UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EVOLUÇÃO TECTONO - METAMÓRFICA DE UMA
PARTE DA FAIXA SUL - ALAGOANA, SISTEMA
SERGIPANO - NORDESTE DO BRASIL

José Maurício Rangel da Silva

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós - Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1992

Dedico este trabalho a
José Apolinário da Silva,
"in memoriam", e a Maria
de Lourdes Rangel da Sil-
va, meus pais.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005664

EVOLUÇÃO TECTONO - METAMÓRFICA DE UMA
PARTE DA FAIXA SUL - ALAGOANA, SISTEMA
SERGIPANO - NORDESTE DO BRASIL

José Maurício Rangel da Silva

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. B.B.Brito Neves	
Examinadores:	Dr. P.C.Hackspacher	
	Dr. R.A.Fuck	
	Dr. R.A.J.Trouw	
	Dr. R.R.Trompette	

ass.

SÃO PAULO
1992

RESUMO

Do estudo dos dados coletados para a cobertura deformada da Faixa Sul-Alagoana surge um quadro coerente para os aspectos litogeoquímicos, estruturais e metamórficos desse elemento do Pré-Cambriano Superior da Província Borborema, NE do Brasil.

As informações litogeoquímicas sugerem para os sedimentos uma área de deposição adjacente a um arco magmático continental. Considerando que os sedimentos foram tectonizados pela primeira fase de dobramento, e, não havendo (?) registros de sedimentação sin-orogênese, o arco aludido parece ser um elemento contemporâneo da abertura da Bacia Sergipana.

A deformação manifesta-se por meio de pelo menos cinco fases de dobramentos, embora a segunda fase seja a mais forte e responsável pelas feições hoje testemunhadas nos metasedimentos. Uma de suas manifestações é uma foliação subhorizontal penetrativa na maior parte da área investigada.

Regionalmente foi possível identificar um metamorfismo progressivo, que de sul para norte dá origem às zonas de estauroлита-cianita, cianita e sillimanita. As relações entre deformação e metamorfismo sugerem que ambos os fenômenos foram contemporâneos.

As características petrológicas de F_2 , a saber, presença de cianita e pressões calculadas acima de 8kb, reforçam a idéia de que F_2 foi um evento tangencial de pressão média coerente com uma tectônica de nappes.

Portanto, imagina-se que o evento em questão ocorria por ocasião do movimento aproximativo entre os blocos continentais do Cráton do São Francisco e do Maciço Pernambuco-Alagoas.

A datação do evento F_2 ainda está em aberto por insuficiência de dados, mas os dados preliminares colocam-no em torno de 600 m.a.

ABSTRACT

From the study of the geological informations of the folded cover of the Sul-Alagoana Belt, in northeastern Brazil, emerges a coherent framework to the lithologic geochemical, structural and metamorphic aspects of that Late Pre-Cambrian element of Borborema Province.

The lithogeochemical informations suggests to the metasediments a deposition area besides a continental magmatic arc. Considering that the sediments were folded by the first deformational phase, and, not having records of syn-orogenesis sedimentation, the magmatic arc seems to be a coeval element of the Bacia Sergipana opening.

The deformation occurred at least five folding phases, but the second one is the strongest and responsible for the deformations seen in the metasediments.

A common feature of this phase is a pervasive foliation which occur throughout the studied area.

A regional progressive metamorphism, from south to north gives origin to the staurolite-kyanite, kyanite and sillimanite zones. The relationship between deformation and metamorphism suggests that both were coeval.

The petrological characteristics of F_2 , such as, the presence of Kyanite and pressures above 8 kb, support the idea that F_2 was a tangential event of medium pressure and related to a nappe tectonics.

Therefore, it is assumed that this event occurred by the time at which continental blocks of the São Francisco Cráton and Pernambuco-Alagoas Massif converged.

The time of the F_2 event is still debatable due to insufficient data, but the informations of the literature place it around 600 m.a.

AGRADECIMENTOS

À minha esposa, Glória, e aos meus filhos Andréa e André, por entenderem as longas ausências do esposo e do pai, motivadas pela obtenção dos créditos e pelas etapas de campo.

Ao Prof. Dr. Benjamin Bley de Brito Neves, que muitas vezes extrapolou sua condição de orientador para tornar-se um amigo.

Ao Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto, pela orientação e constante incentivo no decorrer do trabalho.

Aos colegas Edmilson Santos de Lima e Ignez de Pinho Guimaraes, pelas estimulantes discussões e pelas análises de microsonda que acompanham o texto.

À FAPESP, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo apoio financeiro (combustível e diárias) prestado nas diversas etapas de campo.

À Nelson Luiz S. Ferreira e a Ruth Berezin, bem como a Ronaldo Montenegro, pelo companheirismo e apoio demonstrados incondicionalmente nas minhas estadias na cidade de São Paulo.

Aos muitos colegas e companheiros do Curso de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da USP, com os quais tive a imensa satisfação de conviver ao longo do ano de 1987.

À Sonia Maria Oliveira Agostinho da Silva, funcionária do Departamento de Geologia da UFPE, pela paciência e boa vontade apresentadas em todas as horas durante a longa datilografia deste texto.

ÍNDICE

Capítulo 1: INTRODUÇÃO	01
1.1 - Objetivos dos Trabalhos	01
1.2 - Localização e Acesso à Área de Pesquisa	01
1.3 - Metodologias, Técnicas e Instrumental	02
1.3.1 - Atividades de Campo	02
1.3.2 - Atividades de Laboratório	04
1.3.2.1 - Estudos Petrográficos e Microestruturais	04
1.3.2.2 - Análises Químicas	05
1.4 - Terminologias Adotadas	06
Capítulo: 2 - GEOLOGIA REGIONAL	07
2.1 - Contexto do Sistema Sergipano	07
2.2 - A Faixa Sul-Alagoana	07
Capítulo 3: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
Capítulo 4: EMPILHAMENTO E DISTRIBUIÇÃO DAS LITOLOGIAS/UNIDADES	19
I - Unidades Metasedimentares	19
4.1 - Parte Sul (Flanco Sul da Antiforme de Jirau do Ponciano)	20
4.1.1 - Formação Santa Cruz	20
4.1.2 - Unidade Xistos Pelíticos Inferiores	23
4.1.3 - Unidade Metasedimentos Bandados	24
4.1.4 - Empilhamento na Bacia-Cogumelo de Lourdes	29
4.1.4.1 - Unidade Quartzitos Inferiores	29
4.1.4.2 - Unidade Xistos Pelíticos Intermediários	32
4.1.4.3 - Unidade Quartzitos e Xistos Verdes "não Básicos"	33
4.1.4.4 - Unidade Metasedimentos Superiores	34
4.2 - Parte Norte da Área	36
II - Rochas Graníticas	38
Capítulo 5: LITOGEOQUÍMICA DOS MATERIAIS METASEDIMENTARES	40
5.1 - Estudo dos Elementos Traços (Exceto os Terras Raras)	40

	vi
5.1.1 - Feições Geoquímicas Gerais/Classificação Química das litologias	40
5.1.2 - Ambiente Tectônico de Sedimentação	46
5.2 - Elementos Terras Raras	49
5.2.1 - Feições Geoquímicas Gerais das Unidades	49
5.2.2 - Natureza da Área Fonte	53
5.2.3 - Ambiente Tectônico de Sedimentação	55
Capítulo 6: GEOLOGIA ESTRUTURAL	61
6.1 - Estudo dos Dobramentos Superpostos	61
6.1.1 - Setor Escorial-Canhoba São Brás	61
6.1.2 - Setor da "Bacia-Cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes"	69
6.1.3 - Setor Flanco Sul da Antiforme de Jirau do Ponciano	72
6.1.4 - Parte Norte da Área Mapeada	74
6.2 - Correlação entre as Fases de Dobramento (Mesoestrutura) e a Macroestrutura	83
Capítulo 7: MICROTTECTÔNICA	85
7.1 - Morfologia e Mecanismos Geradores da Foliação S_2	85
7.2 - Deformação Versus Crescimento Mineral	88
7.2.1 - Setor Escorial-Canhoba-São brás	88
7.2.2 - Demais Setores da Área de Pesquisa	89
7.2.2.1 - Aspectos Morfológicos das Granadas	89
7.2.2.2 - Aluminossilicatos	93
Capítulo 8: ESTUDO DO METAMORFISMO	96
8.1 - Evidências de Metamorfismo Progressivo	96
8.1.1 - Zonas de Pré- até Cedo- F_2	96
8.1.2 - Sucessão de Zonas Sin- F_2	99
8.2 - Discussão dos "Zoneamentos" Pré e Sin- S_2	103
8.3 - Classificação do Zoneamento Regional	105
Capítulo 9: QUÍMICA MINERAL/CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO	107
9.1 - Química Mineral	107
9.2 - Condições P e T do Metamorfismo	116
Capítulo 10: CONCLUSÕES	120
Capítulo 11: BIBLIOGRAFIA	124

ILUSTRAÇÕES

Este volume contém

- 46 Figuras numeradas em sequência e intercaladas no texto.
- 07 Fotografias numeradas em sequência e intercaladas no texto.
- 05 Fotomicrografias numeradas em sequência e intercaladas no texto.
- 04 Quadros numerados em sequência e intercalados no texto.
- 07 Tabelas numeradas em sequência e intercaladas no texto.

02 Anexos, com a seguinte numeração:

- I - Mapa de caminhamento e de pontos descritos.
- II - Mapa geológico.

Capítulo 1: INTRODUÇÃO

1.1 - Objetivos dos Trabalhos

Em linhas gerais, buscaram-se dois objetivos ao longo dos trabalhos de pesquisa:

a) como objetivo principal, os passos e particularidades da evolução tectono-metamórfica registrada nos metasedimentos da cobertura deformada da Faixa Sul-Alagoana e;

b) os tipos de modelos geotectônicos aplicáveis à faixa enfocada e por extensão ao Sergipano, apesar da dificuldade de fugir-se aos esquemas plaquistas que hoje permeiam a literatura.

Para o estudo da evolução tectônica, fez-se uso das técnicas aplicadas rotineiramente aos terrenos com fases de dobramento superpostos.

Quanto ao estudo da evolução metamórfica, além de apelar-se para a química de minerais particulares (perfis em granadas), visando interpretar as transformações térmicas das rochas, empregou-se também, de forma intensiva, as relações entre deformação e crescimento mineral em amostras de pelitos.

Ambos os estudos (deformação X metamorfismo) permitiram sinalizar as características da "fase de compressão" sofrida pelo Sistema Sergipano.

Afora essas abordagens, que já são tradicionais no estudo das faixas móveis, procurou-se buscar alternativas através da linha interpretativa fornecida pelas informações litogeoquímicas dos metasedimentos.

Modernamente, o uso dessas informações na pesquisa de ambientes tectônicos abre um horizonte promissor à compreensão maior dos terrenos pré-cambrianos.

O autor está consciente de que o entendimento da Geologia do Sergipano só pode ter sucesso através de várias aproximações; este trabalho é uma delas.

1.2 - Localização e Acesso à Área de Pesquisa

A área escolhida para desenvolver as atividades de pesquisa situa-se no Nordeste do Brasil e abrange partes dos estados de Alagoas e Sergipe, compreendendo trecho dos municípios de Porto

Real do Colégio, São Brás, Traipú e Batalha (todos em Alagoas) e Propriá, Amparo do São Francisco, Canhoba, Itabi e Gararú, em Sergipe (Figura 1).

A escolha dessa área foi motivada não apenas pela existência de infraestrutura, acesso e facilidades de deslocamento na mesma, mas levou-se também em conta o bom número de problemas de ordem estrutural e metamórfica existentes, conforme será mostrado no decorrer do texto.

O acesso a mesma pode ser feito pela BR-101, que passa em Porto Real do Colégio e em Propriá, ou usando a rodovia BR-234, via Caruaru-Garanhuns-Bom Conselho até Arapiraca, em péssimas condições de tráfego no trecho alagoano.

As cidades mais importantes da região são Arapiraca, em Alagoas, centro comercial, fumageiro e pecuário e Propriá, em Sergipe, que sedia a CODEVASF (Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco) e que é um importante produtor de arroz e centro pecuário regional.

Em termos de enquadramento nas folhas ao milionésio, a área de pesquisa encontra-se totalmente contida na Folha SC.24/Aracajú, cobrindo partes (aproximadamente 1/4 em área) das folhas na escala 1:100.000 Propriá, Arapiraca, Pão de Açúcar e Gracho Cardoso.

Quanto aos aspectos fisiográficos gerais, ela se insere no semi-árido nordestino, com precipitação média anual entre 600 e 750 mm. As condições de trabalho, acesso e deslocamento são boas fora do período de chuvas intensas que se dá entre maio e agosto, durante o qual as estradas vicinais tornam-se intransitáveis. O relevo é moderado, anotando-se porções mais elevadas (serras) ao longo da emergência dos pacotes de quartzitos que fazem parte da cobertura deformada.

1.3 - Metodologias, Técnicas e Instrumental

1.3.1 - Atividades de Campo

A metodologia adotada no terreno foi a usual em estudos similares, constando da descrição detalhada de afloramentos ao longo de perfis transversais ao "trend" litológico-estrutural do sistema de dobramentos.

As descrições das litologias e das estruturas primárias e se-

FIGURA 01

cundárias, com a concomitante medição e registro dos dados estruturais, foram tão minuciosas quanto era possível.

Como base cartográfica para a localização dos pontos descritos, usaram-se folhas topográficas da SUDENE (ed. 1973) na escala de 1:100.000, bem como, fotografias aéreas antigas (também para foto-interpretação) na escala de 1:25.000.

Os passos descritos acima proporcionaram uma primeira aproximação ao conhecimento geral da organização litológica, estrutural e metamórfica da área investigada.

A fim de complementar o conhecimento adquirido, alguns setores sofreram um adensamento da malha de pontos, a exemplo do setor da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes" e do polígono Batalha-Capivara-Jaramataia.

De tudo isso, resultou um mapa geológico heterogêneo quanto à qualidade das informações. Ao sul do Rio São Francisco, a relação afloramento/km² é mais compatível com uma escala próxima de 1:100.000; ao norte (flanco norte da antiforme de Jirau do Ponciano) a relação piora, ainda que situada entre 1:100.000 e 1:250.000.

Apesar do exposto, manteve-se no mapa geológico a escala de 1:100.000, que deve ser entendida como uma escala nominal. Esse procedimento em nada prejudica os objetivos do trabalho, mesmo porque a cartografia geológica "per se" jamais constituiu a preocupação maior da pesquisa.

1.3.2 - Atividades de Laboratório

1.3.2.1 - Estudos Petrográficos e Microestruturais

Os estudos petrográficos seguiram a rotina costumeira, iniciando-se pela descrição megascópica dos exemplares amostrados, após o que foi possível separar as amostras para laminação e para análises químicas.

Foram separadas mais de duas centenas de amostras para a confecção de lâminas, englobando metasedimentos e rochas graníticas. Seguramente, acima de 150 lâminas de metapelitos foram examinadas ao microscópio petrográfico.

Além do estudo visando a classificação petrográfica, as rochas (metapelitos particularmente) foram analisadas com os objetivos

de levantar suas associações minerais e de estabelecer as relações entre fases de dobramento e crescimentos minerais (Microtectônica).

A observação de lâminas petrográficas para a Microtectônica fez-se inicialmente numa leitora de microfichas, dessas de uso comum em estabelecimentos comerciais e bancários; seguiu-se o emprego do microscópio de polarização para detalhamento e registro fotográfico.

Por fim, ainda dentro do estudo petrográfico, foram selecionadas algumas lâminas para a execução de análises químicas de minerais com microsonda eletrônica.

1.3.2.2 - Análises Químicas

Duas dezenas e meia de amostras de metasedimentos foram submetidas a análises quantitativas completas.

Foram usados exemplares frescos, eliminando-se as partes fraturadas ou oxidadas através de corte com serra diamantada. Pelo tamanho (acima de 10 cm³), as amostras muito provavelmente testemunham o quimismo pré-metamorfismo, exceto a concentração dos elementos de grande mobilidade.

Os elementos maiores não estão reportados neste texto. Quanto aos traços, foram medidos os níveis de concentração das TR e dos seguintes elementos: Ba, Co, Cr, Nb, Ni, Pb (poucas amostras), Rb, Sc, Sr, V, Y e Zr.

A maior parte do material foi encaminhada para a GEOLAB - Divisão de Laboratórios da Geosol; umas poucas análises são de responsabilidade da British Petroleum Mineração Ltda. A distribuição dos dois grupos de resultados é feita nas próprias tabelas.

Os métodos de análises constam dos boletins dessas empresas, sendo os rotineiros para os elementos reportados. Por exemplo, as TR foram medidas por Espectrometria de Plasma, após concentração por troca de cátions em resina.

A preparação das amostras (corte, britagem e pulverização) foi executada pelo autor nas dependências do Laboratório de Tecnologia Mineral do Dep. de Eng. de Minas-UFPE. Após a pulverização (em garrafas de porcelana), o pó foi peneirado a 200 "mesh", antes do envio para os laboratórios.

Ao longo do processo, diversas precauções foram postas em prática para minimizar a contaminação das amostras. Uma delas foi a adoção sistemática de lavagem com água destilada de todo o material usado, como garrafas, peneiras, espátulas etc. antes do processamento individual.

1.4 - Terminologias Adotadas

A nomenclatura das rochas seguiu as classificações de uso mais comum: Streckeisen (1975) para as rochas plutônicas e Winkler (1977) para as rochas metamórficas.

Assim, gnaisses são rochas metamórficas, com ou sem bandamento, tendo pelo menos 20% de feldspato; mica-xistos possuem mais de 50% de micas; cálcio-silicáticas são constituídas essencialmente por silicatos de cálcio: epidoto, grossulária, anfibólio cálcico etc.

Usou-se o termo aluminossilicato exclusivamente para os polimorfos do Al_2SiO_5 , cianita e sillimanita.

Quanto à terminologia empregada na descrição dos aspectos estruturais, ela consta das seguintes publicações: Hobbs et al. (1976), Borradaile et al. (1982) e Carneiro & Lima (1989).

Para esses autores foliação é um termo geral que cobre toda superfície existente numa rocha deformada, seja ela primária ou secundária, uso que foi seguido no texto.

A classificação de Borradaile et al (op. cit.) que separa as foliações em contínuas (equivalente a xistosidade de fluxo) e espaçadas foi a preferida pelo autor. As clivagens espaçadas incluem clivagem de crênulção gradacional, bandamento diferenciado etc.

Capítulo 2: GEOLOGIA REGIONAL

2.1 - Contexto do Sistema Sergipano

O Sistema de Dobramentos Sergipano é uma das várias faixas móveis (cinturões metamórficos) que juntamente com os maciços gnáissicos-migmatíticos constituem os elementos de 1ª ordem da geologia pré-cambriana do Nordeste brasileiro, denominada de Província Borborema.

A Província Borborema estende-se por aproximadamente 380.000 km², estando confinada pelas províncias São Francisco, ao sul, Parnaíba, ao norte, e pelas bacias costeiras da margem continental.

Os sistemas de dobramentos são de dois tipos: a) os sistemas marginais, situados nas margens da Província, caso dos sistemas Sergipano e Médio-Coreau e; b) os sistemas interiores, compreendendo as demais faixas móveis. Há diferenças entre esses dois tipos de elementos, porquanto as sequências carbonáticas são mais importantes nos sistemas marginais, o mesmo acontecendo com as molassas.

Os maciços gnáissicos-migmatíticos se colocam entre os sistemas de dobramentos, ramificando-os ou ainda aparecem na infraestrutura dos mesmos, em antiformes desventradas.

2.2 - A Faixa Sul-Alagoana

O Sistema Sergipano (Figura 2) é seccionado pela Bacia de Tucano (sedimentação mesozóica) na direção norte-sul, de modo que se pode distinguir no mesmo o lado oriental, onde foram desenvolvidos os trabalhos de pesquisa, e o lado ocidental, a W da referida bacia.

Os terrenos mapeados situam-se na Faixa Sul-Alagoana, equivalente do Domínio Macururé, que é limitada por duas descontinuidades de maior porte:

a) falha de São Miguel do Aleixo (da cidade homônima), a que fica à sul e;

b) falha de Belo Monte-Jeremoabo, a que fica a norte; esse elemento separa para NW um terreno rico em metavulcânicas, chamado por Davison (1987) de Domínio Marancó.

Nos mapas de Silva Filho et al. (1977), essas estruturas foram discriminadas como falhas de empurrão. Trabalhos recentes, Santos

Figura 2 — Principais feições geológicas do Sistema Sergipano. 1, gnaisses de alto grau; 2, Domínio Macururé; 3, Domínio Marancó; 4, Domínio Vaza Barris; 5, Grupo Estância; 6, Complexo Canindé; 7, Gráben de Juã; 8, plutons de idade Pan-Africana; 9, "thrusts" maiores; 10, zonas de rejeito-direcional maiores; 11, zonas de transpressão; 12, direção de maior transporte tectônico.

FIGURA 02

et al. (1988), por exemplo, consideraram as mesmas como zonas de cisalhamento transcorrentes, de movimento sinistral, com empurrão diagonal.

Em particular na área mapeada destacam-se as estruturas plicativas conhecidas como antiforme de Jirau do Ponciano (antiforme desventrada), "bacia cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes" e antiforme de Batalha (Figura 03).

A antiforme de Jirau do Ponciano, maior estrutura da área, é tomada neste texto como elemento de referência geográfica. Em mapa, distingue-se dois "trends" para seu traço axial: um "trend" NW-SE e outro E-W.

A superfície de forma regional em boa parte da Faixa Sul-Alagoana é uma xistosidade gerada na fase de dobramento F_2 . Essa fase tem natureza tangencial e elementos condizentes com uma tectônica de nappes (vide Figura 4, Campos Neto & Brito Neves, 1987).

A litoestratigrafia da parte Sul-Alagoana tem sua formulação mais ou menos equacionada. Observa-se a tendência para a adoção de unidades informais, à nível local, consoante as informações estruturais, que apontam para um empilhamento geométrico-estrutural das litologias direcionado pela superfície S_2 .

É dessa forma que devem ser encaradas as colunas propostas pela literatura, três delas aqui reproduzidas no Quadro 1.

Dois conjuntos lito-estruturais maiores são individualizados: o inferior, que aflora dentro de "antiformes desventradas", é conhecido como Complexo Jirau do Ponciano; o superior corresponde às supracrustais da faixa, sendo nomeado como Complexo Macururé. Nessa unidade é que foram concentrados os trabalhos de pesquisa.

Segundo a versão mais recente (Mendonça & Amorim, 1988), o Complexo Jirau do Ponciano (rochas de alto grau) teria se consolidado no Arqueano. Isso de acordo com uma isócrona Rb-Sr de 2,5 Ga. Quanto às supracrustais, seu metamorfismo e deformação principal datariam do Proterozóico Superior.

