mas sim que ambas as unidades interdigitam-se lateralmente.

TEIXEIRA & DANNI (1978) descreveram, em estudo na região de Passos, que as unidades Canastra e Araxá são transicionais considerando a primeira como Formação superior da segunda, embora, no mapa que apresentaram, em uma das figuras desse trabalho, na coluna estratigráfica, a unidade Canastra aparece como Grupo e não como Formação.

OLIVEIRA et al. (1983), em mapeamento envolvendo as Quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, reconheceram na área unidades que relacionam ao Complexo de Campos Gerais (FONSECA et al., 1979), representativas do embasamento do Grupo Araxá na região, não reconhecendo a unidade Canastra nestas Folhas.

3.2.1. IDADES

Segundo ALMEIDA (1967, 1968), o Grupo Araxá teria sido metamorfoseado durante o ciclo Uruaçuano, entre 1.000 e 1.400 m.a. (HASUI & ALMEIDA, 1970; ALMEIDA, 1971; ALMEIDA et al., 1976).

Novas datações geocronológicas têm, porém, apresentado idades mais antigas para áreas mapeadas como pertencentes ao Grupo Araxá, como se pode observar nos dados arrolados por SCHOBENHAUS FILHO et al. (1975) e nas datações radiométricas que serão apresentadas e discutidas neste trabalho.

Para o Grupo Canastra, HASUI & ALMEIDA (1970) apresentaram resultados de análises radiométricas que apontam para um xisto básico e um filito deste Grupo na Serra Dourada (GO), valores de 461 e 544 m.a., respectivamente. Segundo tais autores, estes resultados são inferiores aos obtidos na Faixa Triângulo Mineiro-Natividade, na qual as idades situam-se entre 579 e 642 m.a., apresentadas por um ortoanfibolito intrusivo no Grupo Canastra, na região ao Norte de Palmeiras, GO. Observaram, no tocante a estes valores, que a idade de 642 m.a. corresponde à idade mínima do episódio mais antigo do Ciclo Brasileiro, no qual o Grupo Canastra, para estes autores, sofreu tectonismo e metamorfismo.

Já para SCHOBENHAUS FILHO et al. (1975a e b), o Grupo Canastra é uma Formação do Grupo Araxá, o que, segundo MARINI et al. (1978) implica em dizer que pertenceriam a um cinturão anterior ao Brasileiro, no caso Uruaçuano, sendo, portanto, compatível com o Proterozóico Médio.

3.2.2. METAMORFISMO

FUCK & MARINI (1979) consideraram que,

embora ainda não estabelecido com precisão, observa-se um significativo zoneamento metamórfico na porção mais larga do segmento setentrional da faixa de dobramentos relativa ao Grupo Araxá. A intensidade do metamorfismo aumenta de Leste para Oeste. Ainda, segundo estes autores, a sucessão de paragêneses no sentido do aumento do metamorfismo indica que este é do tipo cianita - sillimanita ou barrowiano. Vários outros autores (DARDENE, 1981; OLIVEIRA et al., 1983; SIMÕES & FUCK, 1984) ratificaram tal conclusão. Cabe destacar que OLIVEIRA et al. (op. cit.) observaram que tal metamorfismo barrowiano corresponde ao grau fraco a médio de WINKLER (1977); e que ALMEIDA (1967, 1968), BARBOSA et al. (1970), COSTA & ANGEIRAS (1971), ALMEIDA et al. (1976), MARINI et al. (1977, 1978), JAYME FILHO et al. (1981) e SIMÕES & FUCK (1984) consideraram que, dentro do modelo de fácies metamórficas, o Grupo Araxá apresenta-se metamorfoseado em condições de fácies xisto-verde e anfibolito.

Relativamente à unidade Canastra, ALMEIDA (1967, 1968) e ALMEIDA et al. (1976) atribuíram condições de fácies xisto-verde para os metamorfitos do Grupo Canastra, que para BARBOSA et al. (1970) é de baixo grau.

3.2.3. MAGMATISMO

FUCK & MARINI (1979) constataram que há poucos registros vulcânicos e plutônicos na parte setentrional do Grupo Araxá. Em relação à porção meridional, reconheceram que há ampla predominância de metassedimentos em relação aos metamorfitos de origem ígnea, sendo as ocorrências mais conhecidas destes últimos os corpos máfico-ultramáficos alpinos. Quanto ao magmatismo básico, citaram que se encontra representado por inúmeras ocorrências de anfibolitos na forma de diques e/ou soleiras e talvez também como derrames. Ao magmatismo de natureza granítica, atribuem pequenos corpos "esparsamente distribuídos ao largo do cinturão".

BESANG et al. (1977) reconheceram e data ram as intrusivas graníticas da região de Monte Carmelo-Ibiá, si tuadas ao norte de Passos, obtendo a idade de 760 m.a., sendo que então se admitia que tais rochas pertencessem ao Proterozóico in ferior.

TEIXEIRA & DANNI (1978) mencionaram a pre sença de piroclastos de natureza andesítica na região de Passos.

SIMÕES & FUCK (1984) reconheceram na Re gião de Mossâmedes, em Goiás, vários tipos de rochas intrusivas: ortoanfibolitos e metagabros, granitos, granodioritos e tonaliti tos, além de diques de diabásio mesozóicos; apontaram também importante contribuição vulcânica na estratigrafia da região.

Em relação à unidade Canastra, ALMEIDA (1968) e ALMEIDA et al. (1976) consideraram que não há evidência de magmatismo em conexão com a evolução do cinturão Brasília. A única citação que parece conflitante com a suposição do caráter não-magmático do Grupo Canastra é a idade de 527 m.a., apresenta da por HASUI & ALMEIDA (1970) para um ortoanfibolito intrusivo neste Grupo, na região ao Norte de Palmeiras, em Goiás.

3.2.4. TECTÔNICA

ALMEIDA (1967) incluiu o Grupo Araxá em faixa geossinclinal Rifeana (1.600 a 650 m.a.), situada na borda oeste da Plataforma do São Francisco, de idade Brasiliana (560 m.a.). Interpretou o Grupo Araxá como tendo sido depositado a partir de 1.200 m.a., como resultado do fraturamento da Crosta que separava as plataformas do São Francisco e Guaporé, dando mar gem a condições eugeossinclinais de sedimentação. Destacou tambi ém o fato dos dobramentos do Grupo Araxá juntamente com o Grupo Canastra apresentarem direções sub-meridianas ao Norte do paralelo Brasília, enquanto ao sul predomina orientação NNW.

Para ANGEIRAS (1968), o Grupo Araxá constitui, juntamente com o Complexo Basal Goiano, o Maciço que separa geologicamente as faixas geossinclinais Paraguai-Araguaia e Brasília (ALMEIDA, 1967, 1968), tendo atuado como pós-país dos dobramentos geossinclinais. Segundo esses autores, os numerosos complexos máficos-ultramáficos existentes são intrusivos no Grupo Araxá.

BARBOSA et al. (1970) propõem, para a região do Triângulo Mineiro, que a Sedimentação Araxá e a Canastra deram-se em condições miogeossinclinais.

Para COSTA et al. (1970), a sedimentação Araxá deu-se em condições tectônicas de subgeanticlinal e eugeossinclinal. Tais autores propuseram modelo de evolução tectônica dentro de um único ciclo, com duração de aproximadamente 1.000 m.a., no qual teriam se constituído os Grupos Araxá e Canastra, que apresentariam direção geral NW-SE na sua porção meridional.

TEIXEIRA & DANNI (1978) consideraram que a posição estratigráfica da Formação Canastra acha-se estrutruralmente invertida na região de Passos, devido à existência na área de um megaanticlinal recumbente, com seu flanco inverso redobrado, do tipo *nappe de charriage* (Fig. 4), o que justificaria o fato de estarem os filitos, metacalcários e quartzitos do Canastra imediatamente sobre o embasamento granítico-gnáissico e não sobre os xistos Araxá, bem como as inversões das fácies sedimentares e dos fácies metamórficos (xisto-verde, zona da biotita e zona da cianita do fácies anfibolito), por eles constatados na região.

WERNICK & FIORI (1979) associaram os Falhamentos da Região de Cássia à zona rúptil Cássia-Barbacena por eles definida, com direção geral N40-60W, de caráter transcorrente, sinistrógiro e que teria se implantado no ciclo Brasileiro.

OLIVEIRA et al. (1983), trabalhando nas

FIGURA 4 - Esquema do megaanticlinal recumbente, do tipo *nappe de charriage*, na região de Passos (MG), segundo TEIXEIRA & DANNI (1978).

Folhas de São Sebastião do Paraíso e Cássia, adjacentes à região de Passos, em Minas Gerais, também reconheceram o caráter de nape da estrutura assim descrita por TEIXEIRA & DANNI (1978), e ressaltaram a existência da extensa zona de falha de Cássia com orientação NW-SE e movimento levógiro, considerando o Antiforme de Itaú (TEIXEIRA, 1978), existente no canto SE da quadrícula de Cássia, como uma grande dobra de arrasto. Identificaram na área, duas fases de dobramentos, com dobras isoclinais similares, que imprimem foliação S_1 sobre S_0 , tendo orientação preferencial dos eixos N80W, caindo para NW com ângulos por volta de 20° . A xistosidade S_1 foi redobrada por dobras concêntricas isópacas e normais, que não chegaram a desenvolver foliação plano axial, e cujos eixos apresentam atitudes em torno de N60°E, 20°SW, com planos axiais subverticais.

DARDENE (1981), ao estudar a estratigrafia do Grupo Araxá na região da Serra Dourada, não vinculou diretamente a sedimentação Araxá ao modelo geossinclinal, considerando que, na região, esta desenvolveu-se sucessivamente em ambientes pericratônicos e costeiros. Tal autor reconheceu nas rochas do Grupo cinco fases de deformação.

Finalmente, SIMÕES & FUCK (1984) reconheceram quatro fases de deformação para o Grupo Araxá na região de Mossamedes, em Goiás. Consideraram que as duas primeiras, durante as quais o metamorfismo de fácies anfibolítico atingiu o auge, pertencem a um único ciclo provavelmente Uruaçuano, enquanto as duas últimas podem pertencer a este mesmo ciclo, ou a outro mais recente, no caso Brasileiro. Observaram, ainda, que a evolução geológica, nesta área, é compatível com a observada em margens continentais ativas.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. AS UNIDADES MAPEADAS E SUA DISTRIBUIÇÃO

No mapa geológico e estrutural da Folha de Cássia, MG, (Fig. 1, encarte), elaborado durante o desenvolvimento deste trabalho, pode-se observar a distribuição das unidades litológicas presentes, bem como suas principais feições estruturais.

Foram objetivos deste estudo apenas as unidades metamórficas relativas a períodos Pré-Cambrianos, constituídas pelos quartzitos e filitos do Grupo Canastra, xistos, gnaisses, quartzitos, anfibolitos, gonditos e meta-ultramáficas do Grupo Araxá, além dos gnaisses, migmatitos e meta-ultramáficas de seu embasamento. Assim, não serão descritos os sedimentos Terciários, marginais, a atual rede de drenagem, as rochas sedimentares Terciário-Quaternárias que constituem extensas coberturas recentes, que recobrem indiscriminadamente as litologias Araxá e Canastra nas porções NW, central, sul e SE da Folha, bem como as rochas sedimentares e magmáticas básicas da Bacia do Paraná, com ocorrência de pouca significação areal nos cantos NW e SW do mapa.

Devido a este fato, encontram-se locados no mapa tão somente pontos relativos aos afloramentos descritos, com amostras coletadas e ordenadamente classificadas, representativas daquelas unidades metamórficas. Aí não aparecem os demais pontos de controle e caminhamentos realizados, com objetivo de estabelecer seus limites.

Na legenda do mapa, procurou-se empilhar as unidades litológicas, estratigraficamente, posicionando-as do ponto de vista cronológico segundo dados presentes na literatu

ra, as relações de campo observadas e datações ora efetuadas. O termo Grupo foi utilizado para nomear as unidades estratigráficas Araxá e Canastra. Tal ocorreu face a ser este o uso mais comum na literatura existente, não obstante os problemas e controvérsias já assinalados no capítulo anterior.

As descrições litológicas de cada unidade serão abordadas no capítulo referente à petrografia. Deseja mos, no entanto, adiantar aqui certas características dos corpos existentes no Mapa (Fig. 1, op. cit.), que nele não são passíveis de representação em função da escala adotada.

Assim, se as unidades mapeadas relativas ao embasamento cristalino não apresentam a nível de afloramento grandes variações com intercalações de tipos petrográficos muito diferentes, o mesmo não ocorre em relação aos xistos e quartzitos do Grupo Araxá, que freqüentemente aparecem centimétrica ou decimetricamente alternados ocorrendo também alternância entre leitos e lentes de anfibolitos no interior dos xistos. Nota-se ainda que, em algumas porções situadas no centro-oeste, centro-norte e nordeste da Folha de Cássia, xistos e gnaisses foram atingidos nos processos de migmatização, por metatexia e injeção de material granítico, que podem tanto representar proximidade de corpos granitóides em sub-superfície, como pequenas remobilizações de material quartzo-feldspático, por fusões locais, que em alguns pontos constituem veios e bolsões de material pegmatóide circundado por biotita-xistos, que não sofreram quaisquer modificações texturais ou mineralógicas. Tal hipótese parece bastante plausível, pois consoante discussão que ocorrerá no capítulo referente ao metamorfismo, nota-se aumento progressivo do grau metamórfico nas porções N-NE da região. Em quase toda a área o fácies anfibolito é atingido e a geotermometria utilizada indica temperaturas suficientes para causar anatexia em paragêneses adequadas.

Tais variações já não são observadas nos quartzitos e filitos do Grupo Canastra situadas no canto SE da

área, que apresentam grande homogeneidade mineralógica e textu
rai.

4.2. PRINCIPAIS FEIÇÕES ESTRUTURAIS

4.2.1. RELAÇÕES DE CONTATO

Acreditamos que os contatos entre as ro
chas do embasamento com as dos Grupos Araxá e Canastra são pro
vavelmente tectônicos, embora não tenham sido observados direta
mente no campo, quer pela escassez de afloramentos, quer pela,
muitas vezes, má qualidade destes devido ao intemperismo. Porém,
a passagem abrupta de um tipo de unidade para outra, em espaço
relativamente pequeno, bem como os nítidos alinhamentos de rele
vo e drenagem nestas regiões, observadas em fotografias aéreas,
somadas às evidências de significativo tectonismo na área, repre
sentado por vários falhamentos entre os quais destaca-se a espes
sa zona de cisalhamento da Falha de Cássia, que atravessa toda
a folha no sentido NW-SE e as falhas de empurrão situadas na por
ção SE da Folha, levam a tal suposição.

Precedendo à descrição das diversas rela
ções de contato entre as unidade litológicas dos Grupos Araxá e
Canastra, deve-se notar, como pode ser observado no mapa, que na
área em estudo estes Grupos não estão em contato direto entre si,
existindo uma significativa porção de embasamento entre tais uni
dades. TEIXEIRA & DANNI (1978) atribuem tal situação, que se pro
longaria muito a SW da Folha de Cássia, atravessando as Folhas
de Passos e Fortaleza de Minas, a presença de um megaanticlinal
recumbente na região, do tipo *nappe de charriage*, que colocaria
as rochas do Canastra diretamente sobre o embasamento. Tal
explicação é factível em virtude do caráter mais regional
do estudo realizado por estes autores, não sendo possível ratifi

cá-la ou não com os dados mais restritos da geologia local. Levando-se, porém, em conta apenas a situação da Folha de Cássia, pode-se, também, supor que esta porção do embasamento encontra-se como fatia tectônica inserida em posição estratigráfica superior, entre as unidades Araxá e Canastra, que estariam então em uma posição estratigráfica normal.

No Grupo Araxá ocorrem contatos concordantes entre suas unidades. Entre os xistos e quartzitos ou xistos e gonditos, eles são, na maioria dos casos, transicionais, ao passo que entre os xistos e os anfíbolitos geralmente os contatos observados são abruptos e bem definidos. Não é certo, porém, se tais contatos normais refletem concordância estratigráfica original ou relacionam-se à transposição e estiramento tectônico associado a fases deformacionais superimpostas a estas rochas.

Quanto às meta-ultramáficas presentes, são representadas por dois corpos, relativamente grandes, situados, o primeiro na porção NW da Folha, próximo à base dos sedimentos da Bacia do Paraná e o segundo, nos limites da cidade de Pratápolis, no sul da área. Em ambos os casos seus contatos não são observáveis devido ao avançado estado de alteração em que se encontram, e ao fato de o primeiro corpo estar aflorando em meio às coberturas Terciária-Quaternárias da porção NW da região, o que também ocorre, parcialmente, com o segundo corpo, ao sul, nas adjacências de Pratápolis.

Os filitos e quartzitos do Grupo Canastra, situados no antiforme de Itaú (TEIXEIRA, 1978), têm contatos localmente tectônicos, face ao cavalgamento dos quartzitos sobre os filitos. Tal ocorreu devido à compressão sofrida por tais rochas durante a formação do referido antiforme, que, segundo OLIVEIRA et al. (1983), constitui grande dobra de arrasto, associada à Falha de Cássia.

4.2.2. FOLIAÇÕES METAMÓRFICAS E DOBRAS

As rochas do embasamento da área são representadas por meta-ultramafitos, gnaisses e gnaisses migmatíticos.

Nas rochas meta-ultramáficas, observa-se somente uma xistosidade dada pela orientação unidirecional dos anfibólios tremolíticos-actinolíticos presentes.

Nos gnaisses situados na porção SE da Folha, nas adjacências do Antiforme de Itaú, nota-se apenas uma foliação, de aspecto cataclástico onde os minerais leptoblásticos presentes não constituem níveis contínuos, posicionando - se nas bordas dos grãos de quartzo e feldspato, que apresentam formas alongadas. Esta foliação cataclástica provavelmente desenvolveu-se durante o transporte tectônico, possivelmente sofrido por estas rochas, que se encontram na região mais atingida pelos falhamentos da área e que pela sua provável origem ortometamórfica, como veremos no capítulo referente à petrografia, tiveram comportamento mais rígido que as demais. Esta foliação cataclástica apresenta orientação geral $N70^{\circ}-80^{\circ}W$ com caimento entre $30^{\circ}-60^{\circ}$ para NE, chegando à orientação quase N-S com mergulhos subverticais nas proximidades da Folha de Cássia.

Já os gnaisses circunvizinhos ao ponto 182, próximo ao canto SW da área, bem como nos gnaisses migmatíticos situados no limite sul e os localizados no extremo NE da Folha, apresentam uma gnaissificação mais típica, com alternância de leitos micáceos e quartzo-feldspáticos milimétricos, com orientação geral $N50-65^{\circ}W$ e caimento entre 30° e 60° para SW, que devem ser plano-axial aos dobramentos regionais. Em algumas partes, observa-se a presença de dobras similares apertadas de escala decimétrica e métrica, dobrando esta gnaissificação. O mesmo ocorre nos gnaisses migmatíticos do canto NE da Folha, sendo que neles, as dobras tendem a apresentar espessamento apical, devido à granulação maior e maior concentração do material quartzo-feldspático, neonômico, presente. Em alguns casos, notam-se também ápices de dobras, preservados entre planos de gnaissificaca

ção o que evidencia o caráter de transposição de tal estrutura. Como nestas rochas não pudemos reconhecer nenhuma superfície S_0 relativa a acamamento sedimentar original ou contatos magmáticos, pode-se dizer apenas que ocorrem três fases de deformação de nominadas S_n , relativa à foliação representada pelos ápices das dobras reliquias preservadas, $S_n + 1$ relativa à gnaissificação hoje observada, que transpõe a anterior e $S_n + 2$, associada aos dobramentos similares superimpostos à gnaissificação $S_n + 1$, sem podermos precisar se, além destas três, houve outras ou não.

