

6762

MFN 26

Aspectos geológicos e mineralizações na área de Brumado:
Magnesita na Serra das Éguas

por

Raif Cesar da Cunha Lima

DISSERTAÇÃO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de:

MESTRE EM CIÊNCIAS

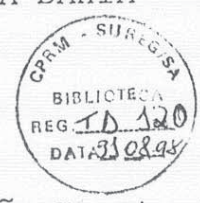
GEOLOGIA

ã

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA



Aprovado:

Comissão Examinadora:

Shiguemi Fujimori

(Prof. Shiguemi Fujimori-Orientador)

Reinholt Ellert

(Dr. Reinholt Ellert)

Raimundo Netuno Nobre Villas

(Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas)

Data: 20/12/86

Grau conferido em: ___/___/1988

R E S U M O

A área mapeada na escala 1:100.000 compreende cerca de 1.500 km², consistindo de duas folhas 15' x 15' englobadas no Projeto Brumado-Caetité, desenvolvido pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) em convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). Simultaneamente, foi mapeada em detalhe (escala 1:25.000) uma área com cerca de 225 km² englobando a Serra das Éguas.

Na região ocorrem rochas da Associação Migmática-Plutônica em um padrão organizacional indicativo de uma evolução precambriana comum ou estreitamente relacionada à seqüência vulcanossedimentar constituída pelo Complexo Brumado-Urandi, que se encontra recortado por granitos supostamente transamazônicos (Proterozóico Inferior). As coberturas plataformais estão representadas por rochas metassedimentares detríticas do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio), contendo intrusões básicas, e por sedimentos do Terciário-Quaternário.

As comparações lito-estratigráficas, realizadas com inúmeras seqüências vulcanossedimentares do Estado da Bahia e outras seqüências descritas na literatura mundial, recomendam que a Serra das Éguas seja classificada como uma estrutura similar a 'greenstone belt', possuindo idade provável do Proterozóico Inferior, que evoluiu possivelmente a partir de uma crosta oceânica. Possui a forma de um braquissinclínório assimétrico tendo eixo principal disposto segundo NE-SW e algo deformado.

Relações de campo, estudos petrográficos e petroquímicos permitiram determinar com razoável segurança os processos envolvidos e as origens das rochas anfíbolíticas, metaultrabásicas, e carbonáticas, e ainda dar indicações sobre as origens das demais unidades litológicas que ocorrem na área.

O estudo dos processos sedimentares e metamórficos complementados por estudos de fracionamento isotópico do carbono e do oxigênio indicam que a magnesita é de origem sedimentar, tendo sido preservada no sentido do topo do pacote vulcanossedimentar, graças a sua pureza e quantidade.

Além das mineralizações já comprovadas, os terrenos granito-'greenstones' dos tipos encontrados na área possuem alta potenciali

dade, para depósitos de filiação magmática. Os eventos tectono-magmático-termais do final do Ciclo Transamazônico constituíram importante fator metalogenético.

ABSTRACT

The mapped area at 1:100.000 scale comprises about 150 sq. km, consisting of two 15' x 15' sheets, which are part of the Projeto Brumado-Caetité executed by the Cia. de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) in cooperation with the Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM). A more detailed map (scale 1:25.000) of an area, with about 225 sq. km, was made in the Serra das Éguas area.

Migmatic-Plutonic Assemblages show organizational patterns indicative of a common Precambrian evolution, or are closely related to the vulcano-sedimentary sequence constituted by the Brumado-Urandi Complex, that is intruded by supposed Transamazonic granites (Lower Proterozoic). The platform cover is represented by detritic sedimentary rocks of the Espinhaço Supergroup (Middle Proterozoic), containing basic intrusions, and Tertiary-Quaternary sediments.

The litho-stratigraphic correlation made with several vulcano-sedimentary sequences of Bahia State and other sequences described in the world points to the Serra das Éguas as a structure similar to a greenstone belt with a probable Lower Proterozoic age and resulted possibly from an oceanic crust. It has an asymmetric braquissinclinorium form with the main axis oriented in a NE-SW direction.

Field relations, petrographic and petrochemical studies helped to define the evolutionary process and the origin of the amphibolitic, metaultrabasic and carbonate rocks, and shed light on the origins of other lithologic units in the area.

The study of sedimentary and metamorphic processes complemented by isotopic fractionation of carbon and oxygen indicates that the magnesite is of sedimentary origin. Because the pureness and amount of the magnesite it was preserved in the top of the vulcano-sedimentary sequence.

This granite-greenstone terrain has high potential for magmatic affiliated deposits. The tectono-magmatic-thermal events at the end of Transamazonian Cycle constitute important metallogenetic factors.

RELAÇÃO DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Fig. 1 - Mapas de situação e de localização	2
Fig. 2a - Mapa de controle de análise (área total)	5
Fig. 2b - Mapa geológico simplificado (área total)	6
Fig. 3 - Mapa geológico - área de detalhe	7
Fig. 4 - Coluna geológica	11
Fig. 5a - Diagrama Ni x mg (NIGGLI)	19
Fig. 5b - Diagrama Cr x mg (NIGGLI)	19
Fig. 6a - Diagrama c x al-alk (NIGGLI)	21
Fig. 6b - Diagrama c x mg (NIGGLI)	21
Fig. 7 - Diagrama CaO-MgO-Al ₂ O ₃	26
Fig. 8 - Diagrama de Jensen	27
Fig. 9a - Diagrama SiO ₂ x (Na ₂ O + K ₂ O)	29
Fig. 9b - Diagrama AFM	29
Fig. 10 - Diagrama Ti-Zr-Y	31
Fig. 11 - Comparação entre coluna arqueana hipotética, 'greenstone belt' de Barberton e Serra das Éguas...	34
Fig. 12 - Esquema dos processos envolvidos - gênese da mag nesita	47
Fig. 13 - Diagrama δC^{13} (PDB) x δO^{18} (SMOW)	59

ANEXOS

Anexo 1 - Fotografias	68
Anexo 2 - Tabelas dos resultados das análises	70

ÍNDICE

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
ÍNDICE	iv
RELAÇÃO DAS ILUSTRAÇÕES	vi
AGRADECIMENTOS	vii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 - Objetivos e Localização	1
1.2 - Aspectos Fisiográficos	3
1.3 - Metodologia	4
2. GEOLOGIA REGIONAL	8
3. ESTRATIGRAFIA	10
3.1 - Associação Migmática-plutônica	10
3.1.1 - Generalidades	10
3.1.2 - Considerações Petrogenéticas	12
3.2 - Complexo Brumado-Urandi	13
3.2.1 - Seqüência Inferior	14
Biotita Gnaisses, Gnaisses Porfiroblásticos e Metavulcânicas Intermediárias. Considerações Petrogenéticas	14
Metaultrabásicas, Metabásicas (Anfibolitos) e Mármore. Petroquímica e Petrogênese. Séries Magmáticas e Evolução Tectônica	16
Formações Ferríferas	30
Quartzitos e 'Chert'	32
Xistos Granatíferos	32
3.2.2 - Seqüência Superior	33
3.2.3 - Comparação Litoestratigráfica com 'Greenstone Belts'	33
3.3 - Granitos Intrusivos	35
3.4 - Supergrupo Espinhaço	36
3.5 - Intrusivas Básicas	37
3.6 - Coberturas Cenozóicas	37

4.	CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS	38
5.	HISTÓRIA GEOLÓGICA	39
6.	GEOLOGIA ECONÔMICA	41
6.1	- Mineralizações	41
6.2	- Magnesita da Serra das Éguas	45
6.2.1	- Fonte do CO ₂ e Mg	45
6.2.2	- Processos Envolvidos	46
	Sedimentação	48
	Magmatismo	49
	Metamorfismo e Metassomatismo	50
6.2.3	- Medidas Isotópicas de Carbono e Oxigênio	56
7.	CONCLUSÕES	60
8.	BIBLIOGRAFIA	63
9.	ANEXOS	68

AGRADECIMENTOS

O autor registra aqui seus melhores agradecimentos às pessoas e entidades que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho:

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM que através de convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM, ofereceu a oportunidade de realizar o Curso de Pós-Graduação em Geologia, além de dar os apoios financeiro e logístico.

À comissão examinadora nas pessoas dos professores Drs. Raimundo Netuno Nobre Villas e Reinholt Ellert as valiosas críticas emitidas, as quais foram consideradas na revisão do texto.

Ao professor Shiguemi Fujimori incansável orientador pelo constante estímulo ao prosseguimento da pesquisa.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFBA, seus professores e colegas de curso.

Ao Instituto de Física da UFBA pela execução das análises isotópicas.

Aos colegas Luiz Carlos de Moraes e João Batista A. Arcanjo pelos construtivos debates e colaboração nos trabalhos de campo.

À Magnesita S/A pela liberação de áreas de sua propriedade aos trabalhos de campo.

1. INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO

Os mapeamentos geológicos básicos na escala 1:250.000 executados através do Convênio DNPM/CPRM, permitiram a individualização de entidades geotectônicas favoráveis à prospecção mineral.

Estas entidades geotectônicas constituem-se em seqüências metamórficas de baixo a médio grau de metamorfismo, com algumas características semelhantes aos 'greenstone belts' encontrados em terrenos arqueanos da Austrália, Canadá, África do Sul e Índia.

Trabalhos posteriores aos mapeamentos básicos (Mascarenhas, 1973; Mascarenhas et alii, 1976; Costa et alii, 1976; Marinho et alii, 1978; e Kishida, 1979) vêm mostrando evidências da existência de várias estruturas semelhantes em vários locais do Estado da Bahia.

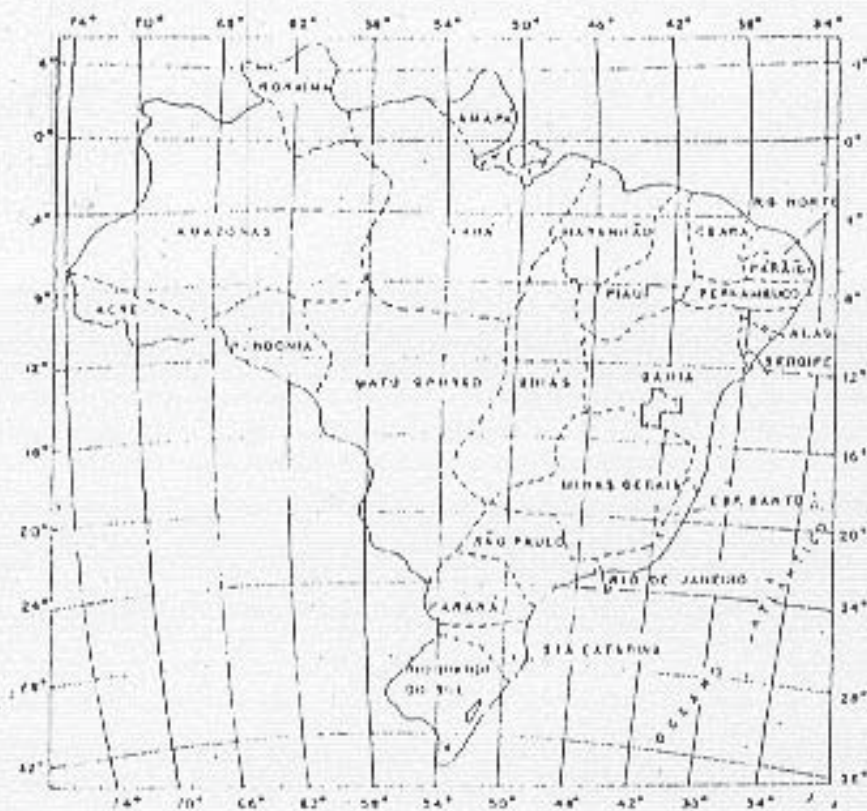
Considerando-se as jazidas e depósitos minerais conhecidos, bem como as boas possibilidades de ocorrência de outras mineralizações foi iniciado em fins de 1977 o Projeto Brumado-Caetitê, consistindo no mapeamento geológico na escala 1:100.000 de 20 folhas 15' x 15' (Fig. 1), sendo 2 destas destinadas a este autor e delimitadas a seguir:

<u>Boa Sentença</u>	13°45' - 14°00'S 41°30' - 42°00'W
<u>Correias</u>	14°00' - 14°15'S 41°30' - 42°00'W.

Paralelamente ao mapeamento regional, foi selecionada para trabalhos de detalhe uma área com cerca de 225 km², delimitada pelas coordenadas 14°16' a 14°35'N e 41°50' a 42°05'W incluída na Folha Correias e pequena parte da Folha Ubiracaba.

A dissertação apresentada, conforme proposto na programação, consiste de uma contribuição ao estudo do Complexo de Brumado, no meado por Pedreira et alii (1975), suas possibilidades econômicas, com ênfase na origem da magnesita da Serra das Éguas, mapeada na escala 1:25.000. As demais unidades litoestratigráficas são abordadas sucintamente, apenas visando situar o Complexo de Brumado,

MAPA DE SITUAÇÃO

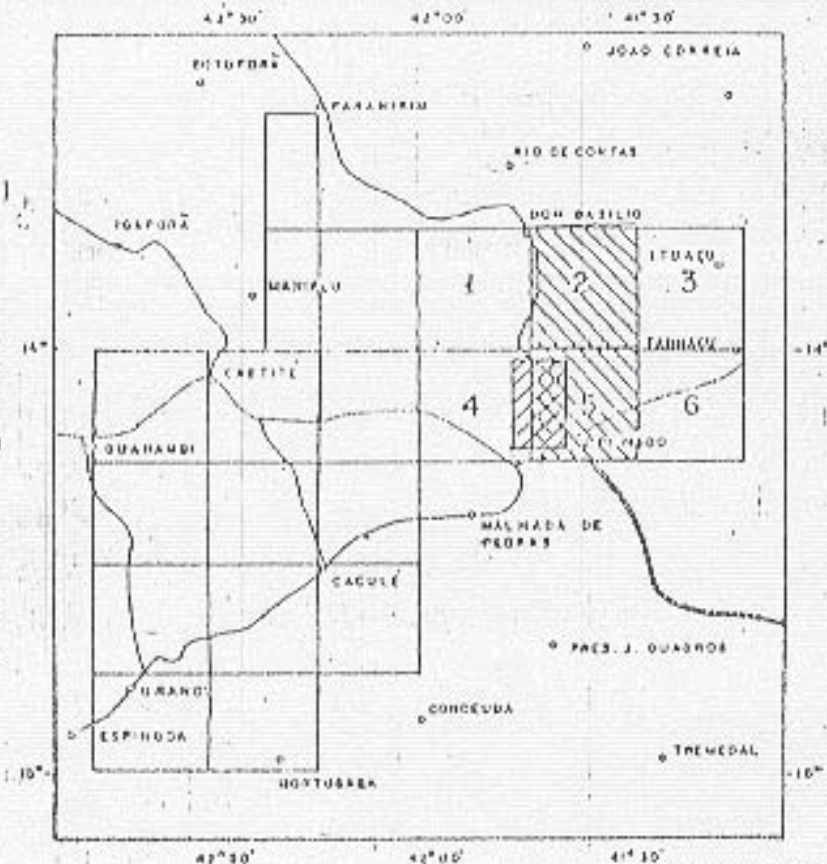


MAPA DE LOCALIZAÇÃO
(TESE)

CONVENÇÕES:

Folhas (S.D. 24)

- 1 - IGUATEMI
V-C-IV-3
- 2 - DOA SENTENÇA
V-D-IV-4
- 3 - ITUAÇU
V-C-V-3
- 4 - UBIRAÇABA
Y-A-1-1
- 5 - CORREIAS
Y-A-1-2
- 6 - CRYSTALÂNDIA
Y-A-11-1



Folhas Mapa de (1:100,000)

Área de Detalha - Serra das Águas
(1:25,000)

Área de sobreposição

FIGURA 1 - MAPAS DE SITUAÇÃO E DE LOCALIZAÇÃO

1.2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

As formas de relevo existentes nas duas folhas mapeadas, estão representadas pelas unidades geomorfológicas da Chapada Diamantina, Regiões Serranas, incluindo a Serra das Éguas e zonas pediplanizadas (Bahia, 1975).

Na zona fisiográfica da Chapada Diamantina, correspondente à região central da Folha Boa Sentença, designada Serra Geral, observa-se um relevo suavemente ondulado, esculpido em litologia do Supergrupo Espinhaço (CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974), com altitude média de 1.000 m, estando margeada por extensas escarpas controladas por falhamentos com depósitos coluvionares e possivelmente relacionados ao Ciclo Erosivo Sul-Americano do Terciário Inferior (King, 1956).

Na Serra das Éguas, com altitude até 1.000 m, também com escarpas e relevo controlados por falhas e em parte por estrutura sinclinal, encontram-se depósitos elúvio-coluviais, remanescentes do Ciclo Sul-Americano.

Nas zonas pediplanizadas, muito desenvolvidas na Folha Boa Sentença, especialmente no lado ocidental, observa-se relevo suave com altitude média de 500 m, correspondente a depósitos elúvio-aluviais e possivelmente lacustres, relacionados ao Ciclo de Erosão Velhas do Terciário (King, 1956).

Nos depósitos do Ciclo Paraguaçu, restritos aos vales, observam-se rejuvenescimentos, que produziram terraços aluvionares, em pelo menos duas fases constatadas por níveis conglomeráticos amplamente distribuídos na área mapeada. Como consequência dos rejuvenescimentos, evidencia-se uma superimposição dos rios controlada pela tectônica das rochas subjacentes ressaltando uma drenagem retangular-dendrítica.

O clima predominante é do tipo Bsh, conforme a classificação de Köppen, ou seja, estépico, semi-árido quente, com pluviosidades inferiores a 750 mm/ano e temperaturas de 14° a 30°C. As chuvas predominam no período de novembro a março.

O solo apresenta uma grande diversificação, em função da variação litológica, geomorfológica e do microclima, especialmente nas bordas das serras.

A vegetação por sua vez mostra três tipos principais: nas

zonas pediplanizadas é constituída pelo tipo xeromórfica (caatinga), com variação no porte e densidade, até o que se denomina de cerrados, caracterizados por árvores pequenas de casca grossa, com troncos e galhos retorcidos, desenvolvidos nas partes mais elevadas e úmidas. No topo da Serra Geral da Chapada Diamantina e na Serra das Éguas observa-se ocorrência de campos, onde predominam gramíneas e arbustos dispersos. Entretanto, nas bordas e vales destas e outras serras menores, condicionadas ao microclima e solos locais, desenvolvem-se matas com árvores de grande porte, especialmente em colúviões.

1.3 - METODOLOGIA

Na fotointerpretação e mapeamento das folhas Correias e Boa Sentença foram utilizadas fotografias aéreas nas escalas 1:60.000 e 1:108.000, imagens de radar e satélite (Landsat) na escala 1:250.000 (canal 5).

Nos serviços de campo foram utilizadas bases cartográficas na escala 1:50.000, obtidas pela ampliação fotográfica de bases do IBGE na escala 1:100.000, que foi mantida no produto final (mapas geológicos).

Nas duas folhas mapeadas, incluindo a área de detalhe, foram estudados 330 afloramentos e executadas as seguintes análises: 79 petrográficas, 30 espectrográficas, 13 químicas de óxidos e 13 isotópicas de carbono e oxigênio.

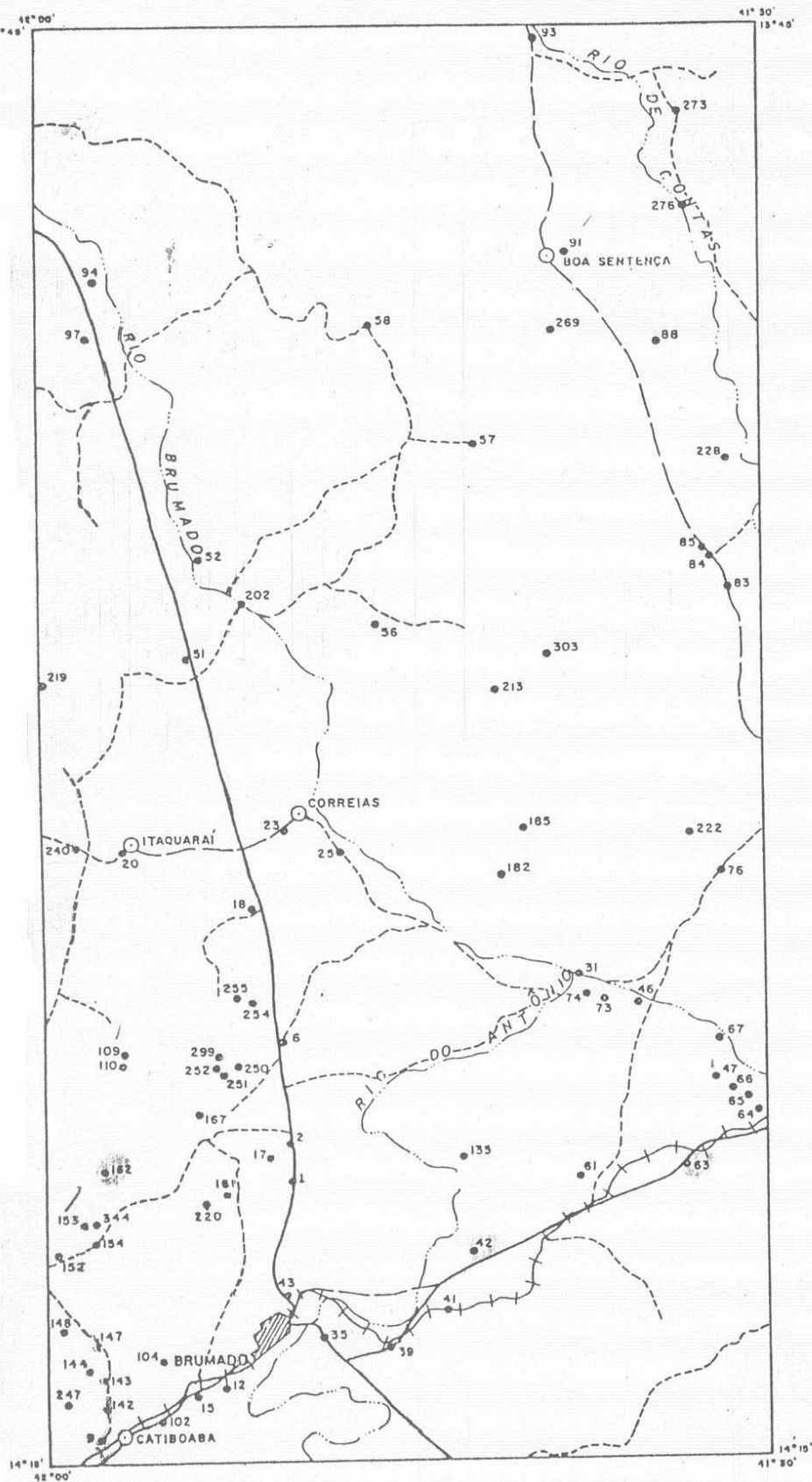
A Figura 2a mostra o controle dos pontos onde foram coletadas amostras para as diversas análises, enquanto a Figura 2b constitui uma redução para a escala 1:250.000 das folhas mapeadas, mostrando a síntese geológica.

Na Serra das Éguas foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:25.000, sendo os dados lançados em base cartográfica na mesma escala, obtida pela ampliação fotográfica das folhas topográficas 1:100.000 de Brumado (SUDENE) e Caetité (IBGE).








A Figura 3 se constitui no mapa geológico reduzido do original na escala 1:25.000.

