JEREMOABO
FOLHA SC. 24-Z-A-II

ESCALA: 1:100.000

I96

CPRM — DIDOTE
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 1986 - S
N.º de Volumes: 1 V: —
PHL - 010500

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
ESCALAS 1:250.000 – 1:100.000 – 1:50.000

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Carlos Oitl Berbert

SUPERVISÃO TÉCNICA NACIONAL
Carlos Schobbenhaus
Emanuel T. de Queiróz

COLABORAÇÃO
Gilberto Ruy Derze
Cláudio Hecht

SUPERVISÃO TÉCNICA REGIONAL

Ronaldo Mossmann
(1º Distrito – Porto Alegre)

Ricardo Motta Strieder
(2º Distrito – São Paulo)

Antonio da Silva Wirz Leite
(3º Distrito – Belo Horizonte)

Alarico Antonio Frota Mont'Alverne
(4º Distrito – Recife)

Taylor Araújo Collier
(5º Distrito – Belém)

Armando da Silva Neiva
(6º Distrito – Goiânia)

Hélio Pinto da Silva
(7º Distrito – Salvador)

José Roberto de Magalhães Franco
(8º Distrito – Manaus)

Pier Luigi Tosatto
(9º Distrito – Rio de Janeiro)

Fernando Antonio da Costa Roberto
(10º Distrito – Fortaleza)

João Awdziej
(11º Distrito – Florianópolis)

Jair de Freitas
(12º Distrito – Cuiabá)

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Hermes Augusto Verner Inda

COORDENAÇÃO GERAL
Valter José Marques

ASSESSORIAS ESPECIALIZADAS
Léo Schapoval
(Controle e acompanhamento)
Carlos Alfredo Guimarães da Vinha
(Informática)

COORDENAÇÕES TEMÁTICAS

NACIONAL

- Metalogenia
Inácio Delgado
- Geoquímica
Raymundo José Portella Brim
- Geofísica
Ricardo Moacyr de Vasconcellos
- Petrologia
Emiliano Cornélio de Souza
- Treinamento
Eduardo Camozzato
- Cartografia Digital
Mario Fraenkel
- Processamento de Dados
Gilberto Guimarães da Vinha
- Processamento Distribuído e Bases de dados
Ernesto Von Sperling
- Cartografia
Milton Brandt Baptista
Regina Célia Gimenez Armesto
Célio Lima de Macedo
- Editoração
Jurema Ferreira da Silva
- Sensoriamento Remoto
Hélio Canejo
- Estratigrafia
Amadeu Paiva Santos
- Geologia Estrutural
Erich Breitag
- Análises Minerais
Vania Nabuco de Araujo Mello
- Biblioteca
Tânia Regina B. de M. Freire

REGIONAL

- Coordenador Regional
João Dalton de Souza
- Supervisores
Augusto José Pedreira
Reginaldo A. dos Santos
- Geologia Estrutural
João Dalton de Souza
- Metalogenia
João Pedreira das Neves
- Geoquímica
José Erasmo de Oliveira
- Geofísica
Antonio Carlos Mota
- Petrografia
Geraldo V. V. de Souza
- Sensoriamento Remoto
Augusto José Pedreira
- Cartografia
Euvaldo Carvalhal Brito
- Biblioteca
Ana Lúcia Mata Pires

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

Execução pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Salvador, em Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral

JEREMOABO
FOLHA SC. 24-Z-A-II
— ESTADO DA BAHIA —

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR

Nelson Ramos de Menezes Filho
Reginaldo Alves dos Santos
João Dalton de Souza

BRASÍLIA – 1988

CRÉDITO DE AUTORIA DO TEXTO

PARTE I

Capítulo 1

Secção	1.1	Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira
Secção	1.2	Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira
Secção	1.3	Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira
Secção	1.4	Pedro de Alcântara Braz Filho
Capítulo 2		Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Augusto José Pedreira
Capítulo 3		João Dalton de Souza
Capítulo 4		João Dalton de Souza, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado

PARTE II

Capítulo 1		João Dalton de Souza
Capítulo 2		
Secção	2.1	João Dalton de Souza e Reginaldo Alves dos Santos
Secção	2.2	
Subitem	2.2.1	Nelson Ramos de Menezes Filho
Subitem	2.2.2	Nelson Ramos de Menezes Filho
Subitem	2.2.3	Rômulo Alves Leal e Nelson Ramos de Menezes Filho
Secção	2.3	Nelson Ramos de Menezes Filho
Capítulo 3		Reginaldo Alves dos Santos e Rômulo Alves Leal
Capítulo 4		Antonio Carlos Mota, Ricardo Moacyr de Vasconcellos e Mário Metelo
Capítulo 5		Léo Rodrigues Teixeira
Capítulo 6		Inácio de Medeiros Delgado
Capítulo 7		João Pedreira das Neves
PARTE III		Reginaldo Alves dos Santos, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado

ACOMPANHAMENTO TÉCNICO

José Admário Santos Ribeiro
DNPM – 7º Distrito/Salvador

CONSULTORES

Ian Davison – UFBA
Gaston Giuliani – UFBA/ORSTOM
João Italo Ghignone e
Cícero Paixão Pereira –Petrobrás

CONSULTOR ESPECIAL
(convidado pelo DNPM para avaliação do trabalho)

Benjamin B. de Brito Neves – USP

Coordenação Editorial a cargo do
Serviço de Edições Técnicas – SETEC
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM

Publicação do
Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM
Setor de Autarquias Norte, Quadra 1, Bloco B
70040 – Brasília, DF – Brasil
Telex 0611116 DNPM BR

Copyright 1988 – DNPM
Reservados todos os direitos.
Permitida a reprodução parcial,
desde que seja mencionada a fonte

Depósito legal:
Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro
Instituto Nacional do Livro
Biblioteca do Ministério das Minas e Energia
Tiragem: 4.000 exemplares

MENEZES FILHO, Nelson Ramos de

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – Escala 1:100.000 (Folha SC.24-Z-A–II Jeremoabo) Estado da Bahia. Org. por Nelson Ramos de Menezes Filho, Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza. Brasília, DNPM/CPRM, 1988.

114p. il., 2 mapas (in bolso). 29,5cm.

"Trabalho executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais através de Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral".

1. Geologia – Mapas – Bahia – I. Departamento Nacional da Produção Mineral. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título

CDD: 558.14
CDU: 55(814)

Apresentação

Para muitas pessoas, nada supera a sensação de bem-estar do que aquela do dever cumprido, da promessa mantida.

É assim que nos sentimos, como Diretor-Geral do DNPM, ao lançar este volume relativo aos trabalhos de mapeamento geológico-geoquímico da Folha Jeremoabo, escala 1:100.000.

Com ele, e com os demais relacionados às folhas Santa Brígida, Piranhas, Carira, na Bahia/Sergipe/Alagoas, Santa Filomena, em Pernambuco/Piauí, São Gonçalo do Sapucaí e Heliodora, em Minas Gerais, entregues simultaneamente ao público usuário, vê o Departamento Nacional da Produçã Mineral o coroamento de uma luta intensa, iniciada já no final da década de 70, para a retomada efetiva dos levantamentos geológicos básicos no País.

Não fora, no entanto, o denodo dos técnicos do DNPM e CPRM, o apoio inconteste de toda a comunidade do Setor Mineral, e a sensibilidade e compreensão do Exmo. Sr. Ministro das Minas e Energia, Engenheiro Antônio Aureliano Chaves de Mendonça, talvez não pudéssemos ter alcançado aquele objetivo.

Essa primeira vitória apresenta-se com um sabor especial, na medida em que todas as promessas feitas pelo DNPM nas reuniões com representantes das diversas instituições e empresas que constituem aquele Setor, nas grandes capitais do País, foram cumpridas em sua íntegra. A participação direta e indireta dos citados representantes, da fase de planejamento à fase de execução; o acompanhamento constante e a avaliação dos trabalhos em suas etapas intermediárias e finais por renomados consultores do País, independentes do Sistema DNPM/CPRM; a ânsia em oferecer produtos modernos, objetivos, diversificados, de mais fácil acesso ao usuário; e sobretudo o entusiasmo dos técnicos envolvidos, têm-se constituído em pontos fundamentais para o avanço dos trabalhos.

Nunca é demais lembrar, também, que atrás do novo visual e das novas concepções que o leitor poderá apreciar neste e nos demais produtos do PLGB – Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, esconde-se um desenvolvimento tecnológico surpreendente, quer sob o ponto de vista da informação em si, no seu mais amplo conceito (como os inúmeros bancos de dados do Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA), quer sob o ponto de vista editorial (texto e mapas digitalizados). Essa tecnologia, hoje à disposição do público, é fruto da tenacidade brasileira, tendo sido implantada pela CPRM, para o DNPM, graças sobretudo ao empenho, criatividade e capacidade do Diretor de Operações daquela Empresa, Dr. Hermes Augusto Verner Inda e sua equipe.

Esses primeiros resultados do PLGB – como o presente volume – representam, ademais, uma mudança da mentalidade e uma conscientização maior dos objetivos do Programa e certamente servirão de base, junto às críticas construtivas que sobre eles advirão, para que os próximos produtos sejam sempre melhores.

Por fim, gostaríamos aqui de expressar os nossos calorosos cumprimentos à CPRM, e os nossos agradecimentos aos consultores externos e à toda comunidade geológica do País pelo estímulo ao DNPM na conquista da meta a que ele se propõe: contribuir para o engrandecimento do Setor Mineral Brasileiro através da união de todos seus integrantes.

Nesse particular, não poderia deixar de mencionar o trabalho profícuo, inteligente e sobretudo eficiente da Divisão d Geologia e Mineralogia do DNPM, na pessoa do seu Diretor Dr. Carlos Oití Berbert e do corpo técnico dessa Divisão, cuja dedicação sobressai no contexto de quem busca a superação das dificuldades por um Brasil mineralmente forte.

Brasília, julho de 1988

José Belfort dos Santos Bastos
Diretor-Geral do DNPM

Sumário

Resumo i
Abstract ii

PARTE I – INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 1 – ASPECTOS GERAIS DA REGIÃO 3
1.1 Localização e Acesso 3
1.2 Aspectos Socioeconômicos 3
1.3 Aspectos Fisiográficos: Clima, Hidrografia, Vegetação e Solo 4
1.4 Aspectos Geomorfológicos 4

CAPÍTULO 2 – ANÁLISE DO CONHECIMENTO ANTERIOR 8

CAPÍTULO 3 – HISTÓRICO DO PROJETO CARIRA 11

CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA 12

PARTE II – GEOLOGIA DE PARTE DA REGIÃO NORDESTE DA BAHIA
(FOLHA JEREMOABO)

CAPÍTULO 1 – GEOLOGIA REGIONAL 17
1.1 Contexto Geotectônico Regional 17
1.2 A Faixa de Dobramentos Sergipana 20
1.3 As Bacias Fanerozóicas do Recôncavo, Tucano e Jatobá 24

CAPÍTULO 2 – ESTRATIGRAFIA 27
2.1 Comentários Gerais 27
2.2 Faixa de Dobramentos Sergipana 28
2.2.1 Domínio Vaza-Barris 28
2.2.1.1 Grupo Vaza-Barris 29
2.2.1.1.1 Formação Capitão/Palestina 29
2.2.1.1.2 Formação Olhos d'Água 31
2.2.1.1.3 Formação Frei Paulo/Ribeirópolis 32
2.2.2 Domínio Macururé 36
2.2.2.1 Grupo Macururé 36
2.2.2.2 Granitóides Tipo Coronel João Sá (Plutonismo Tardi a Pós-Tectônico) 38
2.2.2.3 Formação Juá 41
2.2.3 Domínio Canindé-Marancó 44
2.2.3.1 Complexo Marancó 44
2.2.3.1.1 Unidade Monte Azul 45
2.2.3.1.2 Unidade Belém 46
2.2.3.1.3 Unidade Monte Alegre 47
2.3 Bacia de Tucano 48
2.3.1 Supergrupo Bahia 48
2.3.1.1 Formação Aliança 49
2.3.1.2 Formação Sergi 51
2.3.1.3 Formação Candeias 51
2.3.1.4 Grupo Ilhas 51
2.3..1.5 Formação São Sebastião (Grupo Massacará) 52

2.3.2 Formação Marizal 52
2.3.3 Coberturas Quaternárias 53

CAPÍTULO 3 – TECTÔNICA E ESTRUTURAS 55
3.1 Comentários Gerais 55
3.2 Faixa de Dobramentos Sergipana 55
3.2.1 Domínio Vaza-Barris 57
3.2.2 Domínio Macururé 57
3.2.3 Domínio Canindé-Marancó 58
3.3 Bacia de Tucano 59

CAPÍTULO 4 – GEOFÍSICA 61
4.1 Sistemática Adotada 61
4.2 Dados Utilizados 61
4.2.1 Aerogeofísica 61
4.2.2 Geofísica Terrestre 62
4.3 Interpretação dos Dados 64
4.3.1 Interpretação Qualitativa 67
4.3.1.1 Aeromagnetometria 67
4.3.1.2 Radiometria 67
4.3.2 Interpretação Quantitativa 71
4.3.2.1 Aerogeofísica 71
4.3.2.2 Geofísica Terrestre 72
4.4 Principais Contribuições da Geofísica à Tectônica da Área 73

CAPÍTULO 5 – GEOQUÍMICA 77
5.1 Sistemática Adotada 77
5.1.1 Amostragem 77
5.1.2 Análises 77
5.1.2.1 Preparação de Amostras 77
5.1.2.2 Sistemática de Análise 78
5.1.3 Controle de Qualidade 78
5.1.4 Interpretação dos Dados 78
5.2 Litogeoquímica 81
5.2.1 Granitóides Tipo Coronel João Sá 81
5.2.2 Análises de Elementos Terras Raras em Granitóides Tipo Coronel João Sá 85
5.3 Prospecção Geoquímica 89
5.3.1 Características Gerais 89
5.3.2 Zonas Anômalas 89

CAPÍTULO 6 – METALOGENIA 92
6.1 Complexo Marancó 93
6.2 Grupo Macururé 93
6.3 Granitóides Tipo Coronel João Sá 94
6.4 Grupo Vaza-Barris 95
6.5 Formação Juá 95
6.6 Bacia de Tucano 95

CAPÍTULO 7 – GEOLOGIA ECONÔMICA 96
7.1 Panorama Mineral 96
7.2 Projeções e Perspectivas 96
7.3 Aspectos Ambientais 96

PARTE III – CONSIDERAÇÕES FINAIS

CAPÍTULO 1 – CONCLUSÕES/EXTENDED ABSTRACT 101
1.1 Geologia 101
1.2 Geofísica 102
1.3 Geoquímica 102
1.3.1 Prospecção Sistemática 102
1.3.2 Litogeoquímica 102
1.4 Metalogenia 103

CAPÍTULO 2 – RECOMENDAÇÕES 104
2.1 Geologia 104
2.2 Geofísica 104
2.3 Geoquímica 104
2.4 Metalogenia 105

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 106

APÊNDICES: 1 – Súmula de Dados de Produção
2 – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS:
- Carta Geológica
- Carta Metalogenética/Previsional

Resumo

Este trabalho, integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, que vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, desde setembro de 1985, compreendeu o mapeamento geológico sistemático da Folha Jeremoabo (SC.24-Z-A-II), situada na região nordeste do Estado da Bahia. Esse mapeamento, integrado com levantamentos geoquímico e geofísico, resultou na produção de cartas desses temas e mais as cartas geológica e metalogenética/previsional, com densidade de informações compatível com a escala 1:100.000.