Já nos metassedimentos dos Grupos Araxá e Canastra pode-se observar o interacamamento sedimentar original S_0 , pela alternância nas rochas do Araxá entre gnaisses, xistos e quartzitos, mais comumente entre os dois últimos tipos litológicos, que representam termos mais pelíticos ou psamíticos originais e nas rochas do Canastra pelo contato entre filitos e quartzitos. A orientação geral da xistosidade do Grupo Araxá na região é $N20^\circ-40^\circ W$ com mergulhos moderados para SW ou NE, apresentando muitas variações locais nestas atitudes. Tal orientação é concordante a foliações plano-axiais S_1 de dobras similares de escalas centimétricas a decimétricas observadas em alguns afloramentos e também às superfícies axiais das grandes estruturas sinformais e antiformais ressaltadas pelas formas dos corpos quartzíticos mais possantes, com espessuras de centenas de metros observados a NE da porção superior da Falha de Cássia.

Em dois afloramentos situados ao norte da cidade de Cássia, nas proximidades dos pontos 20 e 21 encontramos dobras similares relativas a S_1 redobradas por dobras similares abertas de escalas decimétricas, aparentemente sem desenvolvimento de foliação plano-axial, com eixos mergulhando 30° na direção $N10^\circ E$ e plano axial mergulhando 50° para NW. Já no ponto 8, pouco a Leste da cidade de Cássia e adjacente ao limite da zona de rochas cataclásticas da Falha homônima, ocorrem nos xistos, quartzitos e anfibolitos que aí se encontram centimetricamente alternados, duas foliações, a primeira $N30^\circ$ mergulhando 35° para SW, e outra

N10°E mergulhando 55° para NW, sem a presença de dobras, o que causa dúvida se tal foliação S_2 estaria associada à fase de deformação responsável pelo redobramento de S_1 nas proximidades dos pontos 20 e 21, conforme citado, ou a possíveis movimentações da Falha de Cássia, sendo mais provável a primeira hipótese, por não ser esta a orientação geral da Falha. Desta forma, o Grupo Araxá apresenta na área em estudo duas fases deformacionais, não sendo certo se a segunda chegou a desenvolver foliação plano axial.

No Grupo Canastra, que ocupa a porção SE da Folha, a orientação geral dos filitos e quartzitos é N60-80°W mergulhando 25°-40° para NE. Tal foliação nas proximidades da Falha de Cássia inflete para direções N10-20°W com mergulhos desde baixos, para SW, até subverticais. Não são observadas dobras nos quartzitos, enquanto nos filitos, ocorrem em alguns afloramentos dobras centimétricas fechadas em *chevron*, que não desenvolvem foliação plano axial, sendo a atitude plano axial destas N-S, subvertical, a que indica também para as rochas desta unidade ao menos duas fases deformacionais.

4.2.3. FALHAS

O falhamento mais significativo da área em estudo é o responsável pelas rochas cataclásticas da zona de Falha de Cássia que atravessa a Folha no sentido NW-SE. Apresenta larguras entre 1,2 e 2,8 km, onde ocorrem desde protomilonitos até ultramilonitos, segundo a terminologia proposta por SPRY (1976), bem como lentes métricas a decamétricas de xistos e gnaisses relativos às litologias Araxá e do Embasamento, preservadas sem deformação, ou pouco deformadas, no seu interior. É facilmente observada e delimitada através de fotografias aéreas devido aos bem definidos e coerentes alinhamentos e lineações de relevo e de drenagem a ela associados, bem como pelo aspecto deformacional, que impõem aos corpos litológicos, por ela truncados,

causando mega-dobras de arrasto como o antiforme de Itaú, no canto SE da Folha, que indica um sentido levógiro para seu movimento, conforme apontado por OLIVEIRA (1983), e que ressalta seu caráter predominantemente transcorrente. A foliação cataclástica das rochas é predominantemente N5° a 15°W com mergulhos altos para W ou subverticais. Em alguns pontos, como o 7, situado pouco a N da cidade de Cássia, observa-se que esta foliação encontra-se localmente dobrada segundo dobras similares, apertadas, de amplitude centimétrica, eixos subverticais e plano axial subparalelo à foliação principal. Foliações secundárias não se desenvolveram, e tais feições estruturais são provavelmente relativas à segunda fase de deformação do Grupo Araxá na área.

Outros falhamentos importantes, com dinâmica diferente ao anterior, são os sucessivos empurrões notados a partir da base do possante corpo quartzítico, que ocupa a porção centro-leste da Folha e se repetem nos contatos entre as unidades do Grupo Canastra e deste Grupo com o embasamento, no antiforme de Itaú. São detectados tanto pela grande densidade de lineações de relevo em fotografias aéreas, como pelo aspecto cataclástico, com minerais estirados nas rochas sob sua influência, que apresentam foliações com baixo ângulo de mergulho e estriamento característicos nos planos de falha. Tais empurrões devem estar, em parte, associados ao desenvolvimento da Falha de Cássia, que no seu arrasto comprimiu as demais litologias, fazendo com que as mais competentes cavalgassem sobre as menos competentes. Conforme já apontado anteriormente, TEIXEIRA (1978) atribuiu o empurrão da base do antiforme de Itaú ao desenvolvimento de uma grande *nappe de charriage*, com o que concorda OLIVEIRA (1983).

Além destas, algumas outras falhas de menor escala foram observadas, umas somente em fotografias aéreas, outras também no campo, devido à presença de planos de falha e delgadas zonas miloníticas, possuindo em sua maioria movimento com caráter de rejeito de mergulho.

5. PETROGRAFIA

Neste capítulo serão descritas as diferentes unidades de rochas que, em associações, constituem as unidades estratigráficas abordadas no capítulo anterior. Desta forma, vamos fazê-lo das mais antigas para as mais novas, conforme encontram-se empilhadas na legenda do mapa da Figura 1.

5.1. EMBASAMENTO CRISTALINO

5.1.1. GNAISSES

Estas rochas ocorrem na porção SE da área imediatamente após a região apical do Antiforme de Itaú e também em uma área pouco extensa nos arredores do ponto 182 no canto SW da Folha, sendo que nesta região encontram-se localmente migmatizadas, apresentando então estruturas acamadas e *schlieren*. São rochas de coloração acinzentada e estrutura gnáissica homogênea, atípica. Esta feição resulta principalmente de foliações cataclásticas que imprimiram textura *mortar* ou *flaser* à rocha. Sua granulação varia entre média e grosseira, e a composição entre tonalítica e granodiorítica, não ultrapassando o microclínio, quando presente, 20% em volume. Além deste feldspato, aparecem como minerais principais o oligoclásio (An_{17-25}), normalmente geminado segundo a lei da albita ou periclínio, sendo rara a presença de geminações complexas. Tal mineral apresenta muitas inclusões de muscovita e epidoto devido à saussuritização e ocorre com formas lenticulares alongadas e arredondadas devido a esforços tectônicos aos quais foram submetidos; o quartzo geralmente aparece na forma de grãos menores bem recristalizados com contatos por justaposição e junções tríplices ou em grãos maiores alongados,

com freqüentes cordões de inclusão, extinção fortemente ondulante e contatos serrilhados ou engrenados; e a biotita, que, localmente, concentra-se em lentes onde a textura é lepidoblástica. Como minerais acessórios, ocorrem titanita, epidoto (muito freqüente sob formas de cristais granulares secundários) muscovita, opacos, rutilo e zircão.

Quanto a sua origem, estas rochas devem ser ortoderivadas devido a sua composição e estrutura, que não mascarou totalmente o aspecto granitóide.

5.1.2. GNAISSES MIGMATÍTICOS

Tal unidade tem ocorrência restrita na área em estudo, definindo dois corpos situados, respectivamente, no canto NE da Folha e no seu limite sul, pouco a oeste da cidade de Pratápolis. Nesta ocorrência próxima a Pratápolis, apresentam pequenas intercalações de gnaisses leucocráticas, não migmatíticas, constituídas essencialmente de quartzo (50 a 70%), plagioclásio (5 a 15%) com An_{25-30} , muscovita (2 a 15%), biotita (0 a 10%), tendo como acessórios, nem sempre presentes em todas amostras, granada, microclínio, epidoto, calcita, opacos, apatita e zircão. Suas granulações são finas a médias. As demais rochas são migmatíticas, leucocráticas, coloração cinza-escuro, com material neonômico róseo. Apresentam estruturas acamadas, bandadas e também oftalmíticas e *schlieren*. O paleossoma exibe alternância de leitos granoblásticos e granolepidoblásticos e lepidoblásticos, ao passo que o neossoma é mais isótropo, panipidiomórfico, com características ígneas. A granulação varia entre 5 μ e 2 mm no paleossoma, chegando a muito grossa no neossoma, de composição granítica a granodiorítica, sendo mais comum a presença de muscovita que de biotita. Já no paleossoma, a composição é mais diversificada, encontrando-se em proporções variáveis os seguintes minerais: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e minerais acessórios. O quartzo ocorre sempre como principal constituinte em proporções que variam de 30 a 50% em volume, tem nor

malmente extinção levemente ondulante, raros cordões de inclusão e encontra-se em contatos lobulados ou por justaposição entre si ou com os demais minerais. É comum ocorrer em intercrescimentos mirmequíticos com plagioclásio em associação com muscovita e feldspato potássico. O plagioclásio apresenta teor da molécula anortita entre 20 a 25%. Ocorre finamente disperso ou em indivíduos com formas anedrais, normalmente saussuritizado, gerando calcita, muscovita e epidoto secundários. É comum a presença de discreto zoneamento, sendo as bordas mais albíticas que o núcleo. Sua geminação se dá principalmente segundo a lei da albita, ocorrendo também geminações periclínio, Carlsbad e outras mais complexas. O feldspato potássico presente é o microclínio facilmente reconhecido pela geminação em grade e que também ocorre em intercrescimento mirmequítico com o quartzo, e em alguns indivíduos, em intercrescimento pertítico muito fino com plagioclásio, sendo muito rara a presença de pertitas do tipo em manchas. A mica predominante é a biotita, com forte pleocroísmo verde, sendo que, quando presente, a muscovita é nitidamente secundária. Como acessórios ocorrem epidoto e/ou clinozoisita, allanita, titanita, opacos, apatita, calcita e zircão, variando muito a quantidade destes minerais de uma amostra para outra, chegando mesmo, alguns deles, em determinados locais, a serem completamente ausentes.

5.1.3. META-ULTRAMÁFICAS

Tal unidade ocorre próxima ao centro do canto SE da Folha e constitui lente com algumas centenas de metros entre o contato tectônico dos gnaisses tonalíticos do embasamento com os quartzitos do Grupo Canastra. Foram observados também em íntima associação a estes gnaisses, a eles intercalados segundo leitos e lentes descontínuas de espessuras centimétricas a decimétricas e *boudins*, mais possantes, atingindo dimensões métricas. Esta ocorrência localiza-se próxima ao Rio Santana, ao lado da estrada Cássia-Pratápolis, no ponto 253, que se situa dentro da zona da Falha de Cássia, o que significa estarem as rochas

ali localizadas intensamente deformadas. No campo são reconhecíveis devido ao solo residual exíguo e avermelhado, composto de material muito alterado, Ao microscópio exibem textura nematoblástica fina a média, que imprime intensa foliação à rocha. Composicionalmente constituem-se de mais de 95% de tremolita-actinolita pouco pleocróica, com granulação fina a média, não raro porfiroblástica. Como acessórios, aparecem calcita, apatita e opacos. Não ocorre plagioclásio, o que indica que sua origem provinha de rochas ígneas ultramáficas.

5.2. GRUPO ARAXÁ

5.2.1. XISTOS

Esta é a unidade mais significativa em termos de distribuição geográfica, perfazendo cerca de 60% da área mapeada.

Constituem-se de rochas cinzentas escuras e em, alguns locais, avermelhadas, quer pela presença da granada, quer pela liberação de oxi-hidróxidos de ferro. Têm estrutura muito foliada segundo superfícies penetrativas onduladas. As texturas são na maioria dos casos porfiroblásticas, estando os porfiroblastos representados por granada e cianita, ocorrendo nas amostras portadoras de cianita, também a granada. As dimensões dos porfiroblastos chegam a atingir 5 cm de diâmetro nos cristais de granada, que exibem então hábitos dodecaédricos ou trapezoédricos, idiomórficos, ocorrendo, porém, cristais assim bem formados apenas em rochas muito alteradas nos arredores do ponto 205, no canto SW da porção central da área. Já os porfiroblastos de cianita dificilmente ultrapassam 3 cm no alongamento maior, e tanto para os cristais de granada como de cianita, as dimensões médias dos porfiroblastos situam-se entre 0,5 e 1 cm. Nestas ro

chas, a matriz, onde a granulação varia entre 10μ e 3 mm, sendo a dimensão mais comum ao redor de 1,5 mm, apresenta textura grano lepidoblástica ou, nas amostras mais micáceas, lepidoblásticas. O correm, também, xistos não porfiroblásticos e outros com texturas blastopsefíticas, relictas da sedimentação original.

A mineralogia principal é constituída por quartzo, biotita, muscovita, granada, cianita, microclínio e hornblenda, variando muito as porcentagens em volume destes minerais de um leito para outro, em um mesmo afloramento, ou de um ponto para outro da área, estando em algumas amostras, ou em diferentes regiões, ausentes alguns destes minerais. Dentre eles, o menos comum é a hornblenda, que ocorre apenas em algumas amostras localizadas ao Norte da cidade de Cássia, e em pequenas proporções associada aos leitos mais ricos em biotita. Como minerais acessórios temos: opacos, calcita, epidoto, clinozoisita, allanita, apatita, zircão e rutilo, ocorrendo em proporções que, no conjunto, raramente ultrapassam 2% do volume global da amostra. Em algumas rochas, é exceção a calcita, que chega a 4%. Os minerais do grupo do epidoto normalmente são secundários a partir do plagioclásio.

As principais características dos minerais que constituem a mineralogia principal são as seguintes:

O quartzo constitui cristais geralmente equigranulares de extinção levemente ondulante. Ocorre disperso na matriz ou, quando mais recristalizado, forma pequenas lentes onde se associa com plagioclásio, e, menos freqüentemente, com feldspato potássico. É raro portar cordões de inclusões no seu interior. Em volume, está presente em porcentagens entre 35 e 65%, nas amostras estudadas.

Os plagioclásios encontram-se presentes na grande maioria das amostras estudadas em proporções entre 10 e 50% do volume das amostras. Variam de oligoclásio intermediário (An_{18-23}) a oligoclásio básico ou andesina (An_{27-38}) nas

amostras submetidas a metamorfismo mais intenso. São normalmente equigranulares e com freqüência englobam grãos de quartzo, muscovita e biotita. Em algumas amostras, encontram-se saussurificados, apresentando então, muitas pequenas inclusões de calcita, muscovita, sericita e epidoto. É comum, mas não constante a presença de geminação segundo a lei da albita, não tendo sido observados outros tipos de geminados. Algumas amostras, incluindo-se os xistos essencialmente micáceos e quartzosos, não possuem plagioclásio.

As biotitas cujas proporções situam-se entre 5 e 25% das amostras estudadas, dispõem-se de forma orientada segundo a foliação da rocha, sendo juntamente com a muscovita, os minerais que mais contribuíram para a formação da estrutura xistosa. Ocorrem tanto dispersas pela matriz, como concentradas, geralmente em associação com muscovita, em leitos onde a textura é predominantemente lepidoblástica. Apresentam forte pleocroísmo verde e não raro incluem vários e diminutos zircões. É comum estarem preferencialmente associadas às granadas e minerais opacos quando estes estão presentes, e, às vezes, são secundárias a partir da granada. Apresentam contatos por justaposição ou interpenetração com os demais minerais.

As muscovitas nem sempre presentes nas regiões onde o metamorfismo foi mais intenso, ocorrem na grande maioria dos afloramentos estudados. Suas proporções são muito variáveis, situando-se entre 3 a 40% em volume. Principalmente nas amostras onde são mais abundantes, ocorrem em cristais nitidamente maiores que a matriz, não chegando porém a constituir porfiroblastos. Normalmente, são primárias, mas também são observadas como diminutos cristais secundários formados a partir do plagioclásio, ou mesmo do microclínio. Em algumas amostras, estão muito deformadas, com extinção fortemente ondulante, chegando a formar *kink-bands*.

O microclínio é raro. Nas amostras onde é encontrado, dificilmente ultrapassa 10% em volume, normalmente

ocorrendo por volta de 3 a 5%. Ocorre em pequenos cristais equidimensionais e xenomórficos dispersos pela matriz da amostra.

A granada geralmente constitui porfiroblastos. Apresenta-se fraturada e com muitas inclusões. Ocorre, por vezes, associada a biotita, opacos e rutilo. Em proporção, representam entre 0 e 15% das amostras.

As cianitas também ocorrem, sob forma de porfiroblastos fraturados. Tais minerais são, em diferentes graus, substituídos por muscovita. Em algumas amostras são englobadas pela granada. Ocorrem também em indivíduos isolados nos leitos mais quartzosos.

Cabe considerar que em algumas amostras porfiroblásticas, tanto a granada como a cianita têm maior participação na porcentagem volumétrica global, chegando a corresponder a mais de 50% do total.

Finalmente, a hornblenda ocorre muito raramente em pequenos cristais subedrais, associados aos leitos biotíticos, apresentando a seguinte fórmula pleocróica: X-verde claro, Y-verde e Z-verde escuro.

5.2.2. QUARTZITOS

Ocorrem sob forma de possantes corpos com centenas de metros de espessura com intercalações de termos mais pelíticos. Constituem também intercalações desde centimétricas a métricas nos xistos e gnaisses do Araxá. Apresentam variações mineralógicas que originam granada quartzitos, muscovita-granada quartzitos, cianita-muscovita quartzitos, muscovita quartzitos e quartzitos praticamente puros, onde a porcentagem volumétrica de quartzo ultrapassa 98%. Apresentam como minerais acessórios turmalina, opacos, rutilo e zircão. Suas texturas são normalmente

granoblásticas. As amostras com granada e cianita são localmente porfiroblásticas, não ultrapassando os porfiroblastos a dimensão de 1 cm. A estrutura é foliada, desenvolvendo-se tanto devido à orientação das muscovitas como face ao alongamento dos cristais de quartzo. Estes normalmente apresentam extinção levemente ondulante, contatos lobulados entre si, e por justaposição com muscovita, sendo, não raro, englobados por esta, bem como pelos porfiroblastos, quando presentes. Sua granulação varia entre 20 μ e 4 mm, sendo mais comum indivíduos com dimensões ao redor de 1,5 mm. Os grãos são normalmente límpidos e desprovidos de inclusões. As porcentagens em volume dos demais minerais principais, quando presentes, não ultrapassa 30% do global. Constitui exceção a granada, que em alguns locais enriquece-se progressivamente em determinados níveis, intercalados aos xistos, vindo a formar gonditos que serão descritos mais à frente.

5.1.3. GNAISSES

Os gnaisses apresentam ocorrência não muito significativa na área em estudo, restringindo-se à porção central do limite NW da Folha; ou a freqüentes intercalações métricas a decimétricas transicionais no interior dos xistos. Constituem-se de muscovita-biotita gnaisses, que são o litotipo mais abundante, ocorrendo também rochas com granada ou granada e cianita (Fotomicrografia 1) em proporções variáveis em relação aos demais minerais.

Macroscopicamente, são rochas com coloração acinzentada, cinza esverdeada e rósea, leucocráticas. Apresentam estrutura gnáissica com foliação evidente e alternância de leitos, normalmente descontínuos, milimétricos, com textura granoblástica; e, mais raramente, granolepidoblásticas alternadas com leitos mais micáceos, onde a textura lepidoblástica é mais proeminente. Raramente apresentam texturas porfiroblásticas, onde a granada ou acianita são ligeiramente maiores que

FOTOMICROGRAFIA 1 - Cristais de cianita e granada na amostra de gnaiss 85-A, do Grupo Araxá. Observa-se avançada substituição da cianita pela muscovita (pol's. X, aumento 62,5 X).

as maiores dimensões dos indivíduos da matriz. Às proximidades de falhamentos, ocorre textura blastomilonítica. A granulação dos gnaisses é seriada entre dimensões que variam de 10μ a 4 mm, com a maioria dos grãos situando-se por volta de 0,7 mm, sendo portanto fina a granulação da maioria das amostras. Como minerais acessórios, ocorrem opacos, apatita, allanita, epidoto, calcita, titanita e zircão, cuja proporção conjunta não ultrapassa 4% do volume global da rocha. A mineralogia principal é representada por quartzo, plagioclásio, microclínio, granada, cianita, biotita e muscovita. Existem gnaisses onde granada e cianita estão ausentes, outros somente com granada, e ainda outros, onde grana

da e cianita coexistem. Biotita e muscovita foram identificadas em todas as amostras, sendo biotita sempre mais abundante que muscovita. Nas amostras onde muscovita ocorre em pequenas quantidades, ao redor de 1 a 2%, sua origem é secundária, principalmente a partir da cianita (Fotomicrografia 1), e subsidiariamente do plagioclásio. Cristais isolados e bem formados, de origem provavelmente primária, também existem nestas rochas. O feldspato potássico é raramente ausente, ao inverso do que ocorre nos xistos. Segue sucinta descrição dos minerais principais e de suas associações nos gnaisses.

