

LINICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Pós-Graduação em Geociências Área de Metalogênese

GUTTENBERG MARTINS

LITOGEOQUÍMICA E CONTROLES GEOCRONOLÓGICOS DA SUÍTE METAMÓRFICA ALGODÕES-CHORÓ

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências na Área de Metalogênese.

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Ette entender og martins por Guttenberg martins en 10, 05, 2000

CAMPINAS - SÃO PAULO

Abril - 2000 DRICAMP MALICINCA CENTRE UNICAMP BIBLIOTECA CENTRAL SEÇÃO CIRCULANTE



CM-00142449-1

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA I.G. – UNICAMP

M3661	Martins, Guttenberg Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte metamórfica Algodões-Choró / Guttenberg Martins Campinas, SP.: [s.n.], 2000.
	Orientador: Elson Paiva de Oliveira Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
	 Metamorfismo (Geologia). Prospecção Geoquímica. Geologia Estrutural. Oliveria, Elson Paiva de. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: GUTTENBERG MARTINS

LITOGEOQUÍMICA E CONTROLES GEOCRONOLÓGICOS DA SUÍTE METAMÓRFICA ALGODÕES-CHORÓ

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em: ____/___/

PRESIDENTE: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Prof. Dr. Alfonso Schrank

Prof. Dr. Job Jesus Batista

Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves

Prof. Dr. Zorano Sérgio de Souza

Presidente

Campinas, de abril de 2000



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE METALOGÊNESE E GEOQUÍMICA

UNICAMP

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA METALOGÊNESE

LITOGEOQUÍMICA E CONTROLES GEOCRONOLÓGICOS DA SUÍTE METAMÓRFICA ALGODÕES-CHORÓ

RESUMO

TESE DE DOUTORADO

Guttenberg Martins

Nesta tese é proposta uma interpretação da evolução geotectônica da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC), uma associação de paragnaisses e anfibolitos intrudidas por ortognaisses graníticos-tonalíticos, aflorante na região central do Estado do Ceará. As observações geológicas suportam a divisão desta suíte nas seguintes unidades: Anfibolito Algodões — anfibolitos com e sem granada encontrados no distrito homônimo, município de Quixeramobim; Metassedimentos Choró — biotita-gnaisses finos com intercalações de quartzitos e metaconglomerados, aflorantes em torno do Açude Choró Limão no município de Choró; e Ortognaisses Tonalíticos-Graníticos — corpos intrusivos nas unidades anteriores como *stocks*, diques e folhas.

Os anfibolitos finos sem granada da SMAC foram interpretados como produtos ígneos básicos tholeiíticos. Estes exibem padrões aplainados dos elementos do grupo das terras raras (ETR's), anomalias negativas de Nb, Ta, e Th, e anomalia positiva de Sr em diagramas de multi-elementos. Nestas rochas foram obtidas uma idade isocrônica Sm-Nd rocha total de 2.240±50 Ma, idades modelo de Nd (T_{DM}) variando entre 2.403-2.257 Ma e valores positivos de \in Nd_(t=2,2Ga). Modelagem petrogenética admite a derivação destas rochas de uma fonte mantélica empobrecida como a dos basaltos de cadeia meso-oceânica. Os metassedimentos Choró foram caracterizados como metagrauvacas feldspáticas, formadas a partir de detritos provenientes de rochas ígneas máficas e félsicas-intermediárias. O enriquecimento em Sc e Co em relação a La e Th apoiam esta derivação. Os padrões dos ETR's são fracionados, sem proeminentes anomalias de Eu. Dados isotópicos indicam idades modelo (T_{DM}) no intervalo 2.449-2.216 Ma e valores positivos de $\epsilon Nd_{(t=2.2Ga)}$. Em geral, os ortognaisses tonalíticos-graníticos da SMAC apresentam natureza cálcio-alcalina, forte fracionamento entre os elementos LIL (large ions lithophile) e HFS (high field strength), valores positivos de ϵ Nd e razões iniciais de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr baixas (0,7013-0,7018). Nos ortognaisses tonalíticos de alta alumina de um stock aflorante no distrito de Algodões foi obtida uma idade U-Pb em em grãos individuais de zircão de 2.131±12 Ma, e idade Pb-Pb evaporação de 2.123±20 Ma. Em dique meta-andesítico e folha granítica desta região foram obtidas idades U-Pb de 2.137±34,8 Ma e 2.056±164 Ma, e idades Pb-Pb evaporação de 2.153±5 Ma e 2107±16Ma, respectivamente. Modelagem petrogenética admite a geração dos ortognaisses tonalíticos a partir da fusão parcial de granada-anfibolito.

Dados estruturais indicam que as unidades lito-estratigráficas desta região (SMAC, metapelitos de Quixeramobim e o Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim) tiveram seu arcabouço tectônico moldado pelas zonas de cisalhamento dúcteis Senador Pompeu, Quixeramobim e Custódia. A cinemática dextral caracterizada nas zonas de cisalhamento e a passagem progressiva das foliações miloníticas para as foliações regionais sugerem a extensa atuação de um regime transpressivo, e nos estágios tardios, a reversão deste para um regime transtrativo. Neste trabalho propõe-se que os metassedimentos e anfibolitos da SMAC representa o registro supracrustal da formação de uma bacia retro-arco num ambiente de arco-insular, há ca. 2,24 Ga, tendo um conjunto intrusivo atingido estas rochas entre 2,17-2,05 Ga. Desta forma, a Suíte Metamórfica Algodões-Choró representa um segmento juvenil da orogênese Transamazônica/Eburneana (ca. 2,1±0,1 Ga).Considerando os dados ⁴⁰Ar/³⁹Ar publicados na literatura, admite-se o retrabalhamento desta suíte durante a formação do Gondwana Ocidental, entre 580 Ma e 530 Ma.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA E METALOGÊNESE

UNICAMP

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA METALOGÊNESE

LITOGEOQUÍMICA E CONTROLES GEOCRONOLÓGICOS DA SUITE METAMÓRFICA ALGODÕES-CHORÓ

ABSTRACT

TESE DE DOUTORADO

Guttenberg Martins

This thesis proposes an interpretation of the tectonic evolution of the Algodoes-Choro Metamorphic Suite (ACMS) - a paragneiss-amphibolite association intruded by granite-tonalite orthogneisses that crops out in the central region of the Ceara State, NE Brazil. The geological data support the division of this suite in the following units: 1) Algodões amphibolite – garnet-bearing and garnet-free amphibolite found in the homonymous village of the Quixeramobim district; 2) Choro meta-sedimentary unit biotita-gneisses with quartzites and metaconglomerate horizons croping out around the Choro Limão dam; and 3) granite-tonalite orthogneisses - intrusive bodies into the older units as stocks, dikes and sheets.

The fine grained garnet-free amphibolite of ACMS was interpreted as tholeiite lavas having flat chondrite-normalized rare earth element patterns (REE), and negative Nb-Ta anomalies and positive Sr anomaly on primitive mantle normalized multi-elements diagrams. These rocks yielded a whole-rock Sm-Nd age of 2,240±50 Ma with Nd model ages (T_{DM}) varying between 2,403-2,257 Ma with positive ϵ Nd values. Petrogenetic modelling suggests the derivation of these rocks from a Depleted Morb Mantle source. The Choró meta-sedimentary unit was characterized as dominantly feldspar-rich metagraywackes made up of fragments of mafic and felsic-intermediate igneous rocks. The enrichment in Sc and Co relative to La and Th supports this assumption. The REE-patterns are fractionated without prominent Eu-anomalies. Isotopic data indicate Nd model ages (TDM) in the interval 2,449-2,216 Ma and positive ϵ Nd values. In general the granitetonalite orthogneisses of ACMS have a calc-alkaline geochemical signature, strong fractionation between the large ions lithophile and high field strenght elements, positive €Nd values and low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial ratios (0,7013-0,7018). A small stock of high-alumina tonalite orthogneiss located in the Algodoes village yielded a precise single grain zircon U-Pb age of 2,131±12 Ma and single grain zircon Pb-Pb evaporation age of 2.123±20 Ma. Similarly, a meta-andesite dike and a granitic sheet respectively yielded a poor single grain zircon U-Pb ages of 2.137±34,8 Ma and 2.056±164 Ma, as well as a single grain zircon Pb-Pb evaporation ages of 2.153±5 Ma and 2107±16Ma. Petrogenetic modelling admits the generation of the tonalite orthogneiss through partial melting of garnet-amphibolite.

Structural data demonstrate that the tectonic units of the studied area, i.e., ACMS, Quixeramobim metapelitic unit and Quixadá-Quixeramobim Granitic Complex have their tectonic evolution significantly controlled by movements of the Sen. Pompeu, Quixeramobim, and Custodia ductile shear zones. The clockwise kinematics characterized in the shear zones coupled with progressive change from mylonitic to regional scale foliation suggest that the structural evolution was largely achieved under transpressive conditions. However, the late stage of tectonic evolution was characterized by inversion of the transpressive regime to a transtensional one. Finally, it is suggested that the supracrustal sequence of ACMS was generated in a back-arc basin around 2,24 Ga, followed by emplacement of tonalite-granite bodies between 2,17-2,05 Ga. As such, the Algodoes-Choro Metamorphic Suite constitutes a juvenile segment of the Transamazonian/Eburnean orogeny (ca. 2,1±0,1 Ga). However taking into account the ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar$ ages of the literature it is admitted that the above referred to units have been reworked between 580 Ma and 530 Ma, during the formation of Western Gondwana.

SUMÁRIO

Dedicatória	5
Agradecimentos	6
Lista de figuras	7
Lista de tabelas	14
1 – Introdução.	15
1.1 – Apresentação.	16
1.2 – Proposição do problema.	16
1.3-Objetivos.	17
1 . 4 – Métodos.	18
1.3 – Localização da área de estudo.	19
2 – Arcabouço Geológico Regional.	23
2.1 – Síntese da geologia regional.	25
2.1.1 – A Província Borborema.	25
2.1.2-O Domínio Ceará Central.	29
2.2 – Geologia da região Quixadá-Quixeramobim.	32
2.2.1-O Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim.	33
2.2.2 – A Unidade Quixeramobim.	36
2.2.3 – As zonas de cisalhamento dúcteis.	37
3 – A Suíte Metamórfica Algodões-Choró.	41
3.1 – Considerações iniciais.	42
3.2 – Breve histórico	42
3 3 – Definição.	43
3 4 – Arranjo lito-estratigráfico.	44
3.4.1 – Descrições de áreas e seções-tipo.	45
3.5 – Evolução tectôno-metamórfica.	56
3 6 – Conclusões preliminares.	69

4 – Geocronologia da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.	71
4.1 – Considerações Iniciais.	72
4.2 – Materiais e métodos.	74
4.3 – Resultados analíticos.	74
4 . 3 . 1 - Idades Pb-Pb e aplicação da sistemática Sm-Nd (idades T_{DM} e	end) nos
ortognaisses graníticos.	77
4.3.2 - Idade Pb-Pb, idade U-Pb e a aplicação da sistemática Sm-Nd (idades	Γ _{DM} e εNd)
nos ortognaisses tonalíticos.	77
4.3.3 - Idade Pb-Pb, idade U-Pb e aplicação da sistemática Sm-Nd (idades 2	Γ _{DM} e ∈Nd)
nos diques meta-andesíticos.	80
4.3.4 - Idade Pb-Pb, idade U-Pb e aplicação da sistemática Sm-Nd (idades 7	Γ _{DM} e ϵNd)
nos ortognaisses graníticos Aroeira (folhas tardias).	82
4.3.5 - Idade Sm-Nd isocrônica em rocha total e a aplicação da sistemán	tica Sm-Nd
(idades $T_{DM} e \in Nd$) nos anfibolitos.	83
4.4 – Conclusões preliminares.	85
5 – Petrologia e geoquímica das rochas anfibolíticas.	87
5.1 – Aspectos geológicos.	88
5.2-Petrografia.	90
5.3 – Litogeoquímica.	92
5.3.1 – Natureza e classificação química.	95
5.3.2 - Geoquímica de elementos maiores, em traços e elementos terras raras.	97
5.4 – Assinatura geoquímica.	104
5.5-Modelo petrogenético.	106
6 – Petrologia e geoquímica dos ortognaisses tonalíticos.	109
6.1 – Aspectos geológicos.	110
6.2 – Petrografia.	111
6.3 – Litogeoquímica.	113
6.3.1 – Natureza e classificação química.	113
6.3.2 – Geoquímica de elementos maiores e em traços.	116

6.3.3 – Geoquímica dos elementos terras raras.	123
6.4 – Assinatura geoquímica.	123
6.5 – Modelo petrogenético.	125
7 – Geoquímica e características isotópicas dos metassedimentos.	133
7. 1 – Aspectos geológicos.	134
7. 2 – Classificação química.	135
7.3 – Geoquímica.	138
7. 4 – Proveniência sedimentar.	143
7.5 - Razões isotópicas de Nd e Sm.	146
7. 6 – Conclusões preliminares.	149
8 - A Suíte Metamórfica Algodões-Choró: Ambiente e evolução tectônica.	153
8.1 – Ambiência tectônica da SMAC.	154
8.1.1 - Os ambientes modernos de supra-subducção.	154
8.1.2 – As características geoquímicas da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.	156
8.2-Evolução tectônica da Suíte metamórfica Algodões-Choró.	161
9 – Conclusões.	163
10 D.C. Autor Ellison/Game	170
10 – Kererencias olonograncas.	170
11 – Anexos.	190

ANEXO A – Procedimentos analíticos e preparação de amostras

A .1 - Determinação de elementos maiores e em traços por espectrometria por fluorescência de raios-X.

A.2 – Determinação de elementos em traços e terras raras por análises por ativação neutrônica.

A. 3 – Determinações das razões isotópicas de Nd e Sm.

A . 4 - Determinações nas razões isotópicas de U e Pb por diluição isotópica.

A. 5 - Determinações das razões isotópicas de Pb em cristal de zircão por evaporação.

A . 6 - Amostragem e preparação de amostras nos estudos geocronológicos.

ANEXO B – Padrões, valores normalizadores e coeficientes de partição.

B. 1 -Valores das concentrações média e valores máximos e mínimos de elementos incompatíveis dos anfibolitos da SMAC(em p.p.m.).

B. 2 - Valores das concentrações dos elementos incompatíveis para o Depleted MORB
 Mantle baseado em Kostopoulos & James (1992) e Ewart & Haskesworth(1987); valores em p.p.m..

B. 3 - Valores das concentrações dos elementos incompatíveis para manto primitivo baseado em Sun & McDonough (1989) em p.p.m.

B. 4 - Coeficientes de partição cristal-líquido usados para o modelo de fusão de uma fonte DMM.

B. 5 - Composição química do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália
 (PAAS) de Taylor & Mclennan, 1983.

ANEXO C – Medidas das razões isotópicas de 207 Pb/ 206 Pb por evaporação em cristais de zircões e medidas das razões isotópicas de 86 Sr/ 87 Sr.

ANEXO D – Localização de amostras.

ANEXO E – Localização dos dados estruturais.

ANEXO F - Mapa Geológico do Distrito de Algodões e áreas adjacentes, na escala 1:100.000.

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos Josés Joãos Marias habitantes da caatinga do nordeste brasileiro e de outras *caatingas* do mundo. e em especial aos meus familiares, mães do coração (Gilda, Glória, Gilena), esposa e companheira (Suely) e filha (Tarsila).

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar devo agradecer sinceramente a quem forneceu as melhores condições para o desenvolvimento deste trabalho - Professor Doutor Elson Paiva de Oliveira - que com sua paciência e incentivo, orientou a minha trajetória durante o curso de doutoramento e presenteou-me com valorosas discussões sobre a geologia do Pré-Cambriano.

Agradeço também aos Professores Doutores Carlos Roberto de Souza Filho e Job Jesus Baptista pelas discussões, apoio nos trabalhos de campo, incentivo e empenho administrativo junto à FAPESP.

Sem dúvidas, também não posso deixar de agradecer o apoio dos professores de outras instituições - pelas facilidades na obtenção de análises geocronológicas e discussões, agradeço ao Professor Doutor Jean-Michel Lafon do laboratório Pará-Iso da UFPA e ao Pesquisador Allen Fetter da Kansas University, e pelo apresentação da área de estudo, agradeço ao Professor Michel Henri Arthaud do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo financiamento através do projeto "Litogeoquímica e controles geocronológicos da Sequência metavulcânica Algodões, Ceará; e à Universidade Federal do Ceará e em especial ao Departamento de Geologia, pelo reconhecimento da importância da qualificação dos seus docentes.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da Unicamp, pelo apoio técnico e convivência, sem distinção, nomearei de certo não todos mas os que tiveram mais próximos: Dailto, Aparecida e Devison; e às geólogas Ana Torquato, Jac Sandra Santos e Isolda Oliveira, pelos trabalhos desenvolvidos na região de Quixeramobim e Choró durante a conclusão do curso de graduação na UFC;

Aos colegas professores e estudantes de pós-graduação, pela convivência, e incentivo durante os quatro anos (1996-1999). Enfim, a todos os amigos.

6

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Região de Quixadá-Quixeramobim no mapa geológico do Estado do Ceará na escala 1:500.000.

Figura 1.2 - Mapa geológico esquemático (com escala gráfica) da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC).

Figura 2.1 – Subdivisão geotectônica adotada para a Província Borborema. A Suite Metamórfica Algodões-Choró está situada no Domínio Ceará Central, porção ocidental da região central da Provincia Borborema.

Figura 2.2 - Subdivisão geotectônica do Domínio Ceará Central da Província Borborema, baseado em Fetter (1999).

Figura 2.3 – Mapa geológico do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim.

Figura 2.4 - (A) Dobras de amplitude centimétrica e eixo sub-vertical formadas pelo encurvamento da foliação milonítica na zona de cisalhamento Quixeramobim. (B) – Afloramento de lente de hornblendito na zona de cisalhamento de Custódia. Observar veios trondhjemíticos preenchendo fraturas.

Figura 3.1 – Mapa lito-estrutural do distrito de Algodões.

Figura 3.2 – Mapa geológico da área circunvizinha ao Açude Choró-Limão.

Figura 3.3 - (A) Afloramento de paragnaisse biotítico próximo ao Açude Choró -Limão.
(B) - Dobras da geração F2 em paragnaisses biotíticos, em afloramento próximo ao Açude Choró Limão.

Figura 3.4 – (A) Perfil esquemático no flanco SE da Serra do Estevão. (B) Perfil esquemático no flanco NO da Serra do Estevão.

Figura 3.5 - (A) Afloramento de metaconglomerado no leito do Riacho Rosinho (aproximadamente corte a XZ), no flanco NO da Serra do Estevão, município de Choró.
(B) - Pontuações claras em anfibolitos finos sem granada observadas em afloramento ao longo do Riacho Rosinho (Choró), no flanco NO da Serra do Estevão, município de Choró.

Figura 3.6 – Montagem fotográfica obtida de Torquato & Silva (1998) mostrando o flanco NO da Serra do Estevão e o Açude Choró Limão.

Figura 3.7 – (A) Dobras F2 em corte de estrada no flanco SE da Serra do Estevão. (B) ondulações métricas em S2 em corte de estrada no flanco SE da Serra do Estevão.

Figura 3.8 - (A) Anfibolitos da sub-Unidade Algodões no leito do Riacho Rosinho. (B) no leito do riacho Rosinho, os paragnaisses da unidade Choró exibindo a transposição do bandamento gnáissico.

Figura 3.9 – Bloco-diagrama representando o arcabouço lito-estrutural da região de Quixadá-Quixeramobim (Estado do Ceará).

Figura 3.10- (A) Próximo ao leito do Riacho Cipó, o bandamento gnáissico de ortognaisses graníticos é cortado por falhas de rejeito dextral preenchidas por filonitos finos. (B) – Falha normal cortando a foliação S2 em paragnaisses do flanco sudeste da Serra do Estevão (corte de Estrada).

Figura 3.11 – Modelo tectônico apresentado de forma esquemática, representando a reversão do regime transpressivo dextral para o transtrativo dextral.

Figura 3.12 – No canto esquerdo, imagem back-scater de granada dos-anfibolitos da SMAC (amostra GM-86), apresentando uma padrão irregular na distribuição de inclusões de óxidos (ilmenita e rutilo em tons claros e de cinza claro) e de alumino-silicatos (plagioclásio, anfibólio, quartzo e epidoto, em tons escuros). No canto direito, detalhe da figura anterior mostrando cristais de rutilo.

Figura 4 .1 - Diagrama de idades vs. números de blocos de medidas das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb para 7 zircões da amostra de ortognaisse granítico GM-20B.

Figura 4.2 - Diagrama de idades vs. números de blocos de medidas das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 1 zircão da amostra de ortognaisse granítico GM-28.

Figura 4 .3 - Diagrama de idades vs. números de blocos das medidas das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 5 zircões da amostra de ortognaisse tonalítico GM-16.

Figura 4.4 - Diagrama concórdia para ortognaisse tonalítico GM-16.

Figura 4.5 - Diagrama de idades vs. números de blocos de razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 2 zircões da amostra de dique meta-andesítico GM-20A.

Figura 4.6 - Diagrama concórdia para amostra de dique meta-andesítico GM-20-A.

Figura 4.7 - Diagrama de idades vs. números de blocos de razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 5 zircões da amostra de ortognaisse granítico Aroeira GM-21B.

Figura 4.8 - Diagrama Isocrônico Sm-Nd em rocha total para os anfibolitos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

Figura 4.9 - Diagrama eNd vs. tempo (Ga) para amostras da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

Figura 5.1- Afloramento natural de superfície de hornblendito grosso na Fazenda São Francisco, distrito de Algodões, Município de Quixeramobim, Estado do Ceará.

Figura 5.2 – Diagrama AFM (cf. Irvine & Baragar, 1971).

Figura 5.3 – Diagrama SiO₂ vs FeO*/MgO (Miyashiro, 1974).

Figura 5.4 – Diagrama Zr/TiO₂-Nb/Y (Winchester & Floyd, 1979).

Figura 5.5 - Diagrama de Harker com a correlação entre a razão FeO*/MgO.

Figura 5.6 - Diagramas de Harker para correlação entre MgO e os elementos em traços

Figura 5.7 – Padrões de elementos do grupo das terras raras normalizados aos valores condríticos dos anfibolitos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

Figura 5.8 – Diagramas multi-elementos das amostras GM-06, GM-80B, GM-82, GM-59A, GM-59D, GM-58A, G-58C, GM-47A e GM-58G, e do padrão médio dos anfibolitos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

Figura 5.9 – Diagramas Ce/Yb vs. Yb, e de Zr/Y vs. Y.

Figura 5.10 – Modelo de fusão parcial fracionada de uma fonte DMM.

Figura 6.1 – Afloramento natural de superficie (seção aproximada XZ) dos ortognaisses tonalíticos.

Figura 6.2 – (a) Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); (b) diagrama químico SiO₂-FeO*/MgO de Miyashiro (1974); (c) diagrama multi-catiônico A-B de Debon & Le Fort (1983), (d) diagrama multicatiônico Q-P de Debon & Le Fort (1983) e (e) diagrama normativo An-Ab-Or de O'Connors (1965).

Figura 6.3 -Diagrama Harker para elementos maiores em função de SiO2.

Figura 6.4 - Diagrama Harker para elementos em traços em função de SiO₂.

Figura 6.5 – Padrões de elementos terrras raras normalizados aos valores condríticos para os ortognaisses tonalíticos, diqueletes relacionados e diques tardios.

Figura 6.6 - diagramas de variação de multi-elementos norrmalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para (a) ortognaisses tonalíticos e (b) diqueletes relacionados aos ortognaisses tonalíticos e (c) diques tardios.

Figura 6.7 – Variações dos ortognaisses tonalíticos (quadrados preenchidos), diqueletes (triângulos preenchidos), e diques tardios (X) em termos de FeO e Al_2O_3 , comparados com os campos dos vidros silicosos com baixo K produzidos a partir da fusão experimental de anfibolitos (Beard, 1995).

Figura 6.8 – Padrões de elementos terras raras normalizados aos valores condríticos para líquidos parentais (L_0 = GM-17, GM-67B e GM-74B), líquidos derivados (L1= GM-17A, GM-67A e GM-74B) e valores calculados pelo processo de cristalização fracionada.

Figura 6.9 – Padrões de elementos terras raras normalizados aos valores condríticos e padrões calculados pelo processo de fusão parcial em equilíbrio modal com resíduo sólido composto por um granada-anfibolito.

Figura 7.1 - A classificação química das amostras dos metassedimentos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró baseada no diagrama químico de Pettijohn et al. (1988) para rochas clásticas arenosas.

Figura 7.2 - Diagrama químico de Garcia et al. (1994) para a variação Na₂O vs. a razão TiO_2/Zr em sedimentos detríticos.

Figura 7.3 - (A) Diagrama de co-variação entre os valores de Fe₂O₃ e MgO, para os metassedimentos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Fe₂O₃/MgO varia em torno de 4.
(B) - B - Diagrama de co-variação entre os valores de TiO₂ e P₂O₅ para os metassedimentos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

11

Figura 7.4 - (A) Diagramas de co-variação entre os valores de CaO e a razão SiO₂/Al₂O₃.
(B) Diagrama de co-variação entre os valores de MgO e a razão SiO₂/Al₂O₃.

Figura 7.5 – Padrões de elementos terras raras normalizados aos valores condríticos (Sun, 1982) para os metassedimentos da Serra do Estevão. (A) amostras do flanco SE. (B) as amostras do flanco NO.

Figura 7.6 – Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados aos valores condríticos (Sun, 1982) para os metassedimentos da área em torno ao Açude Choró Limão (A). amostra 347-X (B).

Figura 7.7- Diagramas químicos definido pelas funções discriminantes F1e F2 de Roser & Korsch (1988) para distinguir a proveniência das rochas sedimentares clásticas usando elementos maiores.

Figura 7.8 – Diagrama de co-variação entre as razões Co/Th e La/Sc. A curva é consistente com o modelo de mistura com dois componentes, onde $r \ge 1$. No detalhe do canto superior direito, a correlação linear entre as razões Co/Th e Sc/Th.

Figura 7.9 - Diagrama ENd vs. tempo para amostras do metassedimentos da SMAC.

Figura 7.10 - Diagramas químicos de Bhatia & Crook (1986) para discriminação de ambiência geotectônica de rochas sedimentares.

Figura 8.1 – Amostras representativas da Suíte Metamórfica Algodões-Choró normalizadas ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). (A) anfibolitos do flanco NO da Serra do Estevão, (B) anfibolitos da área circunvizinha ao açude Choró Limão, e (C) anfibolitos do do distrito de Algodões e do flanco SE da Serra do Estevão (GM-06). Figura 8.2 – Diagramas de correlação Y-TiO2 e Zr-TiO2 com campos dos basaltos dos pares arco-bacia retro-arco de Izu-Bonin, Marianas, Vanuatu-North Fiji New Britain, Tonga-Lau e Kermadec-Havre e South Sandwich-Scotia de Woodhead et al. (1993).

Figura 8.3 – (A) – Amostras representativas de ortognaisses tonalíticos Suíte Metamórfica Algodões-Choró normalizadas ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). (B) – Amostras representativas de diques meta-andesíticos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró normalizadas ao manto primitivo. (C) – Amostras representativas de ortognaisses graníticos (GM-28 e GM-20B) e de folha granítica (GM-21B) da SMAC normalizadas ao manto primitivo.

Figura 8.4 – Representação esquemática dos estágios da evolução geotectônica da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – (A) Dados analíticos das razões isotópicas de Sm e Nd, idades modelos de Nd T_{DM} e T_{CHUR} ; ϵ Nd (0) e ϵ Nd (t). (B) Dados analíticos das razões isotópicas ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb, ²³⁵U e ²³⁸U.

Tabela 5.1 - Análises químicas de elementos maiores e em traços das rochas anfibolíticas da SMAC.

Tabela 6.1 – Análises químicas de elementos maiores e em traços dos ortognaisses tonalíticos, diqueletes e diques tardios da SMAC.

Tabela 6.2 – (A) Resultados dos cálculos para as passagem de L_0 para L_1 (líquido inicial para o líquido final) entre amostras de ortognaisses. (B) – Resultados dos cálculos para passagens entre ortognaisses (L_0) e diqueletes (L_1).

Tabela 7.1 – Análises químicas de elementos maiores e em traços das amostras dos metassedimentos da SMAC.

Tabela 7.2: Dados analíticos das razões isotópicas de Sm e Nd, idades modelos T_{DM} e T_{CHUR} ; ϵ Nd (0) e ϵ Nd (t=2,2Ga) dos metassedimentos da SMAC.

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1-APRESENTAÇÃO

A presente tese - "Litogeoquímica e Controles Geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró"- constitui uma contribuição ao conhecimento geológico da região central do Estado do Ceará. Neste trabalho, além da obtenção de dados geológicos, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos, foram elaboradas interpretações e modelos de formação e evolução de um conjunto de rochas metamórficas situadas nos municípios de Quixadá, Quixeramobim, e Choró do Estado do Ceará. Esta região está inserida na extensa região semi-árida do nordeste brasileiro, sendo geologicamente constituída pelos terrenos pré-cambrianos pertencentes à Província da Borborema.

O desenvolvimento e a execução deste trabalho tiveram o apoio financeiro da Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo, da Universidade Estadual de Campinas e da Universidade Federal do Ceará.

1.2-PROPOSIÇÃO DO PROBLEMA

Recentemente, o estudo da evolução de cinturões dobrados pré-cambrianos tem-se apoiado no reconhecimento de assembléias petro-tectônicas típicas de ambientes modernos do contexto da tectônica de placas. Geralmente, as comparações entre ambientes geotectônicos modernos e antigos vem obtendo amplo suporte em dados geológicos, em estudos petrológicos e geoquímicos, e em amplas correlações estratigráficas com base em dados geocronológicos.

Nos cinturões dobradas antigos, o reconhecimento e o mapeamento geológico de associações petro-tectônicas compostas essencialmente por metavulcânicas máficas e conglomerados e quartzitos, via de regra, aponta o registro dos processos de implantação de riftes. Embora os riftes ocorram nos mais variados ambientes geotectônicos, o afinamento litosférico nos continentes está geralmente relacionado com a formação de suítes magmáticas bimodais (alcalina e tholeiítica). Desta forma, os riftes são aglutinadores dos

mais variados processos magmáticos, e consequentemente, as rochas geradas são portadores de amplo espectro de assinaturas geoquímicas.

Por outro lado, associações petro-tectônicas compostas essencialmente por metavulcânicas intermediária-félsicas de natureza cálcio-alcalina com metasedimentos arcoseanos estão associadas com frequência às zonas de supra-subducção maduras, sendo portanto indicadores seguros de ambiente geotectônico. Em situações especiais, fragmentos da litosfera oceânica, quando preservados, são geralmente compostos pela associação de rochas anfibolíticas e meta-ultramáficas com rochas xistosas.

No caso estudado neste trabalho, a Suíte Metamórfica Algodões Choró, a assembléia litológica foi definida como uma sequência meta-vulcanossedimentar composta por paragnaisses quartzosos, biotita-paragnaisses diversos, metagrauvacas, metaconglomerados, níveis de quartzitos finos e de metapelitos aluminosos com intercalações decamétricas de corpos anfibolíticos e níveis subordinados de metavulcânicas intermediárias. Associado a essas rochas supracrustais também são encontrados um conjunto de rochas ortognáissicas de composição granítica, granodioríticas e tonalíticas, além de diques de composição máfico-intermediária (cf. Arthaud & Landim, 1995 e Arthaud et al., 1993). De forma geral, o eixo principal desse trabalho é a definição do ambiente e significado geotectônico da Suíte Metamórfica Algodões Choró.

1.3-OBJETIVOS

Neste trabalho, a aproximação ao problema proposto, a definição do significado geotectônico da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC), caracterizou-se pelas seguintes exigências:

- a) definição formal da SMAC;
- b) uma caracterização do seu arcabouço lito-estratigráfico,
- c) descrições dos seus principais elementos petro-estruturais;
- d) correlações tectôno-estratigráfica com controles geocronológicos;

- e) caracterização petrológica dos corpos anfibolíticos;
- f) uma abordagem sobre a petrogênese dos corpos anfibolíticos;
- g) caracterização petrológica das rochas ortognáissicas e diques;
- h) uma abordagem sobre a petrogênese das rochas ortognáissicas e diques;
- i) caracterização petrológica das rochas metasedimentares; e
- i) elaboração de modelo interpretativo da formação e evolução da SMAC.

1.4-MÉTODOS

Para obter-se uma definição lito-estrutural da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) fez-se necessário a execução do mapeamento geológico de uma área de 1.110 km². Nesta etapa ocorreu a coleta sistemática de amostras de rochas e dos dados estruturais.

Adiante, estudos petrográficos com uso da microscopia ótica nos principais tipos litológicos forneceram informações valiosas sobre a natureza petrológica da SMAC. Essas informações foram interpretadas em conjunto com observações coletas nos trabalhos de campo. Desta forma, o levantamento de dados geológicos e a interpretação destes basearam a caracterização do arcabouço lito-estratigráfico da SMAC.

Com a obtenção de dados geoquímicos através da utilização da espectometria por fluorêscencia de raios-X e por ativação neutrônica em amostras de rochas da SMAC promoveu-se a caracterização da natureza geoquímica desta suíte, como também a formulação de modelos petrológicos da sua formação.

Neste trabalho, os estudos geocronológicos foram elaborados utilizando as sistemáticas Sm-Nd e U-Pb em minerais e rochas. A interpretação dos dados isotópicos auxiliaram no estabelecimento de correlações tectôno-estratigráficas, como também na caracterização da natureza isotópica desta suíte. Por fim, a interpretação dos dados geológicos, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos estimularam a formulação de um modelo interpretativo da evolução tectônica da SMAC.

1.5-LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Como caracterizada neste trabalho, a Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) aflora numa área a oeste do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim e das rochas xistosas da região de Quixeramobim. No mapa geológico do Estado do Ceará (Cavalcante et al., 1983), estas unidades foram cartografadas como Complexo Independência (PI(B)) e unidade sem denominação (PX), e Grupo Ceará (Pce). Posteriormente, Arthaud & Landim (1995) e Arthaud et al.(1993) cunharam as denominações de Sequência Algodões e Sequência Quixeramobim para a SMAC e as rochas xistosas aflorantes em torno da Cidade de Quixeramobim (figura 1.1, e ver discussão na definição estratigráfica formal da SMAC no item III . 2).

Os trabalhos de campo foram concentrados numa área poligonal entre as cidades de Quixadá, Quixeramobim e Choró, com os seguintes vértices: 4^0 49' 38''e 5^0 8' 20'' de latitude Sul, e 39^0 5' 29'' e 39^0 20' de longitude Oeste. Esta área encontra-se em destaque na figura 1.2. O mapa geológico esquemático da SMAC (figura 1.3) apresenta as principais unidades litológicas mapeadas na área de coleta de amostras e dados estruturais. No anexo F (em forma de encarte) encontra-se o mapa geológico do distrito de Algodões e áreas adjacentes, na escala de 1:100.000.



Mapa Geológico Simplificado do Estado do Ceará

Figura 1.1 – Mapa gec simplificado do Estado do (baseado em Cavalcante, 198. destaque para a área est Legenda: 1- coberturas mesozóica, 2- Bacia do Parna bacias molássicas eo-cambria granitóides de idade neop zóica, 5- faixas metassedime do Proterozóico Médio e Supe áreas de terrenos 2n: migmatíticos do Arqueano Proterozóico Inferior, 7- E: lineamentos e/ou zonas cisalhamento, 8- zonas de c mentos de movimentação tang 9- zonas de cisalhamen movimentação transcorren região em azul escuro a oc área estudada corresponde às meta-vulcanossedimentares Madalena e Tróia.



Figura 1. 2 – Região de Quixa Quixeramobim no mapa geolós do Estado do Ceará (Cavalcante al., 1983 escala original 1:500.0 Neste, a SMAC foi cartograf como Complexo Independên (PI(B)) e unidade sem denomina (PX), e as rochas xistosas afloras em torno da Cidade de Quixera bim como Grupo Ceará (Pce). área de coleta de amostras e da estruturais encontra-se em destac LEGENDA SIMPLIFICADA

> <u>Eo-Cambriano</u> PPα- Magmatitos diversos

Proterozóico Superior Pce - Grupo Ceará: mica-xisto quartzitos, mármores e paragnaisses. **PSy - Granitóides** Proterozóico Inferior Pi - Complexo Independência gnaisses bandados, biotita-gnais biotita-hornblenda gnaisses, metaarcóseos, metagrauvacas anfibolitos e xistos, etc. Pré-Cambriano não diferencia Pxqu – Complexo Granítico Qui -Quixeramobim. PXβ - ultrabasitos PX e PI(B) – Unidade sem denominação.





CAPÍTULO II

ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL



O Açude Cedro e a "Pedra da Galinha Choca" – Inselberg esculpido em quartzo-monzonito do Batólito de Quixadá, Estado do Ceará. Localização: Açude Cedro, cidade de Quixeramobim (ver também mapa geológico do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, figura 2.3)

2.1-SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL.

2.1.1- A PROVÍNCIA BORBOREMA.

A Província Borborema (PB) compreende uma extensa região geológica do Nordeste do Brasil de idade pré-cambriana. Nesta província, a atuação do ciclo Brasiliano/Pan-Africano (Neoproterozóico) é caracterizada pela formação de volumoso magmatismo granítico e de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes (Almeida et al., 1977, 1981). Em termos de geotectônica global, PB constitui a continuidade da faixa Trans-Sahara no continente sul-americano (Hurley et al., 1967, Cahen et al, 1984, Caby, 1989, Bertrand & Jardim de Sá, 1990, Brito Neves & Cordani, 1991, Caby et al., 1991, Trompette, 1994, Jardim de Sá, 1994). Sua evolução está relacionada à convergência e aglutinação de terrenos dos crátons do Oeste da Africa, Amazônico e do São Francisco-Congo-Kasai durante a formação da porção ocidental do super-continente Gondwana (Unrug, 1996, Trompette, 1997).

Nas duas últimas décadas, interpretações conflitantes de vários segmentos da Província Borborema alimentam um debate acirrado sobre sua evolução. Dentre as várias vertentes deste debate destacam-se as seguintes correntes de interpretações e/ou modelos:

- a) Com base em dados K-Ar e Rb-Sr, Brito Neves (1975, 1983), Santos & Brito Neves (1984) e Brito Neves & Cordani (1991) reconheceram um padrão tectônico similar a um mosaico na PB. Este mosaico é formado por vários núcleos gnáissicos-migmatíticos de idades pré-brasilianas circundados por faixas metassedimentares dobradas de idade neo-proterozóicas. Devido às limitações da aplicação das sistemáticas K-Ar e Rb-Sr em terrenos com intensa remobilização termo-tectônica, estas interpretações têm sido recusadas por vários autores.
- b) Vários autores franceses têm estendido suas interpretações geotectônicas da faixa Trans-Sahara à Província Borborema (Caby, 1989). Estas interpretações propõem uma evolução crustal monocíclica para as faixas supracrustais em várias fases no intervalo



Figura 2.1. – Subdivisão geotectônica adotada para a Província Borborema. A Suite Metamórfica Algodões-Choró está situada no Domínio Ceará Central, porção ocidental da região central da Provincia Borborema.



Figura 2.2 – Subdivisão geotectônica do Domínio Ceará Central da Província Borborema (baseado em Fetter, 1999): 1'- terrenos acrescionários do Paleoproterozóico, 2 - terreno Santa Quitéria e as coberturas do Neoproterozóico e 3 - embasamento arqueano. Limites do Domínio Ceará Central: a oeste, a zona de de cisalhamento Sobral (ZCS) ou lineamento Transbrasiliano e a leste, a zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP).

ca. 900-530 Ma para as faixas supracrustais. Dados petro-estruturais e ⁴⁰Ar/³⁹Ar levantados em vários segmentos da Província Borborema tendem a apontar modelos estruturais polifásicos (Caby & Arthaud, 1986, Caby et al.,1995, Moiné et al., 1997, Corsini et al., 1997). Nestes, feições relacionadas aos eventos de deformação tangencial e à deformação transcorrente são aparentemente sincrônicos e gerados num evento simples de deformação.