A-MACIÇO PE-AL
 B-FAIXA SUL-ALAGOANA
 C-FAIXA SERGIPANA
 D-DOMÍNIO MARANCÓ
 E-COBERTURAS

FIGURA 03

FIGURA 04

Quadro 1 - Colunas estratigráficas para a Faixa Sul-Alagoana

GEOSSINCLINAL SERGIPANA, Silva
Filho et al. (1978)

NORTE DE SERGIPE E PARTE SUL-ALAGOANA,
Santos & Brito Neves (1984)

ZONA SUL ALAGOANA/DOMÍNIOS INTERNOS,
Brito Neves et al. (1987)

INTRA FOSSA		FORMAÇÃO JUA	SEQUÊNCIAS MAGMÁTICAS	Granitos, granodioritos diversos intrusivos		Pegmatitos. Granitos. Granodioritos. Augen-gnaisses. "Shear zones"	
EUGEOSSINCLINAL	GRUPO MACURURÉ	FORMAÇÃO TRAIPO/JARAMATAIA	Sequência SIN e TARDI orogênica: granitóides diversos, metavulcânicas ácidas e intermediárias.	COMPLEXO MACURURÉ	FORMAÇÃO TRAIPO/JARAMATAIA	COMPLEXO MACURURÉ INDIFERENCIADO	UNIDADE CAMPRESTE - Metaultramáficas.
			Sequência magmática pré-orogênica: serpentinitos, metabasaltos e gabros.				Mica-xistos predominantes, filitos, ardósia e meta-grauvacas. Mica-xistos quartzosos granatíferos. Intercalações, lentes, camadas de: Quartzitos micáceos. Gnaisses quartzo-feldspáticos. Gnaisses a horblenda e biotita. Metacarbonatos impuros associados a anfibolitos, diopsiditos, metabásicas e metaultrabásitos (asbestos). Metacarbonatos puros, claros. Metagabros, metadioritos. Metavulcânicas ácidas e intermediárias. Migmatização frequente (em Alagoas).
	FORMAÇÃO SANTA CRUZ	FORMAÇÃO SANTA CRUZ	Quartzito micáceo de granulometria fina, média e grossa. Raramente quartzitos feldspáticos. Lentes de xistos.				FORMAÇÃO SANTA CRUZ - Quartzitos, quartzitos feldspáticos, micáceos e ferruginosos. "Grits".
				GRUPO JIRAU	Complexos gnáissicos-migmatíticos e granulíticos. Intercalações anfibolíticas, metabásicas e metacalcárias.		COMPLEXO JIRAU DO PONCIANO - Terrenos de alto grau, gnaisses-migmatíticos, gnaisses-granulíticos. Intercalações máfico-ultramáficas.

Capítulo 3: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Trabalhos Publicados a Partir de 1977

A revisão da bibliografia abrange a parte dos trabalhos publicados a partir de 1977 mais afins com a temática da tese. Uma síntese anterior (Brito Neves et al., 1978) discute exaustivamente tudo aquilo que foi produzido até então sobre o Sergipano.

O termo "Sistema de Dobramentos Sergipano" (Brito Neves et al., 1977) foi usado pela primeira vez em substituição às designações prévias de "geossinclinal de Sergipe" ou de "Propriá", creditadas respectivamente a Humphrey & Allard (1969) e Allard (1969).

Brito Neves et al. (1977) reconheceram na organização do sistema uma simetria bilateral, traduzida por uma "zona axial de divergência" (de tendência ascensional), ao longo do paralelo de Propriá, separando a sul e a norte duas zonas lineares de dobramentos. A zona intermediária foi atribuído carácter miogeoanticlinal. Quanto às zonas de dobramentos, a zona (ou faixa) situada a sul foi denominada de Sergipana; a situada a norte recebeu o nome de Sul-Alagoana. Nesta, dobramentos, magmatismo e metamorfismo eram mais variados.

Rand et al. (1980) executaram dois perfis geofísicos regionais, visando testar os modelos de evolução baseados em tectônica de placas propostos para o Sistema Sergipano.

Os dois perfis possibilitaram aos investigadores chegar aos seguintes resultados:

a) a crosta continental torna-se menos espessa para leste no domínio do sistema de dobramentos, a porção superior do Cráton do São Francisco é composta de rochas mais densas do que a porção inferior, acontecendo o inverso no Maciço Pernambuco-Alagoas e;

b) na região correspondente à "zona axial de divergência", as curvas de isoanomalia do mapa Bouguer estão dispostos paralelamente à costa, quando seria de esperar curvas paralelas ao Rio São Francisco e anomalia negativa.

Face aos resultados obtidos, Rand et al. (op. cit.) optaram por descartar os modelos com base na tectônica de placas de Brito Neves et al. (1977) e de Silva Filho et al. (1978).

Jardim de Sá et al. (1981), mercê da realização de seções

transversais e do estudo de pouco mais de três dezenas de lâminas petrográficas do trecho mais largo do sistema (lado oriental), avançaram no conhecimento estrutural e metamórfico dos dois segmentos em que foi dividido o sistema de dobramentos, denominado na ocasião de Faixa Dobrada Sergipana: o segmento sul, que inclui os grupos Miaba e Vaza Barris, e o segmento norte, materializado pelo Grupo Macururé.

Os autores não diferenciaram na organização do sistema a "zona axial de divergência" de Brito Neves et al. (1977); a qual foi englobada dentro do segmento norte e tratada juntamente com o Grupo Macururé.

O segmento sul (grupos Miaba e Vaza Barris) seria sede de um estilo estrutural simples, dominando a fase de dobramentos F_1 , caracterizada por dobras macroscópicas e de tamanho menor, com planos axiais de mergulhos fortes para N-NNE (vergência sul), ou subvertical, e eixos com caimento fraco para WNW.

As dobras F_1 puderam evoluir até falhas inversas/empurrões subparalelos a S_1 . A fatia do embasamento que aflora na região de Simão Dias teria sido posicionada ao nível das supracrustais pela atuação dessas falhas.

Estruturas tardias F_2 e F_3 , essa última restrita a domínios lineares, foram também identificadas pelos autores supramencionados. Dobras macroscópicas F_3 ainda estavam por ser comprovadas.

Em relação ao segmento norte (Grupo Macururé), admitiu-se que o mesmo fora palco de uma evolução tectono-metamórfica mais complicada. Teriam acontecido pelo menos três fases de dobramentos acompanhadas de paragêneses minerais distintas.

Ainda segundo Jardim de Sá et al. (1981), os dados coligidos apoiavam a idéia de que o segmento norte já teria sofrido dois episódios de deformação antes do estabelecimento dos eventos tectono-metamórficos nos grupos Miaba e Vaza Barris. Com isso em mente, foi feita a correlação do Grupo Macururé com algumas sequências do Nordeste como Seridó e Riacho do Pontal, julgadas policíclicas (provável idade eo-proterozóica).

Além do mais, os referidos autores reportaram a "semelhança" de desenvolvimento da Faixa Sergipana com a Faixa Tiririne, no oeste do Hoggar (Saara Central) — sulco ensiálico, preenchido por uma sequência plataformai-turbidítica, cuja deformação é atribuída a

um choque litosférico, não precedido de subducção.

Santos & Brito Neves na descrição da Província Borborema (In: Almeida & Hasui, 1984) fizeram uma síntese dos conhecimentos existentes sobre o sistema considerado (denominado de Sistema Marginal Sergipano) e notaram a semelhança do mesmo com o Sistema Médio Coreau.

Foram reconhecidas como marcante diferenciação geológica natural as duas zonas de dobramentos anteriormente separadas nos idos de 1977. O limite entre ambas estaria colocado (convencionalmente) na falha inversa de São Miguel do Aleixo.

Na Faixa Sergipana (segmento sul), a litoestratigrafia seria relativamente simples, existindo dois ciclos sedimentares quase completos: as litologias do primeiro ciclo (ciclo inferior) ou Grupo Miaba aflorando em torno do domo de Itabaiana.

As rochas do ciclo subsequente ou Grupo Vaza Barris, representando um evento transgressivo-regressivo completo, foram estendidas para o resto da faixa. Sua presença sobre o Cráton do São Francisco, onde exhibe características de cobertura plataformal, foi consignada ao Grupo Estância.

Quanto à estrutural e ao metamorfismo, os autores seguiram aproximadamente as informações levantadas pelos trabalhos anteriores, além das observações próprias.

No que toca à Faixa Sul-Alagoana, foi mencionada a dificuldade em precisar o limite norte desse segmento, de uma parte pela ocorrência de processos de migmatização, e de outra parte pela atuação de falhas inversas e de empurrão tardias, de Jacaré dos Homens até sul de Macururé.

A litoestratigrafia foi julgada de conhecimento precário. As rochas do embasamento foram agrupadas com a designação de Grupo Jirau; as da cobertura (Complexo Macururé) foram divididas nas formações Santa Cruz, quartzitos sobrepostos ao embasamento, e Traipú/Jaramataia, "sequência" com predominância de mica-xistos (Grupo Jirau e Formação Santa Cruz são termos formais propostos por Leite, 1977).

O magmatismo granítico ocorrente na borda sul do Maciço Pernambuco-Alagoas, de posicionamento tardio, bem como, os granitos e granodioritos do tipo Glória, presentes tanto no lado oriental (parte alagoana) quanto no lado ocidental, ao sul de Macururé, fo

ram considerados uma importante feição do sistema.

Foram feitas menções ao trabalho até então recente de Jardim de Sá et al. (1981), no qual teria sido identificado um desenvolvimento tectono-metamórfica policíclico para o Grupo Macururé. Por fim, Santos & Brito Neves (op. cit.) constataram como elementos da Faixa Sul-Alagoana a sequência vulcano-sedimentar Pão de Açúcar-Paulo Afonso e o Complexo Canindé, que ocorrem na borda sul do Maciço Pernambuco-Alagoas.

Jardim de Sá et al. (1986) descreveram elementos condizentes com a atuação de uma tectônica tangencial na Faixa Sergipana. Empregaram critérios de cisalhamento simples para demonstrar, em especial na parte meridional, a existência de movimentos de massa de norte para sul, que teriam carregado os metasedimentos da cobertura sobre o Cráton do São Francisco.

Exemplificaram-se como testemunhos na escala de carta dessa tectônica: a) empurrões entre o conjunto Miaba-Vaza Barris e os sedimentos da antefossa e; b) uma rampa frontal no contacto sul dos grupos Macururé e Canudos. O Grupo Canudos (Barbosa, 1970) aflora no lado ocidental (a W da Bacia de Tucano) e corresponde ao conjunto Miaba-Vaza Barris.

Os principais deslocamentos na parte sul foram considerados contemporâneos e vinculados às fases de dobramento F_1 e F_2 (mencionadas anteriormente, vide Jardim de Sá et al., 1981). Porém nas figuras 2 e 3 do trabalho, as relações mostram sempre feições com o envolvimento de S_0 ou S_1 e nunca de S_2 .

Na parte norte (Grupo Macururé) os autores viram poucas evidências de transporte para sul. Registraram um afloramento na BR-101, a norte de Porto Real do Colégio, onde havia superimposição de estruturas F_3 , com vergência para norte, sobre superfície de forma $S_1 + 2$, na qual existiam indicações de cisalhamento simples e transporte para sul.

A questão por eles levantada em 1981 da possibilidade de que o Grupo Macururé poderia constituir em conjunto mais antigo policíclico, empurrado sobre a Faixa Sergipana "stricto sensu", foi reexaminada. Concluíram pela equivalência da deformação nos dois conjuntos, restringindo a hipótese das supracrustais policíclicas a setores do segmento norte.

Finalmente, esses autores interpretaram o leque de "vergên-

cias centrífugas" de F_3 ($+F_2$ no sul) como sendo associado ao cavalgamento do Maciço Pernambuco-Alagoas sobre o Cráton do São Francisco, gerando assim retrocavalgamentos nos metasedimentos da faixa próximos do maciço.

Em 1987, como contribuições ao 1º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, vieram à luz alguns trabalhos sobre o sistema considerado. Dois deles (abaixo) têm implicações tectônicas.

Davison (1987) considerou que os modelos anteriores de evolução geossinclinal simples, de progressão das manifestações desde o "eugeossinclinal" até o "miogeossinclinal", eram falhos para explicar a evolução tectono-metamórfica da Faixa Sergipana. Na sua concepção a faixa teria resultado da acreção de terrenos por colisão oblíqua de quatro placas durante o Proterozóico Superior. Cada uma delas (placas), com estruturas, litologias, metamorfismo e atividade magmática distintas.

Campos Neto & Brito Neves (1987) elaboraram um trabalho no qual foi dada ênfase à geometria e à organização do sistema de dobramentos.

Os autores observaram que a organização se dava segundo três estruturas maiores: a) as Escamas Frontais (EF), na margem cratônica sul do sistema; b) a Nappe Central (NC), que no lado ocidental tendia a alcançar o domínio do cráton e; c) a Nappe Interna (NI), transportada sobre o Nappe Central e envolvendo também o Maciço Pernambuco-Alagoas.

Essas estruturas foram responsabilizadas pela justaposição não contemporânea de diferentes terrenos (no sentido de ambientes paleogeográficos distintos); em cada um deles a intensidade da deformação e do metamorfismo para cada episódio mostraria uma direção predominante.

Santos et al. (1988), no mapeamento 1:100.000 da folha Carira (vide Figura), dentro do Programa levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, do DNPM, acrescentaram dados e interpretações novas à geologia já tão debatida do sistema de dobramentos.

A semelhança de Davison (op. cit.), os autores supracitados admitiram a existência de domínios distintos, Vaza Barris, Macururé e Canindé-Marancó, de sul para norte, separados por zonas de cisalhamento e com histórias geológicas distintas.

Além disso, eles fizeram contribuições à estratigrafia/sedimen

tologia, redefinindo unidades e reconhecendo ambientes de sedimen
tação, bem como, discutiram o ambiente de colocação das rochas
graníticas tipo Coronel João Sá.

Capítulo 4: EMPILHAMENTO E DISTRIBUIÇÃO DAS LITOLOGIAS/UNIDADES

I - Unidades Metasedimentares

Nesse tópico é feito um apanhado das principais litologias metasedimentares encontradas na área de mapeamento, com representação na escala de 1:100.000. Ao mesmo tempo, descreve-se a ordenação dessas litologias no sentido vertical (empilhamento).

Deve-se levar em conta, entretanto, que empilhamentos aplicados às áreas complexas (áreas com dobramentos superpostos) podem ser na verdade meras superposições geométrico-estruturais.

Isso é bem verdadeiro no caso da área mapeada, pois conforme foi visto no Capítulo 2, a organização primária das litologias na Faixa Sul-Alagoana foi dirigida pela tectônica de nappes da segunda fase de dobramento.

A área de estudo foi dividida em duas partes para facilitar a descrição e o entendimento da "litoestratigrafia": parte sul e parte norte (vide Figura 5, adiante).

A "parte sul" compreende uma porção do flanco sul da antiforme de Jirau do Ponciano, incluindo assim a "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes", onde foram maiores as possibilidades de ordenar corpos litológicos na vertical (unidades informais).

A superfície que direciona os corpos litológicos na "parte sul" é em geral a foliação S_2 , especialmente a norte do Rio São Francisco.

Há um setor da área (abrangendo Escorial, Canhoba, São Brás etc.) no qual S_0 paralelizado a S_1 é que constitui a estrutura planar principal, S_2 aparecendo em ângulo fraco ou mais forte com a foliação principal.

Estruturas sedimentares diagnósticas de polaridade estratigráfica não foram observadas pelo autor. Tampouco, evidenciaram-se critérios indicativos de ambientes de sedimentação.

Uma das unidades descritas na "parte sul", Metasedimentos Bandados, possui litologias, aqui denominadas de metaritmitos, que poderiam representar antigos turbiditos. Caso esteja correta a identificação, é lícito pensar em ambientes de águas profundas, do tipo talude continental ou planície abissal.

Quanto à "parte norte" (norte da antiforme de Jirau), dada a

densidade dos pontos descritos e a escala de trabalho, não permitiu que fossem erigidas colunas sequer geométrico-estruturais na atual fase dos trabalhos.

A Figura 5 representa o empilhamento encontrado; as descrições das litologias/unidades são iniciadas em seguida.

4.1 - Parte Sul (Flanco Sul da Antiforme de Jirau do Ponciano)

4.1.1 - Formação Santa Cruz

Sob essa designação, Leite (1977) agrupou os quartzitos não ferruginosos que estariam "localizados....por sobre o grupo Girau e subposto aos biotita xisto com granada" na área do Baixo São Francisco.

Durante esta investigação, verificaram-se variações litológicas na unidade em questão a exemplo de: bancos maciços de espessura centimétrica, subordinados a bancos foliados, relativamente ricos em mica branca e quartzo achatado—próximo à Lagoa da Canoá; quartzitos puros em discordância estrutural sobre gnaisses do embasamento, seguindo-se aproximadamente 10,0 m de xistos quartzo-feldspáticos—Serra do Japão etc.

Mudanças litológicas foram também focalizadas por Leite (op. cit.), que encontrou variações tanto na vertical como na dimensão lateral da unidade. Com base nas descrições do aludido autor para a "seção tipo" (povoado de Antonica), elaborou-se uma coluna estratigráfica esquemática para a mesma, Figura 6.

Os trabalhos de mapeamento mostraram que a superfície planar que organiza as litologias dentro da Formação Santa Cruz representa em verdade uma foliação de transposição da fase F_2 , e desse modo a "estratigrafia" (coluna) acima citada é meramente um empilhamento geométrico-estrutural.

A maior importância na visão do presente autor em se traçar a área de afloramentos da Formação Santa Cruz é que, além da mesma servir de camada-guia na separação do embasamento X cobertura, como aliás é amplamente aceito nos trabalhos prévios, ela permite a visualização com certa facilidade das estruturas plicativas tardias que atingiram a cobertura deformada.

O traçado obtido pelo presente autor, a partir da interpretação de fotografias aéreas para parte da área, não foge muito dos traça

FIGURA 05

ABA SUL DA ANTIFORME DE JIRAU DO PONCIANO

ROCHAS GRANÍTICAS

EMPILHAMENTO EM LOURDES (FIG. 09)

UNIDADE METASEDIMENTOS BANDADOS

UNIDADE XISTOS PELÍTICOS

FORMAÇÃO SANTA CRUZ

PARTE
NORTE

PARTE
SUL

UNIDADE XISTOS E
GNAISSES

EMBASAMENTO

FIGURA 6
FORMAÇÃO SANTA CRUZ

dos de outros mapeamentos, o que serve para sublinhar a importância dos quartzitos da Formação Santa Cruz como unidade de referência.

O estudo petrográfico feito na unidade em questão constou apenas das observações de campo e de estudos megascópicos em amostras de mão. Ao lado de quartzo (acima de 80% em volume), mica branca é o outro mineral mais comum das associações, assinalando uma clara contribuição de argilo-minerais na matriz dos protolitos.

4.1.2 - Unidade Xistos Pelíticos Inferiores

A separação entre a unidade agora considerada e as litologias que se encontram imediatamente sobrepostas, Unidade Metasedimentos Bandados, é simplesmente convencional.

A unidade em questão aflora perto do povoado de Mombaça (o qual está sobre quartzitos da Formação Santa Cruz), na estrada que demanda o porto de atracação da balsa para Escorial, na margem esquerda do Rio São Francisco.

A identificação de sua área de ocorrência nas fotografias aéreas disponíveis é precária, distinguindo-se, entretanto, nas porções levantadas no terreno, uma nítida aparência de tons cinza-escuros e drenagem dendrítica.

Muito embora ela possa prolongar-se para norte e aflorar no trecho em que a antiforme de Jirau do Ponciano tem direção E-W, não foi possível rastreá-la até esse local.

Em parte do contacto com a Unidade Metasedimentos Bandados, interpõem-se corpos de ortognaisses brancos, fortemente foliados, que mostram exposições na estrada Priacas-porto da balsa. Esses ortognaisses não foram separados como uma unidade, apesar de aparecerem nas fotografias 1:25.000.

Ao sul de Mombaça, esta unidade expõe, por uns 600,0 m de largura, xistos prateados ou arroxeados (ricos em granada), sem bandamento, denotando pois uma aparência muito homogênea. A granulação é média no geral.

Vale referir que é notória nos afloramentos uma forte crenulação da foliação principal (S_2), provavelmente pela fase F_5 regional.

Ainda que não se disponha de análises químicas para essa unidade

de, a mineralogia encontrada, vide abaixo, autoriza a identificar a mesma (tipos amostrados) como pelitos francos, metamorfisados na zona de granada.

O exame microscópico evidencia quartzo, micas e granada. Esses minerais surgem em cristais bem formados, com 0,5 mm em média de comprimento.

A xistosidade, desenhada por quartzo, biotita e mica branca, muscovita provavelmente, ostenta uma nítida aparência diferenciada (bandamento diferenciado), com leitos finos ricos em quartzo de um lado, e ricos em micas de outro.

Transformações tardias são identificadas por exemplo pelo aparecimento de clorita, mais nitidamente a partir de granada.

4.1.3 - Unidade Metasedimentos Bandados

A denominação "Metasedimentos Bandados" é aplicada a um conjunto litológico que nos afloramentos exhibe um quebramento tabular e o aspecto, mesmo à distância, de boa organização em estratos.

Conforme pode ser apreciado na carta geológica, a unidade em questão circunda toda a "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes".

Locais onde ela aparece tipicamente são: ao longo da rodovia Traipú-Serra dos Manuéis (Manões segundo a carta topográfica 1:100.000 da SUDENE); próximo da cidade de Escorial nas duas margens do Rio São Francisco; por toda a estrada Itabi-Gararú etc., fotografias 1 e 2.

As litologias dominantes são metaritmitos, anotando-se também intercalações de rochas cálcio-silicáticas. Além das cálcio-silicáticas, rochas granitóides despontam adicionalmente em corpos concordantes.

Entre os pacotes de metaritmitos podem manifestar-se bancos de pelitos francos (mudstones), nos quais perde-se de vista o caráter bandado das rochas.

Conjuntos bandados diversos, uns com predominância do componente arenoso, outros com predominância das bandas pelíticas, foram também reconhecidos.

O litotipo dominante tipifica-se como referido pela aparência bandada, cujas características, a saber, as intercalações de cálcio-silicáticas, o caráter assimétrico, a mudança de composição

FOTOGRAFIA 01

FOTOGRAFIA 02

transversalmente etc., asseguram que a mesma se trata de uma estratificação sedimentar, de modo que as bandas são camadas e lâminas.

Essa unidade é correlata da fácies metaritmitos (Pmamfx-filitos e metasiltitos) do Complexo Macururé, descrita por Santos et al. (1988) na folha Carira, a oeste da área de trabalho. Os autores em questão consideraram a mencionada fácies como turbiditos clássicos incompletos (Bouma Tc - Td - Te e Td - Te).

Na área investigada, o autor não encontrou as estruturas sedimentares que caracterizassem bem os intervalos de Bouma, fiando-se apenas na correlação e no aspecto morfológico (bandas claras e bandas escuras alternantes) para interpretar os "Metasedimentos Bandados" como um pacote de turbiditos.