O quartzo é, na maioria das amostras, o mineral mais abundante, ocorrendo em porcentagens entre 20 e 50%. Ocorre preferencialmente associado a plagioclásio e microclínio, nos leitos mais granoblásticos. Sua granulação é variável, notando-se com frequência cristais diminutos, límpidos, com extinção homogênea, dispostos entre os grãos maiores, com contatos geralmente engrenados, às vezes fraturados e com extinção ondulante. Tal feição é particularmente característica nas amostras com textura blastomilonítica. Em sua maioria, porém, ocorrem em contatos lobulados com os demais minerais.

O plagioclásio encontra-se representado por oligoclásio básico ou andesina ácida a intermediária (An_{28-42}), aumentando o teor da molécula anortita concomitante com o aparecimento da granada e ainda mais, quando cianita encontra-se presente na associação. Em abundância, normalmente só se encontra em menores proporções que o quartzo, situando-se entre 18 a 40% da porcentagem global das amostras. Seus indivíduos apresentam formas subedrais em algumas amostras, com discreto zoneamento, caracterizado por bordas mais ácidas. A extinção é levemente ondulante, e os contatos geralmente lobulados e mais raramente, por justaposição. Quase não se nota saussuritização e também é incomum, porém presente, o intercrescimento com quartzo, originando mirmequita quando nas proximidades, ou em contato com o microclínio. Quando geminado, obedece à lei da albita, sendo Carlsbad e periclínio mais raros.

O microclínio ocorre sob forma de cristais subedrais e anedrais, preferencialmente concentrados nas regiões quartzo feldspáticas, mas também dispersos, em grãos menores, nas regiões micáceas. Suas porcentagens em relação aos demais minerais oscilam entre 0 e 25%.

A granada ocorre como grãos subedrais, não ultrapassando 15% do volume da amostra. Encontra-se fratura da, muitas vezes associada à biotita primária, sendo em alguns casos substituída por este mineral. Inclui com freqüência os demais minerais aos quais ocorre associada.

A cianita aparece na forma de cristais subedrais, fraturados, normalmente com extinção ondulante e raramente em *kink-bands*. É comum encontrar-se isolada em meio aos leitos quartzo feldspáticos, embora ocorra também associada à biotita e rutilo. Alguns cristais apresentam inclusões de quartzo. Em mais de uma amostra encontra-se tanto isolada como total ou parcialmente inclusa na granada. É comum estar parcial ou totalmente substituída por muscovita, sendo neste caso identifica da através dos pseudomorfos. Suas porcentagens, à semelhança da granada, não ultrapassam 15% do volume da amostra.

Biotita, a mica mais abundante nos gnaisses, ocorre em porcentagens entre 2 a 15%. Constitui, normalmente, cristais bem formados, pouco deformados e com freqüentes e diminutas inclusões de zircão. Seu pleocroísmo varia de verde nos gnaisses desprovidos de granada e cianita, a marrom avermelhado, naqueles portadores de cianita.

Muscovita, que não ultrapassa 10% do volume das amostras, encontra-se em alguns casos em pequenas proporções e aí, em sua maioria, é secundária, como já observado, originando-se a partir da cianita e subsidiariamente do plagioclásio.

5.2.4. MIGMATITOS

Conforme citado no capítulo referente à geologia local, algumas regiões situadas no centro-oeste, centro-norte e nordeste da área mapeada foram atingidas por processos de migmatização por metatexia e injeção de material granítico. Assim, estas rochas têm como paleossoma os xistos e gnaisses do Araxá, alternados de maneira muito heterogênea com leitos centimétricos e, às vezes, lentes de material granítico neossômico muito variáveis em suas dimensões, e que formam nessas rochas ora estruturas acamadas, ora veios pegmatóides, ou, ainda, constituem bolsões graníticos no interior das encaixantes. Os paleossomas apresentam as mesmas feições estruturais, texturais e mineralógicas dos xistos e gnaisses descritos anteriormente, notando-se, às vezes, enriquecimento em feldspato potássico nas proximidades dos leitos neossômicos. O neossoma é leucocrático, de coloração branca ou rósea, granulação muito variável, desde média até muito grossa, sendo, em geral, os maiores indivíduos constituídos por microclínio. Apresentam texturas semelhantes a texturas ígneas panipidiomórficas, com certa foliação incipiente e orientação preferencial das micas. A composição é granítica e, mais raramente, granodiorítica. O plagioclásio varia de oligoclásio básico a andesina ácida, com o teor da molécula anortita oscilando entre 26 e 34%. As geminações obedecem à lei da albita, periclínio, Carlsbad e raramente mais complexas. Alguns indivíduos portam finas inclusões antipertíticas de feldspato potássico. O microclínio apresenta geminação em grade e pertitas de manchas. O quartzo com extinção homogênea ocorre em cristais menores e é freqüente observá-lo em intercrescimento mirmequítico com os feldspatos. A mica predominante é a muscovita, ocorrendo em menores proporções a biotita. A proporção de ambas raramente ultrapassa 10% do volume global. Como acessórios, ocorrem apatita, allanita, epidoto, opacos, titanita e zircão.

5.2.5. META-ULTRAMÁFICAS

Tais rochas ocorrem em dois corpos principais: um nos arredores da cidade de Pratápolis e outro no centro NW da Folha, além de muitas pequenas intercalações, centimétricas a decimétricas, embutidas concordantemente à foliação dos xistos Araxá ou associados às rochas miloníticas da Falha de Cássia. Seus produtos de alteração mineralógica, texturas e estruturas são praticamente idênticos aos das meta-ultramáficas associadas aos gnaisses do embasamento, anteriormente descritas. Assim, constituem tremolita-actinolita xistos, muito foliados, de textura nematoblástica e granulação fina a média. O plagioclásio é ausente, e aparecem como minerais acessórios apatita, epidoto, e raramente, titanita, opacos e calcita. A calcita e o epidoto ocorrem associados e são secundários a partir dos anfibólios. Em volume, os minerais acessórios não ultrapassam 2% das amostras.

5.2.6. ANFIBOLITOS

Estas rochas são encontradas principalmente nas porções centrais e NE da região, constituindo corpos geralmente lenticulares e concordantes em relação aos xistos Araxá nos quais se encontram alojados. Suas espessuras raramente são centimétricas, sendo mais comuns os corpos métricos a decimétricos, que longitudinalmente podem alcançar algumas centenas de metros. Devido ao fato de ocorrerem em exposições frescas em vários afloramentos e apresentarem minerais e paragêneses sensíveis às condições metamórficas, bem como a importância de sua origem em relação ao ambiente que se formaram, realizaram-se nestas rochas estudos químicos de rocha total e de minerais isolados, que serão discutidos em capítulo posterior.

Macroscopicamente, apresentam estruturas foliadas e, raramente, nas amostras com granulações mais finas, isótropas. Suas texturas são predominantemente granoblásticas (Fotomicrografia 2) e, nas amostras mais ricas em hornblenda, onde estas encontram-se orientadas, nematoblásticas. Em uma amostra

FOTOMICROGRAFIA 2 - Aspecto geral de textura granoblastica em anfibolito (AM-116-A, pol's. //, aumento 39X).

tra situada no Ponto 98, onde aparentemente os contatos são discordantes em relação às encaixantes, ocorre macroscopicamente textura semelhante à textura ígnea subipidiomórfica, provavelmente relictas da rocha original. Suas granulações são predominantemente finas e, mais raramente, médias, variando entre $10\ \mu$ e 5 mm, estando a dimensão média dos grãos por volta de 0,7 mm. Algumas amostras apresentam granada ou anfibólio levemente porfiroblásticos, porém, mesmo nestas, nunca ultrapassam a dimensão de 5 mm. Os contatos entre os grãos são, em sua maioria, lobulados ou por justaposição. Na Tabela 1, encontram-se as análises modais de dezesseis amostras dos anfibolitos estudados, onde pode-se ob

TABELA 1 - Análises modais dos anfibolitos.

MINERAIS \ AMOSTRAS	1-A	28-C	44-A	52-A	54-A	55-A	71-B	96-A	98-A	116-A	133-A	151-A	159-A	180-A	311	312
Hornblenda	54,1	43,4	63,8	64,4	64,9	50,9	69,8	49,9	60,9	27,5	59,2	32,4	61,1	43,0	58,8	32,2
Plagioclásio	22,8	15,2	13,6	5,1	21,6	8,9	5,6	27,5	28,1	25,0	29,1	30,5	21,2	49,7	21,4	28,1
Clinopiroxênio	3,3	6,8	12,8	-	-	-	10,2	5,2	7,3	20,2	-	-	7,3	-	-	21,1
Granada	0,5	10,3	-	4,0	1,0	9,9	-	10,0	-	25,2	-	8,3	2,0	0,2	1,8	14,3
Grupo do Epidoto	16,5	11,9	0,8	8,0	6,5	9,6	5,5	3,3	2,4	-	3,1	4,3	2,2	1,3	9,9	-
Quartzo	0,7	11,5	4,6	15,7	2,1	16,9	1,0	0,4	-	1,5	1,2	13,1	4,6	5,2	7,3	1,9
Calcita	2,0	-	-	traços	2,4	-	0,3	1,1	0,4	-	-	4,8	-	-	-	-
Titanita	-	-	4,0	-	1,2	-	5,8	2,5	0,8	-	4,5	1,3	1,3	-	0,8	1,6
Rutilo	-	0,8	0,4	1,9	-	0,8	-	0,1	-	traços	0,1	0,5	-	0,1	traços	-
Opacos	0,10	-	traços	0,9	-	2,1	0,3	-	-	0,7	1,2	0,3	0,2	-	-	0,2
Apatita	-	0,10	traços	traços	0,3	0,8	1,5	0,2	0,1	traços	0,6	0,2	0,2	0,5	-	0,6
Biotita	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	1,0	traços	-	traços	-	-
Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
Clorita	-	-	-	traços	-	traços	-	-	-	-	0,2	4,3	-	traços	traços	-
Zircão	-	-	traços	-	-	traços	-	-	-	traços	-	-	-	traços	-	-
Total	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	99,9	100,1	100,2	100,0	100,1	100,2	100,1	100,1	100,0	100,0	100,0

servar sua mineralogia e as proporções volumétricas relativas em cada amostra. Nelas, a mineralogia principal é constituída por: hornblenda (27,5-69,8%), plagioclásio (5,1-30,5%), clinopiroxênio (0-21,1%), granada (0-25,2%), minerais do grupo do epidoto (0-16,5%) e quartzo (0-16,9%). Como acessórios, aparecem: titanita, rutilo, opacos, calcita, apatita, biotita, clorita, muscovita e zircão, sendo que destes, calcita, biotita, clorita e muscovita o correm, exclusivamente, como minerais secundários, formados a partir do retrometamorfismo imposto às paragêneses originais. Em porcentagem, os acessórios geralmente não ultrapassam o limite de 4% do volume global, constituindo exceções as amostras 44-A, 71-B, 133-A e 151-A, onde estes valores chegam, respectivamente, a 4,4%, 8,0%, 7,6% e 11,5%.

As principais características dos minerais constituintes dos anfibolitos são as seguintes.

A hornblenda, cujos dados analíticos por microsonda eletrônica encontram-se na Tabela 2 e o diagrama para nomenclatura na Figura 5, ocorre em todas as amostras presentes em indivíduos euedrais ou subedrais, raramente porfiroblástica. Seu pleocroísmo varia entre as seguintes fórmulas pleocróicas: X-verde pálido, Y-verde, Z-verde escuro e X-castanho claro, Y-marrom acastanhado e Z-marrom, respectivamente, nas amostras que sofreram menores ou maiores graus metamórficos. É comum estar substituindo total ou parcialmente o clinopiroxênio, estando muitas vezes este mineral preservado no seu núcleo (Fotomicrografia 3). Mesmo quando o clinopiroxênio se encontra ausente, há evidências deste processo de substituição pela presença de pequenas inclusões de quartzo, em forma de gotas, no interior da hornblenda (Fotomicrografia 3), que se originam devido ao excesso de sílica que não foi incorporado na estrutura do anfibólio. O anfibólio engloba comumente, além do quartzo e clinopiroxênio, cristais de plagioclásio, clinozoisita e epidoto, titanita e zircão. Além disso, em algumas amostras, em diferentes regiões das lâminas, gera, por retrometamorfismo, minerais secundários como pequenos e fibrosos anfibólios da série da tremolita-actinolita, epidoto, calcita, clorita, biotita e plagioclásio.

TABELA 2 - Composições químicas por microsonda eletrônica de anfibólios dos anfibólitos es-
tudos. Fórmula estrutural calculada na base de 23 átomos de oxigênio.

	1-A	28-C	44-A	52-A	54-A	55-A	71-B	96-A	98-A	116-A	133-A	151-A	159-A	180-A	181-A
SiO ₂	43,39	42,25	43,49	43,33	43,48	43,02	43,32	43,53	44,65	42,78	43,02	42,82	44,00	42,76	47,39
Al ₂ O ₃	13,58	13,25	14,59	14,55	13,48	13,86	12,84	12,84	12,83	12,17	13,36	13,89	13,10	15,74	10,85
FeO	14,06	11,53	14,76	12,94	12,61	9,05	14,80	13,99	12,97	12,17	14,87	13,30	13,91	13,41	6,53
Fe ₂ O ₃	1,41	4,97	2,22	3,18	2,95	5,44	3,40	2,97	1,73	4,86	1,54	3,49	0,77	3,35	5,11
MgO	10,23	10,51	10,86	10,10	10,55	11,98	10,50	10,17	11,96	11,02	9,97	10,60	10,51	9,27	15,91
MnO	0,29	0,17	0,18	0,16	0,50	0,14	0,17	0,11	0,25	0,10	0,30	0,11	0,21	0,33	0,21
TiO ₂	0,70	0,11	1,62	0,95	0,78	1,42	1,06	0,82	1,71	1,15	1,10	0,74	0,84	0,55	0,55
CaO	12,08	13,34	12,84	11,75	12,44	12,30	12,37	12,42	11,44	12,05	12,05	13,29	10,97	12,30	1,21
Na ₂ O	1,48	1,83	1,89	1,30	1,32	0,49	0,62	0,28	0,26	0,40	1,48	0,76	1,44	1,73	1,21
K ₂ O	0,88	0,49	0,64	0,53	0,49	0,45	0,62	0,28	0,26	0,40	1,48	0,76	1,44	1,73	1,21
Σ	98,10	98,45	99,08	98,79	98,82	98,21	99,37	98,70	98,95	99,35	99,01	98,36	98,90	99,08	98,82
Si	6,413	6,248	6,440	6,323	6,360	6,262	6,426	6,379	6,472	6,329	6,355	6,290	6,452	6,242	6,708
Al ^{IV}	1,588	1,752	1,560	1,677	1,640	1,738	1,574	1,621	1,528	1,671	1,646	1,710	1,548	1,759	1,292
Tec.	8,001	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000	8,001	8,000
Al ^{VI}	0,779	0,558	0,289	0,827	0,685	0,640	0,335	0,608	0,665	0,154	0,681	0,696	0,717	0,950	0,518
Fe ²⁺	1,738	1,426	1,828	1,579	1,543	1,101	1,828	1,723	1,475	1,700	1,837	1,511	1,706	1,637	0,773
Fe ³⁺	0,156	0,553	0,247	0,325	0,596	0,378	0,330	0,189	0,541	0,171	0,386	0,085	0,368	0,332	0,332
Hg	2,253	2,316	2,397	2,197	2,300	2,599	2,311	2,231	2,584	2,430	2,195	2,321	2,297	2,017	3,356
Mn	0,036	0,021	0,023	0,020	0,062	0,017	0,021	0,014	0,031	0,013	0,038	0,014	0,026	0,041	0,025
Ti	0,078	0,012	0,180	0,104	0,109	0,085	0,158	0,117	0,089	0,190	0,128	0,122	0,082	0,092	0,059
Oct.	5,041	4,886	4,963	5,076	5,023	5,038	5,030	5,023	5,033	5,027	5,049	5,048	4,912	5,104	5,063
X oct.	0,041	0,000	0,000	0,076	0,023	0,038	0,030	0,023	0,033	0,027	0,049	0,048	0,000	0,104	0,063
Ca	1,913	2,037	1,837	1,950	1,918	1,935	1,951	1,929	1,942	1,811	1,897	2,068	1,716	1,866	1,866
Na ⁺	0,047	0,000	0,000	0,087	0,027	0,044	0,035	0,026	0,038	0,031	0,141	0,055	0,000	0,180	0,072
H ⁺	2,001	2,114	2,037	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,001	2,001
Na-A	0,378	0,525	0,543	0,281	0,348	0,292	0,463	0,422	0,485	0,551	0,400	0,298	0,409	0,310	0,260
K	0,166	0,092	0,121	0,099	0,091	0,084	0,117	0,053	0,048	0,076	0,279	0,142	0,174	0,127	0,137
A	0,544	0,617	0,664	0,380	0,439	0,376	0,580	0,475	0,533	0,627	0,679	0,440	0,583	0,436	0,397
Ca	32,40	36,10	32,54	32,73	33,66	34,14	31,86	33,04	32,21	31,98	30,99	33,11	34,28	31,96	31,12
Hg	38,16	39,55	38,28	39,13	46,26	38,05	37,78	43,15	40,02	37,57	40,51	37,71	37,56	37,56	55,99
Fe ²⁺	29,44	24,35	28,19	28,14	19,60	30,09	29,18	24,64	28,00	31,44	26,37	28,01	30,48	30,48	12,69
F ₂ O ₃ Max.	2,69	4,96	2,21	5,61	6,66	4,22	4,36	3,69	2,80	5,71	3,07	5,03	0,76	6,70	5,19
F ₂ O ₃ Min.	0,12	4,97	2,22	0,75	4,22	2,44	2,44	2,26	0,67	4,00	0,00	1,96	0,77	0,00	1,04
F ₂ O ₃ Med.	1,41	4,97	2,22	3,18	2,95	5,44	3,40	2,97	1,73	4,86	1,54	3,49	0,77	3,35	5,11

FIGURA 5 - Diagrama de nomenclatura, proposto por LEAKE (1978), reunindo valores de Si, $(Ca + Na)_B$, Na_B , $(Na + K)_A$, e $Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

A	B	C
I - Tremolita	I - Edenita silicosa	I - Edenita silicosa
II - Hornblenda tremolítica	II - Edenita	II - Edenita
III - Magnésio-hornblenda	III - Hornblenda edenítica	III - Hornblenda edenítica
IV - Hornblenda tschermakítica	IV - Hornblenda pargasítica	IV - Hornblenda magnésio-hastingtonita
V - Tschernakita	V - Pargasita	V - Magnésio-hastingtonita
VI - Actinolita	VI - Ferro-edenita silicosa	VI - Ferro-edenita silicosa
VII - Hornblenda actinolítica	VII - Ferro-edenita	VII - Ferro-edenita
VIII - Ferro-actinolita	VIII - Hornblenda ferro-edenítica	VIII - Hornblenda ferro-edenítica
IX - Hornblenda ferro-actinolítica	IX - Hornblenda pargasítica-ferrosa	IX - Hornblenda magnésiana hastingtonita
X - Ferro-hornblenda	X - Pargasita ferrosa	X - Hastingtonita magnésiana
XI - Hornblenda ferro-tschermakítica	XI - Hornblenda ferro-pargasítica	XI - Hornblenda hastingtonita
XII - Ferro-tschermakita	XII - Ferro-pargasita	XII - Hastingtonita

FOTOMICROGRAFIA 3 - Clinopiroxênio preservado no interior do cristal central de hornblenda, que o substituiu. Observam-se também inclusões gotiformes de quartzo na hornblenda (AM-116-A, pol's. //, aumento 62,5X).