- c) Pesquisadores da UFRN (Universidade Federal do Rio Grande do Norte) apontaram a presença de faixas supracrustais pré-brasilianas (ca. 1,8 Ga) de evolução crustal monocíclica na região de Orós, Estado do Ceará (Macedo et al., 1988, Sá, 1991). Com base em idades Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb em ortognaisses graníticos (tipo G₂ na nomenclatura usada na Faixa Seridó) e em interpretações de dados estruturais, Jardim de Sá (1994) tem propôs uma evolução policíclica para a Faixa Seridó e para outros segmentos da Província Borborema. Nestes modelos, o ciclo Brasiliano/Pan-Africano reativou e o retrabalhou feições estruturais geradas no Paleoproterozóico (~1,9 Ga).
- d) Um modelo alternativo tem sido proposto por pesquisadores das universidades do Estado de São Paulo (USP, UNESP) e do Kansas-USA (Brito Neves et al., 1995, Van Schmus et al.,1995, Van Schmus et al.,1997). Com os dados geocronológicos apresentados em várias tese de doutoramento e dissertações de mestrado (Dantas, 1992, 1997; Fetter, 1999; Saraiva dos Santos, 1993, 1999; entre outras), estes autores demonstraram a presença de vários ciclos tectônicos (2,7 Ga, 2,1 Ga, 1,0 Ga, e 0,6 Ga) e alguns eventos discretos (3,4 Ga, 3,2 Ga, 1,7 Ga, 0,8 Ga) na PB (Van Schmus et al., 1997).

A subdivisão geotectônica da Província Borborema adotada neste trabalho utiliza três elementos estruturais de escala continental: a) o lineamento Trans-Brasiliano-4⁰50' (zona de cisalhamento Sobral), b) a zona de cisalhamento Pernambuco, e c) a zona de cisalhamento Patos. Estes elementos subdividem a PB em quatro mega-blocos estruturais (figura 2.1): a Margem Ocidental, a Região Central, a Zona Transversal e a Margem Meridional (cf. Trompette, 1994). A área estudada neste trabalho localiza-se na porção ocidental da região central da Província Borborema, o Domínio Ceará Central.

2.1.2-O DOMÍNIO CEARÁ CENTRAL.

O Domínio Ceará Central é a mais extensa unidade geotectônica da região central da Província Borborema, com 80.000 km², sendo delimitado a NO pela zona de cisalhamento Sobral (Lineamento Transbrasiliano no estado do Ceará) e a SE pela zona de cisalhamento ou Lineamento Senador Pompeu (ZCSP), e a SO-O pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. A subdivisão clássica do Domínio Ceará Central agrega os maciços gnáissico-migmatítico-graníticos de Tróia e Santa Quitéria e o sistema de dobramentos Jaguaribeano, incluindo a sub-faixa Rio Curu-Independência (Brito Neves, 1975, 1983, 1986, e Santos & Brito Neves, 1984). Apesar desta terminologia ter sido continuamente modificada, as denominações das unidades geotectônicas resistiram às reformulações teóricas. Neste trabalho, o Domínio Ceará Central é dividido em quatro unidades geotectônicas (figura 2.2): 1) as coberturas do tipo rifte-plataformal do Neoproterozóico, 2) o Terreno Santa Quitéria, 3) Terrenos acrescionários do Paleoproterozóico, e 4) o Embasamento arqueano.

COBERTURAS DO NEOPROTEROZÓICO DO DCC - Mapeamentos geológicos em vários setores desta unidade geotectônica apontam diferentes arranjos lito-estratigráficos para uma cobertura psamítico-pelítico-carbonática (Campos, 1976, Jardim de Sá & Fowler, 1981, Mendonça et al., 1982, Souza et al., 1986). *Sills* de granitos alcalinos, derrames de riolitos alcalinos e de meta-basaltos também foram descritos nesta unidade (Caby & Arthaud, 1986). Nesses trabalhos, as coberturas são geralmente descritas como do tipo plataforma continental (Jardim de Sá & Fowler, 1981). Esta unidade tem recebido as denominações de Grupo Ceará, Grupo Itataia e Grupo/Complexo Independência.

As coberturas são formadas por materiais de várias idades, mas a deposição ocorreu no Neoproterozóico. Fetter (1999) e Van Schmus (1998) apresentaram idades modelos de Nd (T_{DM}) variando entre 2,28 e 2,47 Ga. Idade U-Pb em cristais de zircão de metariolito em torno de 772 ± 31 Ma e idade modelo de Nd (T_{DM}) de 1,09 Ga apontam uma deposição destas rochas num ambiente rifte e a participação de materiais mais jovens do que as áreas
fontes do Paleoproterozóico. Estes autores sugeriram a correlação entre as rochas supracrustais da região de Independência (CE) com o Grupo Martinópolis (NO do Estado do Ceará) e o Grupo Seridó (Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba).

A estruturação dessas coberturas é complexa, pois foi amplamente afetada por uma tectônica tangencial. Na região de Independência (CE), Hartmannn et al. (1984) e Caby & Arthaud (1986) reconheceram uma zonação metamórfica do tipo barroviana invertida em grandes *nappes* no estilo himalaiano. Nesta região, os sentidos de transporte das estruturas relacionadas à tectônica tangencial têm sido descritos para o Sul, ou SE-SO. *Klippes* de unidades ortognáissicas de composição tonalíticas a granodioríticas sobre a cobertura plataformal também são descritos entre as cidades de Fortaleza(CE) e Sobral(CE). Apesar de não estarem determinadas, as idade das unidades ortognáissicas alóctones (e.g., Serra de São Domingos e Serra de Maranguape) são atribuídas ao Eon Arqueano (Caby et al., 1991).

TERRENO SANTA QUITÉRIA -A denominação "Terreno Santa Quitéria" é recente (Van Schmus et al., 1997, Fetter et al., 1997), porém foi derivada do termo "Complexo ou Maciço de Santa Quitéria" (Brito Neves, 1975, Santos e Brito Neves, 1984, Cavalcante et al. 1986). Sua delimitação é ainda pouco rigorosa, em geral, compreendendo uma faixa batolítica situada a leste da Zona de Cisalhamento de Sobral. Em migmatitos tonalíticos a granodioríticos, Fetter (1999) obteve idades U-Pb em cristais de zircão com 622 Ma e idades modelos T_{DM} variando entre 0,9 Ga e 1,6 Ga. Estes dados foram intepretados como uma mistura de materiais juvenis do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano (!) com materiais mais antigos do embasamento num ambiente de arco continental de idade cedo-brasiliana. Neste modelo, materiais supracrustais circundantes às rochas plutônicas podem corresponder a detritos derivados do arco depositados em bacias do tipo ante- ou retro-arco.

TERRENOS ACRESCIONÁRIOS DO PALEOPROTEROZÓICO - Estes terrenos são constituídos por paragnaisses e ortognaisses diversos situados entre o Terreno Santa Quitéria e a zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), e correspondem ao Complexo Independência, Grupo Itatira e a uma parte do Grupo Ceará. Outra ramificação é encontrada à borda oriental da zona de cisalhamento Sobral (Lineamento Transbrasiliano

no Ceará). Em rochas desta unidade, Fetter (1999) obteve 18 idades modelo de Nd (T_{DM}) com valores variando entre 2,22 Ga e 2,44 Ga, 4 idades U-Pb em cristais de zircão em ortognaisses tonalíticos dentro do intervalo de tempo de 2,10 Ga a 2,14 Ga e valores de ϵ Nd de +1,9 a -0,6. Estes terrenos evoluíram provavelmente a partir de uma série de terrenos do tipo arco de ilhas durante um período de ca. 50 Ma na orogênese Transamazônica/ Eburneana (cf. Fetter, 1999) aparentemente sem a participação de materiais mais antigos.

O EMBASAMENTO ARQUEANO - Em muitos setores do Domínio Ceará Central, a relação entre embasamento/cobertura tem sido uma questão problemática. Mas em algumas áreas, terrenos do embasamento foram caracterizados com arranjos lito-estratigráficos similares aos dos terrenos do tipo granito-greenstone de áreas cratônicas. Estes terrenos apresentam extensão de ca. 6.000 km^2 , aflorando ao longo da borda ocidental da ZCSP. Nas regiões de Tróia, Pedra Branca e Mombaça, Pessoa & Archanjo (1984) e Pessoa et al. (1986) reconheceram uma sequência meta-vulcanossedimentar composta por metabasaltos, sills máfico-ultramáficos, xistos grafitosos, mármores, quartzitos e metacherts; além de uma suíte metaplutônica básico-ultrabásicas formada por metagabros, metadioritos, meta-anortositos, serpentinitos, e piroxenitos com níveis de cromititos. Essa assembléia tem recebido a denominação de Grupo Cruzeta e/ou Sequência Tróia. A idade desta sequência é arqueana, visto que Pessoa et al. (1986) encontraram uma idade Rb-Sr de 2,6 ± 0,1 Ga num leucognaissse peraluminoso; e Fetter et al. (1997) obtiveram para uma rocha félsica intercalada em metavulcânicas máficas uma idade U-Pb de 2.776 ± 65 Ma e idade modelo de Nd (T_{DM}) de 2,81 Ga com valores de ϵ Nd de +2,1.

Nos terrenos gnáissicos e granulíticos de composição tonalítica e granodiorítica situados entre as zonas de cisalhamento Sabonete-Inharé e Senador Pompeu (Complexo Mombaça, de Medeiros et al., 1996), a presença de rochas arqueanas tem sido apontada por idades modelos de Nd (T_{DM}) variando entre 2,8 Ga e 3,04 Ga e idades U-Pb em cristais de zircão de 2.857 ± 42 Ma e 2.794 ± 77 Ma (Fetter, 1999). Estes autores também obtiveram, em ortognaisses tonalíticos localizados à borda da zona de cisalhamento Sabonete-Inharé, idade U-Pb em cristais de zircão de 2.773 ± 60 Ma, idade T_{DM} de 2,92 Ga e valores negativos de ϵ Nd (-0,2).

2.2-GEOLOGIA DA REGIÃO DE QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM.

Os levantamentos de cartografia geológica de âmbito regional descrevem a litoestratigrafia da região de Quixadá-Quixeramobim em três unidades principais: a) os batólitos graníticos neoproterozóicos, b) as faixas supracrustais, e c) os complexos gnáissico-migmatíticos do embasamento (Dantas et al., 1974, Braga et al., 1979, Campos et al., 1979, Gomes et al., 1981, Cavalcante et al., 1983, Souza et al., 1984, Torquato et al., 1989). Os principais elementos tectônicos desta região são três zonas de cisalhamento dúcteis de movimentação dextral e direção geral NE-SO: 1) a zona de cisalhamento Senador Pompeu, 2) a zona de cisalhamento Quixeramobim e 3) a zona de cisalhamento Custódia, provável prolongamento da zona de cisalhamento Sabonete-Inharé.

A terminologia adotada neste trabalho denomina os batólitos graníticos neoproterozóicos de Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (apud Arthaud et al., 1987, Sidrim et al., 1988 e Torquato et al., 1989); as faixas supracrustais de Suíte Metamórfica Algodões-Choró e Unidade Quixeramobim; e as rochas gnáissicamigmatíticas do embasamento de Complexo Mombaça.

Para o uso do termo "Suíte Metamórfica Algodões-Choró" recorreu-se ao artigo B.12 do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986a), o qual em consonância ao Hedberg (1980), definiu suíte como "*associação de diversos tipos de uma classe de rochas intrusivas ou metamórficas de alto grau*". Portanto, o termo suíte é amplamente aplicado às rochas anfibolíticas e ortognáissicas encontradas no distrito de Algodões (Município de Quixeramobim-CE) e às rochas paragnáissicas encontradas nos arredores da cidade de Choró (CE).

Os termos Grupo Ceará e Complexo Independência (cf. Cavalcante et al., 1983) foram evitados. O termo Grupo Ceará claramente não define um arranjo lito-estratigráfico típico (seção-tipo), tampouco um intervalo crono-estratigráfico para as várias faixas de supracrustais deste estado. Conforme descrição geológica em Cavalcante et al. (1983) O termo Complexo Independência que foi utilizado por Cavalcante et al. (1983) para definir as rochas do distrito de Algodões (Município Quixeramobim-CE) e da Serra do Estevão (Município de Quixadá-CE), parece melhor adequado às rochas metamórficas da região de Independência (CE).

O termo "Unidade Quixeramobim" é ainda problemático. As descrições das seçõestipo apontam a predominância de micaxistos intercalados com quartzitos micáceos; e subordinadamente, níveis de rochas carbonatadas e para-anfibolitos (Fernandes et al., 1991, Góis et al., 1991, Arthaud et al., 1995). Segundo Petri et al.(1986b), o termo mais adequado é corpo, ou seja "unidade estratigráfica formal para denominar massas de rochas intrusivas ou metamórficas de alto grau constituídas por um único tipo litológico". Por outro lado, esta unidade pode pertencer à Suite Metamórfica Algodões-Choró como sugerido pelos contatos concordantes e graduais entre as rochas gnáissicas da Serra do Estevão (paragnaisses Choró da Suite Metamórfica Algodões-Choró) e as rochas xistosas da Serra de Santa Maria (Sequência Quixeramobim de Arthaud et al., 1995, ou Unidade Metapelítica Quixeramobim, neste trabalho).

O Complexo Mombaça (Medeiros et al., 1993 e Pessoa et al., 1986) é composto por ortognaisses graníticos a dioríticos, migmatitos diversos, lentes de anfibolitos, talcoxistos e meta-ultrabásicas, além de folhas de leucognaisses finos e pegmatitos. Esta assembléia litológica aflora ao sul do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (CGQQ) entre as zonas de cisalhamentos Quixeramobim e Senador Pompeu.

2.2.1-0 COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM (CGQQ).

Este é formado pelos batólitos de Quixadá e de Quixeramobim (figura 2.3), constituindo uma unidade do Neoproterozóico (ca. 570 ± 80 Ma, Kawashita et al., 1976).

O Batólito de Quixadá aflora na porção setentrional do CGQQ com aproximadamente ca. 260 km^2 . Suas melhores exposições são encontradas nas adjacências da cidade homônima e em torno do Açude Cedro. Este corpo apresenta um formato de chifre alongado para a terminação da zona de cisalhamento Quixeramobim (ZCQ). A parte principal do corpo é elipsoidal a oval, com as bordas fortemente foliadas. Estas foliações são sub-verticais mergulhando para o seu interior. O eixo principal do batólito é oblíquo (ca. 30^0) à ZCQ. Padrões triangulares de interferências de escala quilométrica estão representados a noroeste da sua periferia.

No batólito de Quixadá, Silva (1989) identificou três făcies petrográficas: a) făcies porfirítica de composição monzonítica a quarzto-monzonítica e raramente de quartzomonzodiorítica, com megacristais de microclina e plagioclásio dispersos numa matriz rica em anfibólio e/ou biotita; b) făcies equigranular mesocrática representada por encraves microgranulares dioríticos distribuídos na fácies porfirítica; e c) fácies equigranular de granulação média a fina composta por granitos (sensu strictu) e granodioritos intrusos na fácies porfirítica. Torquato et al. (1989) caracterizam as rochas deste batólito como portadoras de restrita variação de SiO₂ (57-64%) e Al₂O₃ (13,7-14,8%), teores constantes de Na₂O (3,6-4,0%) e elevados de Cr. Os padrões de elementos terras raras (ETR's) normalizados a valores condríticos apresentam razões Ce/Yb variando entre 20-30, e ausência da anomalia de Eu.

O Batólito de Quixeramobim constitui as porções central e meridional do CGQQ. Com formato trapezóidal irregular, apresenta extensão de ca. 650 km², sendo balizado pelas zonas de cisalhamento Quixeramobim (ZCQ) e Senador Pompeu (ZCSP). Exposições de suas rochas são observadas ao longo da rodovia CE-021 e do leito do Rio Quixeramobim.



Sidrim et al. (1988) definiram-o como um complexo granítico poli-intrusivo, híbrido, formado por um número considerável de intrusões agrupadas em cinco fácies petrográficas: a) Fácies Quixadá: quartzo-sienitos a quartzo-monzonitos e quartzomonzodioritos encontrados como encraves nas diversas fácies mas sobretudo dentro da Fácies Uruquê; b) Fácies Muxurê Velho: composta por dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos, quartzo-monzodioritos e granodioritos porfiríticos a equigranulares; c) Fácies Muxurê Novo: rochas graníticas porfiríticas constituindo uma série cálcio-alcalina granodiorítica com o predomínio de biotita-granitos porfiríticos a equigranulares; d) Fácies Serra Branca: caracterizada pela predominância de granodioritos a biotita porfiríticos com mega-cristais de K-feldspatos; e e) Fácies Uruquê: leucogranitos de granulação média a fina, por vêzes porfiríticos, e folhas e diques de composição granodiorítica.

Baseado em critérios cinemáticos e em feições magmáticas primárias pouco deformadas, Arthaud et al. (1987) observaram que a estruturação do Batólito de Quixeramobim foi claramente influenciada pelo funcionamento das zonas de cisalhamento e atribuem posicionamento de grande parte dos corpos graníticos num estágio sincinemático.

2.2.2-UNIDADE QUIXERAMOBIM (UQ).

A unidade Quixeramobim (UQ) forma uma faixa alongada com ca 350 km², que aflora desde as margens do Açude Cedro (Município de Quixadá) até a Serra de Santa Maria, prolongando-se, ao sul, até o riacho dos Cavalos (Município de Quixeramobim). A seção-tipo desta unidade, (e.g., as margens do Açude Quixeramobim) é formada por intercalações de quartzitos com mica-xistos. Na UQ predominam mica-xistos com intercalações de quartzitos micáceos, e intercalações menores de mármores, rochas cálcio-silicáticas e para-anfibolitos.

A estruturação da UQ é descrita como simples — faixas de sentido geral NE-SO representando planos paralelos de xistosidade e estratificações primárias reliquiares

 $(S_0/S_1/S_2)$ mergulham em torno de 45[°]-30[°] para SE (Góis et al., 1991, Góis & Fernandes, 1991, Arthaud et al., 1993).

Entretanto nas áreas próximas à zona de cisalhamento Custódia, as feições estruturais da UQ tornam-se menos simplística (cf. Arthaud et al., 1993). Os planos $S_{1,2}$ foram progressivamente verticalizados e tornam-se paralelos à zona de cisalhamento Custódia. Em estágios mais avançados, transpostos, e por conseguinte, amoldados à uma foliação milonítica (S_M). Nesta área, S₃ caracteriza-se por uma xistosidade de direção paralela à zona de cisalhamento Custódia e mergulho sub-vertical. O aparecimento de uma clivagem de crenulação afetando S₃ define os planos S₄. Dependendo da posição original, as dobras F_2 foram variavelmente estiradas ou achatadas com eixos encurvados. As lineações acompanharam a flexão dos planos S₁//S₂. Com a progressiva rotação, o *rake* tornou-se mais suave. A recristalização mineral (quartzo, sillimanita, cianita, muscovita) foi suficiente para formação de lineações de baixo *rake*.

2.2.3 - AS ZONAS DE CISALHAMENTOS DÚCTEIS.

As zonas de cisalhamento dúcteis da região de Quixadá-Quixeramobim apresentam uma direção geral NE-SO sendo aparentemente paralelas. A zona de cisalhamento Senador Pompeu é a mais extensa, um mega-lineamento intracontinental. As zonas de cisalhamento de Quixeramobim e de Custódia apresentam extensões menores, em torno de 100 a 200 km. No entanto, estas zonas não são de menor importância na evolução geológica da região de Quixeramobim.

ZONA DE CISALHAMENTO SENADOR POMPEU - A zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) é um mega-lineamento estrutural de direção NE-SO com ca. 375 km de extensão, formado nos limites entre o Domínio Ceará Central e o Terreno Rio Grande do Norte. Segundo Trompette (1994), a zona de cisalhamento Senador Pompeu pode ter continuidade na Nigéria, na zona de cisalhamento Ilé-Ifé. Na borda leste do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, a zona de cisalhamento Senador Pompeu forma um sistema milonítico anastomosado com fatias elípticas fortemente estiradas de rochas orto- e paraderivadas, e com diques (fáceis Serra Branca) alinhados paralelos à zona de cisalhamento Senador Pompeu. Critérios cinemáticos observados na região de Quixadá-Quixeramobim e ao sul, na região de Arneiróz, favorecem uma movimentação da zona de cisalhamento Senador Pompeu dominantemente transcorrente dextral (Martins et al., 1996).

ZONA DE CISALHAMENTO QUIXERAMOBIM - A zona de cisalhamento Quixeramobim constitui um lineamento estrutural paralelo à zona de cisalhamento Senador Pompeu com ca. 100 Km de extensão e largura variável (0,1-1 km). Sua extremidade meridional foi nucleada à borda da bacia molássica Cococi, e a norte da cidade de Quixeramobim, esta zona de cisalhamento é amortecida. Na região de Quixadá-Quixeramobim, a zona de cisalhamento Quixeramobim está nucleada no contato entre o Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim e a Unidade Quixeramobim. Neste contato, devido à presença de numerosos mobilizados aplíticos e "pegmatóides", em geral orientados, os mica-xistos têm um aspecto gnáissico (figura 2.4A). Feições indicativas do sentido dextral do cisalhamento (e.g., bandas de cisalhamento dextrais e assimetrias de *"boudans"* ou veios de quartzo) são facilmente identificadas. Nas rochas ortoderivadas, as faixas miloníticas são mais estreitas e caracterizam-se pela transformação de ortognaisses porfiroblásticos para gnaisses finamente bandados.

ZONA DE CISALHAMENTO DE CUSTÓDIA - A zona de cisalhamento de Custódia representa a extensão da zona de cisalhamento Sabonete-Inharé na região de Quixadá e Quixeramobim. A zona de cisalhamento Custódia aflora às margens da Serra das Bombas e prolonga-se em direção ao Distrito de Custódia (Município de Quixadá), atingindo o flanco SE da Serra do Estevão (norte da Cidade de Quixadá). Seu traço de direção geral NE-SO é facilmente marcado em imagem Landsat TM 5. Sua movimentação é dominantemente dextral. Em alguns afloramentos, o mergulho da foliação milonítica para SE e lineações com *rakes* sub-horizontais $(10^{0}-30^{0})$ apontando para SSE sugerem que incrementos mistos de transcorrência e extensão devem também ter ocorrido.

Afloramento representativo da zona de cisalhamento Custódia é encontrado no sangradouro do Açude Fogareiro (20 km a oeste de Quixeramobim). Neste local (ver figura 2.4B), corpos de rochas anfibolíticas estão intercalados dentro de mica-xistos milonitizados. Em contraste à deformação dúctil nas rochas xistosas, os corpos anfibolíticos

formam blocos fraturados circundados por veios quartzo-feldspáticos (neossoma trondhjemítico) de espessura centimétrica. A geração destes veios requer a fusão incipiente dos mica-xistos e a migração destes líquidos para fraturas dos corpos anfibolíticos. Por outro lado, a ocorrência de cristais centimétricos de biotita nos contatos entre os veios e as rochas anfibolíticas sugere reações hidatadas retro-metamórficas. Desta forma, as condições de temperatura nesta seção da zona de cisalhamento Custódia deve ter atingido ca. 650° C.

Noutro afloramento à margem da estrada estadual CE-237 (ca. 16 km a norte da Cidade de Quixeramobim, coordenadas UTM 0461976;9447864), rochas anfibolíticas estão em contato com uma folha granítica de espessura métrica (os ortognaisse Aroeira, na nomenclatura regional). Feições sigmóidais em porfiroblastos de feldspatos encontrados na folha granítica sugerem uma movimentação dextral. Nesta seção, os planos da foliação milonítica são verticalizados, com lineações de baixo rake ($<10^{\circ}$) apontando para SSE. Na Fazenda Paraíso (distrito de Algodões, município de Quixeramobim-CE), a zona de cisalhamento Custódia foi nucleada entre biotita-paragnaisses da Suite Metamórfica Algodões-Choró, onde observa-se que dobramentos em várias escalas do bandamento gnaíssico foram acompanhados da migmatização destas rochas. As folhas graníticas do tipo ortognaisses Aroeira também são encontradas intrusas nestes paragnaisses. Mais a NE, na localidade de Lagoa de São Miguel, a ocorrência da zona de cisalhamento Custódia entre as rochas xistosas da unidade Quixeramobim e os paragnaisses da Suíte Metamórfica Algodões-Choró é marcada pela presença de cascalheiras quartzosas ricas em rutilo. Mais a norte, à altura da terminação da zona de cisalhamento de Quixeramobim, a ZCC também é amortecida.





Figura 2. 3 A (acima)– Dobras de amplitude centimétrica e eixo sub-vertical (indicada pela caneta) formadas pelo encurvamento da foliação milonítica na zona de cisalhamento Quixeramobim. Leito do Rio Quixeramobim na cidade homônima. Coordenadas UTM: 0465442; 9425062.

Figura 2 . 3 B (ao lado) – Afloramento de lente de hornblendito na zona de cisalhamento de Custódia. Observar veios trondhjemíticos preenchendo fraturas. Açude Fogareiro, município de Quixeramobim. Coordenadas UTM: 0446019; 9429080. CAPÍTULO III

A SUÍTE METAMÓRFICA ALGODÕES CHORÓ

3.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS.

Neste terceiro capítulo é apresentada a Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Um breve histórico dos trabalhos elaborados nesta suíte metamórfica antecipa sua definição formal, e adiante, com base em dados coletados nos trabalhos de campo são descritas as suas principais características lito-estruturais. Por fim, aborda-se de forma sucinta os aspectos relacionados à sua evolução tectôno-metamórfica.

O principal objetivo deste capítulo, além da apresentação do objeto de estudo, é tentar dimensionar ao leitor a complexidade dos temas relacionados à petrologia e geoquímica de terrenos pré-cambrianos, como também a exigência metodológica usada nesta investigação. Portanto, a partir de uma contribuição ao conhecimento de uma região da Província Borborema, os temas e questões abordados neste capítulo inserem-se no debate atual e geral sobre a evolução de cadeias orogênicas pré-cambrianas.

Nesta trajetória, dados obtidos neste trabalho foram somados a uma compilação de trabalhos anteriores. Além da documentação fotografica, mapas e perfis geológicos substanciam as descrições da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Nos anexos D e E contém a localização das amostras e dos dados estruturais. Na integração dos dados obtidos no campo foi fundamental o uso de imagens Landsat TM 5. Como produtos deste trabalho foram elaboradas novas interpretações e o aprimoramento de modelos evolutivos.

3.2-BREVE HISTÓRICO.

Arthaud & Landim (1995) foram os primeiros a descrever a "Sequência Algodões" como um conjunto de anfibolitos de granulações diversas associados a metaplutônicas gabróicas e dioríticas que formam uma faixa aflorante na interface embasamento/Seqência Quixeramobim, encontrada numa extensão de ca. 50 km, desde Choró a Quixeramobim. Segundo estes autores a estruturação desta sequência é simples com mergulhos das foliações inferiores a 45^o para E-SE.

Mapeamento geológico do distrito de Algodões (Oliveira, 1997) reconheceu duas suítes de rochas metamórficas, uma de natureza ortognáissica de composição dioríticatonalítica a granodiorítica, e outra composta essencialmente por anfibolitos e granadaanfibolitos.

Posteriormente, numa síntese preliminar sobre a geologia da "Sequência Algodões", Martins et al. (1996) reconheceram dois tipos de associações litológicas:

A - uma faixa anfibolítica a ortognáissica máfica-intermediária aflorante na borda oriental do Açude Choró Limão (Choró) até a porção sudoeste da cidade de Quixeramobim. Os principais litotipos são: 1) anfibolitos finos a grossos associados com granada-anfibolitos finos a grossos, intercalados com biotita-gnaisses róseos; 2) ortognaisses máfico-intermediários grossos; e 3) diques máfico-intermediários a félsicos. O conjunto representa uma associação vulcano-plutônica composta por lavas e corpos sub-vulcânicos basálticos; derrames e diques de composições intermediárias e corpos plutônicos de composição máfica a intermediária (gabros, dioritos e tonalitos).

B - Uma faixa paragnáissica encontrada na Serra do Estevão (Quixadá). Os principais litotipos são: 1) paragnaisses biotíticos finos de coloração cinza; 2) intercalações restritas de metapelitos impuros e 3) raros anfibolitos e diques de composição intermediária. O conjunto foi interpretado como uma associação paraderivada com restritas intrusões e derrames basálticos.

Na região do Açude Choró Limão (Município de Choró), Torquato & Santos (1998) identificaram duas unidades lito-estratigráficas: 1) Choró - mica-xistos, quartzitos, paragnaisses, rochas cálcio-silicáticas e metaconglomerados associados a rochas anfibolíticas, meta-ultrabásicas e ortognaisses graníticos; e 2) Algodões, constituída essencialmente por anfibolitos, lentes de meta-ultrabásicas e ortognaisses graníticos

3.3 – DEFINIÇÃO.

A Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) agrega um conjunto de rochas metamórficas de natureza paraderivada e ortoderivada aflorante nos municípios de Quixeramobim, Quixadá e Choró, no Domínio Ceará Central da Província Borborema. Esta suíte é composta pelas seguintes unidades: ANFIBOLITO ALGODÕES – unidade composta essencialmente por rochas anfibolíticas, com ou sem granada, de granulação diversa, formando horizontes de espessura métrica a decamétrica e extensão quilométrica, encontrados no distrito homônimo (Município de Quixeramobim). Entre os anfibolitos são encontrados níveis restritos de hornblenditos de granulação grossa de extensão e espessura métrica. METASSEDIMENTOS CHORÓ – um conjunto de rochas paraderivadas composto essencialmente por biotita-gnaisses de granulação fina e coloração creme a cinza com intercalações decamétricas de mica-xistos com sillimanita e cianita, biotita-hornblenda gnaisses com bandas quartzo-feldspáticas e micáceos, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos finos a grossos e metaconglomerados polimíticos e monomíticos. ORTOGNAISSES TONALÍTICOS A GRANÍTICOS - corpos intrusivos nas unidades anteriores e na unidade metapelítica Quixeramobim como stocks, diques e folhas alinhadas na direção NE-SO (e.g., Serras do Veríssimo, da Conceição, Aguda, Picos, Cipó, etc). Conforme os dados obtidos, os quais serão apresentados nos capítulos subsequentes, este conjunto representa uma associação metaplutônica cálcio-alcalina relacionada à orogênese Transamazônica.

3.4 - ARRANJO LITO-ESTRUTURAL.

Na caracterização do arranjo lito-estratigráfico da SMAC são apresentadas descrições geológicas do distrito de Algodões (Município de Quixeramobim) e da área circunvizinha ao Açude Choró Limão (Município de Choró), e um corte transversal à Serra dos Estevão (Município de Quixadá). Nas descrições lito-estruturais e nas discussões sobre a evolução tectono-metamórfica da SMAC foi utilizada a seguinte nomenclatura para a designação de gerações de estruturas lineares, planares e eventos deformativos e metamórficos:

a) De forma genérica, as fases de deformação, dobras, foliações e eventos metamórficos foram representadas pelos símbolos D_n , F_n , $S_n e M_n$ respectivamente.

b) Nas descrições localizadas (eg., afloramentos naturais e corte de estradas) foi utilizada a simbologia S_p e S_{p-1} para designar as foliações principais e subordinadas, respectivamente.

c) Com o objetivo de estabelecer uma ordem cronológica relativa e progressiva, as gerações de fases de deformações, dobras, foliações e eventos metamórficos foram representadas pelos símbolos D_1 , D_2 , D_3 ; F_1 , F_2 , F_3 ; S_1 , S_2 , S_3 ; M_1 , M_2 , $e M_3$; respectivamente.

d) Ainda nessa forma, lineações de estiramento por L_X , lineações minerais por L_m e eixos de dobras L_B , podendo portar um índice numérico relativo a geração de foliação ou dobra correlata (por exemplo, L_{B3} , L_{B2} ,..., L_{m2} , L_{m3}).

e) Planos de foliação milonítica e ultramilonítica foram representados pelo símbolo S_m , enquanto que estruturas primárias reliquiares ou não por S_0 .

f) consequentemente, eventos ou episódios cinemáticos foram representados pelo símbolo K_n para descrições genéricas; e pelos símbolos K_1 , $K_2 e K_3$ para designar uma ordem cronológica relativa e progressiva.

3.4.1 – DESCRIÇÕES DE ÁREAS E SEÇÕES-TIPO.

O DISTRITO DE ALGODÕES - Nesta localidade (Município de Quixeramobim), pacotes de anfibolitos de granulação diversa com intercalações menores de lentes de ultramáficas estão sobrepostos a ortognaisses de composição tonalítica e granútica, portadores de diques e diqueletes de composições anfibolíticas, trondhjemítica e granodiorítica. Os contatos entre esses litotipos não foram observados. Em alguns locais, devido à movimentação de falhas normais tardias, anfibolitos e ortognaisses acham-se lateralmente justapostos (e.g., riacho do Cipó, a NO do distrito de Quixeramobim). Em outros locais, como na zona de cisalhamento Custódia (estrada Quixeramobim-Madalena, após a Serra das Bombas), horizontes reliquiares de anfibolitos claramente recobrem os ortognaisses. Dados geocronológicos descartam uma relação do tipo cobertura/embasamento para anfibolitos e ortognaisses tonalíticos (ver capítulo IV).

Neste distrito, as rochas anfibolíticas com espessuras entre 100 e 200 metros recobrem a Serra do Cipó e estendem-se para NE no sentido da cidade de Choró. Nesses locais, níveis de espessura métrica de granada-anfibolitos e de anfibolitos sem granada alternam-se, sugerindo que variações composicionais primárias foram preservadas durante a recristalização metamórfica. Nestes pacotes não foram encontradas estruturas do tipo lavas almofadadas nem diques interdigitados. Entretanto, lentes e/ou horizontes

centimétricos de anfibolitos ou hornblenditos de granulação grossa são comuns (ver figura 5.1).

Os ortognaisses tonalíticos afloram numa área plana a SE do distrito de Algodões (ca. 40 Km²) entre o Serrote do Algodão e a Serra das Bombas. Nestas rochas é comum a presença de autólitos ou xenólitos anfibolíticos, assim como diqueletes trondhjemíticos e tonalíticos. Feições de mesclamento de magmas de composição diorítica e trondhjemítica foram documentadas (ver figura 6.1). Os ortognaisses graníticos afloram em dois setores deste distrito, i.e. Fazenda Lagoa Redonda e localidade de Cipó. No primeiro formam um corpo oval com eixo NE-SO, cortado por diques de espessura métrica e composição andesítica; no segundo, um corpo alongado no sentido E-O intrudido por vários diques anfibolíticos. À oeste da Fazenda Lagoa Redonda, foram encontrados xenólitos anfibolíticos nestas rochas.

Outra feição da geologia deste distrito é a ocorrência de uma extensa (ca. 15 Km) folha granítica com direção geral NE-SO posicionada nas proximidades ou ao longo do contato entre os ortognaisses tonalíticos e os paragnaisses da unidade Choró. Neste trabalho, esta folha é correlacionada aos ortognaisses Aroeira encontrados ao sul de Quixeramobim, como também às folhas graníticas intrusas nos metapelitos da unidade Quixeramobim (e.g., Açude Flores). Para oeste aflora uma faixa de paragnaisses diversos (Unidade Choró) mostrando contatos concordantes e em alguns locais gradacionais com as rochas metapelíticas da Unidade Quixeramobim. Esses paragnaisses variam de tipos feldspáticos e leucocráticos com microclina e plagioclásio a tipos micáceos com muscovita e biotita em tons de cinza.

Dados estruturais obtidos neste trabalho e sintetizados na figura 3.1 mostram que o arcabouço estrutural desta área é caracterizado pelas seguintes feições: a) ocorrência da zona de cisalhamento de Custódia com movimentação dextral e de traço encurvado variando da direção NE-SO para E-O; b) presença majoritária de planos de foliações com mergulhos moderados $(30^{0}-45^{0})$ para SE e de lineações de estiramento com mergulhos moderados $(10^{0}-30^{0})$ para E ou NE; e c) dobras fechadas reviradas (F_{3}) de amplitude quilométrica e com eixo com mergulhos suaves para NE.



Figura 3.1 - Mapa lito-estrutural do distrito de Algodões



Entretanto, outras feições encontradas no campo não foram representadas na figura 3.1, destacando-se a) clivagens de crenulação com traço de direção NE-SO e mergulho verticalizado como planos axiais das dobras F_3 e geralmente observadas nos metapelitos e anfibolitos; b) presença de zonas de cisalhamento de espessura centimétrica com mergulhos variáveis e com indicadores de movimentação dextral e sinistral; e c) falhas de rejeitos normais de direção geral NE-SO a E-O.

O comportamento das lineações de estiramento na zona de cisalhamento de Custódia e em áreas adjacentes diverge do padrão geral. Nestes locais mostram-se mais suaves (0^0-15^0) com mergulhos para sudeste e oeste. Em associação aos indicadores cinemáticos dextrais, o comportamento das lineações indica um regime transcorrente com uma componente extensional na zona de cisalhamento de Custódia. Outra exceção é a presença de planos de foliação de mergulhos para NE, os quais parecem representar zonas de charneiras das dobras F_3 .

Em geral, os mergulhos das foliações miloníticas na zona de cisalhamento de Custódia são concordantes com os da foliação principal (S_p e/ou S_2). Mas, à medida em que muda a direção da zona de cisalhamento Custódia, os mergulhos variam de intensidade. Na porção SO do mapa geológico da figura 3.1, a zona de cisalhamento de Custódia tem direção NE-SO e mergulhos em torno de 35^{0} SE. Passando à direção NNE-SSO, os mergulhos variam em torno de 45^{0} - 60^{0} SE, e quando tem direção E-O, os mergulhos superam 75^{0} SE.

A dobra sinformal inclinada F_3 (parte superior direita da figura 3.1) foi identificada a partir dos traços de lineamentos em imagem Landsat TM 5. Os lineamentos observados foram gerados pela intersecção dos planos de foliação S_2 com a encosta da Serra da Negra. O traçado do plano axial dessa dobra foi inferido a partir de uma linha mediana entre os lineamentos obtidos da imagem Landsat TM 5. Nota-se ainda que o traçado apresenta uma torção para NE na sua extremidade setentrional. A extensão para oeste deste traço tende a ser paralela à zona de cisalhamento de Custódia.





Mapa geológico da área circunvizinha ao açude Choró-Limão, modificado a partir de Torquato & Santos

Por outro lado, a dobra situada na parte superior esquerda da figura 3.1 foi inferida a partir das variações dos mergulhos dos planos de foliação S_2 . Também neste caso, configura-se uma situação semelhante ao dobramento anteriormente citado: os flancos da dobra mergulham com intensidade que variam entre 50[°] e 60[°] para SE, a zona de charneira com 25[°] para NE e o eixo da dobra aponta também para NE com mergulho suave (ca.10[°]).

A ÁREA CIRCUNVIZINHA AO AÇUDE CHORÓ-LIMÃO – Nesta área aflora a Unidade Choró com intercalações de espessura métrica de rochas anfibolíticas da Unidade Algodões, formando uma série de estruturas sinformais e antiformais de escala quilométrica e direção geral NE-SO (ver figura 3.2). A Unidade Choró é representada por camadas de paragnaisses diversos com intercalações concordantes de níveis e lentes de dimensões variáveis de mica-xistos granadíferos e quartzitos.

Nos paragnaisses, algumas das camadas apresentam bandamento centimétrico formado pela alternância de horizontes quartzo-feldspáticos e horizontes ricos em biotita e hornblenda (figura 3.3A). Estas feições foram interpretadas como variações composicionais de estratificações primárias (S_0). Outras camadas formam biotita-gnaisses monótonos de granulação média a fina. Por outro lado, camadas de leucognaisses quartzo-feldspáticos de coloração creme esbranquiçada formam horizontes em associação com níveis centimétricos de quartzitos puros finos e níveis centimétricos de metaconglomerados monomíticos.