LEGENDA

● Afloramento com amostra analisado



CONVENÇÕES CARTOGRÁFICA

-  CIDADE
-  POVOADO
-  ESTRADA PRINCIPAL
-  ESTRADA SECUNDÁRIA
-  CAMINHO
-  ESTRADA DE FERRO
-  DRENAGEM PRINCIPAL

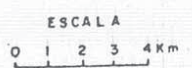
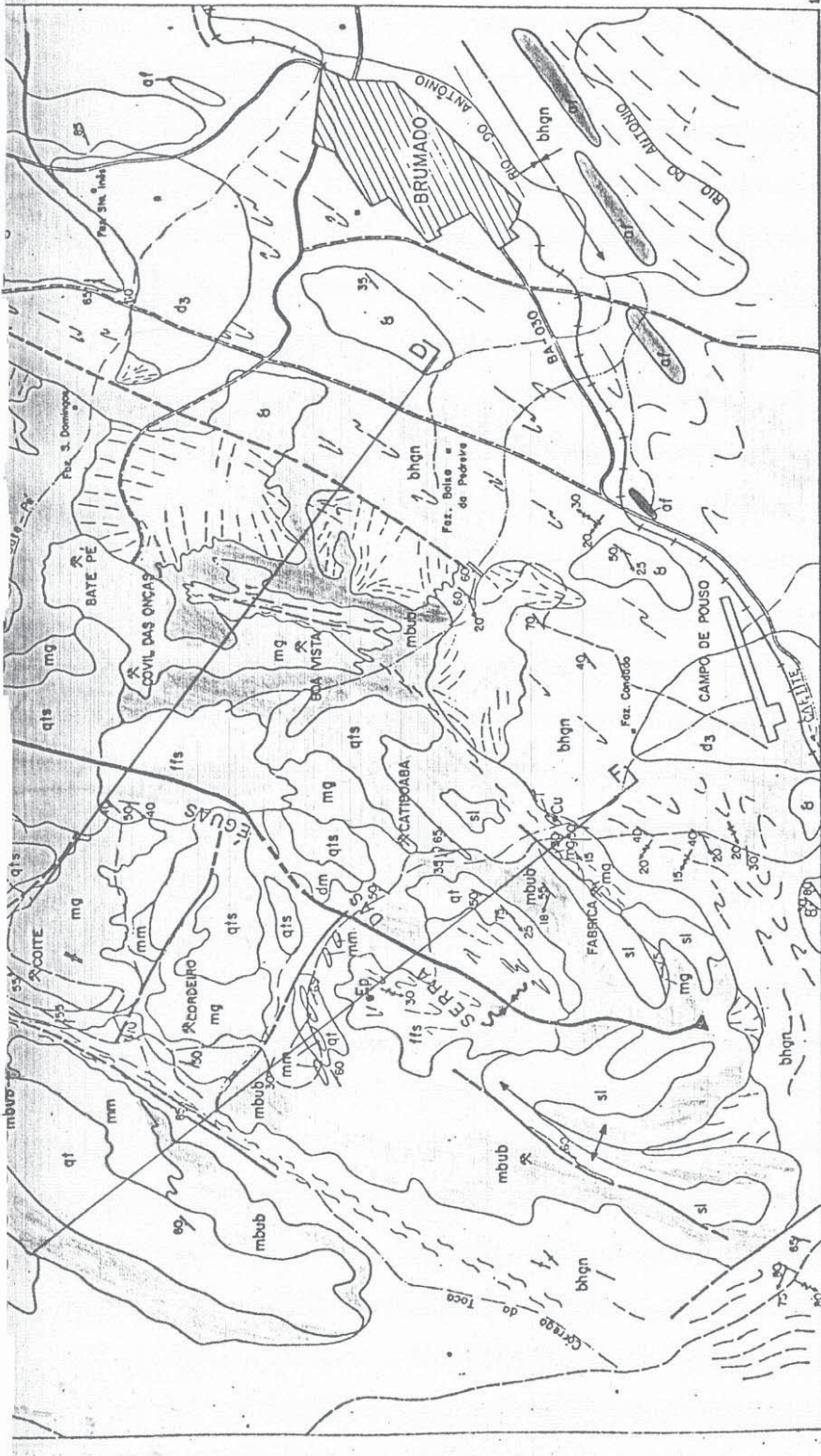


FIGURA 2a - MAPA DE CONTROLE DE ANÁLISES (ÁREA TOTAL)

Metateositos (mix); diolitos (dix)

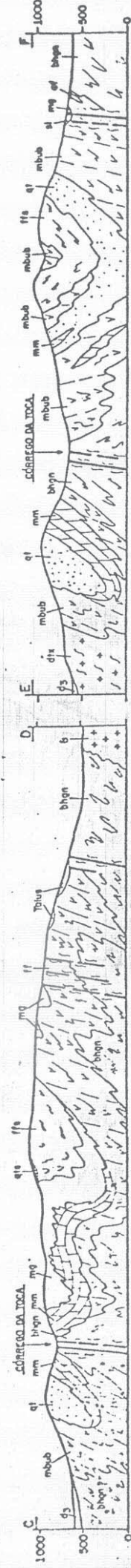
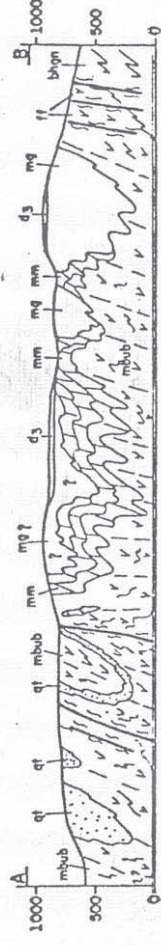


AUTOR: Ralf Cesar do Cunha Lima
 DATA: Junho / 1980

MAPA GEOLÓGICO
 SERRA DAS ÁGUAS



SECCÕES GEOLÓGICAS



160 / 40°	Folgações não definidas: medido, vertical e mg com ou sem inclinação.	60°	Folgações coberturas: medido e vertical.	30°	Eixo de macro dobra medido, vertical e mg.
Contorno de friso	Faixa encoberta	Contorno agudo	Faixa aguda	Contorno suposto	Faixa de friso
Broca - sucção no arenoso	Broca - sucção no arenoso	Linçamento frutular	Linçamento frutular	Zona de empilhamento	Sociedade com camento
Dióclise mineral	Dióclise mineral	Muro de magmatito e/ou talco	Muro de magmatito e/ou talco	Correção paralela	Sociedade com camento

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Clóclise
- Fazenda
- Estrodo principal
- Estrodo secundária
- Comenho
- Estrodo de terra
- Rio e racho

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA DO CENTRO DA FOLHA
 N.M. NV
 201° 17'

A declinação magnética crítica atualmente 0°

FIGURA 3

Folha = 500 m
1:50.000



d₁ - Coberturas detriticas relacionadas ao arco de erroão Sul-Americano (altitudes da ordem de 1000m).

d₃ - Coberturas detriticas relacionadas ao arco Velhas (altitudes da ordem de 500m).

sl - Silexito

/// Depósitos de telux.

PROTEROZOÍCO MÉDIO

b

- Intrusivas básicas

PROTEROZOÍCO INFERIOR

6

6 - Granitos intrusivos

COMPLEXO BRUMADO - URANDI
Seqüência Superior Ciástica

q1s

q1s - quartzito

Seq. Inferior: Vulcano - Química - Ciástica

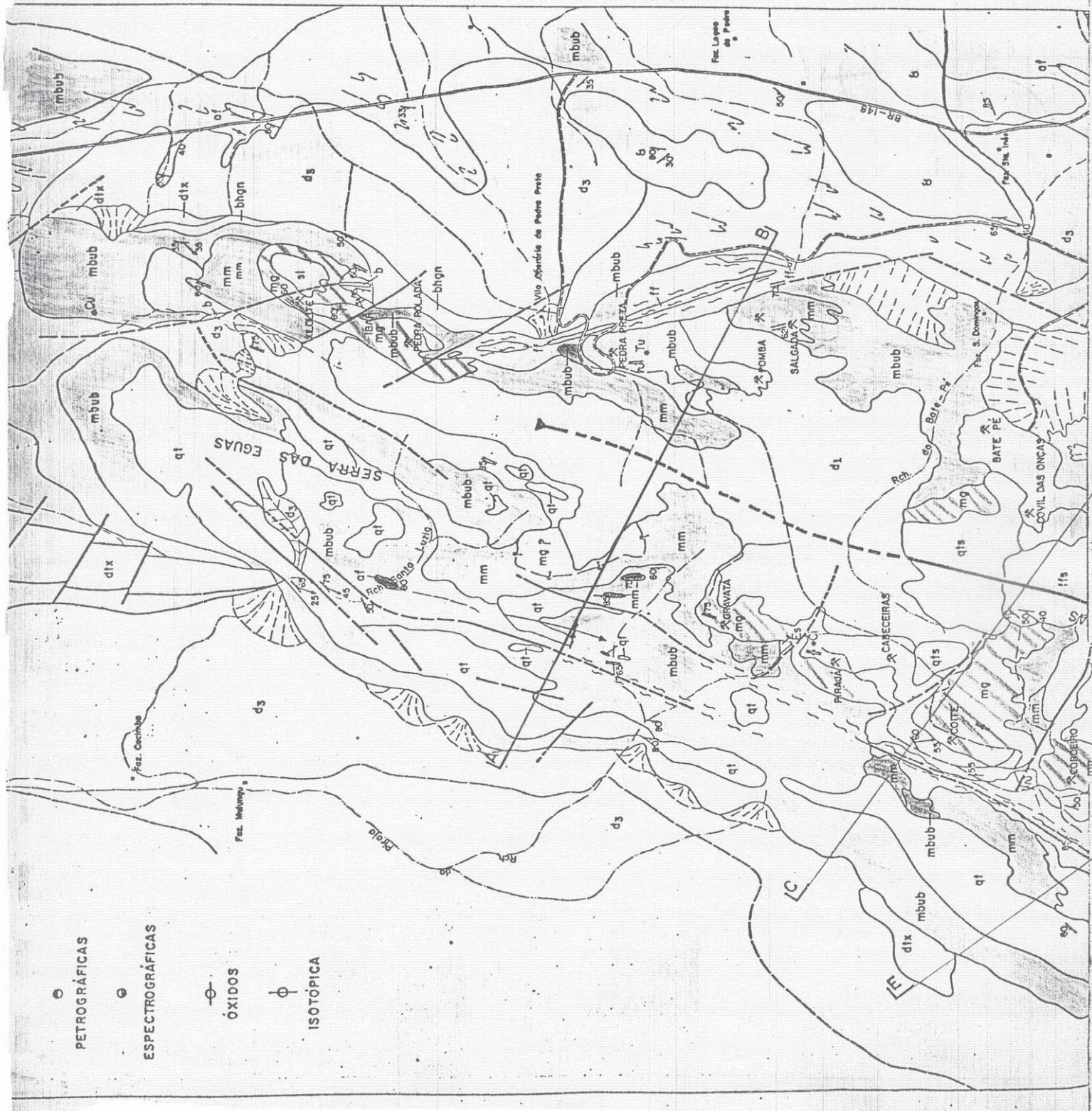
mbub, mm, mg, q1, ff, ffs, bhgn

Metabásicos e meta-ultrabásicos com intercalações de calcossilicáticas, dolomitos, quartzitos, formações ferríferas, granado-xistos e cherts (mbub); mármore dolomíticos e/ou calcíticos (mm); quartzitos (q1); formação ferrífera cataclástica (ff), formação ferrífera com intercalações dolomíticas (ffs); enclaves anfibolíticos (af); biotita - hornblenda gnaisseas (bhgn).

ARQUEANO
ASSOCIAÇÃO MIGMÁTICA-PLUTÔNICA

mix, dtz

Metatexitos (mix); diatexitos (dtz)



2. GEOLOGIA REGIONAL

A região mapeada, representada pelo mapa simplificado (Fig. 2b), está englobada no Craton do São Francisco, definido por Almeida (1969) e que segundo o mesmo autor, Almeida (1976), constitui parte de um vasto segmento crustal de alta estabilidade denominada Plataforma Sul-Americana.

Esta região do Craton do São Francisco já foi objeto de estudos de diversos autores, desde o século passado. Entretanto, os trabalhos de caráter regional e integração, a partir de mapeamentos sistemáticos com tentativas de interpretação geotectônica, só se iniciaram a partir de 1950, destacando-se como mais importantes os citados a seguir:

Barbosa (1954) considerou a evolução de um ciclo geotectônico, iniciado com um eugeossinclinal, representado pelas litologias Pré-Minas, seguindo-se a facies miogeossinclinal correspondente às litologias do Supergrupo Minas e finalizando com as facies pós-tectônicas identificadas como Lavras e Bambuí.

Pflug e Renger (1973), entre outros trabalhos anteriores, dividiram a coluna geológica registrada na Serra do Espinhaço Meridional e adjacências, nos Supergrupos Pré-Minas, Minas e São Francisco. No Pré-Minas foram incluídos xistos, gnaisses, migmatitos, granitos, granitóides, etc., sendo considerado como o 'embasamento' ou 'infra-estrutura'. No Minas foram separadas as facies Diamantina, Itabira e Guanhães. O Supergrupo São Francisco foi dividido na facies epicontinental (Bambuí) e molassa (Macaúbas, Jequietaí, Itacolomi e Santo Antônio).

Mascarenhas (1973), integrando os dados dos projetos básicos executados na escala 1:250.000 pela CPRM, mostrou a necessidade de reformulação da coluna estratigráfica, em especial da parte relativa ao Grupo Chapada Diamantina, o complexo de rochas granulíticas e as rochas precambrianas representadas pelo Grupo Caraíba (Pré-Minas). Sugeriu que o Grupo Jacobina e os metassedimentos da região de Brumado-Contendas fossem discordantes do Grupo Caraíba e relacionados ao Ciclo Transamazônico e não Minas.

Inda e Barbosa (1978) situam a área no domínio que inclui o sistema de dobramento do Espinhaço, numa paraplateforma do Craton do São Francisco, desenvolvida por movimentos verticais, supracrustais e ensiânicos, no Proterozóico Médio.

Conforme proposto por Moraes e Arcanjo (1979), a infra-estrutura da área mapeada está constituída por rochas da Associação Migmática-Plutônica e por rochas do Complexo Brumado - Urandi, que estruturaram-se em um padrão semelhante àquele proposto por Salop (1977) para o Arqueano do hemisfério norte, onde foram determinadas idades de até 3.500 Ma. Superpostas a esta infra-estrutura encontram-se as coberturas plataformais representadas na área por litologias do Supergrupo Espinhaço.

O estabelecimento da estratigrafia da infra-estrutura da área é um problema controverso, dependendo ainda de dados adicionais e do modelo geotectônico a ser estabelecido.

Além disso, não foram executadas, na área, datações radiométricas que pudessem contribuir decisivamente para o estabelecimento da crono-estratigrafia.

Inda e Barbosa (1978) resumem as datações radiométricas realizadas no Estado da Bahia, notando-se que na região sudoeste do Craton do São Francisco onde está inserida a área estudada registrou-se a existência de segmentos com idades correspondentes ao Ciclo Pré-Jequié, que possivelmente foram isotopicamente re-homogenizados nos ciclos Jequié e Transamazônico.

3. ESTRATIGRAFIA

A Figura 4 representa a coluna geológica elaborada para a área, conforme descreve-se neste capítulo.

3.1 - ASSOCIAÇÃO MIGMÁTICA-PLUTÔNICA

3.1.1 - Generalidades

Nesta unidade foram englobados migmatitos, incluindo rochas granitóides, que segundo Moraes e Arcanjo (1979) constituem grandes 'ovais'. Esparsamente ocorrem associados à mesma diques de rochas metabásicas e intrusões de rochas metaultrabásicas, supostamente pertencentes ao Complexo Brumado-Urandi estudados no próximo item.

O mapa simplificado das folhas abrangidas por este trabalho (Fig. 2b), mostra a distribuição dos tipos litológicos observando-se que os migmatitos classificados de acordo com Mehnert (1968) foram agrupados em: tipos indiferenciados (mdx), com textura pseudo-oftálmica (pcgn) e granitóide (gr); enquanto no mapa de detalhe (Fig. 3) distinguiu-se ainda: metatexitos (mtx) e diatexitos (dtx). Todas estas litologias são descritas minuciosamente em Moraes et alii (1980), sendo que nas tabelas anexas são apresentados os resultados das análises petrográficas, de acordo com as unidades distinguidas acima.

A Associação Migmática-Plutônica compreende parte do Complexo Metamórfico-Migmático (CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974) o qual foi estudado parcialmente por vários autores, recebendo várias designações e englobando litologias, muitas vezes incompatíveis em termos de origem e facies metamórfica.

Assim, criam-se os nomes Pré-Minas (Maack, 1961; Kegel, 1963); Grupo Caraíba (Barbosa et alii, 1965) e outros mais locais (apud Mascarenhas, 1973).

Mascarenhas (1973), na região de Brumado e Senhor do Bonfim adota o nome Grupo Caraíba, incluindo nele uma seqüência parametamórfica de alto e médio graus, com zonas de retrometamorfismo até xistos verdes, estendendo-se até as regiões de Jacobina e Curaçá.

Marinho et alii (1979) referindo-se a valores isocrônicos para o embasamento granito-migmatítico do complexo vulcanossedimen

tar Contendas-Mirante, correlacionável à seqüência da Serra das Éguas definiram isócronas Rb/Sr, em RT de 3.180 ± 191 Ma, mostrando assim, a existência de rochas do Pré-Jequié a este da área.

Cordani et alii (1979) através de datações Rb/Sr, realizadas em amostras de migmatitos coletados nos arredores de Bramado, revelaram a presença do Ciclo Jequié, com rejuvenescimento transamazônico.

Portanto, existem fortes evidências da existência de núcleos antigos na região estudada, cujas relações com a unidade descrita subsequente não estão bem estabelecidas, em virtude do contato ser pouco evidente, possivelmente com quebra no registro geológico. Assim sendo, os dados são ainda insuficientes para o estabelecimento definitivo da estratigrafia.

3.1.2 - Considerações Petrogenéticas

A Associação Migmática-Plutônica é relacionada àquelas rochas formadas em condições de grande profundidade, num campo de pressão e temperatura de grau forte, onde se desenvolvem os intensivos processos de migmatização, anatexia e granitização. Regionalmente os tipos litológicos formam grandes núcleos ovalados e alongados apresentando contatos em sua maior parte cisalhados ou filonitizados.

Uma vez que a Associação Migmática-Plutônica não constitui o objetivo principal do presente trabalho, procura-se neste item apresentar uma síntese da mesma dentro do contexto geológico, tendo-se rápidas considerações sobre os tipos litológicos mapeados e suas possíveis origens.

Segundo Winkler (1977), é provável que alguns magmas graníticos sejam produtos de diferenciação de magmas gabróticos, mas seriam muito subordinados. O mais provável, com base em estudos experimentais, seria que as rochas graníticas sejam produzidas por anatexia de paragneisses, resultando composições granítico-granodioríticas em condições de 2 kb de pressão d'água. A formação de granitos por metassomatose também é considerada pouco provável, uma vez que a variação composicional das rochas da região da unidade em foco é pequena, conforme demonstrada por Moraes et alii (1979).

Como é ponto de consenso entre os estudiosos do assunto, a

migmatização está relacionada ao metamorfismo de grau forte. Conforme experiências de Winkler e Platen (in Winkler, 1977) até mesmo um folhelho quando submetido ao grau forte de metamorfismo, é transformado em uma paragênese isenta de cordierita e constituída por: quartzo + plagioclásio + feldspato. Esta é a paragênese normal observada para todos os migmatitos da área e para os biotita gnaisses da base do Complexo Brumado-Urandi. Contudo, como será abordado nos itens subseqüentes, pelo menos grande parte da crosta atual evoluiu a partir de rochas ortoanfibolíticas.

As relações de campo com o apoio de estudos petrográficos, descritos minuciosamente por Moraes et alii (1979) demonstraram que pelo menos uma fase de migmatização atuou intensamente na área, apresentando fortes evidências de ser acompanhada de processos metassomáticos potássio-silicosos.

3.2 - COMPLEXO BRUMADO-URANDI

O pacote vulcanossedimentar é agrupado em litologias com base em processos geológicos observando-se os aspectos comuns das seqüências e associações, enquadrando-as em modelos pré-estabelecidos. Distinguem-se as seguintes unidades litológicas:

Inferior - Tem caráter vulcano-químico-clástico, onde interagiram processos sedimentares e vulcânicos, existindo porém tendência de predominar ambiente químico nos níveis superiores. Ocorrem principalmente metabásicas (anfibolitos), metaultrabásicas, mármore, formações ferríferas e quartzitos. Inclui-se também nesta unidade rochas gnáissicas e metassomáticas até então colocadas no Complexo Metamórfico-Migmatítico, correlacionáveis ao Complexo Gnáissico Antigo da infra-estrutura do 'Greenstone de Barbeton', conforme expõe-se no subitem 3.2.3.

Superior - Representa uma sedimentação clástica, constituída por quartzitos possivelmente com contribuição vulcânica, assentada discordantemente sobre a seqüência inferior.

A designação adotada para este complexo em Moraes et alii (1979) procura associar a idéia de prolongamento para oeste do Complexo Brumado descrito por Pedreira et alii (1975).

Com base nas datações Rb/Sr realizadas em rochas vulcanosedimentares do Complexo Contendas-Mirante (Marinho, 1979), conclui-se que a seqüência da Serra das Éguas com as quais a mesma é correlacionável, possui idades de formação anterior a 2.000 Ma. Provavelmente, à semelhança de Contendas-Mirante, o aquecimento regional produziu metamorfismo com re-homogenização isotópica, tornando difícil a individualização dos episódios. Assim, com base em algumas datações radiométricas, na intensidade e grau de metamorfismo, no padrão estrutural e litologias descritas, supõe-se que esta unidade pertenceria a um ciclo tectono-termal-magmático distinto daquele da Associação Migmática-Plutônica, sendo possivelmente pertencente ao Ciclo Transamazônico.

3.2.1 - Seqüência Inferior

Biotita gnaisses (bhgn)

Compreendem gnaisses com até 25% de biotita e menos freqüentemente hornblenda, com até 12% (Lam 1). Possuem microclina e plagioclásio em percentagens muito variáveis, com evidências de atuação de processos metassomáticos.

A sua distribuição é muito ampla, acompanhando o alinhamento do complexo, na periferia das 'ovais' representadas pela Associação Migmática-Plutônica, sugerindo estreitas relações genéticas. Na mesma acham-se preservadas rochas anfibolíticas sob a forma de enclaves com dimensões da ordem de dezenas a centenas de metros de comprimento.

Em afloramento estas rochas são descritas como gnaisses bandados, quase sempre artexitizados. Podem ou não apresentar estrutura cataclástica e comumente contêm intercalações de anfibolitos, níveis calcicossilicáticos e marmóreos.

Gnaisses porfiroblásticos (pgn)

São de ocorrência mais restrita em relação à subunidade anterior, aflorando na borda leste da Folha Correias, prolongamento da faixa que ocorre na região de Umburanas, fora da área e, no extremo noroeste da Folha Boa Sentença, estando invariavelmente em contato com granitóides.

Macroscopicamente são rochas leucocráticas, com estrutura gnáissica do tipo 'augen', granulação média a grossa, foliação distinta a imperceptível nos tipos fortemente metassomatizados, raramente com textura cataclástica a milonítica. Neste último caso, adquiriram uma estrutura fortemente orientada onde se observam por firoblastos orientados na massa fina a afanítica constituída por minerais retrometamorfisados.

As maiores evidências de metassomatismo alcalino - potássico encontram-se próximas a focos graníticos. Nestes locais os plagioclásios encontram-se substituídos por microclina e antiperititizados. Além do quartzo e a biotita que ocorrem em percentagens, respectivamente, de até 25 e 12%, tem-se ainda componentes menores: esfeno, apatita, zircão, epídoto, allanita, rutilo, muscovita e calcita. Alguns destes minerais tratam-se possivelmente de neofor_{mações} por ações hidrotermal ou de intemperismo.

Metavulcânicas intermediárias (mv)

Acompanham o alinhamento do Complexo Brumado-Urandi e consistem de rochas gnaissificadas e milonitizadas, nas quais subsistem plagioclásios como porfiroblastos emersos numa matriz fanerítica fina a afanítica e na qual identificam-se biotita e hornblenda, com pequenas percentagens de outros minerais (esfeno, epídoto, apatita e opacos).

Considerações Petrogenéticas

A ausência de contatos de refusão indica que o bandamento dos biotita-gnaisses formou-se por diferenciação metamórfica. É frequente a presença de muscovita secundária, em zonas de cataclase, denunciando ação de processos retrometamórficos. Observa-se ainda que posteriormente ao metamorfismo processou-se a cataclase, acompanhada de metassomatose potássica.