O plagioclásio ocorre em grãos subedrais e mais comumente anedrais. Sua composição é muito variável de amostra para amostra, onde o teor médio de molécula anortita oscila entre 17,78%, chegando a 91,13% (Tab. 3), estando representados os termos oligoclásio, andesina, labradorita, bytownita e anortita, nas diferentes amostras estudadas. Considera-se que o aumento progressivo de teor da molécula anortita nestes minerais também ocorra em função do aumento do grau metamórfico dos anfibolitos como discutiremos posteriormente. Raramente, apresenta-se zonado (Fotomicrografia 6). Em algumas amostras, ocorre saús

TABELA 3 - Composições químicas parciais de plagioclásios, por microsonda eletrônica, das amostras de anfibolitos estudadas.

AMOSTRA	ALBITA	ORTOCLÁSIO	ANORTITA	Σ
1-A	64,16	1,11	34,73	100,00
28-C	69,38	0,41	30,09	99,88
44-A	78,83	0,80	20,39	100,02
52-A	11,06	0,25	88,40	100,01
54-A	50,50	0,50	49,01	100,01
55-A	9,49	0,01	91,13	100,62
71-B	82,39	0,03	17,78	100,20
96-A	56,51	0,27	43,22	100,00
98-A	50,97	0,36	48,70	100,03
116-A	76,35	0,73	22,93	100,01
133-A	67,90	0,11	32,25	100,26
151-A	38,87	0,53	60,75	100,15
159-A	59,76	0,36	39,91	100,03
180-A	64,59	0,58	34,83	100,00

suritizado (Fotomicrografia 4), originando, então, como minerais secundários, calcita, muscovita e epidoto. É interessante notar que, em certas lâminas, aparece em diferentes porções da mesma amostra, ora saussuritizado, ora inalterado, como pode-se observar, comparando as Fotomicrografias 4 e 5, ambas relativas à lâmina da amostra 1-A. Normalmente está geminado polissinteticamente segundo a lei da albita (Fotomicrografia 5), e, mais raramente, periclínio. Em algumas amostras, como 28-C e 314, o plagioclásio, em quase toda a lâmina, constitui fase mineral dispersa continuamente pela matriz, envolvendo, total ou parcialmente, quase todas as demais fases minerais presentes, com destaque para a granada (Fotomicrografia 7), mesmo quando esta se encontra englobada pelo anfibólio (Fotomicrografia 8). Nesta situação, quando o grão envolvido é a granada, encontram-se em contato externo com a borda de plagioclásio os minerais anfibólio, clinopiroxênio e epidoto ou clinozoisita, ou tão somente o anfibólio. Quando o mineral englobado é a clinozoisita ou epidoto, encontra-se, após a borda de plagioclásio, somente anfibólio, ou o anfibólio e quartzo. Quando é o clinopiroxênio que está englobado tem-se epidoto, opacos e subsidiariamente hornblenda, circundando o plagioclásio. Finalmente, quando é o caso do quartzo, tem-se essencialmente o anfibólio e epidoto, em contato com a auréola de plagioclásio. Tais feições devem ter sido geradas por reações entre estas fases minerais durante os reequilíbrios metamórficos superimpostos às paragéneses originais.

Os clinopiroxênios (Tabela 4) apresentam-se em cristais subedrais e, mais raramente, euedrais em cortes perpendiculares ao eixo c, incolores ou com discreta coloração e pleocroísmo verde. Sua distribuição nas amostras costuma ser homogênea, mas ocorrem também mais concentrados em alguns leitos. Normalmente estão parcialmente substituídos por hornblenda, ocorrendo porém, também, anfibólio justaposto e provavelmente em equilíbrio com os clinopiroxênios. Geram ainda clorita como mineral secundário. Nas amostras onde se encontram englobados por delgadas auréolas de plagioclásio, conforme descrito anteriormente, apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio sob forma de go

FOTOMICROGRAFIA 4 - Plagioclásios saussuritizados em anfibolito (AM-1-A, pol's. X, aumento 39X).

FOTOMICROGRAIA 5 - Plagioclásios inalterados geminados segundo a lei da albita (AM-1-A, pol's. X, aumento 39X).

FOTOMICROGRAFIA 6 - Cristal zonado de plagioclásio em contato com granada semi-alterada (AM-52-A, pol's X, aumento 39X).

FOTOMICROGRADIA 7 - Cristal de granada parcialmente envolvido por delgada borda de plagioclásio (AM-28-C, pol's. //, aumento 156X).

FOTOMICROGRAFIA 8 - Cristais de granada envolvidos por delgadas bordas de plagioclásio e englobados por hornblenda. Notam-se também rutilos e titânitas com núcleo de ilmenitas (AM-314, pol's. //, aumento 39X).

tas. Ocorrem ainda grãos parcialmente uralitizados e, não raro, englobam cristais de apatita.

As granadas, cujos dados analíticos encontram-se na Tabela 5, são raramente porfiroblásticas, não poiquilítica, e ocorrem em grãos subedrais e, menos comumente, anedrais com fraturamento característico. Composicionalmente, constituem-se de almandina rica na molécula grossulária e subsidiariamente em piropo e espessartita. É comum estarem associadas, além dos anfibólios, aos epidotos, clinozoisitas e opacos. Ao

TABELA 4 - Composições químicas, por microsonda eletrônica, de piroxênios das amostras de anfibolitos estudados. Fórmula estrutural calculada na base de 6 átomos de oxigênio.

AMOSTRA	1-A	28-C	44-A	71-B	96-A	98-A	116-A	159-A	181-A
SiO ₂	51,59	49,65	49,67	51,10	50,89	51,94	52,12	56,32	52,67
Al ₂ O ₃	1,61	6,08	2,38	1,27	2,16	2,18	1,94	1,36	1,79
FeO	7,96	8,16	7,15	7,11	7,05	7,97	10,66	10,83	2,67
Fe ₂ O ₃	1,36	1,26	5,03	2,48	3,50	0,20	1,74	0,00	2,71
MgO	12,46	10,19	11,04	12,59	12,18	12,62	11,15	13,22	14,72
MnO	0,17	0,08	0,13	0,17	0,10	0,23	0,11	0,17	0,18
TiO ₂	0,12	0,69	0,73	0,80	0,46	0,50	0,21	0,20	0,20
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	23,43	22,09	22,05	23,35	23,52	22,70	22,09	16,86	23,81
Na ₂ O	0,31	1,14	1,07	0,81	0,49	0,60	0,77	0,43	0,77
Σ	99,02	99,34	99,24	99,68	100,35	98,94	100,78	99,39	99,52
Si	1,953	1,869	1,892	1,927	1,908	1,956	1,955	2,077	1,945
Al ^{IV}	0,047	0,131	0,107	0,056	0,092	0,044	0,045	0,000	0,055
Tet.	2,000	2,000	1,999	1,983	2,000	2,000	2,000	2,077	2,000
Al ^{VI}	0,024	0,139	0,000	0,000	0,003	0,053	0,040	0,059	0,023
Fe ²⁺	0,252	0,257	0,228	0,224	0,221	0,251	0,334	0,334	0,082
Fe ³⁺	0,039	0,036	0,144	0,070	0,099	0,006	0,049	0,000	0,075
Mg	0,703	0,572	0,627	0,708	0,680	0,708	0,623	0,726	0,810
Mn	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003	0,007	0,003	0,005	0,006
Ti	0,003	0,020	0,021	0,023	0,013	0,014	0,006	0,006	0,006
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Oct.	1,027	1,026	1,024	1,030	1,020	1,040	1,056	1,130	1,003
Xoct.	0,027	0,026	0,024	0,030	0,020	0,040	0,056	0,130	0,003
Ca	0,950	0,891	0,900	0,944	0,945	0,916	0,888	0,666	0,942
Na	0,023	0,083	0,079	0,059	0,036	0,044	0,056	0,031	0,055
M ₂	1,000	1,000	1,002	1,033	1,000	1,000	1,000	0,827	1,000
(Ca)Wo	49,88	51,82	51,30	50,31	51,17	48,85	48,11	38,58	51,35
(Mg)En	36,89	33,24	35,72	37,73	36,86	37,77	33,78	42,08	44,16
(Fe)Fs	13,23	14,94	12,98	11,96	11,97	13,38	18,11	19,34	4,49

TABELA 5 - Composições químicas, por microsonda eletrônica, de granadas, das amostras de anfibolitos estudados. Fórmula estrutural calculada na base de 24 átomos de oxigênio.

AMOSTRA	1-A	28-C	52-A	54-A	55-A	96-A	116-A	151-A	159-A	180-A
SiO ₂	37,54	37,74	37,09	37,09	38,17	37,87	38,57	38,58	38,60	37,85
Al ₂ O ₃	22,47	20,96	21,09	20,23	21,86	20,65	20,52	21,56	20,95	20,87
TiO ₂	0,07	0,06	0,07	0,03	0,02	0,06	0,07	0,04	0,17	0,10
FeO	21,46	24,33	25,72	24,52	26,45	24,81	29,63	24,26	20,47	26,41
MnO	2,30	0,90	2,17	1,21	0,73	1,11	0,83	0,52	2,31	1,84
MgO	1,95	5,73	4,69	4,17	5,92	3,20	4,24	5,36	2,26	5,10
CaO	14,06	9,60	8,64	11,57	6,66	11,49	6,45	9,30	13,08	6,87
Σ	99,85	99,32	99,47	98,82	99,81	99,19	100,31	99,62	97,84	99,04
Si	5,897	5,936	5,889	5,929	5,959	6,015	6,081	6,011	6,137	6,000
Al ^{IV}	0,103	0,064	0,111	0,071	0,041	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tet.	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,015	6,081	6,011	6,137	6,000
Fe ²⁺	2,818	3,201	3,415	3,278	3,452	3,295	3,907	3,161	2,721	3,502
Mn	0,306	0,120	0,292	0,163	0,097	0,150	0,111	0,069	0,311	0,248
Mg	0,455	1,345	1,109	0,993	1,378	0,757	0,996	1,246	0,536	1,205
Ca	2,367	1,617	1,470	1,982	1,115	1,956	1,089	1,553	2,228	1,166
Oct.	5,946	6,283	6,286	6,416	6,043	6,158	6,103	6,029	5,796	6,121
Xoct.	0,000	0,283	0,286	0,416	0,043	0,158	0,103	0,029	0,000	0,121
Al ^{VI}	4,057	3,821	3,836	3,740	3,981	3,866	3,812	3,960	3,925	3,900
Ti	0,008	0,007	0,008	0,004	0,002	0,007	0,008	0,005	0,020	0,012
B	4,065	4,111	4,130	4,160	4,026	4,031	3,923	3,994	3,945	4,033
Almandina	47,4	51,0	54,3	51,1	57,2	53,5	64,0	52,6	47,0	57,2
Grossularia	39,9	25,7	23,4	30,9	18,5	31,8	17,9	25,8	38,4	19,0
Piropo	7,6	21,4	17,6	15,4	22,9	12,2	16,3	20,7	9,2	19,8
Espessartina	5,1	2,0	4,7	2,5	1,6	2,5	1,9	1,1	5,4	4,0

longo das fraturas é freqüente estarem substituídas por clorita e subsidiariamente pela biotita. Não raro, existe calcita secundária no seu interior ou nas bordas. Engloba comumente ilmenita, rutilo e titanita, além de praticamente todos os demais minerais principais da amostra, evidenciando ter sua formação se prolongado além da dos demais minerais associados.

Dentre os minerais do grupo de epidoto, o correm clinozoisita e pistacita. Aparecem sob forma de grãos subedrais e euedrais quando primários (Fotomicrografia 9), e anedrais em intercrescimentos simplectíticos com quartzo e plagioclásio (Fotomicrografias 10 e 11), quando secundários, a partir da

FOTOMICROGRAFIA 9 - Cristais primários de epidoto-clinozoisita em anfibolito (AM-1-A, pol's. X, aumento 39X).

FOTOMICROGRAFIA 10 - Intercrescimento simplectítico, entre clinozoisita e quartzo, secundários a partir da hornblenda. Destaca-se grande cristal de titanita na porção central da foto (AM-54-A, pol's. X, aumento 62,5X).

FOTOMICROGRAFIA 11 - Intercrescimento simplectítico, entre clinozoisita e plagioclásio, secundário a partir da hornblenda (AM-98-A, pol's. X, aumento 62,5X).

substituição parcial ou total do anfibólio. Em certas amostras, ocorrem englobados por finas bordas de plagioclásio. Nesta situação, costumam apresentar inclusões arredondadas ou gotiformes do próprio plagioclásio. Em outras situações, englobam tanto a titanita como o plagioclásio.

O quartzo, presente na maioria das amostras em pequenas proporções, ocorre em indivíduos pouco desenvolvidos geralmente xenomórficos, com extinção levemente ondulante e, raramente, em intercrescimento mirmeguítico com o plagioclásio, além das pequenas e freqüentes inclusões gotiformes nos anfibólios. Em algumas lâminas aparece concentrado em pequenas regiões, isolado ou associado ao plagioclásio.

A calcita é secundária. Aparece associada às regiões onde o epidoto substitui o anfibólio, ou a clorita substitui a granada, quando então costuma posicionar-se no interior ou nas bordas deste mineral.

A titanita (Fotomicrografia 10) ocorre sob forma de cristais euedrais a subedrais geralmente diminutos. São mais abundantes os grãos primários, embora seja freqüente o ocorrer como mineral secundário nas bordas de ilmenita e rutilo (Fotomicrografias 8 e 12). Na Fotomicrografia 8, observa-se também núcleos de ilmenita em rutilo, o que é mais raro.

A apatita é freqüente em grãos euedrais, pequenos aleatoriamente dispersos pelas lâminas.

Biotita, muscovita e clorita são sempre secundárias, pequenas e pouco representativas.

Zircão ocorre originalmente em pequenos grãos, com forma arredondada, inclusos nos anfibólios.

FOTOMICROGRAFIA 12 - Ilmenitas e rutilos sendo substitu_ídos nas bordas por titanita (AM-44-A, pol's. //, aumento 62,5X).

5.2.7. PROTOMINÉRIOS DE MANGANÊS

Existem na área rochas que, por alteração e enriquecimento supérgeno, formam minérios de manganês, que, devido às pequenas quantidades, são de pouca importância econômica embora cheguem a ser explorados por pequenos mineradores. Ocorrem como intercalações lenticulares, concordantes e com contatos transicionais com os xistos Araxá, tendo espessuras que raramente atingem 50 metros e não ultrapassam 300 metros de comprimento.

São de dois tipos. O primeiro é representado por rochas que se encontram exclusivamente nos arredores do Ponto 206, na porção centro-SW da Folha. São de aspecto maciço, coloração avermelhada-escura a preta, granulação fina a média, e textura granoblástica. Mineralogicamente (Fotomicrografia 13), são constituídos por eulita (40-60%), grunerita (15-85%) e por granada (20-30%) de composição almandina, onde o teor da molécula espessartita é de 19,3% (Tabela 6, amostra 206-C), e por quartzo (2-7%). O segundo tipo é mais comum, ocorre com maior frequência na porção NE da Folha e constituem-se de gonditos.

FOTOMICROGRAFIA 13 - Eulita, grunerita, granada e quartzo em amostra de protominério de Mn(AM-206-C, pol's. X, aumento 39X).

ÓXIDOS	AM	86-D		206-C	
		GRANADA	GRANADA	EULITA	GRUNERITA
SiO ₂		37,80	37,09	47,50	49,32
Al ₂ O ₃		20,80	19,94	0,11	0,20
FeO		26,40	29,01	43,79	41,74
Fe ₂ O ₃		-	-	0,00	0,07
MgO		2,38	0,33	3,84	4,46
MnO		9,93	8,73	3,66	2,30
TiO ₂		0,03	0,05	0,09	0,04
CaO		3,74	5,74	0,85	0,13
Na ₂ O		-	-	0,00	0,01
K ₂ O		-	-	-	0,08
Σ		101,08	100,89	99,84	98,35

FÓRMULAS QUÍMICAS							
Si	6,029	Si	6,023	Si	2,011	Si	7,942
Al ^{IV}	0,000	Al ^{IV}	0,000	Al ^{IV}	0,000	Al ^{IV}	0,038
Tet.	6,029	Tet.	6,023	Tet.	2,011	Tet.	7,980
Fe ²⁺	3,523	Fe ²⁺	3,940	Al ^{IV}	0,005	Al ^{IV}	0,000
Mn	1,341	Mn	1,201	Fe ²⁺	1,551	Fe ²⁺	5,621
Mg	0,566	Mg	0,080	Fe ³⁺	0,000	Fe ³⁺	0,009
Ca	0,640	Ca	0,998	Mg	0,242	Mg	1,070
				Mn	0,131	Mn	0,314
				Ti	0,003	Ti	0,005
Oct.	6,070	Oct.	6,219	Oct.	1,933	Oct.	7,018
Xoct.	0,070	Xoct.	0,219	Xoct.	0,933	Xoct.	1,978
Al ^{VI}	3,910	Al ^{VI}	3,816	Ca	0,039	Ca	0,022
Ti	0,003	Ti	0,006	Na	0,000	NaM ₄	0,000
B	3,983	B	4,041	M ₂	0,971	M ₄	2,000
						NaA	0,003
						K	0,016
						A	0,019

PROPORÇÕES MOLECULARES							
almand.	58,0	almand.	63,4	Ca	2,11	Ca	0,33
piropo	10,6	piropo	16,0	Mg	13,23	Mg	15,94
grossul.	9,3	grossul.	1,3	Fe ²⁺	84,66	Fe ²⁺	83,72
espes.	22,1	espes.	19,1				

TABELA 6 - Análise por microsonda eletrônica de fases minerais isoladas, de protominérios de manganês, da região de Cássia, MG (Fórmulas estruturais calculadas na base de: 23 átomos de oxigênio = grunerita; 6 átomos de oxigênio - eulita; 24 átomos de oxigênio = granada).

Estas rochas já apresentam discreta foliação, eventual bandamento centimétrico, devido à presença de leitos mais ricos em granada e textura granoblástica. São constituídas essencialmente por quartzo (20-60%) e granada (35-80%) e, secundariamente, por rutílo (0-10%) e minerais opacos (1-4%), além de biotita, muscovita e zircão, que em conjunto não superam 2% da composição volumétrica da amostra, sendo a biotita e a muscovita, sempre que presentes, secundárias.

Na Tabela 6, consta a análise da granada da amostra de gondito 86-D, onde, à similaridade da granada da amostra 206-C, a molécula predominante é a almandina, correspondendo a espessartita a 19,3% em peso, valor muito similar ao apresentado pela granada da amostra 206-C.

5.2.8. ROCHAS CATACLÁSTICAS

Tais rochas formadas por processos de metamorfismo dinâmico, em condições rígidas, sobre praticamente todas as litologias presentes na área, formam faixas com até 2.800 metros de espessura, como ocorre em alguns trechos da Falha de Cássia, onde constituem relevo do tipo fortemente estruturado.

Constituem-se de protomilonitos até ultramilonitos, segundo a nomenclatura proposta por SPRY (1976). Possuem estrutura foliada e texturas porfiroclásticas, em *mortar* ou *flaser*. Quando a granulação é homogênea macroscopicamente costumam ser afaníticas.

Em seção delgada, observa-se intenso estiramento e mesmo cataclase dos minerais, sendo comum ocorrer recuperação dos grãos de quartzo deformados que se recristalizam em pequenos cristais sem extinção ondulante. As melhores exposições referem-se a milonitos e ultramilonitos, onde o quartzo é o mineral principal, seguido quase que exclusivamente de muscovita fili

forme e diminutos opacos. Nestes litotipos a granulação varia entre 5 a 190 μ com dimensões médias ao redor de 170 μ . Nos demais litotipos, a granulação situa-se entre 10 μ e 0,8 mm, com indivíduos de granulação média por volta de 0,4 mm, atingindo os porfiroclastos 7 mm. Nestas rochas, os minerais mais comuns são o quartzo, seguido dos feldspatos, além de muscovita, biotita e epidoto, que chega a 30% de amostra e apresenta aspecto de mineral secundário, concentrando-se preferencialmente em fraturas ou segundo os planos de foliação cataclásticas. Também são comuns concentrações locais de sericita. Como minerais acessórios temos granada, apatita, rutilo, opacos e zircão.