A Folha Jeremoabo está inserida em dois contextos geotectônicos de origem e idade distintas: a Faixa de Dobramentos Sergipana, congregando terrenos proterozóicos, e a Bacia de Tucano, compreendendo sedimentos mesozóicos. Estes não foram objeto de mapeamento geológico neste trabalho.

Na Faixa de Dobramentos Sergipana foram identificados três compartimentos distintos ("domínios"), separados por falhas regionais profundas de movimentos transcorrentes sinistral e contracional (falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo), que apresentam patrimônio litológico, deformação, metamorfismo, atividade ígnea e, provavelmente, história geológica, distintos: Domínio Vaza-Barris, Domínio Macururé e Domínio Canindé-Marancó.

O Domínio Vaza-Barris representa um fragmento marginal de paleobacia desenvolvida sobre crosta continental, com sedimentação tipicamente plataformal (Grupo Vaza-Barris), deformação monofásica e redobramentos localizados, metamorfismo de facies xisto-verde, vulcanismo muito restrito e ausência de plutonismo.

O Domínio Macururé caracteriza um fragmento interno de paleobacia de substrato desconhecido, onde dominam metapelitos e metapsamitos rítmicos (turbiditos), depositados em ambiente de águas profundas (Grupo Macururé), com deformação polifásica, metamorfismo de facies anfibolito de média pressão, vulcanismo pouco expressivo e intenso plutonismo granitóide tardi a pós-tectônico, tipo Coronel João Sá, datado pelo método Rb/Sr isocrônico em 838 ± 33m.a. Representa um nível crustal intermediário em relação aos dois outros domínios.

Ainda nesse domínio posiciona-se um pequeno "graben" preenchido por conglomerados e grauvacas fracamente metamorfizadas da Formação Juá, originados em sistema de leques aluviais, passando distalmente a fluvial "braided".

O Domínio Canindé-Marancó está representado na folha pelo cinturão metavulcano-sedimentar aqui nomeado Complexo Marancó. A presença de migmatitos e intensa granitização sin, tardi e pós-tectônica, a nordeste da área (Folha Piranhas), evidencia a exposição de nível crustal inferior em relação aos dois domínios anteriores. A deformação é polifásica e o metamorfismo atingiu a facies anfibolito alto.

O reprocessamento de mapas aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria), aliado à geofísica terrestre (gravimetria e magnetometria), propiciou a interpretação da forma e profundidade de corpos geológicos, das variações de espessura da crosta superior e das descontinuidades estruturais profundas, corroborando a compartimentação da Faixa de Dobramentos Sergipana nos domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó. No Domínio Macururé, na folha adjacente a leste (Carira), a espessura aumenta de sudeste para noroeste, passando de 4.000m até 13.000m, esse valor próximo à Falha Belo Monte-Jeremoabo.

A prospecção geoquímica regional, com amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, caracterizou seis zonas anômalas para Au-As, Cr-Ni-V, Cr-Ni-(Ba), Cu-(Cr), Cu-V-Ba e Ba-pirita, além de fornecer outros subsídios para a análise metalogenética.

A análise metalogenética/previsional permitiu a delimitação de quatro áreas de interesse para a prospecção mineral, a partir da integração multidisciplinar de informações geológicas, geoquímicas e geofísicas, além do cadastramento mineral. Dentre as mineralizações esperadas, destacam-se as de Au, Cu±Pb±Zn±Au±Ag e barita, e Cr±Ni±Cu e metais do grupo da platina.

Para a área estudada foi descartada a aplicação do modelo de "Geossinclinal clássico", pela impossibilidade de correlação entre os domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó. A geometria dessa parte da Faixa de Dobramentos Sergipana é resultante de processos de acreção de blocos crustais ("domínios"), devido a uma série de colisões oblíquas, dirigidas de nordeste para sudoeste, que produziram dobramentos, empurrões e transcorrências durante o Ciclo Brasiliano.

Abstract

The present publication, a part of the Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB (Basic Geological Surveying Program of Brazil) which has been carryed out, since September, 1985, by Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, for the Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM (National Department of Mineral Production), comprises the systematic geological mapping of the Jeremoabo Sheet (SC.24-Z-A-II) located at the northeast region of the state of Bahia. This geological mapping in integration with geophysical and geochemical surveyings, produced thematic maps, as well as a geological map and a metalogenetic/previsional one, that present a degree of information, in accordance with the 1.100,000 adopted scale.

The Jeremoabo Sheet is inserted into two different geotectonic contexts with distinctive age and origin: the Sergipana Folding Belt comprising Proterozoic terrains and the Mezosoic sediments of the Tucano Basin, which had been mapped during the present work.

Within the Sergipana Folding Belt were identified three distinctive units ("dominions") divided by clockwise and contractional transcurrent deep regional faults (São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo faults). Those three units, named Vaza-Barris, Macururé and Canindé-Marancó dominions, present different lithology, degree of deformation and metamorphism, igneous activity and probably also different geological evolution.

The Vaza-Barris Dominion corresponding to a border part of a paleobasin developed on the continental crust, is characterized by a typical platform sedimentation (Vaza-Barris Group), by multiple deformations and localized refoldings, green-schist facies metamorphism, and restricted volcanic activities and absence of plutonism.

The Macururé Dominion represents an internal part of a paleobasin, of unknown substratum, where rhythmed metapelites and turbidites deposited in deep watter environments (Macururé Group) are dominant. These rocks present multiple deformation, amphybolite facies of medium pressure metamorphism, little volcanism and intensive late to pos-tectonic plutonism of Coronel João Sá type dated 838±33m.y. by isochronic Rb/Sr method. The Macururé Dominion represents an intermadiate crustal level in relation to the other two units.

This unit also includes a small graben filled by weakly metamorphosed conglomerates and graywackes of the Juá Formation. These metasediments were deposited in an alluvial fan system that passes distantly to braided fluvial.

The Canindé-Marancó Dominion is represented by the matavolcano-sedimentary Marancó Complex belt. The presence of migmatites and intensive syntectonic and late and pos-tectonic granitization at northeast (Piranhas Sheet) indicates an exposure of the crustal level inferior than the two prior dominions. The metamorphism reaches the high amphibolite facies and the deformation is multiple.

A reprocess of airborne geophysical surveys (magnetometry and gamma-espectometry) in association with ground surveys (gravimetry and magnetometry), gave rise to the interpretation of the shape and depth of geologic bodies, of thickness variations of the superior crust, and of deep structural discontinuities, and corroborates the division of the Sergipana Folding Belt into Vaza-Barris, Macururé and Canindé-Marancó dominions. The thickness of the Macururé Dominion in the adjacent eastern sheet (Carira) increases from 4,000 m at southeast up to 13,000 m at northwest, near the Belo Monte-Jeremoabo Fault.

The regional geochemical prospection, including stream sediments and heavy mineral pan concentrate sampling had defined six anomalous zones for Au-As, Cr-Ni-V, Cr-Ni(Ba), Cu-(Cr), Cu-V-Ba and Ba-pyrite mineralizations, as well as supplied other background informations for metalogenetic interpretation.

Based on the integration of all geological, geochemical and geophysical data and the inventory ore mineral ocurrences and deposits, the metalogenetic/previsional appraisal defined four areas of interest for mineral exploration. Au, Cu±Pb±Zn±Au±Ag and barite and Cr±Ni±Cu and platinun group metals are the most prospective mineralizations.

Due to the impossibility of a correlation between the Vaza-Barris, Macururé and Canindé-Marancó dominions, it was not adopted for the studied area the classic geosyncline model. The geometry of this particular part of the Sergipana Fold Belt is a result of a crustal block ("dominiuns") adding process due to a series of northeast to southwest oblique collisions, that has produced foldings, strike slip and transcurrent faultings during the Brasiliano Cycle.

PARTE I - INTRODUÇÃO

Redação:

Capítulo 1:
1.1, 1.2, 1.3: Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Léo Rodrigues Teixeira.
1.4: Pedro de Alcântara Braz Filho
Capítulo 2: Reginaldo Alves dos Santos, João Dalton de Souza e Augusto José Pedreira.
Capítulo 3: João Dalton de Souza.
Capítulo 4: João Dalton de Souza, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado.

Capítulo 1

Aspectos gerais da região

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A região estudada situa-se no Nordeste Oriental do Brasil e engloba parte do nordeste do estado da Bahia, perfazendo umasuperfíficie de cerca de 3.000km², limitada pelos meridianos 38°00' e 38°30' de longitude oeste e os paralelos 10°30' e 10°30' de latitude sul (fig. I.1.1). Corresponde a folha 30'x 30' (escala 1:100.000) Jeremoabo (SC.24-Z-A-II).

Na área estão localizadas as sedes dos municípios de Jeremoabo e Antas, na Bahia. A cidade de Jeremoabo destaca-se como o núcleo urbano mais importante.

A área é cortada por duas rodovias federais: a BR—235, pavimentada apenas em Sergipe, que interliga Aracaju à cidade deJeremoabo; e a BR—110 (quase totalmente pavimentada) que liga esta última às cidades baianas de Paulo Afonso, ao norte, e Alagoinhas, ao sul, a partir de onde pode-se alcançar Salvador, através da BA—093 ou da BR—101 e BR—324, todas pavimentadas. Uma malha relativamente densa de estradas secundárias torna odeslocamento na área relativamente fácil, embora a grande maioria delas seja transitável apenas em tempo seco. A cidade de Jeremoabo, principal ponto de referência da área, dista cerca de 195km de Aracaju e 535km de Salvador. Quanto à possibilidade de acesso por via aérea, a cidade de Paulo Afonso, onde está localizado o aeroporto mais próximo é servida por vôos regulares da aviação comercial.

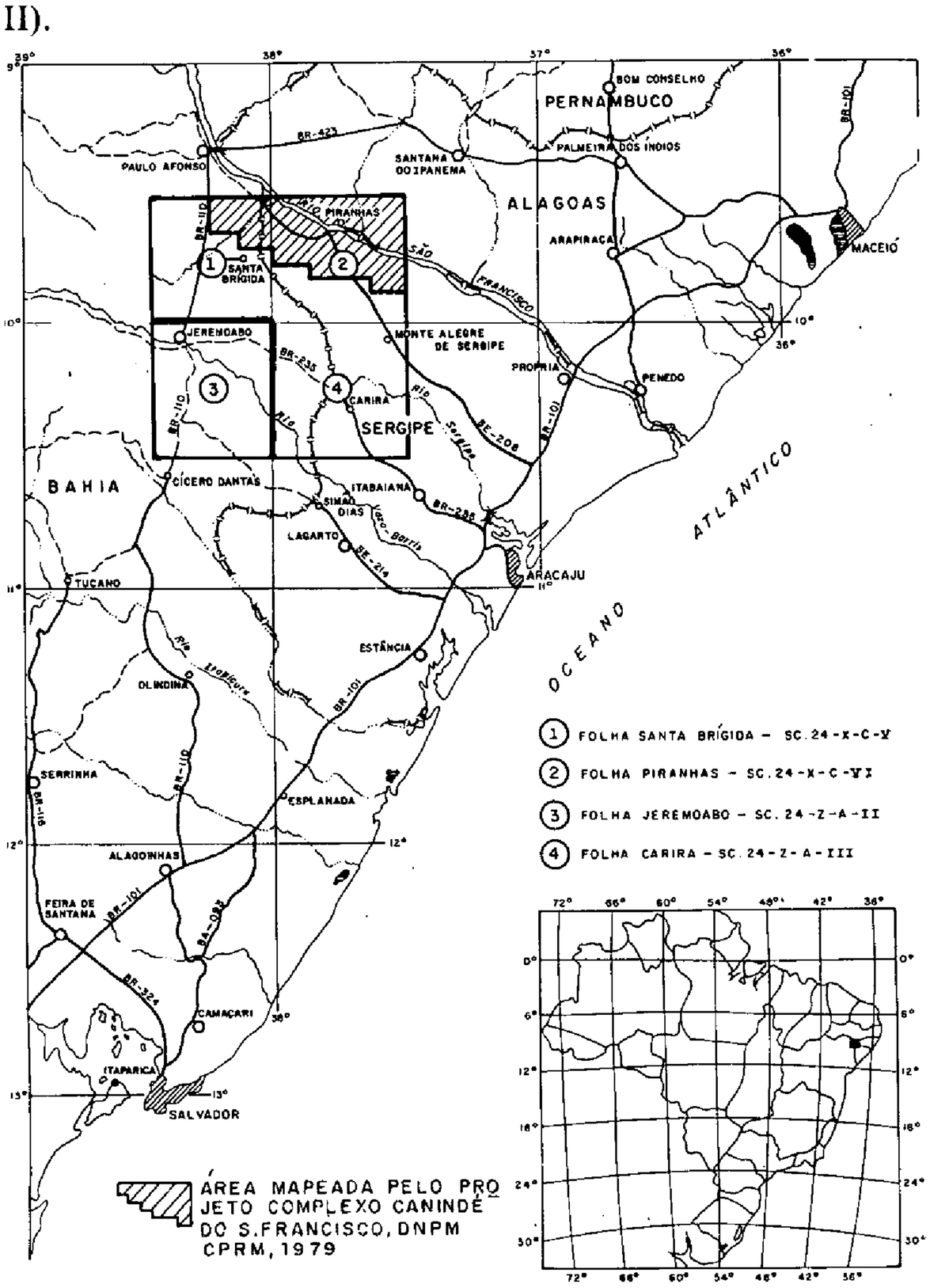


Fig. I.1.1 – Mapa de localização.