As camadas de quartzitos mais possantes afloram em faixas de espessura métrica e orientadas na direção NE-SO. Os quartzitos são mal selecionados e impuros, com cor branca a creme e pontuações avermelhadas. Os níveis mais impuros tendem a apresentar sillimanita fibrosa (fibrolita) e granada, e raramente cianita. Como se observa no corte ao longo da rodovia CE-044 (logo após Choró-CE), as faixas de quartzitos gradam lateralmente para metaconglomerados polimíticos. Em alguns locais, observam-se matacões de anfibolito e rochas cálcio-silicáticas nos metaconglomerados.

Camadas de espessura métricas (100-500 m) de rochas anfibolíticas marcam as estruturas sinformais e antiformais dessa área. Semelhantes às do distrito de Algodões, elas

apresentam níveis ricos em granada alternando-se com níveis de anfibolitos mais ricos em quartzo. Níveis ultramáficos de espessura métrica compostos por tremolita-antofilita e opacos estão intercalados entre as camadas de anfibolitos e as de paragnaisses.

Na localidade de Veríssimo (9 Km oeste de Choró-CE), ortognaisses graníticos intrudem os paragnaisses e os anfibolitos. Eles constituem um pequeno stock de formato oval com ca. 50 Km². As expressões topográficas positivas deste corpo formam as serras do Verísssimo e dos Picos. Os contatos entre os ortognaisses e os pacotes meta-vulcanossedimentares estão encobertos por solos arenosos e cascalheiras. Estes ortognaisses são correlatos aos encontrados no Distrito de Algodões.

Dobras abertas e fechadas de amplitude quilométrica com planos axiais de direção NE-SO (F_3 , na terminologia adotada) foram formadas pelo encurvamentos dos planos da foliações S_2 e das estratificações primárias reliquiares (e.g., $S_2//S_1//S_0$). Dobras da geração anterior (F_2) foram identificadas a 3 km ao NE de Choró-CE, às margens da estrada CE-044 como dobras recumbentes de amplitude centimétrica com eixo de direção NE-SO, nucleadas em níveis de quartzitos. Estas são geralmente do tipo 2 ou similar de Ramsay (1967) e variam desde dobras sub-verticais a recumbentes. No caso citado (figura 3.3 B), nota-se que as superfície S_1 e S_0 dobradas estão aparentemente paralelas.

As lineações de estiramento (L_X) foram determinadas em quartzitos pela orientação de grãos estirados de quartzo e sillimanita; nos paragnaisses, pela orientação de micas e anfibólios; e destes últimos nos anfibolitos. Nesta área, as lineações L_X apresentam *rakes* moderados a suaves variando entre 6⁰ e 37⁰. Estas apontam variavelmente para o quadrante ENE em ângulo (~ 30⁰) com os traços dos planos axiais das dobras F_3 .

Planos de clivagens de crenulação encontrados em metapelitos e anfibolitos, ou planos de clivagens de fratura em quartzitos, comumente encontrados nas zonas de charneiras das dobras F_3 , devem representar as superficies S_3 . Estes planos apresentam mergulhos verticalizados com orientação NE-SO.

A SERRA DO ESTEVÃO -A Serra do Estevão é um divisor hidrográfico com 70 km² situado entre os açudes Cedro (município de Quixadá) e Choró Limão (Choró). Morfologicamente, a Serra do Estevão apresenta um formato trapezoidal irregular de eixo maior de direção NE-SO, com flancos íngremes e um platô central com cotas topográficas variando entre 550 m e 700m. As diferenças de cotas entre o topo da Serra de Estevão e os espelhos de águas dos açudes adjacentes variam entre 200m e 750m.

Um corte transversal à Serra de Estevão é representado pelo perfil esquemático da figura 3.4A. Observa-se que a Serra do Estevão é constituída predominantemente pela alternância de pacotes de metassedimentos com mergulhos variáveis para SE. No flanco SE da Serra do Estevão predominam paragnaisses quartzo-feldspáticos finos, monótonos, de coloração cinza, com raros horizontes de espessura métrica de rochas anfibolíticas e intercalações de metapelitos impuros. Estes gradam lateralmente para os metapelitos da Unidade Quixeramobim, ou por vêzes, para metapelitos impuros parcialmente migmatizados.

Do platô central para o flanco noroeste, os paragnaisses finos de tons cinza tornamse ricos em muscovita, passando a colorações mais claras. A presença comum de muscovita associadas à microclina indica condições metamórficas da fácies anfibolito superior. Nas cotas mais elevadas da Serra do Estevão predominam camadas de leucognaisses quartzofeldspáticos finos, e subordinadamente são encontrados horizontes finos de biotitamuscovita-xistos.

No flanco noroeste, a ocorrência de horizontes de quartzitos com níveis de espessura métrica de metaconglomerados monomíticos e camadas de rochas anfibolíticas de espessuras métricas atestam alterações substanciais no arranjo lito-estratigráfico em relação ao flanco oposto.



Figura 3. 3 A - Afloramento paragnaisse biotítico próxime Açude Choró –Limão. Destae para o bandamento gnaissie (S₂), formado por bandas cla (quartzo-feldspatos) e escur (ricas em biotita e anfibólio aparentemente paralelo a S₁ e Coordenadas UTM: 047820 9461031.



Fig. 3. 3 B – Dobras da geraçi F2 em paragnaisses biotíticos, afloramento próximo ao Açuc Choró Limão. Coordenadas UTM: 0478083 9459970 Um corte longitudinal no flanco NO ao longo do curso do Riacho Rosinho (figura 3.4 B) sintetiza as variações litológicas deste setor. Nota-se que nas cotas mais elevadas são encontrados leucognaisses feldspáticos finos e biotita-gnaisses finos. Subjacentes e concordantes, ocorrem paragnaisses bandados com três camadas de rochas anfibolíticas. E por fim, camadas de quartzitos impuros com níveis de metaconglomerados monomíticos (figura 3.5A).

Como no Distrito de Algodões, aqui os pacotes de rochas anfibolíticas também apresentam variações composicionais marcantes. Níveis de anfibolitos sem granada, de espessuras variadas, alguns ricos em quartzo, outros bandados ou bastante finos, intercalam-se com horizontes de granada anfibolitos. Os contatos entre os níveis não são planares e concordantes, mas curvi-planares ou difusos e não subordinados aos planos de foliação e/ou bandamento. Alguns anfibolitos finos, com pouco quartzo e sem granadas, apresentam pontuações estiradas preenchidas por quartzo e plagioclásio (figura 3.5B). Tais pontuações foram interpretadas como estruturas vulcânicas reliquiares relacionadas ao escape de gases (e.g., estruturas vesiculares e/ou amigdalóidais).

A disposição geométrica das estruturas planares na Serra do Estevão forma um meio-leque ou semi-flor. Os planos da foliação principal (S_p e/ou S_2) apresentam mergulhos variando de verticais a sub-verticais nas proximidades do Batólito de Quixadá, moderados no flanco sudeste, e sub-horizontais nas cotas mais altas do flanco nordeste (e.g., Serra da Palha). Vale ressaltar que as áreas onde os planos de foliações apresentam mergulhos verticais, alinham-se na continuidade da terminação da zona de cisalhamento Custódia (ZCC). Estruturas dobradas de amplitude quilométrica (dobras F_3) não foram identificadas nos perfis executados na Serra do Estevão. Entretanto, a continuidade das estruturas F_3 das áreas adjacentes (Distrito de Algodões e área circunvizinha ao Açude Choró Limão) não descarta a presença de dobramentos F_3 no flanco NO da Serra do Estevão, localmente chamada de Serra da Palha (ver montagem fotográfica de Torquato & Silva, 1998 apresentada na figura 3.6).

FIGURA 3.4

SS

B) PERFIL ESQUEMÁTICO - RIO ROSINHO - CHORÓ-CE



ESCALAS: VERTICAL 1:20.000; HORIZONTAL 1:50.000.

Em afloramentos de corte de estrada entre Quixadá e o distrito de Dom Maurício (flanco SE da Serra do Estevão), são encontradas dobras menores (geração F_2) de escala métrica. Elas são geralmente do tipo similar ou 2 (Ramsay, 1967), fechadas a apertadas, com eixo sub-horizontal, e parecem ter sido geradas da progressiva transposição da foliação S_2 (figura 3.7A). Ainda neste setor são encontradas ondulações suaves da foliação S_2 , em escala métrica, com planos axiais verticais (figura 3.7B). Em conjunto, essas feições indicam a simultaneidade de componentes de achatamento (deformação coaxial) e de cisalhamento simples.

Nos anfibolitos aflorantes ao longo do Riacho Rosinho observa-se que os planos da foliação S_I (bandamento milimétrico com bandas de hornblendas e bandas de quartzo e plagioclásio) mostram-se descontínuos com terminações curvas, provavelmente em consequência de uma transposição generalizada (figura 3.8A). Esta feição também está impressa nas rochas paraderivadas associadas aos anfibolitos (figura 3.8B). Entretanto, esta feição está ausente nos metaconglomerados e quartzitos situados na base deste perfil (figura 3.5A).

Em geral, o comportamento das lineações minerais e de estiramento é semelhante ao observado em outras áreas Essas estruturas variam suavemente com os mergulhos dos planos da foliação S_2 . Em atitudes verticais e sub-verticais de S_2 , rakes das lineações variam entre 0^0 e 10^0 para 10^0 - 30^0 NE. Mas, em atitudes menos acentuadas, os rakes tornam-se menos suaves, alcançando até 30^0 para ENE (65^0 Az – 90^0 Az).

3.5 - EVOLUÇÃO TECTÔNO-METAMÓRFICA.

Uma visão sinóptica das áreas descritas, corpos graníticos e zonas de cisalhamento é apresentada no bloco diagrama na figura 3.9. Nesta figura, um conjunto de feições estruturais encontradas nas zonas de cisalhamento, nos batólitos graníticos e nas rochas supracrustais tiveram sua importância ressaltada. Estas estruturas são descritas sumariamente abaixo:



Figura 3. 5 A (ao lado) – Afloramento de metaconglomerado no leito do Riacho Rosinho (aproximadamente corte a XZ), no flanco NO da Serra do Estevão, município de Choró.

Seixos de quartzo

Figura 3. 5 B (abaixo) – Pontuações de quartzo-feldspato em anfibolitos finos sem granada observado em afloramento ao longo do Riacho Rosinho (Choró), no flanco NO da Serra do Estevão, município de Choró.



Figura 3 . 6 – Flanco NO da Serra do Estevão e o Açude Choró Limão. Na porção direita da montagem fotográfica observa-se a Serra da Palha, onde as camadas apresentam mergulhos subhorizontais. Montagem fotográfica obtida de Torquato & Santos (1998).





Figura 3.7 A – Dobras F2 em corte de estrada no flanco SE da Serra do Estevão. Coordenadas UTM: 0483006 9455200



Figura 3.7 B - Ondulações métricas em S2 em corte de estrada no flanco SE da Serra do Estevão. Coordenadas UTM: 0484309 9455347 Lineação do eixo de dobra (LB) = 10/120 A - Nas zonas de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), Quixeramobim (ZCQ) e Custódia (ZCC), nota-se:

- i) A ZCSP ladeada pelas ZCQ e ZCC;
- Em planta, os traços das ZCSP e ZCQ delimitam o Batólito de Quixeramobim e são aparentemente paralelos com mergulhos verticais; por outro lado, o traço da ZCC é encurvado, com mergulhos moderados para SE;
- iii) Os dados estruturais obtidos nos trabalhos de campo, os quais corroboram observações de outros autores, mostra que estas zonas de cisalhamento apresentam movimentação dextral;
- iv) O comportamento das lineações de estiramento nas zonas de cisalhamento e em áreas adjacentes é aparentemente semelhante; caracterizam-se por apresentar mergulhos sub-horizontais (0⁰-10⁰) para sul, ou em torno do sul (SSE-SSO);
- v) Considerados em conjunto, o padrão das lineações e o sentido de movimentação observados permitiram inferir, ao menos para os estágios ulteriores da evolução destas zonas de cisalhamento, a atuação de um regime transtracional.
- B Nos corpos graníticos do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim:

-sobre o Batólito de Quixadá -

- vi) O formato em chifre apontado para a terminação da ZCQ do Batólito de Quixadá sugere que essa zonas de cisalhamento possa ter facilitado o alojamento deste corpo (e.g., numa terminação transtracional);
- vii) foliações magmáticas horizontalizadas no centro deste corpo favorecem uma ascensão diapírica do mesmo; por outro lado, a presença de ponto ou junção tríplice a NO deste corpo sustenta a hipótese de interação entre a deformação regional e a intrusão;
- viii) A pequena variação de fácies petrográfica aponta uma restrita variação na composição do magma gerador deste batólito,



Figura 3. 8A – Anfibolitos da sub-Unidade Algodões no leito do Riacho Rosinho. Notar veios quartzofeldspatos sugerindo a transposição de fábrica mais antiga (S₁).



Figura 3. 8 B – No leito do riacho rosinho, proximo ao local da fotografia anterior, os paragnaisses da unidade Choró exibindo também a transposição do bandamento gnáissico.



Figura 3. 9 – Bloco-diagrama representando o arcabouço lito-estrutural da região de Quixadá-Quixeramobim (Estado do Ceará) Em destaque:

1) zonas de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), Custódia (ZCC) e Quixeramobim (ZCQ);

 2) no batólito de Quixeramobim, corpos filonares e diques do granito Serra Branca (coloração laranja) e granitos do tipo Muxurê Velho (coloração escura); 3) quartzitos e migmatitos na Unidade Metapelítica Quixeramobim; 4) dobras da geração F3 com traços inferidos dos planos axiais; 5)
lineamentos estruturais representados por traços contínuos; 6) corpos de anfibolitos em azul celeste; 7) ortognaisses tonalíticos em azul claro; 8) ortognaisses graníticos e folhas graníticas Aroeira em magenta. NM = Norte Magnético. feições de deformação do estágio plástico parcialmente consolidado (subsolidus plastic deformation) são indicativas da atuação de um regime transpressional (Nogueira & Morales, 1999);

---sobre o Batólito de Quixeramobim ---

- x) O formato retangular irregular delimitado pelas ZCQ e ZCSP, à semelhança de uma bacia *pull-apart*, sugere que ao menos nos estágios precoces, este corpo tenha-se alojado num sítio extensional controlado por estas zonas de cisalhamento;
- A grande variabilidade de tipos petrográficos reflete uma extensa diversidade de magmas, envolvendo uma multiplicidade de processo magmáticos e fontes; deste modo, favorecendo a recorrência de episódios magmáticos;
- xii) Feições de deformação do estágio plástico parcialmente consolidado (como descrito por Arthaud et al., 1988, Arthaud et al., 1987) favorecem a atuação de um regime transcorrente dextral;
- xiii) Entretanto, o posicionamento de diques foliados (fácies Serra Branca) paralelos às bordas e a presença de foliações em leque nesse corpo sugerem a atuação de uma componente compressiva associada ao cisalhamento;
- C Nas rochas supracrustais da SMAC e na Unidade Quixeramobim:
- xiv) Margeando a ZCC (e.g., setores do Distrito de Algodões e da Serra do Estevão), dobras F_3 formam estruturas sinformais reviradas de escala quilométrica com planos axiais encurvados e eixos sub-horizontais, sendo S₃ caracterizada como uma clivagem de crenulação sub-verticalizada;
- xv) Associadas a estas estruturas, as foliações S_2 formam um meio-leque com vergência para NO, essas foliações apresentam ondulações suaves de escala métrica;
- xvi) Nas proximidades das bordas zonas de cisalhamento, as lineações minerais e de estiramento mostram-se progressivamente vergadas, e à medida que os planos das foliações tornam-se verticalizados, estas horizontalizam-se;

- xvii) Em setores mais distantes das zonas de cisalhamento (e.g., área circunvizinha ao Açude Choró-Limão), as dobras formam estruturas antiformais e sinformais, fechadas a apertadas, de escala quilométrica com planos axiais verticais e eixos apontando para NE;
- xviii) Nestes setores, as lineações de minerais e de estiramento mostram rakes moderados (10⁰-30⁰) apontando para E-NE;
- xix) E geralmente, planos S_2 tendem a ser paralelos a S_1 e a planos reliquiares de S_0 $(S_2/S_1/S_0);$
- xx) Entretanto, também são encontradas dobras de escala métrica, inclinadas a recumbentes (F_2), exibindo $S_1//S_0$;
- xxi) De forma localizada, foliação S_1 e estruturas primárias S_0 mostram-se transpostas, ao menos aparentemente, S_1 pode não estar relacionada diretamente às foliações S_3 e S_2 .
- xxii) Em geral, registra-se a sucessão progressiva entre as foliações regionais $(S_2 \text{ ou } S_p)$ e as foliações miloníticas (S_m) .

Num primeiro momento, estas feições estruturais revelam a incoerência entre feições geradas num regime transcorrente-transtracional, observado nas zonas de cisalhamento, e o padrão transcorrente-transpressional caracterizado nos dobramentos observados nas litologias adjacentes e nos complexos graníticos.

Nas zonas de cisalhamento, as lineações de estiramento foram caracterizadas com mergulhos suaves $(0^{0}-10^{0})$ a moderados $(10^{0}-30^{0})$ para o sul. A 4 km a oeste da zona de cisalhamento Quixeramobim, num corte de estrada nas proximidades do Açude Flores, uma folha granítica com textura porfiroblástica intrude os metapelitos da Unidade

Quixeramobim. A assimetria observada nos porfiroblastos de feldspatos (superficie XZ) indica uma movimentação dextral, com as lineações mergulhando para 30⁰SE.

Em outros locais (e.g. Riacho do Cipó), tanto zona de cisalhamento de espessura centimétrica como falhas oblíquas à direção das zonas de cisalhamento afetam a foliação regional (S_p ou S_2) e apresentam rejeitos direcionais com movimentação tanto sinistral como dextral. Estas feições sugerem que o regime transcorrente-transtensional observado nas zonas de cisalhamento e áreas adjacentes progrediu para a transição entre os campos dúctil e frágil. No flanco SE da Serra do Estevão, falhas normais cortam os metassedimentos em ângulo forte com as foliações (ver figura 3.10-A e B).

Distante das zonas de cisalhamento, as lineações tendem a *rakes* menos suaves para NE ou ENE. Os planos das foliações mostram-se menos verticalizados formando leques ou meio-leques de extensão quilométrica, e por fim, atingidos por clivagens de crenulação com mergulhos verticais.

Face às observações de campo que mostram a passagem progressiva das foliações miloníticas às foliações regionais (S_p ou S_2), torna-se imperioso a proposição de uma reversão progressiva de regimes cinemáticos. Desta forma, um "ciclo cinemático" transcorrente-transpressivo dextral foi sucedido por um transcorrente-transtrativo dextral, com a deformação sendo canalizada às zonas de cisalhamento e áreas adjacentes. Este processo é apresentado de forma esquemática na figura 3.11.

Como será discutido adiante, esta reversão deve ter ocorrido em resposta e/ou simultaneamente ao arrefecimento termal e o início do abatimento da cadeia orogênica. Visto as feições de deformação impressas nas zonas de cisalhamento, sua implantação aconteceu ainda sob um gradiente térmico elevado e não reflete o intervalo de tempo no qual ocorreu o posicionamento dos magmas graníticos.


Figura 3. 10 A (ao lado) – Próximo ao leito do Riacho Cipó, o bandamento gnaíssico de ortognaisses graníticos é cortado por zonas de cisalhamento de movimentação dextral com filonitos finos. Coordenadas UTM 0465337; 9454897.

Figura 3. 10 B (abaixo) – Falha normal cortando a foliação S2 em paragnaisses do flanco sudeste da Serra do Estevão (corte de Estrada). Coordendas UTM 0484114: 9455220.





Figura 3.11 – Modelo tectônico apresentado de forma esquemática, representando a reversão do regime transpressivo dextral para o transtrativo dextral.

Nos mica-xistos, as condições metamórficas e suas relações com a deformação são marcadas por duas formas da reação cianita⇔sillimanita: a) cianita e sillimanita sincinemáticas, e b) cianita sin-cinemática e sillimanita pós-cinemática. A forma (a), condições dinâmicas de cristalização de cianita e posteriormente de sillimanita, foi interpretada por Fernandes et al. (1991) como o aumento de P-T em consequência da atuação de um regime tangencial (e.g., espessamento crustal por empilhamento de nappes).

Entretanto, este regime não é caracterizado no âmbito da unidade Quixeramobim e da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Neste trabalho, esta forma de reação cianita⇔sillimanita representa um caminho metamórfico de descompressão imposto pela rápida elevação das rochas em decorrência da extrusão vertical do regime transpressional e a forma (b) como o final deste processo (fim do espessamento crustal de Fernandes et al., 1991). A evolução termal e exumação em orógenos obliquamente convergentes (transpressivos) são limitadas por duas situações extremas (Thompson et al., 1997): a) ambientes de baixa razão entre os componentes de cisalhamento puro e simples envolvem considerável transporte horizontal e período mais longo de aquecimento metamórfico, sendo caracterizados por ocorrência de faixas granulíticas; e b) ambientes de alta razão entre os componentes de cisalhamento puro e simples (convergência frontal) com rápida exumação e sem significativo aquecimento, como caracterizado pelo metamorfismo da fácies xisto-azul. Numa situação intermediária com o equilíbrio entre os componentes de cisalhamento simples e puro, o metamorfismo aproxima-se da sucessão de fáceis no estilo Barroviano (soerguimento do orógeno a ca. 1 mm/ano).

Nas rochas anfibolíticas, os estudos petrográficos caracterizam dois eventos metamórficos distintos: a) M_2 - a paragênese hornblenda + plágioclásio intermediário + granada e ausência de piroxênio reflete um amplo re-equilíbrio destas rochas na făcies anfibolito, b) M_3 - a formação de epidoto e hornblenda verde (±clorita) a partir da desestabilização da granada sin-cinemática aponta a atuação intensa de reações retrometamóficas.

De maneira geral, cristais zonados de granada e inclusões preservam informações valiosas sobre a evolução petrológica das rochas. Geralmente, o desenvolvimento de zonações composicionais em granadas metamórficas tem sido estudado em rochas metapelíticas (Spear & Kohn, 1996; Spear & Markussen, 1997). Nestas rochas, padrões de zonações composicionais são interpretados como o reflexo do crescimento contínuo das porções mais externas dos cristais em equilíbrio com a matriz. Nos cristais de granada dos



FIGURA 3.12 – No canto esquerdo, imagem back-scater de granada dos anfibolitos da SMAC (amostra GM-86), apresentando uma padrão irregular na distribuição de inclusões de óxidos (ilmenita e rutilo em tons claros e de cinza claro) e de alumino-silicatos (plagioclásio, anfibólio, quartzo e epidoto, em tons escuros). No canto direito, detalhe da figura anterior mostrando cristais de rutilo.

anfibolitos estudados são encontradas inclusões de hornblenda, epidoto, plagioclásio, quartzo e minerais opacos. Esta assembléia mineral em forma de inclusões deve representar um evento metamórfico particular (M_1) precedente aos eventos citados anteriormente. Mas o exame acurado destes cristais por microscopia eletrônica de varredura (MEV) revelou a presença de rutilo (figura 3.12), implicando em condições de pressões mais elevadas (10-12 Kbar, cf. Bohlen & Liotta, 1986). Desta forma, M_1/S_1 parece não estar relacionado a M_2/S_2 - M_3/S_3 , podendo representar uma fábrica mais antiga.

III.5 – CONCLUSÕES PRELIMINARES

A geologia da Suite Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) caracteriza-se por uma associação de paragnaisses e rochas anfibolíticas interpretada neste trabalho como um conjunto litológico formado por intercalações de lavas, vulcanoclásticas e corpos subvulcânicos máficos intercalados em pacotes sedimentares clásticos e imaturos, que foram atingidos por intrusões de pequenos stocks, folhas e diques de composição granítica a tonalítica. A SMAC, como outras unidades lito-estratigráficas da região de Quixadá e Quixeramobim, teve sua estruturação controlada pelo funcionamento das ZCSP, ZCQ e ZCC. Em geral, feições estruturais e paragêneses metamórficas apontam a presença de 3 eventos tectôno-metamórficos: 1) D_1 - M_1 – evento reliquiar de reconstituição limitada, possivelmente relacionado com condições de pressões elevadas (>10 Kbar); e D_2 - M_2/D_3 - M_3 marcam a atuação de um regime transpressional dextral sucedido por um regime transtracional dextral com processos de descompressão por extrusão vertical e posterior arrefecimento térmico.

CAPÍTULO IV

GEOCRONOLOGIA DA SUÍTE METAMÓRFICA ALGODÔES-CHORÓ

4.1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS.

Os terrenos pré-cambrianos do Nordeste Oriental do Brasil - a chamada Província Borborema - caracterizam-se pela ocorrência de extensas áreas de gnaisses e migmatitos do embasamento pré-brasiliano separando estreitos cinturões metassedimentares dobrados de idades neoproterozóicas (750-650 Ma) e pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes associadas a batólitos graníticos de idades brasilianas (Almeida et al., 1981, Brito Neves, B.B., 1983).

Vários autores têm utilizado estas zonas de cisalhamento para subdividir a Província Borborema em domínios estruturais (Santos & Brito Neves, 1984, Caby et al., 1991, Trompette, 1994). Em conexão com a África, estes domínios formam um gigante leque resultante da convergência dos crátons do São Francisco-Congo-Kasai, Amazônico e Oeste África-São Luís.

Nas regiões circum-cratônicas, os registros metassedimentares do Neoproterozóico são facilmente reconhecidos (e.g., cinturões dobrados de Sergipe-Alagoas, Médio-Coreaú, Riacho do Pontal e Rio Preto). Entretanto nas regiões internas, recentemente tem sido reconhecidos dois tipos de terrenos supracrustais pré-brasilianos: a) terrenos supracrustais correlativos à orogênese greenviliana (ca. 1,0±0,1 Ga, denominada de Cariris Velhos na região), como os cinturões dobrados Pajeú-Paraíba e Piancó-Alto Brígida (Brito Neves et al., 1995); e b) terrenos supracrustais de idade pós-Eburneana ou pós-Transamazônica (ca. 1,7-1,8), deformados na orogênese Brasiliana/Pan-Africana (e.g., faixa Orós).

O Domínio Ceará Central encontra-se entre as regiões internas da Província Borborema. Este domínio é delimitado pela zonas de cisalhamento Sobral e Sen. Pompeu, e sua extensão no continente Africano corresponde provavelmente às numerosas faixas xistosas do oeste do Escudo Nigeriano (cf. Trompette, 1994).

O Domínio Ceará Central compreende uma aglutinação de segmentos crustais com

idades Arqueanas e Proterozóicas, onde destacam-se:

- a) o Complexo e/ou Grupo Independência uma cobertura plataformal depositada há ca.
 750 Ma (idades modelos Nd T_{DM} entre 1,57-1,15 Ga, Fetter et al., 1995);
- b) Terreno Santa Quitéria um conjunto de granitóides e ortognaisses cobrindo uma área de proporção batolítica a leste da zonas de cisalhamento Sobral, provavelmente derivado da mistura de material do embasamento paleoproterozóico (ca. 2.1 Ga) e material mais jovem (idades modelos Nd T_{DM} entre 1,2-1,6 Ga, Fetter et al., 1997);
- c) um núcleo máfico-ultramáfico arqueano representado pelo Maciço de Tróia (Pessoa et al., 1984) e
- d) os registros supracrustais situados a oeste da zona de cisalhamento Senador Pompeu e do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim.

No Domínio Ceará Central, feições geradas por extensiva tectônica horizontal, tais como *nappes e klippes*, envolveram tanto as unidades arqueanas como as proterozóicas (Caby, 1986). Com base em investigação petro-estrutural conjugada com idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtidas em grãos de minerais, Moiné et al. (1997) constataram que o espessamento crustal ocorrido neste domínio (metamorfismo de alta pressão, ca. ~7-10 Kbar) é mais antigo do que 575 Ma. Segundo estes autores, a evolução termal tardia destas rochas ocorreu entre 534-524 Ma, sin-cinemática ao posicionamento do corpos graníticos e às reativações da zona de cisalhamento Senador Pompeu.

Neste cenário insere-se a Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) - uma pilha meta-vulcanossedimentar composta por paragnaisses quartzosos, biotita-paragnaisses diversos, metagrauvacas, metaconglomerados, níveis de quartzitos finos e de mica-xistos com intercalações decamétricas de corpos anfibolíticos; intrudida por rochas ortognaissícas de composição granítica, granodioríticas e tonalíticas, além de diques de composição máfica-intermediária, e folha granítica, formando uma faixa paralela ao conjunto de rochas xistosas da Unidade Quixeramobim e a oeste do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim.

4.2-MATERIAIS E MÉTODOS.

Face a ausência de níveis de metavulcânicas de composições félsicas a intermediárias na SMAC, nas quais idades U-Pb e Pb-Pb por evaporação em cristal de zircão geralmente podem indicar a idade mínima desta suíte, tentativamente foram analisadas amostras de anfibolitos pela sistemática Sm-Nd em rocha total.

Neste trabalho tentou-se obter também idades Pb-Pb por evaporação em zircões detríticos. Entretanto o material concentrado a partir de uma amostra de paragnaisse bandado (GM-55, figura 3.3A) forneceu uma população homogênea de zircões magnéticos de coloração castanha escura e tamanho muito reduzido. Infelizmente, a pequena quantidade de Pb nestes grãos não propiciou a leitura das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em níveis exigidos pelo espectrômetro de massa utilizado (marca FINIGGAN modelo MAT-262).

Por outro lado, a concentração de cristais de zircão nas rochas intrusivas (ortognaisses, diques félsicos e folhas graníticas) foi menos problemática. Idades U-Pb e Pb-Pb em cristal de zircão nestas rochas podem apontar indiretamente um intervalo de idade mínima para a rochas supracrustais ou um evento tectono-magmático subsequente a este intervalo.

4.3-RESULTADOS ANALÍTICOS.

No anexo A encontram-se as descrições dos procedimentos de amostragem e preparação das amostras, e as descrições dos procedimentos analíticos, respectivamente. Na tabela 4 .1-A, encontram-se os dados isotópicos de Sm e Nd em rocha total isotópicos e idades modelo de Nd, e ϵ Nd (0) e ϵ Nd (t) calculados; e na tabela 4 .1-B, os dados U-Pb por diluição isotópica de cristal de zircão e titanita. Os dados isotópicos Pb-Pb estão resumidos no anexo C. Abaixo, os resultados analíticos e as idades calculadas estão discutidas e interpretadas por unidade litológica:

Tabela 4 .1 A: Dados analíticos das razões isotópicas de Sm e Nd, idades modelos de Nd T_{DM} e T_{CHUR}; ϵ Nd (0) e ϵ Nd (t).

Amostra	Litotipo	Idade U/Pb	Nd (ppm)	Sm (ppm)	147Sm/ 144Nd	143Nd/ 144Nd	Sm/Nd fract factor	TDM	ε Nd(0)	s Nd(t)	TCHUR
		(Ma)							medido	calculado	
GM-17	1A	2130	21,46	3,82	0.10759	0.511485	-0.4530	2230	-22.50	1.89	1979
GM-19A	2A	2236	8,44	2,25	0.16135	0.512263	-0.1797	2265	-7.32	2.85	1623
GM-20A	4	2050	36,61	5,94	0.09814	0.511338	-0.5010	2240	-25.35	0.60	2016
GM-21B	3	1820			0.08615	0.511182	-0.5620	2215	-28.40	0.71	2013
GM-28	3	2172	43,09	5,01	0.07027	0.510875	-0.6428	2295	-34.38	0.90	2131
GM-31A	2B	2236	4,82	1,67	0.20905	0.512928	0.0628	-764	-5.66	2.13	3594
GM-58A	2A	2236	5,50	1,93	0.21215	0.512978	0.0786	1601	-6.63	2.21	3365
GM-47B	1A	2130	35,95	6,39	0.10753	0.511465	-0.4533	2257	-22.88	1.53	2011
GM-67A	1B	2130			0.10671	0.511459	-0.4575	2249	-23.01	1.63	2033
GM-59A	2A	2236	9,92	2,81	0.17122	0.512374	-0.1295	2403	-5.15	2.18	1585
GM-82	2A	2236			0.17895	0.512461	-0.0903	2574	-3.46	1.65	1527

Litologias: 1A- ortognaisse tonalítico, 1B – diquelet tonalítico, 2A- Anfibolito fino sem granada, 2B- Granada-anfibolito; 3- ortognaisse granítico; 4-dique meta-andesítico.

Mineral (Fração	Peso (mg)	Concer	itrações	(ppm)		Raz	ões radiog	Idades aparentes (Ma)			
717açao	(mg)	U	Pb total	Pb rad	Pb comum	206Pb/ 238U	207РЬ/ 235U	207РЬ/ 206РЪ	206РЬ/ 238U	207РЪ/ 235U	207РЬ/ 206РЬ
Amostra: GM	-20A (diqı	10)									
Tit/M(5)	0,439	129,34	34,64	31,81	2,83	0,222488	3,65479	0,119139	1295	1561	1943
Tit/M(10)	0,445	106,69	38,06	36,27	1,79	0,297849	5,17132	0,125923	1680	1847	2041
Zir/NM(0)ab	0,007	25,69	13,58	10,34	3,24	0,372099	6,78617	0,132271	2039	2083	2128
Zir/M(0)	0,002	825,5	213,52	213,466	0,054	0,243616	4,33087	0,128934	1405	1699	2083
Zir/M(5)	0,01	1341	324,09	323,628	0,462	0,245398	4,21526	0,124581	1414	1677	2022
Regressão cor LI=274+46M com 2 titanita Ma (MSWD=	n zircoes - a (MSWD s + 1 zirca 8.7)	UI= 213(=230); o NM(0)	6+-128 - UI= 2	Ma e 137 +-34.	8 Ma e L	I= 485+-10	19				
Amostra: GM	-21B										
NM(0)	0,004	1393,2	296,7	269,5	27,2	0,19137	2,93328	0,111165	1128	1390	1818
M(0)ab-1	0,006	419,8	68,75	66,36	2,39	0,14446	2,22900	0,111905	869	1190	1830
M(0)ab-2	0,007	290,4	84,58	83,13	1,45	0,26955	4,61162	0,124085	1538	1751	2015
M(0)ab-3	0,003	449,7	108,27	104,41	3,86	0,21763	3,44873	0,114933	1269	1515	1878
Regressão con zircoes ab-1 e zircoes ab-3 e (MSWD=0)	m 4 fracoe ab-2 - UI= NM(0) - 1	s - UI=20 =2072+-5 UI=2049+	56+-16 .7 e LI= 31 e L	4Ma e LI 277+-14 I=428+-4	=344+-24 Ma (MS' I2Ma	7Ma (MS) WD=0);	WD=380);	,			
Amostra GM	-16										
M(0)	0,006	61,49	24,69	24,6393	0,0507	0,37902	6,92671	0,132545	2071	2102	2132
M(-1)	0,007	26,54	10,553	10,406	0,147	0,36780	6,71966	0,132505	2019	2075	2131
M(-2)	0,004	74,06	29,955	29,464	0,491	0,376049	6,859	0,132286	2057	2093	2128
Regressão - U 564Ma (MSV	Л=2131 +- VD=1.43)	• 11 Ma e	LI=38+	-							

Tabela 4 .1 - B: Dados analíticos das razões isotópicas ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb, ²³⁵U e ²³⁸U.

Abreviaturas: Ab – desbastados, rad- radiogênico, UI – intercepto superior, LI- intercepto inferior, Tit- titanita, Zir-zircão, NM- Não magnético, M(0)-Magnético a inclinação 0^0 , NM(-1)- Magnético a inclinação -1^0 , M(-2)- Magnético a inclinação -2^0 .

4.3.1 - Idades Pb-Pb e aplicação da sistemática Sm-Nd (idades $T_{DM} e \in Nd$) nos ortognaisses graníticos.

Nos ortognaisses graníticos foram analisados 7 cristais de zircão da amostra GM-20-B e 3 cristais da amostra GM-28 pelo método de evaporação (Kober, 1986). A idade Pb-Pb aparente obtida na amostra GM-20-B foi de 2.160 ± 9 Ma. A figura 4.1 apresenta em diagrama esquemático idades vs. números de blocos de medidas das razões 207 Pb/ 206 Pb, as idades aparentes dos 7 cristais de zircão desta amostra.

Observa-se nesta figura que 4 zircões (4, 6, 10 e 11) apresentam, nas etapas de altas temperaturas (1550° C), blocos de leituras com idades aparentes médias em torno de 2,16 Ga (zircão 4: 2.174±2 Ma e 2.144±20 Ma; zircão 6: 2.172±4Ma; zircão 10: 2.181±7 Ma; e zircão 11: 2.176±8 Ma, 2.168±3 Ma, e 2.164±6 Ma). Por outro lado, 3 cristais (3, 5 e 8) apresentaram idades aparentes médias entre 2,13 e 2,15 Ga nas etapas de altas temperaturas. Estas últimas idades devem refletir a perda de Pb radiogênico e/ou a presença de zircões discordantes. As idades aparentes médias obtidas em ca. 2,16 Ga sugerem uma idade mínima da rocha neste intervalo.

Na amostra GM-28 em apenas um zircão foi obtida uma idade aparente 207 Pb/ 206 Pb de 2.172 ± 3 Ma (figura 4.2). Considerando apenas os blocos de leitura realizados nas etapas de alta temperatura (1500 $^{\circ}$ C-1550 $^{\circ}$ C), obtém-se nesta amostra uma idade platô de 2.178±2 Ma. Esta última deve corresponder a uma idade mínima desta rocha. Também foi calculada, para a amostra GM-28, uma idade T_{DM} de 2.295 Ma e um ϵ Nd_{(t=2170 Ma})=+0.90.

4.3.2 - Idade Pb-Pb, idade U-Pb e a aplicação da sistemática Sm-Nd (idades T_{DM} e ϵ Nd) nos ortognaisses tonalíticos.

Cinco cristais de zircão da amostra GM-16 foram analisados pelo método Pb-Pb por evaporação (Kober, 1986). A idade média aparente obtida foi de 2.140±6 Ma. A figura 4.3 apresenta em diagrama esquemático idade *vs.* número de bloco de medidas da razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, as idades aparentes de 5 cristais de zircão.



Figura 4.1 - Diagrama Idade (em Y) versus Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra GM-20B. Símbolos: círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; quadrado - bloco eliminado subjetivamente; "X" - bloco eliminado por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004; losango - bloco eliminado por apresentar desvio superior a 20; desvio analítico a 20.



Etapas de evaporação

Figura 4.2 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra GM-28. Símbolos como na figura anterior.

Nesta figura observa-se que o zircão n.º 1 apresenta blocos de leitura com idades aparentes entre 2.100 e 2.113 Ma, em temperaturas de 1460° C, e uma média de 2.135±3Ma em temperatura mais elevada (1515°C). O zircão n.º 5 tem apenas um bloco de leitura a 1502° C com idade aparente média de 2.148±4Ma. Os 2 zircões restantes (2 e 4) mostram idades aparentes médias de 2.136±5 Ma e 2.151±5 Ma nas etapas de temperatura mais elevadas, 1562° e 1521° C, respectivamente. No cálculo final da idade aparente para a amostra GM-16 não foram consideradas as idades aparentes do zircão n.º 1. Este cristal, possivelmente sofreu perda variável de Pb radiogênico em episódios pós-magmáticos. Neste caso, a idade aparente média obtida (2.140 ± 6 Ma) sugere uma idade mínima para esta rocha.

Pelo método U-Pb por diluição isotópica foram analisados 3 cristais de zircão da amostra GM-16. Estes cristais que não foram desbastados, formam uma população simples com formas euédricas e prismáticas. Uma idade concordante no intercepto superior de 2.131 ± 11 Ma foi obtida nesta amostra, a qual é interpretada como a de cristalização da rocha (figura 3.4). O ajuste desta idade apresenta um MSWD=1,4 para 1-sigma. Os cálculos de regressão indicam um intercepto inferior da concórdia com idade de 38 ± 558 Ma, a qual não indica um evidente significado geológico para a região estudada.