Os gnaisses porfiroblásticos não apresentam evidências de refusão e à semelhança dos gnaisses a biotita (bhgn) bordejam os granitóides, representando provavelmente um 'front' metassomático que acompanha uma fase de migmatização pouco intensa consistindo de ampla arteritização. Têm composição quartzo-monzonítica, contendo firoblastos de plagioclásio dispersos numa matriz afanítica e retro metamorfisada. As evidências metassomáticas são realçadas pela pre

sença de antiperitita de substituição que ocorre nos fenoblastos de plagioclásio. Os gnaisses que ocorrem a noroeste da área mapeada apresentam composição granítica, e a microclina ocorre como por firoblastos ou 'microaugens', evidenciando que sua origem está ligada a neoformação por ação de fluidos metassomatizantes. Em lâmina delgada observa-se que os feldspatos neoformados mostram internamente resquícios preservados da foliação.

Os trabalhos relativos aos terrenos granito-greenstones são ainda de cunho muito especulativo. Supõe-se que nelas possam ocorrer rochas tanto de origem parametamórfica como ortometamórfica. A questão ainda bastante controvertida é a que diz respeito à natureza das rochas gnáissicas da base dessas seqüências, que poderia ser diversa. Contudo aceita-se como mais provável e de acordo com Hunter (1970, in Anhausser, 1973) que estas rochas seriam originadas de anfibolitos. Oportunamente, para se obter evidências da origem ígnea dos biotita-hornblenda gnaisses da base do Complexo Brumado-Urandi, poderão ser elaborados os gráficos recomendados Babcock (1979).

As relações de campo mostram que as metavuicânicas intermediárias (mv) transicionam lateralmente para os biotita gnaisses (bhgn) já descritos, e podem representar a fase de vulcanismo calcálico-alcalino previsto nos modelos de Glikson (1972) ou de Anhausser et alii (1973). A origem vulcânica destas rochas, foi confirmada por geólogos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM (comunicação pessoal).

Metaultrabásicas

Ocorrem em corpos isolados (mab) ou associadas a sedimentos químicos e a rochas metabásicas indiferenciadas da subunidade mbub, como na Serra das Águas e próximo a Umburanas.

Os resultados das análises petrográficas e estudos petroquímicos apresentados nos itens subseqüentes, permitiram determinar a natureza das rochas originais, indicadas em parênteses, com base nos minerais típicos das associações conhecidas do metamorfismo, conforme segue:

- a) Metaultrabásicas ortometamórficas (dunito).
Serpentina + talco + cummingtonita ou antofilita.

- b) Metaultrabásicas parametamórficas (calcários dolomíticos silicosos).

Tremolita/Actinolita + diopsídio + carbonato.

Os demais minerais, encontrados em percentagens menores, são considerados secundários produzidos graças à presença de componentes adicionais aos sistemas isoquímicos relativos às respectivas paragéneses minerais.

Metabasitos (anfíbolitos)

Estas rochas ocorrem estreitamente associadas a metaultrabásicas, na subunidade mbub e como enclaves nos biotita-hornblenda gnaisses do Complexo Brumado-Urandi. As rochas básicas (subunidade b) intrudidas no Supergrupo Espinhaço, serão tratadas separadamente, uma vez que estão relacionadas a eventos geológicos plataformais subseqüentes.

Macroscopicamente são rochas melanocráticas, em geral bem foliadas, com textura fina a grossa. Os anfíbolitos de diques são pouco foliados e apresentam características de epidiorito.

As tabelas anexas mostram os tipos petrográficos observados ao microscópio. Consistem basicamente de plagioclásio e hornblenda em percentagens variáveis, às vezes com grande predominância deste último mineral (até 90%). A proporção de quartzo é no máximo de 5%, tendo ainda como constituintes menores e traços: biotita, clorita, sericita, apatita, esfeno, epidoto, tremolita e opacos. A microclina é eventual e provavelmente de origem metassomática. Apenas em uma amostra (Lam 243) foram identificados augita, hornblenda e feldspato, apresentando textura fina, tendo-se considerado a rocha genericamente como metabasito.

Mármore

Ocorrem associados a rochas metabásicas e metaultrabásicas na subunidade mbub, porção leste da área, próximo à localidade de Umburanas, já na folha contígua, para onde se estende.

Na Serra das Águas, ocorrem em duas faixas, próximas às bordas, consistindo de mármore calcidolomíticos sotopostos a mármore magnésíferos. Nesta serra ocorre ainda mármore dolomítico em finas intercalações nas formações ferríferas do topo da seqüência.

Os mármores magnesíferos (magnesita), estudados em capítulo à parte, foram separados, no campo, dos mármores calcíticos e dolomíticos pela observação visual da intensidade da reação com HCl, para os quais gradam no sentido do topo, complementando-se com testes de laboratório recomendados por Hypolito (1969).

A magnesita se apresenta de diversas formas, o que deve estar relacionado aos tipos genéticos e impurezas. A mais importante pelas reservas e qualidade é a magnesita branca de cristalinidade fina a média podendo conter disseminações de turmalina, cianita, anfibólio e piroxênio.

São bastante comuns também as formas avermelhadas, macrocristalinas e cremes de cristalinidade média, tipos estes considerados de qualidade inferior.

São consideradas raras as formas amorfas, de cor branca, encontrada em um seixo rolaço, e a espática, encontrada em afloramento muito alterado, possivelmente se tratando de veio dentro da magnesita de boa qualidade.

Petroquímica e Petrogênese

A comparação petroquímica das rochas do Complexo Brunado-Urandi e outras que ocorrem na área, com rochas recentes de conhecida afinidade tectônica, deve ser feita com certa cautela, porque a formação dos magmas, quanto ao quimismo e o ambiente, pode ter sido bastante diferente em função da idade. Além disso, os diagramas que a seguir serão discutidos, não são conclusivos e dependem de uma criteriosa interpretação em conjunto com outros diagramas.

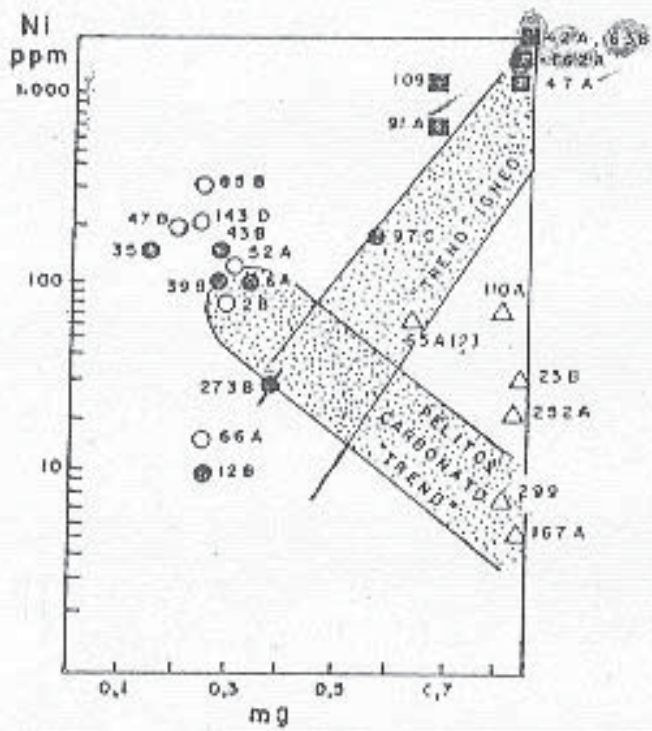
Para a separação das rochas anfibolíticas e metaultrabásicas com base em 'trends' de diferenciação ígnea e sedimentar utilizou-se diagramas com os parâmetros de Niggli, calculados de acordo com Barth (1962), e os elementos traços. Os óxidos foram determinados pelas análises químicas ou então a partir da moda das análises petrográficas, enquanto os elementos traços foram determinados por espectrografia.

A maioria dos anfibolitos, independentemente das relações de campo, nos diagramas Ni x mg e Cr x mg de Niggli, conforme Evans e Leake (1960), caem fora dos campos ígneo e dos carbonatos-pelitos (Figs. 5a e 5b), e segundo conclusões de Leake (1964) e Kamp (1969), a sua ampla variação é típica de rochas máficas ígneas.

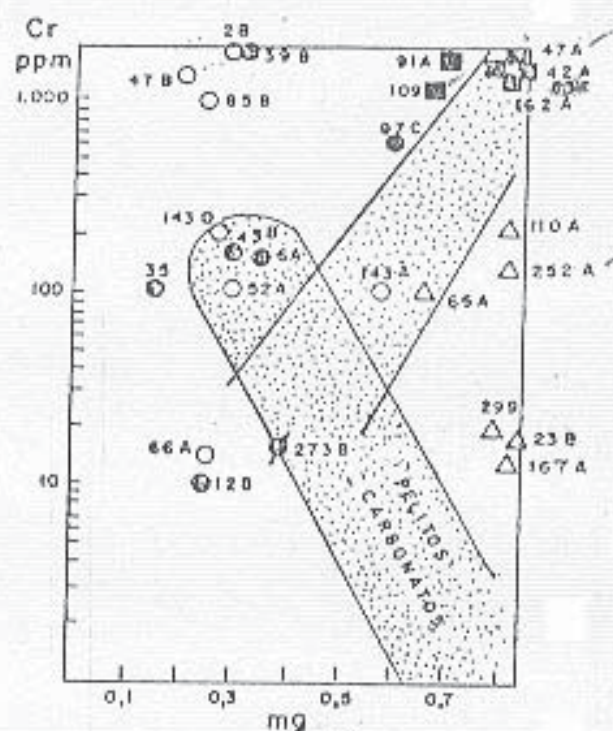
(16)

$1.000 - 1.000.000$
 $10 - 100$

$10 = \frac{1.000 \times 1.66}{1.066 \times 10^6} = 0,3\%$



(a)



(b)

CONVENÇÕES

- Enclaves e diques anfibolíticos
Am. CL-6A, 12 B, 35, 39 B, 43 B, 97 C.
- Anfibolitos não-individualizados
Am. CL-2B, 47B, 52 A, 66 A, 85 B, e 143 D
- Metaultrabásicos magnesianos (ortomagmáticos)
Am. CL-42A, 47A, 83B, 162A, 91A e 109
- △ Metaultrabásicos calcomagnesianos (parametamórficos)
Am. CL 23B, 65A, 110A, 167A, 232A e 299
- ⊕ Dique gabroico
Am. CL-273 B {para fins de comparação}

FIGURA 5a e 5b-DIAGRAMAS Ni e Cr x mg (NIGGLI) (in CLARK, 1979), MOSTRANDO: A TENDÊNCIA IGNEA DOS ANFIBOLITOS E METAULTRABÁSICAS MAGNESIANAS; E A TENDÊNCIA SEDIMENTAR DAS ROCHAS METAULTRABÁSICAS CALCOMAGNESIANAS.

Nestes diagramas, observa-se que as rochas metaultrabásicas magnesianas são provavelmente de origem ígnea.

Aplicando-se os diagramas c x (al-alk) e mg utilizados por Evans e Leake (1960), respectivamente para os anfibolitos de Conemara e doleritos de Karroo (Figs. 6a, 6b), observa-se a coerência com as conclusões tiradas pelos diagramas anteriores: as metaultrabásicas magnesianas caem no campo ígneo e no intervalo dos diferenciados iniciais; os anfibolitos também caem no campo ígneo, mas nos últimos diferenciados; enquanto as metaultrabásicas calcimagnesianas situam-se na área dos pelitos e carbonatos.

As rochas metaultrabásicas magnesianas da região ocorrem isoladamente ou associadas com rochas básicas que podem tratar-se de séries komatiíticas, conforme se comenta no próximo subitem. Estas rochas apresentam paragénese típica de reações que ocorrem com valores extremamente pequenos de X_{CO_2} (Concentração de CO_2), após a serpentinização de rochas duníticas, conforme a reação clássica:



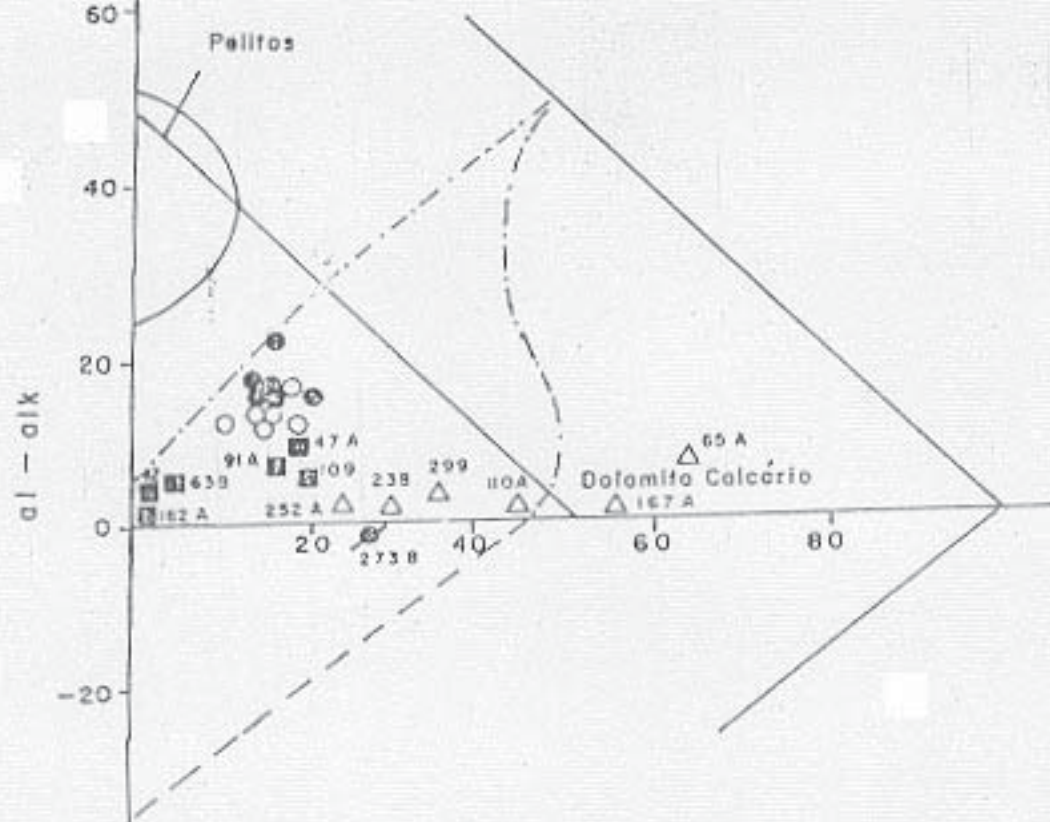
A sílica e o MgO seriam liberados para os fluidos mineralizantes. Nestas condições (esteatização), a serpentina reage com soluções silicosas, podendo produzir somente talco (Lam 42A) ou então, se tiver localmente serpentina em excesso explica-se a paragénese serpentina + talco (Lam 63).

Com o aumento dos valores de X_{CO_2} a serpentina pode inicialmente reagir com CO_2 , formando talco e magnesita, como se observa em amostras de mão. O talco por sua vez pode se decompor produzindo antofilita e quartzo (Lam 162A) ou então cummingtonita no lugar da antofilita (Lam 42B).

Concentrações locais de certos elementos durante os processos de diferenciações ígnea e metamórfica produziram alteração do sistema isoquímico $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$, permitindo o aparecimento de minerais adicionais.

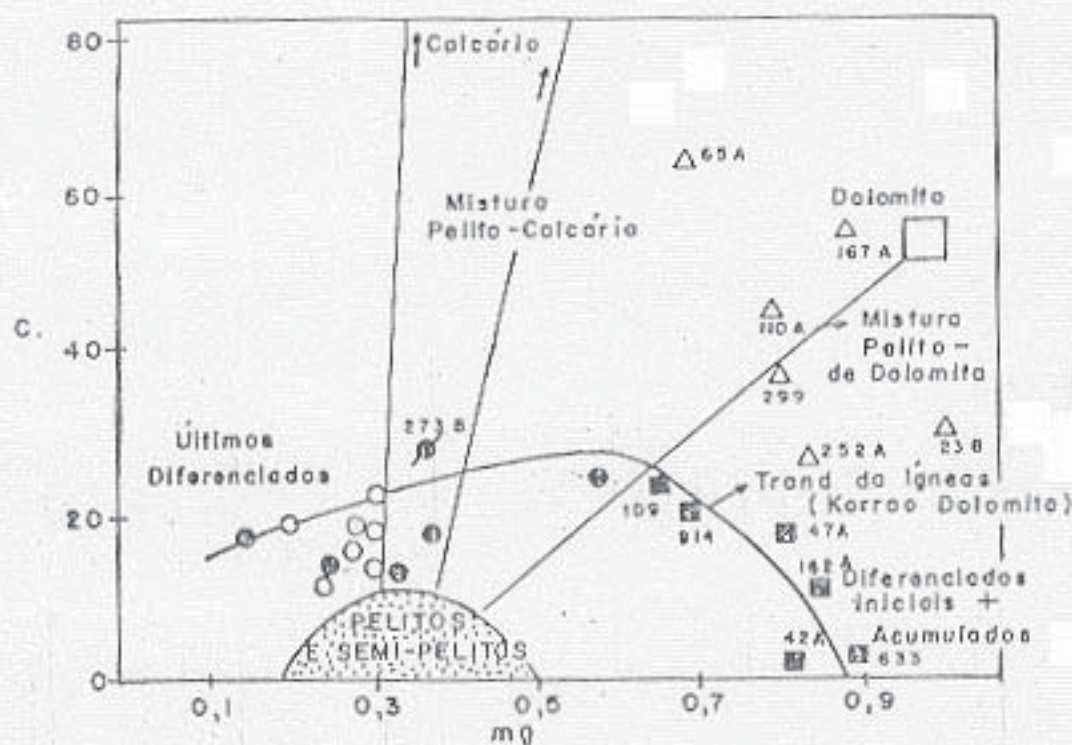
Assim, a formação de clorita é explicada pela adição de Al_2O_3 no sistema (Lams 42A, 42B, 91A e 162A).

Excepcionalmente, em casos de grande excesso de Al_2O_3 , ocorre flogopita (Lam 63B). Griffon et alii (1967), explicam a formação da flogopita que ocorre na rocha portadora de esmeralda ('sludito') em Carnaíba (BA) como produto da metassomatose de rochas ul



Convenções: vide figuras e

6a - NÚMEROS DE NIGGLI $c \times (al - aik)$ MOSTRANDO O CAMPO DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS E METAULTRABÁSICAS (in EVANS E LEAKE, 1960)



Convenções: vide figuras e

FIGURA 6b - NÚMEROS DE NIGGLI $mg \times c$, PARA MOSTRAR A ORIGEM DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS E METAULTRABÁSICAS, DE ACORDO COM LEAKE, 1963 e 1964 (in CLARK 1979)

trabásicas em dois estágios:

- 19) feldspato K + serpentina=flogopita + talco + água
- 29) feldspato K + talco=flogopita + sílica.

A adição de CaO pode formar tremolita (Lams CL-91A e 109).

As paragêneses resultantes do metamorfismo das rochas metaultrabásicas de origem ígnea indicam amplo intervalo de temperatura com 2 Kb de Pf (Pressão de fluido), desde as faixas de estabilidade da serpentina (Lam 63) até pouco menos de 700°C, conforme mostra a curva de estabilidade da antofilita no diagrama de Johannes (1969, in Winkler, 1977 - pg. 117), visto que em lâmina delgada (Lam 192A) ocorre em contato mútuo com o talco.

As rochas metaultrabásicas de origem sedimentar se caracterizam por apresentarem os componentes maiores formando as duas paragêneses típicas de metamorfismo de dolomitos silicosos a seguir:

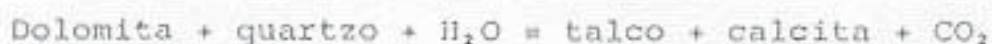
- a) tremolita + talco + calcita + dolomita + quartzo
- b) diopsídio + tremolita + dolomita + calcita + quartzo

Acessoriamente e como traços registra-se a presença de apatita, esfeno, turmalina, granada, epídoto (pistacita), zirconita, opacos e outros. Alguns destes minerais podem ser de origem detrítica, outros podem ser provenientes da ação hidrotermal.

Os tipos petrográficos contendo mais de 50% de carbonatos e metamorfisados são agrupados nos mármore.

Segundo Winkler (1977) as paragêneses observadas são comuns em seqüências de calcários dolomíticos silicosos que sofreram metamorfismo regional. As rochas constituídas de quartzo, dolomita e calcita ou magnesita não são afetadas por metamorfismo de grau incipiente. A presença de feldspato K, andesina e biotita pode ser explicada por processos metassomáticos e/ou metamórficos.

No metamorfismo progressivo de calcários dolomíticos silicosos, a primeira reação que ocorre é:



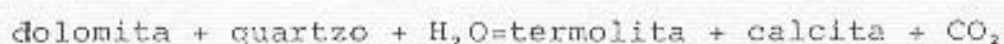
Provavelmente não foi possível se formar talco como geralmen

te acontece no início do metamorfismo de dolomitos silicosos, porque aumentou em demasia o XCO_2 , que pode entre outros motivos ser devido a formação metassomática da flogopita que libera CO_2 , conforme segue:

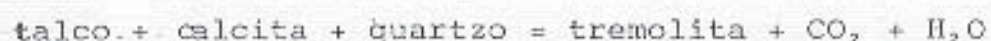


Esta reação pode explicar a presença de flogopita na amostra de mármore CL-65C.

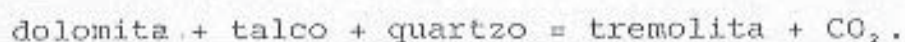
Se aumentar muito a concentração de CO_2 (XCO_2) a reação anterior não pode prosseguir e inicia-se a reação:



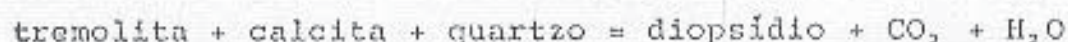
Os minerais formados podem reagir entre si e resultar:



Em presença de magnesita ocorre a reação:



A presença de diopsídio pode ser explicada pelo aumento de temperatura, quando ocorrem as reações:



Para complementar as paragêneses estabelecidas falta apenas se acusar a presença de dolomita que em lâmina delgada, está incluída nos carbonatos e que em afloramento grada para rochas metaultrabásicas (Foto 1).

Além das reações indicativas do grau metamórfico, os respectivos pontos isobáricos univariante são mais precisos para esta finalidade.

As curvas isobáricas de equilíbrio (2) e (6), (in Winkler, 1977, pgs. 90-91) situam-se dentro de um pequeno intervalo de temperatura para consideráveis variações de XCO_2 . A pressão de fluido entretanto tem bastante influência: o máximo de temperatura para a curva (6) é de $540^\circ C$ em 1 Kb e de $655^\circ C$ em 5 Kb, temperatura que deve ter sido atingida no metamorfismo regional, abaixo das condições necessárias à formação de forsterita a partir de calcá

rios dolomíticos silicosos, pelo menos na área.

Do exposto pode-se concluir que o metamorfismo atingiu nos carbonatos temperaturas próximas de 700°C , permanecendo no grau médio até o topo da Unidade Inferior do Complexo Brumado-Urandi.

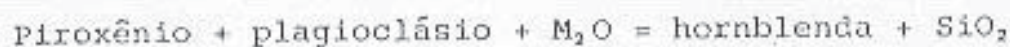
As análises petrográficas de mármore que ocorrem em folhas mapeadas pelo Projeto Brumado-Caetité (Moraes et alii, 1980), nas proximidades de Ubiraçaba (BA) e S. Timóteo (BA), acusam a presença de olivina constituindo 10% da amostra. Embora nestas análises os carbonatos não tenham sido identificados, a presença de clorita denuncia uma derivação a partir de rocha ultrabásica com enriquecimento em Al_2O_3 . O carbonato destas amostras tratar-se-ia provavelmente de magnesita, numa associação que indica menor grau de metamorfismo em relação aos mármore com olivina derivados de carbonatos impuros.

Bodenlos (1954) por sua vez acusou a ocorrência de enstatita em amostras de carbonatos de Serra das Águas, piroxênio que segundo Winkler (1977) ocorre em rochas derivadas do metamorfismo de rochas ultrabásicas que com baixas concentrações de CO_2 pode se formar a temperaturas superiores a 700°C , a pressão (Pf) de 2 Kb.