1.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

A agropecuária é a principal atividade econômica da área. Como acontece em todo o sertão nordestino, a produtividade primária depende dos rigores das secas que periodicamente atacam a região. A criação de bovinos e caprinos é encontrada em todos os quadrantes da área, embora sejam raras as propriedades que possuam instalações modernas e plantel selecionado. As culturas sazonais de milho e feijão são as mais praticadas, geralmente a nível de subsistência, embora o algodão também seja plantado em algumas propriedades. Também é muito comum o plantio da palma, uma cactácea largamente utilizada como complemento forrageiro para o gado bovino, na época de estiagem.

As sedes municipais dispõem de abastecimento de água e são servidas por energia elétrica, serviço telefônico interurbano, agências dos Correios e Telégrafos e agências bancárias.

1.3 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS: CLIMA, HIDROGRAFIA, VEGETAÇÃO E SOLO

A região apresenta *clima* semi-árido quente, marcado pelas precipitações escassas e mal distribuídas durante o ano e pelos longos períodos de seca, que geralmente atingem oito meses. O período mais chuvoso vai de maio a julho, com as maiores precipitações em maio, e as mínimas de setembro a novembro. As precipitações anuais na maior parte da área atingem taxas entre 600mm e 750mm. As temperaturas oscilam muito pouco, com médias anuais em torno de 25°C, ultrapassando 27°C nos meses mais quentes.

A *havia hidrográfica* da região acha-se comandada pelo rio Vaza-Barris. Na área, esse rio apresenta escoamento no sentido NW-SE, direção que reflete seu condicionamento às estruturas da bacia sedimentar de Tucano e das rochas pré-cambrianas. As cheias nos seus afluentes são do tipo torrencial, devido às chuvas concentradas (trovoadas) e também à pequena espessura de solos, notadamente aqueles desenvolvidos sobre rochas graníticas, incapazes de reter considerável volume de água. Dessa maneira, praticamente todas as águas pluviais fluem por escoamento superficial, causando enchentes, por vezes desastrosas.

O rio Vaza-Barris tem perenidade comprometida nas épocas de longa estiagem. Atravessa os terrenos sedimentares da Bacia deTucano, em vale entalhado, e os metassedimentos da Faixa de Dobramentos Sergipana, onde as drenagens secundárias apresentam padrão subdendrítico, enquanto o curso principal apresenta-se com algumas irregularidades e retilinearidades, reflexo do controle das estruturas das rochas que lhe servem de leito. Os maiores afluentes são os riachos Baixa do Ciritá, Pau de Ferro, Baixa do Rangel todos situados na margem direita. O rio Riachão e o riacho Vermelho são os principais afluentes da margem esquerda.

Condicionada pelo clima quente semi-árido, a *vegetação* é a típica caatinga, classe de formação vegetal heterogênea, quanto à fisionomia e à composição, caracterizada por formas vegetais xeromórficas e lenhosas, monofoliadas, deciduais. A caatinga apresenta-se ora aberta, ora densa (menos comum) e compõe-se de espécies de porte variado: arbóreo alto, arbóreo, arbustivo e subarbustivo. É comum uma mesma espécie ocorrer tanto com porte arbóreo como arbustivo. Entre as arbóreas são mais comuns: favela, baraúna, aroeira, angico, catingueira, jurema, umburana, umbuzeiro e oiticica. Cactáceas de alto porte são representadas notadamente por mandacaru e facheiro, enquanto entre as pequenas destacam-se o xique-xique, quipá e a coroa-de-frade. Dentre as espécies arbustivas e subarbustivas destacam-se: macambira, caroá, pinhão, pereiro, velame, jurema, catingueira e gravatá.

Esta vegetação primitiva está bem preservada a oeste da BR—110, no domínio fisiográfico denominado Raso da Catarina. No restante da área a caatinga apresenta-se bastante desfigurada pelas ações antrópicas.

Os *solos*, segundo o conceito de Domínios Pedogeoquímicos (Nascimento & Teixeira, 1986), distribuem-se regionalmente da seguinte maneira (fig. I.1.2):

a) *Domínio Sem Evolução Pedogeoquímica Definida* - É constituído por solos litólicos pouco espessos, em sua maior extensão com um horizonte A fraco ou moderado, textura média a argilosa e freqüentemente pedregosos. Têm caráter eutrófico, alta capacidade de troca de cátions, saturação em bases elevadas e, por conseqüência, pH neutro a alcalino. É o domínio pedogeoquímico predominante na Folha Jeremoabo.

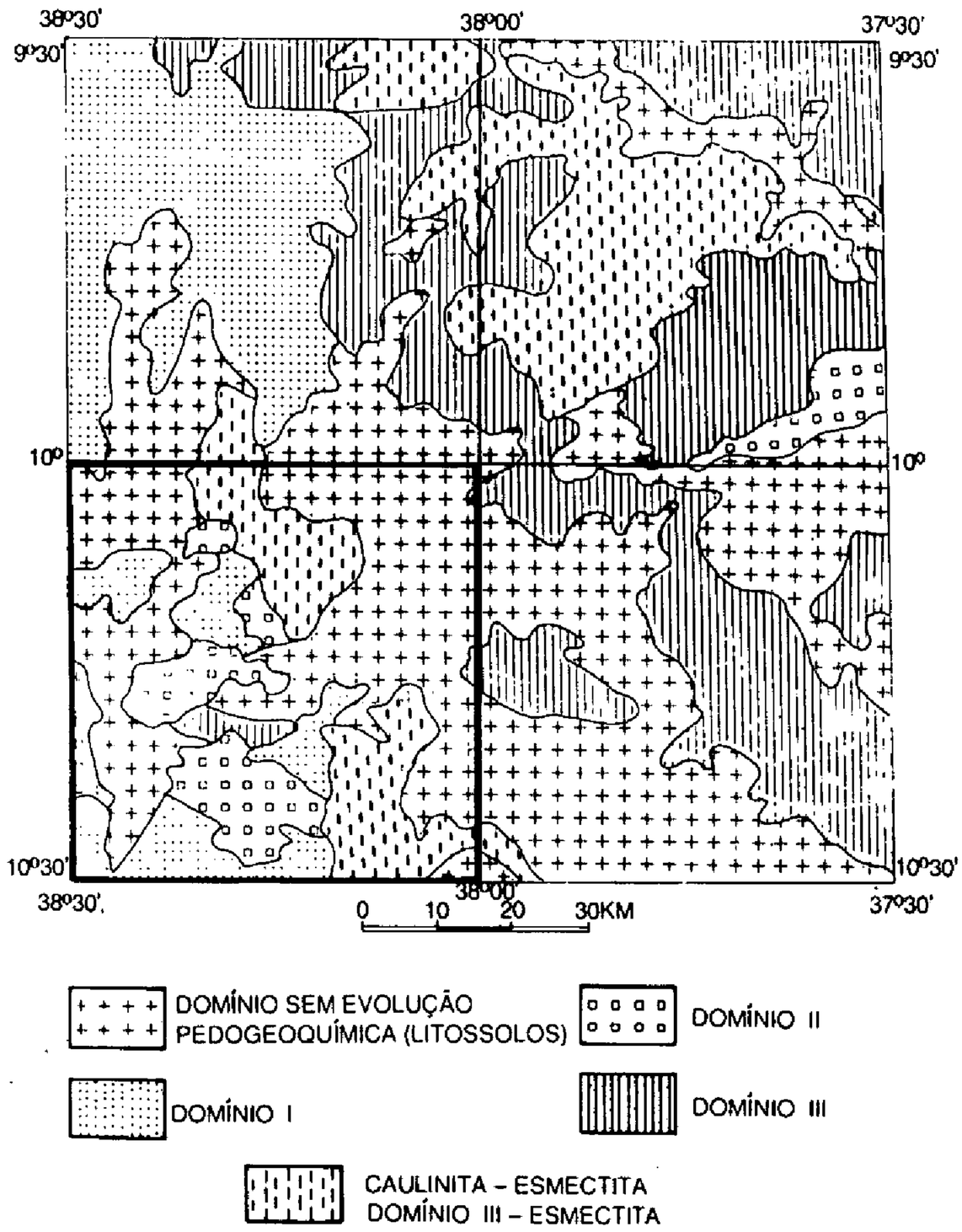


Fig. I.1.2 – Domínios pedogeoquímicos.

b) *Domínio I* - Solos com alto teor de areia, distróficos, com baixa capacidade de troca de cátions e pouca saturação em bases. Via de regra o pH é ácido, em torno de 4,5. A matéria orgânica é importante na capacitação da troca de cátions, uma vez que o argilomineral mais abundante é a caulinita e apenas eventualmente ocorrem as ilitas. São solos tipicamente bem drenados, representados na área quase que exclusivamente por areias quartzosas, que constituem solos muito pouco evoluídos, com horizonte A fraco, ocorrendo em faixas de terrenos onde predominam relevos suaves ou suavemente ondulados. Solos podzólicos de cor vermelho-amarelada ocorrem a sul da cidade de Jeremoabo.

c) *Domínio II* - Apresenta solos com características de transição entre o Domínio I e o Domínio III. São cambissolos e podzólicos eutróficos com pH em torno de 7 e capacidade de troca de cátions relativamente elevada. Os argilominerais mais importantes são do grupo das caulinitas e das esmectitas.

d) *Domínio III* - Os solos caracterizam-se pela alta capacidade de troca de cátions, bem como pelo elevado grau de saturação em bases. Os teores de Fe_2O_3 e MnO são os mais elevados da área, o mesmo ocorrendo com a razão SiO_2/ Al_2O_3, cuja média é de 2,80. Condicionados pela elevada saturação em bases (acima de 70%), os solos são eutróficos, com pH elevado, podendo atingir até mais de 8,5 em alguns vertissolos. Os argilominerais mais importantes são as esmectitas, podendo ocorrer também as caulinitas.

Em função dos argilominerais, distinguem-se os subdomínios "a esmectita" e "a caulinita-esmectita" (fig. I.1.2). No subdomínio "a esmectita", predominam solos tipo bruno não-cálcico, pouco evoluídos, muito argilosos e com horizonte B vértico. No subdomínio "a caulinita-esmectita" os solos são dominantemente planossolos, sendo assinalados, também, cambissolos.

1.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Segundo o Projeto Radambrasil (Mapa Geomorfológico 1:1.100.000, folhas SC.24/25 — Aracaju/Recife, 1983), na área e regiões vizinhas ocorrem três domínios morfoestruturais regionais: A) Bacias e Coberturas Sedimentares; B) Remanescentes das Raízes de Dobramentos; C) Maciços Remobilizados (fig. I.1.3).

A) *O Domínio das bacias e coberturas sedimentares* é representado pelo Planalto da Bacia de Tucano, e constituído por duas unidades geomorfológicas: os Tabuleiros de Jeremoabo e os Tabuleiros Dissecados de Antas.

Essas unidades geomorfológicas englobam litótipos das formações paleozóicas e mesozóicas da Bacia de Tucano e os remanescentes siluro-devonianos da Formação Taracatu que ocorrem isolados e discordantes sobre o embasamento pré-cambriano, nas folhas Santa Brígida e Piranhas. Predominam camadas de facies arenosas, pelíticas e raramente conglomeráticas, mergulhos fracos, deslocadas pela tectônica frágil, típica da fossa juro-cretácea. As características litológicas e tectônicas dessas formações refletem-se nas condições particulares de elaboração do modelado geomórfico.

Os Tabuleiros de Jeremoabo (fig. I.1.3) são limitados por escarpas em vales controlados por fraturas ou falhas, que constituem os aspectos morfológicos peculiares da unidade. Os topos são restos de uma superfície de aplanamento inumada (Pgi) que acompanha aproximadamente os mergulhos das camadas, passando para planos rampeados, suavemente ondulados, com recobrimento retocado (Pri), em altitudes que variam entre 200m e 400m. A leste, as bordas dos tabuleiros formam divisores de águas, situados a 600m de altitude.

Os Tabuleiros Dissecados de Antas (fig. I.1.3), exibem áreas de concentração de ravinamentos, traduzindo estágio inicial do desmonte da superfície do topo do planalto. O contato dessa unidade com as unidades vizinhas é marcado por declive suave interrompido por ressaltos e raras escarpas. Nas bordas registram-se zonas de dissecação diferencial, onde os desníveis dos topos ao fundo dos vales são da ordem de 15m a 34m e 68m (D_1 e D_2), com declividade variando de 3° a 6° e 6° a 12°, respectivamente. O relevo correspondente à Formação Taracatu (folhas Santa Brígida e Piranhas) apresenta cristas, escarpas e por vezes morros-testemhunhos, em que os afloramentos exibem feições ruiniformes.