Por falta de afloramentos contínuos, por causa dos mergulhos relativamente fracos das camadas e ainda por falta de cortes altos ao longo das estradas, a observação da sucessão vertical dentro da unidade é precária. Exemplo de empilhamento na escala de um afloramento (corte) longo é mostrado na Figura 7.

Entretanto, entre Itabi e Gararú reconheceu-se uma sucessão de litotipos que parece traduzir um ordenamento geométrico-estrutural na unidade enfocada, com S_0 paralelo a S_1 . A ordem de "superposição" no sentido do mergulho das camadas é a seguinte:

a) próximo a Itabi (base da ordenação), afloram metaritmitos com umas poucas intercalações de calcários argilosos; ainda por 1,0 km à norte dessa cidade existem metaritmitos;

b) mais para norte dominam rochas cujas bandas são predominantemente arenosas, nas quais se perde a aparência dos ritmos;

c) junto da bifurcação Gararú-Nossa Senhora de Lourdes, fazem-se presentes argilitos (mudstones), com camadas mal definidas, muito ricas em porfiroblastos milimétricos de biotita e;

d) em direção ao Rio São Francisco (Gararú), surgem metaritmitos no trecho inicial, cujo afloramento mais típico serviu de modelo para as fotografias 1 e 2.

Petrografia dos Metaritmitos e das Intercalações de Cálcio-silicáticas.

Metaritmitos — Essas rochas caracterizam-se, conforme já reporta

FIGURA 7
ESTRATIGRAFIA LOCAL
METASEDIMENTOS BANDADOS

do, por uma alternância de camadas (ou lâminas) pelíticas com camadas "arenosas".

As camadas pelíticas são ricas em quartzo, biotita e granada, detalhando-se abaixo as principais peculiaridades das mesmas no trecho a W de Lourdes. Nas camadas arenosas clorita é uma fase adicional e comparece de forma a ser notada facilmente.

O quartzo aparece em grânulos submilimétricos, com predominância para as formas alongadas, sendo comuns contactos retos com a biotita na matriz.

Existem alguns cristais de biotita que foram gerados numa fase de crescimento anterior, sendo algo ocelares e maiores, além de estarem envolvidos pelos outros minerais que configuram a estrutura planar principal.

A granada exhibe ora cristais isentos de inclusões (são de tamanho pequeno), ora porfiroblastos com alguns milímetros de diâmetro, que mostram a foliação S_1 interna ligeiramente ondulada e contínua com a estrutura da matriz.

No que toca a clorita, presente nas camadas mais arenosas, esse mineral ostenta palhetas bem alongadas ao longo da xistosidade (cor verde-acinzentada). Mas há um contingente de cristais transversais à xistosidade próximo de Propriá.

Quanto às rochas que afloram à leste da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes" (setor Escorial-Canhoba-São Brás), surgem como minerais adicionais estauroлита e cianita, desenhando duas zonas metamórficas mal definidas.

Na parte do terreno correspondente à zona de estauroлита-cianita, eles despontam como porfiroblastos centimétricos, cujas propriedades são facilmente verificadas no exame megascópico. Contudo, os minerais em questão só foram observados ao microscópio nas camadas pelíticas.

Nessa parte também estão presentes porfiroblastos de biotita, sendo muito interessantes suas relações, bem como, as de estauroлита e de cianita com a foliação matricial. Ver discussão no capítulo de Microtectônica.

Rochas Cálcio-Silicáticas — O comportamento das cálcio-silicáticas, na forma de intercalações, reflete a existência original de níveis composicionalmente diversos antes que umas poucas camadas

contínuas de rochas carbonáticas. Essa afirmação é também endossada pela variabilidade nos teores de quartzo, plagioclásio e silicatos de cálcio em amostras da mesma zona metamórfica.

As associações estudadas são compatíveis com metasedimentos e composição margosa, enquadráveis de forma simplista no subsistema $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, o qual constitui a base para investigações de rotina (Winkler, 1977).

A presença constante de anfibólio cálcico nas amostras indica que ferro entra como um componente adicional no subsistema acima aludido.

O anfibólio desenha na maioria das lâminas textura poiquilo-blástica, com prismas grosseiros cheios de inclusões dos minerais da matriz, distribuídos aleatoriamente e sem orientação preferencial. Em alguns exemplares, as inclusões definem uma foliação interna não muito clara. Há prismas medindo de 6,0 a 7,0 mm de comprimento para uma largura duas a três vezes menor.

Opticamente, trata-se de um tipo com tons de verde (n_x = verde-pálido, e n_z = verde-acinzentado), com extinção entre n_z e c cristalográfico máxima de 20° . Essas propriedades (mais o ângulo $2V_x = 75-90^\circ$) correspondem a ferro-actinolita ou hornblenda.

Ao lado desse mineral, marca presença assídua uma granada em porfiroblastos de coloração neutra, cujo diâmetro está na faixa de uns poucos milímetros. Muitas vezes a granada, tipo não birrefringente e que pelos minerais associados deve tratar-se de grossulária, está englobada total a parcialmente pelo anfibólio, embora conserve a forma idiomórfica.

Em umas poucas amostras, o anfibólio e a granada estão acompanhados pela zoisita. Nas porções mais ricas nesse mineral, observam-se intercrescimentos entre a matriz e prismas isolados do mesmo, os quais têm a mesma orientação cristalográfica.

A matriz das rochas é composta por quartzo e por plagioclásio (de composição An_{25}), com granulação e desenvolvimento variáveis, sendo usual agregados granoblásticos inequigranulares de tamanho submilimétrico.

4.1.4 - Empilhamento na Bacia-Cogumelo de Lourdes

Distingue-se no empilhamento da aba sul da antiforme de Jirau do Ponciano a sucessão litológica encontrada no âmbito da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes". A sucessão começa pela unidade denominada no presente texto de Quartzitos Inferiores.

Nesse setor não se vê a foliação S_2 em ângulo fraco com a estrutura planar $S_0//S_1$, como é comum em vários afloramentos da Unidade Metasedimentos Bandados. Aparentemente, nessa situação do empilhamento, todas as estruturas anteriores já foram transpostas para a foliação S_2 (Figura 8).

Intercalações de cálcio-silicáticas, que aparecem com alguma frequência na Unidade Metasedimentos Bandados, tornam-se mais rarefeitas na direção do topo geométrico-estrutural nesse setor. Elas são raras na Unidade Xistos Pelíticos Intermediários, que fica imediatamente acima da Unidade Quartzitos inferiores, inexistindo na Unidade Metasedimentos Superiores, onde dominam sedimentos clásticos imaturos, conforme Figura 9.

O fenômeno poderia ser interpretado como uma passagem gradativa entre ambientes pretéritos, ainda mais que há uma concordância entre as várias unidades (ausência de discordâncias) por toda a aba sul da antiforme de Jirau do Ponciano.

Mas, na Faixa Sul-Alagoana (trecho trabalhado) faltam em geral estruturas sedimentares e outros atributos do estágio sedimentar para a reconstituição dos sistemas deposicionais, como é feito mais ao sul, no domínio dos grupos Miaba e Vaza Barris.

4.1.4.1 - Unidade Quartzitos Inferiores

Essa unidade foi descrita em três ou quatro locais próximos da cidade de Nossa Senhora de Lourdes, em todos eles repetindo-se um quartzito branco, de granulação média a mais grosseira, com mica branca varietal.

Antes da bifurcação Itabi-Gararú, as rochas expõem uma foliação grosseira e anastomosada, mostrando-se em bancos métricos. Intercalações pelíticas se fazem presentes.

As intercalações demonstram que o contacto entre essa unidade e a unidade sobrejacente (Unidade Xistos Pelíticos Intermediários) é do tipo gradacional.

FIGURA 08

4.1.4.2 - Unidade Xistos Pelíticos Intermediários

Xistos pelíticos "lato sensu" aparecem entre os dois corpos de quartzitos que desenham a "bacia cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes". Eles preenchem a porção mais arrasada do terreno entre os quartzitos supramencionados, por uma faixa de mais de dois quilômetros de largura.

Os estudos no terreno mostraram que potencialmente essa unidade, se aumentada a malha de pontos de observação, será passível de subdivisão em escalas maiores em pelo menos dois litotipos diferentes:

a) um xisto algo rítmico, que possui na base raras intercalações cálcio-silicáticas e;

b) um xisto pelítico franco, homogêneo e rico em quartzo, micas e granadas, sobreposto ao primeiro tipo.

Devido a distribuição heterogênea dos pontos de observação e também pela igual resposta nas fotografias aéreas deles dois, não foi possível delimitá-los ou estabelecer suas áreas de distribuição neste estágio dos trabalhos.

O primeiro tipo ocupa em mapa a região mais próxima da Unidade Quartzitos Inferiores, podendo numa abordagem menos cuidadosa ser confundido com os "Metasedimentos Bandados".

O mesmo se caracteriza pela presença frequente de estrutura fitada (fitas claras e fitas escuras mili-centimétricas) e de corpos de quartzo, concordantes com a estrutura aludida, exsudatos provavelmente.

A regularidade e monotonia da estrutura fitada sugere que ela é de origem metamórfica-deformacional pelo menos em parte. Na descrição estrutural das rochas, adiante, prova-se que estruturas planares com essa morfologia podem corresponder a um bandamento diferenciado.

Ao microscópio registram-se como minerais mais abundante quartzo, biotita, granada e plagioclásio. Este último mineral atinge em algumas das fitas teores de até 20% em volume.

O quartzo (também o plagioclásio) se manifesta em cristais submilimétricos, com extinção ondulante comum, equidimensionais ou alongados, em contacto reto com a biotita, ambos desenhando a estrutura planar principal (S_p) das rochas.

A biotita é o principal varietal e exhibe palhetas frescas de pequeno porte, com fórmula pleocróica $n_x = \text{amarelo}$ e $n_y = z = \text{pardo-avermelhado}$.

Quanto à granada, expõe cristais arredondados subhedrais ou anhedrais, inferiores a 1,0 mm. Alguns grãos alcançam tamanho por firoblástico. Nesse caso, observam-se inclusões de quartzo ou de titanita que definem uma foliação $S_i = 1$ em ângulo forte com a foliação S_p da matriz.

Em relação ao segundo tipo, seus afloramentos se encontram nas proximidades da unidade sobreposta (Quartzitos e Xistos Verdes), a saber: cercanias da fazenda Bonifácio, leito do Riacho das Araças, norte de Mangerona etc.

Petrograficamente essas rochas são mais pelíticas do que o tipo descrito anteriormente, haja vista o maior volume (e desenvolvimento) de micas e de granada observado nas mesmas.

4.1.4.3-Unidade Quartzitos (Quartzitos Superiores) e Xistos Verdes "não Básicos".

O grupo de litologias agora reportado compõe o anel interno da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes", destacando-se nas fotografias aéreas pela topografia mais elevada e pela textura fotográfica peculiarmente grosseira.

As litologias mais comuns são quartzitos, em geral verdes, mica-xistos também verdes, quartzo xistos e camadas de um litotipo de coloração escura (subordinado).

O mineral responsável pela coloração verde generalizada das rochas é uma mica que pelas propriedades ópticas corresponde a uma muscovita rica em Fe^{2+} .

Os quartzitos verdes mostram horizontes de corpos escuros (alongados), de dimensões centimétricas e decimétricas; é como se fossem enclaves tectônicos. Estatisticamente, os corpos escuros aludidos têm uma orientação preferencial do eixo maior.

Feições locais, como camadas disruptas, litologicamente semelhantes aos tais corpos escuros, sugerem que a origem dos mesmos poderia estar ligada a deformação e estiramento de estratos mais competentes durante a compressão.

A composição mineralógica majoritária desses corpos, quartzo, opacos e turmalina principalmente, denotando uma certa riqueza em

pesados, fala em favor de que as camadas escuras poderiam ser antigos "placers".

A estratificação aparece como bancos ou camadas maciças, com espessura de alguns decímetros, ou mais comumente como um bandamento "rítmico" muito regular, evidenciado pela alternância de leitos ricos em quartzo e leitos ricos em mica (1,0 - 2,0 mm de espessura), e nesse caso, a estrutura planar se adequa em parte a uma estratificação diferenciada (secundária) paralelizada com a estratificação sedimentar.

Uma grande exposição com dezenas de metros de largura aflorante, próximo à bifurcação Nossa Senhora de Lourdes-fazenda Pedra Furada, exhibe em condições boas para estudo esse bandamento fino. A espessura verdadeira estimada do pacote nesse local é da ordem de 50,0 m.

O segundo tipo de litologia mais comum, os xistos verdes (e os quartzos xistos) surgem mais nas cercanias da fazenda Bonifácio, parte oeste da bacia-cogumelo de Lourdes.

4.1.7 - Unidade Metasedimentos Superiores

As litologias agrupadas com o título de Metasedimentos Superiores manifestam-se no interior da "bacia-cogumelo de Lourdes", corroando o empilhamento do flanco sul da antiforme de Jirau do Ponciano.

A unidade em foco diferencia-se das outras unidades pela variabilidade de litotipos, além dos seguintes pontos:

a) rochas com granadas, micas e quartzo subordinam-se ou dividem o espaço com tipos mais arenosos, onde minerais como quartzo e feldspato são destacados; os pelitos presentes não são tipos francos e epidoto é uma fase mineral importante dos mesmos e;

b) ainda nessa unidade, em muitas litologias os opacos vêm a ser minerais conspícuos das composições, como por exemplo num tipo denominado de "xistos bandados", nos quais as partes escuras são praticamente formadas só por opacos.

A organização dentro da mesma é descrita abaixo. Essa organização foi de certo modo antecipada na descrição da Figura 9.

a) A parte basal está assinalada por quartzo xistos com lâmi-

nas e fitas de xistos verdes não básicos, os mesmos que compõem uma parte da unidade subjacente; esse fato poderia estar atestando um caracter gradacional entre os dois conjuntos litológicos:

b) Aparentemente numa posição estrutural basal e acima dos Quartzitos Verdes na fazenda Pedra Furada, identifica-se em poços para água e "barreiros" um pacote peculiar de xistos (xistos rítmicos) com bandamento muito regular de espessura milimétrica a submilimétrica.

c) Em seguida aparece um pacote relativamente espesso de metarcóseos (em torno de 30,0 m de espessura verdadeira) com bandamento diferenciado (?), de observação imediata em amostra de mão.

d) Sobrepostos aos metarcóseos ocorrem xistos com granada e epidoto, que afloram por toda a encosta da Serra do Bonifácio.

e) Camadas básicas e xistos metasedimentares fecham a sequência para oeste da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes"; pela mineralogia expressa, as rochas básicas devem representar mais calcários mistos do que protolitos tufáceos.

4.2 - Parte Norte da Área

O levantamento da distribuição (e empilhamento) das litologias existentes na "parte norte" da área condiz mais com um trabalho de escala situada entre 1:100.000 e 1:250.000. Isso porque as informações não cobrem homogeneamente o setor em destaque (foram feitos três perfis distando um do outro em média 12 km).

Em linhas gerais o quadro que surge quanto ao empilhamento mostra quartzitos correlatos da Formação Santa Cruz colocados sobre um embasamento gnáissico-migmatítico, a exemplo dos afloramentos na face norte da Serra do Japão; sobre a dita formação vêm pelitos "lato sensu", com intercalações diversas.

Para não alongar em demasia o texto, ao invés de descrever literalmente todos os perfis, anexa-se dois cortes geológicos correspondentes aos perfis extremos, oriental e ocidental (Figura 10a e b, respectivamente).

O perfil 10a começa a NE da fazenda Japão (fazenda Japão-Santa Cruz). Ele tem uns onze quilômetros de comprimento e só a parte inicial expõe bons afloramentos.

O outro perfil desenhado (Figura 10b), Batalha-Riacho Jacobina, exhibe xistos e gnaisses pelíticos, observando-se com nitidez que a norte de Cajá, os gnaisses vêm a ser as litologias dominantes.

O terceiro perfil (ao longo do Rio Traipú) faz-se notar por duas particularidades:

a) a foliação regional ostenta invariavelmente mergulhos para N-NW, com zonas de milonitos e pseudotaquilitos subconcordantes ou não (influência da zona de cisalhamento de Jacaré dos Homens ?) e;

b) no trecho dominam xistos com cianita desde o povoado Serra das Mãos (onde aparecem os quartzitos da Formação Santa Cruz) até próximo de Fazenda Nova, a partir do qual para norte rareiam os xistos, passando a dominar gnaisses pelíticos, alguns com fibrolita.

Rochas bandadas, com alternância de camadas arenosas e camadas pelíticas surgem ao sul de Serra das Mãos (estruturalmente sobre a Formação Santa Cruz), o que parece atestar a ocorrência de metarritmitos nesse setor e a extensão para norte da Unidade Metasedimentos Bandados.

FIGURA 10

II - As Rochas Graníticas

Muito embora o magmatismo granítico não seja uma feição de destaque na área, esse tipo de manifestação encontra-se sob a forma de "stocks" nos limites da "bacia-cogumelo de Lourdes" e próximo de Propriá (fora da área). Outras ocorrências são de pequenas dimensões para representação cartográfica: soleiras ? e corpos concordantes decamétricos.

A ênfase nesse estudo foi dirigida apenas aos corpos cartografáveis que aparecem no setor acima mencionado ou nas suas proximidades (vide mapa geológico). Os corpos têm atributos em comum, o que permite agrupá-los dentro de uma mesma suite:

a) coloração clara e presença mais ou menos constante de muscovita varietal, além de biotita obrigatória (petrograficamente são granitos 3A e 3B) e;

b) aspecto muito homogêneo e puro, não obstante possam ter xenólitos dos metasedimentos encaixantes ou carregar enclaves "surmicáceos".

Tanto o corpo que fica a norte de Lourdes (entre essa cidade e Gararú), quanto o situado a leste da cidade, que é seccionado pelo Rio São Francisco, registram por meio da foliação principal o evento F_2 das encaixantes. O segundo desses corpos possui um fácies à biotita, cuja foliação principal está truncada de forma clara por uma clivagem S_{γ_2} equivalente ? a S_4 das encaixantes.

Feições microscópicas observadas nessas rochas, como grãos e agregados discóides de quartzo e intercrescimentos de muscovita sin- S_{γ_1} além da orientação de forma de outros minerais, comprovam fluxo no estado sólido.

Já o corpo próximo de Lourdes é mais isotrópico e parece corresponder a uma manifestação tardia, embora em alguns afloramentos uma lineação de quartzo alongado tenha sido anotada. De qualquer forma, os corpos mencionados atestam um evento claramente associado no tempo à fase de dobramento F_2 .

Registra-se ainda uma associação de diques graníticos de coloração cinza, plano-axial para dobras F_4 (granitóides sin- F_4), a NW de Porto Real do Colégio. Essas rochas seriam equivalentes dos granitos porfiríticos que afloram na BR-101 a norte de Propriá, alcançados muito fracamente por F_4 .

Portanto, cronotectonicamente distingue-se pelo menos três tipos de manifestações graníticas na área investigada, a mais importante (em volume) vinculando-se à deformação principal F_2 que atingiu as supracrustais.

A datação de F_2 (e do metamorfismo associado) tão importantes é ainda uma questão em debate por causa da insuficiência dos dados geocronológicos.

Há datações Rb-Sr (isócrona de referência) (Brito Neves & Cordani, 1973) que assinalam para a fase principal de metamorfismo uma idade de 650 ± 20 m.a.

Existe uma isócrona verdadeira para todo o sistema de dobramentos, de um leuco-granito tardi a pós-tectônico do Domínio Poço Redondo (Davison & Santos, 1989). A idade 600 ± 23 m.a. encontrada corresponderia a cristalização do magma.

Ainda de acordo com os autores (com base numa única amostra de granodiorito do mesmo afloramento), os dados indicam que haveria pequena diferença entre a colocação dos granitóides sin e pós-tectônicos. Se assim for, a idade dos movimentos tectônicos principais e do metamorfismo na área investigada é da ordem de 620-580 m.a.

Finalizando, reporta-se que o estudo geoquímico preliminar desenvolvido pelo autor com os corpos pré- a sin- F_2 , demonstrou, além da natureza calco-alcalina, uma origem (fusão) a partir de fonte rica em granada para os mesmos. Ademais, foi verificado que a assinatura dos TR desses corpos é idêntica às assinaturas dos plutões colocados em bacias de "back-arc".

Capítulo 5: LITOGEOQUÍMICA DOS MATERIAIS METASEDIMENTARES

5.1 - Estudo dos Elementos Traços (Exceto os Terras Raras)

5.1.1 - Feições Geoquímicas Gerais/Classificação Química das Litologias

O estudo agora iniciado deve ser encarado como de natureza preliminar, haja vista o número reduzido de análises para cada tipo litológico (unidades Metasedimentos Bandados, Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados e Xistos Pelíticos Intermediários).

Isso decorreu pela falta de um laboratório apropriado na UFPE para desenvolver o trabalho analítico, tendo-se assim de recorrer a laboratórios particulares a custos muito elevados.

A fim de testar a confiabilidade dos dados analíticos (tabelas 1 e 2), foi feita inicialmente uma comparação dos mesmos com uma lista de valores médios de distribuição de elementos traços em xistos e gnaisses compilados da literatura por Rosler & Beuge (1983).

Embora hajam diferenças em relação aos valores de referência, como será mostrado abaixo, elas parecem estar ligadas a fatores intrínsecos à composição original das rochas e não a métodos de determinação ou a transformações metamórficas.

Na Unidade Metasedimentos Bandados foram analisados os metaritmitos e xistos pelíticos (vide a Tabela 1).

Ocorrem discrepâncias entre os dados analíticos dos metaritmitos e os valores referenciais para elementos como P, Y e Zr, aqui destacados por serem tidos por alguns autores como "imóveis" (Holland & Winchester, 1983). As discrepâncias eram de esperar tendo em vista a heterogeneidade dos metaritmitos, rochas com camadas arenosas e camadas pelíticas alternantes.

O termo "elementos imóveis" não pode ser tomado no seu sentido literal. Há abundante exemplificação de que a mobilidade dos elementos durante o metamorfismo é mais a regra do que a exceção. Os elementos aludidos em condições normais de metamorfismo são apenas menos móveis do que os demais.

Em relação aos xistos pelíticos da mesma unidade, existem similaridades com os mica-xistos de referência para alguns elementos. Por exemplo, $\bar{Y} = 34$ ppm nos xistos amostrados, resultado igual ao valor de 34 ppm da lista de Rosler & Beuge (op. cit.).