Figura 4 . 3 - Diagrama Idade (em Y) *versus* Etapas de evaporação (em X) dos cristais de zircão da amostra GM-16. Símbolos: círculo cheio - bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; quadrado bloco eliminado subjetivamente; desvio analítico a 2σ.

Etapas de evaporação

Da amostra GM-16 foi calculada uma idade T_{DM} de 2.230 Ma e um ϵ Nd(t)=+1,89, e de outra amostra desta unidade (GM-67A), uma idade T_{DM} de 2.249 Ma e um ϵ Nd_(t=2.131 Ma)=+1,63.



Figura 4.4 - Diagrama concórdia para ortognaisse tonalítico (GM-16). O detalhe no canto direito inferior mostra a concordância dos zircões analisados e uma idade de 2131±11Ma.

4.3.3 - Idade Pb-Pb, idade U-Pb por diluição isotópica e aplicação da sistemática Sm-Nd (idades $T_{DM} e \in Nd$) nos diques meta-andesíticos.

Estes corpos são pobres em zircão e os cristais concentrados apresentaram pequena quantidade de Pb. Mas, dois cristais de zircão da amostra GM-20A foram satisfatoriamente analisados pelo método Pb-Pb por evaporação (figura 4 .5). Do grão n.º 10 foram obtidos dois blocos de 10 leituras da razão 207 Pb/ 206 Pb na etapa de 1500 0 C, fornecendo uma idade de 2.153 ± 5 Ma. Do grão n.º 11, um bloco de leitura na etapa de 1450 0 C, forneceu uma idade de 2165±5 Ma, enquanto na etapa de 1500 0 C também um bloco de leitura forneceu uma idade de 2.206± 5 Ma. A pouca quantidade de blocos de leitura da razão 207 Pb/ 206 Pb

nas etapas de mais alta temperatura (1500-1550°C) não permite uma interpretação confiável das idades obtidas, como também não exclui a possibilidade da existência de grãos ou núcleo de grãos herdados.

Pelo método U-Pb por diluição isotópica foram analisados dois cristais de zircão e dois de titanita da amostra GM-20-A. Como observado na figura 4.6, os cristais de zircão e de titanita mostraram-se discordantes, fato que possivelmente deve refletir a variável perda de Pb em episódio pós-magmáticos. Apesar dos cristais de zircão e titanita apresentarem temperaturas de bloqueio isotópico diferentes (e.g., 500^{0} - 670^{0} C para titanita e > 800^{0} C para zircão, cf. Harris, 1996) e não ser razoável a combinação destes minerais numa só discórdia, foi obtida uma com dois cristais de titanita e um zircão. Esta aponta um intercepto superior com idade de 2.137±128 Ma e intercepto inferior com idade de 485±109 Ma, mas com um ajuste de MSWD= 8,7 para 2-sigma. Desta forma, a qualidade dos dados obtidos associada com a utilização de minerais com temperaturas de bloqueio diferentes descartam uma interpretação rigorosa.

Com os dados isotópicos de Nd foi calculada nesta amostra uma idade de T_{DM} de 2.240 Ma e $\epsilon Nd_{(t=2.130 \text{ Ma})} =+1,63$.



Figura 4.5 - Diagrama de idades vs. números de blocos de razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 2 zircões da amostra de dique meta-andesítico (GM-20A). Os números dos zircões e temperaturas de evaporação de cada bloco estão indicadas na figura. A idade de 2.153±5 Ma foi calculada de dois blocos de leitura do grão nº 10. Símbolos como na figura 4 1



Figura 4. 6 - Diagrama concórdia para amostra de dique meta-andesítico (GM-20-A).

4.3.4 - Idade Pb-Pb e aplicação da sistemática Sm-Nd (idades T_{DM} e \in Nd) nas folhas graníticas (ortognaisses Aroeira).

Apesar desta unidade também apresentar uma concentração baixa de zircão, cinco cristais de zircão foram analisados pelo método Pb-Pb evaporação (amostra GM-21-B). Os grãos 9 e IV forneceram blocos de leitura a temperaturas de $1.500 \,^{\circ}$ C similares aos dos grãos 1 e 7 a temperatura de $1.450 \,^{\circ}$ C, e o grão VI forneceu apenas um bloco a $1.500 \,^{\circ}$ C. Estes blocos não foram considerados nos cálculos da idade. Considerando apenas os blocos de temperatura de $1.500 \,^{\circ}$ C dos grãos 1 e 7, a idade média obtida foi de 2.107 ± 16 Ma (figura 4.7).

ram-se bastante discordantes. Os dados obtidos permitiram delinear um discórdia com idade de 2.056±164 Ma, com um ajuste com MSWD=380 para 2-sigma. Rigorosamente, a qualidade dos dados desaconselha uma interpretação geológica desta idade U-Pb.

Esta unidade também analisada por Fetter (1999). A amostra coletada por este autor (BRCE-96067) provém de uma folha granítica intrusa nos metapelitos da Unidade Quixeramobim de afloramento de corte de estrada situada próximo ao Açude Flores (coordenadas 5^0 09' 33" Sul, 39⁰ 18' 97"). Nesta tentativa também quatros zircões foram analisados. Segundo Fetter (1999, pp. 68-69), estes mostraram extrema discordância e a idade obtida (1875±225 Ma, MSWD= 217) é muito imprecisa para ser considerada a idade de cristalização desta folha.

Dados Sm-Nd desta unidade forneceram idades modelos de Nd (T_{DM}) de 2,215 Ga (este trabalho) e de 2,23 Ga (Fetter, 1999); e valor de $\varepsilon Nd_{(t=1.820 Ma)}$ de +0,71.

4.3.5 - Idade Sm-Nd isocrônica em rocha total e a aplicação da sistemática Sm-Nd (idades $T_{DM} e \in Nd$) nos anfibolitos.

Nesta unidade foram analisadas 6 amostras de rocha para a sistemática Sm-Nd. Quatro amostras (GM-19A, GM-31-A, GM-58-A e GM-59-A) permitiram o traçado de uma isócrona com a idade de 2.240±50 Ma (figura 4.8) e um ajuste com MSWD= 0,0897. Por outro lado, a inclusão de outras amostras nos cálculos da idade eleva o nível de incerteza como indicado pelo aumento do MSWD e do erro nas idades. Preliminarmente, a idade isocrônica em rocha total permite a possibilidade de mais de uma interpretação geológica. Entretanto, pelo bom ajuste dos dados e pela idade isocrônica ser coerentemente menor do que as idades modelos T_{DM} (ver tabela 4.1), interpreta-se a idade isocrônica como uma idade mínima para a cristalização magmática dos anfibolitos. Os valores de $\epsilon Nd_{(t=2,236 Ga)}$ nas amostras variaram de +1,65 a +2,90.



Figura 4 . 7 - Diagrama de idades vs. números de blocos de razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de 5 zircões da amostra de ortognaisse granítico Aroeira (GM-21B). Os números dos zircões e as temperaturas de evaporação de cada bloco estão indicadas na figura acima. A idade obtida (2.107±16 Ma) foi calculada considerando apenas os blocos de leituras a 1.500⁶C dos grãos 1, 7 e IV. Símbolos como na figura 4.1.



Figura 4.8 - Diagrama Isocrônico Sm-Nd em rocha total para os anfibolitos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.



Figura 4, 9 - Diagrama ϵ Nd vs. tempo (Ga) para amostras da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC). As linhas de ϵ Nd (present day)- ϵ Nd(t) para os anfibolitos contrastam com as linhas mais inclinadas das rochas intrusivas.

4.4-CONCLUSÕES PRELIMINARES

O conjunto de resultados analíticos obtidos neste trabalho deve ter uma interpretação cautelosa, com ponderação nos seguintes aspectos metodológicos: 1^{0} - de modo geral, a aplicação da metodologia Pb-Pb por evaporação (Kober, 1986), pela não determinação das razões 206 Pb/ 238 U e 207 Pb/ 235 U, apresenta limitações críticas na determinação da idade de cristalização de rochas; 2^{0} - a utilização de minerais com temperaturas de bloqueio isotópico diferentes (e.g., zircão e titanita) na aplicação da metodologia U-Pb; e 3^{0} - as limitações da aplicação da metodologia Sm-Nd em rocha total em rochas metamórficas (e.g., anfibolitos).

Ainda consorciam-se às limitações metodológicas, a pouca disponibilidade de zircão e a pequena quantidade de Pb nos cristais analisados dos diques e folhas graníticas que limitaram sobretudo a qualidade das idades Pb-Pb e U-Pb.

Entretanto, a excelente qualidade da idade U-Pb obtida nos ortognaisses tonalíticos aponta, ao menos para esta rocha, a coerência da metodologia Pb-Pb por evaporação. Vale

ressaltar que os cristais de zircão analisados pelos métodos U-Pb e Pb-Pb foram concentrados de uma mesma amostra.

Outros aspectos relevantes no conjunto de resultados analíticos é a coerência das idades T_{DM} nas várias litologias dentro do intervalo 2,2-2,4 Ga, e o contraste entre as tendências de evolução do ϵ Nd com o tempo entre anfibolitos e os ortognaisses, diques e folha granitica, como apresentado no diagrama ϵ Nd *vs.* t (figura 4.9).

Considerando a coerência nas idades T_{DM} nas várias litologias, este trabalho interpreta-se as duas tendências de evolução de ϵ Nd como conseqüência do processo de formação de crosta continental em dois estágios (cf. Martin, 1987): 1°. - geração de materiais crustais por fusão do manto sem a presença de granada residual (e.g., anfibolitos) e 2°.- refusão de materiais derivados do manto com granada residual (e.g., ortognaisses tonalíticos).

De forma geral, o conjunto de dados geocronológicos sugerem que a Suíte Metamórfica Algodões-Choró constitui um segmento de crosta juvenil de idade paleoproterozóica relacionado à orogênese Eburneana/Transamazônica. Neste sentido, a ocorrência de segmentos de crosta juvenil em cinturões dobrados antigos e modernos está geralmente relacionada à formação de crosta continental em ambientes de supra-subducção. CAPÍTULO V

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS ANFIBOLÍTICAS

Neste capítulo, os dados geoquímicos de elementos maiores, em traços, e elementos terras raras das rochas anfibolíticas da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) obtidos neste trabalho são apresentados e discutidos. A interpretação destes dados em conjunção com observações de campo e estudos petrográficos promovem a caracterização da natureza geoquímica destas rochas, e subsidiam uma discussão sobre a sua petrogênese e o seu significado geotectônico.

5.1 - ASPECTOS GEOLÓGICOS

Amostras dos corpos anfibolíticos foram coletadas em três áreas a oeste das cidades de Quixadá (CE) e Quixeramobim (CE):, isto é, nos flancos NO e SE da Serra do Estevão, o distrito de Algodões e na área circunvizinha ao Açude Choró Limão. Descrições geológicas destas áreas estão apresentadas resumidamente abaixo:

SERRA DOS ESTEVÃO: (a) No flanco NO da Serra do Estevão, pacotes de anfibolitos com espessura variando entre 50-100 m e extensão de escala quilométrica (> 5 Km) são encontrados como intercalações em biotita-muscovita-paragnaisses finos e metagrauvacas finas. Nestes, bandas de granada-anfibolitos estão intercaladas em anfibolitos finamente laminados com algumas segregações de quartzo. Em termos petrográficos, observa-se que os granada-anfibolitos são mais ricos em quartzo em relação aos anfibolitos sem granada. Entretanto, nenhuma variação textural marca claramente a transição entre estes dois tipos litológicos. (b) No flanco SE, a ocorrência de pacotes de anfibolitos é escassa. Os encontrados apresentam espessura métrica e afloram concordantemente encaixados em monótonos paragnaisses micáceos de coloração cinza. Estes são facilmente observados às margens da estrada que liga a localidade de Dom Maurício à cidade de Quixadá (CE). Os perfis esquemáticos apresentados na figura 3.4 representam estas seções geológicas:



Figura 5 . 1 - Afloramento natural de superfície onde observa-se pequenos corpos de rochas anfibolíticas grossas, presumivelmente derivadas de rochas ultramáficas cumuladas, apresentando estratificação magmática reliquiar indicada na figura pela caneta. Localização: Fazenda São Francisco, distrito de Algodões, Município de Quixeramobim, Estado do Ceará (coordenadas UTM 0479214 - 9450173), alternância de faixas de granada-anfibolitos e de faixas de anfibolitos finos sem granada em escala decamétrica. Em alguns locais, os porfiroblastos de granada atingem diâmetros centimétricos. Também observa-se que nas faixas com granada torna-se mais freqüente a presença de vênulas e veios centimétricos de quartzo e plagioclásio. Gradações laterais destas faixas passam a anfibolitos grossos sem granada. Em locais restritos, observa-se a existência de pequenas bandas de rochas meta-ultramáficas encaixados entre anfibolitos grossos. Em algumas destas bandas, uma estratificação magmática reliquiar é preservada, como mostrado na figura 5 .1. A interpretação preliminar destas feições sugere a presença de soleiras e *sills* capeados por derrames pouco espessos, e não raro de tufos máficos.

ÁREA CIRCUNVIZINHA AO AÇUDE CHORÓ LIMÃO: A área em torno do Açude Choró Limão constitui uma seção geológica típica da SMAC. Vários pacotes de anfibolitos de espessura variando entre 100-500 m intercalam-se em metassedimentos de larga diversidade litológica. Mesmo considerando os efeitos dos dobramentos, observam-se nítidas gradações entre os metasedimentos em perfis de 1 a 5 km. Paragnaisses bandados passam lateralmente a biotita-gnaisses finos, com níveis de cálcio-silicáticas e a micaxistos. Noutro sentido, quartzitos finos aluminosos a ferruginosos, com corpos subordinados de metaconglomerados polimíticos com seixos de rochas anfibolíticas, metapelíticas e rochas cálcio-silicáticas interdigitam bruscamente com pequenos pacotes metapelíticos.

5.2-PETROGRAFIA

No conjunto das amostras de anfibolitos estudadas destacam-se dois principais litótipos: anfibolitos finos laminados e granada-anfibolitos; e raramente observam-se cumulados anfibolíticos. Nas áreas amostradas neste trabalho, apenas no flanco SE não foram identificados os granada-anfibolitos.

Os anfibolitos sem granada geralmente apresentam texturas granoblásticas e nematoblásticas de granulação fina a grossa e nematoblásticas finas, sendo compostos essencialmente por anfibólio, plagioclásio, quartzo e minerais do grupo do epidoto. Os

minerais acessórios são representados por titanita, opacos, clorita e mica branca, mais raramente são encontrados apatita e zircão. Os anfibolitos sem granada, de granulação fina, mostram-se geralmente bem laminados, com bandas ricas em anfibólios alternando-se com segregações finas de quartzo e plagioclásio. Os tipos de granulação grossa mostram gradações de tramas, com anfibólios aprisionando agregados de quartzo e plagioclásio, a incipientes bandamentos gnáissicos, com bandas ricas em anfibólios e bandas ou vênulas leucocráticas. A maioria das amostras exibe claros efeitos de sericitização, tais como formação de epidoto e titanita acompanhada da saussuritização dos plagioclásios e cloritização dos anfibólios. Em alguns casos, estas transformações foram facilitadas pela percolação de fluídos, como pressupõe a ocorrrência de finas bandas ricas em epidoto, mica branca e carbonato encontradas em anfibolitos mais quartzosos. Raros anfibolitos grossos apresentam texturas nematoblásticas, sendo estes constituídos quase exclusivamente por hornblendas centimétricas de coloração verde a marrom.

Os granada-anfibolitos são constituídos essencialmente por anfibólio, feldspatos, minerais do grupo das granadas e quartzo. Como minerais acessórios destacam-se os minerais do grupo do epidoto, titanita, clorita, opacos, mica branca, e raramente apatita, zircão e turmalina. Em geral, este litotipo apresenta texturas granoblásticas e nematoblásticas a porfiroblásticas com granulação fina a média. Os anfibólios ocorrem como agregados prismáticos, geralmente fraturados e anedrais, orientados em duas direções preferenciais. Entre os anfibólios predomina a hornblenda de coloração verde a marrom, e actinolita-ferroactinolita subordinadamente pode ocorrer como produto de retrometamorfismo. Alguns cristais de anfibólio apresentam inclusões de granada, plagioclásios, epidoto e quartzo. Os felspatos são na maioria cristais subédricos ou subgrãos anédricos de plagioclásios com teor de anortita variando entre oligoclásio e andesina; raramente são encontradas microclinas, que comumente se alteram para epidoto, mica branca e carbonatos. Os minerais do grupo das granadas formam cristais xenoblásticos fraturados ou poiquiloblásticos rotacionados com inclusões de quartzo, opacos, anfibólios, apatita, rutilo, titanita, epidoto e feldspatos. O quartzo ocorre geralmente associado aos plagioclásios, sob a forma de cristais anédricos, fraturados ou como subgrãos recristalizados. Os minerais de epidoto (epidoto e clinozoisita) estão freqüentemente associados ou substituem os plagioclásios. Cristais de titanita crescem muitas vêzes nos planos de clivagem dos anfibólios ou associam-se a epidotos na alteração dos plagioclásios. Minerais opacos formam pequenos agregados ameboidais ou finas segregações laminares. Em geral, cloritas e micas brancas foram produzidas a partir da alteração de anfibolios e plagioclásios, respectivamente.

Estruturas primárias e texturas distintivas, frequentemente encontradas em corpos vulcânicos e indicativas de um ambiente vulcânico particular, não foram identificadas nos trabalhos de campo. Em geral, os pacotes de anfibolitos são dominantemente maciços. Entretanto, a ocorrência de bandas de espessura métrica de anfibolitos com granada e sem granada suportam a hipótese de que alguns dos anfibolitos podem representar níveis originais de tufos máficos e/ou sedimentos vulcanoclásticos basálticos.

5.3 – LITOGEOQUÍMICA

Considerando as feições geológicas caracterizadas nos trabalhos de campo, como descritas anteriormente, os dados geoquímicos de elementos maiores, em traços, e elementos do grupo das terras raras, foram divididos em três conjuntos:1) a Serra do Estevão, com amostras do flanco NO e SE, 2) as amostras de anfibolitos do distrito de Algodões e 3) as amostras dos anfibolitos localizados em torno do Açude Choró Limão. Nestes conjuntos são encontrados anfibolitos com e sem granadas, assim como, tipos granulométricos grossos e finos, com várias texturas. Portanto, neste capítulo foram realçadas as similaridades e diferenças nos dados geoquímicos destes conjuntos. A tabela 5.1 apresenta os resultados análises químicas de elementos maiores, em traços e dos elementos do grupo das terras raras. Preparação de amostras e procedimentos analíticos encontram-se descritos no Anexo A.

GM- 56	ӨМ- 29	GM- 31A	GM- 31C	GM- 04	GM- 72	GM 58G	AG- 10	GM- 11	GM7 3D	GM- 59D	GM- 52A	GM- 59C	GM- 58C	GM- 58B	GM4 5	GM58 A	GM80 A
50,27	52,78	48,99	50,38	51,41	57,9	51,88	47,57	50,6	48,15	51,31	50,2	49,68	50,9	51,23	49,92	50,42	54,01
1,274	1,273	0,894	0,984	1,513	0,651	1,243	1,096	1,454	0,938	1,202	0,979	1,388	1,372	1,365	1,038	0,994	0,476
15,77	12,13	15,21	14,01	12,78	12,93	12,74	14,26	13,26	13,96	13,07	13,14	12,85	13,02	12,8	13,08	13,36	8,13
12,53	16,56	13,75	14,01	16,45	8,24	14,51	14,24	15,85	12,09	14,62	13,71	15,3	15,23	15,23	14,29	14,03	12,11
0,179	0,241	0,189	0,209	0,259	0,138	0,219	0,223	0,227	0,174	0,228	0,202	0,246	0,247	0,245	0,211	0,211	0,188
5,652	5,109	7,547	6,473	5,881	6,58	6,165	7,518	6,239	9,522	6,388	6,833	6,395	6,468	6,495	6,673	6,949	11,867
10,12	9,22	10,79	10,12	8,72	9,62	10,38	11,98	9,65	10,98	9,67	10,39	9,74	10,09	10,07	10,79	10,55	10,76
3,09	1,96	2,15	1,96	2,13	2,12	1,62	1,2	2,84	2,21	2,76	1,64	2,82	2,59	2,4	2,12	2,37	1,14
0,42	0,79	0,24	0,29	0,27	0,3	0,21	0,33	0,24	0,37	0,33	0,27	0,3	0,35	0,3	0,68	0,32	0,43
0,607	0,127	0,089	0,089	0,159	0,128	0,119	0,095	0,149	0,09	0,129	0,091	0,142	0,143	0,136	0,094	0,095	0,04
0,49	0,79	0,7	0,57	0,49	1,35	0,57	0,95	0,49	0,61	0,66	1,69	0,54	0,5	0,53	0,99	0,73	0,86
100,41	100,99	100,57	99,1	100,05	99,95	99,65	99,46	101	99,1	100,37	99,15	99,4	100,92	100,79	99,89	100,03	100,01
			~	~ ~				~~				ae			* ***	1.50	409
63	62	233	241	93	556	126	220	83	584	95	150	82	94	87	169	153	470
63 7	62	233	241	93 5	556 4	126 4	220	83 4	584 5	95 4	150 4	85 7	94 6	87 · 7	169	4	470
63 7 83	62 47	233	241 72	93 5 51	556 4 158	126 4 62	220 120	83 4 80	584 5 151	95 4 51	150 4 94	85 7 68	94 6 67	87 · 7 62	82	153 4 83	314
63 7 83	62 47 10	233 120 8	241 72 7	93 5 51 7	556 4 158	126 4 62 7	220 120 5	83 4 80 8	584 5 151 9	95 4 51 15	150 4 94 7	85 7 68 11	94 6 67 12	87 7 62 10	169 82 10	153 4 83 13	426 314 8
63 7 83 912	62 47 10 142	233 120 8 145	241 72 7 139	93 5 51 7 174	556 4 158 401	126 4 62 7 187	220 120 5 140	83 4 80 8 185	584 5 151 9 189	95 4 51 15 188	150 4 94 7 193	85 7 68 11 200	94 6 67 12 267	87 7 62 10 188	82 10 153	153 4 83 13 176	314 8 90
63 7 83 912 253	62 47 10 142 358	233 120 8 145 308	241 72 7 139 331	93 5 51 7 174 392	556 4 158 401 184	126 4 62 7 187 357	220 120 5 140 328	83 4 80 8 185 365	584 5 151 9 189 273	95 4 51 15 188 336	150 4 94 7 193 301	85 7 68 11 200 352	94 6 67 12 267 351	87 7 62 10 188 360	82 10 153 314	133 4 83 13 176 321	314 8 90 253
63 7 83 912 253 28	62 47 10 142 358 30	233 120 8 145 308 16	241 72 7 139 331 23	93 5 51 7 174 392 29	556 4 158 401 184 15	126 4 62 7 187 357 25	220 120 5 140 328 22	83 4 80 8 185 365 28	584 5 151 9 189 273 26	95 4 51 15 188 336 24	150 4 94 7 193 301 24	85 7 68 11 200 352 23	94 6 67 12 267 351 22	87 7 62 10 188 360 22	82 10 153 314 21	133 4 83 13 176 321 21	314 8 90 253 7
63 7 83 912 253 28 121	62 47 10 142 358 30 134	233 120 8 145 308 16 108	241 72 7 139 331 23 101	93 5 51 7 174 392 29 131	556 4 158 401 184 15 79	126 4 62 7 187 357 25 102	220 120 5 140 328 22 102	83 4 80 8 185 365 28 123	584 5 151 9 189 273 26 85	95 4 51 15 188 336 24 107	150 4 94 7 193 301 24 98	85 7 68 11 200 352 23 119	94 6 67 12 267 351 22 117	87 7 62 10 188 360 22 113	82 10 153 314 21 101	133 4 83 13 176 321 21 103	314 8 90 253 7 104
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1 5,9	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45 10,5	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8 14,1	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3 16,1	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62 7,4	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1 5,9 4,7	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45 10,5 7	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8 14,1 9	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3 16,1 8,7	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62 7,4 4,4	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1 5,9 4,7 1,72	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45 10,5 7 2,6	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8 14,1 9 2,8	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3 16,1 8,7 3,2	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62 7,4 4,4 10,1	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1 5,9 4,7 1,72 0,81	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45 10,5 7 2,6 1,10	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8 14,1 9 2,8 1,1	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3 16,1 8,7 3,2 1,3	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62 7,4 4,4 10,1 0,85	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1 5,9 4,7 1,72 0,81 0,43	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45 10,5 7 2,6 1,10 0,3	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8 14,1 9 2,8 1,1 0,5	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3 16,1 8,7 3,2 1,3 0,7	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62 7,4 4,4 10,1 0,85 0,91	314 8 90 253 7 104 41
63 7 83 912 253 28 121 127	62 47 10 142 358 30 134 71	233 120 8 145 308 16 108 44 2,1 5,9 4,7 1,72 0,81 0,43 2,03	241 72 7 139 331 23 101 54	93 5 51 7 174 392 29 131 91	556 4 158 401 184 15 79 88	126 4 62 7 187 357 25 102 70 3,45 10,5 7 2,6 1,10 0,3 2,7	220 120 5 140 328 22 102 59	83 4 80 8 185 365 28 123 79	584 5 151 9 189 273 26 85 80	95 4 51 15 188 336 24 107 71 5,8 14,1 9 2,8 1,1 0,5 3,1	150 4 94 7 193 301 24 98 54	85 7 68 11 200 352 23 119 84	94 6 67 12 267 351 22 117 82 6,3 16,1 8,7 3,2 1,3 0,7 2,8	87 7 62 10 188 360 22 113 77	82 10 153 314 21 101 55	133 4 83 13 176 321 21 103 49 2,62 7,4 4,4 10,1 0,85 0,91 3	314 8 90 253 7 104 41

Amos tra	GM 31	GM 82	GM 58G	GM 58A	GM 06	GM5 9D	amostra	GM- 59A	GM2 6B	GM2 6A	GM2 5B	GM2 4B	GM- 47A	GM- 05	GM- 06	GM- 86	GM- 82	GM- 80B \$2.5	amostra
Co	54	50,7	53	54,3	54,6	49,7	SiO2	50,74	54,34	52,13	60,54	51,88	48,8	51,47	30,62	50,27	30,94	J 40, J	5102
Hf	1,3	1,72	1,72	1,51	1,04	2,08	TiO2	1,182	0,782	1,148	1,175	1,067	1,3	1,339	0,766	1,162	1,052	0,716	TiO2
Sc	9 41	42	45	48	46	45	Al2O3	12,97	13,67	14,07	16,19	18,02	13,15	12,27	13,22	13,02	12,82	13,5	AI2O3
Th		0,46	4,89			0,32	Fe2O3	14,95	10,53	13,77	15,3	8,07	15,66	14,98	12,39	14,68	13,94	11,94	Fe2O3
Ba		142			143		MnO	0,219	0,199	0,218	0,233	0,099	0,255	0,197	0,189	0,238	0,218	0,189	MnO
Amos tra	GM 59	GM 47A	GM 58C	GM 80B			MgO	6,844	6,337	6,763	7,009	5,704	6,5	5,939	8,036	6,637	6,371	5,66	MgO
Co	53,	54,9	56	49,5			CaO	9,51	10,85	9,08	15,73	7,37	10,77	9,47	11,36	10,29	9,48	10,69	CaO
Hf	1 2,1	1,79	2,31	1,04			Na2O	1,93	0,95	2,8	1,15	4,68	1,75	2,21	2,25	2,16	2,39	2,84	Na2O
Sc	3 44	45	45	43			K2O	0,22	0,47	0,29	0,45	1,66	0,57	0,44	0,4	0,33	0,99	0,71	K2O
Th	0,4	0,29	0,47				P2O5	0,119	0,126	0,106	0,1	0,629	0,151	0,139	0,07	0,109	0,109	0,06	P2O5
Ba	2	353	198	58			%PF	0,67	1,14	0,54	1,14	0,63	0,76	0,52	0,55	0,65	0,77	0,52	%PF
Ta	0,4	0,20	0,16				SOMA	99,34	99,41	100,9	119,0	99,81	99.65	98,97	99,84	99,55	99,09	99,31	SOMA
	7						Cr	145	401	2 293	3 208	152	124	152	158	156	164	301	Cr
							Nb	6	4				4	4		4	4		Nb
							Ni	53	69	87	114	92	70	76	81	94	74	116	Ni
							Rb	10	5	6	7	34	11	7	12	7	7	6	Rb
							Sr	172	342	164	178	1510	320	189	184	208	182	121	Sr
							v	380	258	330	281	134	380	368	252	344	300	253	v
							Y	23	21	25	19	16	28	26	15	21	22	16	Y
							Zn	108	104	99	95	115	116	108	85	106	115	97	Zn
							Zr	81	75	65	53	261	66	71	42	61	59	39	Zr
							La	5,6					5,5		2,7		5,5	3,6	La
													10.0		~7 1		122	75	Co
							Ce	17,1					13,3		/,1		A deg of	1,5	
							Ce Nd	17,1 9,7					13,3 7		7,1 4,64		9,1	7,0 5,0	Nd
							Ce Nd Sm	17,1 9,7 3,2					13,3 7 3		7,1 4,64 1,73		9,1 2,51	7,3 5,0 1,71	Nd Sm
							Ce Nd Sm Eu	17,1 9,7 3,2 1,2					13,3 7 3 1,2		7,1 4,64 1,73 0,64		9,1 2,51 0,95	7,5 5,0 1,71 0,65	Nd Sm Eu
							Ce Nd Sm Eu Tb	17,1 9,7 3,2 1,2 0,8					13,3 7 3 1,2 0,5		7,1 4,64 1,73 0,64		9,1 2,51 0,95 0,72	7,5 5,0 1,71 0,65 0,26	Nd Sm Eu Tb
							Ce Nd Sm Eu Tb Yb	17,1 9,7 3,2 1,2 0,8 2,7					13,3 7 3 1,2 0,5 3,2		7,1 4,64 1,73 0,64 1,7		9,1 2,51 0,95 0,72 2,5	7,5 5,0 1,71 0,65 0,26 1,81	Nd Sm Eu Tb Yb
							Ce Nd Sm Eu Tb Yb	17,1 9,7 3,2 1,2 0,8 2,7 0,28					13,3 7 3 1,2 0,5 3,2 0,34		4,64 1,73 0,64 1,7 0,22		9,1 2,51 0,95 0,72 2,5 0,3	5,0 1,71 0,65 0,26 1,81 0,21	Nd Sm Eu Tb Yb Lu

5.3.1 - NATUREZA E CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Para identificar a natureza química das amostras estudadas foi necessário a utilização dos diagramas químicos AFM (Irvine & Baragar, 1971, figura 5.2) e o SiO₂-FeO/MgO (Miyashiro, 1974, figura 5.3). Com a aplicação destes diagramas, nota-se que a maioria das rochas anfibolíticas da SMAC apresenta uma tendência de enriquecimento relativo em ferro, fato comumente observado nas rochas de natureza tholeiítica. Para a classificação química das amostras foi utilizado o diagrama Zr/TiO₂-Nb/Y de Winchester & Floyd (1979). Segundo este diagrama (figura 5.4), nota-se que um grupo majoritário de amostras de granada-anfibolitos e dos anfibolitos sem granada dos três conjuntos é constituído por basaltos sub-alcalinos e basaltos sub-alcalinos evoluídos (andesi-basaltos).

No diagrama AFM (figura 5.2), as amostras estudadas dispersam acima da linha divisória para os campos tholeiítico e cálcio-alcalino estabelecida por Irvine & Baragar (1971), indicando que com o decréscimo do MgO, ocorre uma tendência de um enriquecimento em ferro em relação aos álcalis (Na₂O+K₂O). Nota-se também uma certa homogeneidade entre as amostras dos três conjuntos (Serra do Estevão, Algodões, Choró), assim como entre amostras de granada-anfibolito e anfibolitos sem granada.

No diagrama SiO₂-FeO*/MgO (Miyashiro,1974), as amostras apresentam um leve aumento da razão FeO*/MgO (1%-3%) para uma variação de SiO₂ de 50% a 55%. Quando se consideram os três conjuntos, caracterizam-se duas tendências: 1) em média, os anfibolitos sem granada da Serra do Estevão têm razões FeO*/MgO maiores do que os outros conjuntos, e 2) os anfibolitos sem granada do distrito de Algodões apresentam razões FeO*/MgO menores e uma certa tendência para se posicionar no campo cálcio-alcalino (figura 5.3).



(Miyashiro, 1974).

Figura 5.4 – Diagrama Zr/TiO2x0,0001-Nb/Y de Winchester & Floyd (1979).

No diagrama Zr/TiO₂-Nb/Y (figura 5.4) de Winchester & Floyd (1979), um grupo majoritário de amostras de granada-anfibolitos e dos anfibolitos sem granada dos três conjuntos dispersam nos campos dos basaltos sub-alcalinos e basaltos sub-alcalinos evoluídos (andesi-basaltos) com razões Nb/Y entre 0,1 e 0,4. Os termos mais primitivos deste grupo são amostras do flanco NO da Serra do Estevão, e os termos mais evoluídos são amostras do distrito de Algodões e da região do açude Choró-Limão.

5.3.2 – GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES, EM TRAÇOS E ELEMENTOS TERRAS RARAS.

Em geral, com a diferenciação magmática ocorre o aumento em SiO₂, TiO₂, FeO(total) e P₂O₅ e o decréscimo de Al₂O₃, CaO e MgO como demonstrado pelas variações dos elementos maiores em função da razão FeO*/MgO (figura 5.5). Os conteúdos de Na₂O e K₂O não mostram uma correlação clara com a razão FeO*/MgO, possivelmente devido à atuação de processos pós-magmáticos.

Para examinar a variação dos elementos em traços, o MgO foi escolhido como índice de diferenciação magmática, visto que este óxido tem uma variação mais ampla do que as razões FeO*/MgO ou os valores de SiO₂. Quando comparadas às variações químicas em função de MgO (figura 5.6), os valores dos elementos em traços Ni, Cr e Co mostram um decréscimo com a diminuição de MgO, indicando a participação de olivinas, piroxênios e possivelmente cr-espinélio na assembléia mineral fracionada durante a diferenciação magmática.

Excluindo os valores elevados de Sr (>220 ppm), as amostras estudadas apresentam um empobrecimento em Sr de 200 ppm para 100 ppm, quando os valores de MgO diminuem. Entretanto, um grupo de amostras formado por cinco anfibolitos sem granada do distrito de Algodões e uma do flanco SE da Serra do Estevão tende a apresentar um enriquecimento em Sr de 140 ppm a 240 ppm. Quando correlacionados à diminuição de MgO, os valores de Rb não mostram uma tendência definida, mas uma dispersão entre 5



Figura 5. 5 – Diagramas de Harker com a correlação entre a razão FeO*/MgO (onde FeO* como 0.9 * Fe₂O₃ total) e SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ e CaO (em peso percentuais- p.p. %) – Legenda como na figura 5.4.



Continuação da figura 4.5 - – Diagrama de Harker para a correlação entre a razão FeO*/MgO (FeO* como 0.9 * Fe₂O₃ total) Na₂O, K₂O e P₂O₅, e entre Fe₂O₃ total e MgO. Legenda como nas figuras anteriores.







Símbolos: Distrito Algodões ● Granada-anfibolito ^Oanfibolito fino Àrea em torno do Açude Choró Limão ▼Granada-anfibolito anfibolito fino Serra do Estevão Flanco NW ◀ Granada-anfibolito ⊄ anfibolito fi: Flanco SE Anfibolito fino +

Continuação da figura 4.6 - Diagramas de Harker para as correlações de V, Zn, Zr, Y e Hf (ppm) em função do MgO (%).
ppm e 15 ppm, sugerindo a mobilidade deste elementos por processos secundários. Os valores de Nb (não ilustrado) variam de 4 ppm a 7 ppm, sem apresentar uma tendência bem definida. O mesmo ocorre com os valores de Ba, Ta e Th. Nestes casos, a falta de uma tendência deve-se mais ao número reduzido de análises químicas.

Em geral, os elementos Zn, V, Zr, Y e Hf (figura 5.6) enriqueceram-se nos líquidos durante a diferenciação magmática. Quando se observa a variação dos valores destes elementos, em função dos valores de MgO, pode-se sugerir preliminarmente a presença de cumulados e de várias linhas de evolução do fracionamento dos líquidos.

Em geral, os padrões dos elementos terras raras (ETR's), normalizados ao padrão condrito (Sun et al., 1979) apresentam valores de terras raras leves (ETRL) semelhantes aos valores de elementos terras raras pesadas (ETRP), isto é, padrões planos de elementos terras raras.

Nos padrões dos ETR's das amostras do distrito de Algodões, nota-se que uma amostra de anfibolito fino laminado sem granada apresenta razões $(Ce/Yb)_n^1$, $(Ce/Sm)_n$ e $(Sm/Yb)_n$ maiores do que 1; e que uma amostra de granada-anfibolito possui as mesmas razões menores do que 1. Estas amostras possuem a razão (Lu/Yb)n < 1 e uma leve anomalia positiva de Eu (figura 5.7-A).

Em duas amostras da área em torno do Açude Choró-Limão, observa-se que os padrões dos ETR's possuem características muito semelhantes, com razões (Ce/Yb)n, (Ce/Sm)n e (Sm/Yb)n > 1(figura 5.7-B). Mas, estas apresentam tanto anomalia positiva e negativa de Eu (1<Eu/Eu*>1), quando interpoladas entre Sm e Tb. E como as do conjunto anterior, estas amostras também possuem (Lu/Yb)n < 1.

¹ n= normalizado ao condrito

Figura 5.7-A: Anfibolitos do distrito de Algodões.



Figura 5.7 C: Amostras GM-59D, GM-58C e GM-59 A do flanco NO da Serra do Estevão.



Figura 5.7-B: Anfibolitos da circunvizinhanças do Açude Choró Limão.



Figura 5.7 - D: Amostras Gm-58 A e Gm-58G do Flanco NO da Serra do Estevão.



Figura 5.7(ao lado)- E : Amostra GM-06 do

flanco SE da Serra do Estevão.

Símbolos:

Distrito Algodões

• Granada-anfibolito Oanfibolito fino

Área em torno do Açude Choró Limão

♥Granada-anfibolita anfibolito fino Serra do Estevão

Flanco NW ◀ Granada-anfibolito ⊲ anfibolito fino Flanco SE Anfibolito fino + No flanco NO da Serra do Estevão (figura 5.7C), três amostras de anfibolito fino sem granada (GM-59D, GM-58C e GM-59 A) apresentam padrões de ETR's com razões (Ce/Yb)n e (Ce/Sm)n >1. Duas amostras (GM-58C e GM-59A) têm a razão (Sm/Yb)n >1. Outras duas amostras (58A e 58G) têm razões (Ce/Yb)n e (Ce/Sm)n <1, (figura 5.7-D). Por fim, a amostra GM-06 (figura 5.8-E), do flanco SE da Serra do Estevão, apresenta um padrão de elementos terras raras muito plano, com as razões (Ce/Yb)n >1 e (Sm/Yb) >1, e (Ce/Sm)n <1. Todas amostras deste conjunto possuem a razão (Lu/Yb)n <1.

5.5-ASSINATURA GEOQUÍMICA

De acordo com os diagramas anteriormente apresentados, os anfibolitos da SMAC são produtos ígneos básicos a básicos evoluídos (basaltos a andesi-basaltos) de natureza tholeiítica, pobres em TiO₂ (< 2,0 p.p.), portadores de padrões de ETR aplainados com pouco fracionamento entre TRL/TRP e com conteúdos dos ETR's de 7-20 vezes os valores condríticos. Esta suíte de rochas anfibolíticas é formada por dois principais tipos petrográficos, os granada-anfibolitos e os anfibolitos sem granada.