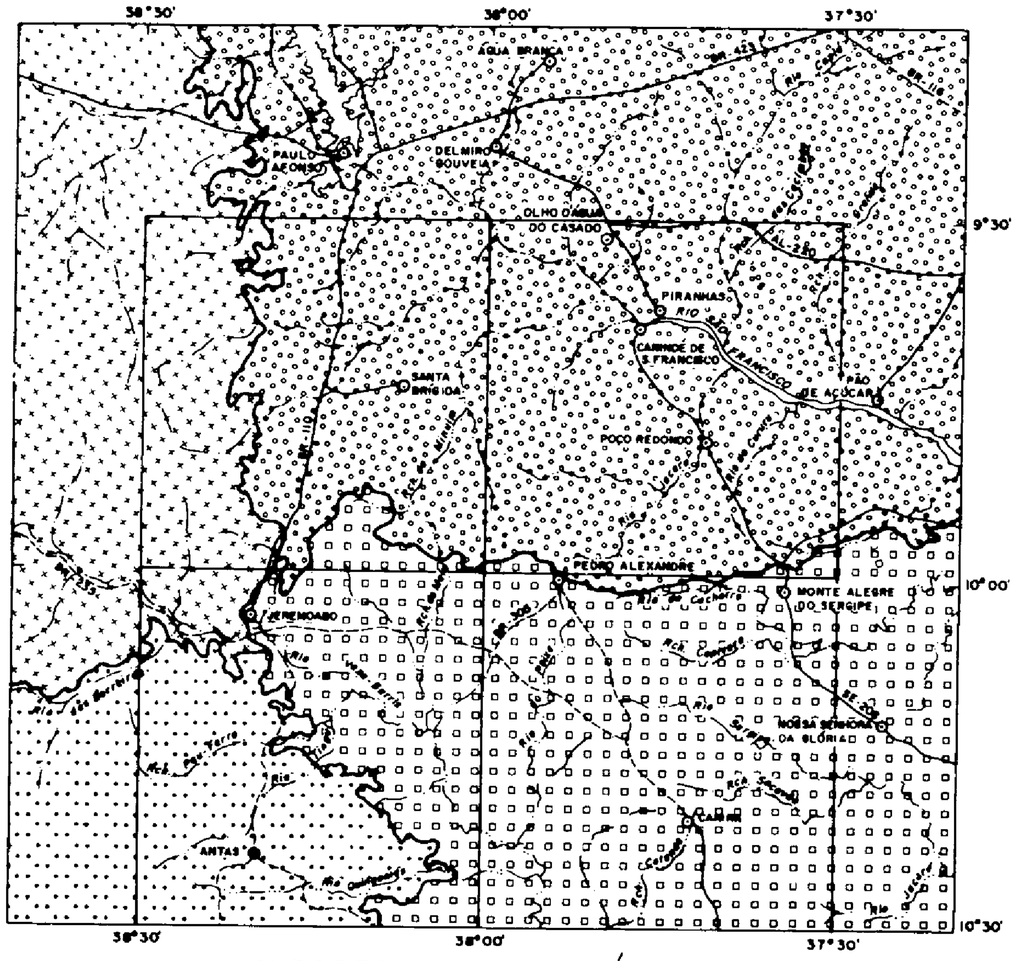
B) *O Domínio Remanescentes das Raízes de Dobramentos* é representado pelo Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris (fig. I.1.3). Essa unidade limita-se a norte com o Pediplano do Baixo São Francisco e é caracterizada pela freqüência de modelados de dissecação diferencial e modelados de aplanamento, que formam um pediplano parcialmente dissecado e inumado (Pri). Localmente ocorrem planos desnudados (Pru) e saliências residuais. A ablação intensa sobre o tabuleiro foi favorecida pela fraqueza das rochas metassedimentares proterozóicas, sob influência do clima recente que permitiu a erosão fluvial. Os planos retocados e inumados (Pri), nas regiões de Carira e Monte Alegre, sobre granitos intrusivos no Grupo Macururé, são resultantes de remanejamentos sucessivos de recobrimentos detríticos, indicando a permanência de processos erosivos areolares, anteriores à dissecação. Esses processos elaboram uma superfície de erosão com cristas residuais de direção NW-SE, na qual a intensa dissecação ressaltou os traços estruturais e litológicos dos grupos Macururé e Vaza-Barris.

C) *O Domínio dos Maciços Remobilizados* situa-se na região do Baixo Planalto Pré-Litorâneo e está representado pelo Pediplano do Baixo São Francisco (fig. I.1.3). Essa unidade tem como característica a uniformidade de feições, exibindo vastos planos e elevações residuais constituindo, no conjunto, uma depressão pediplanada limitada por relevos escarpados. Uma ablação acentuada, favorecida pela alternância de climas distintos durante o Cenozóico, atinge profundamente as rochas do Complexo Marancó e os granitóides liberados das coberturas preexistentes, conservando restos de antigos aplanamentos (Pgi). A superfície do piso é formada por dois níveis de pedimentação. No primeiro nível, os pedimentos retocados, situados nas bases das elevações, são alterados e dissecados em colinas de formas amplas. O nível mais baixo mostra um plano irregular convergindo para o rio São Francisco. Esse pedimento, fracamente sulcado nas margens do rio, exibe uma superfície rochosa desnudada (Pru) com freqüentes lajedos. A desnudação provém de uma retomada da erosão, evidenciada pela presença de áreas dissecadas (D_1 contornando as margens do rio São Francisco (Folha Piranhas).
Os relevos residuais constituem blocos isolados de formas arredondadas, alguns representados por intrusões graníticas, ("inselbergs"); outros são elevações tabuliformes, testemunhos de recobrimento da bacia sedimentar de Tucano.

Comparando-se os dados obtidos através de fotointerpretação e do levantamento geológico com dados bibliográficos, foi possível relacionar as características geológico-geomorfológicas contidas nos três domínios. As numerosas unidades litológicas envolvidas em cada um desses domínios apresentam, de modo geral, morfologias distintas, conforme as unidades geomorfológicas onde se encontram. Os tipos de modelados refletem os condicionamentos geológicos combinados às ações climáticas que conduziram a morfogênese no Cenozóico.

A formação do relevo atual é produto das repetidas fases de aplanamentos que ocorreram no Terciário e das sucessivas retomadas de erosão no Quaternário. Há evidências de uma superfície aplanada nos topos dos tabuleiros (400-600m) correspondendo aos vestígios da Superfície Sul-Americana (Pgi) (King, 1956), do Terciário Inferior; os níveis pediplanados (Pri e Pru) encontrados em altitudes mais baixas (200-300m), truncando litologias diversas nos três domínios descritos, são correlacionáveis aos aplanamentos dos ciclos Velhas (Terciário Superior) e Paraguaçu (Pleistoceno), caracterizados por King (1956).

As variações climáticas e do nível de base geral criaram condições para o estabelecimento de processos capazes de promover, por meio das ações fluviais, dissecação remontante a partir do litoral. No Holoceno, com a definição da zonação climática gradando do litoral para o interior, ocorreu uma retomada de erosão muito importante, no decorrer da última regressão marinha, quando os rios



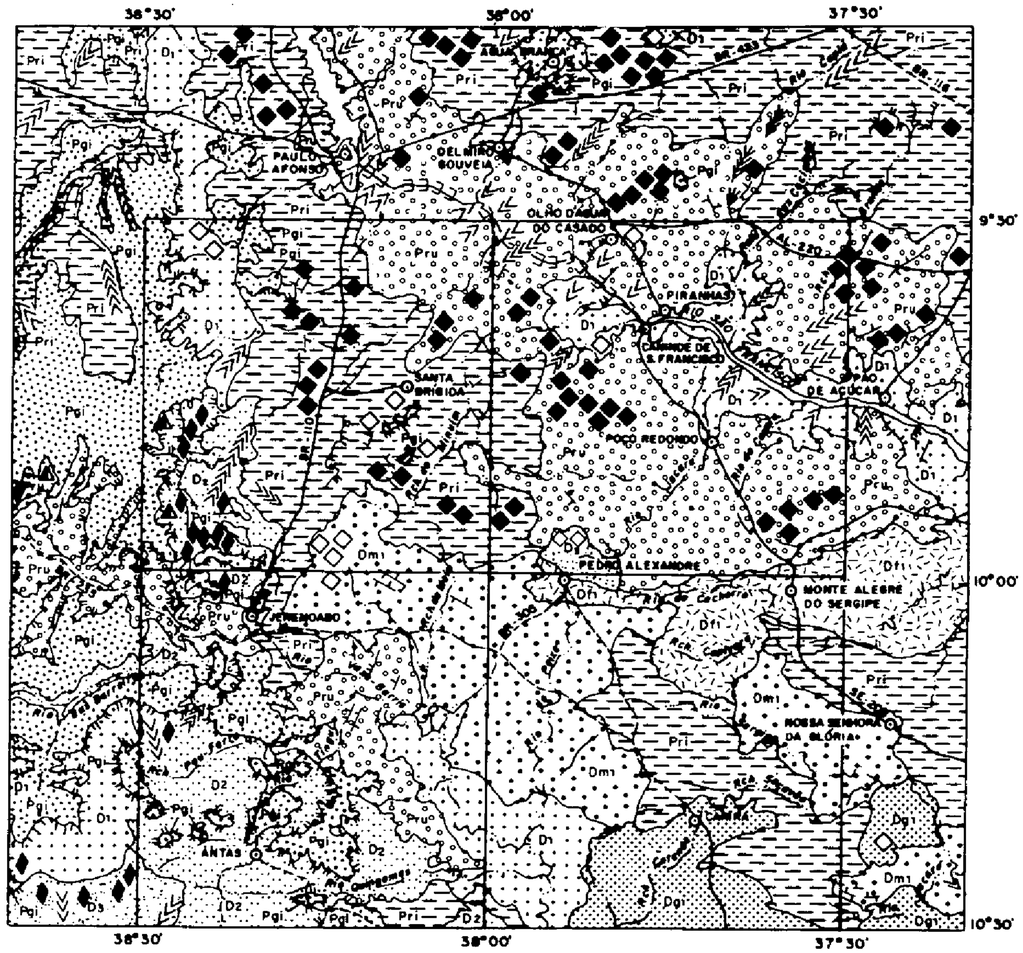


Fig. I.1.3 – Aspectos geomorfológicos.

desembocavam distante do litoral atual. A erosão regressiva evidencia-se ao longo do curso do rio São Francisco, até a barreira estrutural que marca a Cachoeira de Paulo Afonso, onde o "canyon" tem profundidade de 80m, e onde a dissecação é fortemente controlada por fraturas e falhas. A posição, em relação ao nível de base, e a composição litológica favoreceram a expansão da erosão regressiva, atuando ao longo do rio Vaza-Barris, dissecando o tabuleiro em rochas metassedimentares e atingindo os tabuleiros de Antas e Jeremoabo. Nos pedimentos predomina atualmente escoamento superficial, enquanto nos relevos residuais nota-se que as ações de fragmentação e desagregação são mais importantes. As feições de cristas, vales ou sulcos estruturais, morros residuais e bordas de ressaltos dispõem-se aproximadamente segundo as direções NE-SW e NW-SE, estando distribuídas nos vários domínios. Elas indicam as direções estruturais proterozóicas, principalmente falhas e fraturas, que condicionaram a elaboração do arcabouço da bacia fanerozóica de Tucano.

Capítulo 2

Análise do conhecimento anterior

Para efeito de sistematização, a análise do conhecimento anterior será subdividida e feita em função das duas entidades tectônicas que compõem a área mapeada: a Faixa de Dobramentos Sergipana e a Bacia de Tucano.

A denominação Faixa de Dobramentos Sergipana foi introduzida por Brito Neves (1975), para substituir e ampliar os conceitos de "Geossinclinal de Sergipe" (Humphrey & Allard, 1962) e "Geossinclinal de Propriá" (Humphrey & Allard, 1969).

A área ocupada por essa faixa de dobramentos vem sendo objeto de investigações geológicas desde o trabalho de Hartt (1870). Brito Neves et alii (1978) fizeram uma excelente análise dos conhecimentos prévios sobre essa faixa, dividindo-os em três fases: a fase pioneira, a fase intermediária e a fase recente. Na *fase pioneira*, que se estendeu de 1870 a 1914, foram feitos estudos regionais com a separação de grandes unidades: o embasamento, os xistos sobrepostos ao mesmo, a Formação Estância e os sedimentos cretáceos da costa de Sergipe, destacando-se os trabalhos de Branner (1913) e Derby (1913). A *fase intermediária* começou em 1930 estendendo-se até 1952, e nela os estudos já foram dirigidos para aspectos mais específicos, principalmente os metassedimentos que foram destacados, tanto do embasamento como dos sedimentos cretáceos, e agrupados nas "séries" Canudos e Vaza-Barris (Moraes Rego, 1933 e 1936; Oliveira & Moura, 1942; Moraes & Alves, 1952). Finalmente, na *fase recente* (1958-1977), tiveram início os trabalhos de detalhe sobre os vários domínios geológicos, destacando-se as colaborações da Sudene, do DNPM e da Petrobrás. Os presentes autores estendem essa fase até o ano de 1987, nela incluindo os resultados obtidos dos mapeamentos geológicos efetuados pela CPRM sob o patrocínio do Convênio DNPM-CPRM.