5.3. GRUPO CANASTRA

5.3.1. QUARTZITOS

Estas rochas, que sustentam o relevo do antiforme de Itaú, situado no canto SW da Folha, pouco a N da cidade de Itaú de Minas, constituem-se de muscovita quartzitos e sericita quartzitos, nos quais são localmente encontradas lentes centimétricas a métricas de sericita xistos e quartzo-sericita xistos com ou sem muscovita. Os quartzitos exibem textura granoblástica com evidentes sinais de deformação rígida que determinam grãos de quartzo alongados, orientados, com contatos serrilhados ou dentados e, mais raramente, lobulados com extinção fortemente ondulante. Sua granulação é fina, variando entre 5 μ e 0,6 mm, com dimensões médias ao redor de 0,2 mm. Quando a quantidade das micas aumenta, a textura torna-se granolepidoblástica, onde palhetas de micas intersticiais aos grãos de quartzo evidenciam a foliação principal da rocha. O quartzo constitui normalmente 85 a 95% da composição global da amostra, sendo o restante representado pela muscovita e/ou sericita. Acessórios têm ocorrência restrita, sendo encontrados, porém, minerais opacos, calcí

ta, turmalina, plagioclásio e zircão. Já nos xistos, a porcentagem dos minerais micáceos cresce para aproximadamente 50%, sendo o quartzo, ainda, o principal constituinte. Localmente, encontram-se concentrações de calcita que chegam a 7% da composição volumétrica, global da amostra.

5.3.2. FILITOS

Tal unidade, que ocorre no canto SW da Folha, nos arredores de Itaú de Minas, é constituída por rochas muito foliadas de granulação fina a muito fina, variando entre 10 μ a 1,6 mm, com granulação média ao redor de 0,8 mm. Dominantemente, apresentam coloração vermelha-alaranjada, que localmente passa a cinza clara. Sua textura é lepidoblástica, com concentrações locais de quartzo, com extinção fortemente ondulante, e contatos lobulados a engrenados, circundados por matriz de muscovita e sericita, onde a clorita ocorre subsidiariamente. É comum a concentração de oxi-hidróxidos de ferro nos planos de foliação. Como minerais acessórios ocorrem opacos, epidoto-clirozoisita, biotita, calcita e zircão.

6. GEOCRONOLOGIA

6.1. INTRODUÇÃO

Executou-se na área em questão um programa de datações radiométricas, em amostras de características petrográficas adequadas, utilizando-se os métodos K-Ar e Rb-Sr (CORREIA et al., 1982). Tal estudo objetivou auxiliar a caracterização estratigráfica da área em questão, bem como, datar os principais eventos tectono-magmáticos.

6.2. ANÁLISE DOS DADOS

Na Tabela 7, são apresentadas oito determinações K-Ar, realizadas em fases minerais separadas de amostras representativas de diferentes unidades. Assim, correspondem ao Embasamento Cristalino as amostras CTC-213-A e CTC-98-A, e ao Grupo Araxá as amostras CTC-34-A, CTC-162-A e CTC-163-B, todas oriundas de afloramentos locados no Mapa Geológico da Figura 1. Os valores encontrados situam-se entre 580 e 674 m.a., o que indica total rejuvenescimento das litologias do Grupo Araxá e de seu embasamento, nesta área, durante o evento térmico principal do ciclo Brasileiro, considerado como ocorrido entre 600 e 650 m.a. (CORDANI et al., 1981).

Na Tabelas 8 e 9, encontram-se os dados analíticos referentes aos pontos locados nas Figuras 6, 7 e 8.

A Figura 6 corresponde à isócrona interna, obtida para a amostra de migmatito CTC-264-F, que apresenta idade de 613 m.a. para razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,7113. Este

TABELA 7 - Resultados das análises K-Ar.

SPR	Nº DE CAMPO	MINERAL	ROCHA	IDADE M.A.
4613	CTC-34-A	Feldspato	Migmatito	645± 31
4616	CTC-34-A	Biotita	Migmatito	618± 16
4600	CRC-98-A	Anfibólio	Anfibolito	640± 22
4678	CTC-98-A	Plagioclásio	Anfibolito	582±128
4581	CTC-162-A	Muscovita	Xisto	618± 17
4589	CTC-163-B	Biotita	Xisto	674± 21
4655	CTC-213-A	Muscovita	Gn. leucocrático	566± 16
4688	CTC-213-A	Plagioclásio	Gn. leucocrático	580± 15

TABELA 8 - Dados analíticos referentes ao diagrama da Figura 7 (BESANG et al., 1977).

Nº DE ORDEM	Nº DE CAMPO	ROCHA	MATERIAL	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE Rb/Sr ISOCRÔNICA
D-30	AL-1333	Granito	RT	1,387 ±17	0,72253±14	760 m.a.
	AL-1335	Granito	RT	1,733 ±22	0,72593±18	760 m.a.
	AL-1336	Granito	RT	0,6810±85	0,71313±20	760 m.a.
	AL-1337	Granito	RT	4,325 ±54	0,75234± 8	760 m.a.
O-31	AL-1340	Granito	RT	50,98 ±64	1,25177±18	760 m.a.
	AL-1341	Granito	RT	781,8 ±98	9,2174 ±30	760 m.a.

TABELA 9 - Resultados das análises Rb-Sr.

SPR	Nº CAMPO	MATERIAL	ROCHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	X(Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶)	Y(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶)	IDADE*
5133	CTC-213-A	Rot	Gn.leucocrático	76,4	239,4	0,93	0,7297	-
5138	CTC-214-B	Rot	Gn.leucocrático	63,5	214,7	0,86	0,7260	-
5139	CTC-260-A	Rot	Gn.leucocrático	90,1	132,0	1,99	0,7602	1932± 97
5140	CTC-260-C	Rot	Gn.leucocrático	87,0	124,2	2,04	0,7595	1858± 90
5130	CTC-162-A	Rot	Mc-Xto	143,6	127,4	3,28	0,7607	1187± 61
5131	CTC-163-A	Rot	Mc-Xto	94,0	232,8	1,18	0,7161	658±132
5132	CTC-202-A	Rot	Mc-Xto	55,0	236,8	0,67	0,7127	-
5129	CTC-34-A	Rot	Migmatito	135,8	129,2	3,05	0,7405	815± 61
5144	CTC-80-A	Rot	Migmatito	272,8	56,4	14,21	0,8572	751± 24
5141	CTC-264-A	Rot	Migmatito	72,0	772,7	0,27	0,7135	-
5142	CTC-264-D	Rot	Migmatito	32,3	805,6	0,12	0,7113	-
5143	CTC-264-F	Rot	Migmatito	39,0	778,2	0,15	0,7128	-
5160	CTC-264-F	Felds	Migmatito	18,0	746,8	0,07	0,7121	-
5161	CTC-264-F	Biot	Migmatito	530,7	32,3	47,53	1,1022	586± 22
5151	CTC-264-F	Musc	Migmatito	260,1	156,2	4,84	0,7529	670± 44
5134	CTC-95-E(c)	Neos	Migmatito	204,1	217,4	2,72	0,7293	626± 63
5136	CTC-95-G(c)	Neos	Migmatito	112,3	299,7	1,09	0,7198	954±157
5145	CTC-182-C(c)	Neos	Migmatito	120,2	188,2	1,86	0,7793	2757±119
5147	CTC-182-F(c)	Neos	Migmatito	166,9	190,2	2,56	0,8017	2609± 92
5149	CTC-182-H(c)	Neos	Migmatito	169,2	184,4	2,68	0,7981	2404± 88
5135	CTC-95-E(e)	Paleos	Migmatito	184,1	159,6	3,35	0,7311	546± 49
5137	CTC-95-G(e)	Paleos	Migmatito	170,3	162,8	3,04	0,7349	690± 53
5146	CTC-182-C(e)	Paleos	Migmatito	138,5	155,7	2,59	0,7835	2101± 80
5148	CTC-182-F(e)	Paleos	Migmatito	192,4	130,3	4,32	0,8176	1812± 64
5150	CTC-182-H(e)	Paleos	Migmatito	185,9	132,1	4,11	0,8098	1772± 65

* Idade convencional em m.a. com RI admitida = 0,705

FIGURA 6 - Isócrona interna obtida para a amostra de migmatito CTC-264-F.

FIGURA 7 - Isócrona de referência para rochas graníticas da região de Monte Carmelo-Ibiá (BESANG et al., 1977), sobre a qual se ajustam duas amostras de metatexitos de Cássia, MG.

FIGURA 8 - Isócrona Rb-Sr de referência obtida com diferentes rochas das região de Cássia, MG.

dado, que tem o mesmo significado de uma idade K-Ar, por demarcar o último evento de homogeneização isotópica entre fases minerais a nível de rocha total, situa-se, portanto, no mesmo intervalo de idades encontrado para aquelas análises.

O diagrama da Figura 7, extraído de BE SANG et al. (1977), refere-se a rochas graníticas da região de Monte Carmelo-Ibiá, situada mais ao Norte em relação a Cássia, e sobre sua isócrona localizam-se as amostras CTC-80-A e CTC-34-A, representativas de migmatitos do Grupo Araxá, localizados pouco

a NE, nas proximidades de Cássia. Isto indica padrão geocronológico similar para estes tipos de rochas, nas áreas em questão. Este diagrama apresenta idade isocrônica de referência de 760 m.a. para uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7066. Portanto, estes resultados encontram-se de acordo com a hipótese citada por CORDANI et al. (1981), de ter havido uma fase importante tectono magmática que precedeu a fase *principal*, sintectônica do ciclo Brasileiro, que ocorreu durante o intervalo de 600 a 650 m.a..

Na Figura 8 encontram-se locadas as de mais amostras, além das já citadas anteriormente. Nela encontram-se discriminadas, em relação às amostras de migmatito dos Pontos 182 e 95, representativos do embasamento do Grupo Araxá, resultados analíticos referentes aos seus neossomas e paleossomas. Tal procedimento foi adotado na tentativa de estabelecerem-se diferentes tendências nestes materiais provenientes de rochas que pela sua origem híbrida, são mais complexas e, na área, certamente policíclicas. Os resultados porém não foram satisfatórios dada à grande dispersão que estas análises apresentam, que podem ter explicação, entre outras hipóteses, pela possibilidade de ter ocorrido, durante o processo de migmatização, difusão isotópica, enriquecendo-se o material feldspático, neossômico em Sr radiogênico proveniente do material mais micáceo paleossômico e, portanto, podendo apresentar falso padrão, aparentemente mais antigo. Ainda assim, neste diagrama, obteve-se uma isócrona de referência com idade de 1.800 m.a. para uma razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial de 0,709. Tal idade talvez corresponda a uma idade mínima para as rochas referentes aos Pontos 264, 213, 214, 260 e 182, que compõem a isócrona, posto que, as amostras dos Pontos 264 e 182, sendo migmatitos, podem, em consonância ao anteriormente referido, durante o evento metamórfico, no qual se deu a migmatização, ter sofrido rejuvenescimento do padrão Rb-Sr, por homogeneização isotópica. De qualquer forma, fica caracterizado um padrão possivelmente mais antigo para estas rochas preservadas de modificações químicas, a nível de rocha total, durante o ciclo Brasileiro e com padrão Transamazônico, confirmando portanto sua posição estratigráfica como embasamento do Grupo Araxá, uma vez que para

este Grupo são admitidas idades uruaquanas (HASUI & ALMEIDA, 1970; ALMEIDA, 1971 e ALMEIDA et al., 1976).

Os pontos situados acima desta isócrona correspondem ao neossoma do migmatito do Ponto 182. Pode-se supor tanto que estejam deslocados de sua posição real por problemas de difusão isotópica ou que se situem em isócrona de mesma idade e com razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial maior, por corresponderem à fase neossômica resultante do processo de demisturação do migmatito ou de injeção de material granítico mais diferenciado.

Quanto aos pontos situados abaixo da isócrona em questão, pode-se notar que se alinham segundo tendência mais jovem, provavelmente Brasileira. Tal observação é também corroborada pelas idades convencionais listadas na Tabela 9, e que foram obtidas, admitindo-se para cálculo uma razão Sr^{87}/Sr^{86} inicial de 0,705. Apesar do caráter arbitrário da fixação deste valor, a concordância em apresentarem resultados compatíveis com o ciclo Brasileiro não pode ser desprezada. Tal é o caso das amostras do Ponto 95, que são representativas, segundo seu posicionamento de campo e características petrográficas, do embasamento do Grupo Araxá. Neste caso, teria ocorrido rejuvenescimento de seu padrão Rb-Sr. A análise referente ao afloramento 162 encontra-se nitidamente dissociada de qualquer tendência apresentada, podendo tanto pertencer a quaisquer outras isócronas brasileiras com razão Sr^{87}/Sr^{86} maior que a do alinhamento principal, como terem sido, em maior ou menor grau, afetadas por fases de metassomatismo de K e Rb associadas, provavelmente, aos eventos de migmatização regional.

7. PETROLOGIA DOS ANFIBOLITOS

7.1. INTRODUÇÃO

As rochas aqui estudadas são anfibolitos gerados por processos metamórficos regionais, constituídos essencialmente por hornblenda e plagioclásio, podendo estar presentes, em maior ou menor quantidade, os minerais clinopiroxênio, granada, quartzo, tremolita-actinolita, biotita, rutilo, titanita, clinozoisita-epidoto, clorita, calcita e minerais opacos.

As diversas paragêneses possíveis entre estes minerais será função tanto da composição original da rocha que gerou o anfibolito, quanto do grau metamórfico atingido durante a sua formação.

Quanto a sua origem, vários autores consideram que os anfibolitos podem derivar tanto de rochas ígneas básicas como de sedimentos calcários ou dolomíticos impuros. Isto posto, diferentes critérios têm sido utilizados na tentativa de distinguir paraanfibolitos de ortoanfibolitos, o que é fundamental para que se possa desenvolver outros estudos, mais acurados, sobre a filiação petrológica e ambientação tectônica reinantes durante sua formação.

7.2. ORIGEM PRÉ-METAMÓRFICA DOS ANFIBOLITOS DE CÁSSIA

Evidências de campo e petrográficas têm sido consideradas como indicativas da origem pré-metamórfica de anfibolitos. Assim, contatos discordantes em relação às encaixantes, texturas diabásicas, porfiríticas e granitóides remanescentes

tes, ausência de bandejamento, zoneamento do plagioclásio e núcleos de augita e hiperstênio em hornblenda, seriam indicativos de origem ígnea, ao passo que abundância de quartzo, biotita, microclínio, presença de escapolita, turmalina e de bandejamento estariam associados à origem sedimentar (HEINRICH, 1956). Algumas destas feições, como ausência de bandejamento e zoneamento do plagioclásio, foram observadas nos anfibolitos de Cássia, assim como contatos levemente discordantes no Ponto 98 (Figs. 1 e 30-cap.8), onde também se observam vestígios de textura ígnea, e seriam indicativos de origem ortometamórfica para tais rochas.

Uma vez que estas características ocorrem de forma restrita, pois são facilmente mascaradas pelo metamorfismo imposto, além de não serem consideradas conclusivas pela maioria dos autores, faz-se necessário buscar outras evidências no quimismo de rocha total e no estudo de elementos traços, considerados menos susceptíveis de modificações significativas durante o metamorfismo.

Os dados analíticos das amostras de Cássia encontram-se nas Tabelas 10 e 11.

Na Figura 9, colocamos as amostras analisadas no diagrama MgO-CaO-FeO de WALKER et al. (1960), onde são de limitados campos discriminantes para rochas de origem ígnea e sedimentar. Observamos que à exceção de duas amostras, mais ricas em magnésio, todas as demais caem dentro do campo ígneo proposto por esse autor, embora boa parte delas situem-se na área de sobreposição entre os dois campos.

Quanto aos elementos traços, ENGEL & ENGEL (1962b) e EVANS & LEAKE (1960) já observavam que altos conteúdos em Cr e Ni apontavam para origem ígnea. SNELLING (1958) acusa origem sedimentar para anfibolitos com baixos teores em Cr, Ni e Co; ao passo que LAPADU-HARGUES (1958) e LEAKE (1964) consideram que anfibolitos ricos em titânio seriam de origem ígnea. LAPADU-HARGUES (op. cit.) propõe ainda o valor crítico de 0,8% em

TABELA 10 - Composições químicas de rocha total dos anfibolitos, por fluorescências de raios-X.
Elementos maiores em % em peso.

AMOSTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Σ
1-A	46,69	0,9430	14,42	12,35	0,1783	8,56	12,37	2,2702	0,7517	0,1246	1,33	99,98
44-A	46,32	3,2782	9,68	15,53	0,1529	9,06	12,48	2,4045	0,3521	0,3367	0,41	100,00
52-A	47,62	2,7098	13,19	15,04	0,3079	7,57	10,34	0,7235	0,3394	0,6039	1,55	99,99
54-A	48,02	1,1551	14,36	13,02	0,1822	8,18	11,67	2,1544	0,3497	0,1549	0,75	99,98
55-A	44,87	2,5754	12,82	15,61	0,1955	10,34	10,42	0,7788	0,3837	0,3752	1,62	100,00
71-B	41,56	2,8162	10,09	16,08	0,2250	10,86	14,09	2,0997	0,6918	0,5692	0,92	100,01
96-A	54,19	1,1552	14,50	13,40	0,1687	8,03	5,19	2,3782	0,1752	0,1963	0,62	100,00
98-A	48,70	0,9373	13,68	11,54	0,1750	9,32	12,15	2,3513	0,2163	0,1156	0,80	99,99
116-A	48,79	2,5100	11,22	17,51	0,1979	6,92	9,12	3,0714	0,1233	0,5385	0,00	100,00
133-A	49,41	2,4921	12,97	13,43	0,1627	6,56	9,86	2,9141	1,0527	0,4518	0,70	100,00
151-A	51,76	0,8994	14,05	11,39	0,1537	5,86	11,49	1,4884	0,4407	0,1314	2,34	100,00
159-A	50,16	1,1846	12,95	12,66	0,1711	7,96	11,80	2,0917	0,5897	0,1573	0,28	100,00
180-A	53,82	0,7877	17,32	9,28	0,1449	4,87	8,55	4,0855	0,4004	0,3223	0,43	100,01
181-A	49,07	0,6764	8,62	10,52	0,1845	16,02	12,04	0,8267	0,5895	0,1103	1,36	100,02
310-A	48,74	0,9500	6,72	11,37	0,1746	17,30	12,17	0,6046	0,2171	0,1675	1,59	100,00
311-A	52,56	0,8611	13,39	11,39	0,1350	7,96	10,64	1,8540	0,3557	0,0984	0,75	100,00
312-A	47,20	1,3297	14,12	13,01	0,1799	8,05	12,57	2,8899	0,2902	0,2059	0,16	100,01
314-A	44,07	2,3224	12,88	14,16	0,1854	10,09	12,45	2,0709	0,8101	0,3840	0,59	100,01
321-A	42,69	1,3064	10,58	17,44	0,2778	11,08	14,06	1,0756	0,2588	0,1540	1,08	100,01

TABELA 11 - Composições químicas de rocha total dos anfibolitos, por fluorescência de rios-X. Elementos menores em ppm.