As diferenças geoquímicas em termos de elementos maiores e de elementos em traços observadas nos dois tipos petrográficos não podem ser diretamente interpretadas como evidências das características geoquímicas primárias destas rochas. Todavia, estas podem ter sido geradas pela atuação de processos pós-magmáticos. Geralmente estes processos provocam a mobilidade dos elementos alcalinos e alcalinos terrosos (e.g., Na, Rb, Ba, Sr e K) facilitada pelo ingresso de H₂O, CO₂, e outros fluidos. Portanto, as interpretações do comportamento geoquímico destes elementos devem ser consideradas com a devida cautela. Em contraste, outros elementos mostram-se resistentes à diferenciação metamórfica e à alteração hidrotermal, e/ou apresentam restrita mobilidade durante o intemperismo. Tais elementos constituem uma potente ferramenta para a investigação de processos magmáticos em rochas ígneas básicas metamorfisadas de cinturões dobrados antigos. Desta forma, razões inter-elementos pouco móveis a relativamente "imóveis" (e.g., Ti, P, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, Y, ETR) podem indicar características



Figura 5.8 – Diagramas multi-elementos normalizados ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) das amostras GM-06, GM-80B, GM-82, GM-59A, GM-59D, GM-58A, G-58C, GM-47A e GM-58G, e do padrão médio dos anfibolitos da SMAC.

magmáticas primárias (Winchester & Floyd, 1976; Humphris and Thompson, 1978). Então, com cuidadoso selecionamento petrográfico das amostras, as similaridades composicionais e as correlações inter-elementos encontradas entre amostras estudadas e rochas de seqüências vulcânicas e plutônicas recentes, podem sugerir que parte dos elementos maiores e traços ainda podem reter a distribuição magmática original.

Calculadas a partir de amostras selecionadas (GM-06, GM-80B, GM-82, GM-59D, GM-58A, GM-58C, GM-58G, GM-47A E GM-59A), as concentrações médias dos elementos incompatíveis dos anfibolitos da SMAC normalizados ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) são portadoras de uma leve anomalia negativa de Ta-Nb, anomalias negativas de Th e Hf, e uma anomalia positiva de Sr (figura 5.8). Em termos isotópicos, estas rochas apresentam ε Nd positivo a t=2,236 Ga, variando entre +1,65 e +2,85. Portanto, características tais como enriquecimento dos *LILE (Large Ion Lithophile Elements)* em relação aos *HFSE (High Field Strength Elements)*, acopladas a uma curta residência crustal (e.g. rochas com ε Nd(t)'s positivos) são características de rochas ígneas de ambientes modernos de supra-subducção (e.g. Windley, 1996).

5.6 – MODELO PETROGENÉTICO

No primeiro passo, as variações nas concentrações de elementos em traços incompatíveis foram avaliados nos diagramas do tipo razão entre elementos fortemente incompatíveis vs. elemento fortemente incompatível (e.g., Ce/Yb vs. Ce, Zr/Y vs. Zr, etc.). Nestes, a tendência de disposição horizontais apontam a atuação do processo de cristalização fracionada e a tendência de disposições fortemente inclinadas a verticais, a atuação do processo de fusão parcial. Por outro lado, alinhamentos paralelos indicam cristalização fracionada de magmas distintos gerados por graus de fusão de uma mesma fonte ou de fontes diferentes.

As amostras dos anfibolitos da SMAC nos diagramas Ce/Yb vs. Ce e Zr/Y vs. Zr (figura 4.9) mostram disposições horizontalizadas sugerindo que a atuação do processo de cristalização fracionada. E ainda, uma larga variação do grau de fusão ou uma variação composicional na fonte não desempenharam um papel relevante nas variações das razão entre Ce/Yb e Zr/Y das amostras estudadas.



Figura 5. 9 – Diagramas Ce/Yb vs. Ce e Zr/Y vs. Zr. As linhas de fusão parcial e de cristalização fracionada são hipotéticas. Símbolos como nas figuras anteriores.

No modelamento do processo de fusão parcial foi escolhida uma fonte do tipo N-MORB, (Depleted MORB Mantle, cf. Kostopoulos & James, 1992 e Ewart & Haskesworth, 1987). Para contornar incertezas, tais como: a) determinação de Nb por fluorescência por raios-X, b) determinação de coeficientes de partição líquido/cristal, c) efeitos da cristalização de titano-magnetita, clinopiroxênios e badeleyita sobre Ti, Sc e Zr, e d) mobilidade dos LILE em processos pós-magmáticos; apenas o grupo de elementos de terras raras foi selecionado para o modelamento do processo de fusão parcial. Resultados obtidos pelo processo de fusão parcial fracionada, usando uma proporção inicial (D₀) de fases minerais de olivina (57%), orto-piroxênio (25%), clinopiroxênio (16%) e espinélio (2%), e uma proporção de fases que entram na fusão (P_i) de olivina (-7%), orto-piroxênio (25%), clinopiroxênio (80%) e espinélio (2%), para graus de fusão entre 1% e 20 %, estão mostrados esquematicamente na figura 4.10. Nota-se que as razões Ce/Yb dos anfibolitos da SMAC variam entre razões destes elementos produzidas por 15%-20% de grau de fusão pelo processo de fusão parcial fracionada.



Figura 5. 10 – Modelo de fusão parcial fracionada de uma fonte DMM com D_0 (olivina 57%, ortopiroxênio 25%, clinopiroxênio 16% e espinélio 2%), P_i (olivina -7%, orto-piroxênio 25%, clinopiroxênio 80% e espinélio 2%). As linhas horizontais apresentam os efeitos do processo de cristalização fracionada, e a linha inclinada, as variações do grau de fusão (1%, 5%, 10%, 15%, 20%). Coeficientes de partição líquido/cristal e concentrações iniciais de Ce e Yb estão apresentadas em anexo B.

<u>CAPÍTULO VI</u>

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DOS ORTOGNAISSES

TONALÍTICOS

109

DRICANP MALINTEL SERTER. Neste capítulo, as características geoquímicas dos ortognaisses tonalíticos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) são apresentadas e discutidas com o objetivo de elaborar controles petrológicos sobre a formação destas rochas e seu significado tectônico. A formação de suíte de rochas tonalíticas-trondhjemíticas constitui um tema de reconhecida importância na literatura geológica, no qual condicionantes petrológicos estabelecidos parecem estar diretamente relacionados com o ambiente geotectônico.

6.1 – ASPECTOS GEOLÓGICOS

As rochas estudadas formam um *stock* com aproximadamente 50 km², situado nos municípios de Quixadá e Quixeramobim, região central do Ceará. Este corpo aflora a oeste da zona de cisalhamento Custódia (ver figura 3.1 - mapa lito-estrutural do distrito de Algodões) constituindo a base da Serra dos Algodões e parte da área situada entre esta serra e a Serra das Bombas. Adicionalmente, foram estudados pequenos corpos intrusivos, como diqueletes encontrados neste *stock*, e duas amostras de diques mais espessos localizados adjacentes. Esses diques são encontrados cortando ortognaisses graníticos (amostras GM-28 e GM-20B) e são interpretados como corpos intrusivos mais jovens.

O caráter magmático destas rochas é atestado por feições similares às produzidas por mesclamento ou interação física de magmas de composições distintas (figura 6.1), como também, pela ocorrência de diques e diqueletes cortando discordante e concordantemente a foliação destas rochas. Por outro lado, a diferenciação metamórfica produziu paragêneses minerais que apontam o re-equilíbrio petrológico em condições da fáceis anfibolito alto, como a formação de hornblenda amarronzada e do plagioclásio de composição intermediária. Também observou-se que os estágios tardios desta diferenciação foi completa por reações minerais a condições menos elevadas de pressão e temperatura, indicada pela desestabilização da hornblenda e da biotita para neo-formação do epidoto, clino-zoisita e da titanita.



Figura 5.1 – Afloramento natural de superfície (seção aproximada XZ) na Fazenda Paraíso (distrito de Algodões, Quixeramobim-CE) exibindo uma estrutura "brechóide". Nesta fotografia observa-se o litotipo leucocrático fino similar aos diqueletes estudados envolve fragmentos angulosos do litotipo melanocrático fino, característico dos cumulados hornblendíticos. O tipo petrogáfico dominante é encontrado nas bordas desta feição, litotipo mesocrático levemente porfiroblástico.

temperatura, indicada pela desestabilização da hornblenda e da biotita para neo-formação do epidoto, clino-zoisita e da titanita.

6.2 - PETROGRAFIA

Os ortognaisses apresentam texturas grano-lepidoblásticas a levemente porfiroblásticas, sendo compostos essencialmente por plagioclásios (oligoclásio-andesina), hornblenda marrom, biotita marrom, quartzo e ocasionalmente por microclina. Os minerais acessórios são titanita, epidoto, clinozoisita, apatita, zircão, opacos e mica branca. Os plagioclásios apresentam-se geralmente como ripas sub-idiomórficas zonadas e geminadas, algumas dispostas em ângulo, à semelhança de textura ígnea, ou como cristais menores xenomórfico a sub-idiomórfico, por vezes geminados, com inclusões de quartzo, titanita e apatita, estando sempre circundados por palhetas de biotita e grãos de epidoto e titanita. Os cristais de quartzo formam agregados de grãos sub-idiomórficos com contatos curvos com os plagioclásios. Embora raros, cristais de microclina estão presentes na matriz, associados com plagioclásios e quartzo.

Algumas amostras apresentam texturas nematoblásticas (eg., GM-47A, GM-25A, AG-22 e AG-24) sendo constituídas em mais de 60% por hornblendas, as quais são geralmente sub-idiomórficas e formam bandas espessas encaixadas em finos leitos ricos em quartzo, feldspato, epidoto e titanita. Ainda nestas rochas, destaca-se o crescimento de titanita nos planos de clivagem da hornblenda e a ausência de biotita.

Os diques e diqueletes relacionados aos ortognaisses tonalíticos apresentam geralmente texturas granoblástica e lepidoblásticas finas, sendo compostos essencialmente por plagioclásio, anfibólio, biotita e quartzo. Entretanto, nas amostras melanocráticas, a hornblenda com hábito xenomórfico é encontrada em proporções modais menores do que a biotita, enquanto que nas amostras mais leucocráticas a ausência da hornblenda é acompanhada pelo aumento na proporção modal de plagioclásio e quartzo, e da ocorrência da biotita xenomórfica. Os plagioclásios apresentam-se como cristais sub-idiomórficos a xenomórficos, geminados, zonados, fraturados, e de composição variando de oligoclásio a andesina. Nas amostras mais leucocráticas, as palhetas xenomórficas de biotita alteram-se para titanita, epidoto e opacos. Por outro lado, nas amostras melanocráticas, as biotitas são palhetas sub-idiomórficas. A hornblenda, encontrada nas amostras melanocráticas, geralmente apresenta titanita crescendo ao longo de planos de clivagem, e estão geralmente associadas à biotita, titanita e epidoto. Os cristais de quartzo possuem hábitos xenomórficos, por vezes estirados, ou como agregados de pequenos grãos formando contornos entre as ripas de plagioclásio.

Os diques tardios em geral apresentam texturas granoblástica a granolepidoblásticas finas e são compostos por plagioclásio, microclina, quartzo e biotita, com hornblenda xenomórfica nas amostras melanocráticas. Em geral, as feições petrográficas destes assemelham-se bastante aos demais diques.

6.3-LITOGEOQUÍMICA.

Considerando as feições geológicas observadas nos trabalhos de campo, os dados geoquímicos de elementos maiores e em traços foram divididos em três conjuntos: 1) os ortognaisses de composição máfica-intermediária, 2) os diques e diqueletes máficos a félsicos caracterizados no trabalhos de campo como corpos sin-plutônicos aos ortognaisses, e 3) os diques tardios, os quais, conforme as observações de campo, não estão diretamente relacionados aos ortognaisses.

A tabela 5.1 sumariza os resultados das análises químicas de elementos maiores, em traços e elementos terras raras para as amostras dos ortognaisses e diques da SMAC. A preparação das amostras e procedimentos analíticos encontram-se descritos no anexo A e a localização das amostras são encontradas no anexo D.

6.3.1 - NATUREZA E CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA.

Para a definição da natureza química das rochas estudadas foram utilizados, preliminarmente, o diagrama químico Álcalis-Ferro Total-MgO (AFM) e o da correlação da razão FeO*/MgO com os valores de SiO₂ (Miyashiro, 1974). No diagrama AFM, os campos das rochas de natureza tholeítica e cálcio-alcalina foram delimitados por Irvine & Baragar (1971). Nestes diagramas, o FeO* e FeO_t representam o ferro total da amostra e foram calculados como (0,9 x Fe₂O₃).

No diagrama químico AFM (figura 6.2a), observa-se que a maioria das amostras dispersam no campo cálcio-alcalino. Da mesma forma, a maioria das amostras dos ortognaisses posiciona-se abaixo da linha que separa os campos das rochas cálcio-alcalinas e alcalinas. Entretanto, três amostras dos ortognaisses estão situadas na parte mais rica em FeO e MgO. Em geral, os diques situam-se no campo cálcio-alcalino. No diagrama químico SiO₂-FeO*/MgO (figura 6.2b), a maioria das amostras situa-se no campo das rochas de natureza química cálcio-alcalina. Todavia, três amostras de ortognaisses e duas dos diques aproximam-se do prolongamento da divisória dos campos cálcio-alcalino e tholeiítico.

GM-20A	GM-16	GM-32	AG-22	AG-24	GM-47B	GM-88A	GM-79	GM-51	GM-48	GM-19	GM-17A	GM-67B
61.26	62.82	69.25	56.12	52,57	53,44	63,99	66,78	59,36	57,74	51,84	71,21	61,96
0.914	0.643	0.837	0,741	0,797	1,119	0,633	0,622	0,99	0,118	0,586	0,266	0,651
16.64	15.81	15.1	9,52	12,6	18,7	14,99	14,62	15,75	16,36	8,95	16,3	15,38
6.42	5,55	3,26	8,11	11,68	8,23	5,77	5,15	6,88	7,63	10,43	1,98	6,32
0,091	0,075	0,029	0,129	0,185	0,128	0,081	0,068	0,098	0,106	0,187	0,02	0,094
3,392	3,245	0,907	10,923	8,254	4,732	4,374	2,93	4,098	4,854	12,703	0,528	4,722
5,68	5,59	2,45	10,72	10,94	8	5,52	4,65	5,66	6,64	12,66	2,12	5,64
4,27	4,36	3,6	1,98	1,53	4,64	3,81	4,11	3,86	3,96	1,1	5,35	3,66
1,76	1,17	4,58	0,47	0,64	0,72	1,67	1,4	2,49	1,83	0,26	3,22	1,66
0,428	0,222	0,22	0,316	0,176	0,353	0,186	0,17	0,49	0,591	0,093	0,131	0,213
0,54	0,47	0,29	0,52	0,67	0,58	0,36	0,69	0,53	0,54	0,68	0,3	0,58
101,38	99,96	100,52	99,55	100,02	100,65	101,38	101,19	100,21	100,37	99,49	101,33	100,88
79	110	31	1173	421	45	210	112	143	191	1141	27	228
6	4	6	7	4	9	5	4	8	8			7
24	75		210	64	33	80	38	55	75	109		81
47	30	148	4	11	6	48	32	111	48	4	46	58
922	765	550	513	241	1357	534	635	834	950	304	1151	530
109	96	38	143	293	143	116	92	127	128	271	34	105
12	13	9	14	21	18	11	15	18	17	14	3	15
93	82	87	90	93	114	71	73	90	96	82	71	83
174	141	485	118	65	210	141	177	205	163	41	151	135
39,5	19,9	79				20					17,1	15,7
81	40	173				45					35	38
35	23	64				20					13	20
6,20	4,3	8,3				3,6					2,79	3,9
2,01	1,26	1,69				0,99					0,87	1,16
0,51	0,55	0,58				0,4					0,18	0,86
0,7	1,28	0,48				1,29					0,18	1,5
0,09	0,13					0,16						0,19

amostra	GM- 67A	GM-32	GM- 20A	GM- 17A	GM -17	GM-16	amostra	GM- 24A	GM-88B	GM-17	GM-67A	GM-74A	GM-74B	amostra
Co	3.4	5.8	19,3	2,7	19,8	19	SIO2	51,88	51,46	63,94	74,65	72,73	63,53	SIO2
Hf	4.12	6.7	3,95	3,86	4,74	3,15	TiO2	1,067	0,841	0,654	0,281	0,289	0,748	TIO2
Sc	2.18	2,9	12,7	1,22	13,3	13,2	A12O3	18,02	16,8	15,24	14,41	15,31	17,24	AI2O3
Th	1,18	16,5	4,88	1,55	1,77	0,3	Fe2O3	8,07	9,78	5,63	1,84	1,83	5,5	Fe2O3
Ba	1191	1913	892	1711	538	482	MnO	0,099	0,152	0,077	0,033	0,022	0,077	MnO
Ta .	1,76	0,57	0,41	0,27	0,34	0,11	MgO	5,704	7,05	3,425	0,549	0,618	2,176	MgO
U		1,5	1,4				CaO	7,37	8,44	5,28	2,34	2,35	4,81	CaO
amostra	GM- 88B	GM-88A	GM- 74B	GM- 74A			Na2O	4,68	3,98	4,06	4,65	4,71	4,66	Na2O
Co	40	22,5	15,1	4,4			K2O	1,66	1,22	1,48	2,22	2,6	1,42	K2O
Hſ	2,12	3,92	2,8	3,15			P2O5	0,629	0,285	0,192	0,09	0,101	0,264	P2O5
Sc	27,2	14,4	11,7	2,17			%PF	0,63	0,71	0,43	0,25	0,27	0,63	%PF
Th		1,4	1,99	0,89			SOMA	99,81	100,72	100,42	101,32	100,83	101,05	SOMA
Ba		523	596	1627			Cr	152	52	127	51	38	20	Cr
Ta		0,34	0,26				Nb		5	4	13		4	Nb
U							NI	92	50	63				NI
							Rb	34	26	40	50	45	36	Rb
							Sr	1510	712	605	508	637	778	Sr
							v	134	200	99			84	V
							Y	16	15	13	11		11	¥
							Zn	115	101	74	42	50	71	Zn
							Zr	261	99	176	132	111	112	Zr
							La		23,1	21,5	20,3	11,7	15,8	La
							Ce		56	44	46	22,3	35,4	Ce
							Nd		32	23	15	6,5	18	Nd
							Sm		6,06	4,3	3,06	1,35	3,31	Sm
							Eu		2,01	1,26	0,88	0,68	1,27	Eu
							ТЬ		0,75	0,55	0,28	0,06	0,46	Тb
							Yb		1,3	1,28	1,1		1,1	Yb
							Lu		0,16	0,13	0,11		0,12	Ľи

ind اسم الال De forma complementar, foi verificado o índice de alumina (Shand, 1947) em relação aos álcalis e às fases ferro-magnesianas, como proposto no diagrama de características minerais ou diagrama multi-catiônico A-B (figura 6.2c), de Debon & Le Fort (1983). Neste, a maioria das amostra demonstra ter características metaluminosas.

Com o objetivo de classificar as amostras estudadas do ponto de vista geoquímico, foram usados o diagrama multicatiônico Q-P de Debon & Le Fort (1983) e o diagrama normativo de Ab-An-Or de O'Connor (1965). No diagrama multi-catiônico Q-P (figura 6.2d) observa-se que os ortognaisses dispersam no campo dos tonalitos, com algumas amostras nos campos dos dioritos e quartzo-dioritos. Os diques, em geral, mostram uma distribuição mais ampla, desde os gabros/dioritos aos granodioritos, e uma amostra no campo dos adamelitos.

Visto as limitações do diagrama Q-P para o campo dos trondhjemitos, recorreu-se ao diagrama normativo An-Ab-Or (O'Connors, 1965), onde as amostras também indicam composições tonalíticas para os ortognaissses, como também para parte dos diques sinplutônicos e uma amostra dos diques tardios. (figura 6.2e). Mas, apontam composições trondjemíticas para duas amostras dos diques relacionados aos ortognaisses, e composição granítica/adamelítica para uma amostra dos diques tardios.

6.3.2 - GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E EM TRAÇOS.

Os ortognaisses tonalíticos da Sequência Algodões apresentam uma variação restrita de SiO₂ (52-65 %). Para esta variação de SiO₂, como observado nos diagramas de Harker, ocorre um decréscimo dos valores de CaO (13-4 %), de MgO (13-3 %) e de Fe₂O₃t (12-4 %). Os valores de Al₂O₃ e Na₂O apresentam uma diminuição menos acentuada, de 19-15 %, e de 5-3,5 %, respectivamente. Ainda ocorre um decréscimo dos valores de P₂O₅ e TiO₂, e os de K₂O não mostram uma clara correlação com o SiO₂. Novamente, as três amostras compostas por 60% de hornblenda e de textura nematoblástica (GM-25A, AG-22 e AG-24) apresentam valores menores de Al₂O₃ (9-13 %), Na₂O (1-2 %) e K₂O (< 1,0 %), e mais elevados em CaO, MgO e Fe₂O₃t, constituindo as amostras mais primitivas deste conjunto.



FIGURA 6. 2 - (a) Diagrama AFM com os campos para rochas tholeiítica, cálcio-alcalina e alcalina definidos por Irvine & Baragar (1971); (b) diagrama químico SiO₂-FeO*/MgO de Miyashiro (1974); (c) diagrama multi-catiônico A-B de Debon & Le Fort (1983), (d) diagrama multicatiônico Q-P de Debon & Le Fort (1983), com os seguintes campos: 1- Gabro/Diorito, 2-Monzo-diorito, 3-Monzonito, 4-Sienito, 1a- Quartzo-diorito, 2a-

Quartzo-monzo-diorito, 3a-Quartzo-monzonito, 4a- Quartzo-sienito, 5- Tonalito, 6- Granodiorito, 7-Adamelito e 8-Granito; e (e) diagrama normativo de Ab-An-Or de O'Connor (1965). Simbologia: quadrados preenchidos de verde representam ortognaisses; triângulos preenchidos ou não com o vértice para cima, diqueletes relacionados aos ortognaisses; e X, diques tardios.





Por outro lado, os diques e diqueletes relacionados aos ortognaisses e os diques tardios apresentam uma variação mais ampla de SiO₂, de 51 % a 73 %, porém com variações dos outros elementos maiores semelhantes ao observado para os ortognaisses. Nota-se também que o conjunto de diques, em relação aos ortognaisses, apresenta valores mais elevados de Al₂O₃, Na₂O e K₂O, e valores menores de Fe₂O₃t, MgO e CaO. A figura 5.3 apresenta as variações dos conteúdos dos elementos maiores em função do SiO₂.

As variações dos elementos traços dos ortognaisses (figura 6.4) mostram que os elementos Cr, Ni, V, Zn e Y, claramente, tornaram-se empobrecidos com a diferenciação magmática, e que os valores de Rb, Sr, Nb e Zr não apresentam uma tendência definida em função dos valores de SiO₂. Por outro lado, o conjunto de amostras dos diques apresenta em geral, variações dos valores de elementos em traços semelhantes às dos ortognaisses, mas com conteúdos inferiores de Cr, Ni, Y e superiores de Sr e Zn.





|Figura 6.3 -Diagrama Harker para elementos maiores em função de SiO2

A ampla variação dos valores de Sr e da razão Rb/Sr, comparada com a leve diminuição dos valores de Al₂O₃ em função do SiO₂, sugerem que ao menos parte do espalhamento nos diagramas de Harker de alguns elementos em traços, suscetíveis à mobilização química (eg., Rb, Ba, Sr), pode estar relacionado à processos pós-magmáticos e/ou metamórficos. Por outro lado, ao menos para os ortognaisses, as razões Zr/Y apresentam variação restrita e parecem pouco suceptíveis a mobilização pós magmática.

Entretanto, nota-se que o grupo de amostras dos ortognaisses, que possui conteúdos inferiores de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O , em relação ao conjunto de todas amostras, é mais enriquecido em elementos transicionais (V+Zn+Cr+Ni) e Y. Aparentemente, devido ao reduzido número de amostras, os diques tardios, em termos dos valores dos elementos em traços, parecem ser semelhantes ao conjunto de amostras dos ortognaisses e diques relacionados.



Figura 6. 4 - Diagrama Harker para elementos em traços em função de SiO2.



6.3.3 - GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS

Em geral, as amostras dos ortognaisses e diques apresentam padrões de elementos terras raras inclinados, com forte fracionamento do grupo das terras leves em relação ao grupo das terras raras pesadas (figura 6.5). Desta forma, as amostras dos ortognaisses apresentam padrões inclinados e homogêneos de elementos terras raras, com razões (Ce/Yb)n variando de 6-10, e com pequenas variações nas razões de (Ce/Sm)n e (Sm/Yb)n, e com fracionamento pequeno a nulo de Eu.

Os diques e diqueletes relacionados aos ortognaisses também apresentam padrões inclinados de elementos terras raras. Mas, em geral, estas rochas possuem razões (Ce/Yb)n, (Ce/Sm)n e (Sm/Yb)n superiores aos dos ortognaisses, e com anomalias positivas de Eu. Ainda em relação aos ortognaisses hospedeiros, os padrões de elementos terras raras dos diques são mais fracionados, com valores mais variáveis, tanto do grupo das terras leves, como das pesadas.

Assim como os demais, os diques tardios também possuem padrões de elementos terras raras inclinados com razões variáveis de (Ce/Yb)n e (Sm/Yb), e razões (Ce/Sm)n semelhante aos conjuntos anteriores. Em geral, as concentrações dos elementos terras raras aumentam dos ortognaisses e diqueletes relacionados para os diques tardios.

6.4-ASSINATURA GEOQUÍMICA

Os ortognaisses da SMAC constituem uma suite diorito-tonalítica-trondhjemítica de natureza cálcio-alcalina, enriquecida em alumina (Al₂O₃ 15% - 19%), com restrita variação de SiO₂ (52-65 %), e com padrões inclinados e homogêneos de elementos terras raras (razões Ce_n/Yb_n variam de 6-10), e com fracionamento pequeno a nulo de Eu. Relacionados a estas rochas encontram-se dois conjuntos de diques: 1) os diqueletes finos de composição diorito-tonalítica a trondhjemítica, encaixados nos ortognaisses, e 2) os diques tardios mais espessos de composição granodiorítica. Estes últimos apresentam uma variação mais ampla



L_iu

хb

com

de SiO₂ (51-73), valores mais elevados de Al₂O₃, Na₂O e K₂O, e valores menores de Fe_2O_3t , MgO e CaO, como também padrões inclinados de elementos terras raras.

Algumas das feições mais importantes da assinatura geoquímica dos ortognaisses tonalíticos da SMAC podem ser observadas no diagrama de variação de multi-elementos (figura 6.6). Neste diagrama, os ortognaisses apresentam uma alta razão entre os elementos LIL (*Large Ion lithophile*, e.g., Rb, Ba, Sr e K) e os HFS (*High Field Strength* e.g., Th, Nb, Hf e Ti). Isotopicamente estas rochas exibem ϵ Nd_(t=2,13Ga) positivos (+1,9; +1,5) e razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (t=2,13 Ga) baixas (0,7013-0,7018). Estas características isotópicas descartam a possibilidade de que o fracionamento entre os elementos em traços (*LIL/HFS*) esteja relacionado com uma forte interação com material com longa residência crustal. Portanto, tais características devem ter sido herdadas dos materiais parentais dessas rochas. Os diqueletes encaixados nos ortognaisses exibem padrões semelhantes aos de suas hospedeiras, embora com variações um pouco maiores nos elementos terras raras pesadas.

Por outro lado, excetuando o Sr, os diques tardios também apresentam um forte fracionamento entre os elementos LIL's e os HFS's. As duas amostras representativas desses diques apresentam pouco enriquecimento de Sr, quando comparadas com os outros conjuntos, e exibem anomalia de Sr tanto negativa quanto positiva, sugerindo um fracionamento variável de plagioclásio na evolução magmática dessas rochas. Assim como os ortognaisses, a presença de ϵ Nd positivos e razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (t=2,054 Ga) baixa não suportam a interação destas rochas com materiais com longa residência crustal.

6.5 – O MODELO PETROGENÉTICO

A formação de suítes de natureza cálcio-alcalina de baixo K (e.g., trondhjemitostonalitos-granodioritos) tem sido investigada frequentemente em terrenos arqueanos do tipo greenstone belts (Martin, 1987; Rogers & Callahan, 1989; Rollinson & Windlley, 1980,



Figura 6 . 6 - diagramas de variaçi multi-elementos normalizados ao r primitivo de Sun & McDonough (1989) (a) ortognaisses tonalíticos e (b) diqu relacionados aos ortognaisses tonalíticos diques tardios. etc), como também em terrenos modernos (Bartholomew & Tarney, 1984; Rogers et al.,1985; etc). A origem destas suítes tem sido explicada pelo modelo de Martin (1987), que pressupõe a fusão de uma crosta basáltica transformada em granada-anfibolito em graus entre 10% e 40% com resíduos compostos por hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio e granada, e quantidade menores de ilmenita e magnetita. Posteriormente a cristalização em pequenas quantidades ((1-F) < 40) de hornblenda, plagioclásio, ilmenita e ocasionalmente alanita e/ou zircão, induziria a diferenciação dos líquidos parentais e formação de plútons trondhjemítico-tonalíticos e granodioríticos.

Drummond & Defant (1991) realçaram as várias similaridades geoquímicas entre trondhjemitos-tonalitos de alta alumina do Arqueano e os de idade cenozóica e, com estudos experimentais e de modelamentos geoquímicos, apontaram para a produção destas rochas a partir da fusão do bloco oceânico com um resíduo eclogítico ou anfibolítico em ambientes de arco magmático onde uma crosta oceânica jovem (20-30 Ma) e aquecida é subductada.

Baseado em modelamento geoquímico e geofísico, Petford & Atherton (1996) sugerem que as rochas do batólito Cordillera Blanca (Peru) são muito semelhantes aos trondhjemitos de idade arqueana. Entretanto, neste batólito não ocorre a fusão da crosta oceânica subductada como sugerido por Martin (1987) e Drummond & Defant, (1990). Segundo Petford & Atherton (1996), magmas portadores de aparente assinatura geoquímica "arqueana" podem ser produzidos em crosta continental profunda (~50 km), onde a granada e o anfibólio são estáveis. Portanto, o pressuposto crítico para as fontes dos tonalitos-trondhjemitos de alta alumina é que contenham no resíduo granada e anfibólio, e pouco ou nenhum plagioclásio. De forma que os líquidos parentais sejam ricos em alumina, com alta razão (La/Yb)_n e alto Na₂O e Sr.

Johnson et al. (1997) recorreram ao modelo de fusão parcial da crosta inferior de arco de ilha em condições de alta pressão de H_2O , para explicar a origem de tonalitos ricos em alumina, de idade do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior. Neste caso,

provavelmente, o processo de fusão ocorreu em consequência do *underplating* de magmas basálticos. Estudos geoquímicos em tonalitos ricos em alumina, de idades arquenas, e juvenis têm reforçado a importância da tectônica de placas neste período (Windley, 1996).

De acordo com Beard (1995), a fusão experimental de anfibolito com baixo K saturado em água a pressões iguais ou menores do que 700 MPa e temperaturas de 850- 1000^{9} C, fornece líquidos pobres em ferro e ricos em alumina, os quais não se assemelham aos típicos tonalitos/dacitos de arco de ilha (e.g., dacitos/tonalitos com SiO₂ \geq 65%; K₂O<3%, Na₂O/K₂O \geq 1, Y> 20 e Sr/Y< 20). Beard (1995) ressaltou que o efeito da redução da estabilidade termal do plagioclásio e a alta estabilidade termal da magnetita resulta no enriquecimento de alumina e em baixas concentrações de ferro. No diagrama bivariante FeO_{total} vs. Al₂O₃ (figura 6.7), elaborado por Beard (1995), estas rochas apresentam tendências de se agruparem no campo onde os experimentos apresentam P_{H2O}<100 MPa. Entretanto, os ortognaisses tonalíticos e diqueletes apresentam as características das concentrações dos elementos maiores dos dacitos/tonalitos de arco insular (K₂O<3%, Na₂O/K₂O<1), e concentrações similares de Y às dos adakitos (e.g., Y < 20) e razões Sr/Y variando de <20 a 100.



Figura 6 . 7 – Variações dos ortognaisses tonalíticos (quadrados preenchidos), diqueletes (triângulos preenchidos), e diques tardios (X) em termos de FeO e Al₂O₃, comparados com os campos dos vidros silicosos com baixo K produzidos a partir da fusão experimental de anfibolitos (Beard, 1995). A aplicação do processo de cristalização fracionada em ambiente fechado, através do balanço de massa para elementos maiores, foi efetivada com a utilização do programa XLFRAC (Stormer & Nicholls, 1977, versão Hervé Martin, 1991), e o uso dos coeficientes de partição mineral-líquido compilados de Martin (1987). Os resultados destes cálculos demonstram que os ortognaisses evoluíram a partir da extração de pequenas quantidades (8% > (1-F) < 20%) de uma assembléia anfibolítica. Os resultados obtidos apontam também a presença de resíduos sólidos de composição hornblendítica (tabela 6.2A).

$L_0 \rightarrow L_1$	GM-48-→GM-51	GM-51→GM-	GM-	GM-16→GM-79
		67B	67B→GM16	
Σres^2	1,06	2,04	1,61	0,51
Assembléia	Hornblenda	Hornblenda	Hornblenda	Hornblenda
Mineral	(8,87%)	(1,93%)	(8,75%)	(5,73%)
Fracionada	Plagioclásio	Plagioclásio		Plagioclásio
	An60 (4,91%)	An60 (6,58%)		An60 (9,40%)
		Magnetita		Magnetita
		(1,09%)		(0,37%)
% L ₀	13,77 %	9,06 %	8,75 %	15,50 %
cristalizado				

TABELA 6.2-A - Os resultados dos cálculos para as passagem de L_0 para L_1 (líquido inicial para o líquido final) entre amostras de ortognaisses .

O processo de cristalização fracionada demonstrou que os diqueletes encontrados intercalados entre os ortognaisses podem ser derivados destes pela extração de assembléia anfibolítica ou por cumulados hornblendíticos. As passagens testadas referem-se às amostras de diqueletes e às rochas ortognáissicas hospedeiras. Como as assembléias minerais são similares às estimadas na diferenciação magmáticas dos ortognaisses, pode-se supor que os diqueletes muito provavelmente representam a evolução tardia dos líquidos tonalíticos. Em semelhança aos estágios de formação de diques e diqueletes em batólitos graníticos, tais diqueletes podem ter sido formados quando a cristalização dos tonalitos

atinge proporções consideráveis (e.g., 20%<(1-F)<40%). Os resultados obtidos a partir da utilização do programa XLFRAC encontram-se sintetizados na tabela 6.2B.

$L_0 \rightarrow L_1$	GM-17→GM-	GM-67B→GM-	GM-
	17A	67A	74B→GM74A
Σres^2	2,36	1,91	2,12
Assembléia	Hornblenda	Hornblenda	Hornblenda
Mineral	(24,87%)	(33,52%)	(21,23%)
Fracionada		Plagioclásio	Plagioclásio
		An60 (6,69%)	An60 (13,03%)
% L ₀	24,87 %	40,22 %	34,26 %
cristalizado			

TABELA 6.2-B – Os resultados dos cálculos para passagens entre ortognaisses (L_0) e diqueletes (L_1)

O ajuste dos elementos terras raras pelo processo de cristalização fracionada em ambiente fechado, usando as assembléias minerais calculadas pelo programa XLFRAC (figura 6.8), destacou o papel relevante das fases minerais acessórias (e.g., zircão, titanita, ilmenita, alanita e apatita). Desta forma, excelentes ajustes dos padrões dos elementos terras raras foram obtidos na derivação dos líquidos representados pelas amostras de ortognaisses tonalíticos para amostras de diqueletes (e.g., GM-17->GM-17A e GM-67B->GM-67A) e entre diqueletes (GM-74B->GM74A).

Adiante, um modelo para estimar a composição da fonte e os graus de fusão compatíveis com assinatura geoquímica dos ortognaisses tonalíticos foi elaborado. Para tanto, considerou-se a composição média dos anfibolitos da SMAC como as prováveis fontes.





Figura 6. 8 – Padrões de elementos terras raras para líquidos parentais (L_0 = GM-17, GM-67B e GM-74B), líquidos derivados (L1= GM-17A, GM-67A e GM-74B) e valores calculados pelo processo de cristalização fracionada. Simbologia e composição do cumulado como apresentadas em cada figura.

Os valores calculados para padrões de elementos terras raras pelo processo de fusão parcial em equilíbrio modal (batch melting) com um resíduo sólido composto por um granada-anfibolito (e.g., clino-piroxênio – 13%, granada – 10%, hornblenda 49%, plagioclásio $An_{60} - 24\%$, ilmenita – 2% e magnetita – 2%) em graus de fusão variando de 40% a 10% estão apresentados na figura 6.9 (amostras GM-67B, GM-88A, GM-17 e GM-16 de ortognaisses e GM-17A e GM-67A, GM-74A de diqueletes). Nota-se que os valores calculados para 10% e 20% de fusão apresentam melhores ajustes com os padrões observados nas amostras.





Figura 6. 9 – Padrões de elementos terras raras e pad calculados pelo processo de fusão parcial em equilí modal com resíduo sólido composto por um gran anfibolito (clino-piroxênio – 13%, granada – 1 hornblenda 49%, plagioclásio An_{60} – 24%, ilmenita – e magnetita – 2%) para uma variação do grau de fi de 10% a 40%.

CAPÍTULO VII - GEOQUÍMICA E CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DOS

METASSEDIMENTOS.

O estudo das composições químicas de sedimentos clásticos imaturos e suas variações com o tempo geológico têm fundamental importância para a compreensão da evolução da crosta continental (McLennan & Taylor, 1991; Taylor & McLennan, 1985; Nance & Taylor, 1976; Veizer, 1973; Garrels & MacKenzie, 1971; entre outros). Características geoquímicas dos elementos em traços e razões isotópicas dos sedimentos não somente tem sido usadas para delimitação de áreas fontes, mas como uma ferramenta para identificar ambientes tectônicos antigos (Condie, 1991; Chen et al., 1990; Frost & Combs, 1989; entre outros). Consequentemente, devido às limitações da sistemática de quantificação das frações das quartzo, feldspato e fragmento de rochas para rochas sedimentares metamorfisadas e deformadas (diagramas QFL de Dickinson et al., 1983), o uso de dados químicos e isotópicos de metassedimentos clásticos para propósitos semelhantes têm-se tornado comum na literatura (Hemming et al., 1995; McDaniel et al., 1994, Crichton & Condie, 1993, etc).

No sétimo capítulo, as características geoquímicas de elementos maiores e em traços, e as composições isotópicas de Nd de uma suite de paragnaisses da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) foram interpretadas no sentido de obter-se parâmetros sobre sua procedência, seu ambiente de deposição e seu significado geológico.

7.1 - ASPECTOS GEOLÓGICOS

Neste trabalho, as amostras selecionadas para os estudos geoquímicos são provenientes dos paragnaisses biotíticos de coloração cinza aflorantes na Serra do Estevão (Quixadá, CE) e da área em torno ao Açude Choró Limão (Choró, CE).

Em geral, os metassedimentos do flanco SE da Serra do Estevão perfazem uma seqüência de paragnaisses quartzo-feldspáticos finos monótonos, de cor cinza e com raras intercalações de metapelitos impuros; progradam lateralmente para os metapelitos da Unidade Quixeramobim. Nestes paragnaisses, a ocorrência de muscovita e K-feldspato, associada a migmatização incipente observada em alguns locais, refletem condições

metamórficas do grau anfibolito alto. No flanco SE da Serra do Estevão foram selecionadas sete amostras coletadas na estrada que liga a cidade Quixadá ao distrito de Dom Maurício.

No flanco NO desta serra, os metassedimentos apresentam variações "faciológicas" mais representativas, assim como intercalações possantes de anfibolitos. No perfil do riacho Rosinho, paragnaisses quartzo-feldspáticos finos em tons cinza claros a creme gradam verticalmente a muscovita-leucognaisses finos, quartzitos impuros finos e por fim a camadas subordinadas de meta-conglomerados monomícticos. Nesta área, foram selecionadas sete amostras coletadas ao longo do riacho Rosinho e em estradas secundárias.