No último período citado destacam-se os trabalhos realizados por Humphrey & Allard (1962, 1969), que apresentaram os primeiros mapeamentos sistemáticos das rochas pré-cambrianas de Sergipe, a partir de estudos de detalhe efetuados nos arredores da cidade de Itabaiana, durante o treinamento de equipes da Petrobrás. Esses autores definiram e nomearam a "Geossinclinal de Sergipe", depois denominada de "Geossinclinal de Propriá", representada por um prisma de metassedimentos de ambiente miogeossinclinal (Grupo Miaba) e eugeossinclinal (Grupo Vaza-Barris), além de sedimentos depositados sobre o Cráton do São Francisco (Formação Estância) e na parte interna do orógeno (Formação Juá) representando, respectivamente, a antefossa e a intrafossa molássica. Referem-se ainda ao "Batólito de Glória", responsável pela formação extensiva de "hornfelses", que seriam estratigraficamente correlacionáveis ao Grupo Vaza-Varris. Um desses autores (Allard, 1969) teceu os primeiros comentários sobre a correlação entre as unidades tectônicas definidas em Sergipe e no lado ocidental da África.

Barbosa (1964-1970) descreveu a geologia da região de Canudos, no prolongamento da Faixa de Dobramentos Sergipana a oeste da Bacia de Tucano, caracterizando os grupos Canudos e Macururé e identificando rochas do Grupo Bambuí nessa área, também estudada em detalhe por Jordan (1968, 1971).

Os trabalhos desenvolvidos por Humphrey & Allard (1969) foram estendidos para norte do rio São Francisco por Richter & Ponte (1964), que em reconhecimento efetuado entre as bacias sedimentares de Tucano e Sergipe-Alagoas descreveram os metapelitos e metapsamitos da área como "hornfelses pelíticos" e "hornfelses quartzo-feldspáticos", respectivamente.

Brito Neves & Cordani (1973) levantaram todos os dados geocronológicos da Faixa de Dobramentos Sergipana e adjacências, contestaram algumas idéias de Humphrey & Allard (1969) e discutiram a idade do metamorfismo regional e das intrusões graníticas sin- a tarditectônicas (670 +/-20m.a. e 630 +/-20m.a., respectivamente).

Santos & Silva Filho (1975) teceram comentários a respeito da compartimentação geotectônica da "Geossinclinal de Propriá", lançaram novas idéias sobre a estratigrafia da área e reconheceram sua extensão a norte do rio São Francisco, em Alagoas.

Silva Filho (1976) caracterizou o Complexo Canindé do São Francisco, situado no extremo-noroeste de Sergipe, como a suíte ofiolítica da geossinclinal.

Silva Filho et alii (Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris, DNPM-CPRM, 1977-1979) realizaram o mapeamen-

to geológico sistemático da "Geossinclinal Sergipana" e de seu embasamento, na escala 1:250.000, tendo redefinido a estratigrafia proposta por Humphrey & Allard (1969), reconhecido um zoneamento geossinclinal, onde os grupos Miaba e Vaza-Barris representariam o domínio miogeossinclinal e o Grupo Macururé (ex-"hornfelses" dos autores citados) corresponderia ao domínio eugeossinclinal. Ainda especularam sobre um modelo de evolução baseado na tectônica de placas (geossinclinal tipo "Cordilheirano"); mais tarde, com base nos dados obtidos no referido projeto, Silva Filho et alii (1978a) abandonaram o modelo anteriormente proposto e advogaram a evolução da "Geossinclinal Sergipana" em um ambiente de margem continental tipo Atlântico, em que a cadeia mesoceânica estaria representada pelo Complexo Canindé do São Francisco (ofiolitos), e o fechamento da bacia envolveria duas subducções, a primeira para sul e a segunda para norte, culminando no choque entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas.

Brito Neves et alii (1977a) também propuseram uma evolução geossinclinal à luz da tectônica de placas, que culminaria com a colisão do Maciço Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco, após o primeiro ter sido consumido por uma zona de subducção mergulhando para sul.

Em 1977 foi executado um levantamento aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico (Projeto Baixo São Francisco, DNPM-CPRM/ ENCAL, 1978), abrangendo toda a parte pré-cambriana do presente trabalho, que resultou na apresentação de mapas nas escalas 1:100.000 e 1:250.000).

Silva Filho et alii (1979-1981) executaram o Projeto Complexo Canindé do São Francisco, através do Convênio DNPM-CPRM, consistindo de mapeamento geológico e prospecção geoquímica na escala 1:50.000 do referido complexo, ao qual se associam mineralizações de Cu-Ni e Fe-Ti. O complexo foi mais uma vez considerado como remanescente de um ofiolito, agora admitido como de ambiente de arco-de-ilhas.

Silva Filho & Brito Neves (1979) apresentaram uma síntese sobre a parte do "Sistema de Dobramentos Sergipano" localizada na Bahia e correlacionaram os seus segmentos a leste e a oeste da Bacia de Tucano, quanto à compartimentação tectônica e à estratigrafia.

Rand et alii (1980), a partir de perfis gravimétricos e magnetométricos de reconhecimento, incluindo a área objeto deste trabalho, descartaram os modelos de tectônica de placas até então propostos para a Faixa de Dobramentos Sergipana.

Torquato & Cordani (1981) correlacionaram toda a costa oriental brasileira com a costa oposta do continente africano e reconheceram como análogas da Faixa de Dobramentos Sergipana (grupos Miaba e Vaza-Barris) as séries Mbalmayo-Bengbis, Dja e Semba-Ouesso.

Jardim de Sá et alii (1981), com base em estudos específicos de análise estrutural, interpretaram a Faixa de Dobramentos Sergipana como uma entidade geotectônica estruturada no Ciclo Brasiliano, porém constituída por terrenos eoproterozóicos policíclicos (Grupo Macururé) e neoproterozóicos monocíclicos (grupos Miaba e Vaza-Barris).

Gava et alii (Projeto Radambrasil, 1983) efetuaram uma integração dos dados preexistentes nas folhas SC.24/25, adicionados a novos dados analíticos e de campo. Com relação à área do presente trabalho e adjacências, teceram comentários sobre a petrogênese e o ambiente tectônico das rochas granitóides, do plutonismo básico e do complexo metavulcano-sedimentar da região de Canindé do São Francisco etc., e especularam sobre a evolução geotectônica da Faixa de Dobramentos Sergipana. Na mesma época, outros trabalhos de síntese foram realizados por Lopes & Dalton de Souza (1983) e Santos & Dalton de Souza (1984), referentes às análises metalonegética e previsional das folhas Jeremoabo (SC.24-Z-A) e Paulo Afonso (SC.24-X-C), respectivamente, através do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (Convênio DNPM-CPRM); e por Santos et alii (1984), Santos & Brito Neves (1984) etc.

Jardim de Sá et alii (1986), com base em análise estrutural associada com o estudo dos ambientes deposicionais, consideraram a Faixa de Dobramentos Sergipana como constituída por terrenos monocíclicos estruturados através de uma tectônica tangencial progressiva, gerada por cisalhamento simples, durante o Ciclo Brasiliano (Proterozóico Superior). Esse modelo tectônico também foi reconhecido por Moraes et alii (1987) na região de Bendengó, no segmento da faixa a oeste da Bacia de Tucano.

Brito Neves et alii (1987) e Campos Neto & Brito Neves (1987) lançaram idéias sobre a organização e a geometria dessa faixa, considerando-a resultante de um sistema de três estruturas maiores de "nappes" que justapõem ambientes paleogeográficos diferentes.

Finalmente, Davison (1987) advogou que a Faixa de Dobramentos Sergipana é formada por um mosaico de quatro terrenos de características distintas, não-correlacionáveis entre si, separados por zonas de cisalhamento, e justapostos por tectônica colisional durante o Ciclo Brasiliano.

Em conclusão, a análise dos trabalhos anteriores demonstra que o estágio do conhecimento geológico atual da Faixa de Dobramentos Sergipana é de nível regional, compatível com a cartografia na escala 1:250.000 disponível, de forma que são ainda necessárias muitas investigações científicas específicas (mapeamento em escala 1:100.000 ou maiores, estudos geocronológicos, litogeoquímicos, geofísicos etc.) para que a história paleogeográfica, estratigráfica e geotectônica da faixa dobrada seja formulada de modo consistente, e à prova de disputas como as atualmente existentes.

Os sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano Norte foram investigados a primeira vez por O.A. Derby, em 1879, durante o reconhecimento levado a efeito ao longo do rio São Francisco pela "Comissão Hidráulica", liderada pelo engenheiro norte-americano William M. Roberts (Sampaio, 1955).

Até 1945 a área da Bacia de Tucano permaneceu desconhecida, salvo por visitas esporádicas, quando então foi iniciado o seu mapeamento, sob os auspícios do Conselho Nacional do Petróleo e da Petrobrás, pelas equipes formadas por J.J. Brazil, L.A. Almeida, P.H. Keller, P.A. Andery, L. Mota, J.I. Ghignone, H. Della Piazza, H. Muhlman e A. Gonçalves, que atuaram na área em diversas épocas. Esses geólogos pioneiros determinaram a estratigrafia da região que abrange o setor da coluna estratigráfica desde o Siluriano até o fim do Eocretáceo.

O Paleozóico aflorante nas bacias de Tucano Central e Tucano Norte compreende as formações Tacaratu (Siluro-Devoniano; Moraes Rego, 1936), Curituba (Carbonífero; Brazil, 1947) e Santa Brígida (Permiano; Brazil, 1947), enquanto o Mesozóico é representado basicamente pelo Supergrupo Bahia, o qual, denominado originalmente pelo

Rev. Nicolay em 1866, teve a sua designação restaurada por Vianna et alii (1971). Esse supergrupo abrange os grupos Brotas, Santo Amaro, Ilhas, Massacará e a Formação Salvador, que vão do Jurássico ao Barremiano. A Formação Marizal, do Aptiano, sucede o Supergrupo Bahia e completa a coluna mesozóica.

Segundo o modelo postulado pela Petrobrás a partir de 1969 para o preenchimento do "rift" do Recôncavo-Tucano (Ghignone, 1979), mais tarde denominado "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Milani, 1985), as unidades litostratigráficas que afloram nas bacias de Tucano Central e Tucano Norte pertencem a quatro fases ou estágios sucessivos:

(1) Fase de Plataforma Estável (Paleozóico)

Nessa fase inicial depositaram-se as formações Tacaratu, Curituba e Santa Brígida, não-aflorantes na Folha Jeremoabo. A primeira pertence ao domínio continental, tendo sido depositada nas partes medial e distal de leques aluviais coalescentes, sugerindo uma superfície deposicional de gradiente elevado. A Formação Curituba, depositada em ambiente fluviolacustre, aflora descontinuamente na borda leste da Bacia de Tucano Norte, sendo constituída de folhelhos cinza a violeta, arenitos finos e siltitos micáceos. A fase de plataforma estável termina com a deposição da Formação Santa Brígida de ambiente fluvial e lacustre. A base dessa formação é discordante das demais, de modo que ela ora repousa sobre a Formação Curituba, ora sobre a Formação Tacaratu.

(2) Fase Pré-"Rift" (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior)

A fase pré-"rift" é representada basicamente prlo Grupo Brotas (Jurássico Superior), constituído pelas formações Aliança (basal) e Sergi, descritos originalmente por Barnes (1949). Ambas são de origem continental, a primeira de ambiente lacustre e a segunda fluvial e em parte eólica. À essa fase também pertencem a Formação Itaparica e o Membro Tauá da Formação Candeias (Cretáceo Inferior), unidades basais do Grupo Santo Amaro presentes nas bacias do Recôncavo e Tucano Sul.

(3) Fase "Rift" (Cretáceo Inferior)

Foram depositados durante a fase "rift" as formações Candeias (Grupo Santo Amaro) e Salvador e os grupos Ilhas e Massacará (Formação São Sebastião). Enquanto a Formação São Sebastião se restringe à Bacia de Tucano Central, a Formação Salvador se interdigita lateralmente com todas as unidades neocomianas depositadas nessa fase, uma vez que consiste de um fanglomerado, depositado a partir das falhas que limitam o "rift".

(4) Fase Pós-"Rift" (Cretáceo Inferior)

Essa fase é representada pela Formação Marizal, que repousa em discordância angular sobre o Supergrupo Bahia. A Formação Marizal foi denominada por J.J. Brazil em 1947, e redefinida por Santos (1962), Almeida & Ghignone (1962) e Ghignone (1963), sendo constituída por conglomerados, arenitos e folhelhos.

Até o início da década de 1980, acreditava-se que o "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá consistisse de uma estrutura aproximadamente contínua, estando as diversas bacias separadas por altos do embasamento. Entretanto, estudos recentes baseados em análise de fraturas, modelos gravimétricos bidimensionais, dados de geologia de campo e correlação com os "rifts" africanos, mostraram que a sua estrutura consiste de sub-bacias depositadas em meio-grabens basculados para leste ou oeste, separados por altos do embasamento e por falhas de transferência ("transfer faults"), que delimitam os diversos depocentros independentes (Milani, 1985; Milani & Davison, 1987 e Magnavita & Cupertino, 1987).

O conhecimento geológico das bacias de Jatobá, Tucano Norte e Tucano Central está muito aquém daquele já auferido nas bacias de Tucano Sul e Recôncavo, onde são conhecidas reservas de petróleo e/ou gás.

Capítulo 3

Histórico do projeto Carira

No início de 1985, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), por solicitação do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), apresentou anteprojeto de levantamento geológico, na escala 1:100.000, das folhas Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira, através do então denominado "Projeto Carira". A seleção dessas folhas fundamentou-se nos resultados obtidos das análises metalogenética e previsional das folhas Jeremoabo (SC.24-Z-A) e Paulo Afonso (SC.24-X-C), escala 1:250.000, executadas em 1983-1984, pelo Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (DNPM-CPRM). Esse projeto destacou, na área proposta, ambientes geológicos com potencialidade para mineralizações de várias substâncias minerais (cromo, cobre, níquel, cobalto, titânio, chumbo, zinco, estanho, molibdênio, flúor etc.), revelada pelos registros minerais existentes ou inferida a partir de metalogenia teórica. Ao mesmo tempo reconheceu que a área necessitava de levantamentos geológicos complementares, para uma melhor definição de tais ambientes e caracterização mais precisa de suas potencialidades metalogenéticas.