TABELA 1 - ELEMENTOS TRAÇOS EM ROCHA

	MR-02	MR-05	MR-08	MR-46.1	MR-59.1	MR-59.2	MR-108	MR-153	MR-155	MR-32	MR-117	MR-119	MR-140
Ba	420	360	1.050	770	590	500	580	520	540	940	1.010	420	630
Co	14	25	23*	30	30	22	26	15*	19*	-	-	23	16
Cr	76	140	192	96	140	88	112	96	92	82	144	210	120
La	52	23	44*	24	30	23	22	15*	8*	34	29	22	18
Nb	26	34	40	30	32	26	32	32	(20)	20	48	36	34
Ni	48	77	144	72	82	82	84	73	79	-	142	84	33
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	-	-	-
Rb	82	78	140	89	97	49	71	86	96	200	140	130	84
Sc	11	27	26*	31	23	19	23	16*	22*	19	33	20	17
Sr	239	160	160	70	190	170	170	240	130	96	420	420	320
V	126	154	181*	188	174	166	88	129*	154*	104	197	154	67
Y	58	71	36	58	75	58	56	33	33	60	47	73	69
Zr	400	220	400	320	230	270	230	270	260	190	320	290	380

Cifras com asteriscos (*) - Laboratórios da B. P. Mineração Ltda.

De MR-02 a MR-155 (9ª coluna) = Unidade Metasedimentos Bandados

Amostras MR-08, MR-153 e MR-155, xistos pelíticos; demais, metaritmitos

Quatro últimas colunas = Unidade Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados

TABELA 2 - ELEMENTOS TRAÇOS EM ROCHA

	MR-148	MR-239	MR-243	MR-245	MR-246	MR-250	MR-64	MR-68	MR-85	MR-159	MR-175A	MR-176	MR-177
Ba	910	610	680	530	770	530	545*	1960	480	410	460	410	760
Co	18	30	26	20	22	18	-	-	-	-	-	-	-
Cr	124	124	104	88	102	82	38*	102	108	106	92	114	152
La	29	32	26	23	41	21	21*	26*	38*	22*	7*	9*	12*
Nb	24	28	24	24	28	28	-	34	(20)	(20)	28	38	24
Ni	62	110	104	60	72	72	25*	80	84	84	58	79	98
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	130	98	79	57	110	89	-	130	120	110	93	100	120
Sc	(5)	16	24	18	22	15	14*	15*	18*	20*	16*	19*	20*
Sr	260	130	73	100	110	180	116*	230	150	180	120	130	150
V	94	184	194	166	188	196	85*	75*	128*	118*	108*	123*	127*
Y	29	64	46	54	62	46	32	25	32	37	32	32	31
Zr	250	300	280	360	340	280	200*	210	340	400	370	340	300

Cifras com asteriscos (*) Laboratórios da B. P. Mineração Ltda.

De MR-148 a MR-250 (6ª coluna) = Unidade Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados

De MR- 64 a MR-177 = Unidade Xistos Pelíticos Intermediários

A outra unidade comparada (Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados) mostra para o P semelhança com os valores referenciais. Para o Y e para o Zr as rochas da área têm comumente valores mais elevados. Nesse caso, a abundância mais alta poderia em princípio ser atribuída até a um enriquecimento original das litologias e não a modificações posteriores.

Depois disso, passa-se a discutir a classificação das rochas com base na abundância dos elementos traços. A aplicação desse tipo de estudo para rochas metasedimentares algumas vezes permite chegar à composição original das mesmas.

Classificações químicas de rochas sedimentares podem ser baseadas nos elementos LIL (large-ion lithophile elements), K, Rb, Ba, Sr, TR leves etc. Esses elementos têm por hábito migrar com certa facilidade durante o metamorfismo, o que é inconveniente no estudo da composição dos protolitos sedimentares.

Costuma-se justificar seu emprego através de premissas tais como: de que eles seriam trapeados nos componentes micáceos e permaneceriam no sistema rochoso mesmo após o metamorfismo (Floyd et al., 1989).

A locação das análises das várias litologias/unidades no diagrama Sr X Ba, Figura 11, indica que:

a) as rochas das unidades Metasedimentos Bandados e Xistos Pelíticos Intermediários representam, na origem, argilitos ou grauvas, sendo que os pontos da segunda unidade estão mais restritos ao campo dos argilitos, concordando com os levantamentos no terreno e;

b) as rochas da Unidade Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados (parte norte da área) exibem dispersão entre os campos dos argilitos e o campo das grauvas.

Uma outra forma de atacar o problema e resolver as dúvidas surgidas com o emprego do diagrama Sr X Ba foi a utilização de "elementos imóveis" (diagrama TiO_2 X Ni, Figura 12). Além de ser mais confiável, ele permite discriminar sedimentos maduros de sedimentos imaturos (grauvas magmatogênicas). Observa-se que a maior parte das análises cai no campo das rochas maduras, argilitos, ou misturas de argilitos e arenitos, fazendo crer a importância secundária no segmento trabalhado de sedimentos do tipo grauva.

○ Xistos Pelíticos Intermediários

● Metasedimentos Bandados

○ Xistos e Gnaisses Pelíticos Indif.

FIGURA 11

LEGENDA FIG. 11

FIGURA 12

Isso pode ser aceito nas discussões das páginas seguintes, por que o segundo diagrama é embasado em elementos menos móveis e desse modo refletiria composições mais próximas das originais.

Por outro lado, sabe-se que o Sr, um dos elementos do diagrama anterior (Figura 11), aumenta nos sistemas sedimentares desde o estágio da sedimentação até a transformação em xistos e gnaisses (Rosler & Beuge, 1983).

Ainda por cima, o estudo petrográfico, pelo menos das litologias de grau metamórfico moderado (Metasedimentos Bandados e Xistos Pelíticos Intermediários), não evidenciou características de rochas grauváquicas, como fragmentos (clastos) de rochas ou de feldspatos.

5.1.2 - Ambiente tectônico de Sedimentação

Não é de hoje que pesquisadores vem usando a geoquímica de arenitos para identificar os ambientes tectônicos de sequências sedimentares.

Bhatia (1983) e Bhatia & Crook (1986), pioneiros nesse tipo de abordagem, têm trabalhado com os elementos maiores e com os elementos traços de arenitos e grauvacas do Paleozóico da Austrália, chegando a resultados promissores de apreciação corrente na literatura.

Os dados da presente investigação, em alguns dos diagramas de Bhatia & Crook (op. cit.), a exemplo de $Ti/Zr \times La/Sc$ e $V \times Sc$, sugerem deposição em bacia adjacente a arco magmático continental.

Contudo, pelo fato da classificação química discutida anteriormente colocar em dúvida a ocorrência de grauvacas no segmento investigado, o presente autor preferiu não levar em conta tais resultados.

Isso foi adotado apesar da semelhança das análises químicas de metasedimentos da Faixa Sul-Alagoana com os dados dos autores supramencionados; essa opção nem sempre é a seguida pelos pesquisadores.

Além do mais, Winchester & Max (1989), na pesquisa levada a cabo com o Grupo Erris (Neo-Proterozóico, Irlanda), chegaram a conclusão de que, em bacias ensiâlicas (caso estudado lá), os teores de SiO_2 de metasedimentos têm que ser levados em consideração nos es

tudos com a utilização dos diagramas de Bhatia (1983), caso não se queiram obter falsos resultados.

Tendo em vista essas considerações, procurou-se na literatura trabalhos que usassem materiais diferentes de grauvacas, bem como, diagramas que fossem de construção e princípios diferentes dos mencionados.

Winchester & Max (1989) propuseram o uso de "aranhogramas" e tomar para comparação "mudstones" de ambiência tectônica conhecida.

Três tipos de ambientes tectônicos mais importantes foram reconhecidos por Winchester & Max (op. cit.), e muito embora esse número seja pobre, face aos que hoje a literatura reconhece e caracteriza (Miall, 1984), a trilogia em questão é suficiente para os propósitos dessa pesquisa.

Esses tipos são abaixo descritos, expondo-se em seguida a comparação dos dados da área com os mesmos:

a) arcos de ilha oceânicos—as curvas assinalam forte esgotamento em muitos dos elementos LIL, o que dá como resultado uma curva geral com gradiente positivo.

b) arcos de ilha continentais & margens continentais ativas—os elementos têm teores mais altos do que nos ambientes de arcos de ilha oceânicos e o traçado resultante é grosseiramente ascendente (gradiente positivo), com uma quebra na metade da sequência de elementos e;

c) margens passivas—o conjunto de linhas mostra-se nivelado em torno de 1,0, enquanto são visíveis anomalias para Sr, P e Ti não bem entendidas.

As curvas de amostras das unidades Metasedimentos Bandados e Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados, confrontadas com as curvas padrões dos autores supracitados (normalização com PACS), Figura 13, mostram semelhanças com os arcos oceânicos e com os arcos continentais, por causa de suas tendências ascendentes.

Ademais, essas curvas apresentam um empobrecimento na parte dos LIL bastante compatível com o empobrecimento da curva padrão para os arcos continentais.

amostra/PACS

FIGURA 13

5.2 - Elementos Terras Raras

5.2.1 - Feições Geoquímicas Gerais das Unidades

Os teores dos elementos Terras Raras de amostras das unidades Metasedimentos Bandados e Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados, únicas a serem analisadas, estão expostos na Tabela 3.

Antes de se descrever as características geoquímicas gerais das unidades, apresenta-se uma revisão da literatura sobre a mobilidade dos TR durante o metamorfismo. A importância desse assunto dispensa maiores justificativas.

Rosler & Beuge (1983) demonstram que apesar dos teores TR de folhelhos decrescerem com o aumento do grau de metamorfismo, isso não se faz a taxas muito fortes.

Bhatia (1985) afirma que muitos estudos documentam a insignificante mobilidade dos TR no metamorfismo, desde que não seja atingida a fácies granulito.

Figueiredo (1986) diz que na maioria das regiões com rochas metamórficas, os padrões de TR normalizadas se assemelham ora às distribuições das rochas sedimentares, ora às das rochas ígneas, de modo que esses dois processos maiores é que na verdade definem os padrões a serem obtidos.

É então levando em consideração esses trabalhos, testemunhos da pouca mobilidade dos TR no metamorfismo, que se inicia o estudo das características químicas das rochas; só adiante, debate-se a natureza das áreas de proveniência, bem como, os ambientes tectônicos de sedimentação.

As curvas normalizadas por condritos (valores para normalização de Evensen et. al., 1978) exibem enriquecimento dos TRL (terras leves) em relação aos TRP (terras raras pesadas), figuras 14 e 15, indicando um fracionamento marcante ($La/Lu = 48 - 147$) entre os dois grupos de elementos.

Floyd et al. (1989) encontraram para metasedimentos do Grupo Loch Maree (Lewisian, NW da Escócia) razões La/Lu de 60 até 120, comparáveis com valores calculados para os metasedimentos da área, conforme se mostra a seguir: Unidade Metasedimentos Bandados, La/Lu varia de 57 a 147; Unidades Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados, La/Lu vai de 48 até um máximo de 123.

Contudo, o índice mais usado pela literatura para quantificar

TABELA 3 - ELEMENTOS TERRAS RARAS EM ROCHA

	MR-02	MR-05	MR-46.1	MR-59.1	MR-59.2	MR-108	MR-32	MR-119	MR-140	MR-148	MR-239	MR-243	MR-245	MR-246
La	53,03	23,11	24,10	30,11	23,30	22,18	33,75	22,46	18,29	29,49	31,74	25,65	23,36	41,26
Ce	101,10	43,05	59,37	56,92	51,24	45,51	70,90	42,66	62,68	50,80	67,68	58,04	57,65	91,70
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	50,42	25,29	26,16	30,61	27,72	26,11	32,18	25,51	18,49	31,55	31,84	28,90	26,42	42,05
Sm	8,65	5,44	5,37	6,54	7,70	5,63	6,40	5,12	4,24	6,29	5,96	6,24	5,50	8,76
Eu	1,63	1,17	1,19	1,32	1,31	1,14	1,16	1,07	1,02	1,27	1,38	1,05	1,17	1,63
Gd	6,39	4,60	4,16	5,67	5,13	4,86	3,90	3,89	3,94	5,21	4,67	5,20	4,37	7,29
Td	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	6,05	3,63	5,13	5,12	5,09	3,72	4,33	2,09	3,96	3,88	4,46	5,16	4,46	7,61
Ho	1,28	0,73	1,14	1,06	1,12	0,79	0,75	0,35	0,85	0,74	0,87	1,16	0,90	1,57
Er	3,29	2,20	3,12	3,11	3,13	2,24	2,38	0,89	2,56	2,04	2,35	3,49	2,54	4,44
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2,69	2,53	3,09	3,11	3,04	2,33	2,77	0,86	2,97	1,92	2,28	3,59	2,62	4,60
Lu	0,36	0,31	0,42	0,37	0,43	0,32	0,42	0,11	0,38	0,24	0,28	0,48	0,35	0,63
Σ	243,89	112,06	133,25	143,94	129,21	114,83	160,49	105,11	119,38	133,43	153,51	138,96	129,34	211,54

De MR-02 a MR-108 (6ª coluna) = Unidade Metasedimentos Bandados, metaritmitos

De MR-32 a MR-246 = Unidade Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados

FIGURA 14

o fracionamento dos TRL em relação aos TRP não é La/Lu; usam-se dois outros parâmetros, La/Yb ou sua forma normalizada La_N/Yb_N . Em relação a primeira dessas razões, as unidades amostradas apresentam valores de 7,8 - 19,7 e de 6,2 até 15,4, respectivamente, os quais estão dentro dos limites de variação dados a conhecer pela literatura.

Uma outra feição de destaque nas curvas normalizadas por condritos é a anomalia negativa de Eu. A anomalia aparece em todas as amostras e as razões Eu/Eu* mostram como resultados médios: Unidade Metasedimentos Bandados, Eu/Eu* = 0,68; Unidade Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados Eu/Eu* = 0,70.

Cifras comparáveis obtidas de trabalhos mais ou menos referenciais são: a) grauvas paleozóicas da Austrália (Bhatia, 1985), Eu/Eu* = 0,66 - 1,04 e b) médias de folhelhos de idade pós-arqueana, incluindo PAAS, NASC e ES, (Taylor & McLennan, 1985), Eu/Eu* = 0,66 - 0,70.

A anomalia negativa de Eu em sedimentos é considerada quase que consensualmente, uma indicação de mudança episódica sofrida pela crosta continental no final do Arqueano, quando teria passado a conter volumosos corpos de granitos potássicos (Figueiredo, 1986; McLennan et al., 1979; McLennan & Taylor, 1982 etc).

5.2.2 - Natureza da Área Fonte

A discussão agora encetada toma por base algumas curvas normalizadas por condritos, descritas no item anterior, e curvas normalizadas por PAAS (valores para normalização de Taylor & McLennan, op. cit.). A sigla PAAS refere-se ao padrão "Post-Archean Average Australian Shale".

De início, comparam-se as distribuições normalizadas por condritos com algumas curvas referenciais, a saber: folhelhos pós-arqueanos e envoltórias para riolitos e andesitos calco-alcalinos, Figura 16.

Exceto por uma curva da Unidade Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados, MR-119, que evidencia um fracionamento anômalo dos TRL em relação aos TRP, todas as demais se organizam em padrões regulares, com empobrecimento das TRP.

Em relação às curvas apostas para comparação, observa-se que:

FIGURA 16

a) as rochas agrupam-se de acordo com a assinatura dos folhelhos pós-arqueanos e b) elas situam-se acima da envoltória para os ríolitos calco-alcalinos no segmento dos TRL, embora coincidam no ramo das TRP.

Vê-se inclusive que a curva referente aos folhelhos pós-arqueanos (amostra da crosta continental) exibe comportamento similar face ao campo dos ríolitos calco-alcalinos.

Por outro lado, a ocorrência da anomalia de Eu demonstra a não contribuição de material ígneo vindo do manto ou de seus derivados como MORB e basaltos e andesitos de arco de ilha (Taylor & McLennan, 1985).

Frente a esse comportamento, a interpretação que ocorre é a de que as rochas da Faixa Sul-Alagoana teriam provindo não do intemperismo, transporte e deposição de detritos vulcânicos de arco magmático, mas predominantemente da erosão de rochas da crosta continental, como granitóides, gnaisses, xistos etc.

No outro diagrama (Figura 17), a conduta para as mesmas amostras é bem regular e "centralizada" ao longo da razão amostra/PAAS igual a 1,0, com uma discreta anomalia positiva para o Eu. Essas características correspondem ao que se deveria esperar para rochas crustais ácidas.

Conclui-se ainda desse último diagrama, tendo em vista que o empobrecimento das TRL não é forte, a pouca influência de materiais básicos na composição dos sedimentos.

5.2.3 - Ambiente Tectônico de Sedimentação

A discussão que segue é feita em cima do trabalho de Bhatia (1985) que usou além de grauvacas, também argilitos e materiais finos na determinação de ambientes tectônicos para rochas da Austrália.

Shimizu & Masuda (1977) (apud Bhatia, op. cit.) notaram que a forte anomalia negativa de Ce, nas curvas normalizadas por condritos, é típica de radiolaritos de mar aberto, estando ausente em plataformas continentais e bacias marginais.

Na Suite Tamworth (Paleozóico da Austrália), a anomalia para o Ce foi relacionada ao ambiente tectônico, considerado como de mar aberto, defronte a um arco magmático.

FIGURA 17

○ Xistos e Gnaisses Pelíticos Indif.

● Metasedimentos Bandados

○ Metarritmitos

Nas curvas do presente trabalho, figuras 14 e 15 (parcialmente discutidas antes), não se observa qualquer tipo de anomalia para o elemento em questão.

Algumas vezes, esse comportamento é explicado pela suposta falta de equilíbrio entre os sedimentos e a água do mar na área de deposição (Figueiredo, 1986).

O autor não acha a explicação acima como suficientemente convincente. Teria de haver condições muito especiais dentro de uma bacia para isolar por um tempo prolongado a água do mar e os sedimentos adjacentes, até a litificação pelo menos.

Muito provavelmente, o fenômeno em discussão nas duas unidades estudadas está ligado mais a natureza dos sistemas deposicionais (bacias próximas ao continente) do que propriamente à falta de equilíbrio entre água e sedimentos.

À guisa de complementação, tenta-se pelo emprego das generalizações de Bhatia (1985), debater os ambientes tectônicos adjacentes à "bacia Sergipana" num contexto de tectônica de placas.

Os padrões de TR tanto para grauvacas como para argilitos são muito próximos entre si na conformação geral para cada ambiente estudado, nos exemplos australianos.

Ora, se isso puder ser generalizado, não se estará incorrendo em erro absurdo ao empregar para sedimentos finos os índices e parâmetros definidos pelas razões entre elementos que foram criados para o estudo de grauvacas.

Do cotejo entre os dados da Faixa Sul-Alagoana e o quadro de "parâmetros de discriminação entre ambientes" Bhatia (op.cit.), surgem opções que excluem os ambientes intra-oceânicos e margens passivas, conforme mostrado abaixo.

a) Razão La/Yb—As médias de 9,0 e de 10,2 respectivamente para as unidades Metasedimentos Bandados e Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados são compatíveis com ambiente tectônico do tipo arco de ilha continental.

b) Razão somatório TRL/somatório TRP—Os valores médios de 8,0 e de 8,0 para as duas unidades citadas são coerentes com qualquer um dos ambientes seguintes, arco de ilha continental, margem Andina ou margem passiva, mas elimina arco de ilha oceânico.

c) Razão Eu/Eu*—As médias de 0,7 e de 0,7 para as unidades

aludidas, de novo são típicas de ambiente tectônico do tipo arco de ilha continental.

O estudo que foi desenvolvido visando a pesquisa dos ambientes tectônicos (e áreas fontes) mostra uma razoável coerência nos resultados obtidos.

Repetidamente, os resultados estão a apontar que os sedimentos foram depositados numa bacia adjacente a um arco magmático, sendo que arco magmático continental aparece com maior frequência nos vários diagramas e parâmetros.

Arco magmático continental e margem Andina, que também surge no estudo, são elementos de borda continental semelhantes quanto a situação tectônica e características gerais numa organização com a interação de placas (Quadro 2 e Figura 18).

Arco intraoceânico como elemento pretérito não atende aos resultados encontrados. Tampouco, preenche os registros geológicos, faltando na área o vulcanismo andesítico dos edifícios fanerozóicos, e as grauvacas magmatogênicas básicas, por exemplo.

A área fonte (provenance) seria de natureza predominantemente ácida, faltando os elementos para distinguir entre um vulcanismo ácido calco-alcalino de rochas da crosta continental antiga.

As informações geológicas disponíveis, indicando na parte norte do Sistema Sergipano uma crosta continental antiga, na opinião do autor vêm de encontro às informações litogeoquímicas, embora não conclusivamente, da existência de um arco de ilha formado em crosta continental ainda na fase de abertura (?) na borda da Bacia Sergipana.

QUADRO 2 - CLASSIFICAÇÃO TECTÔNICA (PLACAS) DE MARGENS CONTINENTAIS DE BACIAS OCEÂNICAS

Ambiente Tectônico	Bacia(s) de sedimentação dominantes.	Natureza da crosta adjacente à Bacia.	Tipo de fonte (provenance).	Exemplo moderno.
Arco de ilha oceânico	Ante-arco, "back-arc".	Arco de ilha oceânico ou arco de ilha formado parcialmente em crosta continental delgada.	Arco magmático não dissecado.	Aleutas Ocidentais; Pequenas Antilhas; Marianas.
Arco de ilha continental	Apical (inter-arc), "back-arc", ante-arco.	Arco de ilha formado em crosta continental bem desenvolvida ou em margem continental delgada.	Arco magmático dissecado. Orógeno reciclado.	Fossa de Havre; plataforma de Porto Rico; W Cascades, EUA; Mar do Japão.
Margem continental ativa	Retro-arco marginal; bacias marginais; bacias de "strike-slip" (sags, pull-aparts).	Margem continental espessa; embasamento cristalino.	Embasamento alçado (uplifted).	Norte do Chile, Peru; costa sul da Califórnia.
margens passivas	Depocentros maiores peri-cratônicos.	Crosta continental normal. Crosta continental	Orógenos reciclados e de colisão.	Leque Bengal-Nicobar e bacia Nicobar.
	Margem rifteada continental miogeoclíneos e planícies abissais).	Crosta continental estirada.	Interior do Cráton.	Oceano Atlântico.

Fonte: Bhatia & Crook (1986).

SISTEMAS DE BORDA CONTINENTAL

SISTEMAS ARCO-FOSSA INTRA-OCEANO

FIGURA 18

FONTE - DICKINSON & SEELY (1979)

Capítulo 6: GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1 - Estudo dos Dobramentos Superpostos

A descrição dos dobramentos superpostos é feita em seguida pelos vários setores em que foi dividida a área investigada (Figura 19). Esse procedimento está de acordo com Hopgood (1980), que defende como passo inicial no estudo de áreas complexas o estabelecimento de "sucessões locais" de dobramentos.

6.1.1 - Setor Escorial-Canhoba-São Brás

Fase de Dobramento F_1

Tanto nesse setor quanto na parte da área que fica a oeste da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes", além de um bandamento conspícuo, que é a estrutura planar principal dos afloramentos, aparecem, ainda que menos comumente, dobras intrafoliais como as mais antigas estruturas deformacionais a manifestar-se.