Além da complexidade gerada pela simultaneidade de reações, somam-se a isto as variações nas pressões e concentrações de fluidos, em função das heterogeneidades litológicas e atividades tectono-magnética-termais.

Nos anfíbolitos, conforme se observa nas lâminas delgadas e de acordo com Winkler (1977) as paragêneses são indicativas de participação de água. Os plagioclásios normalmente com as composições isomórficas em cálcio acima de 17% ($\text{An} > 17$), a maior parte com a composição de andesina, indicam grau médio de metamorfismo.

A anfíbolitização de metabásicas ígneas pode ser explicada pela reação proposta por Muller e Saxena (1977):



Com o prosseguimento do metamorfismo parte da hornblenda pode produzir tremolita (Lam 153) enquanto o plagioclásio pode, quase todo, entrar para a fase fluída.

Como indicativos petrográficos de uma origem ígnea, conjuntamente com os aspectos assinalados por Willians et alii (1954)

- a) Alta percentagem de opacos;
- b) Pouco quartzo;
- c) Plagioclásios pouco geminados e xenoblásticos;
- d) Textura relíquia diabásica;
- e) A maior parte mostrando composição modal comequivalência de hornblenda e plagioclásio.

Todos os aspectos assinalados acima foram observados em lâminas delgadas, registrando-se casos em que a hornblenda atinge percentagens próximas de 90%, constituindo hornblenditos.

Algumas amostras contendo hornblenda em contato mútuo com albita, clorita ou epídoto em proporções muito variáveis são considerados como efeito do retrometamorfismo até a facies xisto-verde.

Os mármores que ocorrem na Serra das Águas apresentam uma associação mineralógica típica de metamorfismo de calcários dolomíticos e magnesíferos silicosos.

As reações analisadas por Winkler (1977) explicam as paragéses mais comuns encontradas, sendo os tipos petrográficos considerados como produzidos pelo metamorfismo de calcários dolomíticos e existindo reações equivalentes para a magnesita quando existente em excesso, cuja presença é necessária para o desenvolvimento de algumas reações.

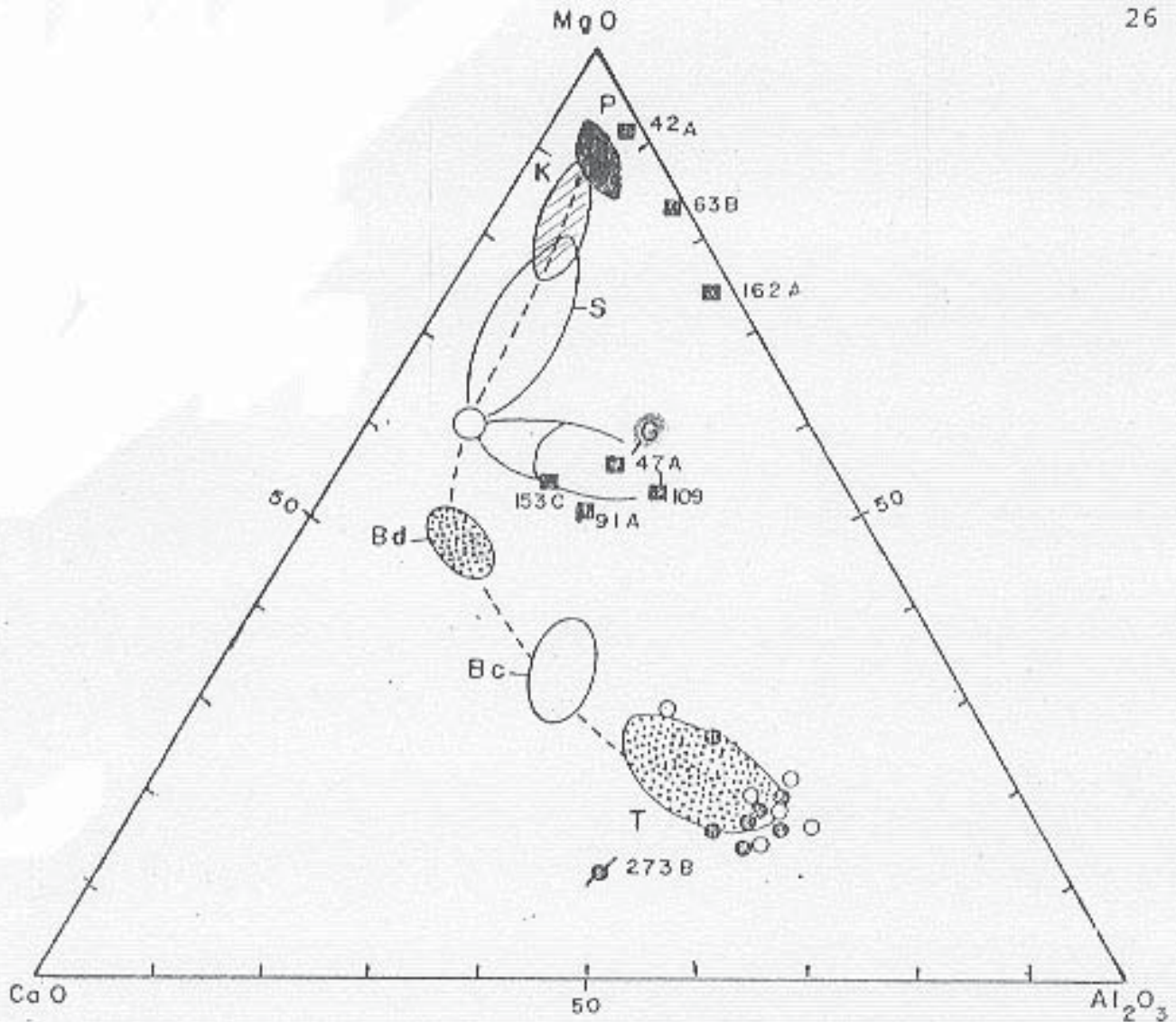
Os comentários sobre a petrografia e petrogênese das rochas ultrabásicas parametamórficas são em grande parte válidos para os mármores, lembrando-se apenas que nestes o teor mínimo de carbonatos é arbitrado em 50%.

A magnesita e a dolomita mostram poucas transformações no sentido do topo do pacote vulcanoquímico provavelmente pela maior pureza e excesso de carbonato participando das reações.

Série Magmáticas e Evolução Tectônica

Numa tentativa de determinar os tipos de magmas e seus 'trends', complementando os estudos petroquímicos, utilizou-se os diagramas propostos por Viljoen e Viljoen (1969) e Jensen (1976) (Figs. 7 e 8).

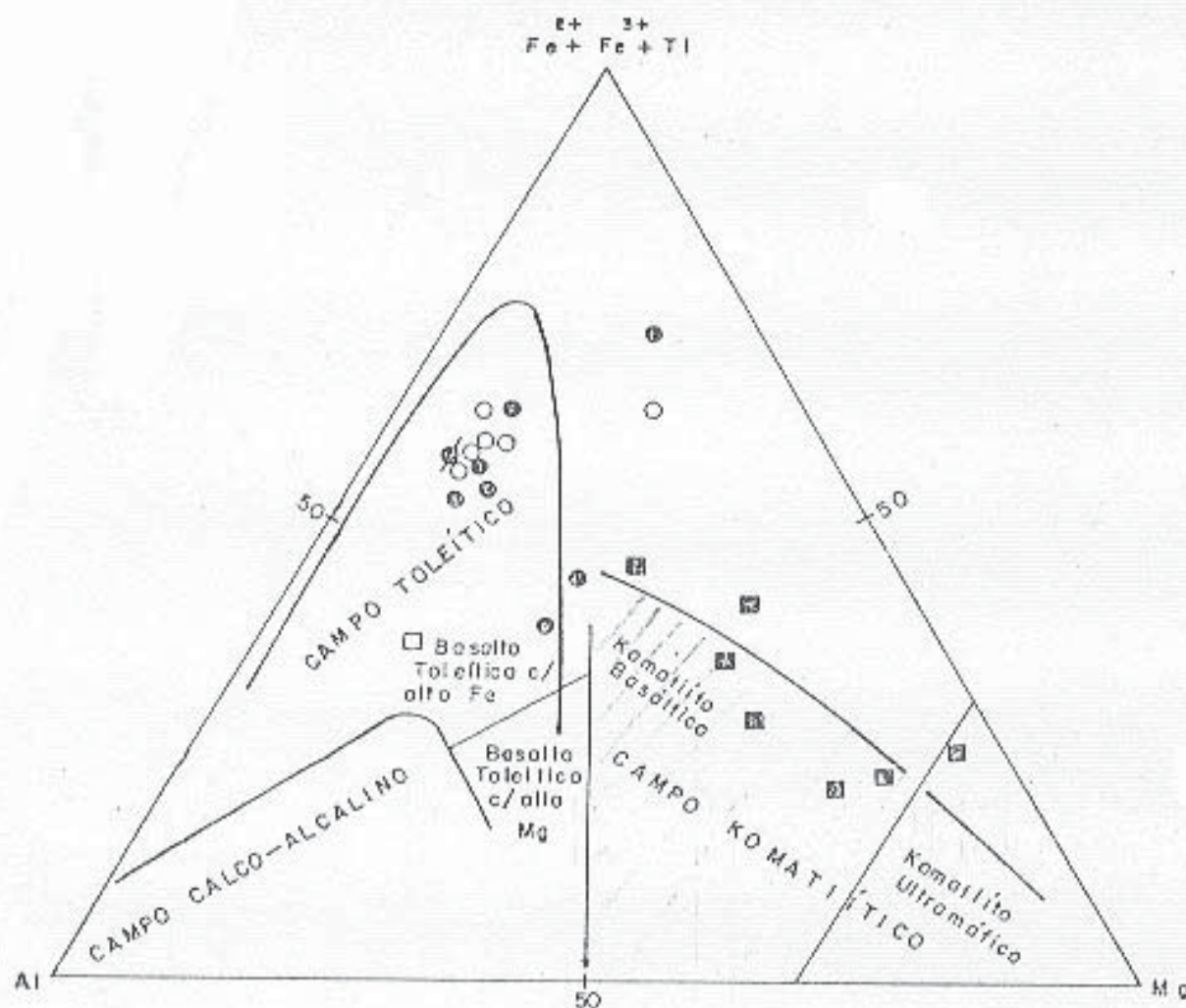
A maior parte dos anfibolitos no diagrama de Viljoen e Viljoen (1969) caem no campo T, ou próximo deste, indicando filiação



CONVENÇÕES

- P - Peridotito
- K - Formação Komati
- S - Formação Sandspruit
- ⊙ - Basalto komatiítico - Tipo Geluk
- ⊙ - Basalto komatiítico - Tipo Bodpias
- ⊙ - Basalto komatiítico - Tipo Barberton
- T - Metateleítos (FORMAÇÕES SUPERIORES)

- ⊙ Encaves e diques anfibolíticos
Am: CL- 6A, 12B, 35, 39B, 43B, 97C e 240B
- Anfibolitos não-individualizados
Am: CL-29, 47B, 52A, 66A, 85B, 143D
- ⊠ Am: metatubosílicas-magnesianas (ortometamórficas)
Am: CL- 42A, 47A, 63B, 162A, 91A, 109 e 153C
- ⊠ Dique gabróico
Am: CL- 273B



CONVENÇÕES

- Encaves e diques onfibolíticos
Am. CL-6A, 12B, 35, 39B, 43B, 97C, 240B
- Amfibólitos não-individualizados
Am. CL-2B, 47B, 52A, 66A, 85B, 143D
- ▣ Metaultrabásicas magnesianas
Am. CL-42A, 47A, 63B, 162A, 91A, 109 e 153C
- Metavulcânica Intermediária
Am. CL-303
- ⊗ Dique gabróico
Am. CL-273B

FIGURA 8 — DIAGRAMA DE CATIONS DE JENSEN MOSTRANDO O PADRÃO DE DIFERENCIAÇÃO DAS SÉRIES KOMATIÍTICAS E TOLEÍTICAS (JENSEN, 1976)

toleítica, confirmada pelo diagrama de Jensen (1976). As rochas anfíbolíticas apresentam algumas amostras anormalmente enriquecidas em ferro.

As rochas metaultrabásicas ígneas mostram em ambos os diagramas um 'trend' no campo komatiítico, com tendência de ocorrência de rochas magnesianas nos primeiros diferenciados, e acusando possível interferência no campo toleítico, nos últimos diferenciados.

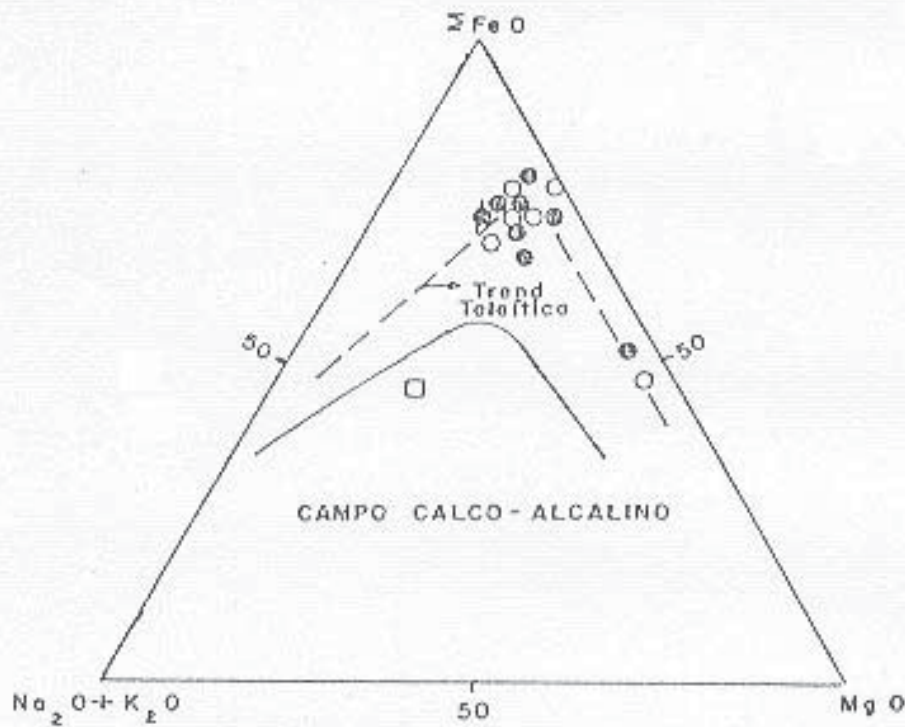
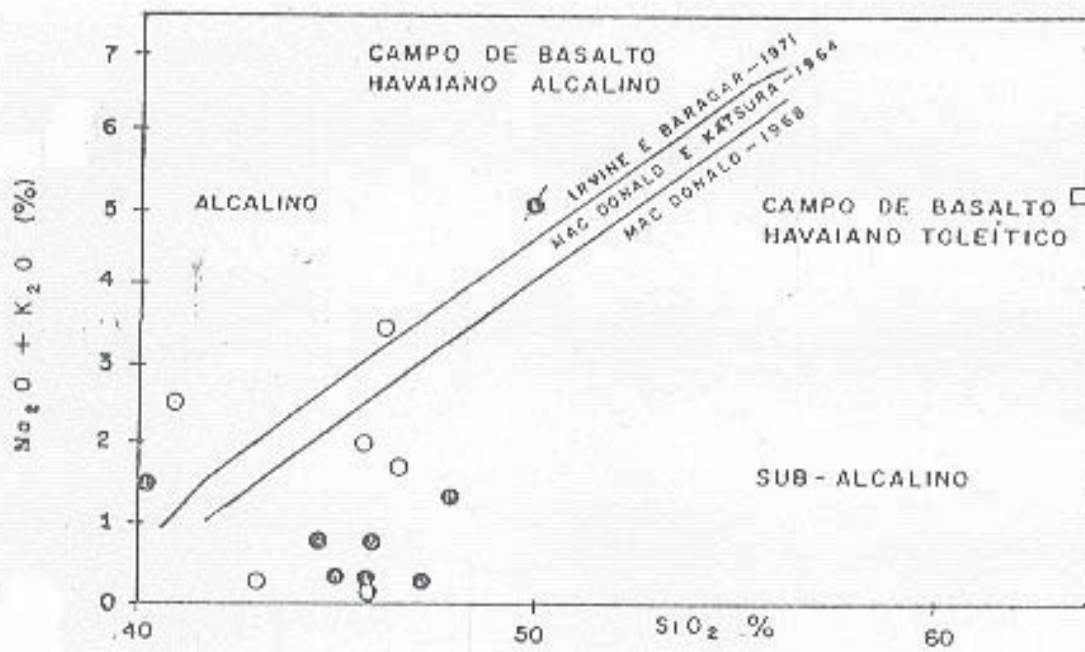
As estruturas típicas de séries komatiíticas não foram observadas, supondo-se que as reações de serpentinização como observou Nesbitt (1970) em 'greenstone' da Austrália Ocidental teriam ocorrido com aumento de volume e destruído as texturas magmáticas ou de resfriamento porventura existentes.

Segundo dados de Viljoen e Viljoen (1969), pode-se verificar que os termos vulcânicos definidos como komatiitos peridotíticos e komatiitos basálticos no cinturão de Barbeton têm quase todas as características químicas semelhantes àquelas da seqüência da Serra das Águas, ou seja: baixos conteúdos de Na_2O e K_2O ; e alto teor de magnésio, de até 34% de MgO nos termos peridotíticos e entre 10 a 21% nos tipos basálticos. Ainda segundo Viljoen e Viljoen (1969) os teores de CaO decrescem de cerca de 6% na Formação Sandspruit para valores abaixo de 1% nas formações da base da seqüência de Barberton. Estes últimos teores são comuns em metaultrabásicas ortometamórficas da Serra das Águas, que apresentam valores máximos abaixo de 10%.

Nos derrames de Barberton, como se supõe que também ocorra na Serra das Águas, as rochas ultrabásicas estariam associadas com rochas básicas toleíticas, como derrames ou como intrusivas.

Para as rochas básicas, utilizando-se o diagrama sílica x álcalis proposto por MacDonald et alii (in Clark, 1979), (Fig. 9a), observa-se que somente três amostras de anfíbolito caem nas bordas do campo alcalino, o que pode ser explicado pelo enriquecimento em álcalis, por processos metassomáticos já constatados por observações de campo e petrografia. As demais amostras caem no campo subalcalino onde estão incluídos as rochas toleíticas.

No diagrama A-F-M (Fig. 9b), a linha contínua representa o limite proposto por Irvine e Baragar (1971) entre as séries toleítica e calco-alcalina para as mesmas rochas separadas no diagrama



- ⊙ Encloves e diques anfibolíticos
- Anfibolitos não-individualizados
- Metavulcânica intermediária (Am 303)
- ⊘ Dique gabroico (Am 273B)

FIGURA 9a - DIAGRAMA SÍLICA X ALCALIS PARA SEPARAR SÉRIES SUBALCALINAS (MAC DONALD et alii, in CLARK, 1979)

FIGURA 9b - DIAGRAMA AFM (SEGUNDO IRVINE E BARAGAR, 1971) MOSTRANDO A SEPARAÇÃO DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS NO CAMPO TÓLEÍTICO E A METAVULCÂNICA INTERMEDIÁRIA NO CAMPO CALCO-ALCALINO (in CLARK, 1979)

Os anfíbolitos neste diagrama seguem 'trend' de enriquecimento em ferro (linha tracejada), a baixos níveis de álcalis, o que é típico de um padrão de diferenciação toleítica. A metavulcânica relativa à subunidade mv (amostra CL-303) cai no campo calco-alcalino, estando compatível com o modelo de evolução defendido para a crosta. Contudo, o resultado da análise de apenas uma amostra praticamente não tem significado.

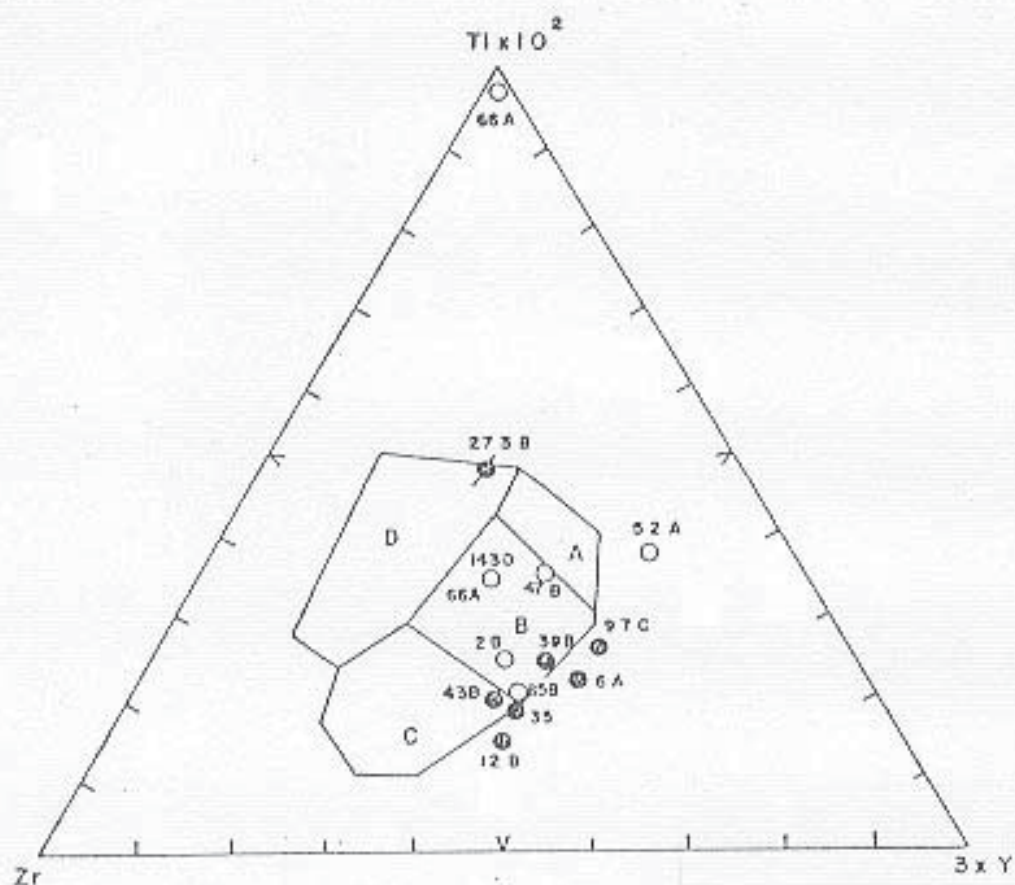
Aplicando-se o diagrama de Pearce & Cann (1973) e considerando-se a delimitação do campo toleítico feita anteriormente pode-se verificar que cerca de 50% das amostras caem no campo B, onde situam-se os basaltos do assoalho oceânico, enquanto o gabro (Lam 273B), plotado para fins de comparação, e como era de se prever, cai no campo D, relativo a basaltos intraplaca de ilhas oceânicas ou continentais (Fig. 10).

Formações Ferríferas

Ocorrem associadas às rochas básicas e ultrabásicas do Complexo Brumado-Urandi. Entre elas diferenciam-se as formações ferríferas sedimentares (ffs) e cataclásticas (ff): as primeiras ocorrem com espessura máxima de 50m na parte superior da seqüência química, contendo intercalações de mármore dolomíticos e metabásicas calcicossilicáticas; as segundas, ocorrem nas partes medianas do pacote vulcanogênico, muito estreitamente relacionadas a rochas básicas-ultrabásicas.

Em amostras de mão das formações ferríferas cataclásticas observa-se um perfeito bandamento, enquanto a análise petrográfica (Lam 104) realizada em seixo de coluvião, mostrou uma composição de opacos (magnetita) com 'chert' e anfíbólios (grunerita), indicando que o metamorfismo é de grau médio, enquanto a facies de sedimentação é transicional entre óxidos e silicatos.

As formações ferríferas sedimentares (ffs) transacionam para rochas calcicossilicáticas, que na lupa indicam a presença de diopsídio e actinolita, denotando metamorfismo do grau fraco, enquanto as formações ferríferas cataclásticas teriam sofrido metamorfismo regressivo (diaftorese) a partir de rochas contendo piroxênios, permanecendo ainda nas faixas inferiores do grau médio. Estas rochas sedimentares diferem ainda por apresentarem deformações plásticas (dobras) não observadas nas formações ferríferas cata



CONVENÇÕES

- A - Tefeito de baixo K
- B - Basalto de assoalho oceânico e algum tefeito de baixo K e basalto calco-alcálico
- C - Basalto calco-alcálico e alguns tefeitos de baixo K
- D - Basalto intra-placa.