Aprovado pelo DNPM, o Projeto Carira teve seu início operacional em maio de 1985. A programação previa apenas mapeamento geológico sistemático, na escala 1:100.000, e o tempo estipulado para sua execução foi de vinte e quatro meses, com um geólogo atuando em tempo integral. Também ficou decidido que dos 12.000km² cobertos pelo projeto, apenas 6.000km² seriam efetivamente mapeados e o restante compilado a partir de mapeamentos geológicos, na escala 1:50.000, já realizados pela Petrobrás (sedimentos fanerozóicos da Bacia de Tucano) e pela CPRM (Projeto Complexo Canindé do São Francisco, DNPM-CPRM, 1979).

Com o advento do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), no segundo semestre de 1985, tornou-se necessária uma radical reformulação na programação original do projeto, para adaptá-lo às diretrizes filosóficas e metodológicas do novo programa patrocinado pelo DNPM, que determinavam a utilização e integração de métodos de pesquisa multidisciplinares nos novos levantamentos geológicos sistemáticos. A reprogramação foi apresentada ao DNPM em dezembro de 1985, quando já haviam sido concluídas as etapas de "Coleta e Análise da Documentação Básica" e "Fotointerpretação e Reconhecimento Geológico"; a nova proposta foi implementada já a partir de janeiro do ano seguinte. As principais modificações introduzidas foram: 1) prospecção geoquímica sistemática; 2) prospecção geofísica, incluindo reprocessamento de mapas aerogeofísicos e levantamentos de perfis terrestres estratégicos; 3) análise metalogenético-previsional sistemática; 4) dilatação do prazo de execução para vinte e sete meses; 5) inclusão de outro geólogo em tempo integral, no mapeamento geológico, e um geoquímico e um geofísico em tempo parcial.

O novo cronograma aprovado, contudo, não pôde prever o tempo necessário para a equipe executora do projeto assimilar os novos procedimentos e metodologias de trabalho, algumas só definidas após prolongados debates entre a CPRM, DNPM e a comunidade geológica; nem tampouco o tempo dedicado pelos executores ao intenso programa de treinamento implantado na CPRM a partir de 1985, ao qual deve ser atribuída grande parte do valor científico que possa ser reconhecido neste trabalho. Por outro lado, com o desenvolvimento dos trabalhos de campo ficou patente a necessidade de se realizar perfis adicionais no "Complexo Canindé do São Francisco", para melhor caracterizar suas feições estruturais e petrológicas, e de se atualizar a cartografia dos sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano, aflorantes nas folhas Santa Brígida e Piranhas, devido à flagrante incompatibilidade, em certas áreas, entre a distribuição geográfica assinalada nos mapas existentes e aquela constatada no campo.

Assim, em janeiro de 1987, foram incluídos mais dois geólogos em tempo integral, enquanto o prazo original de execução foi dilatado para trinta e um meses, com término previsto para fevereiro de 1988, data em que foram efetivamente encerrados os trabalhos.

Em termos globais, as atividades programadas para o projeto foram desenvolvidas a contento. Contudo, a redução no número de análises litogeoquímicas e geocronológicas e a suspensão da campanha de revisão final dos trabalhos de campo, motivadas pela crise financeira que afetou o sistema DNPM-CPRM, entre maio e setembro de 1987, foram restrições que certamente impediram que os resultados finais do projeto atingissem um nível mais elevado.

Capítulo 4

Metodologia

A utilização simultânea e integrada de métodos multidisciplinares de pesquisa geológica (mapeamento geológico, geofísica, geoquímica e metalogenia), apoiados por diversos tipos de análises laboratoriais (petrográfica, química, geocronológica, geoquímica etc.), define a linha mestra da metodologia adotada pelo PLGB e, portanto, pelo Projeto Carira. Para assegurar o êxito dessa metodologia multidisciplinar, traduzido em produtos de qualificação técnico-científica compatível com as expectativas da comunidade geológica e com os recursos financeiros alocados, foi implantado, a nível nacional, um plano de treinamento intensivo e permanente para os geólogos executores do PLGB, do qual, obviamente, participaram os geólogos vinculados ao Projeto Carira. Treinamento "on the job", através da participação de consultores externos nos trabalhos de campo, também foi implementado.

A etapa preliminar de *Coleta e Análise da Documentação Básica* levou a uma avaliação crítica de todos os trabalhos executados na área, resultando na constatação do verdadeiro estágio do conhecimento e dos problemas geológicos pendentes na mesma, o que permitiu o estabelecimento de uma programação objetiva e dirigida, capaz de promover um incremento real no conhecimento geológico da região. O ponto de partida para execução dessa etapa foi a análise da memória de dados multidisciplinares coligidos pelo Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (DNPM-CPRM), em 1983-1984, quando da elaboração das folhas, na escala 1:250.000, Jeremoabo (SC.24-Z-A) e Paulo Afonso (SC.24-X-C). Outras importantes fontes de informações consultadas foram: Projeto Baixo São Francisco-Vaza-Barris, DNPM-CPRM, 1977 (mapeamento geológico na escala 1:250.000); Projeto Baixo São Francisco, DNPM-CPRM/ENCAL, 1978 (levantamentos aeromagnético e aerocintilométrico na escala 1:100.000); Projeto Complexo Canindé do São Francisco, DNPM-CPRM, 1979 (mapeamento geológico e prospecção geoquímica na escala 1:50.000); e Projeto Canindé, CPRM, 1980 (pesquisa mineral e mapeamento de detalhe). Foram também analisados os relatórios de pesquisa existentes dentro da área e liberados para consulta pelo DNPM.

A fase seguinte de *Fotointerpretação e Reconhecimento Geológico* foi parcialmente executada "pari passu" com a etapa anteriormente descrita, e a rigor fez parte dessa etapa. Inicialmente procedeu-se à interpretação de imagens de Radar e do Landsat (canais 5 e 7), na escala 1:250.000, com o propósito de se obter uma visão regional, principalmente no que se refere à identificação das macrofeições estruturais. A fotointerpretação geológica sistemática, a partir de aerofotos na escala 1:70.000 e, eventualmente, nas escalas 1:40.000 e 1:25.000, foi realizada de modo criterioso, calcada em elementos compilados de trabalhos anteriores e apoiada por um reconhecimento geológico que abrangeu toda a área a ser mapeada. Às feições fotogeológicas interpretadas foram integrados os mapas geológicos, na escala 1:50.000, da Bacia de Tucano e da área em torno do "Complexo Canindé do São Francisco" (não-previstas para mapeamento efetivo), resultando nos mapas fotogeológicos preliminares das folhas Santa Brígida, Piranhas, Jeremoabo e Carira, elaborados em bases planimétricas na escala 1:100.000. Uma nova campanha de reconhecimento geológico levou ao aprimoramento desses mapas, a partir dos quais foram programados os trabalhos de mapeamento geológico sistemático.

O *Mapeamento Geológico* foi orientado no sentido de se obter o máximo de informações de cada afloramento estudado. Perfis e pontos de observação programados durante a fotointerpretação foram estudados com o maior detalhe possível, visando a alcançar um grau de resolução geológica compatível com a escala 1:100.000. Algumas áreas com melhores exposições foram alvos de análise estrutural mais detalhada para a definição da cronologia dos eventos tectônicos, com identificação das deformações superpostas e suas relações com a época de colocação das rochas plutônicas ácidas, intermediárias e básicas. Especial importância foi dada à interpretação da natureza e do movimento das falhas e zonas de cisalhamento, principalmente aquelas de caráter regional.

Os metassedimentos foram investigados também do ponto de vista paleoambiental, com acurada análise das estruturas sedimentares reliquiares para interpretação dos processos envolvidos na sua deposição. Esse tipo de estudo atingiu maior intensidade no âmbito dos sedimentos paleozóicos da Bacia de Tucano, cujo mapeamento foi atualizado e suas unidade interpretadas à luz dos conceitos atuais de sistemas deposicionais.

Os corpos intrusivos de granitóides e metabásicas, bem como as rochas metavulcânicas, foram estudados do ponto de vista estrutural e petrogenético, inclusive aqueles aflorantes em áreas onde já existe mapeamento geológico na escala 1:50.000 (Projeto Complexo Canindé do São Francisco). Todos os tipos de granitóides foram testados quanto à susceptibilidade magnética, através de "Kappameter".

Durante o mapeamento geológico distribuiu-se a equipe executora de modo que cada geólogo mapeasse determinados ambientes geológicos, independentemente dos limites geográficos das folhas, de acordo com a sua maior especialização e experiência profissional.

Concomitantemente ao mapeamento geológico efetuou-se o estudo dos jazimentos e indícios minerais já conhecidos ou descobertos ao longo do trabalho, com vistas à elaboração do mapa metalogenético-previsional.

As atividades de campo foram divididas em duas fases: a Etapa I correspondente ao "mapeamento geológico preliminar", realizado através de quatro campanhas; e a Etapa II, compreendendo as três campanhas de "mapeamento geológico final". Entre as duas campanhas procedeu-se à "Interpretação e Consolidação dos Dados", ocasião em que foram tratados os dados geológicos e geofísicos disponíveis, atualizados os mapas geológicos preliminares e feita a programação dos trabalhos subseqüentes tanto de mapeamento geológico como prospecção geoquímica sistemática.

Com relação à *Geofisica*, conforme previa a sistemática adotada, os trabalhos consistiram inicialmente na interpretação qualitativa de mapas aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos na escala 1:100.000, integrando-os com os mapas fotogeológicos preliminares, visando a fornecer subsídios para o mapeamento geológico. Esses dados geofísicos foram posteriormente reprocessados, utilizando-se filtros especiais, gerando novos mapas aeromagnéticos que permitiram interpretar as feições geológicas estruturais mais profundas ("continuação para cima") e as mais superficiais ("primeira derivada"), elementos importantes para a definição do arcabouço tectônico da área. A partir dos registros aerogamaespectrométricos digitais foram gerados, eletronicamente, mapas de contagem total, potássio, urânio, tório e das razões urânio/tório, urânio/potássio e tório/potássio, com o intuito de auxiliar o mapeamento geológico, já que fornecem uma visão epidérmica da crosta, possibilitando delimitar os litótipos em função de sua composição, e dessa forma fornecer elementos para os estudos metalogenéticos, principalmente dos granitóides e rochas sedimentares.

Em seguida, foram programados e executados levantamentos de campo, referentes a perfis gravimétricos, magnetométricos, cintilométricos e de VLF, cujos resultados foram integrados àqueles dos levantamentos aéreos. Os perfis magnéticos e gravimétricos foram processados em microcomputador, com "software" que permitiu o modelamento automático das anomalias e a interpretação da forma dos corpos geológicos subaflorantes, bem como o cálculo da espessura da crosta. Esses estudos objetivaram oferecer contribuição efetiva para a interpretação tectônica da área. Anomalias selecionadas nos mapas aeromagnetométricos de campo total também foram modeladas eletronicamente para subsidiar a análise metalogenético/previsional.

A participação da *Geoquímica* deu-se em dois níveis, ambos de importância para os estudos metalogenéticos.

O primeiro nível refere-se à *prospecção geoquímica sistemática executada na área*, excluida a Bacia de Tucano, que vem sendo prospectada em maior detalhe (escala 1:25.000) pela Petromisa. Compreendeu amostragem de sedimentos de corrente e concentrado de minerais pesados a uma densidade média de 1 amostra/5,5 km² e 1 amostra/17km², respectivamente, mas com a concentração dos pontos variando com os ambientes geológicos e suas potencialidades metalogenéticas, conforme conhecidos na época da programação. Duas áreas anômalas foram posteriormente checadas com amostragem de detalhe. Nos concentrados de minerais pesados, além de análises químicas foram realizadas análises mineralométricas. Os dados analíticos foram tratados segundo os parâmetros analíticos definidos pelo sistema GEOQUANT, desenvolvido pela CPRM.

O segundo nível corresponde aos *estudos litogeoquímicos* efetuados em rochas intrusivas ácidas, intermediárias e básicas, bem como em metavulcânicas básicas. Aos resultados analíticos obtidos nesses trabalhos foram adicionados aqueles de trabalhos anteriores, sendo o conjunto plotado em diagramas e gráficos apropriados, com vistas à identificacão das séries magmáticas a que pertencem as rochas analisadas e a interpretação do ambiente geotectônico.

Maiores detalhes sobre as metodologias e procedimentos utilizados pela geofísica e geoquímica estão descritos nos capítulos correspondentes a esses temas.

Quanto à *Metalogenia* os dados sobre mineralização, estratigrafia, petrologia, estrutura, geomorfologia, geoquímica e geofísica foram levantados, integrados e hierarquizados em uma única carta, provisoriamente denominada carta metalogenético-previsional, marcando um novo estágio no tratamento de informações multidisciplinares através do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, com o objetivo de delimitar, na escala de 1:100.000, as áreas com indícios de mineralizações, prioritárias para prospecção e exploração mineral.

A metodologia aplicada, fundamentada nos princípios de Orlova & Shatalov (1960) e consolidada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000, através do Convênio DNPM-CPRM, implantado a partir de 1982, constitui a base para a elaboração das novas cartas, na escala de 1:100.000.

A concepção da legenda resultou, em parte, de adaptações na simbologia gráfica, utilizada nacional e internacionalmente, segundo critérios de legibilidade e precedência e foi ajustada à escala de 1:100.000, tendo em vista:

1) a necessidade de especialização do fundo geológico para torná-lo metalogeneticamente significativo;

2) a importância de se representar o máximo de informações metalogenéticas sobre os jazimentos minerais individuais de forma clara e legível;

3) a conveniência de se estabelecer a distinção entre os dados econômicos e metalogenéticos; e

4) a valorização dos indícios indiretos de mineralização, visando à sua representação cartográfica.