AMOSTRA	Ph	Zn	Ni	Co	Cr	La	Cu	Rb	Nb	Zr	Y	Sr	Ce	V	Ba
1-A	16	86	112	56	243	6	88	24	4,5	87	23	255	9	219	126
44-A	17	135	125	64	380	21	72	7	35	164	21	720	38	370	88
52-A	50	168	51	50	60	53	8	7	64	260	40	515	93	343	76
54-A	9	84	117	48	332	8	60	9	4,5	111	32	142	23	258	73
55-A	37	127	70	57	135	25	70	11	36	167	25	1020	55	334	55
71-B	13	167	42	44	36	50	11	21	55	300	39	357	64	300	245
96-A	11	89	104	49	238	1	71	3	4	99	28	102	6	245	24
98-A	12	76	112	45	367	2	82	5	3	93	24	98	6	233	22
116-A	12	179	76	67	100	20	95	1	22	164	28	170	48	385	39
133-A	15	125	76	49	196	28	67	25	37	210	27	542	55	297	260
151-A	17	75	68	44	253	1	59	9	5,5	90	25	120	18	244	53
159-A	15	91	61	57	210	6	88	6	5,5	112	30	157	16	285	41
180-A	16	86	25	29	45	4	26	4	4	82	20	600	18	200	162
181-A	15	74	204	56	835	10	40	8	4,5	72	16	188	21	189	228
310-A	12	104	470	77	2470	21	67	3,5	4	94	31	44	23	208	37
311-A	12	79	147	42	522	0	99	9	1	76	24	80	14	220	52
312-A	19	96	104	60	336	9	68	3	7	107	37	116	23	271	117
314-A	21	95	118	55	335	95	74	34	35	165	32	530	58	314	278
321-A	36	190	94	66	348	19	73	2	12	33	32	860	16	326	31

FIGURA 9 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama WALKER et al. (1960)

TiO₂, que segundo SHAW (1956) é a média para pelitos. Na Tabela 10 pode-se observar que, à exceção das amostras 180-A e 181-A, que possuem porcentagens de TiO₂, respectivamente, de 0,7877 e 0,6764, todas as demais apresentam, para este óxido, valores acima de 0,8%, sendo o valor médio: 1,6253, correspondente ao dobro do valor estabelecido como limite. Também os valores de Cr, Ni e Co apresentados não são baixos, estando novamente, estes dados, consoantes com origem ígnea para as amostras de Cássia.

Ainda no trabalho de LEAKE (1964), onde os doleritos de Karroo da África do Sul e os anfibolitos bandados do oeste da Irlanda são comparados com os anfibolitos de Langøy (N da Noruega), da área de Bakersville-Roam (U.S.A.) e do noroeste de Queensland (Austrália), são propostos vários diagramas

relacionando óxidos com elementos traços, parâmetros de Niggli (in BURRI, 1964) e elementos traços e parâmetros de Niggli entre si, buscando distinguir orto e paraanfibolitos não apenas com base na concentração absoluta de certos elementos, mas também em função da natureza das tendências (*trends*) de variação dos elementos e nas suas relações com conhecidas tendências ígneas e sedimentares.

Os parâmetros de Niggli para as amostras de Cássia, calculados a partir dos elementos maiores, encontram-se na Tabela 12. Os diagramas das Figuras 10 e 11, que se referem a estes parâmetros, indicam para as amostras em questão tendência ígnea, embora de maneira não conclusiva, por apresentarem dispersão e não se posicionarem exatamente segundo a tendência dos doleritos do Karroo, estando porém mais próximas desta que das tendências sedimentares ali observadas. Os diagramas das Figuras 12 e 13 relacionam o parâmetro mg de Niggli com elementos menores, ao passo que nos diagramas das Figuras 14 e 15 este parâmetro é relacionado, respectivamente, com ti, alk, k e p de Niggli. Todas estas figuras foram modificadas a partir do trabalho original de LEAKE (1964). Os campos sedimentares e ígneos ou ortometamórficos, que nelas aparecem discriminados foram delimitados a partir dos dados desse trabalho e dos demais, anteriormente citados neste capítulo. Constitui exceção a delimitação dos campos sedimentares dos diagramas das Figuras 12 e 13, que foram copiados do trabalho original. Em todos estes diagramas, excluindo-se o que relaciona mg com Ni, na Figura 13, onde algumas amostras situam-se na região de sobreposição composicional de rochas sedimentares, e ígneas ou ortometamórficas, o caráter ígneo das amostras estudadas é bastante evidenciado. As Figuras 16 e 17 referem-se às relações entre TiO_2 e Ni e TiO_2 e Cr, respectivamente. Principalmente nesta última, novamente a tendência apresentada é ígnea. Finalizando, construiu-se o diagrama da Figura 18, apresentado por VAN DER KAMP (1968), modificado a partir de EVANS & LEAKE (1960), que relaciona os parâmetros de Niggli c, contra al-alk, e, mais uma vez, observa-se que todas as amostras analisadas situam-se dentro do campo ígneo e na sua maioria na região relativa às amostras dos doleritos do Karroo.

TABELA 12 - Parâmetros de Niggli calculados para os anfibolitos de Cássia, MG.

AMOSTRA	si	al	fm	c	alk	k	mg	w	ti	p	h	o	si*	qz	Σ
1-A	100,1	18,2	47,6	28,5	5,7	0,18	0,58	1,00	1,52	0,11	9,51	0,42	123	-23	777
44-A	98,5	12,2	53,8	28,6	5,4	0,09	0,53	1,00	5,25	0,31	2,91	0,46	122	-23	782
52-A	111,6	18,2	53,6	26,1	2,1	0,24	0,49	1,00	4,78	0,60	12,12	0,49	109	3	710
54-A	105,7	18,7	48,7	27,6	5,1	0,10	0,55	1,00	1,92	0,14	5,51	0,44	120	-15	756
55-A	95,3	16,1	58,0	23,9	2,1	0,24	0,56	1,00	4,12	0,34	11,47	0,43	108	-13	784
71-B	79,9	11,4	54,7	29,1	4,8	0,18	0,57	1,00	4,08	0,46	5,90	0,42	119	-39	866
96-A	139,9	22,1	57,3	14,1	6,3	0,05	0,54	1,00	2,25	0,22	5,34	0,45	125	15	645
98-A	105,3	17,5	49,1	28,2	5,2	0,06	0,61	1,00	1,53	0,11	5,77	0,38	121	-16	770
116-A	113,2	15,4	54,9	22,7	7,1	0,03	0,44	1,00	4,38	0,53	0,00	0,56	128	-15	717
133-A	118,3	18,3	47,9	25,4	8,4	0,19	0,49	1,00	4,48	0,46	5,59	0,50	133	-15	695
151-A	130,2	20,9	43,8	31,0	4,3	0,16	0,50	1,00	1,70	0,14	19,63	0,49	117	13	662
159-A	113,4	17,3	48,7	28,6	5,4	0,16	0,55	1,00	2,01	0,15	2,11	0,44	122	-8	736
180-A	141,7	26,9	37,8	24,2	11,1	0,06	0,51	1,00	1,56	0,36	3,78	0,49	144	-3	632
181-A	95,9	10,0	62,4	25,3	2,3	-0,32	0,75	1,00	1,00	0,09	8,86	0,25	109	-13	852
310-A	93,1	7,8	65,9	24,9	1,4	0,19	0,75	1,00	1,36	0,14	10,13	0,25	106	-12	871
311-A	125,5	18,9	49,0	27,2	4,8	0,11	0,58	1,00	1,54	0,10	5,97	0,42	119	6	697
321-A	101,0	17,8	46,9	28,8	6,4	0,06	0,55	1,00	2,14	0,19	1,14	0,45	126	-25	778
314-A	89,3	15,4	52,3	27,1	5,1	0,20	0,58	1,00	3,53	0,33	3,99	0,41	120	-31	821
321-A	81,4	11,9	56,9	28,8	2,3	0,14	0,55	1,00	1,88	0,12	6,87	0,44	109	-28	873

FIGURA 12 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados em diagramas que relacionam mg (de Niggli) com Cu e Co (modif. LEAKE, 1984).

FIGURA 13 - Anfibolitos da região de Cássia, locados em diagramas que relacionam mg (de Niggli) com Cr e Ni (modif. LEAKE, 1964).

FIGURA 14 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados em diagramas que relacionam mg (de Niggli) com ti (de Niggli) e alk (de Niggli) (modif. LEAKE, 1964).

FIGURA 15 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados em diagramas que relacionam mg (de Niggli) com k (de Niggli) e p (de Niggli) (modif. LEAKE, 1964).

FIGURA 16 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados em diagrama que relaciona TiO_2 e Ni (modif. LEAKE, 1964).

FIGURA 17 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados em diagrama que relaciona TiO_2 e Cr (modif. LEAKE, 1964).

FIGURA 18 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados em diagrama que relaciona os parâmetros de Nig li c e al-alk (VAN DE KAMP, 1968)

Desta forma, em função da concordância das evidências de campo, petrográficas e químicas, conclui-se que as amostras de Cássia são ortoderivadas.

7.3. QUIMISMO DAS ROCHAS ÍGNEAS ORIGINAIS

Os diagramas anteriormente discutidos mostram que os anfibolitos de Cássia são ortoderivados. Locadas no diagrama, de nomenclatura para rochas vulcânicas, de

COX et al. (1979), a maioria situa-se nos campos relativos aos basaltos normais e algumas nos campos dos basaltos picríticos e basaltos andesíticos. Poucas amostras, com teores de sílica com patíveis com estas rochas, possuem $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ abaixo do mínimo exigido para seu posicionamento neste diagrama, e por isso aí não se enquadram. Tal fato deve-se ao comportamento móvel desses óxi dos que podem migrar do sistema. Tal ocorre em processos de al teração, hidrotermalismo e metamorfismo de fácies xisto-verde (PEARCE, 1975). Com a finalidade de esclarecer a nature e a ex tensão do fenômeno em rochas básicas, MIYASHIRO (1975a) propôs o diagrama da Figura 19. Neste, o autor observa que Na_2O é normal mente maior que K_2O e este mais móvel durante as transformações em baixas temperaturas. A linha cheia no diagrama separa dois campos, um relativo às amostras não alteradas, abaixo da linha cheia, e, outro, acima da linha citada, caracterizando amostras alteradas, empobrecidas em K_2O . Locadas neste diagrama (Fig. 19) as amostras de Cássia posicionam-se, em sua grande maioria, abai xo da linha em questão, o que significa que os processos de alte ração não foram importantes, permitindo estudos químicos mais por menorizados a respeito da sua origem.

Segundo MIYASHIRO (1975b), embasado em trabalhos de vários outros autores, os basaltos podem estar asso ciados a três distintas séries magmáticas: alcalinas, cálcico-alca linas e toleíticas, que, como veremos posteriormente, ao menos pa ra os basaltos paleozóicos, têm distintos significados em relação aos ambientes tectônicos nos quais se formaram.

Da observação da Tabela 13, relativa às normas CIPW das amostras estudadas, pode-se, inicialmente, consta tar que os anfibolitos de Cássia não se enquadram em apenas uma das séries magmáticas citadas. Assim, se na maioria delas exis te quartzo normativo juntamente com ortopiroxênio, em proporções variadas e compatíveis com magmas toleíticos e cálcico-alcalinos, ocorrem também amostras sem quartzo normativo, com olivina, apa recendo em uma delas ainda nefelina normativa (AM-71-B), o que in dica tendência alcalina. A mesma dualidade aparece no diagrama

FIGURA 19 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de MIYASHIRO (1975a). A curva separa os campos das amostras inalteradas (a baixo da curva) e alteradas (acima da curva).

TABELA 13 - Normas CIPW dos anfibolitos da região de Cássia, MG.

CIPW	AMOSTRA																			
	1-A	44-A	52-A	54-A	55-A	71-B	96-A	98-A	116-A	133-A	151-A	159-A	180-A	181-A	310-A	311-A	312-A	314-A	321-A	
Quartzo	-	1,41	13,70	3,52	6,20	-	17,86	1,80	7,57	4,55	14,03	6,22	6,49	1,44	2,58	11,42	-	-	-	
Ortoclasio	4,43	2,07	2,01	2,07	2,24	4,07	1,06	1,30	0,71	6,20	2,60	3,48	2,36	3,49	1,30	2,13	1,71	4,78	1,54	
Albita	19,20	20,29	6,09	18,18	6,60	14,00	20,13	19,88	25,96	24,60	12,52	17,68	34,60	7,02	5,08	15,65	24,44	17,50	9,14	
Anortita	26,94	14,61	31,74	28,49	30,37	16,06	21,02	26,12	16,47	19,23	30,39	24,20	27,74	18,06	14,99	27,17	24,69	23,46	23,26	
Nefelina	-	-	-	-	-	2,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Corindon	-	-	-	-	-	-	2,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Diopsidio	24,21	26,79	5,89	19,51	8,54	32,16	-	23,90	13,46	14,71	18,04	23,22	8,27	30,50	31,90	17,45	25,15	22,28	32,90	
Enstatita	8,43	10,14	16,11	11,32	21,78	-	19,99	12,12	10,99	9,51	6,23	9,05	8,30	25,76	28,29	11,73	7,16	6,70	11,46	
Forsterita	1,16	-	-	-	-	8,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	5,67	0,62	
Ilmenita	0,34	0,26	0,65	0,33	0,41	0,48	0,32	0,32	0,41	0,31	0,28	0,33	0,29	0,25	-	0,22	0,33	0,35	0,55	
Titanita	-	7,71	5,81	2,41	5,81	-	2,43	1,89	5,63	5,71	1,85	2,46	1,57	1,34	2,33	1,83	-	-	-	
Perowskita	1,29	-	-	-	-	4,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,96	3,63	1,74	
Hematita	12,35	15,52	15,02	13,01	15,60	16,06	13,39	11,54	17,50	13,42	11,39	12,65	9,28	10,52	11,37	11,39	13,00	14,15	17,44	
Apatita	0,28	0,79	1,39	0,35	0,88	1,32	0,46	0,28	1,25	1,05	0,30	0,37	0,74	0,26	0,39	0,23	0,49	0,88	0,35	
Cromita	0,06	0,09	0,01	0,07	0,03	0,01	0,06	0,09	0,03	0,04	0,06	0,04	0,01	0,19	0,53	0,12	0,07	0,07	0,07	
Zircão	0,10	0,19	0,31	0,13	0,19	0,36	0,12	0,10	0,19	0,25	0,10	0,13	0,09	0,09	0,10	0,09	0,12	0,19	0,04	
Σ	98,80	99,88	98,73	99,41	98,66	99,41	99,53	99,34	100,17	99,59	97,78	99,86	99,74	98,90	98,86	99,41	100,00	99,69	99,11	
A	18,70	11,58	25,75	20,57	21,22	10,83	27,05	17,74	16,81	18,74	24,43	18,18	27,81	9,71	7,88	20,63	17,99	16,16	14,07	
C	40,29	38,85	31,88	38,67	28,88	38,68	20,06	38,59	34,46	37,15	43,06	40,58	38,46	30,79	29,41	37,65	41,53	35,87	39,64	
F	41,01	49,57	42,37	40,76	49,89	50,50	52,89	43,67	48,73	14,12	32,51	41,24	33,73	59,50	62,72	41,72	40,47	47,97	46,29	

da Figura 20, extraído de MIYASHIRO (1975a), onde a fronteira entre rochas alcalinas e toleíticas foi definida por KUNO (1959), sendo que neste diagrama as rochas cálcico-alcalinas não são distinguíveis das toleíticas. Assim construímos os diagramas das Figuras 21 e 22, onde, principalmente no diagrama da Figura 22, amostras com tendência cálcico-alcalinas aparecem de maneira inconfundível.

Uma vez que os diagramas citados não consideram série komatiíticas, provavelmente em função de terem sido elaborados quando o conhecimento destas rochas era pouco ou nenhum e, também devido ao fato da ocorrência mais restrita, quase exclusivamente nos *Greenstone Belts* arqueanos, dos komatiitos, locamos também as amostras de Cássia nos diagramas das Figuras 23 e 24, respectivamente de ARNDT et al. (1977) e JENSEN (1976), onde fica evidenciado o caráter komatiítico de várias destas amostras.

Devido ao fato dos diagramas anteriores considerarem somente alguns óxidos ou cátions, construiu-se o diagrama da Figura 25, proposto por DE LA ROCHE (1981), que, ao relacionar F_{HP} nas ordenadas com F_{PY} nas abcissas, leva em consideração praticamente todos os elementos maiores das amostras sendo, respectivamente, F_{HP} e F_{PY} equivalentes a: $Si + Ti - Mg - Ca - 2Na - \frac{8}{3}K$ e $-4Si + 4Ti + 3Al + Fe + 2Mg + 6Ca + 13Na + 15K$. Neste diagrama, observamos que as tendências que ocorrem de forma diversa e isolada nos diagramas anteriores é confirmada de forma coerente, notando-se que quimicamente os anfibolitos de Cássia não correspondem a um conjunto homogêneo, ou são pertencentes a uma única série, mas sim que apresentam características que transicionam continuamente desde basaltos komatiíticos até basaltos alcalinos, sendo, portanto, provavelmente, não cogenéticos.

FIGURA 20 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama discriminante para rochas alcalinas (A) e toleíticas (TH) segundo MIYASHIRO (1975b).

FIGURA 21 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama discriminante para rochas toleíticas (TH) e cálcico-alcalinas (CA) (IRVINE & BARAGAR, 1971).

FIGURA 22 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, localizados no diagrama discriminante para rochas cálcico-alcálinas (CA) e toleíticas (TH) (MIYASHIRO, 1974).

FIGURA 23 - Anfibólitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de ARNDT et al. (1977) para rochas komatiíticas e toleíticas de Munro.

FIGURA 24 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama catiônico de JENSEN, 1976.

FIGURA 25 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de De La ROCHE (1981). F_{py} e F_{Hp} em milicactions por 100 g de rocha.

7.4. AMBIENTE TECTÔNICO

Vários autores, entre os quais se destacam PEARCE & CANN (1973) e MIYASHIRO (1975a, b), têm demonstrado que rochas vulcânicas pertencentes às séries toleítica, cálcico-alcalina e alcalina, e várias particularidades químicas que apresentam dentro de uma mesma série, encontram-se diretamente relacionadas ao ambiente tectônico no qual se formaram. Antes porém de discorrermos sobre as similaridades e diferenças das amostras ora estudadas e seu comportamento em relação aos diagramas discriminativos selecionados da literatura, cabe considerar que tais estudos têm sido efetuados em rochas de idades recentes e seus ambientes interpretados à luz da teoria da tectônica de placas (WILSON, 1968; COX, 1973; LE PICHON et al., 1973), o que restringe muito, ou torna muito questionável qualquer analogia que se procure fazer com rochas que se formaram em períodos muito mais antigos, no caso durante o Proterozóico, para os quais ainda não se encontram estabelecidos com clareza os regimes tectônicos vigentes e sua compartimentação ambiental (ANHAEUSSER, 1975). Deve-se destacar também o fato de que as amostras aqui estudadas são metamórficas e, portanto, certamente apresentam diferenças em relação ao seu quimismo original, principalmente em relação aos elementos maiores e também ao Rb e Sr muito susceptíveis de modificações durante eventos metassomáticos de K e Ca, que em áreas policíclicas dificilmente deixam de ocorrer, em maior ou menor extensão. Ainda assim, consideramos válido comparar os anfíbolitos estudados com basaltos de diferentes ambientes tectônicos atuais, com objetivo de fornecer elementos que, juntamente com outros estudos, possam contribuir no sentido de se avaliar até que ponto tais comparações podem ser justificadas, e mesmo qual a aplicabilidade dos modelos atuais para épocas pretéritas. Tentativas neste sentido têm sido feitas como no trabalho de MacIVER et al. (1981), que utiliza os diagramas de PEARCE & CANN (1973) para as rochas komatiíticas do Supergrupo Ventersdorp da África do Sul.

PEARCE & CANN (op. cit.) classificaram os tipos de magmas dos diferentes ambientes tectônicos da seguinte forma:

I - basaltos de soalho oceânico, formados na cadeia meso-oceânica, portanto, em margem de placa divergente.

II - basaltos de arcos vulcânicos, formados em margens de placas convergentes.

III - basaltos de ilhas oceânicas, formados no interior de placa com crosta oceânica (intra-placa).

IV - basaltos continentais, formados no interior de placa com crosta continental (intra-placa).

Os citados autores consideram que, excetuando-se o grupo II, onde a diversidade química dos basaltos é maior, podendo ocorrer rochas com tendências desde basaltos pobres em K, passando por cálcico-alcalinos até shoshoníticos, em todos os demais grupos as rochas formadas apresentam tendências alcalinas ou toleíticas.

Observam também que Ti, Zr, Y e Nb são estáveis nas fases iniciais de metamorfismo, nas fácies zeólito e xisto verde (CANN, 1970) e também no fácies anfibolito (PEARCE & CANN, 1973). Tais elementos têm, portanto, potencialidade como discriminantes, e as seguintes razões Y/Nb são indicativas para diferentes situações:

a) Relação $Y/Nb < 1$: basaltos alcalinos intra-placas.

b) Relação $Y/Nb < 2$: basaltos alcalinos de soalho oceânico.

c) Relação $Y/Nb > 2$: basalto toleítico intra-placas.

d) Relação $Y/Nb > 3$: basalto toleítico de soalho oceânico.