- ⊠ Enclaves anfibolíticos
Am.Cl: 6 A, 12 B, 39 B, 43 B, 35 e 97 C
- Anfibolitos não-individualizados
Am.Cl: 2 B, 47 B, 85 B, 52 A, 66 A
- ⊠ Intrusão gabróica
Am.Cl: 273 B

FIGURA 10 - DIAGRAMA DE DISCRIMINAÇÃO USANDO Ti, Zr e Y SEGUNDO PEARCE e CANN, 1973 (In CLARK, 1979)

Quartzitos e 'Chert'

Ocorrem preferencialmente na porção mediana da seqüência. Os grãos minerais mostram forte orientação, cores esverdeadas devido à fucsita e/ou turmalina. Apresentam características mistas de sedimento detrítico e químico. A sílica foi cataclasadada produzindo estiramentos e quebramentos, resultando em um aspecto granular. Engloba-se nesta litologia, inúmeros níveis de 'chert' com pequenas espessuras, distribuídos por toda a seqüência vulcano-química.

Os minerais acessórios como a turmalina e zircão, normalmente arredondados, indicam uma contribuição detrítica ao ambiente de sedimentação. A fonte da sílica estaria nas rochas próximas, previstas nos modelos de evolução crustal mais aceitos, que incluem tufos, lavas e diápiros graníticos.

A associação mineralógica, incluindo a presença de cumingtonita indica que o metamorfismo foi de grau médio. Como impurezas, pode-se incluir também argilas que pelo metamorfismo produziram a associação estauroлита-cianita-granada (Lam 250C).

Estas rochas apresentam valores anômalos para Cr e Ni, possivelmente como resultado da existência de metaultrabásicas adjacentes.

O 'chert' não representável na escala do mapa, ocorre associado às rochas da subunidade mbub.

Xistos granatíferos

Consistem de pequenas intercalações de xisto não-individualizadas, em mapa, contendo granadas bem desenvolvidas, já alteradas. Ocorrem associadas a metabásicas e metaultrabásicas, apresentando forte filonitização e segregações quartzosas na foliação.

Este tipo de rocha não foi estudado em lâmina delgada, nem foram realizadas quaisquer análises, sendo muito especulativo arriscar qualquer origem. Estes xistos poderiam ser provenientes do metamorfismo progressivo de pelitos na faixa superior do grau fraco a intermediário ou então ser produto da alteração cataclástica-diaflorética de rochas básicas.

3.2.3 - Seqüência Superior

Esta seqüência é constituída exclusivamente de quartzitos im puros róseo-açinzentados e avermelhados, com granulação fina a mê dia com pouca ou nenhuma orientação na textura (qts).

O metamorfismo é de baixo grau (xisto verde), diagnosticado pela associação de acessórios (tremolita-epídoto-mica branca), for mada provavelmente a partir da matriz argilosa e cimento carboná tico.

3.2.3 - Comparação Litoestratigráfica com 'Greenstone Belts'

Entre os remanescentes de seqüências vulcanossedimentares da área verifica-se que a da Serra das Éguas seria a mais completa, embora, como a seqüência de Umburanas, não se enquadre perfeitamen te nos modelos hipotético ou clássico de 'greenstone belt', respec tivamente, Anhausser (1971) e (1973), (Fig. 11), e mostra algumas características similares e outras divergentes, analisadas a se guir:

1) Pelo posicionamento similar pode-se comparar a subunidade biotita-hornblenda gnaisses (bhgn) do Complexo Brumado-Urandi com o Complexo Gnáissico Antigo que segundo Hunter... (1970, in Anhaeus ser, 1973) precede a Seqüência Swaziland de Barberton a qual é cor relacionável a rochas pré-Sebakwian do Complexo Basal da Rodésia. Hunter (op. cit.) mostrou em Swaziland que a migmatização de anfi bólitos resulta na produção de rochas bandadas, nas quais os anfi bólitos transformam-se em biotita. Tais processos poderiam originar os arteritos e gnaisses bandados do Ciclo Transamazônico;

2) Segundo A.M. Goodwin (comunicação verbal, 1979) a Serra das Éguas não tem as características de um 'greenstone belt' típi co como o de Keewatin ou de Barberton (dânicos), mas se assemelha mais aos de Dharwar (Índia) considerados do Proterozóico Inferior, pela presença abundante de carbonatos e, além disso, a seqüência seria plataformal, depositada numa crosta ensiálica. A divergên cia quanto a crosta pode ser explicada apenas por razões de inter pretação diferente dos mesmos dados geológicos;

3) Embora não existam estruturas típicas preservadas, as aná lises químicas indicam que as rochas ultrabásicas da base do pa çote vulcanossedimentar podem pertencer a uma série komatiítica.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA ARQUEANA HIPOTÉTICA SEGUNDO ANHAUSSER, 1971		BARBERTON (SEQ. SWAZILAND) SEGUNDO ANHAUSSER, 1973		BRUMADO URANDI	
GRUPO SEDIMENTAR SEDIMENTAÇÃO CÍCLICA -ALTERAÇÕES DE ASSOCIAÇÕES SÉMI-ESTÁBILIS DE PAU A CROSSBEDDING DESenvolvimento vulcânico MENOR	ASSOCIAÇÃO ARENOSA	UNIDADES, FORMAÇÕES PERIFÉRICAS VULCÂNICAS E METAVULCÂNICAS FOLIADAS BARRANCOAS QUARTZITOS CONGLOMERADOS	GRUPO MOODIES UNIDADE SEDIMENTAR ARENOSA Formações: Clutha, Joe's Luck e Baviaans kop.		SEQ. SUPERIOR (CLÁSTICA): Quartzitos (qts)
	ASSOCIAÇÃO ARGILOSA	FORMAÇÕES PERIFÉRICAS VULCÂNICAS E ARGILÓSTICAS CRESTA +OLKELINDO GRANOVAS GRANOVAS, CRITA CONGLOMERADOS	GRUPO FIGTREE UNIDADE SEDIMENTAR ARGILOSA Formações: Sheba, Belvue Reed. e Scheongezicht.		SEQ. INFERIOR (VULCANOQUÍMICA): Mármoreas - Co, Mg (mm), quartzitos (qtz), form. ferr. (ff), xistos granatíf. e cherts.
GRUPO GREENSTONE -ASSOCIAÇÕES MÁFICAS E FÉLICAS VULCÂNICAS E ARGILÓSTICAS -SEM desenvolvimento SEDIMENTAR MENOR	PERIDOTITOS E BASALTOS TOLEÍTICOS	PERIDOTITOS E BASALTOS TOLEÍTICOS	GRUPO ONVERWACHT UNIDADE MÁFICA A FÉLICA Formações: Swarthkoppie Kromberge Hooggenoeg		Metavulcânicas intermediárias (mv).
	PERIDOTITOS BASALTOS TOLEÍTICOS	PERIDOTITOS BASALTOS TOLEÍTICOS	Middle Marker UNIDADE ULTRAMÁFICA INFERIOR Formações: Komati Theespruit e Sandspruit		Ortoamfibolitos (telaílicos)
GRUPO ULTRAMÁFICO -VULCÂNICAS ULTRAMÁFICAS -MÁFICAS, CÍCLICAS E ARGILÓSTICAS -ALTERAÇÕES DE ASSOCIAÇÕES MENOR	BASALTOS KOMATIÍCOS DELUX KOMATIÍCOS PERIDOTÍCOS PORFÍROS RICOS EM ZODIA	PERIDOTITO			Meto-ultrabásicos:
	KOMATIÍCOS BASÁLTICOS E TUROS SÍLICO-ALUMÍNICOS DOS TIPOS BARBERTON E SANDPILES KOMATIITO PERIDOTÍTICO	BASALTO PERIDOTITO	Complexo Gnáissico Antigo		Blotite hornbl - gnaisses com c/ "enclaves" ou "xenolitos"

(mbub) Metobasícos e Meta-ultrabásicos

FIGURA II - COMPARAÇÕES ENTRE COLUNA ARQUEANA HIPOTÉTICA E OS "GREENSTONE BELTS" DE BARBERTON E DE BRUMADO - URANDI (SERRA DAS EGUAS)

4) Os anfíbolitos que ocorrem associados a rochas ultrabásicas e aqueças que constituem enclaves nos biotita gnaisses apresentam quimismo de rochas toleíticas, com características geoquímicas de assoalho oceânico. As análises petrográficas indicam que as rochas calco-alcálicas, previstas no modelo de Anhausser (1973) comumente associadas às seqüências toleíticas, poderiam estar representadas pelas rochas metavulcânicas intermediárias (mv) que ocorrem fora da Serra das Éguas, em faixa encontrada a leste, na área mapeada. Não foram registrados outros termos da série calco-alcálica, esperado numa diferenciação magnética completa.

5) Típicas da associação argilosa do Grupo Sedimentar da coluna hipotética (Anhausser, 1971), pode-se destacar as ocorrências de formações ferríferas intercaladas em rochas dolomíticas. Na associação arenosa deste grupo, coroando a seqüência vulcanossedimentar, sobressai espesso pacote quartzítico.

6) Os estudos do metamorfismo dos 'greenstones' típicos indicam que eles geralmente são de baixo grau, da faixa dos xistos verdes e raramente atingem o grau médio. Na Serra das Éguas entretanto observa-se um decréscimo do grau metamórfico desde forte nos gnaisses da base da seqüência, passando a médio (facies anfíbolítica) até o topo da Seqüência Inferior e tornando-se fraco na Seqüência Superior.

Em virtude das discrepâncias observadas na análise comparativa precedente é conveniente enquadrar a Serra das Éguas, como o fizeram Naqvi et alii (1978) para as seqüências de Shimoga-Chitradurga no sul da Índia ou seja: "pilhas geossinclinais semelhantes a 'greenstone belts'" (Arqueano Superior ou Proterozóico Inferior) ou talvez fosse melhor designá-las seqüências similares a 'greenstone belts', simplesmente.

3.3 - GRANITOS INTRUSIVOS

Estes granitos ocorrem em corpos isolados com menores dimensões que os granitóides, geralmente possuindo menos de 10 km na maior dimensão. São em geral alongados por efeitos de esforços tectônicos na direção N30°E e mostram evidências de perturbarem a foliação das rochas encaixantes, mais nitidamente nos biotita gnaisses, e não possuem enclaves.

Por correlações litológicas preliminares com granitos considerados intrusivos em algumas seqüências vulcanogênicas, Marinho et alii (1979), supõe-se que sejam pós-tectônicos do Ciclo Transamazônico, embora não tenham sido datados. Possuem pequena gama na sua associação mineral, tratando-se de granitos potássicos a biotita (até 7% deste mineral). Os grãos minerais mostram alguma deformação mas ainda conservam a textura hipidiomórfica característica de rocha magmática.

3.4 - SUPERGRUPO ESPINHAÇO

Esta unidade repousa discordantemente, ora sobre a Associação migmática-plutônica, ora sobre o Complexo de Brumado-Urandi. Constitui na área mapeada a feição orográfica da Serra do Rio de Contas.

Com base nos mapeamentos básicos e outros trabalhos anteriores supõe-se que as litologias mapeadas pertencem ao Grupo Paraguaçu (CPRM/PROSPEC/DNPM, 1974) ou Lavras (Inda e Barbosa, 1978) que são englobados no Supergrupo Espinhaço.

A Serra do Rio de Contas consiste de um pacote com espessura de cerca de 215 m estimado em seção (Fig. 2b), constituído por metaconglomerados, quartzitos e metarenitos.

Os metaconglomerados basais são polimíticos e gradam para quartzitos amarelo-acinzentados a róseos com marcas de onda e níveis conglomeráticos intraformacionais, totalizando 1.100 m de espessura.

Para o topo segue-se um pacote de quartzitos róseo claros, muito caulínicos, sericitizados por efeitos cisalhantes, com cerca de 450 m de espessura.

A seqüência está recoberta por um pacote com cerca de 600 m de metarenitos, esbranquiçados e róseos, caulínicos, localmente com lentes silticas, sendo comum a ocorrência de estruturas sedimentares de estratificação cruzada e paralela.

As variações litológicas correspondem a variações ambientais, provavelmente fluvial de alta energia com predominância do regime de rios anastomosados.

3.5 - INTRUSIVAS BÁSICAS

Cortando as litologias do Supergrupo Espinhaço, na Serra do Rio de Contas existem rochas básicas classificadas no campo como gabros e diabásios, situadas tentativamente no Proterozóico Médio.

3.6 - COBERTURAS CENOZÓICAS

Relacionadas ao Ciclo de Erosão Sul-Americano, são encontrados depósitos eluviais e silicíticos, os últimos estando benrepresentados na Serra das Águas.

Os depósitos relacionados ao Ciclo Paraguaçu, são predominantemente eluviais, aluviais e lacustres.

4. CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS

Como foi discutido em capítulos precedentes e segundo Moraes e Arcanjo (1979) a Associação Migmática-Plutônica e a seqüência vulcanossedimentar do Complexo Brumado-Urandi apresentam evidências de uma evolução comum, tendo ocorrido rotações e translações das 'ovais' siálicas. As diferenças observadas nas datações radio métricas indicam contudo a existência de segmentos com idades distintas, indicando que provavelmente os eventos tectono-magmático-termais relacionados ao Ciclo Transamazônico (1,8 a 2,6 b.a.) re estruturaram os segmentos cratônicos antigos, sugerindo uma evolução comum e se constituindo em importante fator metalogenético.

Na Serra das Éguas as diferentes litologias responderam especificamente a estes esforços. Nos biotita gnaisses da base da seqüência, que mostram comportamento plástico, estão impressas transcorrências sinistrais, determinadas pelas microdobras e lineamentos. Nas formações ferríferas (ffs) também, pela sua plasticidade pode-se delinear o estilo tectônico de toda a estrutura (Foto 2).

Pode-se definir a Serra das Éguas como sendo um braquissinclinório assimétrico, cujo eixo principal sofreu redobramento com menor intensidade. A assimetria não é total, observando-se que as foliações de plano axial mergulham predominantemente para NW com fortes ângulos, mas no bordo leste são encontradas foliações em sentido contrário com tendência geral de convergência destes planos no sentido do topo do pacote, dando um aspecto geral de leque, quando a estrutura é observada em seção transversal.

As datações Rb/Sr realizadas nas proximidades da área estudada e as associações litológicas são típicas de uma evolução precambriana desde o Arqueano com remobilizações no Ciclo Transamazônico. Intrusões gráníticas, possivelmente do Proterozóico Inferior, afetaram este segmento do craton seguindo-se coberturas intracratônicas sedimentares e finalmente a cobertura superimposta final constituída pelos sedimentos terciário-quadernários. Sob o ponto de vista tectônico, a Serra das Éguas situa-se nas imediações da faixa de anomalias gravimétricas Vitória da Conquista-Buritirama, estabelecida por Torquato e Kishida (1978, apud Mascarenhas, 1979), que se orienta SE-NW, separando os cratons de Guanambi e Remanso o que deve também ter influenciado as mineralizações.

5. HISTÓRIA GEOLÓGICA

Com base nos dados disponíveis ainda é prematuro estabelecer-se a história geológica ou defender-se uma teoria para a evolução da crosta da área do projeto e conseqüentemente para a origem da seqüência de Serra das Éguas. Além disso, as teorias existentes Anhausser et alii (1969), Clikson (1972) e Anhausser et alii (1973), envolvem processos que podem resultar num padrão estrutural e mesmo litológico semelhante àquele descrito por Salop (1977).

Existe ainda a possibilidade de que as duas linhas teóricas básicas sejam apenas parte ou etapas de um processo geral, à semelhança daquele apresentado por Windley (1977) que postula a fusão de proto-placas siálicas (minicontinentes) entre as quais existiriam crostas oceânicas, considerando-se que ambos os tipos podem levar a formação de terrenos granito-'greenstones'.

As teorias que mostram a evolução de uma crosta oceânica apresentam um número maior de pontos em comum com a área, em relação às teorias de evolução de placas siálicas. Contudo para o estabelecimento de história definitiva, deverão ser efetuados estudos complementares, dando-se ênfase ao quimismo e a cronologia dos eventos envolvidos, o que não foi realizado neste trabalho porque foge ao escopo do mesmo.

O Ciclo Transamazônico (1,8 a 2,6 b.a.) que atuou na área, provocou ao seu final, conjuntamente aos rejuvenescimentos, rotações e translações dos núcleos cratônicos mais antigos, transposições das foliações axiais e cisalhamentos, favorecendo o reajustamento do grau metamórfico e promovendo mineralizações. Estes eventos tectono-magmático-termais produziram deformações que resultaram num padrão de distribuição que levou Salop (1977) a sugerir estreitas relações genéticas entre as 'ovais' e as seqüências vulcanogênicas interpostas.

O Ciclo Espinhaço, segundo Inda e Barbosa (1978) correspondeu a importante soerguimento da crosta, iniciando com rifteamentos que geraram processos sedimentares clásticos na área, predominantemente cratônicos e chegando a fase de sinéclise na região da Chapada Diamantina. O Supergrupo Espinhaço mapeado na área, constitui uma seqüência clástica, onde se observa variações faciológicas desde pelitos a ruditos, com grau metamórfico fraco.

No Terciário e Quaternário depositaram-se os sedimentos co
lúvio-elúvio-aluvionares relativos aos ciclos erosivos Sul-American
os, Velhas e Paraguaçu.

6. GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1 - MINERALIZAÇÕES

Como se sabe da ampla bibliografia sobre o assunto, os cinturões de 'greenstone' diferem em detalhe de local para local, às vezes acentuadamente; outras vezes, quebras no registro por efeitos erosivos que podem deixar somente a 'raiz' destes terrenos, acentuam as disparidades. Entretanto os processos de vulcanismo, sedimentação, granitização e magmatismo são, pelo menos, evidenciados com facilidade.

Neste capítulo serão discutidas apenas as mineralizações constatadas pelas suas ocorrências e indicadas por anomalias geoquímicas. As mineralizações possíveis de ocorrer deverão ser consultadas na bibliografia especializada, que indica alta potencialidade para o tipo de terreno granito-'greenstone' estudado.

Afora os materiais de construção e pedras ornamentais, os recursos minerais restringem-se ao Complexo Brumado-Urandi, sendo a seguir discutidos sucintamente.

Ouro

A ocorrência de Lavra de Umbuzeiro encontra-se em nível conglomerático com espessura de 1 m, na cobertura Terciário-Quaternária.

A fonte do ouro são veios hidrotermais de quartzo leitoso depositados por soluções ascendentes, que na citada ocorrência podem tratar-se dos filões concordantes aos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço.

Considerando-se a ampla distribuição dos níveis conglomeráticos na cobertura detrítica e o condicionamento geológico da área compatível com a existência das fontes de ouro sugeridas por Boyle (1976), recomenda-se pesquisa mais detalhada. A fonte do ouro poderia estar relacionada às rochas metavulcânicas intermediárias (mv), amplamente representadas na área, ou então às formações ferríferas sedimentares abordadas a seguir:

Formações Ferríferas

Como já foi explanado, na área são encontrados depósitos de

origem química em grande parte metamorfisados e que são abundantes nos níveis superiores da seqüência inferior do pacote vulcanogênico.

Provavelmente, pela lixiviação de rochas vulcânicas sob ação de voláteis em ambiente submarino, depositam-se as formações ferríferas onde se observa a intercalação de níveis silicosos (quartzo e calcedônia) e magnetita, correspondentes a facies de óxidos, passando a tipos petrográficos com grunerita, relativa à facies silicática.

Os processos cataclástico-diaforéticos, por sua vez, atuando sobre rochas básicas e ultrabásicas, especialmente toleíticas provocaram a concentração de ferro, resultando um fino bandamento e uma associação mineralógica semelhantes aos depósitos sedimentares, das quais se diferenciam mais facilmente pelas relações de campo, quanto ao posicionamento, e estilo tectônico.

Na Serra das Éguas, no local denominado Fábrica, os depósitos cataclásticos, chegaram a ser objeto de mineração rudimentar.

Vermiculita

Restringe-se a mineralizações em litologias do Complexo Brumado-Urandi invariavelmente relacionadas às zonas de cisalhamento cortando rochas básicas ou ultrabásicas retrometamorfisadas.

Em função da rocha original e condições específicas formam-se algumas variedades de vermiculita e ganga que pode conter feldspato, flogopita, biotita e clorita.

Os depósitos mais importantes da área são relacionados a pegmatização, formando-se inicialmente biotita em zonas cisalhadas e seguindo-se o seu lixiviamento pela ação hidrotermal por águas descendentes, o que explicaria o controle topográfico dos depósitos.

Alguns depósitos apresentam aspecto filoniano, em bolsões acompanhando as zonas de cisalhamento; outras vezes esta zona não está bem definida, supondo-se que as condições hidrotermais atuaram em todo o corpo da rocha original.

Turmalina

Ocorre na Serra das Éguas disseminada em rochas carbonatadas e no talco em cristais milimétricos. É considerada autigênica, sen

do o boro da estrutura cristalina incorporado durante a precipitação química em ambiente marinho, conforme é previsto em modelo geológico preconizado para a área.

A turmalina ocorre ainda como traços em rochas quartzíticas e metaultrabásicas parametamórficas, apresentando evidências de recristalização de turmalina detritica.

Berilo e scheelita

São encontrados às vezes associados a vermiculita, supondo-se que na área estas mineralizações estejam relacionadas à pegmatização que ocorreu durante as intrusões graníticas potássicas tardias, nos segmentos do Complexo de Brumado-Urandi.

A esmeralda ocorre na borda oeste da Serra das Águas, nas proximidades da mina do Pirajá (magnesita), tendo sido intensamente garimpada no início do século. É encontrada em coluviões, não se estabelecendo os parâmetros de mineralização. Entretanto, admite-se que os fluidos magmáticos ricos em Be, cuja alta mobilidade deve-se ao seu pequeno raio iônico, penetram as rochas metaultrabásicas magnesianas, promovendo uma cristalização disseminada. O cromo necessário à estrutura da esmeralda foi fornecido por metamatose a partir de rochas metaultrabásicas ortometamórficas circunjacentes.

Griffon et alii (1967) explicou a cor "verde garrafa" das esmeraldas de Carnaíba pela presença de cromo na estrutura do berilo, proveniente de rochas ultrabásicas.

A scheelita encontra-se disseminada e em veios nas rochas metaultrabásicas magnesianas, constituindo cristais centimétricos esbranquiçados, como ocorre a sul do morro da Grota, próximo a Correias.

Griffon et alii (1967) considerando a ocorrência de molibdenita associada ao berilo de Carnaíba, concluiu que de acordo com o diagrama de Fersman a jazida se formaria entre as etapas pegmatíticas e pneumatolítica, entre as geofases B e D, correspondendo a temperaturas de 800 a 600°C com pressões de 1.000 e 2.000 atmosferas, respectivamente.

Talco

Existem três tipos de depósitos que apresentam interesses

econômicos:

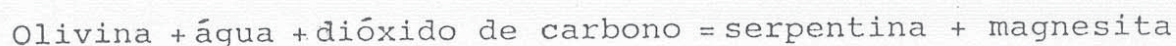
- 1) pelas relações de campo e conforme ilustração anexa (Foto 3), os principais depósitos de talco foram originados pelo metamorfismo da magnesita com adição de sílica e água em zonas de cisalhamento, conforme reação de Winkler (1977) simplificada a seguir:



Estes constituem os depósitos mais importantes, sendo explorados na Serra das Éguas por várias companhias de mineração.

- 2) Alguns depósitos menos freqüentes, de talco de qualidade inferior estão associados a rochas metaultrabásicas, das quais se originaram.

Guimarães (1959) explica a sua formação a partir de peridotitos pelo metamorfismo hidrotermal, em duas etapas, ocorrendo serpentização e talcificação (esteatização), pela adição de sílica, conforme se resume pelas reações a seguir:



- 3) Na Serra das Éguas são encontrados ainda depósitos econômicos de talco coluvionar, formados pela desagregação e dissolução de magnesita associada.