Dentre as referências bibliográficas consultadas merecem destaque: Carta Metalogenética e de Previsão de Recursos Minerais do Brasil, escala 1:250.000 (Siqueira & Dalton de Souza, 1982 e Siqueira, 1984); Mapa Metaloge-

nético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972); Mapa Metalogenético da Austrália, escala 1:250.000 (Buwman & Stevens, 1978; Buwman, 1977; Gilligan, 1975; Matson, 1975); Carta Metalogenética dos Maciços de Vosges e Floresta Negra, escala 1:400.000 (BRGM, 1975); e Carta Metalogenética da Europa, escala 1:2.500.000 (BRGM-UNESCO, 1968-1970). Também foram examinadas as legendas do Mapa de Jazimentos Minerais da França, escala 1:320.000; do Mapa Metalogenético da Bahia, escala 1:1.000.000 (Sá, 1982); do Mapa Metalogenético do Brasil (Suszczynski, 1973) e o Mapa da América do Norte (Guild, 1981), escala 1:5.000.000.

A carta metalogenético-previsional é elaborada sobre uma base geológica especializada dependente do nível de conhecimento da área. Essa especialização contempla a distinção cronológica e/ou espacial das unidades litostratigráficas de maior categoria como complexo, supergrupos e grupos, bem como associações magmáticas cosangüíneas ou as séries toleíticas, calcialcalinas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais (metalotectos prováveis e possíveis), enquanto as unidades de menor categoria, tais como formação, membro e seus equivalentes, sem realce metalogenético, são identificadas apenas pelo uso de letras-símbolo. Os elementos estruturais da carta geológica são integralmente preservados e eventualmente acrescidos de informações geofísicas, como lineamentos, profundidades e contorno do substrato das coberturas etc.

Na representação dos jazimentos minerais estabeleceu-se a distinção entre os caracteres metalogenéticos e os econômicos. Os primeiros constituem a parte interna do símbolo de dimensão constante e de forma geométrica variável em função da morfologia. Os dados econômicos são representados por uma circunferência independente, concêntrica ao símbolo morfológico, de acordo com a forma de representação adotada no Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972).

A simbologia representativa dos caracteres metalogenéticos abrange os dados factuais sobre os jazimentos minerais, como a textura do minério, morfologia, orientação do(s) corpo(s) mineralizado(s), quimismo e associação mineralógica. Adicionalmente, contém informação sobre a classe do jazimento, procurando-se adotar uma classificação para as concentrações minerais, mais geológica do que genética, adaptadas das propostas por Wacrenier & Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Essa classificação aproxima-se da utilizada para os depósitos minerais do Brasil (Branco, 1984).

Os dados econômicos dos jazimentos que têm sido objeto de pesquisa e lavra mineral são representados por uma circunferência externa, onde consta informações quanto à situação atual: ativo, inativo ou intermitente; o diâmetro, graduado em três dimensões, expressa a importância econômica do jazimento em três categorias — pequeno, médio e grande. A base para o estabelecimento dos limites dessas categorias é a mesma utilizada no Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.00 (Branco, 1984). Um taço aposto acima, abaixo à direita ou à esquerda dessa circunferência indica a situação atual do jazimento: mina, garimpo, jazida ou depósito; respectivamente.

Os indícios indiretos de mineralizações, a partir de indicações geoquímicas, geofísicas ou zonas de alterações de origem exógena ou endógena, são submetidos a tratamento cartográfico específico, visando a um maior realce.

A integração dos dados multidisciplinares permite reconhecer os metalotectos comprovados, prováveis e possíveis, dependendo se as relações entre eles e os indícios de mineralização foram obtidos por ligação direta, estatística ou de analogia a contexto geológico-metagenético, propiciando a delimitação de áreas mineralizadas prováveis, possíveis e potenciais, de acordo com critérios explícitos na própria carta.

PARTE II - GEOLOGIA DE PARTE DA REGIÃO NORDESTE DA BAHIA (FOLHA JEREMOABO)

Redação:

Capítulo 1: João Dalton de Souza.
Capítulo 2:
2.1: João Dalton de Souza e Reginaldo Alves dos Santos.
2.2.1: Nelson Ramos de Menezes Filho.
2.2.2: Nelson Ramos de Menezes Filho.
2.2.3: Rômulo Alves Leal e Nelson Ramos de Menezes Filho.
2.3: Nelson Ramos de Menezes Filho.
Capítulo 3: Reginaldo Alves dos Santos e Rômulo Alves Leal.
Capítulo 4: Antonio Carlos Mota, Ricardo Moacyr de Vasconcellos e Mario Metello.
Capítulo 5: Léo Rodrigues Teixeira.
Capítulo 6: Inácio de Medeiros Delgado.
Capítulo 7: João Pedreira das Neves.

Capítulo 1

Geologia regional

1.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO REGIONAL

A área mapeada insere-se na parte oriental da Região Nordeste do Brasil, segmento da crosta continental que coparticipa de três das províncias estruturais brasileiras, definidas por Almeida et alii (1977): a *Província São Francisco, a Província Borborema e a Província Costeira e Margem Continental* (fig. II.1.1).

A primeira província abrange a quase totalidade do estado da Bahia e corresponde, em extensão e limites, ao Cráton do São Francisco (Almeida, 1977), entidade geotectônica estabilizada ao término do Ciclo Transamazônico (Proterozóico Inferior) e limitada por faixas de dobramentos estruturadas durante o Ciclo Brasiliano, no Proterozóico Superior. Os principais elementos tectonostruturais e unidades geológico-estratigráficas da parte nordeste do Cráton do São Francisco estão representados de forma simplificada nas figuras II.1.2 e II.1.3, respectivamente. As faixas de dobramentos Riacho do Pontal e Sergipana, que constituem os limites norte e nordeste do cráton, pertencem à Província Borborema (fig. II.1.3).

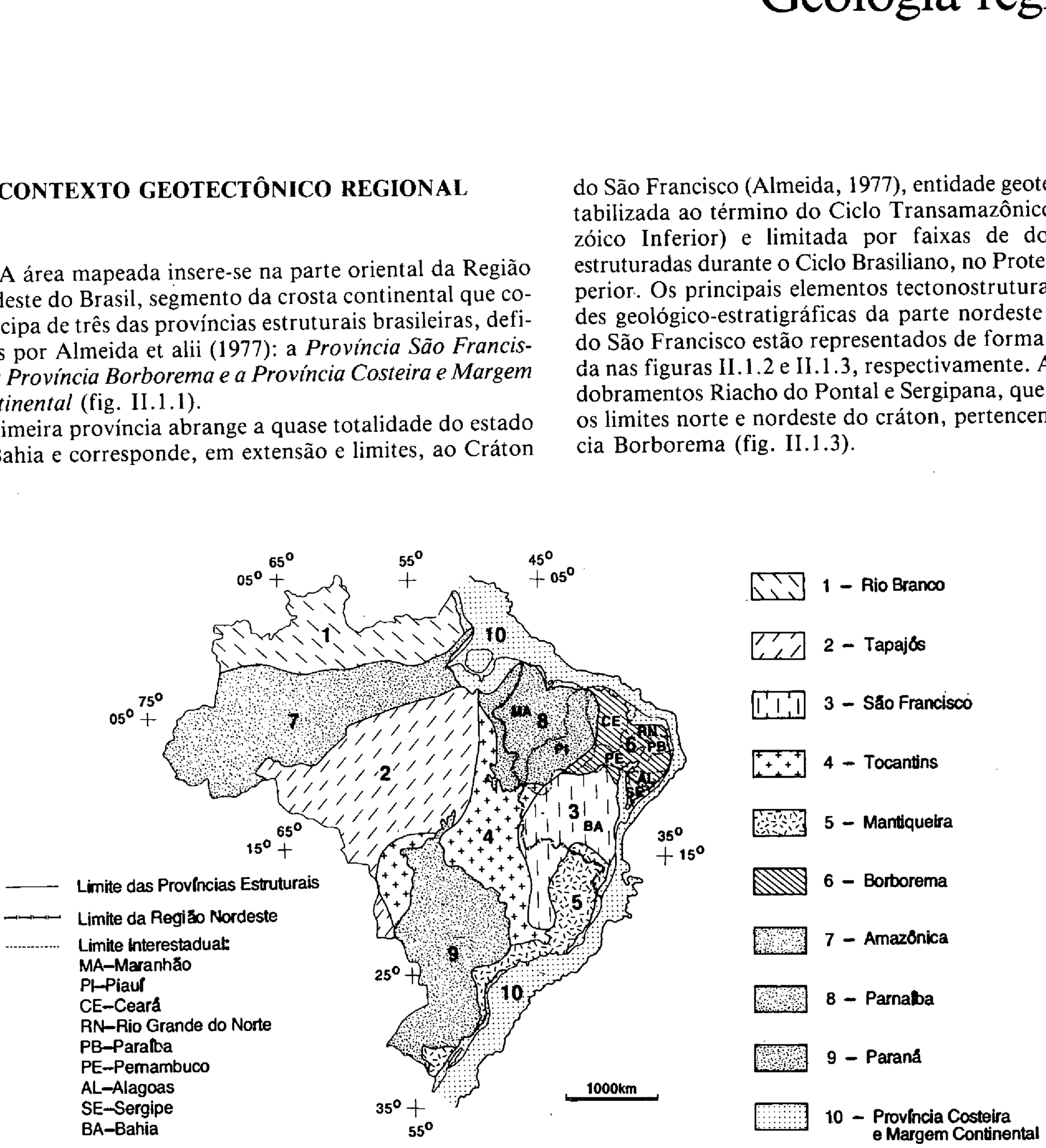
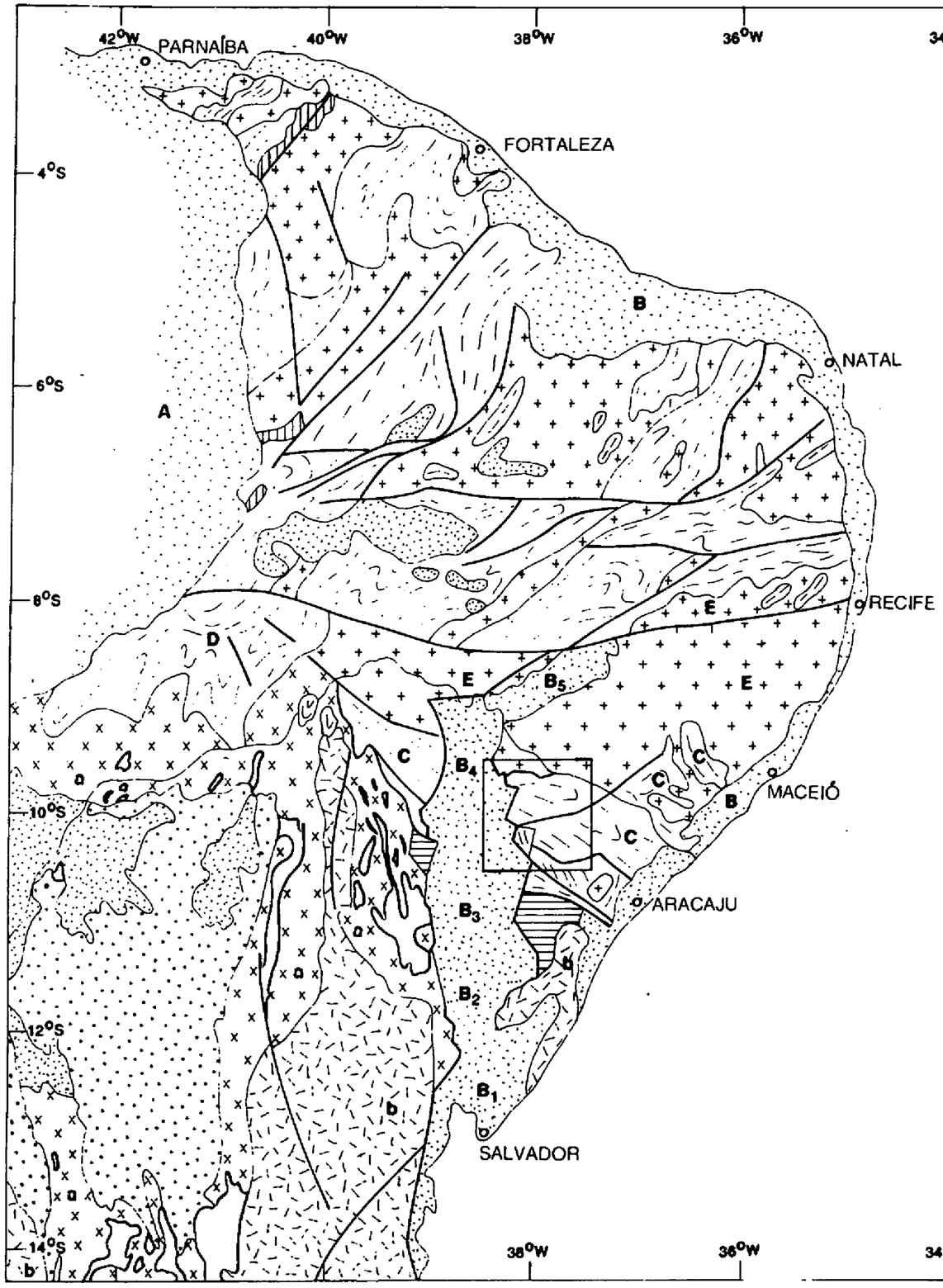


Fig. II.1.1 – Províncias estruturais do Brasil (segundo Almeida et alii, 1977).