As características desse bandamento, abaixo discriminadas, asseguram para o mesmo uma origem sedimentar. Isto é, trata-se da estratificação S_0 que foi totalmente transposta para a orientação de S_1 .

a) Ele é uma estrutura assimétrica, de espessura e composição diferentes na direção transversal, podendo-se acompanhar as bandas, camadas e lâminas na terminologia estratigráfica, por decímetros ou metros ao longo do comprimento.

b) As camadas e lâminas não exibem estrutura anastomosada, embora às vezes elas terminem em cunha. Esse fato é uma primeira indicação de que paralelamente à estratificação há uma xistosidade ou foliação.

c) As mudanças de composição são monótonas no exame de campo, sobressaindo-se na aparência uma simples dicotomia banda escura (pelítica) e banda clara; estudos de seção delgada, entretanto, evidenciam diferenças sutis de composição entre as camadas pelíticas.

As dobras intrafoliais mostram estilo isoclinal ou apertado e a foliação plano-axial associada é, como aludido acima, paralela às camadas ou faixas de composição.

FIGURA 19
SETORES ESTRUTURAIS

- A SETOR ESCORIAL - CANHOBA ...
- B SETOR BACIA DE LOURDES
- C SETOR SUL ANTIFORME DE JIRAU
- D SETOR PARTE NORTE

Tais dobras são raras e os poucos exemplares estudados têm por propriedades: foliação plano-axial fina do tipo xistosidade contínua, nítido espessamento da zona de charneira e "enraizamento" em relação ao bandamento S_0 , demonstrando a transposição da estrutura planar sedimentar para a superfície axial de F_1 , Fotografia 3.

Fase de Dobramento F_2

Adicionalmente à estratificação $S_0//S_1$, descrita antes, observa-se em muitos afloramentos, com ângulo variável em relação a aludida estratificação, mais facilmente nas partes pelíticas, uma xistosidade de fluxo na escala de amostra de mão (equivale morfológicamente à xistosidade contínua de Borradaile et al., 1982).

Essa xistosidade é plano-axial para dobras que são desenhadas pelo bandamento/estratificação S_0 , observação muito importante porque assegura hierarquiza-la como de uma fase de dobramento posterior à F_1 . Relações de superposição adicionais permitem colocar a mesma e as dobras correlatas na fase F_2 , Figura 20.

A olho nú S_2 está definida pela orientação preferencial de micas e por cristais e fitas de quartzo. Esses elementos envolvem cristais milimétricos de granada ou porfiroblastos desse mineral, bem como, porfiroblastos centimétricos de cianita e de estauroлита, nas cercanias de Lagoa Comprida.

Adiante, no capítulo onde são tratadas as relações entre deformação e metamorfismo (evidências microscópicas), serão fornecidos mais subsídios para a caracterização morfológica de S_2 .

A norte do setor em foco, S_2 assume o papel principal dentre as estruturas planares das rochas, transpondo então inteiramente para sua orientação todos os elementos geométricos já existentes.

Mesmo no setor Escorial-Canhoba-São Brás, as orientações de $S_0//S_1$ versus S_2 não são muito diferentes, conforme se pode concluir das observações de campo e de diagramas de síntese (Figura 21): nesses os dois elementos tendem a cair nos mesmos quadrantes, com baixos ângulos de mergulho.

As dobras F_2 tomam para superfície de forma (como acima citado) a estratificação S_0 e a foliação paralela S_1 . O exame das zonas de charneira F_2 expõe à vista como superfície dobrada e crenulada (com lupa) a foliação S_1 .

FOTOGRAFIA 03

LEGENDA PARA OS ESTEREOGRAMAS

- ⊙ BANDAMENTO $S_0' // S_1$
- FOLIAÇÃO S_2
- ⊖ LINEAÇÃO L_2
- FOLIAÇÃO S_3
- ⊖ LINEAÇÃO L_3
- FOLIAÇÃO S_5
- ⊖ LINEAÇÃO L_5
- Ⓢ EIXO CONSTRUÍDO

FIGURA 20

FIGURA 21

Exemplares completos de dobras F_2 são muito raros, apesar de se poder, com base no material existente, chegar às características principais do dobramento. As dobras F_2 dão a conhecer perfil apertado ou mais aberto (ângulo apical entre $30-90^\circ$) e charneiras arredondadas.

Os exemplares aqui representados, Figura 22, ostentam espessamento pronunciado das zonas de charneira. Os estratos arenosos (melhor definidos) e os estratos pelíticos tornam-se progressivamente mais estreitos, mas não chegam a romper-se.

As estruturas lineares geradas durante F_2 foram linhas de charneira, lineações de intersecção de S_2 no bandamento $S_0//S_1$ e uma lineação mineral de biotita, mais estatística que individual. Essa lineação parece ter sido gerada pela reorientação mecânica de porfiroblastos de biotita já existentes durante F_2 .

Fase de Dobramento F_4

Provisoriamente, correlaciona-se a fase agora enfocada com uma fase de dobramento que aparece no setor da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes", e que regionalmente corresponderia à quarta fase de dobramento que atingiu a cobertura deformada.

Ela pontifica em vários afloramentos por intermédio de dobras e estruturas contemporâneas, embora seja mais frequente e típica a ocorrência de uma clivagem espaçada, com crescimento ou reorientação de biotitas.

Próximo a Sampaio (2,2 km a N-NW de Porto Real do Colégio), observam-se na posição plano axial de dobras F_4 diques graníticos de coloração cinza, na direção NNE-SSW. Em geral essas rochas graníticas têm granulação fina, mas megacristais isolados de feldspato são também encontrados.

Quanto às dobras F_4 , em Sampaio elas mostram ângulo apical variável e discreto espessamento das zonas de charneira (figuras 23 e 24).

Leque de clivagem é uma feição generalizada, com reorientação de agregados de biotita em torno de "núcleos" de esfero.

FIGURA 22
DOBRAS F₂

TAMANHO NATURAL

agregados de biotita

clivagem plano-axial

FIGURA 23
DOBRA F₄

legenda idem Fig. 23

FIGURA 24

6.1.2-Setor da "Bacia-Cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes"

Fase de Dobramento F_2

A comprovação de que a foliação principal do setor agora considerado é a mesma estrutura S_2 do setor Escorial-Canhoba-São-Brás provém de observações no terreno e de estudos megascópico e microscópico de amostras pelíticas.

Dentre essas observações, destacam-se restos de uma xistosidade pretérita dentro de micrólitos sin- F_2 , dobras intrafoliais de senhadas por uma xistosidade anterior, granadas com uma foliação S_1 truncada por S_2 etc.

A expressão de S_2 é variável, aparecendo nas litologias da Unidade Metasedimentos Superiores bandamentos diferenciados, materializados por leitos regulares e monótonos de espessura milimétrica (dicotomia bandas de mica X bandas de quartzo). Nessas litologias, os elementos estruturais gerados anteriormente estariam totalmente obliterados por processos de diferenciação metamórfica e crescimento mineral sin- F_2 .

Ao longo da estrada velha Lourdes-Gararú foram encontrados elementos sugestivos de que esse trecho corta uma zona de charneira de uma dobra recumbente maior da fase F_2 .

Essa zona estende-se por 4 ou 5 km, mas a estrutura não é visível em mapa por causa da postura subhorizontal de S_2 . Argumentos favoráveis a sua existência são: a) repetição de colunas e mullions- B_2 por todo o trecho e b) ocorrência esporádica de dobras em M (isoclinais), em cujo intrado vê-se a foliação S_1 crenulada.

Fase de Dobramento F_4

A fase agora considerada aparece bem a NNE da cidade de Nossa Senhora de Lourdes, ao longo da estrada de Mangerona e adjacências.

O trecho em questão corta transversalmente a zona axial da sinforme macroscópica (charneira norte), que por interferência com uma das fases tardias, dá origem à estrutura conspícua denominada de "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes".

O fato das estruturas F_4 alcançarem maior expressão exatamente no trecho mencionado sugere que a sinforme macroscópica é também

uma dobra F_4 . Isso sem contar que as orientações das superfícies axiais e xistosidade S_4 têm a mesma direção que o traço axial da sinforme.

No terreno, são diversos os efeitos atribuídos ao dobramento F_4 .

a) Inversão a norte de Mangerona do empilhamento litológico sin- F_2 ; o empilhamento normal encontra-se a sul do povoado mencionado.

b) Dobras e crenulações que tomam S_2 como elemento de forma, Fotografia 4, incluindo-se como estruturas da mesma fase enfocada clivagens e xistosidades.

c) Alterações locais na postura da foliação principal S_2 , que de mergulhos fracos a moderados passa a mostrar empinamentos e mudanças de orientação.

Esboços de dobras F_4 estão expostos na Figura 25. Duas feições de maior destaque são visíveis: a) S_2 realçada por fitas de quartzo e b) charneiras que tendem a ser ponteagudas.

Fase de Dobramento F_5

Uma fase de dobramento posterior a F_4 , de orientação constante, é notada nos afloramentos a NNE do setor em questão.

Critérios de superposição mostram que ela recebe na hierarquia regional a denominação de F_5 . Essa fase transcende ao setor considerado, tornando-se ao norte do Rio São Francisco o episódio interferente mais conspícuo da sucessão regional, estando presente no fechamento oeste da antiforme de Jirau do Ponciano.

Em geral a foliação F_5 não corporifica crescimentos minerais, sendo definida pelo alinhamento de charneiras, flancos de crenulações e clivagens espaçadas. Localmente, ela pode ser classificada como crenulação gradacional, no sentido que empregaram Borradaile et al. (1982), Fotografia 5.

As posturas de S_5 e dos planos axiais F_5 são persistentes na direção E-W, sem vergência definida.

A julgar pelas medidas de S_5 e das linhas de charneira L_5 , o dobramento é predominantemente do tipo horizontal normal. Ocorrem pequenas variações por conta de "kinks" e de outras deformações

FOTOGRAFIA 04

FIGURA 25
CHARNEIRAS F₄

FOTOGRAFIA 05

tardias.

As dobras F_5 têm perfil muito variado, mesmo ao longo de uma zona de charneira comum. Espessamento das charneiras não foi observado. Por outro lado, a orientação de minerais ao longo da superfície axial não é praxe, a não ser mecanicamente, denotando um evento em condições de baixa temperatura.

6.1.3 - Setor Flanco da Antiforme de Jirau do Ponciano

Fases de Dobramento F_2 e F_5

Estão presentes nesse setor, com maior clareza, duas fases de dobramento: F_2 , Fotografia 6, responsável pela foliação principal S_2 , superfície de forma regional, e, F_5 que aparece muito forte, dobrando e crenulando a foliação S_2 .

Indicações de que para o norte do Rio São Francisco S_2 viria a constituir a estrutura planar dominante surgiram no setor da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes".

A postura de S_2 nos três setores até agora descritos, de baixos mergulhos, juntamente com a constatação de dobras recumbentes maiores coetâneas, insinua que a origem dessa foliação está ligada a uma tectônica tangencial na fase de dobramento principal. Muito provavelmente F_2 corresponde ao fechamento da "bacia Sergipana" por choque entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas.

Os polos de S_2 em projeção, Figura 26, além de caracterizar uma preferência pelas posições centrais do diagrama (posturas sub horizontais), como acima aludido, também indicam o registro de mo dificações posteriores a sua formação.

Nesse particular são dignos de nota: a) guirlanda parcial de polos de S_2 gerada por conta de dobramento macroscópico F_4 , com $AC = N08^{\circ}W/70^{\circ}NE$ e $B = 20^{\circ}/S81^{\circ}W$ e; b) guirlanda de polos S_2 originada pela fase F_5 .

Quanto aos registros de F_5 , eles estão representadas por crenulações de S_2 , geração de uma clivagem zonal ou discreta, bem como, por dobras métricas horizontais normais.

A clivagem F_5 tem notória orientação em torno de E-W e vergência definida para SW (Figura 27). Medições de S_2 numa dobra métrica (Figura 28) que aflora a NE de Traipú, desenhada por granitói

FOTOGRAFIA 06

FIGURA 26

FIGURA 27

FIGURA 28

des brancos e xistos, indicam que a mesma tem geometria cilíndrica; seus parâmetros são $AC = N34^{\circ}E/78^{\circ}SE$ e $B = 12^{\circ}/N56^{\circ}W$.

6.1.4 - Parte Norte da Área Investigada

Fases de Dobramento F_2 , F_3 e F_5

Em todo o setor existem provas de que a foliação principal é S_2 , o que demonstra de uma vez a regionalização dessa estrutura planar e a importância da segunda fase de deformação na estruturação da Faixa Sul-Alagoana.

A foliação S_2 em vários afloramentos do Rio Traipú é dada pelo alinhamento de micas, quartzo e prismas de cianita (cianita de cor cinza), e também por exsudatos de quartzo de espessura milimétrica e comprimento decimétrico, bem como, por "camadas" de litologias mais competentes, cálcio-silicáticas, quartzitos e granitóides, tudo paralelizado.

A orientação regional de S_2 , exceto onde se fazem presentes estruturas plicativas posteriores, é "trend" N-S e mergulhos médios a fortes para NW. Essa postura parece concordar com a atitude da zona de cisalhamento de Jacaré dos Homens (falha de Jacaré dos Homens), estrutura por meio da qual o Maciço Pernambuco-Alagoas foi jogado sobre a faixa de dobramento.

Superimpostas à fase de dobramento F_2 ocorrem pelo menos mais duas fases de dobramento, hierarquizadas como F_3 e F_5 .

A fase F_3 é testemunhada por foliações à biotita (mesmo na ausência de dobras) ou localmente por uma foliação de transposição (foliação S_3), ou ainda por meio de dobras contemporâneas.

Hierarquizar as foliações posteriores à S_2 nesse setor é uma tarefa delicada. Isso acontece porque o pacote rochoso foi atingido também por fases tardias menos importantes e por clivagens espaçadas (planos - c) de cisalhamento, além das fases de dobramento citadas.

Dobras F_3 foram observadas em afloramentos dos rios Ipanema e Traipú. Tratam-se de estruturas apertadas (quando desenhadas por granitóides), cujo ângulo apical é da ordem de 45° . Também ocorrem dobras isoclinais, com transposição de exsudatos de quartzo para uma estrutura "en-échelon".

O exame das zonas de charneiras mostra a presença de uma folia

ção plano-axial a biotita, mesmo nas partes granitóides, indicando deformação em condições termais moderadamente elevadas.

Em geral essas dobras são assimétricas do tipo S (visão no sentido do caimento para W), vergência essa que é persistente por todo o trecho estudado e compatível com o flanco inverso da antiforme de Jirau do Ponciano.

Esse fato, bem como, as relações de superposição levantadas na escala de afloramento, sugerem que a antiforme de Jirau do Ponciano (excluída a parte de "trend" E-W) é uma estrutura macroscópica da fase F_3 .

A fase F_5 tipifica-se pela ocorrência de dobras e crenulações que se tornam mais proeminentes nas proximidades de Batalha e Jirau do Ponciano (no segmento de "trend" E-W). A importância das estruturas plicativas sobrepuja pois as planares e as lineares.

Padrão de interferência com as fases anteriores, com F_2 do tipo laço de fita (Fotografia 7), e com F_3 ondulações nos flancos de dobra inversa (Rio Ipanema, SE de Batalha), comprovam a hierarquia entre as fases envolvidas.

FOTOGRAFIA 07

Orientação e Geometria das Fases de Dobramento (Parte Norte da Área)

A fim de complementar o estudo descritivo-histórico das estruturas, procurou-se verificar a orientação e a geometria de cada uma das fases de dobramento identificadas, pelo uso das técnicas de projeção estereográfica.

Tendo em vista o número relativamente pequeno de medidas efetuadas, os diagramas têm caracter aproximativo aos problemas, revelando apenas as tendências de orientação das várias estruturas.

Fase de Dobramento F_2 (figuras 29 e 30)

O diagrama de lineações foi construído a partir de medições de charneiras B_2 e de mullions L_2 , todas feitas a oeste de Arapiraca.

As lineações L_2 se distribuem segundo uma guirlanda (grande círculo) mais ou menos clara, com parâmetros $N 62^\circ E / 42^\circ NW$ (Figura 30).

Aparentemente, o diagrama não mostra simetria axial e isso pode ser atribuído, quer ao pequeno número de medidas, quer a uma fase de deformação anterior (superposição de F_2 sobre F_1), que dispersaria as lineações consideradas.

Observa-se que o polo do plano de dispersão das lineações em questão não coincide muito bem com a locação dos polos de S_2 , apesar do espalhamento que esses demonstram.

Quanto à disposição dos polos S_2 , (Figura 29), vêem-se algumas dispersões secundárias (?), muito provavelmente ligadas às fases de dobramento posteriores a F_2 .

Fase de Dobramento F_3 (figuras 31, 32 e 33)

As lineações L_3 são todas de intersecção da foliação à biotita pervasiva S_3 na foliação principal S_2 .

Em diagrama, nota-se, igualmente ao que foi observado para os pontos de L_2 , que L_3 dispersa-se numa guirlanda (plano $N 35^\circ E / 32^\circ NW$) (Figura 32). Esse plano coincide aproximadamente com a área de concentração dos polos S_3 .

Em comparação com as projeções de S_2 , os polos de S_3 apresen-

FIGURA 29

FIGURA 30

tam uma variação ainda maior e mergulhos nitidamente mais fortes (Figura 31).

A medição de uma dobra métrica inversa dessa fase no Rio Ipanema expõe uma geometria aproximadamente cilíndrica, de eixo $B_3 = 40^\circ \text{ N } 56^\circ \text{ W}$ (Figura 33).

Quando se compara esse último diagrama com os pontos de L_3 , repara-se que o eixo construído a partir da dobra métrica cai muito próximo das projeções mencionadas. Isso sugere que essa é a orientação geral de L_3 .

Fase de Dobramento F_5 (figuras 34 e 35)

As lineações e planos dessa fase estão colocados no mesmo diagrama, assim como o eixo B_3 construído da dobra métrica antes descrita (Figura 34).

As lineações dessa fase dispõem-se com uma certa variação no segundo quadrante do diagrama, em torno de $N 45^\circ \text{ W}$, com caimentos baixos.

Quanto aos planos S_5 , tratam-se de elementos com orientação (direção) NW-SE, mergulhos subverticais e vergência indefinida.

Dobras mesoscópicas (ondulações) que interferem com dobra inversa da fase anterior F_3 , também no Rio Ipanema, exibem clara geometria cilíndrica, com eixo construído $B_5 = 30^\circ \text{ N } 48^\circ \text{ W}$ (Figura 35).

Mesmo dentro dos erros que se devem esperar na presente análise, chega-se ao fato de que B_3 e B_5 situam-se muito próximos, podendo-se concluir que as duas fases de dobramento são aproximadamente coaxiais.

Por fim, como fecho do estudo dos dobramentos superpostos, construiu-se o Quadro 3, onde estão sintetizadas as principais características das fases descritas e suas correlações.

FIGURA 31

FIGURA 32

FIGURA 33

FIGURA 34

FIGURA 35

Quadro 03 - Correlação entre as fases de dobramento

	F ₁	F ₂	F ₃	F ₄	F ₅
Setor Escorial-Canho ba-São Brás	Domínio de S ₀ //S ₁ . Dobras F ₁ intrafolia- ais sem raiz. Zonas de charneira F ₁ com S ₁ como uma xistosidade contínua.	S ₂ é uma xistosidade contínua em ângulo fraco com o bandamen- to S ₀ //S ₁ . Dobras F ₂ apertadas.	Não visível.	S ₄ é uma clivagem de crenulação sem cres- cimento mineral. Do- bras F ₄ abertas a apertadas. Diques graníticos cinzas na direção PA..	Efeitos fracos.
Setor da "bacia-cogu- melo de Nossa Senho- ra de Lourdes".	S ₁ aparece apenas nas zonas de charneira de dobras F ₂ .	S ₂ é em geral uma xistosidade contínua. Dobras F ₂ são isocli- nais; mostram s ₁ cre- nuladas nas charnei- ras.	Foliação a biotita difícil de ver.	S ₄ pode ser uma xis- tosidade contínua, localmente crenulada por F ₅ . Dobras abertas ou apertadas "chevron".	S ₅ à norte é uma cli- vagem de crenulação, localmente gradacio- nal. Dobras F ₅ abertas a apertadas, crenula- ções comuns.
Setor flanco sul da antiforme de Jirau do Ponciano	Idem setor da "ba- cia de Lourdes".	S ₂ passa a ser a S _p da faixa móvel; exem- plos de bandamento diferenciado. Dobras intrafoliais raras.	Idem setor da "ba- cia de Lourdes".	Efeitos fracos	S ₅ é uma clivagem de crenulação forte. Dobras F ₅ desenhadas por rochas graníti- cas brancas foliadas.
Parte norte da área	Idem setor da "ba- cia de Lourdes.	S ₂ idem setor do flanco sul da anti- forme de Jirau.	Dobras abertas a apertadas, cujos PA e foliação mergulham moderadamente; S ₂ re- cuperada ? Dominância de dobras assimétricas em S.	Efeitos fracos	S ₅ é uma clivagem de crenulação. F ₅ são dobras aber- tas.

6.2 - Correlação entre as Fases de Dobramento (Mesoestrutura) e a Macroestrutura

Nas páginas anteriores foi mostrado que pelo menos a partir do Rio São Francisco para norte a estrutura planar principal dos afloramentos é da fase F_2 .

A W da "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes", na estrada Itabi-Gararú, S_2 faz com $S_0//S_1$ sistematicamente um ângulo pequeno, geralmente com mergulhos baixos e inferiores aos mergulhos de $S_0//S_1$. Isso corresponde ao flanco invertido de uma dobra recumbente maior.

Evidências adicionais de dobramento deitado F_2 foram encontradas na estrada velha Lourdes-Gararú, na forma de uma zona de charneira de grande extensão transversal.

Jardim de Sá et al. (1986) descrevem próximo de Itabi, Nossa Senhora da Glória e Gararú dobras invertidas da fase F_2 (flancos onde S_2 mergulha menos do que $S_0 = S_1$).

Brito Neves et al. (1987) consideraram que a parte situada ao sul da antiforme de Jirau do Ponciano integra a grande estrutura denominada de "Nappe Central (N C)", nappe de dobramento da segunda fase, cujo flanco normal foi erodido.

Todas essas informações apontam unanimemente para uma estruturação em nappes ou dobras recumbentes como estilo da fase de dobramento F_2 , para todo o terreno que abarca o flanco sul da antiforme de Jirau; foliações subhorizontais ao norte comprovam a dominância dessa tectônica.

Quanto às dobras da escala de mapa citadas no texto, como a "bacia-cogumelo de Nossa Senhora de Lourdes", a antiforme de Jirau do Ponciano e a antiforme de Batalha, sua análise é feita a seguir. Essas estruturas estão desenhadas conforme já discutido pela superfície S_2 e por corpos litológicos paralelos a ela.

A "bacia-cogumelo de Lourdes" em mapa lembra um padrão de interferência do tipo 2 (bumerangue). Jardim de Sá et al. (1981) consideraram que a mesma seria uma interferência F_3/F_2 e um padrão intermediário 1/2 (domo assimétrico ou cogumelo).