Desta forma, em relação a estas observações, as amostras de Cássia têm o seguinte comportamento: as relações Y/Nb mostram que das 19 amostras analisadas, 6 são menores que 1; 1 situa-se no intervalo entre 1 e 2; 1 situa-se no intervalo entre 2 e 3; e, 11 são maiores que 3. Em sua maioria, portanto, essas amostras referem-se ao campo dos basaltos toleíticos de soalho oceânico e, em menor número, ao campo compatível com os basaltos alcalinos intra-placas.

Nas Figuras 26, 27 e 28, as amostras de Cássia foram locadas nos diagramas discriminantes propostos por PEARCE & CANN (op. cit.). No primeiro, as amostras estudadas situam-se, em sua maioria, nos campos B, correspondente aos basaltos de soalho oceânico ou toleitos pobres em K (arcos vulcânicos), e D, correspondente aos basaltos cálcico-alcalinos (arcos vulcânicos) ou intra-placas (ilhas oceânicas e basaltos continentais). No segundo, quase a metade das amostras situa-se fora dos campos composicionais representativos de basaltos atuais e as demais, excetuando-se uma, posicionam-se no campo C, relativo aos basaltos cálcico-alcalinos (arcos vulcânicos). NO diagrama da Figura 28, a maioria das amostras situa-se no campo B, novamente relativo aos basalto cálcico-alcalinos, embora mostrem tendência de crescente enriquecimento em Sr, posicionando-se as três amostras muito próximas do vértice relativo a este elemento, fora dos campos delimitados. Tal fato indica metassomatismo de Sr, coerentemente com o que se observa em alguns anfibolitos, onde nota-se calcita secundária, provavelmente responsável pelo enriquecimento deste elemento nas amostras. No conjunto, estes diagramas sugerem similaridade das amostras analisadas com basaltos formados em arcos vulcânicos atuais, ou seja, em ambiente de margem de placa convergente, segundo o modelo anteriormente mencionado.

Já no diagrama da Figura 29, proposto por PEARCE (1975), quase todas as amostras apresentam relações Ti/Cr compatíveis com basaltos de soalho oceânico, ou seja, formados na

FIGURA 26 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de PEARCE & CANN (1973). A = toleítos pobres em K. B = basaltos de soalho oceânico + toleítos pobres em K; C = basaltos cálcico-alcalinos; D = basaltos cálcico-alcalinos + basaltos intra placas.

FIGURA 27 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de PEARCE & CANN (1973). A e B = toleítos pobres em K; B e C = basaltos cálcico-alcalinos; B e D = basaltos de soalho oceânico.

FIGURA 28 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de PEARCE & CANN (1973). A = toleitos pobres em K. B = basaltos cálcico-alcálinos; C = basaltos de soalho oceânico.

FIGURA 29 - Anfibolitos da região de Cássia, MG, locados no diagrama de PEARCE (1975).

cadeia meso-oceânica e, portanto, em margem de placa divergente.

MIYASHIRO (1975a) considera que as séries toleíticas ocorrem em todos os ambientes tectônicos modernos, ao passo que as cálcico-alcalinas seriam características dos cinturões orogênicos (i.e., margens de placas convergentes) e as alcalinas das ilhas oceânicas e platôs basálticos continentais (i.e., intra-placas) e, que estes três tipos de séries podem ocorrer associados nas margens continentais ativas, nos arcos de ilhas maturos e nos platôs basálticos em continentes estáveis. Como principais características químicas, observa que os valores em K_2O variam entre 0 e 0,6% nos toleitos de ilhas oceânicas, entre 0,5 e 1,5% nos toleitos de continentes estáveis, e abaixo de 0,4% nos toleitos de cadeias meso-oceânicas. Destaca ainda que o campo composicional dos toleitos das cadeias meso-oceânicas é mais restrito e homogêneo que os dos demais ambientes, apresentando relação $FeO/MgO < 2,0$, valores em TiO_2 entre 0,5 e 2,5% e de Ni entre 50 e 300 ppm. Assim, se observarmos os valores analíticos para estes elementos nas Tabelas 10 e 11, notaremos que, na sua grande maioria, ajustam-se a estes intervalos restritos característicos dos toleitos de soalho oceânico.

Da análise global desses dados, podemos considerar que as amostras de Cássia não apresentam características típicas de basaltos formados em um único tipo de ambiente tectônico atual, o que é coerente com o indicado no item anterior, onde observamos seu provável caráter não cogenético. Por outro lado, quando confrontadas com ambientes modernos, exibem características condizentes com basaltos formados em margens de placas, tanto convergentes, como divergentes, ou seja, em arcos vulcânicos ou nas cadeias meso-oceânicas, não apresentando similaridades marcantes com basaltos formados em ambientes intra-placas.

8. METAMORFISMO

O estudo das paragêneses minerais da área mapeada permite caracterizar o metamorfismo das rochas pertencentes ao Grupo Araxá e do seu embasamento nos graus médio e alto de WINKLER (1977), nos fácies epidoto anfibolito e anfibolito de MIYASHIRO (1978) e ainda no fácies anfibolito de TURNER (1981). As rochas de grau metamórfico mais baixo, pertencentes ao Grupo Canastra onde ocorre nos filitos, clorita em associação com muscovita e quartzo, são características do grau baixo de WINKLER (op. cit.), e dos fácies xisto-verde de MIYASHIRO (op. cit.) e TURNER (op. cit.).

O grau metamórfico médio é reconhecido nos xistos e gnaisses do Araxá pelos plagioclásios sempre com teores em anortita acima de 17% e pela ausência de clorita, que neste grau é instável na presença de muscovita e quartzo; nos anfibolitos, pela hornblenda estável, ausência de tremolita-actinolita primária, albita e clorita. O grau alto caracteriza-se pelo início da anatexia nos xistos e gnaisses e conseqüente instabilidade da muscovita na presença de quartzo e plagioclásio. Nos anfibolitos, o fácies epidoto anfibolito de MIYASHIRO (op. cit.) verifica-se através da presença de epidoto-clinozoisita estável em paragênese com oligoclásio e hornblenda, enquanto, nestas rochas, o fácies anfibolito, segundo este autor, é marcado pela presença de plagioclásio mais cálcico (An_{30}) associado à hornblenda. Nas rochas pelito-psamíticas não é reconhecível o fácies epidoto anfibolito, devido à ausência de clorita e do plagioclásio albita, correspondendo as paragêneses com quartzo, $\pm$ plagioclásio (An_{18-42}), biotita, $\pm$ muscovita, granada almandina, $\pm$ cianita, $\pm$ feldspato potássico e muito raramente hornblenda, dos xistos e gnaisses do Araxá, aos fácies anfibolito de MIYASHIRO (1978) e de TURNER (1981). Os gnaisses e gnaisses migmatíticos do embasamento são relacionados à porção superior do fácies anfibolito de MIYASHIRO (op. cit.) e de TURNER (op. cit.), e ao grau metamórfico alto de WINKLER (1977).

Nas rochas do Grupo Araxá, a estabilidade da granada almandina, por toda a área, e da cianita, nas porções onde o metamorfismo foi mais intenso, permite caracterizar condições de pressões médias, segundo as propostas dos autores anteriormente mencionados. Especificamente, segundo o modelo de WINKLER (op. cit.), as paragêneses do Araxá podem ser caracterizadas nas subdivisões almandina grau médio, almandina - cianita grau médio e almandina grau alto. Esse autor coloca como condições mínimas de P e T para formação da granada almandina, 4 kbar e 500°C, e pressões de H₂O maiores que 3,5 kbar para estabilidade da muscovita em presença de quartzo, associação que ocorre na região.

Praticamente todas as rochas mapeadas foram parcialmente afetadas por processos retrometamórficos. Estes processos são reconhecidos nos xistos e gnaisses, pela transformação da cianita em muscovita, saussuritização dos plagioclásios, cloritização da biotita e hidratação dos óxidos de ferro. Nos anfibolitos destacam-se as transformações da hornblenda em epidoto e quartzo, ou epidoto e plagioclásio, e também em tremolita-actinolita e clorita. Ocorre ainda passagem da granada para biotita, clorita e calcita; da ilmenita e rutilo para titanita, e, ainda, pela saussuritização do plagioclásio. Normalmente tais feições não ocorrem conjuntamente em uma mesma amostra, sendo muito incipientes, ou mesmo ausentes, na maioria delas.

8.1. DISTRIBUIÇÃO DAS REGIÕES DE METAMORFISMO PROGRESSIVO NA FOLHA DE CÁSSIA, MG

O mapa da Figura 30 mostra a distribuição das zonas de metamorfismo progressivo da biotita-granada e da cianita, limitadas pela isógrada deste mineral, nas rochas pelito-psamíticas do Grupo Araxá na área. As regiões pontilhadas representam rochas das demais unidades não pertencentes ao Araxá.

FIGURA 30 - Distribuição das zonas metamórficas da biotita-granada e da cianita nas rochas pelito-psamíticas do Grupo Araxá na Folha de Cássia, MG, e localização dos afloramentos de anfibolito estudados.

Nele constam ainda os pontos relativos aos afloramentos de anfibolitos estudados. A configuração destas zonas metamórficas, soma da às particularidades ópticas e químicas dos minerais em associação nos anfibolitos, que são discutidas a seguir, indica aumento do metamorfismo em direção à porção N-NE da Folha.

Assim, na Tabela 2 (cap. 5), pode-se observar que os anfibolitos com teores elevados em TiO_2 , acima de 0,9%, são relativos às amostras 44-A, 52-A, 54-A, 71-B, 96-A, 116-A, 133-A e 151-A. Destas, as amostras 71-B, 96-A, 116-A e 133-A localizam-se na zona da cianita e as demais nas proximidades de sua isógrada. À exceção das amostras 52-A e 54-A, os anfibólios daquelas amostras apresentam pleocroísmo de tons castanhos e marrons, ao invés do pleocroísmo de tons verdes dos demais anfibólios dos anfibolitos situados na zona da biotita - granada. Tais características encontram-se, portanto, em conformidade com as observações de vários autores (ENGEL & ENGLEL, 1962a; BINNS, 1965; LEAKE, 1965; GOMES et al., 1972; GIRARDI, 1978; MIYASHIRO, 1978), que consideram indicativo de condições metamórficas mais intensas o aumento em titânio dos anfibólios, que, por sua vez, causa pleocroísmo de tons marrons nestes minerais.

WENK & KELLER (1969) constataram o sistemático aumento do teor da molécula anortita nos plagioclásios de anfibolitos com o aumento da temperatura. Na Figura 31 encontram-se os dados analíticos por microsonda eletrônica para os plagioclásios dos anfibolitos de Cássia. Novamente, pode-se notar composições progressivamente mais cálcicas das amostras situadas na zona da cianita, ou nas proximidades da sua isógrada, embora tal enriquecimento em Ca não ocorra de forma regular.

Finalmente, MIYASHIRO (1978) e SPEAR (1981) consideram que com metamorfismo progressivo aumenta a substituição do Si pelo Al, nas posições tetraédricas do retículo, dos anfibólios, tornando-os tschermakíticos e que, nas condições superiores do fácies anfibolito, o Na tende a ocupar as posições vazias, tornando-os então edeníticos-pargasíticos. Na Figura 32 esta tendência é constatada em relação aos anfibólios das amostras de Cássia, MG.

FIGURA 31 - Diagramas composicionais Ab-Or-An, para os plagioclásios das amostras dos anfibolitos da região de Cássia, MG. Círculos vazios e círculos cheios referem-se, respectivamente, a dados analíticos relativos a bordas e núcleos dos grãos.

FIGURA 32 - Diagrama relacionando valores de Na+K e Al^{IV} para os anfibólitos dos anfibolitos da região de Cássia, MG (DEEAR et al., 1980).

8.2. GEOTERMOMETRIA

Com objetivo de posicionar dentro do fácies anfibolito as condições de temperatura e indiretamente de pressão, nas quais estabeleceram-se as paragêneses minerais da área, aplicou-se para as amostras dos anfibolitos de Cássia, os geotermômetros de SPEAR (1981) e GRAHAM & POWELL (1984).

SPEAR (op. cit.) constata que a reação:

controla a partição do Na entre o plagioclásio e o anfibólio com o aumento do metamorfismo, tornando o plagioclásio progressivamente mais cálcico e o anfibólio mais sódico. Observa, porém, que em paragêneses naturais o comportamento da constante de equilíbrio para esta reação não apresenta comportamento ideal conforme a equação:

$$K_{1d} = \frac{X_{\text{Na}}(\text{A})}{X_{\square}(\text{A}) \cdot X_{\text{Ab}}},$$

impedindo a correlação específica destes parâmetros no anfibólio com aqueles do plagioclásio. Considera ainda que, devido apenas a possíveis erros no cálculo do $X_{\text{Na}}(\text{A})$, as temperaturas estimadas para valores individuais do K_{1d} , para um único par de anfibólio e plagioclásio, de determinada amostra, podem apresentar erros maiores que 100°C para mais ou para menos. Em função destes problemas, SPEAR (1981) propõe um modelo empírico, relacionando X_{Ab} no plagioclásio com $X_{\text{Na}}(\text{A})$ anfibólio, e a temperatura. Baseia-se, para tanto, no fato desta partição ser regular e sistemática com o metamorfismo, embora não ideal.

No diagrama da Figura 33, de SPEAR (op. cit.), foram locadas as amostras de Cássia, cujos parâmetros utilizados encontram-se na Tabela 14. Neste diagrama, linhas cheias representam regiões onde não se verificam intervalos de imiscibilidade entre anfibólios ou plagioclásios; linhas pontilhadas, por sua vez, conectam posições através de intervalos de imiscibilidade. As temperaturas representadas nas linhas sólidas referem-se às mais altas para o pico do metamorfismo das amostras estudadas por SPEAR (1981). Círculos vazios são referentes às amostras de Cássia e seus alinhamentos, demarcados por traços e pontos, devem corresponder a isógrads, cujas temperaturas são estimadas por interpolação em relação às temperaturas das linhas cheias, uma vez que o modelo é empírico. Desta forma, o conjunto das amostras 151, 54, 96, 1, 28 e 71 apresenta temperatura por volta de 650°C,

FIGURA 33 - Diagrama relacionando a fração molar do Na na posição A do anfibólio ($X_{Na(A)}$) e a fração molar de albita no plagioclásio (X_{Ab}) com a temperatura de equilíbrio (SPEAR, 1981).

TABELA 14 - Parâmetros utilizados para construção da Figura 33, relativo ao geotermômetro de SPEAR (1981). Na(A) = Sódio na posição estrutural A do anfibólio.
 $\square$ (A)=vazio na posição A do anfibólio.

AM	1-A	28-C	44-A	52-A	54-A	55-A	71-B	96-A	98-A	116-A	133-A	151-A	159-A	180-A
Na _(A)	0,38	0,53	0,54	0,28	0,35	0,29	0,46	0,42	0,49	0,55	0,40	0,30	0,41	0,31
(A)	0,46	0,38	0,34	0,62	0,56	0,62	0,42	0,53	0,47	0,37	0,32	0,56	0,42	0,56
X _{Na(A)}	0,45	0,48	0,61	0,31	0,38	0,32	0,52	0,44	0,51	0,60	0,56	0,35	0,49	0,36
X _{Ab}	0,64	0,69	0,79	0,11	0,51	0,09	0,82	0,57	0,51	0,76	0,68	0,39	0,60	0,65
T _{Sp} (°C)	655	655	>725	-	655	-	655	655	>725	>725	>725	655	-	-

$$X_{Na(A)} = \frac{Na(A)}{[Na(A) + \square(A)]}$$

e

$$\square(A) = 1 - Na(A) - K(A)$$

enquanto as amostras 98, 133, 116 e 44 indicam temperaturas situadas pouco acima da isógrada de 725°C. Não são consideradas as amostras dos pontos 52, 55, 159 e 180, por não se posicionarem em nenhum dos dois conjuntos citados, em função dos erros muito elevados que valores isolados podem apresentar (SPEAR, op.cit.).

GRAHAM & POWELL (1984) propõem para para gêneses onde coexistem granada + hornblenda, o seguinte geotermômetro:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{2880 + 3280 X_{\text{Ca,g}}}{\text{Ln } K_d + 2,426},$$

onde

$$K_d = \left(\frac{X_{\text{Fe,g}}}{X_{\text{Mg,g}}} \right) + \left(\frac{X_{\text{Fe,hb}}}{X_{\text{Mg,hb}}} \right),$$

que se baseia na partição do Fe e do Mg entre estes minerais, e a fração molar do Ca na granada. Os parâmetros utilizados e as temperaturas obtidas encontram-se na Tabela 15. As temperaturas ali visualizadas situam-se no intervalo entre 666 e 740°C, não se considerando as temperaturas das amostras 55-A (589°C), 116-A (573°C) e 180-A (729°C). Tais exclusões devem-se ao fato da amostra 55-A apresentar significativas feições retrometamórficas. Os teores de Al_2O_3 , bem como das frações molares de Al nas posições tetraédricas, dos anfibólios das amostras 116-A e 180-A (Tab. 2, cap. 5) são, respectivamente, muito baixos e muito altos, fato que as coloca provavelmente fora das condições de calibração do geotermômetro, segundo observações de DROOP (1985).

Assim, as temperaturas obtidas pelos dois geotermômetros situam-se aproximadamente no mesmo intervalo, 650°C a pouco mais de 725°C e 666°C a 740°C, embora valores individuais

TABELA 15 - Parâmetros utilizados para o geotermômetro de GRAHAM & POWELL (1984). As frações molares do Fe e do Mg na hornblenda foram calculadas para fórmulas estruturais, considerando o máximo de ferro como Fe^{2+} (GRAHAM & POWELL, op. cit.).

AM	1-A	28-C	52-A	54-A	55-A	96-A	116-A	151-A	159-A	180-A
$X_{\text{Fe,g}}/X_{\text{Mg,g}}$	6,156	2,379	3,085	3,297	2,504	4,350	3,926	2,531	5,098	2,904
$X_{\text{Fe,hb}}/X_{\text{Mg,hb}}$	0,834	0,616	0,718	0,707	0,495	0,808	0,739	0,724	0,741	0,995
Kd	7,381	3,862	4,297	4,663	5,059	5,384	5,313	3,496	6,880	2,919
$X_{\text{Ca,g}}$	0,398	0,257	0,234	0,309	0,185	0,318	0,178	0,258	0,384	0,190
$T_{\text{Gr-P}}(^{\circ}\text{C})$	673	713	666	709	589	682	573	740	678	729
$T_{\text{Sp}}(^{\circ}\text{C})$	650	650	-	650	-	650	>725	650	-	-
$T_{\text{Gr-P}} - T_{\text{Sp}}$	23	63	-	59	-	32	-	90	-	-

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{2880 + 3280 X_{\text{Ca,g}}}{\ln Kd + 2,426} \quad \text{onde} \quad Kd = \left(\frac{X_{\text{Fe,g}}}{X_{\text{Mg,g}}} \right) \div \left(\frac{X_{\text{Fe,hb}}}{X_{\text{Mg,hb}}} \right)$$

possam apresentar diferenças de até 90°C (Tab. 15, AM-151-A).

No trabalho em questão, adota-se como referência as temperaturas fornecidas por SPEAR (1981) por serem mais consistentes em relação ao quadro metamórfico local, situando-se a maioria das amostras com valores de 650°C, na zona da biotita-granada, e a maioria das amostras com temperaturas pouco superiores a 725°C na zona da cianita, conforme pode-se observar na Figura 30.

No diagrama da Figura 34, encontram-se os dados experimentais para os campos de estabilidade dos polímorfos de Al_2SiO_5 e pontos tríplices, segundo diferentes autores. Embora existam grandes discrepâncias nas determinações de P e T para os pontos tríplices ali posicionados, nota-se que os limites para os campos de estabilidade da cianita e da sillimanita em temperaturas acima de 600°C não é muito divergente. Desta forma, tomando-se como referência a temperatura de 650°C, fornecida para a zona da biotita-granada, obtida pelo geotermômetro de SPEAR (1981), chega-se a pressões mínimas de 6,5 kbar, atuantes durante o evento metamórfico formador das paragêneses minerais de fácies anfibolito, na área de Cássia, MG.