Na área circunvizinha ao Açude Choró-Limão foi amostrado um conjunto de metassedimentos formados dominantemente por biotita-gnaisse cinza a leucognaisses bandados de coloração creme com intercalações de rochas cálcio-silicáticas. Subordinadamente ocorrem camadas de mica-xistos com granada e sillimanita, lentes de quartzitos impuros e meta-conglomerados polimíticos. Encaixados nestes metassedimentos ocorrem pacotes de espessuras superiores a 100 m de granada-anfibolito e de anfibolitos sem granada intercalados com anfibolitos grossos e raras lentes de cumulados anfibolíticos. Para este estudo foram selecionadas seis amostras dos biotita-paragnaisses bandados.

A tabela 7.1 apresenta os resultados das analíses químicas de elementos maiores, em traços, e elementos terras raras para as amostras de metassedimentos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC). Os procedimentos analíticos utilizados nessas análises estão apresentados no anexo A.

7.2 – CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Os metassedimentos da SMAC coletados na Serra do Estevão (flancos SE e NO) e na área em torno do açude Choró Limão são amostras de paragnaisses finos de coloração cinza, por vêzes com considerável quantidade de micas, e subordinadamente,

135

GM-02	GM-55D	GM-42	GM-58F	GM-95	GM-59I	GM-09	GM-35	GM-93	GM-03	155-X	GM-174	GM-59E	GM-91
65.37	70,44	71,57	66,98	74,35	65,35	67,62	77,01	63,83	71,21	74,75	66,43	70,29	74,4
0.51	0.25	0,31	0,45	0,55	0,4	0,91	0,04	1,01	0,38	0,29	0,48	0,04	0,22
16.14	15.1	15,23	15,21	11,62	17,9	14,84	12,88	14,77	11,43	13,84	15,46	13,46	13,64
4.89	2.02	1.34	4,57	4,08	2,62	3,71	1,44	7,32	3,79	2,49	6,46	0,76	1,61
0.07	0.03	0.02	0.07	0.1	0,03	0,04	0,05	0,11	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02
1.69	0.37	0.41	1.46	0,67	0,77	0,86	0,04	3,29	0,79	0,21	1,11	0,15	0,38
5.2	1.65	1.45	4.72	1.12	2,51	2,07	0,33	3,22	1,01	0,55	4,24	0,96	1,37
4.34	5.08	4.48	5	3.64	5,68	3,66	4,75	2,38	2,2	1,69	3,72	4,68	4,33
0.84	2.62	3,77	0.14	2,78	2,68	4,51	2,2	2,46	2,27	4,23	0,43	2,38	3,29
0.15	0.09	0,08	0,13	0,11	0,09	0,23	0,02	0,19	0,13	0,09	0,14	0,04	0,06
99.2	97.64	98,66	98,73	99,02	98,03	98,44	98,76	98,58	93,26	98,15	98,49	92,78	99,32
100	1123	1498	110	854	570	2382	625	688	735	1688	251	696	819
16	71	83	9	69	59	139	85	72	53	113	5	61	84
263	292	791	369	617	183	453	203	116	165	181	272	190	398
0.26	1.04				11.2	0,7			0,43	0,78	0,42		1,11
3.6	14.3	3.4	5,7	11,3	150,2	11,5	12,7	11,9	5,5	9,4	4,8	5,9	11
2,4	6,68		,	-	29,07	14,28			3,3	3,7	2,7		3,1
86	248	148	156	138	914	536	202	87,1	119,6	135	95,8	47,3	113,7
12	12	6,7	10,6	9,8	115,6	13	28,4	23	12	10	10	5	
0.83	11	8,1	0,9	5,6	15	24,4	8,7	5,7	3,87	8,78	1,89	1,3	6,8
2.4	3.4			0,5	3,2	2,1	5,6	1,7		0,53	2,2		2
24	7.4	3,5	32,5	17,6	8,8	5,7	190,2	3,9	65,6	33,4	75,9	5,8	13,2
12		3,3	9,4	4,6	1,3	3,5	59,5		26,1	4,9	46,1		0,8
13	1,05				1,25	6,5			14,6	5,85	13,3		4,31
11	2				4,3	4,4			9,6	4,7	11,7		2,46
70	3,6	11,9	54,6	32,3	5,5	35,6	169,7	5,3	57,4	28,7	55,9	4,2	19
30	6	6,8	56,6	10,3		9	17,5	9,2	15,2	6,3	14,1	6,9	8,7
3,1	2,1	26,7	1,6	9,5	6,6	24,4	15,9	9,1	7,2	15,5	2,5	4,4	13,1
62	43,4	28	39,3	63,7	100,7	103,3	117,2	29,6	46,9	48,3	75	7,1	34,9

AMOS TRA	GM-02	GM- 55D	GM 591	GM-09	GM-03	155-X	GM-174	Amostra	347-X	GM-92	324-X	GM-54	GM-53	GM-13	AMOSTRA
La	7,36	63,2	134	136	16,4	32,7	17,4	SiO2	76,08	72,42	71,36	61,96	77,48	74,33	SIO2
Ce	14,5	121	308	270	42,4	61	32	TiO2	0,03	0,27	0,44	0,49	0,05	0,06	TiO2
Nđ	9	41,6	142	94	15,8	24	14,3	AI2O3	14,22	14,4	13,96	15,83	12,73	14,4	AI2O3
Sm	2,2	5,7	29	11,7	2,9	3,7	2,7	Fe2O3	1,17	1,85	3,77	6,08	1,31	0,76	Fe2O3
Eu	0,88	1,63	6,5	2	0,8	0,77	0,88	MnO	0,01	0,04	0,05	0,1	0,03	0,02	MnO
ТЬ	0,44	0,46	4,3	0,69	0,27	0,36	0,3	MgO	0,23	0,51	0,57	3,38	0,05	0,14	MgO
Yb	1,07	1,33	11	0,97	1,3	0,9	0,88	CaO	0,3	1,83	2,06	5,57	0,32	1,28	CaO
Lu	0,14	0,21	1,32	0,09	0,19	0,15	0,13	Na2O	2,21	4,89	3,48	4,5	4,26	5,1	Na2O
AMOS TRA	GM-91	GM- 53	347-X					K2O	3,46	2,7	2,29	0,54	2,61	2,43	K2O
La	26,1	14,5	13,7					P2O5	0,13	0,08	0,12	0,19	0,02	0,04	P2O5
Ce	53	27	30					Soma	97,85	98,98	98,09	98,64	98,86	98,55	Soma
Nđ	17,7	9,9	13,2					Ba	724	614	548	227	682	877	Ba
Sm	2,8	1,94	4					Rb	125	90	62	14	37	64	Rb
Eu	0,78	0,73	0,39					Sr	58	401	229	651	117	250	Sr
Ть	0,3	0,08	0,84					Ta	2,78				0,26		Ta
Yb	0,53	0,34	2,99					Nb	14	12,4	11,6	3,7	12,1	6,3	Nb
Lu	0,08	0,05	0,42					Hf	3,5				14,28		Hf
								Y	33,4	10,4	15,6	11,5	22	5,6	Y
								Th	6,22	5,8	4	0,9	24,4		Th
								U	2,8	0,4			2,1	0,1	U
								Cr	10,2	9,3	11	170,8	2,5	13,5	Cr
								Ni		0,4	4,7	78,3			Ni
								Co	0,77				3,1		Co
								Sc	1,84				4,4		Sc
								v	3,8	18,9	37,9	106,2	5,3	6,5	v
								Cu	7,6	5,1	8,5	49,6	6,6	6,9	Cu
								Pb	8,3	12,7	6,3	3,3	8,8	6,7	Pb
								Zn	38,7	52,6	42	67	26,5	11,5	Zn
paragnaisses bandados com bandas centimétricas ricas em micas e anfibólios, podendo representar meta-grauvacas turbidíticas.

A classificação química destas amostras foi baseada no diagrama químico de Pettijohn et al. (1988) para rochas clásticas arenosas, o qual consiste na correlação das razões SiO_2/Al_2O_3 e Na_2O/K_2O (figura 7.1). A maioria das amostras apresenta razões SiO_2/Al_2O_3 baixas (4-6) e razões Na_2O/K_2O < 10. Segundo este diagrama, as amostras da Serra do Estevão (flancos SE e NO) e da área em torno do Açude Choró Limão são grauvacas, e apenas três amostras como arenito lítico e arcóseo.

De forma complementar utilizou-se o diagrama químico de Garcia et al. (1994), o qual é baseado na variação entre os conteúdos de Na₂O e a razão TiO₂/Zr (figura 7.2). Segundo este diagrama, os metassedimentos SMAC representam arenitos imaturos a arenitos maduros (quartzitos). Como observados nos diagramas anteriores, as baixas razões SiO_2/Al_2O_3 , Na₂O/K₂O e TiO₂/Zr refletem a pouca maturidade das amostras estudadas.

7.3-GEOQUÍMICA

<u>Elementos Maiores</u>: Em termos de composição de elementos maiores, além das baixas razões SiO_2/Al_2O_3 e Na_2O/K_2O , os metassedimentos da SMAC caracterizam-se também pela pequena variação nas razões Fe_2O_3/MgO e TiO_2/P_2O_5 (figura 7.3) e pela correlação aparente entre os conteúdos de Fe_2O_3 e MnO.

De maneira geral, as variações nas composições quimicas em termos de elementos maiores refletem o baixo grau de maturidade dos metassedimentos da SMAC. Por outro lado, a correlação entre a acentuada diminuição de CaO e MgO com o pequeno aumento da razão SiO₂/Al₂O₃ (figura 7.4)indicam a solubilidade destes cations, como a concentração destes na fração argila.



Figura. 7.1 - A classificação química das amostras dos metassedimentos da SMAC baseada no diagrama químico de Pettijohn et al. (1988) para rochas clásticas arenosas.



Figura 7.2 - Diagrama químico de Garcia et al. (1994) para a variação Na₂O vs. TiO₂/Zr em sedimentos detríticos. As amostras da SMAC apresentam razões TiO₂/Zr baixas e conteúdos elevados de Na₂O, e na sua maioria aproximam-se dos arenitos imaturos. Os campos para arenitos imaturos, folhelhos, folhelhos de alta alumina e arenitos maduros (quartzitos) não foram rigorosamente estabelecidos pelos autores. Simbologia como na figura 7.1.

Devido à diferenciação metamórfica, interpretações apoiadas nas variações químicas dos elementos maiores apresentam limitações óbvias, e por conseguinte, consideradas secundárias em relação às características dos elementos em traços e elementos terras raras.

<u>Elementos em traços</u>: Os conteúdos de Ni (< 50 ppm), Cr (< 100 ppm), Sc (<12 ppm) e Co (< 15 ppm) são relativamente baixos, e em geral, menores do que os valores do *Post-Archaean Australian Shale* (PASS, Taylor e McLennan, 1985). As variações de V (3-170 ppm) e Zn (7-117 ppm) mostram clara correlação com o aumento de Fe₂O₃, TiO₂, MnO e P_2O_5 indicando que estes elementos podem estar controlados por várias fases minerais, tais como óxiods de ferro e de manganês, magnetita, etc.

Os conteúdos de Zr mostram-se elevados (43–250 ppm) com uma variação relativamente restrita e sem aparente correlação com os elementos maiores. A pequena variação na razão Zr/Hf (30-40) observado na maioria das amostras sugere o controle destes elementos por zircões detríticos. Os conteúdos de Rb e Ba mostram variações amplas com valores elevados, de 5 a 139 ppm, e de 100 a 2.382 ppm, respectivamente. Com comportamento semelhante, Pb apresenta valores mais moderados (1-30 ppm). De maneira geral, Rb, Ba e Pb apresentam uma correlação positiva com o aumento de K₂O e da razão SiO₂/Al₂O₃, sugerindo o feldspato potássico como uma fase detrítica impotante, ou a contribuição destes elementos em argilo-minerais. Os valores de Sr nas amostras variam largamente, entre 57 ppm e 791 ppm, sugerindo a mobilização do Sr ainda no ambiente sedimentar.

<u>Elementos terras raras</u>: Os padrões de elementos terras raras (ETR's) dos metassedimentos da SMAC apresentam fracionamento moderado a forte nos ETR leves em relação aos ETR pesadas (La_n/Yb_n ~3-100). A correlação do somatório dos ETR leves (La+Ce+Nd) com os valores de Zr sugere forte controle destes elementos pelos zircões detríticos.



Figura 7. 3-A – Diagrama de co-variação entre os valores de Fe₂O₃ e MgO, para os metassedimentos da SMAC. Fe₂O₃/MgO varia em torno de 4. Simbologia, como na figura 7.1.

Figura 7. 3-B – Diagrama de co-variação entre os valores de TiO₂ e P₂O₅ para os metassedimentos da SMAC. TiO₂/P₂O₅ varia em torno de 3-5. Simbologia, como na figura 7.1.



Figura 7. 4-A – Diagramas de covariação entre os valores de CaO e a razão SiO₂/Al₂O₃ para os metassedimentos da SMAC. Simbologia, como na figura 7.1.

Figura 7. 4 -B – Diagrama de covariação entre os valores de MgO e a razão SiO₂/Al₂O₃ para os metassedimentos da SMAC. Simbologia, como na figura 7.1.

Os padrões de ETR das amostras do flanco SE da Serra do Estevão apresentam razões $(La/Yb)_n$ variando de 5 a 35, e ausência da anomalia de Eu (figura 7.5-A). Estes padrões assemelham-se aos PAAS, mas com valores dos ETR's inferiores. As características destes padrões devem refletir uma componente vulcanogênica de origem andesítica. Por outro lado, os padrões de ETR's das amostras do flanco NO da mesma serra (figura 7.5-B) apresentam uma variação larga na razão $(La/Yb)_n$, pequenas anomalias negativas de Eu e valores dos ETR's superiores ao *PAAS*.

As amostras da área em torno do Açude Choró Limão têm padrões de ETR (figura 7.6-A) com razões (La/Yb)_n variando entre 3-34, valores ligeiramente superiores a inferiores ao PAAS, ausência de anomalia de Eu, além do segmento dos ETR pesados bem aplainados. Mais uma vez, estes padrões assemelham-se aos das grauvacas arqueanas de Taylor & McLennan (1985). Entretanto, o padrão de ETR da amostra 347-X (figura 7.6-B) constitui uma exceção por apresentar uma proeminente anomalia negativa de Eu.

7.4 - PROVENIÊNCIA SEDIMENTAR

Numa primeira etapa, as áreas fontes dos metassedimentos estudados foram examinadas com base na variação sistemática da composição química dos elementos maiores. O esquema discriminatório utilizado foi o de Roser & Korsch (1988) com duas funções discriminatórias (F1 e F2) derivadas de um banco de dados de análises químicas de elementos maiores de arenitos e argilitos com proveniência reconhecida da Nova Zelândia. Neste trabalho foram estabelecidos quatro tipos de áreas fontes: P_1 - terrenos vulcânicos e sedimentares vulcanogênicos de composição basáltica e subordinadamente andesítica; P_2 - terrenos vulcânicos e sedimentares vulcanogênicos de terrenos plutônico-metamórfico silicosos félsicos; e P_4 – sedimentos quartzosos reciclados e maduros de margem continental.



Fig. 7.5 – Padrões de elementos terras raras normalizados aos valores condríticos (Sun, 1982) para os metassedimentos da Serra do Estevão. Figura 7.5-A: Amostras do flanco SE. Figura 7.5-B: amostras do flanco NO. *PAAS (Post-Archean Australian Shale)* de Taylor & McLennan(1985) representado por losangos preenchidos.





Figura 7. 6 - A.

Figura 7. 6 – Padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados aos valores condríticos (Sun, 1982) para os metassedimentos da área em torno ao Açude Choró Limão. Figura 7.6-A: Padrões característicos dos ETR com valores ligeiramente superiores a inferiores ao padrão *PAAS*, com ETR pesados aplainados, razões (La/Yb)_n elevadas, e ausência de anomalia de Eu. Figura 7.6-B: amostra 347-X, uma exceção ao conjunto, apresenta proeminente anomalia negativa de Fin

No diagrama químico de Roser & Korsch (1988), os metassedimentos da SMAC concentram-se no campo das rochas sedimentares provenientes de áreas fontes de terrenos plutono-metamórficos de composição félsica, com um grupo menor de amostras na divisa dos campos das rochas provenientes de fontes ígneas máficas e intermediárias (figura 7.7-A). Num segundo diagrama destes autores (figura 7.7-B), no qual as funções discriminatórias (F_1 , F_2) foram modificadas numa tentativa de corrigir os efeitos de adição de CaO e SiO₂ pela sedimentação biogênica, a maioria das amostras estudadas repete a distribuição do primeiro diagrama.

Numa segunda etapa, as áreas fontes foram investigadas com base na variação sistemática dos elementos La, Co, Th e Sc (ver discussão no item 7.6). O comportamento destes elementos nos metassedimentos da SMAC mostra um padrão semelhante aos dos terrenos sedimentares de *greenstones belts* arqueanos, para os quais Taylor & McLennan (1985) propõem um modelo de mistura variável de sedimentos derivados de suites ígneas bi-modais, de vulcânicas máfico-ultramáficas e de rochas plutônicas tonalítico-trondhjemíticas.

Portanto, um modelo de mistura binária de fontes (componentes máficos e félsicos) também pode ser aplicado aos metassedimentos da SMAC. A mistura entre estes componentes, apontada pelo comportamento dos elementos em traços, tornou-se evidente também nos diagramas de Roser & Korsch (1988). A figura 7.8 mostra a correlação hiperbólica entre as razões Co/Th e La/Sc, e num detalhe, a correlação linear entre as razões Co/Th e Sc/Th.

7.5 - RAZÕES ISOTÓPICAS DE Nd e Sm

As composições isotópicas de Nd e Sm determinadas em duas amostras do flanco NO da Serra do Estevão (GM-59-I e GM-09) e de uma amostra da área do Açude Choró Limão (GM-55D) estão apresentadas na tabela 7.2. Os procedimentos analíticos usados nas determinações das composições isotópicas supracitadas estão apresentados no anexo A. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd medidas variam 0,51110-0,51165, os valores de ɛNd_(t) calculados para



Fig. 7.7. Diagrama químico definido pelas funções discriminantes F1 e F2 de Roser & Korsch (1988) para distinguir a proveniência das resedimentares clásticas usando elementos maiores. Os campos para as proveniências dominantemente de rochas ígneas máficas, intermedián félsicas ou de sedimentos quartzosos são mostrados nos diagramas. Simbologia como indicada na figura 7.1. Na figura 7.7-A, as funções são: 1,773 TiO₂ + 0,607 Al₂O₃ + 0,76 Fe₂O₃ (total) - 1,5 MgO + 0,616 CaO + 0,509 Na₂O - 1,224 K₂O - 9,09), e F2=(0,445 TiO₂ + 0,07 Al₂O₃ - 0,25] (total) - 1,142 MgO + 0,438 CaO + 1.475 Na₂O + 1,426 K₂O - 6,861). Na figura 7.7-B: F1= (30,638 TiO₂/ Al₂O₃ - 12,541 Fe₂O₃ (total)/Al₂O₃ + MgO/Al₂O₃ + 12,301 Na₂O/Al₂O₃ + 35,402 K₂O/Al₂O₃ - 6,382), e F2= (56,500 TiO₂/ Al₂O₃ - 10,879 Fe₂O₃ (total)/Al₂O₃ + 30,875 MgO/Al₂O₃ - Na₂O/Al₂O₃ + 11,112 K₂O/Al₂O₃ - 3,89.



Fig. 7. 8 – Diagrama de co-variação entre as razões Co/Th e La/Sc. A curva é consistente com o modelo de mistura com dois componentes, onde r≫1. No detalhe do canto superior direito, a correlação linear entre as razões Co/Th e Sc/Th. Simbologia como nas figuras anteriores.



Figura 7.9 – Diagrama eNd vs. tempo para amostras do metassedimentos de SMAC. Os campos das rochas anfibolíticas, das rochas ortognáissicas graníticas e tonalíticas e diques da SMAC estão mostrado no diagrama, observar que os metassedimentos (paragnaisses quartzo-feldspáticos) possuem ENd_(t=2,236 Ga) positivos e f(Sm/Nd)negativos com valores semelhantes aos dos ortognaisses e diques.

t=2.200 Ma, variam de +2,9 a +1,01. A correlação entre estas razões isotópicas, como apresentadas no diagrama ɛNd vs.tempo (figura 7.9), revela que as rochas metassedimentares estudadas posicionam-se próximas ao campo das rochas ortognáissicas da SMAC.

Tabela 7.2: Dados analíticos das razões isotópicas de Sm e Nd, idades modelos T_{DM} e T_{CHUR} ; ϵ Nd (0) e ϵ Nd (t=2,2Ga) dos metassedimentos da SMAC.

AMOSTRA	IDADE	147Sm/ 144Nd	143Nd/ 144Nd	Sm/Nd Fractionation Factor	T (DM) Ma	ε Nd (0)	ε Nd (T)	T CHUR
GM-591	2200	0.12764	0.511658	-0.3511	2.449	-19.12	0.41	2169
GM-55D	2200	0.08062	0.511101	-0.5901	2.216	-29.99	2.85	2024
GM-09	2200	0.07719	0.510957	-0.6076	2.321	-32.78	1.01	2150

7.6-CONCLUSÕES PRELIMINARES

A distribuição dos elementos em traços em metassedimentos é substancialmente afetada tanto pelos processos sedimentares (eg., intemperismo, seleção hidraúlica, variações granulométricas e processos diagenéticos) com também pelos efeitos da diferenciação metamórfica. Desta forma deve-se ter cautela na interpretação da assinatura geoquímica de metassedimentos como parâmetro indicador de sua proveniência e de seu ambiente tectônico.

Entretanto, a sistemática de discriminação de ambiência baseada nas razões entre La, Th, Sc, Co e Zr (Bhatia & Crook, 1986), elementos incompatíveis durante os processos ígneos que tendem a se transferir para as rochas clásticas sem fracionamento, tem sido considerada como bons indicadores das áreas fontes das rochas sedimentares.

Os diagramas químicos de Bhatia & Crook (1986), os quais utilizam as correlações entre La-Th-Sc, Co-Th-Zr/10 e Sc-Th-Zr/10 (Figura 6.10), indicam que a composição química dos metassedimentos da SMAC, ao menos em termos de elementos em traços, foi fortemente influenciada por dois componentes distintos. O primeiro, enriquecido em La e Th, tende a posicionar parte das amostras no campo dos sedimentos de ambientes do tipo

margem passiva e/ou margem andina, isto é, sedimentos derivados de ambientes ricos em rochas ígneas ou metamórficas félsicas. Por outro lado, um segundo componente enriquecido em Sc e Co, atrai parte das amostras para o campo dos arcos de ilhas oceânicos, ou seja, sedimentos derivados de ambientes ricos em rochas ígneas máficas.

As tendências observadas nos diagramas de Bhatia & Crooks (1986), nos diagramas químicos de Roser & Korsch (1988), e nas correlações entre as razões Co/Th vs. La/Sc e Co/Th vs. Sc/Th, indicam portanto a existência de dois componentes nas áreas fontes dos metassedimentos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró: um representado por rochas ígneas máficas e outro por rochas ígneas félsicas.



Figura 7.10 - Diagramas químicos de Bhatia & Crook (1986) para discriminação de ambiência geotectônica de rochas sedimentares com os campos para arco oceânico (A), arco continental (B), margem andina (C) e margem atlântica (D). Simbologia como indicada no canto direito inferior da figura.

Metamórfica Algodões-Choró caracteriza-se por razões $(La/Yb)_n$ elevadas, com valores inferiores ao padrão PAAS, com segmentos das ETR's pesadas aplainados e ausência da anomalia negativa de Eu. Estes padrões assemelham-se a terrenos sedimentares de *greenstones belts* arqueanos e devem refletir um componente vulcanogênico dominante de origem andesítica.

De maneira geral, a ausência de anomalias negativas de Eu deve refletir tanto a natureza das áreas fontes quanto condições redutoras (baixas fO_2) no ambiente sedimentar. Em geral, os ambientes redutores (fO_2 baixa) apresentam anomalias positivas de Eu e razões (La/Yb)_n elevadas. Por outro lado, os ambientes oxidantes são portadores de anomalia negativa de Eu e razões (La/Yb)_n baixas (Yanjing & Yongchao, 1997).

Taylor & McLennan (p. 42, 1985) ao comentarem a origem e o significado da anomalia de Eu nas rochas sedimentares, ressaltam que os únicos tipos de rochas sedimentares as quais não têm anomalia negativa de Eu são sedimentos vulcanogênicos depositados em bacias ante-arco de arco insulares e derivados principalmente de andesitos. Portanto, a ausência de fortes anomalias negativas de Eu e as altas razões (La/Yb)_n observadas nos metassedimentos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró podem refletir tanto a natureza das áreas fontes quanto as condições redutoras no ambiente sedimentar.

As idades modelos T_{DM} e os valores calculados $\epsilon Nd_{(t=2.2 Ma)}$ dos metassedimentos aproximam-se dos valores dos ortognaisses tonalíticos e graníticos. A variação restrita observada nos dados sugere que a sistemática Sm-Nd foi pouco afetada pelos processos metamórficos, tais como infiltração de fluidos (Munz et al., 1994), ou recristalização parcial em temperaturas elevadas (Cohen et al., 1988); como também pelos processos diagenéticos (e.g., alteração de idades modelos T_{DM} pela perda de Nd radiogênico - Awwiller & Mack, 1991). Consequentemente, os ETR tendem também a apresentar pouco fracionamento e/ou mobilidade devido aos efeitos destes processos.

As idades T_{DM} calculadas aproximam-se da idade Sm-Nd isocrônica de 2.236 Ma obtida

nos anfibolitos, os quais estão intercalados entre os metassedimentos estudados. O intervalo de ca. 200 Ma entre as idades, combinado com os valores positivos dos ɛNd, sugerem que os metassedimentos foram derivados de rochas com curta residência crustal.

CAPÍTULO VIII

A SUÍTE METAMÓRFICA ALGODÕES-CHORÓ: AMBIENTE E EVOLUÇÃO TECTÔNICA.

8.1 - AMBIÊNCIA TECTÔNICA DA SMAC.

Como apresentado nos capítulos anteriores, as características geoquímicas da Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) indicam sua formação num ambiente de suprasubducção. Estes ambientes, devido à dinâmica e à multiplicidade dos processos geológicos operantes, envolvem um conjunto de ambientes tectônicos com características magmáticas e sedimentares específicas. Entre estes, destacam-se: a fossa oceânica, a cunha de acresção, cadeia e bacia ante-arco, a plataforma do arco magmático e a bacia retro-arco (cf. Hamilton, 1988, entre diversos autores).

8.1.1- OS AMBIENTES MODERNOS DE SUPRA-SUBDUCÇÃO

Nos arcos oceânicos, materiais juvenis derivados da crosta oceânica ou da sua reciclagem na zona de subducção perfazem a maior parte de sua litosfera. Nos estágios primários destes arcos ocorre o alargamento das bacias ante-arco em decorrência da migração da trincheira sobre a litosfera oceânica subductada. Este processo ("slab roll-back") induz a extensão do complexo de supra-subdução, favorecendo a implantação de ambientes de riftes e consequentemente a formação de bacias retro-arco.

A evolução dos arcos oceânicos modernos, no estilo do Oceano Pacífico (e.g., Izu-Bonin, Mariana, New Britain, Vanuatu-Fiji, Tonga e Kermadec), geralmente ocorre em várias fases de rifteamento, formação de centros de expansão oceânica e magmatismo intraarco, e de edificação de vulcões sub-aéreos. Nestes arcos, os produtos magmáticos são dominantemente de natureza tholeiítica, com a ausência do fracionamento acentuado entre elementos *LILE/HFSE*. Mas com o espessamento e a estabilização de fases hidratadas no manto "*supra-slab*", a formação de produtos de natureza cálcio-alcalina sobrepuja o registro primitivo no arco vulcânico. Desta forma, andesitos e andesitos basálticos com fracionamento acentuado entre os elementos *LILE/HFSE* e portadores de acentuada anomalia negativa de Nb tornam-se os produtos magmáticos mais comuns. Por outro lado, a implantação de bacias retro-arco nos ambientes oceânicos tem sido marcada pela injeção de materiais astenosférico (diápiro do manto empobrecido do tipo MORB), e geração de andesitos de alto magnésio (Tatsumi & Ishizaka, 1982; Hickey-Vargas, 1991).

Os registros sedimentares nos arcos oceânicos, a grosso modo, possuem duas áreas fontes: o arco magmático emergente e as contribuições marinhas pelágicas de composições argilosas e carbonatadas. Em geral, os arranjos sedimentares combinam camadas maciças e bandadas de afinamento granulométrico para cima de clásticos vulcanogênicos, tanto derivadas de fluxos gravitacionais de curta distância como de correntes de turbidez, balizadas por conglomerados e níveis argilosos carbonatados. Não raro, níveis de tufos, de cinzas vulcânicas e de materiais piroclásticos e explosivos marcam os pulsos do vulcanismo.

Reid et al. (1996) descreveram variações sedimentares expressivas no registro sedimentar de idade Quaternária em torno das Antilhas Menores (Granada, Martinica, Dominica, e outras), tais como: 1) nos sedimentos do prisma de acresção predominam contribuições pelágicas argilosas e carbonatadas; 2) as contribuições vulcanoclásticas aumentam gradualmente da bacia ante-arco, passando pela plataforma de arco, à bacia retro-arco; e) na bacia retro-arco e na plataforma de arco, carbonatos de águas rasas são expressivos. Estes autores ainda reconheceram que as variações climáticas globais influenciam fortemente a evolução dos padrões de sedimentação, e que os materiais derivados dos continentes adjacentes (América do Sul) têm uma participação insignificante.

Nos arcos continentais, materiais antigos da crosta continental são misturados variavelmente a materiais juvenis da crosta oceânica ou derivados da sua reciclagem (De Paolo, 1988). Dois estilos de arcos continentais modernos são representados pelas margens ocidental e oriental do Oceano Pacífico, ou seja, o sistema de arcos do Japão e a margem andina. Entretanto, a tendência de expansão do sistema de supra-subdução ocorre em ambos, parecendo constituir uma regra geral (Smellie, 1994).

Ao estilo da margem andina, extensos batólitos lineares de natureza cálcio-alcalina dispõem-se relativamente paralelos à linha de costa, assim como, bacias sedimentares preenchidas por pacotes de materiais vulcanoclásticos, derrames de lavas e conglomerados vulcânicos. Em algumas destas bacias, estes pacotes foram depositados diretamente sobre o assoalho oceânico e a contribuição de materiais antigos do continente é insignificante (Atherton & Webb, 1989).

No Japão e na península Coreana, do Cretáceo ao Quaternário, o rifteamento da litosfera continental foi sucedido pela implantação de uma bacia retro-arco. Em resposta, o magmatismo derivou do típico cálcio-alcalino de arco para o intraplaca de natureza tholeiítica e alcalina (Pouclet et al., 1996, entre outros). Mais ao norte, Arco do Kamchatka, magmas ricos em potássio (shoshonítico) foram derivados do manto supra-slab afetado por um componente enriquecido em elementos LIL e ETR leves (Kepezhinskas, P. K., 1989). Em contraste, a presença de produtos magmáticos alcalinos sin-subducção, como documentado na península da Antártica (Hole et al, 1991), tem sido explicado pela ascensão e fusão do manto astenosférico devido ao mecanismo de recuo do bloco oceânico.

8.1.2- CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DA SMAC.

OS ANFIBOLITOS- Os anfibolitos finos sem granada apresentam características de produtos ígneos básicos de natureza tholeiítica empobrecidos em TiO₂ (0,48%-1,52%), portadores de padrões de ETR aplainados com pouco fracionamento entre ETR leves / ETR pesadas e com conteúdos dos ETR variando de 7-20 vêzes os valores condríticos. Padrões de multi-elementos normalizados ao manto primitivo (figura 8.1) apresentam uma leve anomalia negativa de Nb e Th em relação a ETR leves. As variações dos valores de Rb, Sr e Ba refletem possivelmente mobilizações por processos pós-magmáticos. Em termos isotópicos, estas rochas apresentam eNd positivos a t=2,24 Ga, variando entre +1,65 e +2,85. Apesar da natureza juvenil, estas rochas não apresentam características típicas de basaltos de arco. Valores de Zr, TiO₂, Y, ETR pesadas e elementos transicionais são mais elevados nas rochas pesquisadas do que basaltos de arco insulares, e aproximam-se dos basaltos de bacias retro-arco (figura 8.2). Estas feições requerem uma fonte mais

enriquecida em elementos HFS e ETR pesadas do que a dos basaltos de arco-insulares (Woodhead et al., 1993). Diante destas características, aqui é sugerido que os anfibolitos da SMAC foram gerados durante um processo de rifting relacionado à formação de uma bacia retro-arco.

OS METASSEDIMENTOS- O registro supracrustal paraderivado da SMAC é representado pela associação de níveis de paragnaisses biotíticos que gradam para quartzitos diversos e metaconglomerados, com raras camadas de metapelitos impuros. Com base na composição de elementos maiores, os paragnaisses biotíticos foram classificados como grauvacas e subordinamente arcósios e arenitos líticos. Correlações entre La-Th-Sc-Co-Zr indicam que as composições destas rochas, ao menos em termos de elementos em traços, foram fortemente influenciadas por dois componentes distintos: um representado por rochas igneas máficas e outro por rochas ígneas félsicas. Os padrões de ETR's dos metassedimentos da SMAC caracterizam-se por razões (La/Yb)n elevadas, com valores inferiores ao padrão PAAS, com segmentos dos ETR's pesados aplainados e ausência da anomalia negativa de Eu. Estes padrões assemelham-se a terrenos sedimentares de greenstones belts arqueanos e devem refletir um componente vulcanogênico dominante de origem andesítica. Idades T_{DM} calculadas aproximam-se da idade Sm-Nd isocrônica de 2.240±50 Ma obtida nos anfibolitos, os quais estão intercalados entre os metassedimentos estudados. O intervalo de ca. 200 Ma entre estas idades, combinado com os valores positivos dos ENd, sugerem que os metassedimentos foram derivados de rochas com curta residência crustal. Enfim, estas características geoquímicas indicam que também o registro supracrustal paraderivado da SMAC foi gerado num ambiente de supra-subducção.

ORTOGNAISSES TONALÍTICOS E GRANÍTICOS, DIQUES E FOLHAS – Além da natureza cáclio-alcalina, as feições mais importantes da assinatura geoquímica destas rochas são uma alta razão entre os elementos LIL em relação aos elementos HFS, e a presença de ϵ Nd positivos (+1,9; +1,5) e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (t=2,13 Ga) baixas (0,7013-0,7018). Estas características apontam que estas rochas foram geradas num ambiente de suprasubducção. A figura 8.3 apresenta padrões de multi-elementos normalizados ao manto primitivo de amostras representativas deste conjunto intrusivo.





Figura 8.1 B – Amostras representativas dos anfibolitos da área circunvizinha ao açude Choró Limão normalizadas ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

♦GM-47A ♦GM-31A +6M-06



Figura 8 .1 C – Amostras representativas dos anfibolitos do distrito de Algodões e do flanco SE da Serra do Estevão (GM-06) normalizadas ao manto primítivo (Sun & McDonough, 1989).



Figura 8.2 – Diagramas de correlação Y-TiO₂, Zr-TiO₂, V/Ti-Ti/Zr, e Sc/Y-TiO₂ com campos dos basaltos dos pares arco-bacia retro-arco de Izu-Bonin, Marianas, Vanuatu-North Fiji New Britain, Tonga-Lau e Kermadec-Havre e South Sandwich-Scotia de Woodhead et al. (1993).



2 3 8 B E N & B F

3 8

<u>ت چ ع</u>

.1

Figura 8. 3A – Amostras representativas de ortognaisses tonalítico da SMAC normalizadas ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

Figura 8. 3B – Amostras representativas de diques meta-andesíticos da SMAC normalizadas ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).



8.2 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA SMAC

Em conjunto, os dados geológicos, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos indicam os seguintes estágios na evolução tectônica da SMAC (figura 7.4):

- Deposição do registro supracrustal num ambiente de supra-suddução intraoceânico há cerca de 2,24 Ga. A predominância de clásticos imaturos associada a extrusivas de natureza tholeiítica com leve fracionamento entre elementos HFS/LIL sugerem que a formação destas supracrustais esteve relacionada à implantação de uma bacia retro-arco.
- O posicionamento de uma suíte intrusiva cálcio-alcalina com tonalitos de alta alumina, granitos, folhas graníticas e diques andesíticos atingiu o registro supracrustal no intervalo de 2,17-2,05 Ga.
- 3) O retrabalhamento destas rochas durante o ciclo Brasiliano (580Ma -530 Ma) é apontado pelos dados ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Moiné et al,1997) e a idade Rb-Sr rocha total do Batólito de Quixadá (Kawashita et al, 1976). Neste sentido, os dados estruturais obtidos neste trabalho indicam que as zonas de cisalhamento de Senador Pompeu, Quixeramobim e Custódia controlaram a impressão de feições estruturais relacionadas a um regime transcorrente-transpressivo dextral na SMAC. Esta etapa de evolução pode estar relacionada a exumação interna da cadeia Brasiliana-Pan-Africana.

Os primeiros estágios estão relacionados aos processos de crescimento acrescionário da orogênese Transamazônica-Eburneana (ca 2,1±0,1 Ga). Este evento tem sido amplamente reconhecido nas faixas orogênicas do Gondwana ocidental, como também em áreas cratônicas (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992, Ledru et al., 1994a,b; Toteu et al., 1994; Trompette, 1997; Bruguier et al., 1994; Dada, 1998). O último estágio pode ser correlacionado às movimentações transcorrentes e atividade magmática ocorridas após colisão continente-continente na formação da porção ocidental do Gondwana no Proterozóico Superior (Guimaraes et al., 1998; Lancelot et al., 1983).



Figura 7. 4 - Representação esquemática dos estágios da evolução tectônica da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.

CAPÍTULO IX - CONCLUSÕES

Sobre a geologia da Suíte Metamórfica Algodões-Choró:

1 – A Suíte Metamórfica Algodões-Choró (SMAC) constitui uma associação metavulcanossedimentar composta por paragnaisses biotíticos com níveis de quartzitos, metaconglomerados e metapelitos, e intercalações métricas de rochas anfibolíticas. Estas supracrustais foram intrudidas por diques, folhas e *stocks* de composição granítica a tonalítica. Esta suíte aflora a oeste do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, no Domínio Ceará Central da Província Borborema.

- 2 Este trabalho divide a SMAC nas seguintes unidades:
- A) Anfibolito Algodões um conjunto de rochas anfibolíticas com e sem granada formando níveis métricos (100–200 m) de extensão quilométrica contínua. Nestas rochas não foram encontradas estruturas magmáticas reliquiares de um ambiente vulcânico particular (e.g., estruturas almofadadas e diques interdigitados). Entretanto, a ocorrência da alternância de níveis de espessura métrica de granada-anfibolitos com níveis de anfibolitos sem granada, assim como a presença de horizontes centiméticos de anfibolitos grossos e/ou hornblenditos, atestam a preservação de variações composicionais primárias. Estas rochas anfibolíticas são interpretadas como uma associação de derrames de lavas máficas intercalados com tufos e vulcanoclásticas máficas, com ocorrência restrita de *sills* máficos.
- B) Paragnaisses Choró um conjunto de rochas paragnáissicas composto dominantemente por biotita-gnaisses cinza de granulação fina, com camadas decamétricas de metapelitos e biotita-hornblenda-gnaisses bandados, e níveis subordinados de rochas cálciosilicáticas, quartzitos e metaconglomerados polimíticos. Esta associação é interpretada como pacotes de grauvacas feldspáticas com intercalações de horizontes pelíticos e de arenitos conglomeráticos.
- C) Ortognaisses tonalíticos a graníticos um conjunto intrusivo nas unidades anteriores formados por diques, folhas e *stocks*.