Asbesto

Foram assinaladas poucas ocorrências, sem importância econômica, associadas a pequenos corpos de metaultrabásicas e anfibólitos como enclaves em rochas da Associação Migmática-Plutônica.

São encontrados asbestos de crisotila tipo 'cross fiber' micrométricas e fibras maiores com até 3 cm. Mais raramente, ocorre asbesto antofilítico em fibras alongadas, disseminado em xistos provenientes da alteração de metaultrabásicas, como é o caso do afloramento CL-162, na Serra das Éguas.

Cianita

Na Serra das Éguas, na mina do Pirajá, a cianita é encontrada

da, em parte dispersa na magnesita e, em parte concentrada em planos de cisalhamento. Neste caso, a alumina e sílica necessárias a estrutura cristalina são fornecidas pela argila dispersa ou concentrada em fraturas, que no metamorfismo progressivo, sob condições relativamente altas de pressão e temperatura leva a formação da cianita.

Níquel e Cromo

Os valores anômalos de Cr e Ni, determinados por espectrografia, relacionados às rochas metabásicas e metaultrabásicas associadas ou individualizadas, mostram a possibilidade de existência de depósitos econômicos, que poderiam estar relacionados a séries komatiíticas, cuja existência na área não foi descartada.

Cobre

Na Serra das Éguas existem duas ocorrências de cobre relacionadas a rochas metabásicas. Na fazenda Cantagalo, no extremo nordeste, o cobre ocorre concentrado em veio hidrotermal contendo: calcita, quartzo e calcedônia, cortando rochas dolomíticas intercaladas em anfibolitos. Na borda leste da serra ocorre calcopirita disseminada e oxidada nas fraturas de metagabro intercalado em rochas carbonatadas e metaultrabásicas.

Outra possibilidade é a ocorrência de sulfetos maciços na interfacies metavulcânicas intermediárias com a seqüência vulcanoquímica, em situação semelhante à encontrada próxima a Umburanas fora da área, em ocorrências de calcopirita e bornita já pesquisadas pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral.

6.2 - MAGNESITA DA SERRA DAS ÉGUAS

6.2.1 - Fonte Original do Magnésio e do Dióxido de Carbono

Um dos problemas, senão o principal sobre a origem da magnesita, é que não existem dados sobre a fonte original do magnésio e do dióxido de carbono, capazes de transformar grandes depósitos sedimentares, em carbonatos e silicatos de magnésio. Portanto, trata-se de questão que não foi completamente elucidada. Segundo Hewett (in Silva, 1973), o magnésio pode provir das principais fon

tes seguintes:

- a) água do mar;
- b) conchas de organismos;
- c) rochas cristalinas do embasamento, como gnaisse;
- d) corpos de rochas cristalinas pouco profundas;
- e) reservatórios magmáticos profundos.

Tratando-se de rochas precambrianas pode-se eliminar de imediato a contribuição de conchas de organismos nos depósitos de magnesita da Serra das Éguas.

Supõe-se que a água do mar seria em última instância a fornecedora de MgO , proveniente de lixiviação das demais fontes citadas por Hewett (in Silva, 1973).

Faust e Callaghan (1948, in Bodenlos, op. cit.) explicou a origem das soluções ricas em magnésio por desdolomitização e pela solução congruente da dolomita seguida pela deposição metaestável da calcita, deixando uma solução rica em magnésio.

Por sua vez, a partir do dióxido de carbono necessário para formar depósitos de magnesita provavelmente seja derivado a partir de fontes ígneas profundas, embora parte possa ter sido fornecida através de dissociação termal de rochas carbonatadas circunjacentes, e outra parte possa ter sido trazida por águas subterrâneas. A atmosfera durante o Precambriano seria provavelmente muito rica em CO_2 , permitindo a concentração deste gás na água do mar.

O mecanismo de fornecimento de magnésio e de gás carbônico será abordado no próximo item, em conjunto com cada um dos processos envolvidos na formação de magnesita.

6.2.2 - Processos Envolvidos

A Figura 12 mostra as interrelações dos processos, alguns exemplificados com reações idealizadas ou postuladas com base em experiências de laboratório, sabendo-se entretanto que em algumas etapas o sentido dos processos pode ser inverso (metamorfismo retrógrado, desdolomitização, etc.) e que normalmente são transitórios, passando por etapas intermediárias. Representam-se também na Figura 12 os processos muito especulativos ou improváveis.

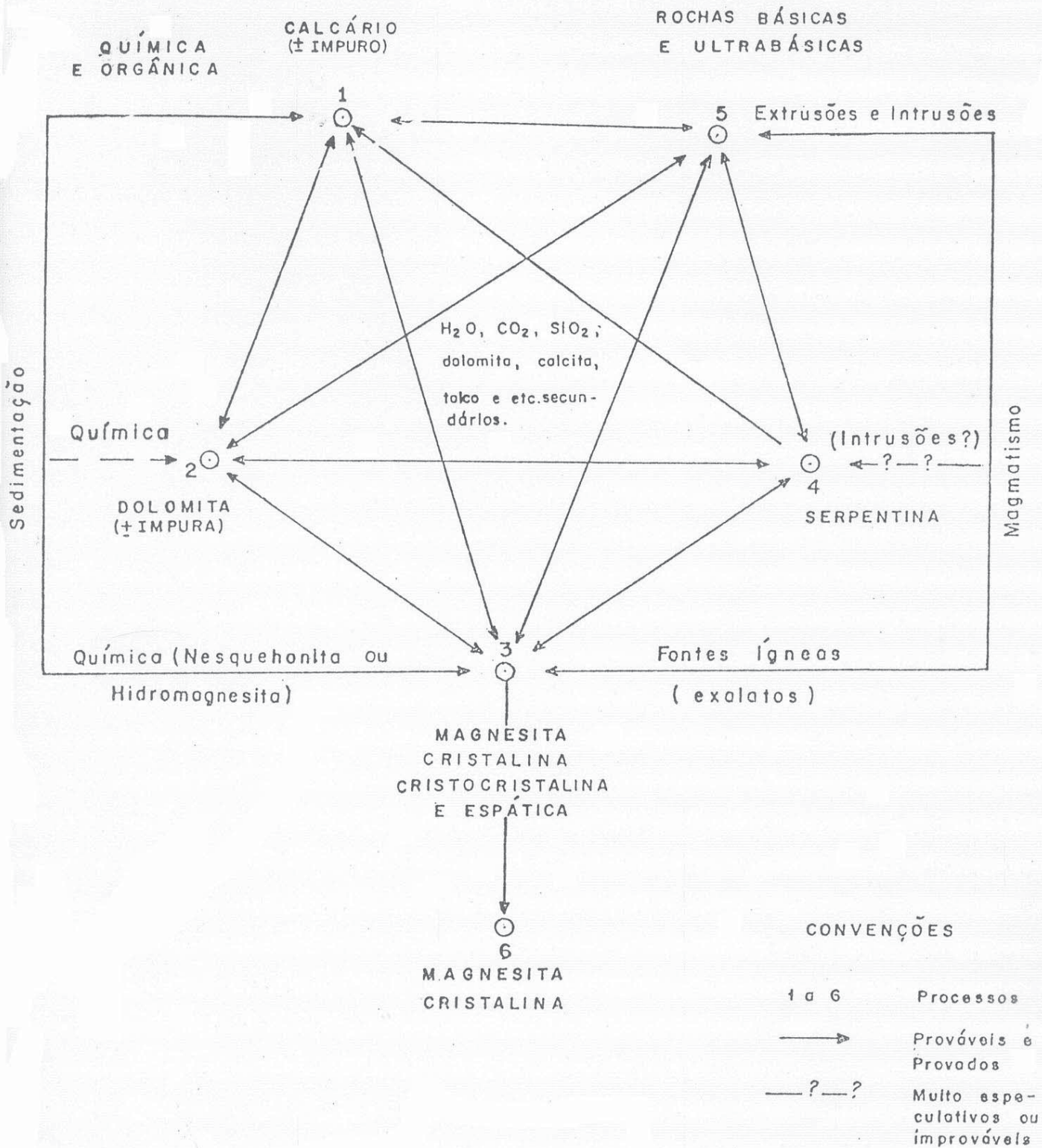


FIGURA 12-SUMÁRIO DOS PROCESSOS ENVOLVIDOS—ORIGEM DA MAGNESITA

Sedimentação (Fig. 12)

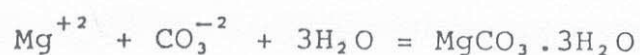
A provável fonte seria as águas do oceano, que apresentam considerável quantidade de magnésio em solução, originado pela destruição principalmente por hidrólise, das rochas circundantes, ricas em magnésio e pelo acúmulo de sais de magnésio levados ao mar pelos rios. Segundo Hewett (in Silva, 1973), o conteúdo dos íon Mg em solução na água do mar é da ordem de 1,27 gramas por quilograma de água, e a quantidade de sal cristalizado a partir de um quilograma de água é da ordem de:



Na gênese da magnesita a sedimentação poderia ser envolvida em etapas diferentes. Poderia ocorrer a precipitação direta do protominério, ou então a precipitação inicial de calcários calcíferos e dolomíticos que sofreriam processos metassomáticos até a formação da magnesita conforme se aborda adiante.

Segundo Krauskopf (1967) quando o íon Ca_3^{-2} encontra-se com o Mg^{+2} a temperatura ordinária, formam-se os carbonatos hidratados nesqueonita ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) ou hidromagnesita ($\text{Mg}(\text{OH})_2 \cdot (\text{CO}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), dependendo da pressão e temperatura. O carbonato normal MgCO_3 (magnesita) provavelmente se formaria a temperaturas mais elevadas ou pela alteração dos carbonatos hidratados.

Raramente, em salmouras obtidas pela evaporação da água de lagos salgados, a razão Mg/Ca torna-se alta bastante para a precipitação primária de carbonatos de magnésio, exemplificada pela reação apresentada por Krauskopf (1967), a seguir:



A precipitação direta de CaCO_3 , pela atividade orgânica, em parte sob a forma metaestável de aragonita, ou a precipitação química em condições ambientais normais de pressão e temperatura é universalmente aceita. Contudo, a precipitação direta da dolomita tem uma aceitação menor nos meios científicos. Segundo Hsu (1967), nos últimos anos, vários autores registraram ocorrências de dolomita normal ou rica em cálcio (protodolomita) em sedimentos recentes, às vezes contendo hidromagnesita.

Segundo Bodenlos e Thayer (1973), a magnesita sedimentar em depósitos estudados nos Estados Unidos, se apresenta como rocha carbonatada, castanha a cinza, provavelmente formada por evaporação. Tal magnesita é interestratificada com dolomita, rochas clásticas, ou estratos vulcânicos. Embora o teor de algumas magnesitas sedimentares seja alto, as finas camadas não podem ser mineradas economicamente.

Experimentos realizados por Schlomer (in Hsu, 1967) sugeriram que a nesqueonita é a fase estável no sistema $MgCO_3-H_2O$ nas condições normais de pressão e temperatura.

Segundo Hsu (1967), experiências de síntese realizadas em laboratório confirmaram as conclusões de Scholmer, enquanto que cálculos de energia livre sugeriram que a magnesita, ao invés de nesqueonita, é a fase estável no sistema $MgCO_3-H_2O$ a $25^{\circ}C$ e 1 atm de pressão total.

As experiências têm demonstrado que os conhecimentos atuais sobre a química de formação da magnesita e dolomita são ainda insatisfatórios. Contudo, supõe-se diante dos fatos apresentados que a sedimentação química deve ter sido o processo mais importante na formação dos depósitos de magnesita da Serra das Éguas. Neste caso o Mg seria proveniente da hidrólise subaquosa das rochas magnesianas circunvizinhas, nos proto-oceanos, enquanto o CO_2 seria fornecido pelo metamorfismo, pela atmosfera e/ou processos exalativos, o que é compatível com o ambiente geológico postulado.

Na literatura geológica são encontrados estudos sobre a formação de dolomito desde a precipitação direta até adolomitização (etapa 1-2, Fig. 12), que pode ocorrer desde a fase precoce da diagênese, passando pela fase tardia, até o campo metamórfico.

A rocha dolomito ocorre como finas e extensas camadas em estratos de todas as idades, desde o Precambriano ao Cenozóico, sem evidências geológicas indicando que sua formação processou-se sob condições de alta pressão e temperatura.

Magmatismo (Fig. 12)

De acordo com Clarke (1924, in Silva), as rochas ígneas contêm em média 2,09-2,49% de MgO . A magnésia é usada para a cristalização da olivina, piroxênios, anfibólios e finalmente biotita, que irão compor rochas básicas e ultrabásicas. Portanto, a cristala

lização esgotará a magnésia, nada restando para as frações finais. Por sua vez, os fluidos a partir da cristalização do magma, pouco ou nenhum Mg transportam. Segundo Clarke (op.cit.) vários autores fizeram essas observações pelo estudo de fumarolas vulcânicas. Em vários casos, a análise de águas, tidas como juvenis, mostraram que os sais de magnésio entram em quantidades de no máximo 16,4% do total dos sais ou seja, cerca de 0,06g Mg/m³.

A hipótese antiga da existência do magma serpentinitico, conforme representada na Figura 12, vem sendo contestada veementemente.

Do exposto conclui-se que o magmatismo pode ter contribuído como fonte exalativa somente de CO₂, enquanto o Mg, como foi discutido no item anterior, seria introduzido no ambiente, graças a lixiviação das rochas ígneas, contendo este elemento. Não existem indicações de contribuição de magmas carbonatíticos, não sendo registrada a ocorrência de membros da série alcalina.

Metamorfismo e Metassomatismo

Basicamente, a origem da magnesita através de processos metamórficos, com ou sem metassomatismo, é explicada a partir de rochas básicas ou ultrabásicas, com as quais estão comumente associadas, conforme comenta-se a seguir:

a) Metamorfismo de Rochas Carbonatadas Impuras

O metamorfismo progressivo a partir de carbonatos impuros, como foi abordado no subitem 3.2.1, leva a formação de minerais magnesianos que irão compor rochas básicas e ultrabásicas (etapas 1-5, 2-5 e 3-5, Fig. 12). Algumas das reações mais importantes que podem ocorrer num pacote de dolomitos silicosos são apresentados por Winkler (1977, pag. 85), notando-se que nas mesmas sempre é liberado CO₂, que atuará nas rochas circunjacentes. Farina (1966) utiliza o termo carbonatação para se referir aos processos que levam a formação de carbonatos, a partir de rochas básicas e ultrabásicas (etapas 5-1, 5-2 e 5-3, Fig. 12) passando pela serpentinização (etapas 4-1, 4-2 e 4-3, Fig. 12). Segundo Winkler (1977), existem reações semelhantes para o metamorfismo progressivo de magnesitas impuras.

No metamorfismo progressivo de dolomitos silicosos, não se forma magnesita, a qual quando formada inicialmente pela alteração hidrotermal de serpentinito se torna instável nas condições de tem

peratura atingidas, cerca de 700°C nas partes basais do pacote vulcanogênico.

O mais provável é que a magnesita ou seu protominério já teriam sido depositados e o metamorfismo promoveu as transformações mineralógicas, mostrando intensidade de grau médio até o topo do pacote carbonático e sobrando magnesita pouco afetada, que seria excesso de reação, ou não-reagente, considerando-se que seria muito pura. Nestes níveis superiores a magnesita pode ter sido apenas recristalizada (etapa 3-6, Fig. 12).

b) Substituição de Calcários ou Dolomitos e Dolomitização (etapas 1-2, 1-3 e 2-3, Fig. 12)

Nestes tipos de depósitos, a magnesita é normalmente cristalina e encontrada associada com dolomita, mas alguns dos principais depósitos como aqueles encontrados no Brasil, estão em camadas de calcários calcíferos. Mas mesmo nestes casos, a magnesita não se encontra diretamente em contato com calcário, e sim separada por uma zona dolomitizada. Os principais depósitos de magnesita cristalina do mundo estão na Áustria, URSS, Coréia, Manchúria, Brasil, Canadá, Austrália, Nepal e nos Estados Unidos. Todos estão em estratos ou zonas de rochas hospedeiras dolomíticas. Além disto, todas estão em regiões nas quais houve atividade orogênica. Comumente tais áreas também mostram atividades ígneas, sendo que uma teoria antiga, e, com forte suporte, postulava que a magnesita resultou da ação de intrusões ígneas e soluções associadas sobre dolomita.

A magnesita está freqüentemente e estreitamente relacionada tanto no espaço como em tempo com atividade ígnea, podendo incluir anfibolito, piroxenito, diabásio, peridotito, riolito, basalto, granito e outros (Bodenlos, 1954). Obviamente, o autor nesta relação as refere a ortoanfibolito.

Com base nos minerais que ocorrem associados e se apoiando nos trabalhos de Lindgren, Bodenlos (op. cit.) observou que na Serra das Éguas ocorre uma paragênese pertencente a depósitos da classe hipotermal (piroxênio, hematita especular, talco e turmalina), sugerindo que seriam mantidas altas temperaturas durante o período de mineralização na Serra das Éguas e que estes depósitos devem ser classificados, no mínimo como mesotermiais.

A assertiva deste último autor baseada numa paragênese supos

tamente hipotermal, concorda em parte com o estabelecido em capítulo precedente, ou seja, no pacote carbonático asparagêneses são indicativas de temperaturas que atingem cerca de 700°C na base, de crescendo para temperatura de grau metamórfico médio no sentido do topo do pacote carbonático. Para a formação do talco de boa qualidade, nas zonas de cisalhamento de magnesita, durante as reações do Ciclo Tectono-Termal Transamazônico podem ter sido atingidas temperaturas de até 500°C.

Embora as evidências de campo sejam claras e consistentes, a natureza da solução hidrotermal e o mecanismo da substituição permanece um problema. É sugerido que a formação da magnesita envolva reações ricas em Mg e CO₂, com remoção de Ca para a solução.

Visto como aspecto particular de um fenômeno global, o processo de formação direta da magnesita a partir de calcário implicaria num aporte de Mg mais intenso, do que o necessário para a formação da dolomita.

Pesquisas de laboratório forneceram dados que podem ser usados no desenvolvimento de hipótese sobre a deposição de magnesita. Faust e Callaghan (1948, in Bodenlos, op. cit.) tem aplicado tais experimentos físico-químicos nas suas análises de deposição de magnesita criptocristalina em Current Creeck, Nevada, sugerindo que as soluções hidrotermais que formaram estes depósitos obtiveram tanto o dióxido de carbonato quanto o magnésio na sua passagem através das rochas, dolomíticas. Estes autores postulam o mecanismo descrito como segue: "Quando as soluções hidrotermais se aproximam da superfície da terra, elas penetram massas de rochas mais porosas. A presença de mais espaços vazios permite o escape de CO₂ na fase de vapor. Esta perda de CO₂ muda o equilíbrio das reações entre os ácidos carbônico e bicarbônico na solução. Quando a concentração adequada de magnésio e ácido carbônico é alcançada a substituição se inicia. As soluções com excesso de CO₂ são levemente ácidas. Quando o CO₂ sai da solução o pH pode passar a alcalino. Num pH cerca de 9 os carbonatos, dolomita e magnesita, começam a se formar em quantidade, e o pH permanece essencialmente constante até que estas fases sejam a maior parte removidas das soluções".

Para se chegar a uma hipótese válida sobre a deposição de magnesita cristalina com tais dados físico-químicos deve-se lembrar que o ambiente geológico é difícil de se obter no laboratório.

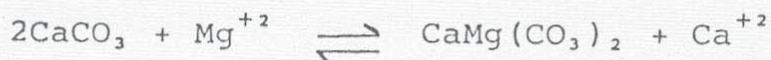
Reforçando estas idéias Rosenberg e Mills (in Bodenlos, 1954) chegaram a conclusão através de experiências de laboratório que são dispensáveis as soluções ricas em Mg. Foi proposto o seguinte mecanismo, sumariamente:

a) ataque de dolomita pré-existente por soluções com CO₂ a temperatura abaixo de 200°C resultando em soluções com concentrações aproximadamente iguais de Ca e Mg;

b) aquecimento dessas soluções a temperatura acima de 200°C, resultando na substituição de rocha dolomítica com produção de soluções ricas em Ca.

Segundo Krauskopf (1967) o fator tempo é muito importante, pois para ser atingida a estrutura particular da dolomita os íons ordenam-se lentamente, o que não é observável na natureza. O processo poderia ser exemplificado pelas reações seguintes:

Reações da Dolomitização



Por outro lado, o carbonato de cálcio (CaCO₃), que normalmente precede a dolomita, precipita no ambiente geológico, predominantemente sob a forma meta-estável de aragonita, aparentemente em desacordo com a menor solubilidade da calcita.

Segundo Pettijohn (1957), a teoria da substituição de calcários é mais aceita para a dolomitização, distinguindo-se: a inicial, resultado da reação de calcário com águas marinhas contendo magnésio; e a tardia, produto da reação de calcários com salmouras ou águas meteóricas circulantes contendo magnésio.

Estudos detalhados poderão futuramente indicar que os processos hidrotermais aqui considerados poderiam ter dado alguma contribuição na formação da magnesita da Serra das Éguas. As dolomitas pré-existentis teriam sofrido a ação de soluções ricas em CO₂ provenientes de fontes ígneas ou das rochas circunjacentes durante os ciclos tectônicos.

c) alteração das rochas básicas e ultrabásicas (etapas 5-3 e 4-3 com 5-4, Fig. 12).

A partir de rochas básicas e ultrabásicas é possível a formação de magnesita diretamente ou passando por uma etapa de serpentinização por metassomatismo ou simples alteração hidrotermal.

Os depósitos provenientes da alteração de serpentina geralmente são de magnesita criptocristalina e comuns em todo mundo, mas devido às suas pequenas dimensões, com poucas exceções como a aquelas da Grécia e Índia, são trabalhados economicamente.

A ação de águas superficiais descendentes ou águas hidrotermais ascendentes contendo CO_2 podem converter a serpentina em magnesita.

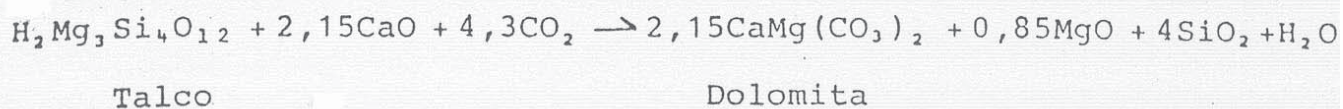
Dependendo da PCO_2 , muitos silicatos são convertidos com facilidade a carbonatos, por reação hidrotermal com soluções contendo dióxido de carbono ou carbonatos solúveis e baixas temperaturas. Os silicatos de magnésio são particularmente susceptíveis a este tipo de alteração.

A presença muito rara de magnesita espática, de origem provavelmente hidrotermal indica por outro lado que se formou magnesita secundária, à semelhança do que ocorre com a calcita derivada de reações em dolomitos silicosos. Infelizmente, não foi obtido resultado na análise de fracionamento isotópico da amostra CL-161 que poderia confirmar sua origem.

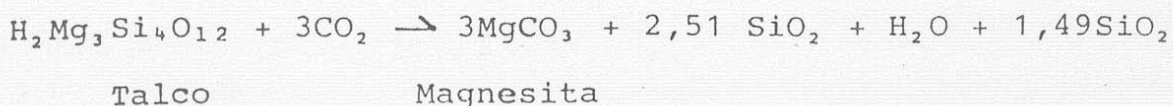
A esteatização de rochas ultrabásicas foi definida por Hess (in Turner Verhoogen, 1960) como aquele processo de alteração hidrotermal de uma rocha ultrabásica na qual nos seus estágios finais resulta numa rocha talcosa. Pode ser por simples adição de sílica, ou água aos peridotitos serpentinizados. Mais comumente, o metassomatismo do dióxido de carbono de carbono é envolvido e dolomita ou magnesita então aparecem como fase constituinte do produto final.

A magnesita criptocristalina resulta da alteração de rochas ultrabásicas ou então pelo fraturamento e recristalização da magnesita cristalina, processos que parecem pouco importantes na Serra das Éguas.