Os resultados dos levantamentos feitos pelo autor nas cercanias de Mangerona (zona de charneira da fase que sofre interferência) realmente associam-na a um padrão de interferência 1 ou 1/2,

mas que envolve duas fases de dobramento posteriores a F_2 . Uma delas recebeu na hierarquia local o rótulo F_4 e a outra poderia ser ou a F_5 regional ou uma fase tardia.

A antiforme de Jirau do Ponciano apresenta, como referido, dois "trends" para seu traço axial: um, NW-SE, passa pela cidade de Jirau do Ponciano; o outro E-W, pela cidade de Belo Monte.

A porção da estrutura cujo traço axial é NW-SE mostra os flancos mergulhando para SW (flanco norte invertido), ou seja vergência para NE. Essa vergência contraria o transporte dirigido para o Cráton do São Francisco mostrado pelas fases principais F_1 e F_2 (Jardim de Sá et al., 1986; Brito Neves et al., 1987).

Perfis feitos na área do Rio Traipú são sugestivos de que esse ramo é da fase de dobramento F_3 (terceira regional), como aliás já havia sido reportado por outros autores.

Jardim de Sá et al (op. cit.) descrevem a fase F_3 como organizada em leque divergente, interpretado como resultado da interação entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas (retrocavalgado pelos planos axiais de F_3); nesse esquema o Maciço Pernambuco-Alagoas cavalgaria o cráton aludido.

No caso da parte da antiforme com direção E-W, os dois flancos mergulham para quadrantes opostos, dando em perfil uma dobra normal. A intensificação da fase F_5 nessa região aventa que ela é a responsável por esse trecho da estrutura; isto é, a antiforme de Jirau é uma estrutura complexa e resultaria da atuação de duas fases de dobramento.

Resta mencionar a antiforme de Batalha. Os estudos de campo evidenciam a existência nesse setor de pelo menos duas foliações superimpostas a S_2 . A última dessas superfícies (e as estruturas correlatas) de rótulo F_5 tem direção regular E-W. Pelo visto e levando-se em conta apenas a orientação como fator diagnóstico, também essa estrutura teria sido gerada pelos esforços associados a F_5 .

Capítulo 7: MICROTECTÔNICA

7.1 - Morfologia e Mecanismos Geradores da Foliação S_2

A morfologia de S_2 , na maior parte da área, corresponde na observação à olho nú a uma xistosidade contínua (no sentido de Borradaile et al., 1982), originada pela orientação dimensional de micas, quartzo, opacos etc.

Em alguns exemplares o aspecto de S_2 é o mesmo que um bandamento diferenciado, cujos elementos (bandas) têm espessura milimétrica.

Nos casos em que esse bandamento é paralelo a corpos litológicos espessos, fica difícil distinguir entre o que foi gerado por processos sedimentares daquilo que, embora de origem primária, foi retomado pela deformação.

Quando ele faz um ângulo com alguma superfície de referência, a exemplo da estratificação S_0 , pode-se então concluir que o mesmo é de origem secundária.

Bandamento diferenciado é um dos passos da evolução de uma xistosidade gerada por clivagem de crenulação (Bell & Rubenach, 1983). Mesoscopicamente (escala de afloramento ou de amostra de mão), nenhuma prova foi encontrada de que o bandamento S_2 tivesse resultado da evolução de uma clivagem de crenulação.

Contudo, essa faceta foi verificada ao microscópio no setor Escorial-Canhoba-São Brás, com amostras da Unidade Metasedimentos Bandados; nessas, vê-se a referida foliação em ângulo com a estratificação $S_0//S_1$.

Lâminas cortadas em posição normal à lineação de intersecção $L_{S_0XS_2}$ mostram que a foliação S_2 não é penetrativa na escala microscópica.

A mesma está definida pela alternância de leitos ricos em micas e leitos ricos em quartzo, ambos muito finos.

Os leitos são descontínuos terminando em cunha, com extensão limitada e largura de uns poucos décimos de milímetros. Ocasionalmente, arcos poligonais, desenhados por S_1 , são encontrados nos leitos de quartzo, que passam longitudinalmente para agregados de quartzo e mica branca, Fotomicrografia 1.

Os leitos micáceos exibem os filosilicatos com orientação oblíqua à anisotropia planar S_2 da trama, de modo que leitos e arcos

FOTOMICROGRAFIA 1

arcos poligonais

S2

póligonais definem a foliação localmente como uma clivagem de crenulação gradacional.

Zonas de charneira da fase F_2 do mesmo setor (Escorial-Canhoba-São Brás) foram também examinadas ao microscópio, visando enriquecer a discussão. Essas dobras têm estilo aberto ou apertado. A foliação plano-axial não é um elemento penetrativo na escala microscópica, a despeito de assim parecer em amostras de mão nas camadas pelíticas.

Em algumas lâminas observam-se opacos da foliação anterior S_1 , crenulados segundo um ângulo apical de aproximadamente 90° , e de uma forma que sugere ter a foliação mais nova sido originada através de mecanismos de "shear strain" (de conformidade com a Figura 5.18c; Hobbs et al., 1976).

Além de xistosidade contínua (e bandamento diferenciado), S_2 apresenta outras morfologias. Ilustra-se nos próximos parágrafos outros tipos de expressão morfológica dessa foliação. A causa da mudança é o tipo de litologia atingida pela deformação, haja vista que os exemplares vêm do mesmo setor (Figura 36).

A Figura 36A oferece S_2 como uma foliação de transposição (vide as pequenas charneiras homônimas); litologia, "xistos bandados".

Na segunda ilustração (Figura 36B), S_2 surge como clivagens paralelas não penetrativas, cujo espaçamento varia de milímetros a centímetros. Essa figura mostra micrólitos com S_1 dentro deles como filmes micáceos; litologia, quartzito.

Finalmente, na última (Figura 36C), S_2 se expõe como uma foliação de transposição, mas de um tipo diferente da Figura 36A. Vê-se agora que S_1 está preservada como pequenas palhetas de biotita, que são truncadas pela nova foliação; litologia, xisto pelítico.

Sumarizando tudo o que foi levantado. Em relação à expressão morfológica, S_2 em geral é uma xistosidade contínua, aparecendo a mais, bandamentos diferenciados e outros tipos de foliação. Quanto aos mecanismos de formação, há evidências na parte sul de que a foliação S_2 poderia ter surgido inicialmente como um plano de cisalhamento (plano não principal do elipsóide de deformação).

FIGURA 36
MORFOLOGIA DE S_2

7.2 - Deformação Versus Crescimento Mineral

O detalhado levantamento litológico-estrutural, levado a termo na área de pesquisa, demonstrou que suas rochas foram estruturadas basicamente pela segunda fase de deformação plicativa (fase tangencial), exceto na parte sul, onde F_1 ainda se faz presente na mesoestrutura.

A fase F_2 foi responsável por diversas feições hoje preservadas nos metasedimentos, de sorte que a ênfase dos estudos de microtectônica recaiu nessa fase.

Mais de 100 amostras de metapelitos foram submetidas a demorado estudo microestrutural, usando para comparação trabalhos clássicos e trabalhos mais recentes, como: Bell & Rubenach (1983), Bell et al. (1986) e Vernon (1988).

7.2.1 - Setor Escorial-Canhoba-São Brás

No setor em destaque os metapelitos exibem, de uma parte, associações que carregam estaurolita e cianita e, de outra parte, associações onde cianita é o único mineral índice, tendo ambas como mineralogia complementar, quartzo, biotita, granada, mica branca e minerais acessórios.

A distribuição dos dois tipos de associação enseja o mapeamento das zonas metamórficas de estaurolita-cianita e de cianita; em torno o terreno mostra pelitos com biotita mais granada monotona-mente (Figura 39, descrita adiante).

Os minerais referidos acima aparecem como porfiroblastos com vários milímetros de comprimento. Estaurolita e cianita, embora envolvidos pela foliação S_2 , estão bem conservados e não manifestam sinais maiores de deformação, sendo comuns formas quadráticas ou prismáticas. O mesmo não se aplica à biotita, que apresenta formas ocelares, "Kinks" e extinção ondulante.

Quase sempre estaurolita e cianita têm a foliação S_1 em seu interior. Essa foliação é reta em geral, sem evidências de deformação. Raros exemplares mostram S_1 ondulada ligeiramente perto das bordas de cristais centimétricos de estaurolita.

Alguns espécimes ostentam a aludida foliação S_1 também na matriz adjacente aos porfiroblastos, passando de um elemento para o outro sem modificações, porém reorientada para a posição S_2 , ele-

mento dominante na matriz das rochas, mais distante dos porfiroblastos, Fotomicrografia 2.

Os porfiroblastos de granada e de biotita das zonas metamórficas aludidas de uma forma genérica são pobres em inclusões. Há registros de S_1 neles que igualmente aos cristais de estaurolita e cianita não manifestam deformação.

Aspecto chamativo nas granadas é um zoneamento euhedral, fenômeno observado da mesma forma a norte do setor considerado, na aba sul da antiforme de Jirau do Ponciano. Duas zonas são visíveis: a externa é desprovida de inclusões e tem largura de fração de milímetros; a interna, que ocupa o maior volume, possui em geral inclusões globulares sem padrão definido. O limite entre ambas pode estar marcado por opacos.

Cristais zonados de granada podem estar inclusos em porfiroblastos de estaurolita, mostrando contactos entre ambos bem regulares, o que sugere equilíbrio ao tempo do crescimento das orlas das granadas e dos volumes de estaurolita englobantes. Provavelmente, a nucleação dos dois minerais foi contemporânea e a granada está "encapsulada" porque as condições de P e de T permitiram que a estaurolita tivesse maior velocidade de crescimento. Vernon (1977) discute esses casos.

7.2.2 - Demais Setores da Área de Pesquisa

7.2.2.1 - Aspectos Morfológicos das Granadas

As granadas registram aspectos morfológicos variados nos demais setores em que foi dividida a área.

As constatações foram feitas em amostras da zona metamórfica de biotita-granada (entre o Rio São Francisco e os quartzitos da Formação Santa Cruz) e em amostras das zonas metamórficas de cianita e de sillimanita, essas duas últimas situadas na "parte norte" da área investigada.

Na zona de sillimanita predominam granadas desestabilizadas (reliquias) e granadas esqueléticas, mas as do primeiro tipo preservam alguns dos fenômenos das granadas das duas outras zonas mencionadas.

A despeito de, a norte da antiforme de Jirau do Ponciano, a foliação S_3 nas supracrustais ser uma estrutura importante, em ne-

FOTOMICROGRAFIA 2

nhum afloramento observou-se, com certeza, a recuperação de S_2 por essa foliação posterior. Isto é, a foliação em relação a qual os crescimentos minerais foram "amarrados" é a foliação S_2 .

Habitualmente, as granadas expõem porfiroblastos milimétricos, envolvidos pela foliação matricial S_2 . Algumas amostras das zonas de biotita-granada e da zona de cianita têm cristais de granada isolados parcialmente da matriz por uma orla de quartzo. Mas sombras de pressão não são comuns nessas rochas.

Feitas essas considerações de cunho geral, passa-se a descrever os dois aspectos morfológicos mais importantes observados nas granadas.

O primeiro aspecto é a presença usual da foliação S_1 (foliação interna) crenulada. Em geral essa foliação ocupa no cristal de granada a parte interna, que é envolvida por uma zona estreita livre de inclusões, Figura 37.

Os minerais que formam a foliação S_1 são quartzo, opacos e esfero; micas são raras. A granulação desses minerais é inferior ao tamanho dos mesmos na matriz, indicando que ela continuou a ser palco de transformações depois do crescimento da parte interna das granadas.

A deformação de S_1 é exatamente igual nos cristais de uma lâmina delgada (mesmo estágio de crenulação). Toma-se essa constatação como prova de que a deformação F_2 era homogênea na escala de alguns centímetros.

Em relação às três zonas metamórficas agora estudadas, a deformação de S_1 preservada nas granadas de amostras diferentes é heterogênea; registram-se mais os estágios precoces da deformação de S_1 . Outrossim, não houve a verificação de S_1 na matriz.

Todos esses fatos podem ser melhor compreendidos adotando-se um dos esquemas de evolução que a literatura reporta para a formação de xistosidade por meio de clivagem de crenulação. Prefere-se aqui o esquema de Bell & Rubenach (1983), Figura 38.

As granadas observadas inscrevem os estágios 1, 1/2, 3 ou 4 (?) da Figura 38, sendo mais comum o estágio 2. A matriz testemunha apenas os estágios finais 5 (bandamento diferenciado) ou 6; fotomicrografias 3, 4 e 5.

O segundo aspecto de destaque refere-se a estrutura zonar comum nas granadas. Ressalta como conduta mais regular a presença de

FIGURA 38
XISTOSIDADE
ESTÁGIOS DE FORMAÇÃO

S₁

borda
s/ inclusões

FOTOMICROGRAFIA 3

FOTOMICROGRAFIA 4

S2

FOTOMICROGRAFIA 5

duas zonas, como mencionado anteriormente. A zona interna dispõe de um volume maior e tem inclusões que definem a foliação interna S_1 .

A interface entre as duas zonas é uma "região" mais ou menos irregular (difusa) no interior da granada. Entretanto, ao redor da cidade de Traipú, sobressaem-se amostras cuja interface entre as zonas interna e externa (orla límpida) é bem clara, podendo mesmo estar marcada por uma descontinuidade assinalada por opacos ou esfeno.

Além do mais, nessa última localidade é possível identificar granadas com uma zona externa a mais, rica em opacos como poeira e em grãos de quartzo e minerais da matriz. Essa zona (que é rara) parece ser correlata dos cristais pós-tectônicos a S_2 , observados na "parte norte", nas zonas metamórficas de cianita e de sillimanita.

As feições morfológicas assinaladas apontam para um crescimento (e nucleação) sequencial de granadas desde pré- até pós- F_2 . Fatos que vêm em favor dessa hipótese são:

a) a observação de granadas sobre diferentes estágios da deformação de S_1 , em várias localidades da Faixa Sul-Alagoana; em geral, os estágios congelados são precoces, indicando que a maior parte da nucleação e crescimento aconteceu cedo, mas sin- F_2 e;

b) a presença de orlas límpidas em cristais de granada, orlas essas em equilíbrio com prismas de cianita, cuja orientação de forma é a mesma de S_2 (na zona de cianita a norte).

7.2.2.2 - Aluminossilicatos

A maior parte das observações foi feita em amostras da zona metamórfica de cianita, muito embora as ilações retiradas do seu estudo possam ser estendidas também para a zona de sillimanita.

Quase como uma regra, cianita aparece em prismas de tamanho variado, orientados na foliação S_2 nas proximidades de Batalha e sul de Jaramataia. Seu comprimento pode alcançar até uns poucos milímetros.

Existem exemplos onde os prismas de cianita têm contacto reto com quartzo e micas da foliação S_2 .

Numas poucas amostras foram verificados prismas de cianita em

contacto reto ou ligeiramente curvo com cristais de granada (bordas límpidas); essa constatação é considerada como prova de que os dois minerais nuclearam e cresceram sin- F_2 .

O último fato e a tendência que têm os prismas de cianita de se alinharem na S_2 seriam os critérios principais, à falta generalizada de inclusões dentro do mineral em questão, para hierarquizar a cianita como sin- F_2 .

Portanto, pelos dados arrolados, mesmo que indiretamente, é possível concluir-se que cianita (e sillimanita) nucleou e cresceu sin- F_2 , numa época em que os esforços dessa fase já tinham atingido o climax.

O Quadro 4 sintetiza a evolução dos crescimentos minerais em função do tempo para toda a área investigada, tomando-se S_2 como estrutura "datum".

	SETOR ESCORIAL -		NORTE DO SÃO FRANCISCO	
	FASE F ₁	FASE F ₂	FASE F ₂	
QUARTZO				
BIOTITA	P			
CLORITA	P			
PLAGIOCLÁSIO				
GRANADA	P [		-----	
CIANITA			-----	
SILLIMANITA			-----	
ESTAUFOLITA	P [			
MUSCOVITA				

Porfiroblastos

QUADRO 04-DEFORMAÇÃO X METAMORFISMO

QUADRO 04-DEFORMAÇÃO X METAMORFISMO

Capítulo 8: ESTUDO DO METAMORFISMO

8.1 - Evidências de Metamorfismo Progressivo

8.1.1 - Zonas de Pré- até Cedo- F_2

Duas zonas metamórficas foram identificadas no setor Escorial-Canhoba-São Brás, como aliás já tinha sido antecipado no capítulo anterior. Tratam-se das zonas de estaurolita-cianita e de cianita.

As duas zonas (assinaladas na Figura 39) foram definidas com base nas associações observadas por ocasião dos trabalhos de campo, apesar de se levar também em conta o estudo petrográfico.

Isso foi arbitrado pelo fato de se dispor para estudo no terreno de uma faixa muito mais abrangente de composições do que durante a descrição das lâminas petrográficas.

Vários exemplares da zona de estaurolita-cianita mostram o bandamento S_0 como uma feição chamativa do "fabric" rochoso. Bandas (camadas e lâminas) acima de alguns milímetros podem possuir associações diferentes lado a lado.

Vê-se camadas mais pelíticas cuja associação usual é biotita-granada-estaurolita-cianita. A essas camadas com estaurolita pode-se aplicar, sem restrições, o termo pelito. Uma outra associação aparece como biotita-granada-cianita.

Com relação às camadas siltosas, repete-se em várias amostras a associação biotita-granada. Ambos os minerais coexistem em grãos pequenos, sendo notório o contraste entre as camadas siltosas e as camadas pelíticas, não só na mineralogia, mas também no tamanho alcançado por biotita e granada.

Os exemplares da Figura 40, e muitos outros, serviram de base para a construção de diagramas AFM esquemáticos, que vão ter serventia, mais adiante, na discussão do zoneamento regional.

Biotita, estaurolita e cianita manifestam-se na forma de porfiroblastos, cuja nucleação e crescimento se deu, conforme a análise microestrutural, pré- F_2 . Tal fato atesta que a zona de estaurolita-cianita é um elemento anterior à prevalência da fase de dobramento mencionada.

Biotitas também existem em palhetas alongadas envolvendo, junto com minerais da matriz das rochas (p. ex. quartzo e muscovita), os porfiroblastos referidos; esses são os minerais principais da

Embasamento

o Amostra c/sil

• ————— ky

o ————— st-ky

FIGURA 39

FIGURA 40
ESTRATIFICAÇÃO X ASSOCIAÇÕES

foliação S_2 . Minerais "adicionais" são plagioclásio e acessórios, como turmalina, opacos, apatita etc.

Debate-se em seguida as principais características dos pelitos da zona de cianita.

a) A associação dominante é biotita-granada-cianita, contemporânea (?) das associações da zona de estaurolita-cianita. Alguns exemplares (ídem orlas de cristais de estaurolita) denotam crescimento cedo- F_2 .

b) Cianita aparece em geral como prismas pequenos não visíveis à olho nú, contrastando com sua ocorrência nas rochas da zona de estaurolita-cianita, onde alcançam (os prismas) alguns centímetros.

c) Os prismas de cianita, alinhados na foliação S_2 , que até essa parte da faixa envolve ainda porfiroblastos de biotita, podem mostrar corrosão para esse mineral, cujas palhetas também estão orientadas na foliação mencionada.

d) Uma única amostra, coletada no local de travessia da balsa Mombaça-Escorial, expõe a substituição tardia de cianita para intercrescimento de biotita-fibrolita, ou a presença de fibrolita na foliação S_2 , não obviamente relacionada a essa substituição.

Em termos da evolução do pacote metasedimentar, a ocorrência de cianita pre- a cedo- F_2 dá a entender que, antes mesmo da atuação franca dos esforços dessa fase, as rochas já estavam soterradas em profundidades consideráveis.

Por outro lado, a presença de intercrescimento biotita-fibrolita prova que foram atingidas condições de P e de T do campo da sillimanita num tempo posterior; parte da cianita foi preservada por lentidão das reações.

8.1.2 - Sucessão de Zonas Sin- F_2

Zona de Biotita-Granada (Flanco Sul da Antiforme de Jirau)

O estudo foi desenvolvido com rochas que petrograficamente correspondem a xistos pelíticos. Boa parte das amostras provém das unidades Metasedimentos Bandados e Xistos Pelíticos Inferiores, cujas características petrográficas gerais podem ser encontradas no capítulo que trata do empilhamento das unidades.

Em todas as lâminas aparece monotonamente a associação biotita

-granada. Tanto um como o outro ocorrem em cristais bem talhados e a granada é comum na forma de porfiroblastos.

Os minerais que se juntam a eles, em quantidades variáveis, são quartzo, muscovita (em pequeno volume nas rochas menos pelíticas), plagioclásio e acessórios menores. Clorita surge irregularmente.

As rochas exibem granadas que nuclearam e cresceram durante a evolução de S_2 . As evidências que comprovam as relações entre surgimento e estabilização de granadas e a foliação da matriz já foram mostradas anteriormente.

Parte da granada, que registra os estágios 2 ou 3/4 da evolução de S_2 , é anterior ao crescimento da matriz. As bordas limpas desse mineral são contemporâneas do desenvolvimento da matriz.

Com relação à biotita, os exemplares expõem esse mineral como um dos elementos formadores da foliação da matriz. Vê-se muitas lamelas de biotita da foliação S_2 em contacto com as granadas tardias assinaladas na análise microestrutural.

Existem granadas que foram transformadas para agregados de biotita e plagioclásio ou simplesmente para agregados de biotita (pseudomorfos parciais "multicristal"), fenômeno particularmente bem desenvolvido na suite estudada. Mas essas manifestações pertencem a estágios tardios de evolução da cobertura, aparentemente sob condições de P e de T declinantes.

Então, face ao exposto, tem sentido separar uma zona de biotita-granada sin- F_2 , que testemunha o crescimento em equilíbrio de biotitas da foliação S_2 em contacto com bordas limpas de cristais de granada.

Zona de Cianita

Uma zona de cianita, que faz parte do zoneamento progressivo sin- F_2 , foi mapeada a partir do estudo de rochas coletadas a noroeste e a norte de Capivara.

As litologias correspondem do ponto de vista petrográfico a xistos e gnaisses pelíticos. A foliação principal das mesmas é a S_2 regional.

A ocorrência de cianita não é regular, conforme se exemplifica: esse mineral pode ocorrer numas bandas e não em outras da mes-

ma amostra; ou em xistos pelíticos adjacentes a gnaisses sem o mineral, nas ocorrências de campo etc.

Esses fatos sugerem um forte controle das associações minerais pela composição bruta das rochas sedimentares.

As associações mais comuns dessa zona em pelitos "stricto sensu" (rochas ricas em micas) são:

a) quartzo - muscovita - biotita - plagioclásio - granada - acessórios (ilmenita é comum entre eles)

b) biotita - quartzo - plagioclásio - muscovita

c) quartzo - muscovita - biotita - granada - cianita - opacos

d) biotita - plagioclásio - quartzo - granada - cianita - acessórios.