3) A estruturação da SMAC é caracterizada por dobras antiformais e sinformais, fechadas a apertadas, de escala quilométrica, planos axiais verticais e eixos sub-horizontais, as quais a medida que se aproxima da zona de cisalhamento Custódia, gradam lateralmente para

medida que se aproxima da zona de cisalhamento Custódia, gradam lateralmente para dobras sinformais reviradas. Em geral, as lineações mostram rakes moderados $(10^{0}-30^{0})$ com sentido para E-NE. Dobramentos menores de escala métrica também são identificados, assim como, estruturas primárias reliquiares.

4) Em escala regional, o arcabouço lito-estrutural da região Quixadá-Quixeramobim é caracterizado pela ocorrência de zonas de cisalhamentos dúcteis de movimentação dextral (Custódia, Quixeramobim e Senador Pompeu) de direção geral NE-SO. Estas afetaram o Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim, a Unidade Quixeramobim e a SMAC. Em setores distantes das zonas de cisalhamento, as feições estruturais apontam a atuação de regime transcorrente-transpressivo. Entretanto nas proximidades destas zonas, as lineações de estiramento apresentam mergulhos suaves (0^0-10^0) para S-SE, sugerindo uma reversão progressiva do regime cinemático transcorrente-transpressivo para um regime transcorrente-transtracional.

5) Como observado nas rochas anfibolíticas e xistosas, as paragêneses minerais indicam amplo re-equilíbrio destas rochas na fácies anfibolíto alto (M_2) sucedido pela atuação intensa de um evento retro-metamórfico (M_3) . Estas condições metamórficas refletem a extrusão vertical do regime transcorrente-transpressional, sucedida pelo arrefecimento térmico. Entretanto, um evento tectôno-metamórfico (D_1/M_1) reliquiar com condições de pressões mais elevadas é sugerido pela ocorrência de rutilo como inclusões em cristais porfiroblásticos de granada em anfibolitos.

Sobre a petrologia e geoquímica das rochas anfibolíticas da SMAC:

6) Nos anfibolitos da SMAC destacam-se dois principais litotipos: os anfibolitos finos laminados e os granada-anfibolitos; e raramente observam-se cumulados anfibolíticos.

7) Os anfibolitos são dominantemente pacotes maciços e a ocorrência de bandas de espessura métrica de anfibolitos com granada e sem granada sugere que alguns dos

8) Feições petrográficas encontradas em anfibolitos grossos, assim como sua ocorrência restrita entre anfibolitos finos laminados apontam que estes podem representar a transformação de cumulados sub-vulcânicos.

9) Os anfibolitos finos sem granada da SMAC foram caracterizados como produtos ígneos básicos a básicos evoluídos (basaltos a andesi-basaltos) de natureza tholeiítica, empobrecidos em TiO₂ (< 2,0 p.p.), portadores de padrões dos elementos do grupo das terras raras (ETR) aplainados com pouco fracionamento entre ETR leves em relação aos ETR pesadas e com conteúdos dos ETR's variando de 7 a 20 vêzes os valores condríticos.

10) As concentrações dos elementos incompatíveis dos anfibolitos da SMAC, quando normalizados ao manto primitivo, são portadoras de uma leve anomalia negativa de Ta-Nb e uma anomalia positiva de Sr.

11) Em termos isotópicos, os anfibolitos da SMAC apresentam ε Nd positivos (em t=2,2Ga), variando entre +1,65 a +2,85, indicando uma procedência de manto relativamente empobrecido.

12) Com base nas variações dos padrões normalizados dos elementos do grupo das terras raras, o modelo petrogenético proposto neste trabalho para os anfibolitos da SMAC indica sua derivação de uma fonte do tipo DMM (Depleted Morb Mantle) por um processo de fusão fracionada não modal em graus váriaveis entre 15% e 20 %.

13) Apesar da natureza juvenil, os anfibolitos da SMAC não apresentam características típicas de basaltos de arco. Nestas rochas, elementos em traços incompatíveis de pouca mobilidade (e.g., TiO2, Zr, Y), elementos do grupo das terras raras pesadas e alguns elementos transicionais (e.g., V e Sc) são mais enriquecidos do que em basaltos de arco. Estas características assemelham-se às dos basaltos de bacias retro-arco.

Sobre a petrologia e geoquímica dos ortognaisses tonalíticos e diques da SMAC:

14) Os ortognaisses de um stock situado no distrito de Algodões constituem uma suite gabro-tonalítica-trondhjemítica de natureza cálcio-alcalina, enriquecida em alumina (Al_2O_3 15% - 19%), com restrita variação de SiO₂ (52-65 %), e com padrões inclinados e homogêneos de elementos terras raras (razões Ce_n/Yb_n variam de 6 a 10), e com fracionamento pequeno a nulo do Eu.

14) Dois conjuntos de diques são encontrados na SMAC: a) diqueletes finos de composição gabro-tonalítica a trondhjemítica, encontrados encaixados entre os ortognaisses, e 2) diques tardios mais espessos de composição andesítica-granodiorítica.

15) Em relação aos ortognaisses, estes diques apresentam uma variação mais ampla de SiO₂
(51-73 p.p.), valores mais elevados de Al₂O₃, Na₂O e K₂O, e menores de Fe₂O₃t, MgO e
CaO, assim como padrões fracionados de elementos terras raras.

16) Os ortognaisses tonalíticos apresentam fracionamento entre os elementos *LIL/HFS* e, em termos isotópicos, caracterizam-se pela presença de ϵ Nd positivos (+1,9; +1,5) e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (t=2,13 Ga) baixas (0,7013-0,7018).

17) Diqueletes e diques tardios também apresentam um forte fracionamento entre os elementos LIL e os HFS. Nos diques tardios observam-se ∈Nd positivos e baixas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

18) Com a modelagem do processo de cristalização fracionada observou-se que os ortognaisses tonalíticos devem ter evoluído a partir da extração de pequenas quantidades (8%-20%) de uma assembléia anfibolítica, deixando resíduos sólidos de composição hornblendítica.

19) A modelagem demonstrou também que os diqueletes encontrados intercalados entre os ortognaisses tonalíticos podem ser derivados destes pela extração de quantidades consideráveis de uma assembléia anfibolítica (20%-40%) ou por cumulados hornblendíticos.

20) com base na modelagem do processo de fusão parcial em equilíbrio para elementos terras raras, estimou-se que 10 a 20 % de fusão parcial dos granada-anfibolitos da SMAC podem ter gerado os ortognaisses tonalíticos.

21) Os valores positivos ∈Nd dos ortognaisses tonalíticos, diqueletes e diques tardios descartam a possibilidade de que o fracionamento *LILE/HFSE* observado nestas rochas esteja relacionado com uma forte interação com materiais com longa residência crustal. Portanto, tais características são semelhantes àquelas de rochas geradas em ambientes modernos de supra-subducção.

Sobre a litogeoquímica e características isotópicas dos metassedimentos da SMAC:

22) Os metassedimentos estudados da SMAC apresentam razões SiO₂/Al₂O₃ e Na₂O/K₂O baixas e podem ser classificados como metagrauvacas, com raras ocorrências de quartzitos e meta-arcóseos.

23) Os metassedimentos da SMAC ainda caracterizam-se pela pequena variação nas razões Fe_2O_3 /MgO e TiO_2/P_2O_5; e por baixos conteúdos de Ni, Cr, e Co, os quais não mostram nenhuma correlação aparente com o MgO; e conteúdos variáveis de Rb e Ba que se correlacionam com o aumento de K₂O.

24) O padrões de elementos terras raras (ETR) dos metassedimentos da SMAC apresentamse moderado a fortemente fracionados em ETR leves em relação aos ETR pesadas (ETRL/ETRP ~3-35), e em geral não apresentam proeminentes anomalias negativas de Eu.

25) As características de elementos maiores dos metassedimentos da SMAC indicam que estes podem ter derivado de detritos provenientes tanto de rochas ígneas de composição máfica como de composição félsica a intermediária.

26) Por outro lado, o enriquecimento em Sc e Co em relação a La e Th observado em algumas amostras dos metassedimentos da SMAC, apontam uma mistura de fontes com um componente félsico-intermediário e um outro máfico.

27) As composições isotópicas de Nd indicam idades T_{DM} no intervalo de 2.449-2.216 Ma e ϵ Nd (t=2,2 Ga) positivos (+0,41 a +1,01), apontando assim para fonte dos sedimentos com curta residência crustal.

Sobre a geocronologia, evolução e significado tectônico da SMAC:

28) A idade isocrônica Sm-Nd obtida nos anfibolitos indica uma idade mínima de 2,24 Ga para as rochas supracrustais da SMAC. Idades U-Pb e Pb-Pb obtidas em ortognaisses e diques da SMAC indicam que o conjunto intrusivo atingiu as rochas supracrustais no intervalo entre 2,17 Ga e 2,05 Ga. Idades modelo de Nd (T_{DM}) e ϵ Nd positivos das rochas da SMAC atestam sua natureza juvenil.

29) Em conjunto, os dados geocronológicos, petrológicos e geoquímicos indicam os seguintes estágios na evolução da SMAC: 1) deposição do registro supracrustal num ambiente de supra-subducção há cerca de 2,234 Ga; 2) posicionamento de corpos magmáticos de natureza cálcio-alcalina no intervalo entre 2,17 Ga e 2,05 Ga; e 3) retrabalhamento da SMAC no ciclo Brasiliano/Pan-Africano no intervalo entre 580 Ma e 530 Ma.

30) A Suíte Metamórfica Algodões-Choró representa um segmento crustal relacionado ao evento de crescimento crustal da orogênese Transamazônica/Eburneana, ocorrido há cerca de 2,1±0,1 Ga e amplamente reconhecido em faixas orogênicas e em áreas cratônicas do Gondwana ocidental.

X - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abouchami, W. A., Boher, M., Michard, A., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in the west Africa – An early stage of crustal accretion. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, n. 95 (B11), pp. 17605-17629.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., and Fuck, R., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Review, 17:1-29.

Arthaud, M. H., Almeida, A. R., Andrade Filho, J. F., Maranhão, C. M. L., Nogueira Neto, J. A., Parente, C. V., Sidrim, A. C. G., Souza, J. V. e Torquato, J. R. F., 1987. A utilização de critérios rotacionais em zonas de cisalhamento dúctil: o exemplo do Complexo Granítico de Quixadá-Quixeramobim (CE). Anais do 1º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, pp. 45-47.

Arthaud, M. H., Fernandes, A. H. M., Góis, D. L., Nogueira Neto, J. A., 1993. Evolução termo-dinâmica da Sequência Metasedimentar de Quixeramobim (CE). Suas consequências quanto ao funcionamento das transcorrências dúcteis do Ceará central. Revista de Geologia, vol. 6, pp. 47-56. UFC, Fortaleza-CE.

Arthaud, M. H. & Landim, D. F., 1995. Relações da Sequência Metasedimentar de Quixeramobim com seu embasamento. 16⁰ Simpósio de Geologia do Nordeste, vol. 1, pp. 125-128.

Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. A., e Torquato, J. R F., 1988. A zona de cisalhamento Quixeramobim (CE). Anais do 35⁰ Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 5, pp. 2248-2256.

Atherton, M. P. & Webb, S., 1989 – Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. Journal of South America Earth Science, 2, 241-261.

Awwiller, D. N. & Mack, L. E., 1991. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in tertiary sandstone and shales, Texas Gulf Coast. Geology, v. 19, pp. 311-314, April, 1991.

Bartholomew, D. S. & Tarney, J., 1984. Geochemical characteristic of magmatism in the southern Andes (45-46^oS). In: Andean Magmatism, Chemical and Isotopic Constraints, R.
S. Harmon & A. Barreiro (Eds.). pp. 220-229. Shiva, Cheshire, England.

Beard, J. S., 1995. Experimental, geological, and geochemical constraints on the origins of low-K silicic magmas in oceanic arcs. Journal of Geophysical Research, vol. 100, pp. 15593-15600.

Bertrand, J. M. & Jardim de Sá, E. F., 1990. Where are the Eburnean-Transamazonian collisional belts? Canadian Journal of Earth Sciences, n. 27, pp. 1382-1393.

Bhatia, M. R. & Crooks, K. A. W., 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 92, pp. 181-193.

Bhatia, M. R. & Taylor, S. R., 1981. Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. Chemical Geology, v. 33, p. 115.

Boher, M., Abouchami, W. A., Michard, A., 1992. Crustal growth in west Africa at 2.1 Ga. Jounal of Geophysical Research, Solid Earth, n. 97 (B1), pp. 345-369.

Bohlen, S.R. & Liotta, J. J., 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. Journal of Petrology, vol. 27, pp. 1025-1034.

Braga, A. P. G., Passos, C. A. B., Souza, E. M. de, França, J. B. de, Medeiros, M. F. de, Andrade, V. A. de, 1981. Geologia da região nordeste do Estado do Ceará (Projeto Jaguaribe). MME/DNPM. Série Geologia 12. Geologia Básica 9. Brasília, D.F., pp. 123.

Brito Neves, B. B., 1975. Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp. 198 (inédito).

Brito Neves, B. B., 1983. O mapa geológico do Nordete oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociência da Universidade de São Paulo, pp. 177 (inédito).

Brito Neves, B. B., 1986. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brazil. Atas 12 ° Simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 235-251.

Brito Neves, B. B. & Cordani, U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. Precambrian Research, n. 53, pp. 23-40.

Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C., & Kozuch, M., 1995, O Evento Carirís Velhos na Província Boborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociências, v. 25, n. 4, pp. 279-296.

Bruguier, O., Dada, S., and Lancelot, J. R., 1994. Early Archaean component (>3.5 Ga) within a 3.05 Ga orthogneiss from northern Nigeria: U-Pb zircon evidence. Earth and Planetary Science Letters, v. 125, p. 89-103.

Caby, R. & Arthaud, M. H., 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian belts, Ceará, Northeast Brazil. Geology, n. 14, pp. 871-874.

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and late Proterozoic south America fit. In: Dallmeyer, R. D. (ed.), Terranes in circum-Atlantic paleozoic orogens. Geological Society of America, special paper, n. 230, pp. 145-158.
Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M. H., Vauchez, A, 1991. Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In: Dallmeyer, R. D. & Lécorché, J. P. (eds.), The West African orogens and circum-Atlantic correlative. Springer-verlag, pp. 373-397.

Caby R., Arthaud, M. H., and Archanjo C. J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of northeast Brazil: geodynamics implications. Journal of South America Earth Sciences, n. 8, pp. 253-246.

Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, pp. 511.

Campos. M. de, Braga, A. P. G., Mello, A. A de, Souza, E. M. de, Silva, F. A. F. da, França, J. B. de, 1979. Projeto Rio Jaguaribe. MME/DNPM. Série Geologia 4. Geologia Básica 1. Brasília, D.F.. pp 144.

Cavalcante, J. C., Ferreira, C. A., Ramalho, R., Braun, O. P. G., Baptista, M. B. e Cunha, H. C. S., 1983. Mapa geológico do Estado do Ceará, escala 1:500.000. Fortaleza-CE. MME-DNPM-CEMINAS-SUDENE.

Chen, C-H., Jahn, B. M., Lee, T., Chen, C-H., and Cornichet, J., 1990. Sm-Nd isotopic geochemistry of sediments from Taiwan and implications for the tectonic evolution of southeast China. Chemical Geology, v. 88, p. 317-332.

Cohen, A. S., O'Nions, R. K., Siegenthaler, R., and Griffin, W. L., 1988. Chronology of the high pressure-temperature history recorded by a granulite terrain. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, pp. 303-311.

Condie, K. C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 55, p. 2527-2531.

Corsini, M., Féraud, G., Lambert de Figueiredo, L., Caby, R., Vauchez, A., and Ruffet, G., 1997. Thermal history of the Borborema province deduced from ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. Tectonophysics, vol. 285, n. 1-1, pp. 103-117.

Crichton, J. G. & Condie, K. C., 1993. Trace elements as source indicators in cratonic sediments: a case study from the early proterozoic Libby Creek Group, southeastern Wyoming. The Journal of geology, v. 101, p. 319-332.

Dantas, E. L., 1992 – Evolução tectono-magmática do maciço poli-diapírico de São Vicente-Florânia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro-SP.

Dantas, E. L., 1997 – Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro-SP.

Dantas, J. R. A., 1974. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folhas Jaguaribe (SB-24) e Fortaleza (SA-24). MME/DNPM. Brasília, D.F., pp. 95.

Dada, S. S., 1998. Crust-forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. Precambrian Research, v. 87, p. 65-74.

Debon, F. & Le Fort, P.,1983. Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthodes et applications. Géologie et Geochimie de l'Uranium. Nancy, Memoires CRPG.

De Paolo, D. J., 1981, A neodynium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholithys of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research, 86:10470-10488. Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brackenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Innman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of north american phanerozoic sandstone in relation to tectonic setting. Bull. Geol. Soc. Am., v. 94, p. 222-235.

Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1991. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research, vol. 95, n. B13, pp. 21503-21521.

Ewart, A. & Hawkesworth, C. J., 1987. The Pleistocene-recente Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of depleted mantle source model. Journal of Petrology, vol. 28 Part 3, pp. 495-530.

Fernandes, A. H. M., Góis, D. L., Nogueira Neto, J. A. e Arthaud, M. H., 1991. As supracrustais da região de Quixeramobim, Ceará. Anais do 16⁰ Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife-PE, pp. 223-225.

Fetter, A. H., Santos, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., and Van Schmus, W. R., 1995. Geocronologia U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceará – resultados iniciais. Atas do 16⁰ Simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 418-422. Soc. Bras. de Geol., Núcleo Nordeste, Recife-PE

Fetter, A., H., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Arthaud, M. H., and Nogueira Neto, J. A., 1997, Geologic history and framework of Ceará State; NW Borborema Province, NE Brazil. Extended abstracts of South-American Symposium on Isotope Geology,1:112-114 pp., Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, June15-18, 1997.

Fetter, A. H., 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State:, NW Borborema province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. PhD thesis, Department of Geology, Kansas

University, pp. 157.

Frost, C. D. & Combs, D. S., 1989. Nd isotope characteristics of New Zeland sediments: implications for terrane concepts and crustal evolution. American Journal of Science, v. 289, p. 744-770.

Garcia, D., Fonteilles, M. and Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. Journal of Geology, v. 102, p. 411-422.

Garrels, R. M. & MacKenzie, F. T., 1971. Evolution of sedimentary rocks. Norton, New York, N.Y., 397 pp..

Gaudette, H. E., Lafon, J. M., Moura, C. A. V. & Scheller, T., 1993, Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb, no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA: Metodologia e primeiros resultados. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Anais do, Sociedade Brasileira de Geoquímica, Brasília-DF.(resumos expandidos) 236-237.

Góis, D. L. & Fernandes, A. H. M., 1991. Geologia da região de Quixeramobim-CE. Relatório de graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE. 100 pp.

Gomes, J. R. C., Gatto, C. M. P. P., Souza, G. M. C., Luz, D. S., Pires, J. L., Teixeira, W., 1981. Geologia, mapeamento regional. Folhas SB 24/25, Jaguaribe/Natal, vol. 23, texto e mapa. Projeto RADAMBRASIL, MME: 27-176.

Gorayeb, P. S. S., Tavares Jr., S. S., Lafon, J. M., 1991. Novos dados geocronológicos da região de Forquilha e Santa Quitéria – NW do Ceará. Atas do 14⁰ Simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 260-263.

Guimaraes, I. P., da Silva Filho, A. F., Almeida, C. N., Araújo, J. M. M., Sales, A. e Melo, S. C., 1998 – The Brasiliano Granitoids from the Pajeu-Paraiba belt in the Teixeira high: Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb zircon ages. XL Congresso Brasileiro de geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 48.

Hamilton, W. B., 1988 – Plate tectonics and island arcs. Geological Society of America Bulletin, vol. 100, pp. 1503-1527.

Hanson, G. N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., vol. 8, pp. 371-406.

Harris, N., 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. Episodes, vol. 19, pp. 107-113.

Hartmannn, M. B., Donato, M. T. R., Souza, L. C., Tagliani, T. R., 1984. Zoneamento metamórfico da porção centro-leste da folha de Independência (CE). Atas do 11⁰ simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 93-103.

Hedberg, H. D., 1980. International Stratigraphic Guide. John Wyllie & Sons. 200 pp. New York. USA.

Hemming, S. R., McLennan, S. M., and Hanson, G.N., 1995. Geochemical and Nd/Pb isotopic evidence for the provenance of the early proterozoic Virginia Formation, Minesota. Implications for the tectonic setting of the Animikie Basin. The Journal of Geology, v. 103, p. 147-168.

Henderson, P., 1982. Inorganic geochemistry. Oxford Pergamon Press, 353 pp.

Hervé Martin, 1991. Programme de modelisation du comportement des elements en traces et programme XLFRAC (version Hervé de 10 octobre 1991), inédito.

Hickey-Vargas, R., 1991. Isotope characteristics of submarine lavas from the Philippine Sea: implications for the origin of arc and basin magmas of the Philippine tectonic plate. Earth and Planetary Science Letters, 107, p. 290-304.

Hole, M. J., Rogers, G., Saunders, A. D. & Storey, M., 1991. The relationship between alkalic volcanism and slab window forrmation. Geology, 19, p. 657-660.

Humphris, S. and Thompson, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica and Cosmochimica Acta, 42, pp. 127-136.

Hurley, P. M., Almeida, F. F. M., Melcher, G. C., Cordani, U. G., Rand, J. R., Kawashita, K., Vandoros, P., Pinson Jr., W. R., Fairban, H. W., 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. Science, n. 157, pp. 495-500.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 8, pp 523-548.

Irving, A. J., 1978. A review of experimental studies of cystal/liquid trace elements partitioning. Geochimica Cosmochimica Acta, 43, pp. 754-770.

Jardim de Sá, E. F., 1994. A faixa Seridó (Província Borborema) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/ Pan-Africana. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, pp. 803 (inédito).

Jardim de Sá & Fowler, F., 1981. A orogênese Brasiliana e suas relações com faixas supracrustais no sudoeste do Ceará. Atas do 10° Simpósio de Geologia do Nordeste, pp. 337-350.

João, X da S. J., Frizzo, S. J., Marinho, P. A. C., Carvalho, J. M. A., Silva Neto, C. S., Souza, A. N., Guimarães, L. R., 1979. Geologia da região do sudoeste do Amapá e norte do Pará. Projeto Sudoeste do Amapá. Rio de Janeiro, DNPM. pp. 125 (Geologia; Seção de Geologia Básica, 7).

Johnson, K., Barnes, G. C., & Miller, C. A., 1997. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornupia stock, Blues Montains, Northeastern Oregon. Journal of Petrology, vol. 38, n. 11, pp. 1585-1611.

Kawashita, K., Cesar, H. L., Schrader, G. O., 1976. The behaviour of a solid-source mass spectrometer with a class tube and age determinations on some rocks from the state of Ceara (Brazil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, vol. 43(1), pp. 79-86.

Kepezhinskas, P. K., 1989. Origin of the hornblende andesites of northern Kamchatka. International Geological Review, vol. 31, pp. 246-252.

Kober, B., 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb investigation on single zircons using a double-filament thermal ion source. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 93, pp. 482-490.

Kober, B., 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 96, pp.63-71.

Kostopoulos, D. K. & James, S. D., 1992. Parameterization of melting regime of the shallow upper mantle and the effects of variable lithospheric stretching on mantle modal stratification and trace elements concentrations in magma. Journal of Petrology, vol. 33, N. 3, pp. 665-691.

Krogh, T. E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon

and extraction of U and Pb for isotopic ages determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 37, pp. 485-494.

Krogh, T. E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 46, pp. 637-649.

Lancelot, J, R., Boullier, A. M., Maluski, H., and Ducrot, J., 1983. Deformation and related radiochronology in a Late Pan-African mylonitic shear zone, Adrar des Iforas (Mali). Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 82, p. 312-326.

Ledru, P., Cocherie, A., Barbosa, J., Johan, V. and Onstott, T., 1994 a. Ages du métamorphisme granulitique das le craton du São Francisco (Brésil): implications sur la nature de l'orogènese transamazonien. Tectonique/tectonics C. R. Académie des Sciences, Paris, v. 318, series III, p. 251-257.

Ledru, P., Johan, V., Milesi, J. P., and Tegyey, M., 1994b. Markers of the last stages of the paleoproterozoic collision: Evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. Precambrian Research, vol. 69, n. 1-4, pp. 169-191.

Ludwig, K. R., 1993. ISOPLOT – A plotting and regression program for radiogenic isotope data, version 2.70, June 9, 1993. revision for U. S. Geological Survey Open File Report, 91-445, 42 pp.

Macedo, M. H. P., Sá, J. M. Kawashita, K., 1988. A idade da faixa Orós: resultados preliminares. Revista Brasileira de Geociências, n. 18, pp. 1-24.

Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. Journal of Petrology, vol. 28, pp. 921-953.

Martins, G., Cidrão, M. A. S., e Marques Jr., F., 1996. Nota sobre os aspectos estruturais das supracrustais de Arneiróz, região sul do estado do Ceará. Revista de Geologia, vol. 6, pp. 17-26. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, Ceará.

Martins, G., Oliveira, E. P., de Souza Filho, C. R., Lafon, J-M., 1998. Geochemistry and geochronology of the Algodoes Sequence, Ceara, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the central Ceara domain of Borborema Province?. Anais do XL Congesso Brasileiro de Geologia, pp. 28. Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte, MG.

McDaniel, D. K., Hemming, S. R., McLennan, S. M., and Hanson, G. N., 1994. Redistribuition of REE and partial resetting of Nd isotopes during sedimentary processes in the early proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario. Geochimica and Cosmochimica Acta, v. 58, p. 931-941.

McKenzie, D. & O'Nions, R. K., 1991. Partials melts distribuitions from inversions of rare earth elements concentrations. Journal of Petrology, vol. 32, n. 5, pp. 1021-1091, october, 1991.

McLennan, S.M. & Taylor, S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. The Journal of Geology, v. 99, pp. 1-21.

Mendonça, J. C. G. de S., Braga, A. P. G., Campos, M. de, Souza, E. M. de, 1982. Caracterização estratigráfica dos metassedimentos da região de Itataia-CE (Grupo Itataia). Anais do 32º Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 1, pp. 325-338.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, vol. 274, pp. 321-355.

Moiné, P., Caby, R. & Arthaud, M. H., 1996. The Neoproterozoic Brasiliano orogeny in

northeast Brazil: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and petrostructural data from Ceara. Precambrian Research, vol. 81, pp. 241-264.

Munz, I. A., Wayne, D. and Austrheim, H., 1994. Retrograde fluid infiltration in the highgrade Modum Complex, South Norway: evidence for age, source and REE mobility. Contributions to Mineralogy Petrology, vol. 116, pp. 32-46.

Nance, W. B., & Taylor, S. R., 1977. Rare earth element patterns and crustal evolution, II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. Geochimica and Cosnochimica Acta, vol. 41, pp. 225.

Nance, W. B., & Taylor, S. R., 1976. Rare earth element patterns and crustal evolution, I. Australian post-Archean sedimentary rocks. Geochimica and Cosnochimica Acta, vol. 40, pp. 1539-1551.

Nesbitt, H. W. & Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, v. 299, p. 715-717.

Nogueira, J. F. & Morales, N., 1999. Geometria e cinemática de diques e veios no batólito de Quixadá-CE. Atas do 7⁰ Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, vol. 1, pp. 88-89.

O'Connor, J. T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525-B, pp. 79-84.

Oliveira, M. I., 1997. Geologia de uma região situada à nordeste de Quixeramobim (CE). Relatório de Graduação, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE. pp. 34 (inédito).

Parrish, R. R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution and U-Pb geocronology. Isotope Geoscience, vol. 66, pp. 99-102.

Patchett, P. J. & Ruiz, J., 1987. Nd isotope ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 96, pp. 523-528.

Pessoa, R. R. & Archanjo, C. J., 1984. Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. Anais 33⁰ Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 4, pp. 1721-1728.

Pessoa, R. R., Brito Neves, B. B., Kawashita, K., e Pessoa, D. A. R., 1984. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia, 12⁰ Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas do, Sociedade Brasileira de Geologia, 12, Nucleo Nordeste, João Pessoa-PB, pp. 75-93.

Petford, N. & Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera blanca batholith. Journal of Petrology, vol. 37, pp. 1491-1521.

Petri, S., Coimbra, A. M., Amaral, G., Ojeda Y Ojeda, H., Fúlfaro, V. J., Ponçano, W. L., 1986a. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Revista Brasileira de Geologia, vol. 16, pp. 372-376.

Petri, S., Coimbra, A. M., Amaral, G., Ponçano, W. L., 1986b. Guia da Nomenclatura Estratigráfica. Revista Brasileira de Geologia, vol. 16, pp. 376-415.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1988. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York, N.Y., USA.

Pouclet, A., Lee, J.-S., Vidal, P., Cousens, B. & Bellon, H., 1994. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. In: Volcanism associated with extension at consuming plate margin. Ed.: J. L. Smillie. The Geological Society of London, publication no. XX, pp. 293. London,

United Kingdom.

Rogers, G. A., Saunders, D., Terrell, D. J., Verma S. P. and Marriner, G. F., 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. Nature, n. 315, pp. 389-392.

Rogers, J. J. W. & Callahan, E. J., 1989. Diapiric tronhjemites of western Dharwar craton, southern India. Canadian Journal Earth Science, n. 26, pp. 244-256.

Rollinson, H. R. & Windlley, B. F., 1980. An Archaean granulite-grade tonalitetrondhjemite-granite suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and origin. Contributions to Mineralogy and petrology, n. 72, pp. 265-281.

Roser, B. P. & Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sndstone-mudstone suite determined using discrimination function analysis of major element data. Chemical Geology, v. 67, p. 119-139.

Sá, J. M., 1991. Evolution geodynamique de la ceinture proterozoique d'Orós, Nord-Est du Brésil. Thèse Doctorat, Univer. Nancy 1, pp. 177 (inéd.).

Santos, E. J. & Brito Neves, B. B., 1984. A Província Borborema. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (eds.), O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher, São Paulo-SP. pp. 123-186.

Saraiva dos Santos, T. J., 1993. Aspectos geológicos de uma área a sudoeste de Granja, região noroeste do Ceará. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro-SP.

Shand, S. J., 1947. Eruptives rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore deposits. Murby Ed., London, U. K..

Sidrim, A. C. G., Maranhão, C. M.L., Parente, C. V., Andrade Filho, J. F., 1988. Geologia preliminar do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (CE). Anais do 35⁰ Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 3, pp. 1024-1036.

Silva, H. E., 1989. Petrologia e geoquímica do batólito de Quixadá – Ceará. Tese de Mestrado, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco, Recife-PE. 163 pp.

Spear, F. S. & Kohn, M. J., 1996. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting. Geology, n. 24, vol .12. pp. 1099-1102.

Spear, F. S. & Markussen, J. C., 1997. Mineral zoning, P-T-X-M phase relations and metamorphic evolution of some Adirondack granulites, New York. Journal of petrology, vol. 38, n. 6, pp. 757-783.

Smellie, J. L., 1994. Volcanism associated with extension at consuming plate margin. The Geological Society of London, publication no. XX, pp. 293. London, United Kingdom.

Souza, E.M de, & Braga, A. de P. G., 1984. Mapeamento geológico da folha Itapiúna (SB 24-X-A-IV). NUCLEBRÁS/CEMINAS, 1984.vol. 1, 76 p. il..

Souza, E.M. de, Leal, J. R. L. V. e Andrade, U. A. de, 1986. Caracterização tectonometamórfica do Arqueana/Proterozóico da região de Irauçuba-CE. In: 36⁰ Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, , vol. 2, pp. 770-783.

Stacey, J. S. and Kramers, J. D., 1975, Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth and Planetary Science Letters, vol. 26, pp. 207-221.

Stormer, J. C. & Nicholls, J., 1978. XLFRAC - Program for the interactive testing of

magmatic differentiation models. Computers and Geoscience, vol. 4, n. 2, pp. 143-159.

Sugisaki, R., 1984. Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the middle Cretaceous: basic evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments. The Journal of Geology, v. 92, p. 235-259.

Sun, S. S., 1982. Chemical composition of earth's mantle primitive. Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 46, pp. 179-192.

Sun, S. S. & Donough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (eds), Magmatism in the Ocean basins. Geological Society, London, Special publications, 42, pp. 313-345.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford Blackwell Scientific. 1985.

Tatsumi, Y. & Ishizaka, K., 1982. Origin of high-magnesium andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. I – Petrographical and geochemistry characteristics. Earth and Planetary Science Letters, vol. 60, pp. 293-304.

Thompson, A. B., Schulmann, K. & Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergente (transpressive) orogens. Tectonophysics, vol. 280, pp. 171-184.

Torquato, A. M. P. & Santos, J. S. O. dos, 1998. Mapeamento geológico da região de Choró Limão (CE). Relatório de graduação, Departamento de geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza (CE), pp. 78. (inédito).

Torquato, J. R. F., Sidrim, A. C. G., Maranhão, C. M., L., Parente, C. V., Nogueira Neto, J.

A., Andrade Filho, J. F., Souza, J. V., Souza, M, J. N., Arthaud, M. H., 1989. Granitóides do Ceará. Região de Quixadá-Solonópole. Revista de Geologia, n. 2., pp. 1-143. UFC, Fortaleza-CE.

Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. Precambrian Research, vol. 67, n. 3-4, pp. 321-347.

Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana, Pan-African/Brasiliano Aggreation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, pp. 350.

Trompette, R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. Precambrian Research, v. 82, pp. 101-112.

Unrug, R., 1996. The Assembly of Gondwanaland. Scientific results of IGCP Project 288: Gondwanaland sutures and mobile belts. Episodes, vol. 19, n.1-2, pp. 11-20.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., and Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema province, NE Brazil: initial conclusions. Journal of south America Earth Sciences, v. 8, n. 3-4, p. 267-288.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Kozuch, M., Dantas, E. L., and Babinski, M., 1997. The Borborema Province: a collage of polycyclic domains in NE Brazil. 17⁰ Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos Expandidos, n. 15, Fortaleza-CE.

Veizer, J., 1973. Sedimentation in geological history: recycling vs. evolution or recycling with evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 38, p. 261-278.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1976. Geochemical magma type discrimination:

application to altered and metamorphosed basic igneous rock. Earth Planetary Science Letters, vol. 28, pp. 459-469.

Windley, B. F., 1996. The Evolving Continents, 399 pp. John Wyllie, New York.

Yanjing, C. & Yongchao, Z., 1997. Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: evidence from the southern margin of the North China Craton. Episodes, v. 20, n. 2, p. 109-116.

XI - ANEXOS

ANEXO A – Procedimentos analíticos e preparação de amostras

A . 1 - Determinação de elementos maiores e em traços por espectrometria por fluorescência de raios-X.

Na britagem e moagem das amostras foram utilizados um britador de mandíbulas de aço temperado e um moinho planetário com potes e bolas de ágata. Os elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃t, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅) foram determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X. O procedimento utilizado consiste em inicialmente determinar a perda ao fogo por calcinação da amostra seca, numa mufla aquecida a 1.000 ^oC, e após esta etapa, 1,2 g da amostra foi misturada com um fundente (4,8 g de metaborato de lítio e 1,2 g de tetraborato de lítio, Merck, ambos de pureza espectroscópica) num cadinho de platina (5 % de Au) e fundida em equipamento (Fluxy, da Claisse) para produzir os discos. Um grupo de elementos em traços (Rb, Sr, Ni. Cr, Zr, Nb, Y, V, e Zn) foi determinado também por espectrometria de fluorescência de raios-X, com a confecção de pastilhas prensadas. As pastilhas de amostras de rochas anfibolíticas, ortognaisses tonalíticos, diqueletes e dique foram analisadas num espectrômetro Varian modelo VRA-30. As patilhas de amostras de amostras de metassedimentos e de ortognaisses graníticos foram analisados por espectrômetro de marca Phillips, modelo PW-2404.

A. 2 – Determinação de elementos em traços e terras raras por análises por ativação neutrônica.

Um grupo de elementos em traços (Co, Th, Hf, U, Ta, Ba e Sc) e um grupo de elementos terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu. Tb, Yb e Lu) foram determinados usando análises por ativação com neutrôns no IPEN/CNEN, São Paulo, Brasil. Nestas determinações, cerca de 100 mg de amostra foram pesados em envelopes de polietileno de cerca de 1 cm³, previamente limpos com solução de ácido nítrico diluído. Como também, os materiais geológicos de referência GS-N e BE-N (GIT-IWG). Os envelopes foram selados a quente com um ferro de solda. Amostras e padrões foram inseridos em recipientes de alumínio, especialmente desenvolvidos para uso no reator IEA-R1 do IPEN-CNEN/SP, e irradiados por 8 horas em um fluxo de neutrons térmicos de 10¹²n cm⁻²s⁻¹. Após cerca de

5 dias, as amostras e padrões foram medidos em um espectrômetro de raios gama, portador de um detector de Ge hiperpuro, marca Camberra, com eficiência de 20 %, e resolução de 1,90 keV para o pico de 1332 keV do Co-60, ligado a um analisador multicanal e um microcomputador. Os espectros de raios gama foram analisados pelo programa Vispect desenvolvidos na Supervisão de Radioquímica do IPEN/CNEN-SP, que localiza os picos e calcula suas áreas e energias. Após 15 dias, nova série de medidas foi realizada.

A . 3 – Determinações das razões isotópicas de Nd e Sm.

Os dados isotópicos de Sm e Nd foram obtidos no Isotope Geochemistry Laboratory (IGL), Departament of Geology - University of Kansas. As amostras analisadas para Sm e Nd, após moídas, foram dissolvidas e os elementos do grupo das terras raras extraídos usando os procedimentos de Patchet & Ruiz (1987). As composições isotópicas foram medidas com um espectômetro de massa VGA Sector com multi-coletores. O Sm junto com H₃PO₄ foram colocados num filamento de rênio e analisado como Sm⁺. O Nd com ácido fosfórico e uma fina camada da resina AGW-50 foram colocados num filamento de rênio, e o Nd analisado como Nd⁺. Todas as análises foram ajustadas para uma flutuação instrumental determinada por medidas de padrões internos para ajustamentos periódicos das posições dos coletores. Nesta base, análises do La Jolla forneceram uma média de 0,51180 \pm 0.000010, e 8 amostras do BCR-1 forneceram ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd= 0,13931 \pm 0,00071, e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd= 0,512641 \pm 0,00007, com ϵ Nd (0)= 0,07 \pm 0,12 (todos a 1 sigma). Idades T_{DM} foram calculadas usando a equação ϵ Nd (T)= 0,25T² – 3T + 8,5 (DePaolo, 1981).

A. 4 – Determinações nas razões isotópicas de U e Pb por diluição isotópica.

Os dados isotópicos de U e Pb foram obtidos no Isotope Geochemistry Laboratory (IGL), Departament of Geology - University of Kansas. Numa primeira etapa, os zircões foram dissolvidos, e posteriormente, U e Pb separados com procedimentos descritos em Krogh (1973, 1982) e Parrish (1987). Os cristais de zircão foram misturados com uma solução traço de ²⁰⁵Pb-²³⁵U. As razões isotópicas foram medidas usando um espectrômetro de massa VGA Sector equipado com multi-coletores e um detetor Daly, e usando um coletor simples com um detetor Daly. As composições isotópicas de Pb foram analisadas

em filamentos simples de Re usando sílica gel e ácido fosfórico, e corrigidas para uma discriminação de massa média de 0,12±0,05 % por unidade de massa, as quais foram determinadas pela a análise do padrão NBS SRM-982 (equal atom Pb) e monitorada pela análise da amostra NBS SRM-983 (Pb radiogênico). O urânio foi analisado no mesmo depósito feito para a análise de Pb e analisado como óxido de U. O fracionamento do urânio foi monitorado pela análise do padrão NBS SRM U-500. As incertezas nas determinações das razões U/Pb geradas a partir de incertezas no fracionamento e da leitura no espectrômetro de massa são na ordem de ±2%. Mas em alguns casos, devido ao fraco sinal de leitura, o patamar de incertezas cresce para $\pm 5\%$. Os Pb radiogênicos (²⁰⁸Pb, ²⁰⁷Pb e ²⁰⁶Pb) foram calculados com a correção para o branco Pb atual e para o Pb não radiogênico original, correspondendo ao modelo de Pb de Stacey and Kramers (1975) para a idade aproximada da amostra. Excetuando as amostras com baixas razões ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, nas quais as incertezas devido a correção do Pb comum causam erros maiores, as determinações das razões de Pb radiogênico apresentam regularmente incertezas a $\pm 0.1\%$. Os brancos variaram de ca. 5 a 25 pg do Pb total. Estes não devem contribuir significantemente para erros na determinação das idades das amostras. Entretanto, em alguns cristais, as maiores incertezas na idade calculada devem decorrer dos efeitos do branco Pb. As constantes de decaimento usadas foram 0,155125 x 10⁻⁹ ano⁻¹ para ²³⁸U e 0,98485 x 10⁻⁹ ano⁻¹ para ²³⁵U. Os dados isotópicos dos zircões foram tratados no programa ISOPLOT de Ludwig (1993), no qual as regressões que consideram o modelo 1. exigem probabilidade de ajuste maiores do que 30 %, enquanto, o modelo 2 usa percentuais menores do que 30%. Incertezas nas idades dos interceptos da concórdia estão a nível de 2sigma.