FIGURA 34 - Diagrama com dados experimentais para os campos de Estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 . Linha cheia segundo HOLDAWAY (1971), linha pontilhada segundo BROWN & FYFE (1971). linha tracejada segundo HOLLAND & POWELL (1985). Círculos representam pontos tríplices alternativos propostos por BROWN & FYFE (BF); HOLDAWAY (H); HOLLAND & POWELL (HP); RICHARDSON, BELL & GILBERT (RGB) e ALTHAUS (A). Modificado de TURNER(1981).

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A geologia da área de Cássia, MG, revela que o Grupo Araxá possui embasamento representado por gnaisses granodioríticos a tonalíticos ortoderivados e gnaisses migmatíticos nos quais se observa superposição de ao menos três eventos deformacionais. O Grupo Araxá é constituído essencialmente por xistos, quartzitos e gnaisses, originados a partir do metamorfismo de rochas pelito-psamíticas; e, subsidiariamente, por migmatitos metatéticos, meta-ultramafitos, anfibolitos, protominérios de Mn e rochas cataclásticas. O Grupo Canastra é formado por quartzitos e filitos. Dois eventos deformacionais causam superposição de estruturas nestes Grupos.

Datações radiométricas indicam idades transamazônicas para as rochas do embasamento, que podem ser ainda mais antigas. Os migmatitos de Cássia possuem idades Rb-Sr de referência de 760 m.a., sincrônica com as rochas graníticas da região de Monte Carmelo-Ibiá, situadas mais ao Norte. O padrão K-Ar revela marcante rejuvenescimento das rochas do Grupo Araxá e do seu embasamento, datando entre 580 m.a. e 644 m.a. o fechamento dos sistemas minerais em termos de difusão de Ar radiogênico.

O estudo das paragêneses minerais mostram condições de fácies anfibolito para as rochas do Grupo Araxá e de seu embasamento, e de fácies xisto-verde para as rochas do Grupo Canastra. A configuração do traçado da isógrada da cianita, que limita as zonas de metamorfismo progressivo da biotita-granada e da cianita, mostra condições metamórficas mais intensas nas porções N-NE da área. Tal estrutura indica também que a Falha de Cássia é anterior a este evento metamórfico, uma vez que seu traçado não é deslocado pela falha, cujo rejeito direcional é sinistrógiro.

A aplicação dos geotermômetros de SPEAR

(1981) e de GRAHAM & POWELL (1984) revelam temperaturas situadas entre 650°C e 740°C. A maioria das amostras da zona da biotita-granada apresenta temperaturas de 650°C, enquanto a maioria das amostras da zona da cianita apresenta temperaturas pouco maiores que 725°C, segundo os dados obtidos através do modelo de SPEAR (op. cit.). Nos anfibolitos, teores crescentes da molécula anortita nos plagioclásios, aumento dos teores de TiO_2 nos anfibólios, associado à passagem de tons pleocróicos verdes para pleocróicos castanhos e marrons, confirmam a progressão do metamorfismo no sentido das porções N-NE da Folha. Dados analíticos referentes aos campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 , associados à geotermometria, indicam pressões mínimas de 6,5 kbar atuantes durante o evento metamórfico formador das paragêneses em equilíbrio, na fácies anfibolito, nas rochas do Araxá na região.

MIYASHIRO (1978) aponta temperaturas entre 620 e 700°C, a pressões entre 1,5 kbar a 10 kbar para o início da anatexia em rochas pelito-psamíticas na presença de água. WINKLER (1977) arrola dados experimentais onde constam temperaturas entre 685 a 715°C para o início da fusão em grauvacas, sob variáveis pressões de água. Assim, os geotermômetros utilizados mostram que na área em estudo foram atingidas condições suficientes para causar início de anatexia nos xistos e gnaisses regionais, explicando a presença irregular dos migmatitos metatéticos do Araxá, em Cássia.

As temperaturas críticas para cessar o progresso de difusão isotópica do Ar estão entre 250°C e 300°C para as micas, e entre 450°C e 500°C para os anfibólios. Para homogeneização isotópica do sistema Rb-Sr a nível de rocha total, as temperaturas encontram-se também entre 250°C e 300°C (CORDANI, 1980).

O padrão K-Ar mostra que durante o ciclo Brasileiro o metamorfismo progressivo atingiu no mínimo as temperaturas mais altas das anteriormente referidas (450°C-500°C), suficientes para zerar o sistema K-Ar, nos diferentes minerais. Ca

so as temperaturas durante este ciclo tivessem permanecido neste patamar, deveriam ter sido geradas nas rochas em estudo marcante paragênese da fácies xisto-verde, o que não se observa. Isto indica que as temperaturas durante o Brasiliano subiram até atingir as porções superiores da fácies anfibolito, conforme indicado pela geotermometria, quando então instalaram-se as paragéneses desta fácies, hoje presentes nas rochas. A idade de referência de 760 m.a., obtida para os migmatitos do Araxá na área, devem datar o episódio de metatexia, em condições de fácies anfibolito alto, ou de alto grau de WINKLER (1977). A partir de então, as condições térmicas vigentes devem ter se arrefecido até que no período entre 580 e 644 m.a. atingiram valores inferiores às temperaturas críticas para micas e para homogeneização isotópica, a nível de rocha total, que se situam entre 250 a 300°C (CORDANI, 1980).

Vários autores (ALMEIDA, 1967, 1968, 1971; HASUI & ALMEIDA, 1970; ALMEIDA et al., 1976; SIMÕES & FUCK, 1984) associam o metamorfismo de fácies anfibolito do Grupo Araxá a períodos Uruaçuanos. O mesmo não se verifica na região de Cássia, onde os dados geocronológicos, metamórficos e geotermométricos mostram que as paragéneses de fácies anfibolito desenvolveram-se nas rochas do Araxá durante o ciclo Brasiliano.

Os estudos químicos de elementos maiores e menores, juntamente com diversas correlações entre parâmetros de Niggli, indicam origem ortometamórfica para os anfibolitos do Grupo Araxá, na área. Tais rochas originaram-se a partir de magmas basálticos, provavelmente não cogenéticos, apresentando características químicas que transicionam continuamente desde basaltos komatiíticos até basaltos alcalinos. Quando comparados com basaltos formados em ambientes modernos, possuem características químicas similares com basaltos formados em margens de placas.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1967) Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás. Bol.Paran.Geol., 26:19-22.
- ALMEIDA, F.F.M. (1968) Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. An.Acad.brasil.Ciênc., 40 (suplemento):285-295.
- ALMEIDA, F.F.M. (1971) Geochronological division of the Precambrian of South America. Rev.Bras.Geoc., 1(1):13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977) O Cráton do São Francisco. Rev.Bras.Geoc., 7:349-364.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America. Bol.IG-USP, 7:45-80.
- ALTHAUS, E. (1967) The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. Contr.Mineral.Petrol., 16:29-44.
- ANGEIRAS, A.G. (1968) A faixa de serpentinitos da região central de Goiás. An.Acad.brasil.Ciênc., 40(suplemento):129-136.
- ANHAEUSSER, C.R. (1975) Precambrian tectonic environments. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, p.31-53.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. (1977) Kotatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. J.Petrol., 18:319-369.
- BARBOSA, O. (1955) Guia das excursões. Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, RJ, Noticiário, 3:3-5.

- BARBOSA, O.; ANDRADE DE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. (1966) Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaí. Mon. 19, Div.Geol.Min., Rio de Janeiro, RJ, 94p.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B.R. (1970) Geologia da região do Triângulo Mineiro. MME/DNPM, Bol. **136**, 140p.
- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L. (1968) Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. J. Geol., **76**:382-403.
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, K.; LENZ, H.; MOLLART, H.; MÜLLER, P.; PAULSEN, S. (1977) Radiometrische Alterbesti-munger an Gesteiner aus Minas Gerais und Espirito Santo/Brazilien. Geol.JB., **B 24**:149-179.
- BINNS, R.A. (1965) The mineralogy of metamorphosed basic rocks from Willyama Complex, Brokem Hill district, New South Wales Part I - Hornblends. Min.Mag., **35**:306-326.
- BRANDALISE, L.A.; SOUZA, A.A.; QUEIROZ, E.T.; VIANNA, I.A.; SILVA, J.; NERY, J.R.D. (1971) Projeto Folha do Rio de Janeiro. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 249p.
- BRAUN, O.P.G. (1968) Contribuição à estratigrafia do Grupo Bam-buí. XXII Congr.Bras.Geol., Belo Horizonte, MG, p.155-156.
- BURRI, C. (1964) Petrochemical Calculations. Silvan Press, Jerusalem, 304p.
- CANN, J.R. (1970) Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some ocean-floor basaltic rocks. Earth Planetary Sci.Lett., **10**:7-11.

- CORREIA, C.T.; KAWASHITA, K.; GIRARDI, V.A.V. (1982) Datações Rb-Sr e K-Ar em rochas metamórficas da região de Cássia, MG e considerações sobre o seu significado geológico. An.Acad.brasil.Ciênc., 54(4):673-677.
- CORDANI, U.G. (1980) Fundamentos de interpretação geocronológica. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, SC, Bol.6:3-22.
- CORDANI, U.G. & SIGA Jr., O. (1981) Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Belo Horizonte (SE-23) e Rio Doce (SE-22). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas SE-22 e SE-23, DNPM, Brasília. [inédito]
- COSTA, L.A.M. & ANGEIRAS, A.G. (1971) Geosynclinal evolution of the epi-Baykalian platform of Central Brazil. Geol.Rundschau, 60(3):1024-1050.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G.; STEVENAZZI, V. (1970) Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. Bol.Inst.Geoc., Rio de Janeiro, RJ, 5:3-34.
- COX, A. (1973) Plate tectonics and crustal evolution. 2nd.ed., New York, Pergamon Press, 310p.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. (1979) The interpretation of igneous rocks. London, George Allen & Unwin. 450p.
- DARDENE, M.A. (1978) Zonação tectônica da borda ocidental do Cráton São Francisco. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 1:299-308.
- DARDENE, M.A.; DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A. (1981) Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourado, GO. I Simp.Geol.Centro-Oeste, Núcleos Centro-Oeste e Brasília, Atas, p.664-678.

- DE LA ROCHE, H. (1981) Chemistry of ultramafic and mafic rocks related to their mineral assemblages in the multicationic F-E-D-A TETRAHEDRON AND derived diagrams. *Chem.Geol.*, **34**:181-193.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. (1980) An introduction to the rock forming minerals. London, Longman, 528p.
- DROOP, G.T.R. (1985) Alíne metamorphism in the southeast Tavern Window, Austria: 1. P-T variations in space and time. *J.Metamorphic Geol.*, **3**:371-402.
- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. (1962a) Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York. *Bull.Geol.Soc.Amer.*, **73**:1499-1514.
- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. (1962b) Progressive metamorphism of amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York. *Bull.Geol.Soc.Amer.*, A volume in honor of A.R.Buddington, p. 37-82.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. (1960) The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *J.Petrol.*, **1**: 337-363.
- FONSECA, M.J.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P.; COR DANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; CAMPOS, D.R.B.; HERTER, A.M.R.; DERZE, G.R.; SCHOBENHAUS FILHO, C. (1979) Texto explicativo das Folhas Rio de Janeiro (SF 23), Vitória (SF 24) e Igua pe (SG 23). DNPM, Brasília, 226p.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. (1979) O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. Simpósio do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, BA, Anais. [no prelo]
- GIRARDI, V.A.V. (1978) Anfibólitos metamórficos da região de Pien, Paraná. *An.Acad.brasil.Ciênc.*, **50**(2):197-202.

- GOMES, C.B.; OOSTERWYCK-GASTUCHE, M.C.; DUTRA, C.V. (1972) Anfibólios do corpo anfibolítico de Jaraguá, SP. Rev.Bras.Geoc., 2:236-259.
- GRAHAM, C.M. & POWELL, R. (1984) A garnet-hornblend geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. J.Metamorphic Geol., 2:13-21.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. (1970) Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. Bol.SBG, 19(1):5-26.
- HEIRINCH, E.W.M. (1956) Microscopic Petrography. 1sted., New York, McGraw-Hill Book Co., Inc, 269p.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1985) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. J.Metamorphic Geol., 3:343-370.
- HOLDAWAY, M.J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Am.J.Sci., 271:97-131.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can.J.Earth Sci., 8:523-548.
- JAIME FILHO, O. (1981) Projeto Canabrava-Porto Real (síntese). SBG, Núcleo Centro-Oeste, Goiânia, GO, Bol.Inf., 10:129-156.
- JENSEN, L.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkali volcanic rocks. Ontario, Dept.Mines.Misc.Pap. 66, 22p.
- JENSEN, L.S. & PYKE, D.R. (1981) Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt - komatiites. George Allen & Unwin, London, p.148-158.
- KUNO, H. (1959) Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull.Volcanol.Ser., 2(20):37-76.

- LAPADU-HARGUES, P. (1958) Observation à propos des amphibolites. Som.Soc.Geol., France, 8:132-133.
- LEAKE, B.E. (1964) The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. J.Petrol., 5(2):238-254.
- LEAKE, B.E. (1965) The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. Controls of metamorphism, 1sted., London, Oliver and Boyd Ltd., p-299-316.
- LEAKE, B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. Am.Mineralogist, 63:1023-1052.
- LE PICHON, Y.; FRANCHETEAU, J.; BONIN, J. (1973) Plate tectonics. New York, Elsevier, 300p.
- MacIVER, J.R.; CAWTHORN, R.G.; WYATT, B.A. (1981) The venters dorp. Supergroup - the youngest komatiitic sequence in South Africa. Komatiites, George Allen & Unwin, London, p.81-90.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENE, 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, B.A.; DARDENE, M.A.; TEIXEIRA, N.A. (1978) Dobramentos da Borda oeste do Cráton do São Francisco. Reunião preparatória para o Simpósio do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, Publ.Esp., 3:155-193.
- MERY, J.; SEIXAS, S.R.M.; PIMENTEL, G.B.; SANTOS, N.T.; COUTINHO, M.G.N.; ROCHA, J.M.; FERRARI, P.G.; BAPTISTA, N.B.; RAMALHO, R. (1978) Projeto Mantiqueira Furnas. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.1, 393p.
- MIYASHIRO, A. (1974) Volcanic rocks series in Island Arcs and active Continental Margins. Am.J.Sci., 274:321-355.

- MIYASHITO, A. (1975a) Volcanic rock series and tectonic setting Annual Review of Earth and Planetary Sciences, p.251-269.
- MIYASHIRO, A. (1975b) Classification, characteristics and origin of ophiolites. J.Geology, 83:249-280.
- MIYASHIRO, A. (1978) Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, London, 3rd ed., 492p.
- NELSON, R.; MENESES FILHO, N.R.; MOREIRA, A.C.; BICALHO, F.C.; MATTOS, G.M.M.; BATISTA, I.H.; MALOUSS, R.F.; LEITE, S.R.; VIEIRA, V.S.; FERRARI, P.G.; BAPTISTA, N.B.; BRAUN, O.P.G.; RAMALHO, R. (1977) Projeto Três Marias, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, v.1, 339p.
- OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; RODRIGUES, M. F.B.; ZANARDO, A. (1983) Geologia das Quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, Anais, p.432-439.
- PAPIKE, J.J.; CANERON, K.L.; BALDWIN, K. (1974) Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geol.Scic.Am., Miami, Abstracts, p.1053-1054.
- PEARCE, J.A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic. Environments on Cyprus: Tectonophysics, 25: 41-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19:290-300.
- RICHARDSON, S.W.; BELL, P.M.; GILBERT, M.C. (1969) Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. Am.J.Sci., 267:259-272.

- SCHOBHENHAUS FILHO, C.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J.R. (1975a) Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Goiânia (SE 22), Brasília, DNPM, 79p.
- SCHOBHENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.R.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. (1975b) Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Goiás (SD 22), Brasília, DNPM, 114p.
- SHAW, D.M. (1956) Trace elements in pelitic rocks. Bull.Geol. Soc.Amer., 67:919-934.
- SIMÕES, L.S.A. & FUCK, R.A. (1984) Estratigrafia, deformação e metamorfismo do Grupo Araxá na região de Mossâmedes, Goiás. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, RJ, Anais, p.3181-3195.
- SNELLING, N.J. (1958) A note on the possible sedimentary origin of some amphibolites from the Cooma Area, N.S.W. J.Roy.Soc.N. S.W., 92(2):42-43.
- SPEAR, F.S. (1981) Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quartz. Contr.Min.Petrol., 77:355-364.
- SPRY, A. (1976) Metamorphic textures. Permamon Press Ltd. London, 350p.
- TEIXEIRA, N.A. (1978) Geologia, petrologia e prospecção geoquí mica da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). Univ.Brasília, DF. Tese de Mestrado, 202p.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. (1978) Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos (MG). XXX Congr. Bras.Geol., Recife, Pernambuco, Anais, 2:700-710.

TRÖGER, W.E. (1956) Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale teil I, Stuttgart, E.Schweizerarbeit, Verlagsbuchhandlung, 147p.

TURNER, F.J. (1981) Metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Comp., New York, 2nd ed., 524p.

VAN DE KAMP, P.C. (1968) Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton - Madoc Area, Southeastern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 5(6):1337-1372.

WALKER, K.R.; JOPLIN, G.A.; LOVERING, J.F.; GREEN, R. (1960) Metamorphic and metassomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Pre-Cambrian of North Western Queens Land. J.Geol.Soc.Australia, 6:149-177.

WENK, E. & KELLER, F. (1969) Isograde in amphibolitserien der Zentralalpen. Schw.Min.und Petrog.Mitt., 49:157-198.

WERNICK, E. & FIORI, A.P. (1979) Contribuição à geologia da Bor da Sul do Cráton do São Francisco, SBG, Núcleo Bahia, p.169-179.

WILSON, J.T. (1968) A revolution in earth sciences (with a reply to V.V.Belousov). Geotimes, 13:10-16 e 20-22.

WINKLER, J.G.F. (1977) Petrogênese das rochas metamórficas. Edgard Blücher Ltda., Porto Alegre, 254p.

11. AGRADECIMENTOS

Várias pessoas colaboraram durante o desenvolvimento deste trabalho. A todas, expressamos nossa mais sincera gratidão. Em particular gostaríamos de agradecer:

Ao Dr. Vicente Antonio Vitorio Girardi, orientador deste trabalho, que nos acompanhou de forma muito significativa, próxima e amigável, contribuindo de forma decisiva para que viéssemos a concluí-lo.

Aos Drs. Umberto Giuseppe Cordani e Koji Kawashita pelo acompanhamento das datações radiométricas, bem como pelas oportunas sugestões e críticas durante a interpretação dos dados.

Aos Drs. Osmar Sinelli e Adônis de Souza por terem nos despertado interesse pela área, bem como por nos acompanharem em várias excursões ao campo.

Ao Dr. Excelso Ruberti que nos auxiliou durante os trabalhos analíticos por microsonda eletrônica.

Ao Dr. José Moacyr Vianna Coutinho que nos auxiliou no estudo das seções delgadas de rocha e contribuiu com sugestões durante o trabalho.

Ao Dr. Yushiro Kihara que nos possibilitou a confecção das fotomicrografias, bem como pelo seu constante estímulo durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao Prof. Daniel Atencio pelo cuidadoso trabalho de revisão dos manuscritos.

Aos Drs. Máximo Coltorti e Maurício Mazzuccheli, pelo auxílio na execução das análises químicas por fluorescência de raios-X.

A Miriam Rosa Paron pelo auxílio nos cálculos, tabulação dos dados e pintura dos mapas.

A Luis Henrique Zapparolli que nos auxiliou no tratamento dos dados de microsonda por computação.

A José Maria do Azevedo Sobrinho pelo auxílio nas análises modais.

A equipe de técnicos da laminação pelo cuidadoso trabalho de confecção das seções delgadas de rocha.

A equipe de técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas que nos auxiliou durante diversas fases analíticas nas determinações radiométricas.

A Itacy Kroehne pelos delicados trabalhos de desenho dos mapas e figuras.

A Rosi Carvalho Lemos pelo zeloso trabalho de datilografia.

A equipe de técnicos da seção gráfica pelos trabalhos de reprodução e encadernação desta monografia.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq; à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, e à Financiadora de Estudos e Projetos, FINEP, que nos concederam imprescindíveis auxílios financeiros.

Fig. 1 - MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DE CÁSSIA - MG