As associações que possuem muscovita + quartzo estão representadas em diagramas AFM de maneira esquemática, Figura 41.

Em alguns exemplares, vê-se granadas (suas orlas límpidas) em contacto direto e regular com cianita alinhada na S_2 . A parte interna dessas granadas registra a foliação S_1 no estágio 1 dos passos invocados por Bell & Rubenach (1983).

De acordo com o que foi exposto, surgem as seguintes hipóteses quanto às relações de equilíbrio entre biotita, granada e cianita.

a) Granada teria existido ao mesmo tempo que biotita, numa época pré- a cedo- F_2 , enquanto que cianita só teria tido condições de nuclear e crescer num estágio mais adiantado da deformação, quando as rochas entraram no campo de estabilidade do aluminosililicato. Assim, cianita e granada não estiveram em equilíbrio em qualquer tempo.

b) Parte da granada e biotita teriam estado em equilíbrio com cianita no pico da deformação F_2 . A favor dessa hipótese é a ocorrência de granadas com orlas limpas, em contacto regular com cianita, cuja orientação dimensional é a mesma da foliação S_2 .

A segunda hipótese se coaduna melhor com o que se observa em outras regiões para zoneamentos análogos, por isso é a preferida pelo autor. Nesse caso, as orlas tomaram para nuclear granadas pré- F_2 e a nucleação e o crescimento delas se deu ao mesmo tempo que a nucleação e o crescimento das cianitas.

ZONA GRANADA

ZONA CIANITA-ESTAUROLITA

ZONA ALUMINOSILICATO

FIGURA 41
DIAGRAMAS AFM ESQUEMÁTICOS

Zona de Sillimanita

Praticamente, repetem-se nessa zona as mesmas associações que ocorrem na zona de cianita.

A única diferença está na natureza do aluminossilicato presente. Por isso não se tecem considerações mais profundas, valendo o que foi reportado para a zona de cianita.

8.2 - Discussão dos "Zoneamentos" Pré- e Sin- F_2

Nas páginas anteriores, graças ao estudo petrográfico e microestrutural das rochas metapelíticas, verificou-se numa primeira análise a existência de dois zoneamentos distintos no tempo.

Agora, debate-se o real valor desses fatos para a evolução tectono-metamórfica da faixa. Seriam os dois zoneamentos fenômenos realmente distintos no tempo? Estariam eles ligados a causas independentes?

Corpos graníticos pré- a sin- F_2 existem próximos ao setor onde foram mapeadas as zonas metamórficas de estaurolita-cianita e de cianita.

Trabalhos na literatura mostram que "zoneamentos regionais" mais ou menos restritos têm como causa expressa a intrusão de corpos graníticos; não se trata de metamorfismo de contacto (Carmichael, 1970; Guidotti, 1974 e Souza et al., 1991).

Isso levou o presente autor a tomar como hipótese de trabalho que os granitos acima aludidos poderiam ser os responsáveis (causa) pelo aquecimento pré- F_2 no setor Escorial Canhoba-São Brás; ou seja, teria havido um aquecimento entre F_1 e F_2 , com a chegada dos plutões graníticos.

Por outro lado, o zoneamento sin- F_2 do norte teria como causa princípios de maior amplitude, contemporâneos da evolução principal da Faixa Sul-Alagoana.

Em suma, aceitando a hipótese mencionada, existiria na área de sul para norte uma zona de biotita-granada, desde Itabi até os quartzitos da Formação Santa Cruz. Mais para norte e ainda como parte desse zoneamento F_2 , o metamorfismo seria completo com as zonas de cianita e de sillimanita.

Dentro desse esquema, porém restritas ao setor mais meridional, despontariam no interior da zona de biotita-granada duas "zonas

regionais", de estaurolita-cianita e de cianita, só que ambas seriam pré- F_2 .

Muito embora essa organização seja viável, o autor tem argumentos que o levam a ver nos dois zoneamentos uma única sucessão de fácies (série de fácies), vinculada a uma causa tectônica comum, que possibilitou, de um lado, o aquecimento das rochas desde pré-até sin- F_2 , e de outro lado, proporcionou o desenvolvimento de uma tectônica tangencial por dobramentos.

Os argumentos mais fortes, pinçados numa lista mais ampla, são relacionados abaixo.

a) O exame dos mapas do setor Escorial-Canhoba-São Brás não endossa qualquer relação de espaço entre os corpos graníticos e as associações minerais. Isso seria de se esperar caso as zonas de estaurolita-cianita e de cianita resultassem de aquecimento provocado pelas intrusões. Ou seja, um não parece ser a causa do outro.

b) Não obstante haja um destaque no setor aludido acima para a existência de porfiroblastos pré- F_2 , ocorrem também crescimentos de estaurolita e de cianita cedo a essa fase de dobramento. O mais provável é que os crescimentos minerais em toda a área se deram desde antes até a instalação definitiva de F_2 .

c) Aparecem, por exemplo, granadas pré- F_2 nas zonas metamórficas situadas na "parte norte" da área de trabalho. O fato de não se ter observado cianitas pré- ou cedo- F_2 ao norte pode ser explicado pelo tamanho atingido pelos minerais. No setor Escorial-Canhoba-São Brás só registram os estágios precoces da deformação de S_1 cristais grandes de estaurolita e de cianita.

d) As duas zonas na "parte sul" compõem junto com âquelas existentes na aba norte da antiforme de Jirau do Ponciano (zonas de cianita e de sillimanita sin- F_2), sem maiores problemas, uma sucessão progressiva única, da mesma série de fácies, cuja classificação como pressão-média é justificada no próximo título.

e) A parte do terreno aqui chamada de zona de biotita-granada pode fazer parte da zona de cianita, se as rochas tiverem uma composição particular. Embora não se tenha encontrado sequer restos desse mineral (ou de estaurolita), há citações da existência de estaurolita e de cianita nas vizinhanças de Traipú (Jardim de Sá et al., 1981).

8.3 - Classificação do Zoneamento Regional

As duas zonas do setor Escorial-Canhoba-São Brás e as demais existentes ao norte podem ser enquadradas numa sucessão progressiva única, que é comum aos terrenos do tipo pressão-média (rochas com cianita). A sucessão de zonas metamórficas é quase completa, granada-(estauroлита-cianita)-cianita-sillimanita, se comparada com sucessões existentes em outras regiões com a mesma série de fácies.

O zoneamento posto em evidência para a área é classificado, então, como da série de fácies pressão-média ou barrovia (presença de cianita), Miyashiro (1975). A área-tipo é "Highlands" na Escócia.

Existem referências da existência na Faixa Sul-Alagoana, mas fora da área, de "migmatitos paraderivados, sillimanita-cordierita gnaisses, plagioclásio-cordierita-quartzo-microclina gnaisses", na Unidade Porto da Folha (parte do Grupo Macururé), folha SC.24-X-D-V-Arapiraca (Mendonça & Amorim, 1988).

A Unidade Porto da Folha é um conjunto metasedimentar imediatamente sobrejacente à Formação Santa Cruz, equivalendo na visão do presente mapeamento, ao conjunto das unidades Metasedimentos Bandedos e Xistos Pelíticos Inferiores, do sul da área.

Uma zona de cordierita-granada-feldspato potássico é descrita pela literatura (Yardley, 1989) nas partes de alta temperatura das rochas pelíticas, como variação aos terrenos barrobianos, por exemplo em Massachusetts (U. S. A.).

Essa digressão tem o objetivo de mostrar que fora da área, para norte da mesma, as temperaturas devem ter sido mais enérgicas e outras zonas sucederam adicionalmente.

O zoneamento, na parte investigada, assemelha-se muito ao descrito originalmente na Escócia por Barrow (área-tipo), reestudado por McLellan (1985), exatamente na porção que compreende as zonas de estauroлита, cianita e sillimanita, conforme se descreve a seguir.

A zona de estauroлита na área-tipo possui como associação pelítica st + gt + bi (abreviatura dos minerais de McLellan, op. cit.). Essa associação é também comum na parte de temperatura mais alta da zona homônima, em outras regiões. Na área investi-

gada ainda não foi comprovada uma zona similar.

A zona de transição na área de referência (primeiro aparecimento de cianita) expõe a associação $st + gt + bi$ interestratificada com $ky + st + gt + bi$, a qual (última associação), é comum na zona de estaurolita-cianita do setor Escorial-Canhoba-São Brás.

Em geral, granada junta-se aos outros minerais, segundo diversos autores, por causa da presença de componentes extras, a exemplo de CaO e MnO .

A estabilidade de estaurolita é curta na Escócia, em certos pelitos (tipos I e II), vindo em seguida a zona de cianita, tendo-se $ky + gt + bi$ como uma das várias associações dessa zona. Mais uma vez, $ky + gt + bi$ é uma associação generalizada na zona de cianita da parte norte da área investigada.

Quanto à zona de sillimanita, nas "Highlands" existe um leque de associações que não encontra correspondência na parte mapeada. Provavelmente, isso decorre porque na Escócia os pelitos têm uma faixa de composição muito mais ampla.

Outrossim, enquanto na área-tipo as rochas correspondentes aos pelitos tipos I e II retêm cianita na zona de sillimanita, na Faixa Sul-Alagoana cianita e sillimanita são excludentes.

A formação das associações minerais na área-tipo estaria vinculada a reações divariantes, que foram elucidadas por McLellan (1985) através de estudos texturais e análises químicas de minerais.

Foram adotadas aqui as reações que poderiam explicar a sucessão de zonas presentes na área de estudo.

a) Para os primeiros estágios de produção de cianita (zona de estaurolita-cianita), ocorrência da reação $st + mu + qz = bi + ky + H_2O$. Essa reação é do tipo $T_{Fe} > T_{Mg}$. Os pelitos da área, que seriam equivalentes aos tipos I e II na Escócia, perderam toda a estaurolita antes das condições apropriadas para estabilizar sillimanita.

b) A passagem da zona de cianita para a zona de sillimanita parece ter acontecido principalmente pela reação polimórfica cianita = sillimanita.

Capítulo 9: QUÍMICA MINERAL/CONDIÇÕES P-T DO METAMORFISMO

9.1 - Química Mineral

Grupo das Granadas

Dois procedimentos foram usados para analisar quimicamente os minerais desse grupo: a) análises pontuais, nas bordas a 50 μ do limite, e nos núcleos de cada grão, dois pontos próximos em cada uma das partes e; b) perfis, ao longo do diâmetro de cristal, com espaçamento entre os pontos inferior ou igual a 200 μ .

As análises pontuais nas bordas e nos núcleos (na verdade suas médias aritméticas), juntamente com as fórmulas estruturais, normalizadas para 12 oxigênios, estão mostradas na Tabela 4.

As médias serviram para o cálculo dos termos extremos almandina, espessartita, piropo e grossulária, cujos resultados não estão anexados ao texto. O tipo molecular predominante, independente da região do grão analisada, é almandina, com valor mínimo de 60%. As amostras provêm das zonas metamórficas de biotita-granada (flanco sul da antiforme de Jirau do Ponciano), e de cianita e de sillimanita, situadas ao norte da área.

Colocadas no diagrama almandina-espessartita-piropo, as análises caem perto do vértice almandina, tanto as orlas como os núcleos, mas as orlas são pobres em espessartita, enquanto os núcleos reparam os teores de espessartita e de piropo, Figura 42.

Antes de discutir os perfis, listam-se abaixo os tipos morfológicos de granada que foram postos em evidência na análise microestrutural.

a) Tipo 1 - Cristais que preservam na porção mais interna estágios (1, 2, 3/4 etc) de crenulação da foliação S_1 . A fase de dobramento responsável pela crenulação é F_2 . Esses cristais em geral são grandes, euhedrais ou não. Estrutura zonar, com uma ou duas zonas, além da porção mais interna com a foliação S_1 "congelada", pode ocorrer.

b) Tipo 2 - Cristais pós-tectônicos em relação à foliação S_2 . Tais cristais foram observadas à olho nú, como formas esqueléticas, nos arredores de Nossa Senhora de Lourdes, e ao microscópio, como formas esqueléticas ou subhedrais, em amostras das zonas metamórficas de cianita e de sillimanita.

TABELA 4 - ANÁLISES REPRESENTATIVAS DE GRANADAS

	MR-10						MR-250	MR-22		CII-2-4
	gt 1	gt 1	gt 4	gt 4	gt 5	gt 5	gt 2	gt 1	gt 1	gt 4
	B	N	B	N	B	N		B	N	B
	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$	$\bar{x}(2)$
SiO ₂	38,857	38,533	38,805	38,804	38,867	38,322	38,855	38,452	38,065	37,848
TiO ₂	0,051	0,130	0,025	0,099	0,035	0,133	0,013	0,001	0,115	0,047
Al ₂ O ₃	21,778	21,795	21,930	22,021	21,967	21,333	21,477	21,682	21,191	21,441
Fe ₂ O ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,007	0,050	0,022	0,015	0,017	0,091	0,048	0,053	0,011	0,034
FeO	33,752	30,847	33,627	31,968	33,600	29,512	29,693	30,715	26,710	30,103
MnO	0,167	1,372	0,216	0,238	0,113	2,726	6,357	1,252	4,124	4,649
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	4,399	1,779	4,388	3,320	4,632	1,487	2,905	4,208	1,680	2,780
CaO	3,507	8,312	3,427	6,059	3,132	7,946	2,321	4,670	8,297	3,015
Na ₂ O	0,032	0,018	0,266	0,024	0,014	0,017	0,094	0,009	0,017	-
K ₂ O	-	-	0,142	-	-	0,006	0,060	-	0,012	-
T	102,550	102,836	102,848	102,547	102,377	101,573	101,522	101,042	100,222	99,916
Si	3,008	2,955	2,998	3,002	3,007	3,017	3,037	3,009	3,024	3,024
Al(IV)	-	0,005	0,002	-	-	-	-	-	-	-
Al(VI)	1,987	1,992	1,996	2,008	2,003	1,980	1,995	2,000	1,985	2,019
Ti	0,003	0,008	0,001	0,006	0,002	0,008	0,001	-	0,007	0,003
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	0,003	0,001	0,001	0,001	0,006	0,003	0,003	0,001	0,002
Fe ²⁺	2,185	2,005	2,173	2,068	2,174	1,943	1,956	2,010	1,775	2,011
Mn	0,011	0,090	0,014	0,016	0,007	0,182	0,424	0,083	0,278	0,315
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,507	0,206	0,505	0,383	0,534	0,174	0,341	0,491	0,199	0,331
Ca	0,291	0,692	0,284	0,502	0,260	0,670	0,196	0,392	0,706	0,258
Na	0,005	0,003	0,040	0,004	0,002	0,003	0,014	0,001	0,003	-
K	-	-	0,014	-	-	0,001	0,006	-	0,001	-
T	7,998	7,999	8,028	7,989	7,990	7,984	7,973	7,990	7,978	7,963
FeFe+Mg	0,812	0,907	0,811	0,844	8,803	0,918	0,852	0,804	0,899	0,859

Cátions na base de 12 O

Analista: Edmilson Santos de Lima

FIGURA 42
COMPOSIÇÃO DE GRANADAS

Esse último tipo corresponde à zona de borda das granadas que têm três zonas e que ocorrem nas vizinhanças de Traipú. Eles aparecem com inclusões grosseiras, quartzo, opacos etc., da matriz.

c) Tipo 3 - Cristais com estrutura "em atol", comuns na zona de biotita-granada e nas duas zonas que surgem a norte. Os cristais (incluindo com certeza o tipo 1) estão transformados para agregados de biotita + plagioclásio ou biotita + quartzo, ou ainda para massas grosseiras de biotita.

O tipo 1 exhibe um pronunciado zoneamento químico de FeO, MgO e MnO. As figuras 43 e 44 exemplificam bem essa espécie de comportamento. Na Figura 43A, nota-se uma descontinuidade do zoneamento químico que corresponde a uma quebra morfológica, limitando a zona mais interna do cristal, com inclusões, de uma zona limpa.

O zoneamento aludido acima mostra uma variação oposta entre FeO e MgO versus MnO: da borda para o interior do cristal, os dois primeiros elementos decrescem, ao passo que o MnO tem variação inversa.

Comportamentos análogos foram observados em muitas outras regiões (Hollister, 1966 e von Raumer & Schwander, 1985), sendo, em geral, interpretados como um reflexo da evolução química das granadas. A quebra morfológica de algumas granadas e a evolução química descontínua paralela podem atestar dois estágios de crescimento de granada.

O tipo 2 assinala um comportamento mais ou menos regular dos elementos FeO, MgO e MnO, cujas curvas são aproximadamente horizontais, (Figura 45B), contrastando, pois, com a forte variação evidenciada pelos mesmos elementos nos cristais do tipo 1.

Biotitas

As análises de biotita representam as médias aritméticas de dois pontos (análise pontual) próximos em cada palheta do mineral. Essas médias (de uma a três palhetas por amostra) estão expostas na Tabela 5, ao lado da fórmula estrutural para 11 oxigênios.

Durante os trabalhos de laboratório, o autor, por meio de perfis em muitos cristais de biotita (dados não anexados), concluiu

JM-05A

FIGURA 43

MR-244

FIGURA 44

FIGURA 45

TABELA 5 - ANÁLISES REPRESENTATIVAS DE BIOTITAS

	MR-120		MR-250	MR-22	CII-2-4		MR-10		MR-34
	bi 3	bi 3	bi 2	bi 1	bi 4	bi 1	bi 4	bi 5	bi 1
	Matriz	Incl.		Matriz			Matriz	Matriz	Matriz
	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)
SiO ₂	35,746	36,019	37,017	36,597	35,434	37,319	37,665	36,675	38,068
TiO ₂	3,832	3,268	2,892	2,364	2,340	1,829	2,413	1,881	1,933
Al ₂ O ₃	19,081	18,973	18,364	19,794	18,728	19,470	19,564	19,540	19,536
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,124	0,450	0,158	0,064	0,146	0,058	0,097	0,028	0,061
FeO	17,711	18,385	17,163	15,402	20,431	16,673	15,718	16,638	14,068
MnO	0,078	0,038	0,191	0,107	0,097	0,082	0,037	0,012	0,077
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	8,992	8,997	10,872	11,056	8,352	12,076	12,202	12,048	11,510
CaO	0,008	0,008	0,010	-	0,021	0,008	0,020	0,010	0,053
Na ₂ O	0,199	0,246	0,092	0,115	0,100	0,176	0,146	0,109	0,160
K ₂ O	9,349	9,129	9,344	8,759	9,428	8,993	9,410	9,240	8,198
T	95,122	95,514	96,102	94,257	95,078	96,685	97,271	96,180	93,664
Si	2,701	2,715	2,755	2,739	2,717	2,740	2,740	2,714	2,828
Al(IV)	1,299	1,285	1,245	1,261	1,283	1,260	1,260	1,286	1,172
Al(VI)	0,400	0,401	0,366	0,485	0,411	0,425	0,418	0,418	0,538
Ti	0,218	0,185	0,162	0,133	0,135	0,101	0,132	0,105	0,108
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,007	0,027	0,009	0,004	0,009	0,003	0,006	0,002	0,004
Fe ²⁺	1,119	1,159	1,068	9,964	1,310	1,024	0,956	1,030	0,874
Mn	0,005	0,002	0,012	0,007	0,006	0,005	0,002	0,001	0,005
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1,013	1,011	1,206	1,233	0,955	1,321	1,323	1,329	1,274
Ca	0,001	0,001	0,001	-	0,002	0,001	0,002	0,001	0,004
Na	0,029	0,036	0,013	0,017	0,015	0,025	0,021	0,016	0,023
K	0,901	0,878	0,887	0,836	0,992	0,842	0,873	0,872	0,777
T	7m693	7,700	7,724	7,679	7,765	7,748	7,733	7,772	7,607
Fe	0,525	0,534	0,470	0,439	0,579	0,437	0,420	0,437	0,407

Cátions na base de 11 O

Analista: Edmilson Santos de Lima

pela relativa homogeneidade do mineral.

Para o cálculo da fórmula estrutural com 11 oxigênios, considerou-se que todo o ferro estaria na forma de Fe^{+2} , incorrendo-se assim num pequeno erro, porque biotitas têm também ferro trivalente (Dymek, 1983; apud Lima, 1986 e 1989). Mas esse procedimento não interfere muito no tipo de estudo que foi desenvolvido.

Os valores tabulados são os mesmos que foram usados para o cálculo das temperaturas do pico do metamorfismo pelo geotermômetro biotita-granada.

Plotadas no "plano ideal" das biotitas, observa-se uma certa variação da razão $Mg/(Mg + Fe)$, entre 0,40 e 0,60, com valores de Al^{VI} em geral abaixo de 0,50. Isso indica que as biotitas em questão são soluções sólidas da série annita-flogopita, sem preferência.

Por causa do pequeno número de determinações, não se aventurou aqui a estudar as substituições que são tão comuns nesse mineral e responsáveis pelas variações nas análises químicas (há pelo menos 10 substituições teóricas).

Para finalizar, reporta-se que os pequenos teores de Na e de Ca existentes nessas biotitas podem ser tomados como sugestivos da pouca importância da substituição na posição intercamadas A, de acordo com os dados semelhantes de Lima (1986).

Plagioclásios

As análises de plagioclásio (Tabela 6) reproduzem os valores médios de duas determinações pontuais, próximas uma da outra, em cada grão do mineral. A fórmula estrutural é para 8 oxigênios.

Foram analisadas seis amostras (apenas um grão por amostra); isso justifica-se porque não se pensava inicialmente em desenvolver estudos de química mineral no trabalho. O objetivo precípua visava angariar subsídios para o estudo termobarométrico do pacote metapelítico.

Todas as amostras analisadas são das zonas de cianita e de sillimanita que ocorrem no norte da área.

Em princípio, nenhuma das amostras evidenciou zoneamento na análise petrográfica. Dessa forma, cada análise deve representar a composição do grão, supostamente homogêneo. Mas essa premissa

TABELA 6 - ANÁLISES REPRESENTATIVAS DE PLAGIOCLÁSIOS

	MR-120	MR-250	MR-22	CII-2-4	MR-10	MR-34
	Pla 3	Pla 2	Pla 1	Pla 4	Pla 1	Pla 1
	x(2)	x(2)	x(2)	x(2)	x(3)	x(2)
SiO ₂	60,526	62,749	60,575	59,758	63,356	63,172
TiO ₂	0,029	0,019	0,020	-	0,032	0,020
Al ₂ O ₃	24,238	23,417	24,404	24,553	22,477	23,350
Fe ₂ O ₃	-	0,074	0,033	0,093	0,009	0,032
Cr ₂ O ₃	-	-	0,037	0,004	0,010	0,011
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,023	-	0,002	0,043	0,011	0,455
NiO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	0,011	-	0,127
CaO	5,860	4,817	6,047	6,368	4,012	4,689
Na ₂ O	8,181	8,853	7,927	7,797	9,269	8,905
K ₂ O	0,204	0,136	0,119	0,109	0,061	0,119
T	99,062	100,065	99,164	98,737	99,236	100,878
Si	2,715	2,776	2,712	2,693	2,818	2,776
Al(IV)	0,285	1,221	0,288	0,307	0,182	0,224
Al(VI)	0,997	-	1,001	0,997	0,997	0,986
Ti	0,001	0,001	0,001	-	0,001	0,001
Fe ³⁺	-	0,002	0,001	0,003	-	0,001
Cr	-	-	0,001	-	-	0,001
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-
Mn	0,001	-	-	0,002	-	0,017
Ni	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	0,001	-	0,008
Ca	0,282	0,228	0,290	0,307	0,192	0,221
Na	0,712	0,759	0,688	0,681	0,799	0,759
K	0,012	0,008	0,007	0,006	0,003	0,007
T	5,004	4,995	4,989	4,997	4,993	5,000
Fe/Fe+Mg	0,525	0,470	0,439	-	0,437	-

Cátions na base de 8,0

Analista: Edmilson Santos de Lima

não exclui pequenas variações de composição de grãos de plagioclásio, situados em domínios diferentes de uma mesma amostra.