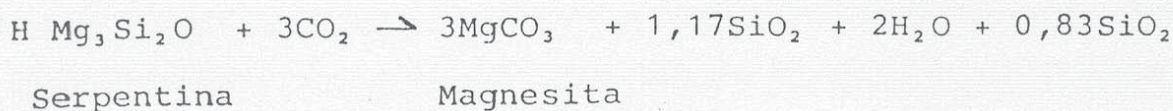
A seguir apresenta-se uma série de reações, algumas pertencendo a seqüências definidas, postuladas por diversos autores sumarizando os processos relacionados ao ambiente geológico de formação da magnesita, conforme abordado neste item.



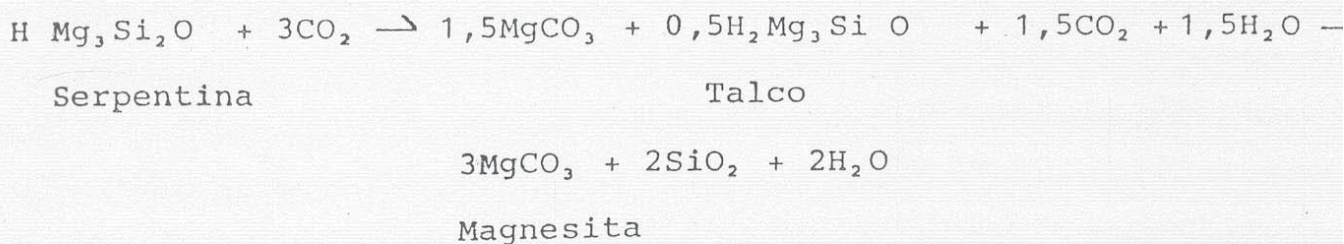
-Etapa 5-3, Fig. 12



- Etapa 4-3, Fig. 12



- Etapas 4-3 e 4-5, Fig. 12



6.2.3 - Medidas Isotópicas do Carbono e Oxigênio

Técnicas analíticas

As amostras foram pulverizadas e atacadas com ácido fosfórico, segundo as técnicas descritas por McCrea (in Torquato e Misi, 1977). A análise de CO_2 foi executada em espectrômetro de massa NUCLIDE, com 6 pol de raio de curvatura e 60° de flexão do tipo C - 60 - RMS.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram calculados em desvios por mil, relativamente a um padrão interno (Padrão Bahia) e corrigidos para valores PDB (Chicago Belemnite Standard) segundo a fórmula geral de Craig (1953, 1957 in Degens, 1967)

$$\delta^{13}\text{C} \text{ ou } \delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R}{R. \text{ Padrão}} - 1 \right) \times 1.000$$

onde R = $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da amostra.

Para efeito dos estudos comparativos da bibliografia existente, os valores obtidos para oxigênio em PDB foram transformados em S.M.O.W. (Standard Mean Ocean Water) através da expressão apresentada por Degens (op. cit.):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{S.M.O.W.}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \times 4,03) + 29,5$$

Interpretação

Considerando-se a complexidade do ambiente geológico, onde se sabe que alguns processos envolvidos (Fig. 12) afetaram em grau considerável o fracionamento isotópico do carbono e oxigênio, lançou-se mão do método comparativo com jazimentos conhecidos da bibliografia para as conclusões petrogenéticas sobre a magnesita da Serra das Éguas.

Os resultados analíticos mostram que a maioria das amostras de mármore calcí-dolomítico e magnesífero da Serra das Éguas caem num campo relativamente restrito, tendo valores de $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) num intervalo de -0,25 a -2,25, enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) oscilam entre 16,91 e 23,23.

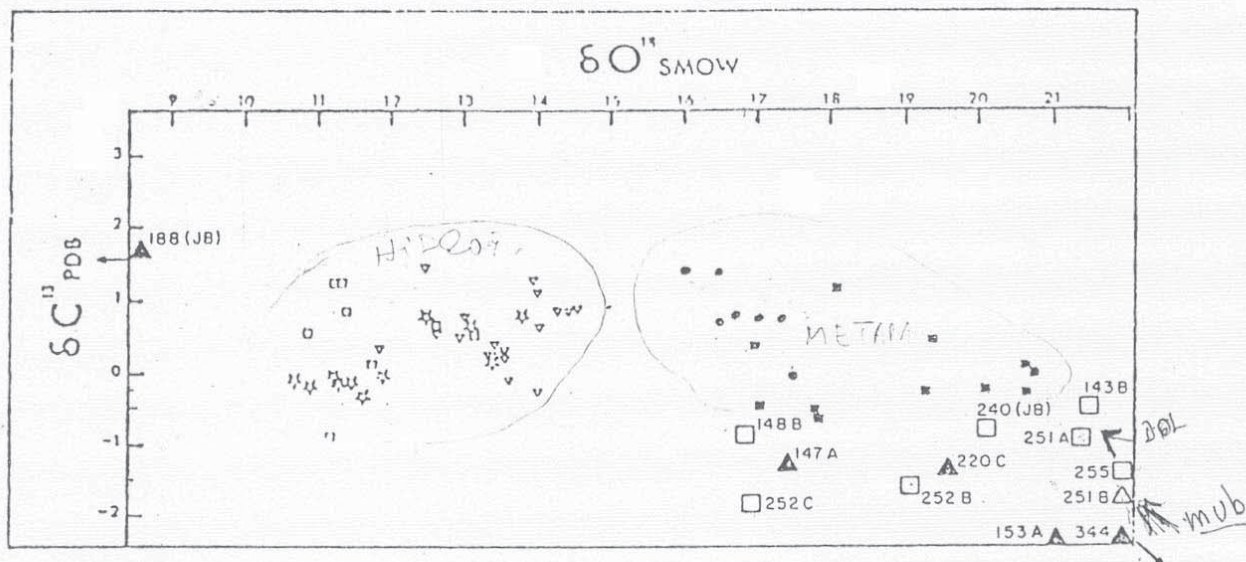
Estes valores, eliminando-se outras possibilidades, com base no modelo de 'greenstone belt' adotado, poderiam em princípio, segundo Baertschi (in Degens, op. cit.) tratar-se de carbonatos marinhos recristalizados ou mármore de alteração hidrotermal. Entretanto fazendo-se uma analogia com os resultados encontrados por Halfon e Marcé (1975) em mármore da serra de Montener, nos Pirineos Orientais (Fig. 13) verifica-se coincidência com carbonatos do tipo I, considerados por aqueles autores como resultantes do metamorfismo progressivo de calcários dolomíticos.

As amostras CL-251A e B consideradas como sendo de rochas metaultrabásicas parametamórficas, com base em evidências já apresentadas, que estão associadas aos carbonatos da Serra das Éguas e plotadas no diagrama (Fig. 13) confirmam a origem metamórfica da maior parte da magnesita e da dolomita da Serra das Éguas.

Os valores extremos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ determinados para as amostras JS-186 e CL-344, indicam a possibilidade da ocorrência de rochas carbonatadas em grupos caracterizados por fracionamentos isotópicos diferentes. A primeira amostra coletada no morro do Jar

dim, constituída por dolomita macrocristalina, possui excepcional enriquecimento em O^{16} ($\delta^{18}O = -14,76$) s3o encontrados em 3gua doce, o que 3 compatível com o valor de $\delta^{13}C(1,78)$. A amostra CL-344, por sua vez, consistindo de magnesita amorfa a criptocristalina, apresenta baixo valor para o $\delta^{18}O(-6,31)$ e alto valor para o δC^{13} (26,43) o que foi ocasionado pela dissolu33o e reprecipita33o em cavidades 3 semelhan3a de caliche calcífero ou dolomítico.

Os resultados dos estudos isot3picos s3o ainda preliminares, devendo novos trabalhos envolver um n3mero de amostras que tenha significado estatístico.



CONVENÇÕES

TIPOS:

- I
- - Calcários metamórficos
 - - Dolomitos metamórficos
- II
- △ - Dolomitos hidrotermais regionais
 - ✕ - Magnesititos
 - - Dolomitos de substituição de magnesititos

AMOSTRAS :

- DOLOMITA
- ▲ MAGNESITA
- △ META - ULTRABÁSICA (PARAMETAMÓRFICA)

OBSERVAÇÃO: As setas indicam que as amostras JB-188 e CL-344 caem fora do diagrama e do campo metamórfico.

7. CONCLUSÕES

As idades determinadas por datações Rb/Sr realizadas nas proximidades da área estudada, as associações litológicas e o padrão estrutural são característicos de uma evolução precambriana, que teve seu início no Arqueano, registrando-se a existência de rochas agrupadas na Associação Migmatítica-Plutônica e no Complexo Brumado-Urandi que apresentam evidências de remobilizações e reajustamento metamórfico no Ciclo Transamazônico (Proterozóico Inferior), além de serem afetadas por intrusões potássicas.

Durante o Ciclo Espinhaço que se seguiu, depositaram-se coberturas intracratônicas sedimentares representadas por metaconglomerados, metarenitos e metapelitos que foram afetadas por intrusões fissurais gábricas.

A cobertura superimposta final está representada por sedimentos detríticos e silicíticos do Terciário-Quaternário constituindo depósitos colúvio-aluvionares.

As comparações lito-estratigráficas feitas com modelos geológicos hipotéticos e de outros casos descritos na literatura demonstram as peculiaridades das seqüências vulcanogênicas da área, destacando-se a da Serra das Éguas e de Umburanas, que devem ser classificadas simplesmente como seqüências similares a 'greenstone belt', com idade provável do Proterozóico Inferior.

As características da seqüência vulcanossedimentar quanto ao padrão estrutural, litologia e quimismo indicam como mais provável a evolução de uma crosta oceânica conforme modelos de Anhauser (1969), Glikson (1972) ou Anhausser (1973), ou ainda segundo o modelo de Windler (1977), que é, mais completo.

As deformações tectônicas produziram para a Serra das Éguas uma estrutura tipo braquissinclínório assimétrico, possuindo um eixo principal também deformado, com menor intensidade, e estendido segundo SW-NE. Nesta estrutura observa-se uma predominância de vergência para leste, com fraca tendência de convergência das superfícies axiais para o topo do pacote, lembrando o aspecto de um leque invertido, em seção transversal.

Os estudos petrográficos e petroquímicos permitiram determinar com razoável segurança a origem das rochas mais importantes do Complexo Bramado-Urandi.

As rochas anfíbolíticas são de origem ígnea da série toleítica com características de assoalho oceânico ou arco insular.

As rochas metaultrabásicas são, em parte, originadas da alteração de dunitos com algumas evidências de pertencerem a série komatiítica e, em parte, resultantes do metamorfismo de rochas dolomíticas impuras que transicionam no sentido do topo para mármore dolomíticos e magnesíferos.

Os tipos litológicos incluídos genericamente nos biotita gnaisses mostram evidências de possuírem forte contribuição ígnea podendo a sua origem estar ligada a gnaissificação de ortoanfíbolitos ou metamorfismo até o grau forte de outras rochas, mais provavelmente, de tipos litológicos associados ao vulcanismo calco-alcalino previsto nos modelos mais prováveis para a evolução da crosta da área.

Além de certo grau de migmatização (arteritização), os fenômenos metassomáticos, notadamente potássicos, foram muito atuantes, afetando intensamente as partes basais do pacote vulcanossedimentares produzindo gnaisses porfiroblásticos que acompanham a orientação geral do Complexo de Umburanas.

Na unidade basal a migmatização atuou com intensidades que promoveu a formação de metatexitos, diatexitos e granitóides anatóticos.

As associações mineralógicas mostram uma gradação desde o grau forte na Associação Migmática-Plutônica e base do Complexo Brumado-Urandi, passando a médio nas rochas anfíbolíticas metaultrabásicas e mármore, tornando-se fraco nos metarenitos do topo deste complexo.

O estudo dos processos sedimentares e metamórficos, complementados por estudos de fracionamento isotópico de carbono e oxigênio indicam que a magnesita de melhor qualidade da Serra das Águas é de origem sedimentar, podendo ocorrer magnesita de origem diversa e de menor importância econômica. A mesma foi preservada no sentido do topo do pacote vulcanossedimentar, graças a sua pureza e quantidade.

Além das mineralizações já comprovadas, os tipos de terrenos da área estudada possuem alta potencialidade, especialmente para depósitos de filiação magmática, destacando-se como mais importantes: aqueles relacionados à atividade pegmatítica-filoneana, possi-

veis komatiitos, brechas de rochas vulcânicas intermediárias designadas 'mill rocks', caso ocorram, os granitos intrusivos supostamente transamazônicos; e as formações ferríferas, visando ouro.

Os processos cataclásticos-diaforéticos, provavelmente muito intensivos nas reativações transamazônicas, constituíram fator primordial na remobilização e reajustamento do grau metamórfico permitindo a formação de importantes depósitos (talco, vermiculita e formação ferrífera).

Os processos de alteração e de sedimentação podem produzir importantes depósitos colúvio-eluvionares cenozóicos a partir de depósitos pré-existentes (talco, ouro).

8. BIBLIOGRAFIA

- ANHAUSSER, C.R. (1971). Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of archean. Greenstone belts of Shield Areas. In: GLOVER, J.E., (ed.) Symposium on Archean Rocks; 1970, Perth, May. Camberra, Geol. Soc. of Australia, 469 p. il. (Spec. Pub. Soc. Australia, 3).
- ANHAUSSER, C.R. (1973). The evolution of the early precambrian crust of Southern Africa. Phil. Trans. R. Soc. London A., 273: 359-388.
- ANHAUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.D. (1969). Reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Geological Society of America Bulletin, 80(11): 2175-2200.
- ALMEIDA, F.F.M. (1969). Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Salvador, SBG, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976). The upper precambrian South America. Boletim IG/USP, 7: nº 7, p. 45-80, São Paulo.
- BABCOCK, R.S.; CLARK, M.D.; LIVINGSTON, D.E. (1870). Geology of the older precambrian rocks of grand Canyon. Part II: The Zoroaster Plutonic Complex and related rocks. Precambrian Research, 8(3/4): 243-275.
- BAHIA. COORDENAÇÃO DA PRODUÇÃO MINERAL (1975). Projeto Cadastramento das Ocorrências Minerais do Estado da Bahia, V. 1, Convênio SME/CBPM, Salvador-BA.
- BARBOSA, O. (1954). Évolution du Géossynclinal Espinhaço. In: CONGRÉSS GEOLOGIQUE INTERNATIONAL (19: Algél). Compte Rendu. Sec. 13, fase 14. s.n.t. p. 17-36.
- BARBOSA, O. Geologia das Folhas Remanso - Sento Sé, Bahia. s. 1., PROSPEC, 28 p. il.
- BARTH, T.F.W. (1962). Theoretical Petrology. 2, ed. New York, John Wiley.
- BODENLOS, A.J. (1973). Magnesian refractories. Washington, Geological Survey Professional Papers, (830): 379-384.
- BODENLOS, A.J. (1954). Magnesite deposits in the Serra das Éguas, Brumado, Bahia, Brazil. U.S. Geological Survey Bulletin, Washing

ton (975-C).

- BOYLE, R.W. (1976). Mineralization process in archean greenstone and sedimentary belts. Geological Survey Paper, Ottawa, Geological Survey of Canada, (75-45): 1-45.
- CLARK, M.D. (1979). Geology of the older precambrian rocks of the grand canyon. Part III: Petrology of mafic schists and amphibolites. Precambrian Research, 8(3/4): 277-302.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MUELLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESER, H. (1979). Interpretação tectônica e petrologia de dados geocronológicos do embasamento do bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero-MG. An. Acad. Bras. Cienc., Rio de Janeiro, 52(4): 785-799.
- COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; MARCHETTO, C.M.L.; SANTOS, E.L.; MENEGUETTO, G.; STEIN, J.H.; BATISTA, M.B.; HOSHANN, R.; SILVA, W.G. (1976). Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Relatório Final. Fase V. Petrópolis, PROSPEC, v.1. com vênio DNPM/CPRM.
- CPRM/PROSPEC/DNPM (1974). Projetos Bahia, Bahia II, Sul da Bahia, Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco. Salvador, CPRM, 17 p. (Programa de Integração Regional).
- DEGENS, E.T. (1967). Stable isotope distribution in carbonates. In: CHILIGAR, G.V. (ed.), Carbonates rocks. Amsterdam, Elsevier, (Developments in Sedimentology, 9B), p. 193-208.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. (1960). The composition and origin of striped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrology, 1(3): 337-363.
- FARINA, M. (1966). Asbestos de Alagoas. Recife, SUDENE. 46p. il., (Série Especial, 3).
- GLIKSON, A.Y. (1972). Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granites. Geological Society of American Bulletin, 83(11): 3323-3344.
- GRIFFON, J.C.; KREMER, M.R.; MISI, A. (1967). Estudo estrutural e genético da jazida de esmeralda de Carnaíba, Bahia. An. Acad. Bras. Cienc., 39(1):
- GUIMARÃES, D. (1969). Petrologia das rochas metamórficas. Ouro Preto-MG, Escola Nacional de Minas e Metalurgia, 96 p.
- HALFON, M.M.J. & MARCÉ, A. (1975). Compositione isotopiques en carbone et en oxygene de la magnesite de Montagne de Montener et

- autres carbonates associés dans la Série de Carnaveilles (Pyrenées Orientales): Conséquences génétiques. C.R. Acad. Sc. Paris, Série D, 280: 1521-1524.
- HSU, K.J. (1967). Chemistry of dolomite formation. In: CHILINGAR, G.V. (ed.), Carbonate rocks. Amsterdam Elsevier (Development in Sedimentology, 9B),
- HYPOLITO, R. (1969). Métodos para identificação de calcita, dolomito e magnesita. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências da USP,
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.S.F. (1978). Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 122 p. il.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian Jour. Earth. Sci., 8: 523-549.
- JENSEN, L.S. (1976). A new cation plot for classifying Subalhalic volcanic rocks. Ontario, Ministry of Natural Resources. 22 p. (Miscellaneous Paper, 66).
- KAMP, P.C.v.d. (1970). The green beds of the Scottish Dalradian Series. Geochemistry, origin and metamorphism of mafic sediments. J. Geol., 78: 281-303.
- KEGEL, W. (1963). A estrutura geológica da Serra de Jacobina (Bahia). Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 207.
- KING, L.C. (1956). A geomorfologia do Brasil Oriental). Rev. Bras. Geografia, 18(2): 147-265.
- KISHIDA, A. (1979). Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares do médio rio Itapicuru, Bahia. Tese de Mestrado - Instituto de Geociências da UFBA, 98 p.
- KRAUSKOPF, K.B. (1967). Introduction to geochemistry. New York, McGraw-Hill, 721 p.
- LEAKE, B.E. (1964). The chemical distinction between Ortho and Para Amphibolites. Journal of Petrology, 5: 238-254.
- MARINHO, M.M.; COSTA, P.H.; SILVA, E.F.A.; TORQUATO, J.R.F. (1978). A seqüência vulcano-sedimentar de Contendas-Mirante, uma estrutura do tipo 'greenstone belt'? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife, Resumo das Comunicações, SBG, Bol. nº1, p. 291.

- MARINHO, M.M.; SOARES, J.V.; SILVA, E.F.A. (1979). Projeto Contendas-Mirante. Salvador, CBPM, 24 v. Convênio SME/CBPM.
- MASCARENHAS, J.F. (1976). Estruturas do tipo greenstone belt no leste da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, (29:Ouro Preto). Anais... Belo Horizonte, SBG, 1976, v. 4, p. 25-49.
- MASCARENHAS, J.F. (1979). Evolução geotectônica do pré-cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. (ed.), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos. Salvador, SME/CPM, v.2, p. 57-165.
- MEHNERT, K.R. (1968). Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier, 393 p. il.
- MORAES, L.C. & ARCANJO, J.B.A. (1979). Evolução do Arqueano na região Centro-Sul do Estado da Bahia-Brasil. Salvador, SBG-Núcleo da Bahia, Publicação Especial.
- MORAES, L.C.; MARTINS, A.A.M.; SAMPAIO, A.R.; GIL, C.A.A.; ANDRADE Fº, E.L.; ARCANJO, J.B.A.; LIMA, R.C.C.; MELO, R.C.; OLIVEIRA, R.M.D'A. O.; MARGALHO, R.S.F. (1980). Projeto Brumado-Caetitê, Relatório Final 1ª Fase. Salvador, CPRM, v. 1, Convênio DNPM-CPRM.
- MUELLER, R.F. & SAXENA, S.K. (1977). Chemical Petrology. New York, Springer-Verlag, 394 p. il.
- NAQVI, S.M.; RAO, V.D.; NARAIN, H. (1978). The primitive crust: evidence from the Indian Shield. Precambrian Research, 6 (3/4): 323-345.
- NESBITT, R.W. (1971). Skeletal crystal formes in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archaean ultramafic liquid. In: GLOVER, J.E. (ed.), Symposium on Archean rocks; Perth, May, 1970. Cambura, Geol. Soc. Australia, 469 p. il. (Special Publ. Geol. Soc. Australia, 3) p. 331-347.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determines using trace elements analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 250-300.
- PEDREIRA, A.J.; OLIVEIRA, J.E.; SILVA, B.C.E.; PEDROSA, C.J. (1975). Projeto Bahia; Geologia da Bacia do Rio de Contas. Relatório Final. Salvador, CPRM, v. 3, Convênio DNPM/CPRM.
- PETTIJOHN, F.J. (1957). Sedimentary rocks. 2 ed. New York, Harper & Row, 719 p. il.

- PFLUG, R. & RENGER, F. (1973). Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (27: Aracaju), Anais, SBG, v. 2, p. 5-19.
- SALOP, L.S. (1977). Precambrian of the Northern Hemisphere. Amsterdam, Elsevier, 378 p. il. cap. 5 (Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 3), p. 95-120.
- SILVA, J.C. (1973). Perfil analítico da magnesita. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim nº 17, p. 1-39.
- TORQUATO, J.R.F. & MISI, A. (1977). Medidas isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambui, na região centro-norte do Estado da Bahia. Rev. Bras. Geoc., 7(1): 14-24.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960). Igneous and metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill, 678 p.
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. (1969). Evidence for the existence of mobile extrusive peridotitic magma from Komati Formation of the Onvermacht Group. In: GEOLOGICAL SOCIETY OF SOUTH AFRICA. Upper Mantle Project. Petroria (GSSA. Spec. Publ. 2) p.87-112.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C. (1954). Petrography; In: Introduction to the study of rocks in thin sections. San Francisco, W.H. FREEMAN, 1954, 406 p. il.
- WINDLEY, B.F. (1977). The evolving continents. New York, John Wiley, 385 p. il.
- WINKLER, H.G.F. (1977). Petrogêneses das rochas metamórficas. 4ª ed., Porto Alegre, Edgard Blücher, 254 p.

ANEXO 1

FOTOGRAFIAS

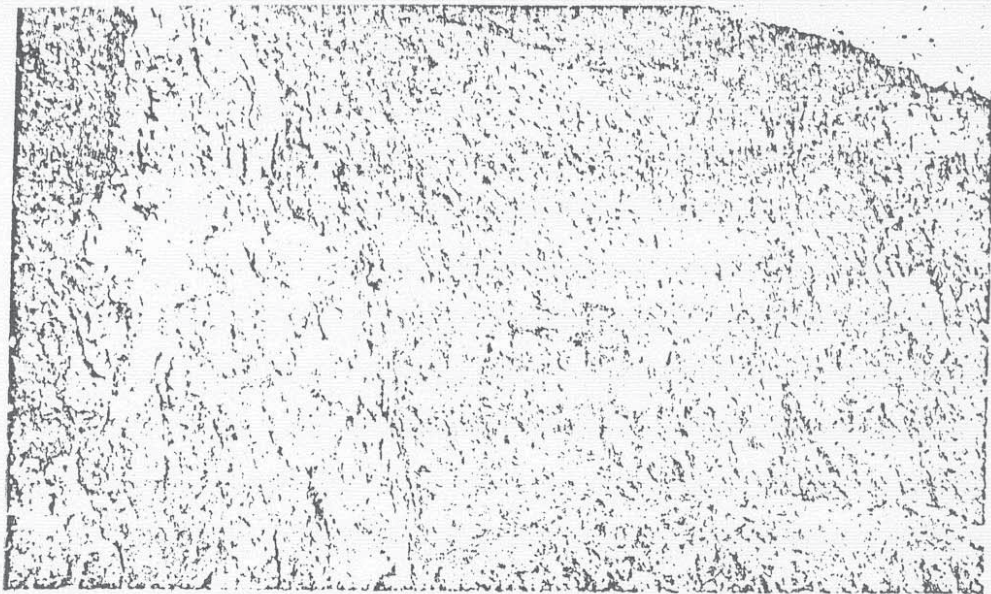


FOTO 1 - Afloramento CL-337 - Mina da Xilolite - Intercalação metaultrabásica parametamórfica na magnésia.