A. 5- Determinações das razões isotópicas de Pb em cristal de zircão por evaporação.

Os dados isotópicos de ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb do método de evaporação em cristais de zircão foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Os zircões, após concentrados por métodos convencionais, foram selecionados num microscópio ótico bi-ocular. As determinações isotópicas de Pb-Pb foram efetuadas num espectrômetro de massa de marca Finnigan, modelo MAT-262, segundo procedimentos modificados do método de Kober (1986,1987), por meio da evaporação direta do Pb, como sintetizado por Gaudette et al. (1993). Para cada cristal analisado, um bloco de resultados corresponde às medidas efetuadas num mesmo incremento de temperatura. Este procedimento foi repetido a incrementos de 1450°C, 1500°C e 1550°c, até a remoção total do Pb. As idades aparentes ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb de cada amostra foram obtidas pela média ponderada dos resultados de cada cristal analisado, após a correção do Pb comum, e são interpretados como valores mínimos da cristalização dos cristais de zircão.

A. 6 - Amostragem e preparação de amostras nos estudos geocronológicos.

Durante a seleção de amostras foram excluídas preliminarmente as portadoras de feições macroscópicas indicativas de acentuado intemperismo, alteração hidrotermal, e de deformação relacionada às zonas de cisalhamento. Posteriormente, com intuito de tentar prognosticar a favorabilidade de concentração dos minerais a serem analisados (e.g., zircão e titanita) foram elaborados estudos petrográficos para identificar composições mineralógicas e feições texturais particulares. Também foi considerado na seleção, amostras de afloramentos, onde observações de campo eram indicativas de claras relações tectono-estratigráficas.

Num caso particular, a amostra GM-16 de ortognaisses tonalíticos, foram coletados aproximadamente 60 Kg de um mesmo afloramento, e encaminhado zircoes para análises isotópicas em laboratórios e método distintos, U-Pb diluição e Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão. Este procedimento teve como objetivo preliminar avaliar a acuracidade dos resultados obtidos por sistemáticas e laboratórios distintos.

As amostras analisadas pelas metodologias supracitadas, foram inicialmente reduzidas manualmente com auxílios de martelos e marretas, e em seguida, britadas com a utilização de um britador de mandíbulas da marca Fritsch, sendo posteriormente moídas com a utilização de moinho de disco da marca Fritsch. Após estas etapas, as amostras foram submetidas ao peneiramento com o uso de peneiras plásticas descartáveis para separar a fração menor do que 200 mesh. Em geral, com este procedimento, a massa das amostras utilizada para concentração de minerais foi reduzida a metade. As amostras analisadas pela metodologia Sm-Nd foram também preliminarmente reduzidas, posteriormente britadas como as anteriores, e quarteadas para a moagem, onde foi utilizado um moinho planetário de marca Fritsch. Ressalta-se que durante os processos de britagem e moagem, os equipamentos foram rotineiramente limpos, com jatos de ar comprimido e toalhas de papéis descartáveis embebidos de acetona diluída. O laboratório de preparação e os equipamentos utilizados foram rotineiramente aspirados para evitar as eventuais possibilidades de contaminação.

Na concentração de zircões e titanitas foi utilizado uma bateia mecânica giratória, com inclinação, velocidade e fluxo de água dimensionados adequadamente para estes minerais. Após o bateiamento, o concentrado de minerais pesados foi secado sob lâmpada de 150 W, e examinado num microscópio monocular. A separação de zircões e titanita dos outros minerais pesados foi executada com o auxílio de um separador magnético da marca Franzt. No uso do separador magnético foram utilizadas várias combinações de inclinação do equipamento com a intensidade do campo magnético aplicado.

ANEXO B – Padrões, valores normalizadores e coeficientes de partição.

B. 1 -Valores das concentrações média e valores máximos e mínimos de elementos incompatíveis dos anfibolitos da SMAC(em p.p.m.).

Rb (n=9)	Sr (n=9)	Ba (n=5)	Th (n=6)	K (n=9)	Nb (n=7)	Ti (n=9)
10	200	178	0,39	3809	4,57	6594
15 - 7	122 - 322	58 - 353	0,29 – 0,47	1743- 5977	4-6	8213-4316
Hf (n=9)	Zr (n=9)	Y (n=9)	Ta (n=3)	La (n=9)	Ce (n=9)	Nd (n=9)
1,70	62	22	0,25	4,56	11,71	7,28
1,04 - 2,13	42 - 82	15 – 28	0,20 - 0,41	2,10 - 6,30	7,1 – 17,1	4,4 - 9,7
Sm (n=8)	Eu (n=9)	Tb(n=8)	Yb (n=9)	Lu (n=9)	mg# (n=9)	
2,6	0,99	0,58	2,61	0,29	48	
1,71 - 3,6	0,64 – 1,30	0,26 – 0,80	1,7-3,2	0,21 - 0,32	45,7-56,2	

B. 2 - Valores das concentrações dos elementos incompatíveis para o Depleted MORB Mantle baseado em Kostopoulos & James (1992) e Ewart & Haskesworth(1987); valores em p.p.m..

B. 3 - Valores das concentrações dos elementos incompatíveis para manto primitivo baseado em Sun & McDonough (1989) em p.p.m..

$$C_{s}=0,032$$
 $Rb=0,635$ $Ba=6,989$ $Th=0,085$ $U=0,021$ $K=250$ $Nb=0,713$ $La=0,687$ $Ce=1,775$ $Sr=21,1$ $Nd=1,354$ $Hf=0,28$

Zr= 11,2	Sm= 0,444	Eu= 0,168	Ti= 1300	Gd= 0,596	Dy= 0,737
Y= 4,55	Er= 0,48	Yb= 0,493	Lu= 0,0574		

B	0	4	- 4	Coeficientes	de	partição	cristal-líquido	usados	para	0	modelo	de	fusão	de	uma
fo)11	te	D	MM.											

	OLIVINA	OPX	CPX	ESPINÉLIO
La	0,0004	0,002	0,054	0,01
Ce	0,0005	0,003	0,098	0,01
Nd	0,0001	0,068	0,21	0,01
Sm	0,013	0,01	0,26	0,01
Eu	0,016	0,013	0,31	0,01
Gd	0,015	0,016	0,30	0,01
Tb	0,015	0,019	0,31	0,01
Yb	0,015	0,049	0,28	0,01
Lu	0.015	0,06	0,28	0,01
Sr	0,0002	0,010	0,08	0,0001
K	0,0002	0,008	0,0028	0,0001
Rb	0,0002	0,029	0,004	0,0001
Ba	0,0001	0,014	0,005	0,0001
Th	0,07	0,054	0,0033	0,02
Zr	0,023	0,043	0,14	0,02
Hf	0,022	0,043	0,21	0,02
Ti	0,015	0,1	0,4	0,15
Y	0,13	0,30	0,69	0,10

B. 5 - Composição química do padrão médio dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália, PAAS (Post-Archaean Australian Shale, de Taylor & Mclennan, 1983).
 Elementos maiores:

 Ba
 Rb
 Sr
 Cs
 Ta
 Nb
 Hf
 Zr
 Y
 Th
 U
 Cr
 Ni
 Co
 Sc
 V
 Cu
 Pb
 Zn

 650
 160
 200
 15
 2
 19
 5
 210
 27
 15
 3
 110
 55
 23
 16
 150
 50
 20
 85

 Elementos Terras Raras:
 La
 Ce
 Pr
 Nd
 Sm
 Eu
 Gd
 Tb
 Dy
 Ho
 Er
 Tm
 Yb
 Lu

 38
 80
 8,9
 32
 5,6
 1,1
 4,7
 0,77
 4,4
 1,0
 2,9
 0,40
 2,8
 0,43

ANEXO C – Medidas das razões isotópicas de ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb por evaporação em cristais de zircões e medidas das razões isotópicas de ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr.

Tabela C.1 - Resultados analíticos dos zircões da amostra GM-16 II. (*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) Razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb corrigida do Pb comum; (#) - Etapa eliminada por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004.

Zircão	Temperatura	³⁶⁴ Pb/ ²⁶⁶ Pb ±2σ	2013 Pb/2006 ±20	207 Pb/206 Pb ±20	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c ±20	Idade
	de Erap. (C)					(Ma)
GM16-II/1	*1460	0,000323±18	0,19400±17	0,13491±21	0,13065±19	2107±3
	1515	0,000219±75	0,25344±233	0,13513±57	$0,13255 \pm 46$	2132±6
GM-16II/2	#1470	0,001811±214	$0,18307 \pm 277$	0,15724±273	0,13366±401	2147±52
	1515	0,000095±6	0,17591±50	0,13460±30	0,13336±35	2143±5
	1562	0,000183±44	0,23484±67	0,13503±56	0,13263±81	2133±11
GM-16II/4	1521	0,000114±34	$0,16780\pm56$	0,13491±126	0,13374±75	2148±10
GM-16II/5	1502	0,000032±12	0,11343±37	0,13400±56	0,13358±58	2146±8
	Total:				Idade Média:	2140±6

Tabela C.2 - Resultados analíticos dos zircões da amostra GM-20, (*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) Razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb corrigida do Pb comum; (#) - Etapa eliminada por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004.

Zircão	T <i>emperatura</i>	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c±2σ	Idade (Ma)
	de Evap. (°C)	20	2σ	2σ		
GM-20-B/1	*1450	0,000110±44	0,02904±36	0,13325±84	0,13181±102	2122±14
	*1480	0,000067±62	0,06459±76	0,13353±47	0,13241±54	2130±7
	*1550	0,000315±28	0,10322±66	0,13643±59	0,13229±70	2129±9
GM-20-B/2	*1550	0,000206±75	0,11073±142	0,13338±54	0,13070±72	2108±10
GM-20-B/3	1500	0,000066±13	0,07878±20	0,13495±37	0,13399±35	2151±5
	#1550	0,000436±87	0,13153±140	0,13757±51	0,13188±150	2123±20
GM-20-B/4	*1460	0,000104±8	$0,07800 \pm 41$	0,13507±16	0,13372±17	2148±2
	*1460	0,000024±3	0,11740±125	0,13554±16	0,13523±18	2167±2
	1550	0,000019±1	0,11750±96	0,13637±82	0,13613±82	2179±10
	1550	0,000021±2	0,11971±185	0,13375±149	0,13347±149	2144±20
GM-20-B/5	*1460	0,000140±17	0,05636±33	0,13151±19	0,12960±17	2092±3
	1551	0,000013±1	0,11295±101	0,13366±21	0,13348±21	2145±3
GM-20-B/6	*1460	0,000021±4	0,04702±11	0,13471±20	0,13441±23	2157±3
	1550	0,000017±8	0,06921±47	0,13580±30	0,13558±30	2172 ± 4
GM-20B/8	*1460	0,000098±11	0,05386±55	0,13388±16	0,13248±13	2131±2
	#1500	0,000741±178	0,07553±52	0,13614±127	0,12618±180	2046±25
	*1550	0,000031±1	0,07600±18	0,13303±46	0,13261±47	2133±6
GM20B/10	*1460	0,000043±5	0,10370±35	0,13580±38	0,13526±29	2168±4
	1550	0,000009±15	0,12827±30	0,13660±24	0,13627±56	2181±7
GM20B/11	*1460	0,000028±6	0,05942±24	0,13338±26	0,13294±26	2137±3
	1500	0,000021±2	0,10885±70	0,13614±59	0,13586±59	2176±8
	1500	0,000047±4	0,10384±40	0,13590±23	0,13528±23	2168±3
	1550	0,000025±4	0,12275±55	0,13533±47	0,13500±47	2164±6
					Idade Média:	2160±9

Tabela C. 3 - Resultados analíticos dos zircões da amostra GM-28. (*) - Etapa eliminada subjetivamente; (c) Razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb corrigida do Pb comum; (#) - Etapa eliminada por apresentar razão ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superior a 0,0004.

Zircão	T <i>empe</i> ratura de	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁴ Pb ±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2σ	207 Pb/206 Pb ±20	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c±20	Idade (Ma)
	Evap. (C)					
GM-28/1	1430	0,000190±32	0,01444±34	0,13356±88	0,13275±146	2135±19
GM-28/5	*1465	0,000016±3	0,04245±24	0,13449±19	0,13422±19	2154±2
	1500	0,000049±8	0,09724±20	0,13621±18	0,13551±20	2171±3
	1550	0,000008±1	0,09741±59	0,13603±36	0,13592±35	2176±5
					Idade Média:	2172±7

Tabela C.4 – Determinações das razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr medidas e calculadas, das razões ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr e de idade modelo de Sr.

	(Ma)						,
				1	medido	calculado	Modelo(Ma)
	2130	37,72	588,91	0,1853	0,707032	0,701342	1887
	2236	2,45	266,33	0,0266	0,702188	0,701330	n.a.
	2054	48,14	907,04	0,1535	0,706327	0,701792	1957
_	2178	143,76	522,93	0,7971	0,729042	0,704075	2350
	2236	4,37	123,35	0,1024	0,703964	0,700662	1339
	2130	9,81	1336,44	0,0212	0,702459	0,701807	1507
	2236	71,29	284,02	0,7273	0,722308	0,699229	1939
	2236	9,19	150,21	0,1770	0,705242	0,699532	1278
	2236	8,24	151,47	0,1574	0,705614	0,700536	1599
	2236	64,07	188,53	0,9857	0,732597	0,700798	2153
					····		
		2054 2178 2236 2130 2236 2236 2236 2236 2236 2236 2236	2054 48,14 2178 143,76 2236 4,37 2130 9,81 2236 71,29 2236 9,19 2236 8,24 2236 64,07	2230 2,4,5 200,35 2054 48,14 907,04 2178 143,76 522,93 2236 4,37 123,35 2130 9,81 1336,44 2236 71,29 284,02 2236 9,19 150,21 2236 8,24 151,47 2236 64,07 188,53	2230 2,4,5 200,5,5 0,0200 2054 48,14 907,04 0,1535 2178 143,76 522,93 0,7971 2236 4,37 123,35 0,1024 2130 9,81 1336,44 0,0212 2236 71,29 284,02 0,7273 2236 9,19 150,21 0,1770 2236 8,24 151,47 0,1574 2236 64,07 188,53 0,9857	2230 2,43 200,55 0,0400 0,72185 2054 48,14 907,04 0,1535 0,706327 2178 143,76 522,93 0,7971 0,729042 2236 4,37 123,35 0,1024 0,703964 2130 9,81 1336,44 0,0212 0,702459 2236 71,29 284,02 0,7273 0,722308 2236 9,19 150,21 0,1770 0,705242 2236 8,24 151,47 0,1574 0,705614 2236 64,07 188,53 0,9857 0,732597	2230 2,4,5 200,53 0,0210 0,702100 0,70130 2054 48,14 907,04 0,1535 0,706327 0,701792 2178 143,76 522,93 0,7971 0,729042 0,704075 2236 4,37 123,35 0,1024 0,703964 0,700662 2130 9,81 1336,44 0,0212 0,702459 0,701807 2236 71,29 284,02 0,7273 0,722308 0,699229 2236 9,19 150,21 0,1770 0,705242 0,699532 2236 8,24 151,47 0,1574 0,705614 0,700536 2236 64,07 188,53 0,9857 0,732597 0,700798

Litotipos: 1-Ortognaisse tonalítico, 2-anfibolito, 3- dique meta-andesítico, 4- Ortognaisse granítico, 5- paragnaisses.

ANEXO D – Localização de amostras com análises químicas para elementos maiores, em traços e elementos terras raras.

e

D. 1 – Localização das rochas anfibolíticas da SMAC.

GM-04 – Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE) pela estrada Quixadá-D.
 Maurício, após a localidade de Engano. Anfibolitos finos sem granada (dique ou soleira ?)
 intercalados em paragnaisses biotíticos finos. Cordenadas UTM: 0485472; 9455838.

GM-05 – Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE) pela estrada Quixadá-D. Maurício. Anfibolitos finos sem granada intercalados em paragnaisses biotíticos finos. Cordenadas UTM: 0485058; 9455454.

GM-06 - Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE) pela estrada Quixadá-D.
 Maurício. Anfibolitos finos sem granada intercalados em paragnaisses biotíticos finos.
 Cordenadas UTM: 0484608; 9455272.

GM-11 – Localização: Serra do Estevão (flanco NO), estrada D. Maurício-Choró. Anfibolitos finos sem granada intercalados em paragnaisses biotíticos cinza. Coordenadas UTM: 0485956; 9460861.

GM-24 B – Localização: estrada secundária entre as localidades de Canafistula e Cipó, município de Quixeramobim-CE. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas UTM: 0464502; 9452134.

GM-25 B – Localização: estrada secundária entre as localidades de Canafistula e Cipó, município de Quixeramobim-CE. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas UTM: 0465404; 9453414.

GM-26- Localização: estrada secundária entre as localidades de Canafistula e Cipó, município de Quixeramobim-CE. Em ponto de cota topográfica elevada (alto) antes da localidade de Cipó. A - anfibolito fino sem granada, parte superior do afloramento; B - anfibolito fino sem granada, parte inferior do afloramento. Coordenadas UTM: 0465087; 9453935.

GM- 29 – Localização: estrada secundária entre as localidades de Cipó e Cacimba Velha. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas UTM: 0465304; 9455646.

GM-31 – Localização: estrada secundária entre as localidades de Cipó e Cacimba Velha, no leito do riacho do Macedo. A- anfibolito fino sem granada, C- Granada –anfibolito. Coordenadas UTM: 0472266; 9457101.

GM-45 – Localização: estrada secundária entre o distrito de Algodões e a localidade de Senegal. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas UTM: 0476165; 9454652.

GM-47 A - Localização: estrada secundária entre o distrito de Algodões e a localidade de Senegal. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas UTM: 0476066; 9456077.

GM-52 A – Localização: estrada secundária entre a localidade de Senegal e a Cidade de Choró-CE. "Pé da Serra da Palha". Amostra coletada na parte superior da encosta. Coordenadas UTM: 0481781; 9460468.

GM-56 – Localização: Após o sítio Boa Vista, na estrada secundária entre as localidades de Senegal e Maravilha, município de Choró-CE. Anfibolito (dique ou soleira ??) intrudindo paragnaisses bandados. Coordenadas UTM: 0476503; 9460367.

GM-58 A – Localização: perfil no leito do riacho Rosinho, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas UTM: 0485519; 9461540.

GM-58 B - Localização: perfil subindo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada. Alguns metros após o ponto GM-58A.

GM-58 C - Localização: perfil subindo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada. Alguns metros após o ponto GM-58B.

GM-58 E - Localização: perfil subindo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada com pontuações preenchidas por quartzo e feldspatos a semelhança de estruturas vesiculares e/ou amigdaloidal. Alguns metros após o ponto GM-58C. Amostra citada no capítulo II, figura 2.8B.

GM – 58 G - Localização: perfil subindo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada. Alguns metros após o ponto GM-58E.

GM-59 C - Localização: perfil descendo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada, bem laminado. Alguns metros após o ponto GM-58A. Coordenadas UTM: 0486732; 0486618. Ponto de referência: cachoeira em paragnaisses cinza.

GM-59 D - Localização: perfil descendo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Anfibolito fino sem granada, bem laminado. Alguns metros após o ponto GM-59C.

GM-72 – Localização: saída do distrito de Algodões para a Fazenda Lagoa Redonda. Anfibolito fino sem granada. Coordenadas: 0470956; 9450289.

GM-73D – Localização: Cruzamento entre as estradas que ligam o distrito de Algodões à cidade de Quixadá e à Fazenda Lagoa Redonda. Gradações centimétricas entre anfibolitos finos e grossos. Coordenadas UTM: 0471517; 9450732.

GM-80 – Localização: Estrada secundária que liga a localidade de Santa Catarina à estrada Quixeramobim-Madalena, após o trevo e uma igrejinha. A- anfibolito fino, e B- Anfibolito grosso. Coordenadas UTM: 0460515; 9455000.

GM-82 – Localização: Estrada secundária que liga a Fazenda Mulungu à localidade de Santa Catarina. Coordenadas UTM: 0461262; 9457038.

GM-86 - Localização: Estrada secundária que liga a Fazenda Tunísia à localidade Poço da Pedra. A- anfibolito com granada. Coordenadas UTM: 0469635; 9466950.

D. 2 – Localização das rochas ortognáissica e diques da SMAC.

GM-16 – Localização: Fazenda Canafístula, na estrada Quixeramobim-Madalena.
 Ortognaisses máfico-intermediários com inclusões anfibolíticas. Coordenadas UTM: 0461976; 9447864.

GM-17 – Localização: estrada secundária entre a Fazenda Canafistula ao distrito de Algodões, município de Quixeramobim. Ortognaisses máfico-intermediário e GM-17A: diquelete de cor cinza. Coordenadas UTM: 0469011; 9449811.

GM-19 – Localização: Fazenda São Francisco, distrito de Algodões. Ortognaisses máficos. Coordenadas UTM: 0470214; 9450173.

GM-20A – Localização: Fazenda Lagoa Redonda, distrito de Algodões. Dique metaandesítico. Coordenadas UTM: 0472459; 9452132.

GM-24A – Localização: estrada secundária entre a Fazenda Canafistula e a localidade de Cipó. Ortognaisses máfico-intermediário. Coordenadas UTM: 0464502; 9452134.

GM-32 – Localização: estrada secundária entre a Fazenda Livramento e a localidade de Senegal. Dique meta-andesítico. Coordenadas UTM: 0475075; 9451951.

GM-47 B - Localização: estrada secundária entre o distrito de Algodões e a localidade de Senegal. Ortognaisses máficos. Coordenadas UTM: 0476066; 9456077.

GM-48 – Localização: estrada secundária entre a localidade de Senegal e a Cidade de Choró-CE. Ortognaisses máficos. Coordenadas UTM: 0477084; 9456609.

GM-51 – Localização: estrada secundária entre a localidade de Senegal e a Cidade de Choró-CE. "Pé da Serra da Palha". Blocos de ortognaisses de composição quartzo-diorítica. Coordenadas UTM: 0480339; 9459130.

GM-67 – Localização: Fazenda Várzea da Russa, distrito de Algodões, município de Quixeramobim. Estrada secundária após o cemitério da fazenda. A- diquelet félsico, B- ortognaisses máfico-intermediários. Coordenadas UTM: 0464343; 9445393.

GM-74 – Localização: estrada secundária entre a sede da Fazenda Livramento e o Riacho São João, distrito de Algodões, município de Quixeramobim-CE. Diques félsicos e intermediários cortando ortognaisses tonalíticos.

GM-79 – Localização: estrada Quixeramobim-Madalena, após a entrada para a localidade de Cipó. Ortognaisses máfico-intermediários. Coordenadas UTM: 0461485; 9452425.

GM-88 – Localização: Fazenda Paraíso, na sede, ao lado do açude, distrito de Algodões,
 município de Quixeramobim-CE. A- ortognaisses máfico-intermediários, B-diquelet.
 Coordenadas UTM: 0469145; 9447427.

D. 3 – Localização das rochas metassedimentares da SMAC.

GM-02 – Localização: Entroncamento entre as estrada Quixadá-D. Maurício e estrada secundária, localidade de Engano, município de Quixadá-CE. Sopé da Serra do Estevão, flanco SE. Paragnaisses biotítico cinza.
GM-03 – Localização: estrada Quixadá-D. Maurício, após a localidade de Engano, município de Quixadá-CE. Subida da Serra do Estevão, flanco SE. Paragnaisses biotítico cinza. Coordenadas UTM: 0485732; 9455703.

GM-09 – Localização: estrada D. Maurício-Choró, após Bar do Sr. Francisco Geraldo.
Platô da Serra do Estevão. Paragnaisses biotítico cinza. Coordenadas UTM: 0485186;
9457609.

GM-13 – Localização: estrada D. Maurício-Choró. Flanco NO da Serra do Estevão. Paragnaisses biotítico cinza. Coordenadas UTM: 0485683; 9462565.

GM-35 – Localização: estrada secundária na localidade de Lagoa de São Miguel, distrito de Custódia, Município de Quixadá-CE. Serra do Pote. Metapelito com granada. Coordenadas UTM 0477257; 9442630.

GM-42 – Localização: Fazenda Jurema, distrito de Custódia, Município de Quixadá-CE. Na estrada estrada secundária entre os distritos de Algodões e Custódia. Paragnaisses biotíticos com intercalações de níveis anfibolíticos. Coordenadas UTM: 0476358; 9449762.

GM-53 – Localização: estrada secundária entre as localidades de Senegal e Maravilha, após
3 km de Senegal. Paragnaisses bandados.

GM-54 – Localização: estrada secundária entre as localidades de Senegal e Maravilha, Sítio Boa Vista. Paragnaisses bandados cinza. Coordenadas UTM: 0478083; 9459970.

GM-55D - Localização: estrada secundária entre as localidades de Senegal e Maravilha, Sítio Boa Vista, ao lado do Grupo Escolar. Paragnaisses bandados cinza. Coordenadas UTM: 0478204; 9461031. GM-58F - Localização: perfil subindo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Paragnaisses félsicos. Alguns metros após o ponto GM-58E.

GM-59E - Localização: perfil descendo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE.
Paragnaisses cinza claro fino. Alguns metros após o ponto GM-59C.

GM-59I - Localização: perfil descendo no leito do riacho Rosinho a partir do cruzamento do riacho com a estrada Choró-D. Maurício, a nordeste da cidade de Choró-CE. Paragnaisses finos cinza. Alguns metros após o ponto GM-59H. Coordenadas UTM: 0486618; 9462613.

GM-91 - Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE), estrada Quixadá-Dom Maurício. Paragnaisses cinza. Coordenadas UTM: 0485956, 9455246.

GM-92 – Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE), estrada Quixadá-Dom Maurício. Biotita-gnaisses. Coordenadas UTM: 0485119, 9455574.

GM-93 – Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE), estrada Quixadá-Dom Maurício. Paragnaisses com intercalações de níveis micáceos. Coordenadas UTM: 0484309, 9455347.

GM-95 - Localização: subida da Serra do Estevão (flanco SE), estrada Quixadá-Dom Maurício. Paragnaisses com intercalações de níveis micáceos. Coordenadas UTM: 0483660, 9455110.

GM-174 – Localização: estrada secundária entre a localidade de São Luís e a cidade de Choró-CE. Paragnaisses biotítico. Coordenadas UTM: 0477918; 9467880.

Amostras coletadas e cedidas pelas geólogas Ana Maria Pires Torquato e Jac Sandra Oliveira dos Santos:

155-X - Localização: às margens do açude Choró-Limão, encosta da Serra da Palha, município de Choró-CE. Biotita-gnaisses. Coordenadas UTM: 048400;946200.

324-X – Localização: Fazenda Riachão, próximo ao leito do riacho verde, município de Choró-CE. Biotita-gnaisses. Coordenadas UTM: 047950;946950

347-X – Localização: às margens do açude Choró-Limão, a oeste do serrote da Imbiratanha, município de Choró-CE. Biotita-gnaisses. Coordenadas UTM: 047950; 946400. ANEXO E – Dados estruturais.

E.1 - Tabela com dados estruturais e localização em coordenadas UTM

Observações: Plano Sp= direção do plano/ intensidade e sentido do mergulho; Lineação= valor do *rake*/ valor do sentido; LB = lineação de eixo de dobra, Sm= foliação milonítica, e Sp=planos de foliação principal, os demais dados referem-se às lineações minerais ou de estiramento.

Amostra	Coordenadas	UTM:	Plano Sp	Lineação
GMD-2	0486147	9454736	N55E/50SE	*
GMD-3	0485650	9455877	N52E/32SE	
GMD-4	0480856	9454871	N30W/22NE	7/20
GMD-5	0485010	9457458	N40E/25SE	
GMD-6	0485777	9458537	N62E/26SE	
GMD-7	0486075	9460743	N70E/30SE	
GMD-9A			N20/47SE	5/25
GMD-2.5	0465158	943940	N85E/80SE	
GMD-2.7	0461439	9455640	N85E/55NW	
GMD-2.9	0463116	9443429	N33E/73SE	
GMD-3.1	0465017	9439043	N20E/45SE	
GMD-3.2	0478508	9438357	N60E/10SE	
GMD-3.3	0478584	9440239	N30W/30NE	
GMD-3.4	0476521	9443415	N15W/20NE	
GMD-3.5	0475246	9450175	N50E/27NW	
GMD-3.7	0476067	9455580	N70E/50SE	
GMD-3.8	0478359	9459721	N30E/45SE	
GMD-3.9	0476803	946037	N25E/20SE	
GMD-4.1	0460698	9460931	N60E/45SE	
GM-01			N70E/50SE	
GM-02			N60E/50SE	
GM-03	0485732	9455703	N70E/30SE	
GM-04	0484472	9455838	N55E/30SE	
GM-05	0485058	9455454	N60E/40SE	
GM-06	0484608	9455272	N30E/30SE	
GM-08	0485186	9457609	N20E/10SE	
GM-08	0485186	9457609	N60E/10SE	
GM-08	0485186	9457609	N60E/12SE	
GM-09	0486068	9459036	N60E/10SE	
GM-11	0485956	9460861	N5W/15SE	
GM-12	0485978	9462142	N55E/60SE	
GM-12	0485978	9462142	N43E/60SE	
GM-12	0485978	9462142	N26E/20SE	
GM-12	0485978	9462142	N55E/30SE	
GM-13	0485613	9462565	N50E/30SE	
GM-13	0485613	9462565	N50E/36SE	
GM-14	0464844	9430080	N15E/36SE	29/152
GM-15			N18E/30SE	05/200
GM-18			N20E/46SE	
GM-18			N06W/58NE	
GM-22	0461723	9449526	N90/47N	
GM-23	0461489	0461489	N97W/50NE	
GM-23	0461489	0461489	N76W/27NE	20/60

GM-24	0464502	9452134	S80E/60SW	
GM-26	0465087	9453935	N75E/65SE	
GM-26	0465087	9453935	N80E/70SE	
GM-27	0465199	9454492	N58E/40SE(Sm)	22/95
GM-27	0465199	9454492	N40E/32SE(Sm)	
GM-29	0465304	9455646	N80E/60SE	
GM-29	0465304	9455646	N74E/50SE	
GM-31	0472266	9457101	N46E/10SE	
GM-31	0472266	9457101	N85E/15SE	10/114
GM-32	0475075	9451951	N40E/52SE	
GM-34	0478562	9441166	S76W/30NW	
GM-34	0478562	9441166	S43W/10NW	
GM-34	0478562	9441166	S45W/30NW	
GM-35	0477257	9442630	N34W/15NE	
GM-37	0474410	9445425	N18E/57SE	
GM-37	0474410	9445425	N20E/55SE	
GM-37	0474410	9445425	N04W/45SE	
GM-38	0473443	9447133	N70E/60SE(Sm)	
GM-38	0473443	9447133	N62E/45SE(Sm)	
GM-38	0473443	9447133	N55E/50SE(Sm)	
GM-39	0476885	9448683	N55E/47SE	
GM-39	0476885	9448683	N60E/80SE	
GM-40	0477618	9448062	N30E/47SE(Sm)	
GM-40	0477618	9448062	N60E/46SE(Sm)	25/214
GM-41			N40E/40SW	
GM-42	0476358	9449762	N40E/37SE	
GM-42	0476358	9449762	N24E/35SE	
GM-42	0476358	9449762	N40E/50SE	
GM-43	0475415	9451633	N52E/50SE	
GM-43	0475415	9451633	N56E/50SE	
GM-43	0475415	9451633	N50E/75SE	
GM-43	0475415	9451633	N50E/70SE	
GM-50	0478286	9457614	N38E/20SE	
GM-52	0481781	9460468	N40E/40SE	
GM-52	0481781	9460468	N54E/47SE	
GM-53			N60E/75SE	35/68
GM-54	0478083	9459970	N30E/60SE	40/58
GM-54	0478083	9459970	N34E/65SE	37/60
GM-56	0476503	9460367	N36E/65SE	18/90
GM-57	0475111	9461050	N46E/28SE	15/80
GM-57	0475111	9461050	N54E/30SE	
GM-58	0485519	9461540	N50E/60SE	
GM-58	0485519	9461540	N56E/50SE	
GM-59	0486732	9462958	N46E/20SE	
GM-59	0486732	9462958	N55E/45SE	
GM-59	0486732	9462958	N57E/32SE	
GM-60	0464651	9432367	N10E/65SE	15/20
GM-60	0464651	9432367	NOE/40SE	10.20
GM-61	0465064	9434016	N10E/45SE	
GM-62	0463127	9435755	N30W/50SE	
GM-63	0465338	9438898	N10E/40SE	
GM-64	0464394	9441240	N40E/35SE	
GM-67	0464343	9445393	N4E/55NW	
GM-68	0465924	9445596	N56E/55SE	ZC'S SINISTRAL
GM-71	0465442	9425062	N14E/60SE	5/30

GM-71	0465442	9425062		30/20(LB)
GM-72	0470956	9450289	N50E/60SE	
GM-74	0470750	9449117	N60E/55SE	30/90
GM-75	0473047	9451631	N30W/50SE	40/50
GM-78	0475865	9455584	N30W/35NE	25/80
GM-79	0461485	9452425	N35W/25NE	
GM-81	0461572	9455527	N80E/55NW	
GM-83	0461264	9458073	N60E/70NW	
GM-84	0460715	9460953	N55E/60SE	6/240
GM-84	0460715	9460953	N60E/40SE	
GM-85			N60E/55NW	
GM-90	0468358	9449527	N50E/60SE	
GM-91	0485956	9455246	N50E/35SE	
GM-93	0484309	9455347		10/120 (LB)
GM-94	0483006	9455200	N25E/15SE	
GM-95	0483660	9455110	N75W/20NE	
GM-97	0475933	9450063	N10E/45SE	
GM-101	0493548	9464743	N50E/25SE	30/102
GM-102	0483782	9466888	N60E/75SE	10/214
GM-103	0480331	9471397	N70E/60SE	
GM-105	0479181	9478232	N18E/15SE	5/74
GM-106	0479852	9475883	N40E/15SE	12/94
GM-107			N50E/30SE	10/80
GM-108	0475057	9479280	N45E/30NW	10/244
GM-109	0474009	9474744	N45E/75NW	15/268
GM-110	0471816	9472958	N74E/50SE	10/85
GM-111	0471599	9470898	N25E/30SE	15/255
GM-111	0471599	9470898	N22E/35SE	10,200
GM-126	0463808	9442124	N70E/50SE	5/234
GM-127	0458684	9463763	N76E/80SE	5/244
GM-128	0456767	9464592	N80E/85SE	5/80
GM-130	0459919	9476479	N20W/45SW	5/60
GM-132	0494756	9471284	N10E/40SE	35/100
GM-133	0493365	9479557	S68E/5SW	10/282
GM-134	0491514	9472073	N15E/50NW	5/100
GM-135	0491606	9472545	S97E/86SW	20/84
GM-135C	0491401	9472951	N60W/40NE	10/110
GM-136	0465924	9431014	N4W/30NF	10/20
GM-136	0465924	9431014	N16E/65SE	10/20
GM-136	0465924	9431014	N16E/40SE	25/40
GM-137	0468046	9441959	N37E/30SE	40/88
GM-138	0465930	9440315	N46E/30SE	20/200
GM-140	0449597	9435291	N36F/45SF	45/126
GM-141	0452991	9435823	N28E/45SE(Sm)	30/18/
GM-142	0494825	9442940	N56E/65NW	5/32
GM-143	0516018	9453917	NA2E/75NW	5/40
GM-144	0519662	9458254	NAOF/60SF	5/40
GM-145	0513297	9468402	N74E/75SE	20/00
GM-146	0513254	9471318	N72/35SE	20/20
GM_147	051470	947141	NROW/SOME	20/100
GM_149	0512774	9481542	NGW/20NF	20/00
GM-140	0503822	9484840	N30F/20SF	JU/140 17/114
GM-150	0501642	9480707	N80F/559F	10/20
GM_151	0501672	9476664	NROW/SOME	10/00
GN/L157	0500449	9475503	N88E/SUCE	1.J/ 1.00 5/10/
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	0000177	アンマリ ヤヤ アイル		ンノエフキ

GM-153	0499945	9473905	N76E/30SE	15/130
GM-154	0499863	9471719	N22E/30SE	30/120
GM-155	0485627	9427797	N20E/50NW	5/204
GM-156	0492636	9427310	N34E/90 (Sm)	
GM-158	0476923	9443115	N32E/30SE	25/106
GM-159	0476609	9443245	N8E/45SE	4/10
GM-160	0476019	9443843	N4E/50SE	35/115
GM-161	0474403	9445496	N44W/65NE	25/342
GM-162	0476150	9454245	N12W/40NE	30/20
GM-163	0476069	9455504	N18W/S40E	30/40
GM-164	0476429	9457149	N16E/20SE	10/78
GM-165	0476178	9458236	N58E/80SE	65/80
GM-166	0475506	9459681	N82E/45NW	15/74
GM-167	0475089	9461030	N52E/30SE	25/112
GM-168	0474592	9461207	N25E/25SE	15/76
GM-169	0475480	9462480	N54E/25SE	10/74
GM-170	0475919	9463694	N30E/30SE	25/105
GM-171	0476750	9465810	N42E/40SE	20/67
GM-172	0477314	9467063	N70E/75SE	
GM-173	0477132	9467397	N74W/50NE	45/80
GM-174	0477918	9467880	N88W/40NE	10/288
GM-175	0481128	9466255	N50W/75SE	35/234
GM-176	0462752	9444160	N38E/30SE	5/50
GM-177	0448858	9413213	N82E/30NW	10/50
GM-178	0512274	9461424	N2W/80NE	25/2
GM-179	0515849	9464376	E-W/75S	15/96
GM-180	0519773	9467189	N82E/45SE	40/122
GM-181	0496022	9454176	N70W/80SW	05/200
GM-182	0495210	9457035	N42E/60SE	5/52
GM-183	0494779	9459341	S2E/15SW	10/120
GM-184	0492342	9458997	N28E/35SE	30/130
GM-185	0462769	9422782	N24E/45SE	10/34
GM-186	0464069	9423178	N28E/90SE	5/18
GM-187	0465412	9427381	N80W/25NE	10/25
GM-188	0464795	9428281	N6W/30NE	15/160
GM-189	0463750	9428726	N20E/45SE	5/186
GM-190	0460710	9430361	N12E/35SE	20/45
GM-191	0467341	9456276	N62E/60SE	5/232
GM-192	0468162	9456612	S80E/45SW	5/247
GM-193	0472172	9457123	S76E/5SW	5/114
GM-194	0473091	9456541	N35E/50SE	30/62
GM-195	0462756	9462246	N62E/55SE	20/88
GM-196	0466475	9466455	N65E/70SE	5/75
GM-197	0466069	9468432	N70E/70NW	10/250

ANEXO F – MAPA GEOLÓGICO DO DISTRITO DE ALGODÕES E ÁREAS ADJACENTES (ESCALA 1:100.000).