Os valores de K (potássio) encontrados são desprezíveis, ficando numa faixa entre 0,3 e 1,2% da molécula de ortoclásio. Isso indica que os plagioclásios são basicamente soluções sólidas entre albita e anortita.

Os valores relativos desses dois termos extremos leva a classificar a maioria dos plagioclásios como oligoclásios, com um mínimo de 19,3 e um máximo de 29,4% da molécula de anortita; valores acima de 22,0% (fora do gap das peristeritas) são dominantes. Um grão mostra composição de andesina, com 30,9% da molécula de anortita.

9.2 - Condições P e T do Metamorfismo

As condições P-T do metamorfismo podem ser estimadas por procedimentos variados. O melhor caminho vem a ser o uso de várias técnicas para que, no final, pelo cotejo, a qualidade dos resultados possa ser testada.

Um dos meios (procedimentos) usuais baseia-se no emprego de geotermômetros e de geobarômetros, os quais estão alicerçados na distribuição de elementos maiores entre minerais coexistentes.

Um dos geotermômetros mais empregados toma como fundamento a partição (distribuição) de Fe^{2+} e Mg^{2+} entre biotita e granada. Esse geotermômetro foi calibrado experimentalmente por Ferry & Spear (1978) para uma pressão de 2,07 kbars.

Por ser um par muito comum nas rochas metapelíticas da área, o autor fez uso da calibração aludida (Ferry & Spear, op. cit.) para o cálculo de temperaturas associadas à fase de dobramento F_2 .

Os resultados estão expostos na Tabela 7 coluna T_{F-S} (amostras com $X_{gr} + S_{sp} > 0,2$). As amostras pertencem a zonas de cianita e sillimanita.

A fim de verificar a coerência dos resultados para pressões acima de 2,07 kbars, foram resolvidas simultaneamente as equações de Ferry & Spear (op. cit.) e de Ghent (1976) apud Hodges & Spear (1982) (geobarômetro de Ghent), colunas $T_{F-S/G}$ e $P_{F-S/G}$ da mesma tabela.

Os resultados da resolução simultânea das duas equações foram

TABELA 7 - PARÂMETROS COMPOSICIONAIS, TEMPERATURAS E PRESSÕES CALCULADAS

	X _{ann}	X _{ph}	X _{al}	X _{py}	X _{gr}	X _{sp}	X _{an}	K ₁	K ₂	T _{F-S} °C	T _{F-S/G} °C	T _{F-S/G} Bars
MR-120 ₃	0,4069	0,3684	0,7490	0,162	0,0536	0,0348	0,280	0,0136	358	679	701	6.857
MR-250 ₂	0,3812	0,4304	0,6706	0,117	0,0672	0,145	0,229	0,00368	99	-	-	-
MR-22 ₁	0,342	0,4380	0,6754	0,165	0,132	0,028	0,294	0,00695	27,5	591	619	8.985
CII-2-24	0,4660	0,340	0,6899	0,114	0,0885	0,108	0,309	0,0116	1,0X10 ²	657	583	8.345
MR-10 ₁	0,3567	0,4601	0,7298	0,169	0,0972	0,0037	0,193	0,00578	20	571	599	9.038
MR-10 ₄	0,338	0,4676	0,7302	0,170	0,0954	0,00470	-	-	-	-	-	-
MR-10 ₅	0,3574	0,4611	0,7308	0,179	0,0874	0,002	-	-	-	-	-	-
MR-34 ₁	0,313	0,4560	0,7006	0,143	0,152	0,00405	0,224	0,00275	8,0	493	516	8.394

Obs. O índice em cada amostra aponta para o domínio da lâmina analisado.

Para as granadas só estão representados os parâmetros referentes às bordas dos grãos (B, na Tabela 5).

colocados em comparação com os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 (Figura 46). Há uma notável concordância com as informações petrográficas e de campo.

Outro procedimento alternativo consiste na aplicação de calibrações de laboratório para as associações minerais. Porém, antes necessita-se que as reações metamórficas sejam identificadas.

Para os primeiros estágios de formação de cianita (quebra de estaurolita), a reação pertinente, discutida anteriormente, $\text{st} + \text{mu} + \text{qz} = \text{bi} + \text{ky} + \text{H}_2\text{O}$, não conta com estudos experimentais (reação contínua).

Quanto à transformação cianita = sillimanita, que parece ser uma das responsáveis pela zona de sillimanita, ela está mostrada na mesma figura citada antes (curva de Holdaway). O exame mostra que há uma boa concordância entre os dois procedimentos.

FIGURA 46

Capítulo 10: CONCLUSÕES

10.1 - Síntese dos Principais Resultados

Tomando-se por base o tratamento dos dados coletados para a cobertura deformada da Faixa Sul-Alagoana, emerge um quadro coerente para os aspectos litogeoquímicos, estruturais e metamórficos, bem como, para a evolução tectono-metamórfica dessa cobertura.

a) Segundo as informações de litogeoquímica, os sedimentos (unidades Metasedimentos Bandados e Xistos e Gnaisses Pelíticos Indiferenciados) poderiam ter sido depositados sobre uma crosta (de natureza desconhecida) adjacente a um arco magmático continental. O tipo de borda é especulativo, mas há sugestões da geoquímica preliminar de rochas graníticas de que ela poderia estar localizada atrás do arco. Ou seja, a "Bacia Sergipana" poderia corresponder a uma "bacia de back-arc".

b) Os sedimentos foram submetidos a fenômenos tectônicos (compressão) e térmicos durante o fechamento da bacia, provavelmente em consequência da aproximação dos blocos confinantes do Maciço Pernambuco-Alagoas a norte e do Cráton do São Francisco a sul. A compressão principal, fase F_2 , foi acompanhada da subida progressiva da temperatura.

Embora as fases de dobramentos tenham sido apresentadas como eventos discretos, as mesmas (e a aproximação entre os blocos crustais mencionados) podem representar um evento progressivo e contínuo. O fato das fases serem coaxiais é um argumento favorável.

c) O metamorfismo associado à compressão F_2 proporcionou o aparecimento das zonas sucessivas (para norte) de estaurolita-cianita, cianita e sillimanita. O gradiente térmico do pico do metamorfismo sin- F_2 é compatível com terrenos do tipo pressão-média (cianita-sillimanita).

As características petrológicas associadas a F_2 , como coexistência de granada e cianita e pressões (calculadas) acima de 8 kb, são coerentes com uma tectônica de nappes, mais uma vez reforçando a idéia de movimento tangencial aproximativo entre os blocos crustais acima mencionados.

Datações Rb-Sr preliminares de rochas graníticas tardi a pós-

F₂ sugerem que os movimentos tectônicos principais do estágio compressivo foram ativos um pouco antes de 600 M.a. (Ciclo Brasília-no).

d) A evolução tectono-metamórfica da cobertura a partir dessa data tende a ter sentido inverso, existindo provas (granadas substituídas para associações com menor volume molar) de que o arrefecimento térmico foi acompanhado pela descompressão generalizada do pacote metasedimentar.

10.2 - Modelos Geotectônicos Aplicáveis

Modelos de Bacia Versus Contexto Geotectônico

Face aos dados de síntese acima e de organização do Sistema Sergipano, impõem-se pelo menos três possibilidades maiores para a origem dos sedimentos e suas compartimentações individuais:

a) as rochas poderiam ter sido depositadas em diferentes ambientes por conta das variações geográficas, tectônicas, e temporais das áreas doadoras e receptoras, mas ligadas a uma arquitetura bacial única;

b) os sedimentos teriam sido compartimentados antes de sua justaposição, o que equivale a dizer que Miaba/Vaza Barris, Macururé (domínios) e os sedimentos situados mais a norte depositaram-se em bacias paleogeograficamente distintas;

c) os compartimentos e seus registros sedimentares representariam a amalgamação de microplacas (situação semelhante ao caso 2) aprisionadas entre os blocos maiores do Cráton do São Francisco e do Maciço Pernambuco-Alagoas (sutura complexa).

Com as informações atualmente acumuladas a preferência por qualquer uma das hipóteses acima mencionadas é função mais da formação (e sentimento) do autor do que propriamente das evidências que possam ser apresentadas à maneira de provas.

Se convergência do tipo Benioff esteve presente na construção do Sergipano, então cabe indagar dos vários dados levantados se o acervo sedimentar se adapta a algum dos tipos de bacias associadas a movimento de placas.

Dos diagnósticos mais confiáveis para a identificação em ter-

renos complexos de margens convergentes sobressai-se a caracterização dos chamados complexos de subducção. Dois outros critérios também importantes são a identificação de edifícios de arcos magmáticos e o mapeamento de cinturões metamórficos emparelhados.

Nenhum desses critérios acima foi cabalmente demonstrado no Sergipano, embora parte da literatura insista em ver no Complexo Canindê de São Francisco características de arco magmático.

Por outro lado, os dados de litogeoquímica de metasedimentos da Faixa Sul-Alagoana vêm a favor dessa corrente da literatura, porque os mesmos assemelham-se com exemplos fanerozóicos de deposição em bacia adjacente a arco continental.

Mas em princípio, não há provas que levem a identificar no Sergipano feições de bacias associadas a fossas, complexo de subducção-B ou bacias de "forearc". Falta o conjunto de características e registros necessários.

Outrossim, o autor não vê no sistema em questão evidências que joguem a favor de bacias associadas às suturas terminais, pela falta de ofiolitos, ausência de sedimentos sin-orogênese etc.

A constatação (?) da ausência de bacias de margem convergentes conduz a perquirir, ainda dentro da óptica de uma tectônica com a interação de placas, a ocorrência no Sistema Sergipano de bacias extensionais.

Algumas características genéricas atribuíveis às bacias de "back-arc" estão presentes no Sergipano na opinião conclusiva do autor.

a) Um preenchimento marinho profundo, derivado de um lado ou de ambas as margens da bacia, exemplificado na área de pesquisa pelos metarritmitos (metaturbiditos) do Complexo Macururé.

b) Uma transição de fácies de plataforma para fácies de talude na margem continental sul da bacia, na opinião unânime da literatura, representada pelos terrenos do Grupo Vaza Barris.

c) Presença de arco magmático na outra margem da bacia, elemento cuja constatação como aludido anteriormente é ainda objeto de debate, havendo, entretanto, dados geoquímicos de rochas sedimentares e de rochas graníticas que conduzem a essa asserção.

Se foi atingida uma etapa prévia com aparecimento de crosta

oceânica (oceanização) seus registros ainda não foram encontrados.

O volume de material máfico-ultramáfico não é expressivo (raras e esparsas ocorrências nas supracrustais), não justificando se acreditar em taxas de estiramento capazes de ter criado assoalho oceânico.

Os Dados da Evolução Tectono-Termal

O fechamento (compressão dos sedimentos) da "Bacia Sergipana", tendo em vista os fatos conhecidos, aconteceu após o pleno desenvolvimento do ambiente bacial; isto é, não há indicações de sedimentação sin-orogênese.

Conforme referido anteriormente, a parte sul do sistema tem marcos de uma margem divergente (passiva); uma margem semelhante ao norte estaria fora de cogitação, consoante os dados geológicos e litogeoquímicos.

Entretanto, a margem norte foi mais intensamente trabalhada pela tectônica do que a margem sul e isso poderia justificar a ausência de elementos comprobatórios de margem passiva.

Os blocos confrontantes à bacia eram continentais, o espesso pacote quartzítico da região de Garanhuns, se autóctone parece de mostrar isso.

O estudo estrutural mostrou que as primeiras fases de dobramento (F_1 e F_2) têm vergência para o Cráton do São Francisco; ou seja, a compressão principal teve uma arquitetura assimétrica, a qual é compatível seja com subducção oceânica, seja com subducção continental.

Por outro lado, o fato das fases de dobramento serem aproximadamente coaxiais é mais sugestivo de um evento progressivo que aproximava o Cráton do São Francisco relativamente ao Maciço Pernambuco-Alagoas.

Modernamente, foliações subhorizontais (além de associar-se a nappismo) vêm sendo interpretadas como evidências de mecanismos de cisalhamento simples, pelo menos localmente, e de deformação entre blocos litosféricos colidentes.

No que toca ao metamorfismo, a sucessão de zonas e a colocação de zonas de grau mais alto sobre terrenos menos metamorfisados, a exemplo do Macururé sobre o Vaza Barris (?), nas proximidades da falha de São Miguel do Aleixo, faz o cinturão parecido ao tipo Himalaiano.

Capítulo 11: BIBLIOGRAFIA

- ALLARD, G. O. - 1969 - The Propriá Geosyncline, a key tectonic element in the continental drift puzzle of the South Atlantic. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969. Salvador. Anais... Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 47-59.
- BARBOSA, O. - 1970 - Geologia Econômica de parte da região do Médio São Francisco. Boletim nº 140 do DNPM/DNPM, Rio de Janeiro. 98 p.
- BELL, T. H. & RUBENACH, M. J. - 1983 - Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. Tectonophysics, v. 92, p. 171-194.
- BELL, T. H. et al. - 1986 - Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. J. Metamorphic Geol., v. 4, p. 37-67.
- BHATIA, M. R. - 1983 - Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J. Geol., v. 91, p. 611-627.
- BHATIA, M. R. - 1985 - Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sediment. Geol., v. 45, p. 97-113.
- BHATIA, M. R. & CROOK, K. A. W. - 1986 - Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contrib. Mineral. Petrol., v. 92, p. 181-193.
- BORRADAILE, G. J. et al. - 1982 - Atlas of deformational and metamorphic rocks fabrics. Berlin: Springer-Verlag. 551 p.
- BRITO NEVES, B. B. de & CORDANI, U. G. - 1973 - Problemas geocronológicas do "Geossinclinal Sergipano" e do seu embasamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Ara-

cajũ. Anais... Aracajũ: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 67-76.

BRITO NEVES, B. B. de et al. - 1977 - Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. Rev. Bras. Geoc., v. 7, p. 102-114.

BRITO NEVES, B. B. de et al. - 1978 - O Sistema de Dobramentos Sergipano-análise do conhecimento. In: Reunião preparatória para o simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador. Anais... Salvador: SBG/SME-CPM, p. 369-391.

BRITO NEVES, B. B. de et al. - 1987 - Contribuição à análise estrutural do Sistema Sergipano. São Paulo: Conselho Nacional de Pesquisas. 53 p. Relatório inédito.

CAMPOS NETO, M. da Costa & BRITO NEVES, B. B. de - 1987 - Considerações sobre a organização e geometria do Sistema de Dobramentos Sergipano. Boletim de Resumos do 1º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Salvador, p. 90-93.

CARMICHAEL, D. M. - 1970 - Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. J. Petrol., v. 11, p. 147-181.

CARNEIRO, C. Dal Ré & de LIMA, M. O. - 1989 - Análise de foliações em áreas dobradas. São Paulo, IPT/PRÓ-MINÉRIO, 38p.

DAVISON, I. - 1987 - Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana. Boletim de Resumos do 1º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Salvador, p. 87-89.

DAVISON, I. & SANTOS R. A. dos 1989 - Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. Precambrian Res., v. 45, p. 319-342.

DICKINSON, W. R. & SEELY, D. R. - 1979 - Structure and stratigraphy of forearc regions. A A P G Bull., v. 63, p. 2-31.

- EVENSEN, N. M. et al. - 1978 - Rare-Earth element abundances in chondrite meteorites. Geochem. et Cosmochim. Acta, v. 42, p. 1199-1212.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S. - 1978 - Experimental calibration of the partitioning of the Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol., v. 66, p. 113-117.
- FIGUEIREDO, M. C. H. - 1986 - Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. Boletim IG-USP. Série Científica, São Paulo, v. 16, p. 15-31.
- FLOYD, P. A. & LEVERIDGE, B. E. - 1987 - Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin, South Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. J. Geol. Soc. London, v. 144, p. 531-542.
- FLOYD, P. A. et al. - 1989 - Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. Precambrian Res., v. 45, p. 203-214.
- GUIDOTTI, C. V. - 1974 - Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley Quadrangle, Maine. Geol. Soc. Am. Bull., v. 85, p. 475-490.
- HOBBS, B. E. et al. - 1976 - An outline of Structural Geology. New York: John Wiley & Sons. 571 p.
- HOGDES, K. V. & SPEAR, F. S. - 1982 - Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. Am. Mineral., v. 67, p. 1118-1134.
- HOLLAND, J. G. & WINCHESTER, J. A. - 1983 - The use of Geochemistry in solving problems in highly deformed metamorphic complexes. In: AUGUSTITHIS, S. S. The significance of trace elements in solving petrogenic problems & controversies. Athens: Theophrastus. 917 p., p. 389-405.

HOLLISTER, L. S. - 1966 - Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science, v. 154, p. 1647-1650.

HOPCOOD, A. M. - 1980 - Polyphase fold analyses of gneisses and migmatites. Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences., v. 71, p. 55-68.

HUMPHREY, F. L. & ALLARD, G. O. - 1969 - Geologia da área do Domo de Itabaiana (Sergipe) — Um elemento recém-descoberto no Escudo Brasileiro. Petrobrás, Rio de Janeiro, 157 p.

JARDIM DE SÁ, E. F. et al. - 1981 - Contraste de estilos estruturais e metamórficos na Faixa Dobrada Sergipana. Rev. Bras. Geoc., v. 11, p. 128-137.

JARDIM DE SÁ et al. - 1986 - Tectônica tangencial da Faixa Sergipana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. Anais... Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 1246-1259.

LEITE, W. de A. - 1977 - Geologia e depósito de asbesto do Baixo São Francisco. SUDENE. Série Geologia Regional, nº 21, 193 p.

LIMA, E. Santos de - 1986 - Metamorphism and tectonic evolution in the Seridó region, Northeastern Brazil. Los Angeles. 215 p. Tese (Doutoramento).

LIMA, E. Santos de - 1989 - Evolução tectono-metamórfica durante o Proterozóico do segmento mediano do domínio Estrutural Central, Nordeste brasileiro. Tese de Titular apresentada ao Depto. de Geologia/UFPE, 137 p.

MCLELLAN, E. - 1985 - Zones of the Barrovian type area. J. Petrol., v. 26, p. 789-818.

- MCLENNAN, S. M. et al. - 1979 - Rare earth elements in Huronian (Lower Proterozoic) sedimentary rocks: composition and evolution of the post-Kenoran upper crust. Geochem. Cosmochim. Acta, v. 43, p. 43, p. 375-388.
- MCLENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. - 1982 - Geochemical constraints on the growth of the continental crust. J. Geol., v. 90, p. 347-361.
- MENDONÇA, J. C. G. de Souza & AMORIM, J. L. de - 1988 - Mapa geológico da folha SC. 24-X-D-V (Arapiraca-Alagoas): In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, p. 2649-2660.
- MIALL, A. D. - 1984 - Principles of sedimentary basin analysis. New York: Springer-Verlag. 490 p.
- MIYASHIRO, A. - 1975 - Metamorphism and metamorphic belts, 2nd impression. London: George Allen & Unwin. 492 p.
- RAND, H. et al. - 1980 - Gravimetric and magnetometric study of the late Precambrian Sergipe Folding System; Northeast Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. Anais... Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5, p. 2700-2708.
- ROSLER, H. J. & BEUGE, P. - 1983 - Geochemistry of trace elements during regional metamorphism. in: AUGUSTITHIS, S. S. - The significance of trace elements in solving petrogenetic problems & controversies. Athens: Theophrastus. 917 p., p. 407-431.
- SANTOS, E. J. dos & SILVA FILHO, M. A. - 1975 - Ensaio interpretativo sobre a evolução da Geossinclinal de Propriá, Nordeste do Brasil. Miner. Met., Ano XXXIX, nº 367, outubro, p. 3-22.

SANTOS, E. J. dos & BRITO NEVES, B. B. de - 1984 - Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher. 378 p., p. 123-186.

SANTOS, R. A. dos et al. - 1988 - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Carira-folha SC.24-Z-A-III, estados de Sergipe e Bahia. MME/Departamento Nacional de Produção Mineral e Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, 123 p.

SILVA FILHO, M.A. et al. - 1977 - Geologia da Geossinclinal Sergipana e do seu embasamento, Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris. MME/Departamento nacional da Produção Mineral. v. I, 435 p.

SILVA FILHO, M.A. et al. - 1978 - A Geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais... Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 6, p. 2464-2477.

SOUZA, L. C. de et al. - 1991 - Zoneamento metamórfico provocado pelo maciço granítico de Acari-RN: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, 1991, Recife. Atas... Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 232-235.

SPRY, A. - 1974 - Metamorphic textures, reprinted. Oxford: Pergamon Press. 350 p.

STRECKEISEN, A. - 1975 - To each plutonic rock its proper name. Earth-Sci. Rev., v. 12, p. 1-33.

TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M. - 1985 - The continental crust: its composition and evolution, 1 st edition. Oxford: Blackwell Scientific Publications: 312 p.

VERNON, R. H. - 1977 - Relationships between microstructures and metamorphic assemblages. Tectonophysics, v. 39, p. 439-452.

VERNON, R. H. - 1988 - Sequential growth of cordierite and andalusite porphyroblasts, Cooma Complex, Australia: microstructural evidence of a prograde reaction. J. Metamorphic Geol., v. 6, p. 255-269.

von RAUMER, J. F. & SCHWANDER, H. W. - 1985 - Garnet evolution in pre-Variscan pelitic rocks from the Lake Emosson area, Aiguilles Rouges Massif, Western Alps. J. Metamorphic Geol., v. 3, p. 467-479.

WHITTEN, E. H. T. - 1966 - Structural geology of folded rocks. Chicago: Rand McNally & Company. 678 p.

WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D. - 1989 - Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. Precambrian Res., v. 45, p. 191-201.

WINKLER, H. G. F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Tradução: Carlos B. Júnior. Porto Alegre: Editora Edgard Blucher. 254 p.

YARDLEY, B. W. D. - 1989 - An introduction to metamorphic Petrology. Singapore: Longman Singapore Publishers. 248 p.