FOTO 2 - Afloramento CL-148 - Intercalações de níveis dolomíticos em formação ferrífera, mostrando microdobras com vergência para SE.

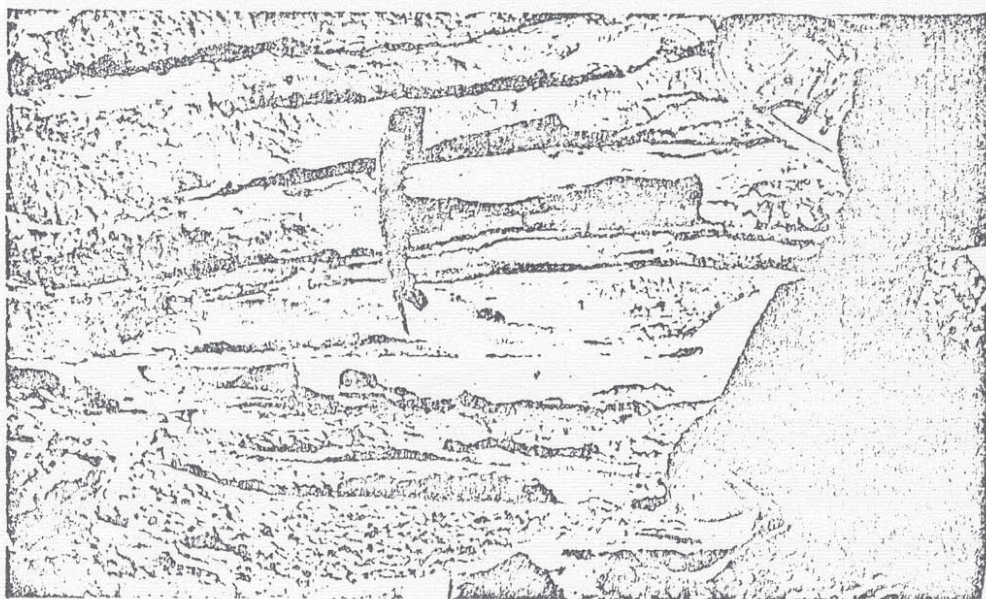


FOTO 3 - Afloramento CL-162 - Próximo a mina Mineiros. Talco em planos de cisalhamento na magnésita.

ANEXO 2

RESULTADOS DAS ANÁLISES:

- Petrográficas (Lam)
- Espectrográficas
- Química de óxidos
- Isotópicas de carbono e oxigênio

ANÁLISES PETROGRÁFICAS
ASSOCIAÇÃO MIGMATÍCA-PLUTÔNICA

SUB-UNIDADE	AMOSTRA	QUARTZO	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
dtx	135A	30	AND-63	-	-	APA-TR OPC-TR	BIO-QTZ-AND GN CATACLÁSTICO
mtx	20	25	MIC-35 OLI-27	HOR-2	BIO-10	OPC-1	BIO-QTZ-OLI-MIC-GN STROMÁTICO
	61	25	MIC-43 AND-20	-	BIO-12	OPC-TR ZIR-TR	BIO-AND-QTZ-MIC-GN
pcgn	31	25	AND-24 MIC-40	-	BIO-6	OPC-4, EPI+ZIR	BIO-AND-QTZ-MIC-AUGEN GN
	46	25	AND-64	-	BIO-10	OPC-TR-EPI-1	BIO-QTZ-AND MICROAUGEN
	73	13	AND-40 MIC-15	HOR-12	BIO-13	OPC-1 ESF-3 EPI-2 APA-1	HOR-BIO-QTZ-MIC-AND. MILONITO
	88B	25	OLI-30 MIC-37	-	BIO-4	OPC-4 APA+ZIR+ESF-3	QTZ-OLI-MIC-MILONITO GN
	222A	13	MIC-20 AND-55	-	BIO+SER-7	OPC-4 ZIR-1	BIO-QTZ-MIC-AND-GN XISTIFICADO
	222B	62	-	-	SER-35	OPC-2 ZIR-1 APA-TR	SER. QUARTZITO
ex	67	25	OLIAND-35 MIC-30	-	BIO-5	EPI-5	QTZ-MONZ-CATA-CLÁSTICO
	76A	60	-	-	SER+MUS-38	OPC-2 ESP, ZIR-TR	MILONITO XT
	83C	57	-	-	MUS-32 SER-6 BIO-2	OPC-2 TUR-1	MUS-QTZ-XT
	84	30	OLI-5 MIC-2	-	SER+MUS-5 BIO-3	EPI-4 OPC-TR	QTZ-OLI-MILONITO GN
	101	20	AND-40 MIC-35	-	BIO-5	-	QTZ MONZONITO
	228	20	AND-58 MIC-15	-	BIO-5	OPC-5 ESP+ZIR-1	BIO-MIC-QTZ-AND GN

COMPLEXO BRUMADO-URANDÍ
BIOTITA GNAISSES E GNAISSES PORFIROBLÁSTICOS

SUB-UNIDADE	AMOSTRA	QUARTZO	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
hbgn	1	25	MIC+OLI-50	HOR-12	BIO-13	OPC-TR	HOR-BIO-QTZ-OLI-MIC.GN
	2A	55	OLI-33 MIC-1	-	MUS-7 BIO-1	OPC-3 ZIR-TR	MUS-OLI-QTZ.GN
	9A	20	MIC-50 AND-25	-	BIO-3	EPI-1 OPC-1	QTZ-AND-MIC.GN
	24B	25	MIC-32 OLI AND-30	-	BIO-10	ZIR-1 OPC-1 ESP+APA-1	BIO-QTZ-OLIAND-MIC.GN
	36	30	OLI-51	-	BIO-15 MUS-2	OPC-1 APA-1	BIO-QTZ-OLI. GN
	43A	25	MIC-32 AND-25	HOR-7	BIO-8	ZIR,ESF, EPI-7 OPC-1 APA-TR	HOR-BIO-QTZ-AND-MIC.GN
	43C	25	MIC-30 AND-23	HOR-5	BIO-15	APA-1 ZIR, ESF-1	HOR-BIO-QTZ-AND-MIC.GN
	51A	25	MIC-39	-	BIO,OPC-1	EPI-35	QTZ-MIC-GN EPIDOTIZADO
	56B	25	AND-49	-	BIO-25	OPC, ZIR-1	BIO-QTZ-AND.GN
	57	67	MUS-30	-	MUS-30	OPC-3	MUS-QTZ-FILONITO
	58	15	AND-78	-	BIO-7	OPC-TR	BIO-QTZ-AND.GN
	102	25	MIC-45 AND-22	-	BIO-7	OPC-1 ZIR-TR	BIO-AND-QTZ-MIC.GN
	142	25	MIC-52 AND-3	-	BIO-20	ZIR-TR	BIO-QTZ-MIC.GN
	pcn	94	25	MIC-48 AND-15	-	BIO-10	ESF, APA, ZIR, OPC-2
276		25	MIC-25 AND-38	-	BIO-6 SER+MUS-4	EPI-2 OPC-ZIR-TR	MILONITO

ABREVIATURAS: AND = Andesina, MIC = Microclina, OLI = Oligoclásio, HOR = Hornblenda, BIO = Biotita, MUS = Muscovita, SER = Sericita, OPC = Opacos, ZIR = Zircão, EPI = Epidoto, ESF = Esfeno, APA = Apatita, TUR = Turmalina.

OBSERVAÇÕES: Valores em percentagens; TR = Traços; GN = Gnaíse; XT = Xisto.

METAVULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS (mv)

AMOSTRA	QUARTZO	FELDSPATOS	MICAS	OUTROS	-	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
185A	13	AND-30 MIC-25	BIO-25	HOR-4 ESF+EPI-2 OPC, APA-1	-	QTZ-BIO-MIC-AND-GN
269	-	PLA-25		-	FENOCLASTOS	
269	QTZ	PLA	BIO, SER	EPI, OPC	MATRIZ	MILONITO

META-ULTRABÁSICAS ORTOMETAMÓRFICAS

AMOSTRA	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	PIROXÊNIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
42A	-	-	-	TAL-70 CLO-25	OPC-5	CLO-TAL-XT
42B	-	CUM - 53	-	TAL-25 CLO-20	OPC-7	CLO-TAL-CUM-XT
63	-	-	-	TAL-10 FLO-7	SEP-78 OPC-5	SERPENTINITO
91A	-	TRE - 69	-	CLO-25	QTZ-1 OPC-5	CLO-TRE-XT
109	-	TRE - 95	-	BIO -2	OPC-3 APA-TR	TRE-XT
153C	-	HOR-89 TRE-4	-	-	QTZ-4 MAG-3	HORNBLENDA XT
162A	-	ANT-13	-	TAL+CLO-83	OPC-2	ANT-CLO-TAL-XT

META-ULTRABÁSICAS PARAMETAMÓRFICAS

AMOSTRA	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	PIROXÊNIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
23B	-	TRE-85	DIO-5	-	CAL-7 OPC-3 APA-TR	TREMOLITITO
110A	MIC+PLA-15	-	DIO-77	-	OPC-5 QTZ+ TRE+OLI + PIS+APA+TR	DIOPSIDITO
152A	AND-3	TRE-96	-	-	ESF-1 OPC-TR	TREMOLITITO
161D	-	TRE-98	-	TAL-1	DIO+BIOT+TUR-1	TREMOLITITO
167B	-	TRE-55	-	-	CAL-45 OPC-TR	CAL-TAL-XISTO
251B	-	TRE-50	DIO-27	-	CAL-20 OPC-3	META-ULTRABÁSICA
252A	-	TRE-90	-	-	TUN-5 OPC-4 ESF-1	TREMOLITITO
219	AND-65 MIC-5	-	DIO-9	-	GRO-20 EPI+ZIR-1	DIO-GRO-AND-GN
242	MIC-15 AND-10	DIO+TRE-20	-	-	QTZ-45 OPC-10 EPI. GRA-TR	AND-MIC-TRE-DIO- QTZ GN

ANFIBOLITOS (E METABASITOS) INDIVIDUALIZADOS (eaf E daf)

AMOSTRA	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	PIROXÊNIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
6A	OLI-42	HOR-50	-	BIO-5	QTZ-5 OPC, EPI-1	BIO-OLI-ANFIB.
12B	AND-43	HOR-50	-	-	QTZ-4 OPC-3 APA-TR	AND-ANFIB.
15C	OLI+QTZ-24	HOR-75	-	BIO-TR	OPC-1 ZIR-TR	OLI-MOR-MIL-GN
15F	AND-64	HOR-30	-	-	QTZ-4 OPC-1 ESF-1	AND-ANFIB.
35	PLA-37	HOR-55	-	-	OPC-5 QTZ-2 ESF-1	METABASITO
39B	AND-38	HOR-60	-	-	QTZ-2	AND-ANFIB.
41B	OLI+QTZ-37	HOR-60	-	BIO+ESF-1	OPC-2	QTZ-OLI-HOR-XT
43B	OLIAND-47	HOR-45	-	BIO-TR	QTZ-3 ESP-3 EPI-2	OLIAND-ANFIB.
74B	AND-43	HOR-48	-	BIO, APA-3	EPI-3 OPC-3 QTZ-1 ESF-1	AND-ANFIB.
970	LAB-21	HOR-70	-	CLO-2	QTZ-5 OPC-2	QTZ-LAB-HOR-XT
93E	ALB	HOR	-	BIO	QTZ-EPI, OPC	EPIDIORITO
182A	PLA	HOR	-	BIO, SER, CLO	EPI-201, OPC, QTZ, ESF.	ANFIBOLITO

ABREVIATURAS: PIA = Plagioclânio, LAB = Labradorita, ALB = Albita, QTZ = Quartzo, CUM = Cummingtonita, TRE = Tremolita-actinolita, ANT = Antofilita, DIO = Diopsídio, TAL = Talco, CLO = Clorita, FLO = Flogopita, SEP = Serpentina, MAG = Magnetita, PIS = Pistacita, TUR = Turmalina, CAL = Calcita, GRO = Grossulária, GRA = Granada.

ANFIBOLITOS (E METABASITOS) NÃO-INDIVIDUALIZADOS (mbub)

AMOSTRAS	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	PIROXÊNIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
2B	PLA -4	HOR-90	DIO-4	-	ESF-1 OPC-1 EPI-TR	ANFIBOLITO
25B	AND-43	HOR-50	-	BIO-2	QTZ-3 OPC-2 ESF+APA-TR	AND-ANFIB.
51B	AND-45	HOR-50	-	-	ESF-3 QTZ-1 OPC-1 EPI-TR	AND-ANFIB.
47B	ALB-20	HOR-50	-	-	ESF-3 QTZ-1 OPC-1 EPI-TR	ALB-ANFIB.
52A	AND-34	HOR-60	-	BIO-TR	QTZ-5 ESF-1 OPC-TR	AND-ANFIB.
66A	AND-38	HOR-50	-	BIO-2	OPC-7 EPI-2 QTZ-1	AND-ANFIB.
85B	OLI-AND-43	HOR-50	-	BIO-1	OPC-5 QTZ-1	OLI-AND-ANFIB.
143D	AND-50	HOR-43	-	-	ESF-5 QTZ, OPC-2 APA-TR	AND-ANFIB.
202	AND-QTZ-35	HOR-59	-	-	ESF-5 OPC-1	AND-ANFIB.
243	PLA -MIC	HOR	AUG	-	EPI-201, QTZ, OPC	EPIDOTO-ANFIB.
244	MIC-25	HOR-68	-	-	EPI-4 OPC-3	MIC-ANFIB.

MÁRMORES ASSOCIADOS (mbub) E INDIVIDUALIZADOS (mm)

AMOSTRA	CARBONATOS	ANFIBÓLIOS	PIROXÊNIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
65A	-	TRE-15	-	BIO-3	CAL-67 EPI-10 QTZ-4 ESF+OPC-1	EPI-TRE-CAL - CALCOSSILÍCICA
65C	CAL-95	TRE-3	-	FLO-1	OPC-1	MÁRMORE
66B	CAL-91	-	-	BIO-4	QTZ-3 OPC-TR EPI+MUS-2	MÁRMORE
251A	CAR-89	TRE-3	DIO-8	-	OPC-TR	DIO-MÁRMORE
252B	CAL-93	TRE-7	DIO-TR	-	-	TRE-MÁRMORE
255	CAL-45	TRE-55	-	-	ESF-TR	CAL-TRE-XT
143B	CAR-94	-	-	-	TUR-6 OPC-TR	TUR-MAR-DOLOMÍTICO
148B	CAR-84	-	-	BIO-5 MUS-TR	OPC-5 QTZ-3	MAR DOLOMÍTICO
252C	CAR-95	-	-	-	TUR-5	MAR DOLOMÍTICO

QUARTZITOS DAS SEQUÊNCIAS SUPERIOR E INFERIOR

SUB-UNIDADE	AMOSTRA	QUARTZO	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
qta	154	96	-	TRE-3	MUS-1	TUR-TR ZIR-TR	QUARTZITO
	254	90	-	TRE-4	-	OPC-2 EPI-3 TUR-1	QUARTZITO
qt	23A	90	-	-	MUS-10	ZIR-TR	MUS-QUARTZITO
	64	80	-	CUM-19	-	TUR+EPI+ZIR+ OPC-1	CUM-QUARTZITO
mbub (N. IND.)	213A	30	AND-51 MIC-2	-	310-A	EPI-7 OPC-4 GRA-2 ZIR-TR	QTZ-AND-GN XISTIFICADO
	250C	QTZ	-	-	MUS	EST, CIA, TUR, OPC, GRA	CIA-EST-QUARTZITO

ROCHAS INTRUSIVAS

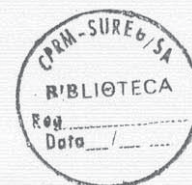
SUB-UNIDADE	AMOSTRA	QUARTZO	FELDSPATOS	ANFIBÓLIOS PIROXÊNIOS	MICAS	OUTROS	CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA
g	27	20	OLI-12 MIC-60	-	BIO-7	OPC-1	GRANITO
	18	25	OLI-10 MIC-59	-	BIO-5	OPC-1	GRANITO
	27B	20	AND-25 MIC-15	HOR-3	BIO-6	OPC-1	GRANITO
gb	273D	-	LAB-68	HOR-1 AUG-25	BIO-TR	OPC-6 APA-TR	GABRO

TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO (Seixo)

TQ	104	QTZ-65	GRUENITA?	OPC-65	OPC-65	FORMAÇÃO FERÍFERA
----	-----	--------	-----------	--------	--------	-------------------

ABREVIATURAS:

CAR = Carbonato, AUG = Augita, EST = Estaurolita, CIA = Clivita



ANÁLISES ESPECTROGRÁFICAS
META-ULTRABÁSICAS

	ELEMENTOS MAIORES (%)			ELEMENTOS MENORES (ppm)									
	Fe	Mg	Ca	Ti (%)	Mn	B	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Y	Zr
42A	7	7	0,15	0,07	200	-	20	50	1500	30	2000	-	10
42B	15	10	10	0,7	1500	-	70	100	2000	15	700	50	70
47A	10	7	2	0,1	500	-	20	70	5000	7	1500	-	-
63B	7	10	0,15	0,15	700	-	20	70	3000	30	3000	-	-
91A	10	7	5	0,3	700	-	50	70	3000	30	700	30	70
109	15	10	20	1	3000	-	70	100	3000	100	1500	50	100
162A	5	10	0,3	1	200	-	20	50	2000	100	1500	20	50
167A	1	10	20	0,01	1500	-	30	5	15	70	5	-	-
251B	10	2	5	0,01	2000	-	30	-	-	15	5	-	-
252A	7	5	5	0,7	500	-	2000	15	150	10	20	30	-
299	5	5	7	0,15	1500	2000	-	7	20	20	7	10	100

ANFIBOLITOS E METABASITOS

2B	10	10	20	1	2000	20	1500	30	3000	-	70	50	150
6A	10	2	7	0,7	1500	-	150	50	150	50	100	50	100
12B	15	1,5	5	0,7	1500	-	1000	70	-	70	10	70	200
35	15	2	7	1	1500	-	200	70	100	150	150	70	200
39B	15	7	15	0,5	1500	-	100	100	2000	50	100	30	70
43B	15	5	10	1	1000	-	300	100	150	100	150	70	200
47B	20	7	10	1	2000	-	50	100	1500	150	200	30	70
52A	10	3	7	0,7	700	-	70	50	300	30	100	30	30
66A	7	3	20	0,03	5000	-	700	-	70	10	15	-	-
85B	15	7	5	1	1000	-	100	100	1000	150	300	70	200
93B	10	3	7	0,3	700	-	200	70	150	7	150	70	100
97C	5	3	1	0,7	500	-	1000	20	30	70	150	30	200
143D	15	5	20	1	2000	-	100	200	200	1500	200	30	100
202	15	2	5	1	1500	-	1500	70	100	70	50	30	70
244A	3	2	1,5	0,5	500	-	700	20	500	-	50	50	70

MÁRMORES

	ELEMENTOS MAIORES (%)			ELEMENTOS MENORES (ppm)									
	Fe	Mg	Ca	Ti (%)	Mn	B	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Y	Zr
65C	5	5	20	0,02	5000	-	20	7	30	10	30	-	-
66B	7	3	20	0,03	5000	-	700	-	70	10	150	-	-
148B	20	1	15	0,01	5000	-	30	-	15	-	15	-	15

GABRO

273B	15	1,5	2	1	700	-	1000	50	15	300	30	30	70
------	----	-----	---	---	-----	---	------	----	----	-----	----	----	----

ANÁLISES QUÍMICAS DE ÓXIDOS %

ORTOMETAMÓRFICAS

PARAFETAMÓRFICAS

METABÁSICAS

METAVULCÂNICAS

	42A	47A	63B	91A	109	162A	299	65A	167A	252A	97C	240B	303
SiO ₂	52,9	46,9	42,7	46,6	49,3	46,4	47,9	31,2	33,0	48,5	48,4	48,7	66,1
Al ₂ O ₃	2,3	8,7	6,6	8,0	7,5	9,0	3,8	3,4	1,5	7,2	17,0	13,7	13,2
Fe ₂ O ₃	8,2	2,6	5,3	3,4	5,3	2,1	2,1	0,76	1,5	2,2	2,1	4,8	3,0
FeO	2,5	5,7	3,6	10,6	7,8	6,2	5,0	5,8	2,3	3,0	9,8	7,7	5,0
TiO ₂	0,13	0,05	0,35	1,1	1,2	0,20	0,44	0,05	0,25	1,6	1,1	0,72	1,0
MnO	0,09	0,21	0,22	0,22	0,09	0,19	0,28	1,1	0,26	-	0,2	-	0,07
CaO	0,13	9,0	0,13	9,2	9,3	0,7	16,5	30,2	28,4	10,5	8,3	11,2	1,7
MgO	27,2	20,9	30,6	17,3	15,2	28,0	17,1	7,8	13,4	18,2	9,7	9,0	2,8
Na ₂ O	0,05	0,29	0,05	0,13	0,34	0,16	0,36	0,10	0,21	-	1,1	-	1,8
K ₂ O	0,05	-	-	-	0,06	0,05	0,05	-	0,05	-	0,18	-	3,6
P ₂ O ₅	0,21	0,05	0,21	0,27	0,25	0,22	0,05	0,10	0,12	-	0,32	-	0,4
PF	5,4	4,9	10,6	3,8	0,9	6,3	5,5	19,2	18,3	-	1,8	-	1,5
UMI	0,5	1,1	1,3	0,5	-	0,4	0,05	0,2	0,2	-	0,7	-	-
CaO	0,056	4,034	2,019	1,15	4,289	0,171	1,212	3,332	18,332	1,152	0,438	0,917	0,125
Al ₂ O ₃													

(ppm)

	2.000	1.500	3.000	1.000	1.500	1.500
NC	1.500	5.000	3.000	3.000	3.000	2.000
Ca	30	7	30	30	100	100
Cl						

	7	20	20
	20	20	20
	20	20	20

	150	20	70
	150	20	70

ANÁLISES DE FRACIONAMENTO ISOTÓPICO

AMOSTRA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (PDB)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (SMOW)	DESCRIÇÃO
CL-143#	-0,42	21,54	Magnésita de cristal, média, branca c/turmalina disseem.
CL-147A	-0,25	17,52	Magnésita de cristal, média, branca c/manchas avermelhadas.
CL-148B	-0,94	16,92	Dolomita fina e micro cristal.
CL-153A	-2,55	21,15	Magnésita de cristal, média, branca, local. c/macrocristais averm.
CL-220C	-1,37	19,67	Magnésita de cristal, média, branca
CL-251A	-0,91	21,41	Dolomita de cristal, média, cinza c/anfibólitos e piroxênitos disseminados
CL-251B	-1,82	23,08	Nota-ultrabásica cinza clara, c/Dolomita e anfibólitos disseminados.
CL-252B	-1,92	16,91	Dolomita de cristal, fina, cinza-esverdeada c/anfibólitos disseminados
CL-252C	-1,52	19,12	Magnésita de cristal, fina, castanho clara, c/turmalina disseminada
CL-255	-1,40	23,23	Dolomita de cristal, fina, branca, c/anfibólitos disseminados.
CL-344	-6,31	26,43	Magnésita amorfa, branca concrecional
JB-1110*	1,74	-14,76	Dolomita microcristal, branca
JB-240	-0,73	20,11	Dolomita de cristal, fina, branca
CL-144	-	-	Magnésita de cristal, média, branca
CL-247	-	-	Magnésita de cristal, média, branca
CL-161	-	-	Magnésita espática

OBSERVAÇÕES:

1) As amostras grifadas são aquelas com os resultados das análises isotópicas mais precisas, enquanto os demais resultados foram obtidos após a desregulagem do equipamento, para os quais estimou-se um erro de $\pm 5\%$;

2) Nas amostras com asterisco (*) foram realizadas, a análises petrográficas;

3) Nas três últimas amostras não foi obtido material (gão) suficiente para análises.