COBERTURAS FANEROZÓICAS

A – Província (Bacia do) Parnaíba; **B** – Província Costeira (**B_1** – Bacia do Recôncavo; **B_2, B_3, B_4** – Bacias de Tucano Sul, Central e Norte; **B_5** – Bacia de Jatobá)

PROVÍNCIA BORBOREMA/REGIÃO DE DOBRAMENTOS NORDESTE (DOMÍNIO DO CICLO OROGÊNICO BRASILIANO)

Intrafossas molássicas associadas com a evolução das faixas de dobramentos

Faixas de dobramentos metavulcano-sedimentares ou metassedimentares, em geral polideformadas, retrabalhadas ou geradas no Proterozóico Superior/Ciclo Brasiliano (**C** e **D** – Faixas Sergipana e Riacho do Pontal)

Maciços gnáissico-granítico-migmatíticos do Arqueano–Proterozóico Inferior retrabalhados no Ciclo Brasiliano (**E** – Maciço Pernambuco–Alagoas)

PROVÍNCIA (CRÁTON DO) SÃO FRANCISCO

Cobertura sedimentar pericratônica e de antefossa molássica associada com a evolução da Faixa Sergipana

Coberturas plataformais dobradas do Proterozóico Superior (carbonatos e pelitos) e do Proterozóico Médio (metapsamitos-pelitos e metavulcânicas félsicas)

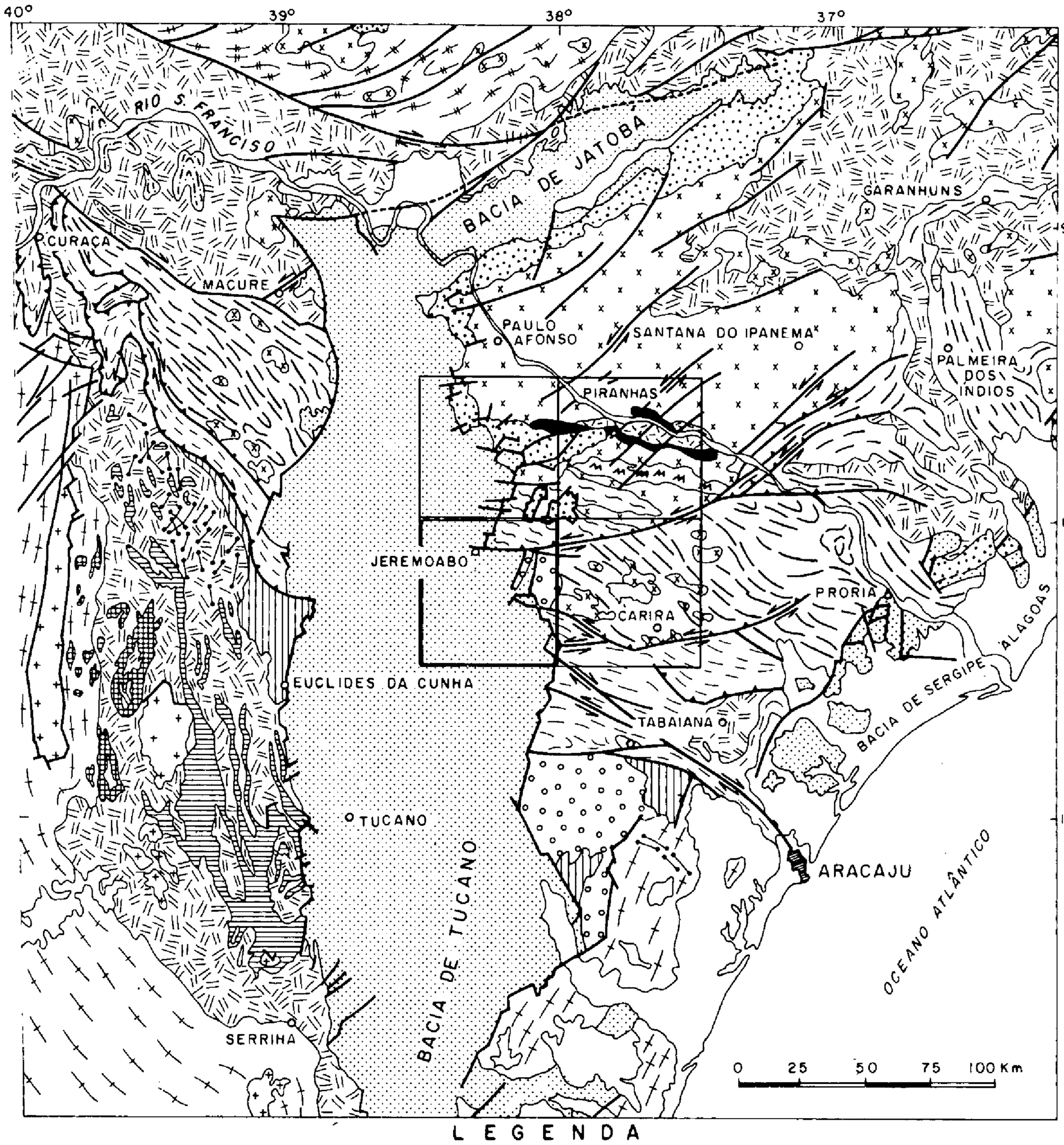
Seqüências metavulcano-sedimentares do Proterozóico Inferior e/ou Arqueano, incluindo verdadeiros *Greenstone Belts*

Infra-estrutura do Cráton: Terrenos arqueanos gnáissico-granítico-migmatíticos **a** e dominantemente granulíticos **b**, em parte rejuvenescidos e/ou retrabalhados no ciclo Transamazônico

Zonas de cisalhamentos e falhas maiores

Esboço tectônico de parte da região Nordeste do Brasil (baseado em Almeida et alii, 1977; Inda et alii, 1982; Brito Neves, 1986)

Fig. II.1.2 – Esboço tectônico de parte da região Nordeste do Brasil (baseado em Almeida et alii, 1977; Inda et alii, 1982; Brito Neves, 1986).



L E G E N D A

DEPÓSITOS CENOZÓICOS

COBERTURAS MESOZÓICAS

COBERTURAS PALEOZÓICAS

PROTEROZÓICO

FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

FORMAÇÕES PALMARES E JUÁ

1 - GRUPO ESTANCIA; 2 - GRUPOS MIABA / VAZA-BARRIS; 3 - GRUPO MACURURÉ; 4 - COMPLEXO MARANCO, 5 - MIGMATITOS; 6 - COMPLEXO CANINDÉ; 7 - SUITE INTRUSIVA DE CANINDÉ, 8 - GRANITÓIDES BRASILIANO.

PROTEROZÓICO INFERIOR

VULCANISMO FISSURAL DE UAUÁ E ARAUÁ

GRUPO IBÓ

COMPLEXO MONTEIRO

GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS

ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR

1 - COMPLEXO GRANULÍTICO, 2 - COMPLEXOS GNÁISSICOS - GRANÍTICOS - MIGMATÍTICOS; 3 - GREENSTONE BELTS (SERRINHA E RIO CAPIM); 4 - NÍVEIS DE ANFIBOLITO, ROCHAS MÁFICAS - ULTRAMÁFICAS, CALCISSILICÁTICAS

FALHAS E ZONAS DE CISALHAMENTOS:
a - TRASCORRENTES; b - EMPURRÕES; c - TRANSPURRÕES; d - INDISCRIMINADAS

Fig. II.1.3 – Mapa geológico simplificado de parte da região Nordeste Oriental do Brasil (baseado nos mapas geológicos do Brasil 1:2.500.000, DNPM, 1981; e das Folhas SC. 24/25, 1:1.000.000, Radambrasil, 1983).

A Província Borborema equivale à Região de Dobramentos Nordeste (Brito Neves, 1975; Almeida et alii, 1976) e ocupa segmentos do norte da Bahia e sudeste do Piauí e a maior parte dos estados de Sergipe, Alagoas, Pernambuco, Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará, perfazendo uma extensão da ordem de 380.000km² (fig. II.1.1). Configura uma unidade geotectônica de grande complexidade estrutural e longa história crustal, cuja evolução culminou no Ciclo Tectono-Orogênico Brasiliano (Santos et alii, 1984).

Na Província Borborema são encontrados dois tipos fundamentais de terrenos (Brito Neves, 1975; Santo & Brito Neves, 1984; Brito Neves, 1986): 1) os "maciços" gnáissico-granítico-migmatíticos pré-brasilianos; e 2) as faixas de dobramentos compostas por seqüências supracrustais metavulcano-sedimentares e metassedimentares proterozóicas, às quais podem se associar seqüências plataformais, não ou fracamente metamorfizadas e suave ou nada dobradas, sobrepostas aos domínios cratônicos adjacentes, bem como sedimentos pós-orogênicos do tipo molassóide (fig. II.1.2). Plutonismo granítico do Ciclo Brasiliano é uma característica marcante da Província Borborema (Brito Neves, 1986). Os terrenos gnáissico-granítico-migmatíticos são de idade arqueano-eoproterozóica (Brito Neves et alii, 1982) e exibem estruturas e atividades magmáticas dos ciclos Transamazônico e Brasiliano (Jardim de Sá, 1987). A idade e a evolução das faixas de dobramentos constituem questão de controvérsia. Para alguns autores, como Brito Neves (1975 e 1986) e Almeida et alii (1976), trata-se de faixas supracrustais monocíclicas depositadas no Proterozóico Superior e estruturadas no Ciclo Brasiliano. Outros pesquisadores (Caby, 1984, 1985; Arcanjo & Salim, 1986; apud Jardim de Sá, 1987) advogam que as estruturas identificáveis são exclusivamente do Ciclo Brasiliano, embora reconheçam a participação de coberturas plataformais eoproterozóicas, além de supracrustais neoproterozóicas (no caso da "faixa" Seridó). Finalmente, outros autores (Jardim de Sá & Hackspacher, 1980; Dalton de Souza et alii, 1979; Jardim de Sá, 1984 e 1987; etc) defendem uma evolução policíclica para algumas faixas, reconhecendo, nelas, estruturas, deformação e granitogênese transamazônicas e brasilianas (caso da Faixa Riacho do Pontal e supracrustais Seridó). A figura II.1.3 mostra os principais elementos geológico-estratigráficos da parte sudeste da Província Borborema.

Finalmente, a Província Costeira e Margem Continental (fig. II.1.1) representa a mais nova das províncias estruturais brasileiras, de Almeida et alii (1977), estando constituída por pequenas bacias sedimentares costeiras mesocenozóicas, e as suas extensões submersas na margem continental (bacias de Sergipe-Alagoas, Pernambuco-Paraíba etc), desenvolvidas a partir do Jurássico Superior. Inclui, também, os sedimentos fanerozóicos que se estendem de Salvador para o interior do continente, preenchendo o sistema de bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (figs. II.1.2 e II.1.3).

Dentro desse amplo contexto geotectônico provincial afiguram-se dois domínios geotectônicos, a seguir comentados, que são de particular interesse para este trabalho: a Faixa de Dobramentos Sergipana e as bacias fanerozóicas do Recôncavo, Tucano e Jatobá.

1.2 A FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

A Faixa de Dobramentos Sergipana está geotectonicamente posicionada entre o Cráton (Província) do São Francisco, a sul, e o Maciço Pernambuco-Alagoas, a norte, sendo este e a faixa entidades tectônicas da Província Borborema (figs. II.1.1, II.1.2 e II.1.4). Apresenta uma forma grosseiramente triangular, com largura máxima da ordem de 200km no litoral dos estados de Sergipe e Alagoas, de onde se estende por cerca de 400km na direção oeste (segmento oriental) e depois noroeste (segmento ocidental), sendo cada vez mais adelgaçada ao longo do seu eixo, até terminar em forma de cunha ao sul da cidade de Curaçá, no estado da Bahia. Os segmentos oriental e ocidental são definidos pela Bacia de Tucano (Central e Norte), do "rift" mesozóico do Recôncavo-Tucano-Jatobá, que secciona na direção norte-sul a Faixa de Dobramentos Sergipana. A extensão da faixa para leste é mascarada pelos sedimentos juro-cretáceos da Bacia Sergipe-Alagoas, contudo, sua continuidade nos sistemas de dobramentos africanos marginais ao Cráton do Congo é constantemente defendida na literatura. Alguns autores, como Torquato & Cardini (1981) e Trompette (1982), advogam o prolongamento da faixa no sistema Oubanguides, ao norte do referido cráton, enquanto outros reconhecem a sua continuidade no Cinturão Dobrado do Oeste do Congo (Coward, 1981).

A Faixa de Dobramentos Sergipana (Brito Neves, 1975), também denominada de Geossinclinal de Sergipe (Humphrey & Allard, 1962), Geossinclinal de Propriá (Humphrey & Allard, 1969), Sistema de Dobramentos Sergipano (Brito Neves, et alii, 1977a e 1978), e Geossinclinal Sergipana (Silva Filho et alii, 1977), é tradicionalmente considerada como uma entidade geotectônica constituída por terrenos monocíclicos gerados, deformados e metamorfizados no Proterozóico Superior/Ciclo Brasiliano, (Brito Neves, 1975 e 1986; Almeida et alii, 1977; Almeida, 1977; Brito Neves et alii, 1977a e 1978; Silva Filho et alii, 1977-1979; Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho & Brito Neves, 1979; Brito Neves et alii, 1987; etc). Todos os autores supracitados reconheceram na Faixa de Dobramentos Sergipana uma compartimentação geotectônica marcada pelas variações e zoneamento da sedimentação, pela polaridade da deformação e metamorfismo e pela natureza e posicionamento do magmatismo, ao longo da direção meridiana, que os levou a admitir uma evolução geossinclinal, nos moldes clássicos ou calcada na tectônica de placas.

Dessa forma, a organização/evolução geossinclinal de sul para norte, caracterizada pela progressão de sedimentos continentais e de águas rasas para sedimentos de águas profundas, com aumento do metamorfismo, taxa de deformação e importância do vulcanismo e plutonismo, é atualmente o modelo mais aceito para a faixa, sendo reconhecidos na mesma os compartimentos a seguir descritos, definidos por Silva Filho et alii (1978a) e Silva Filho & Brito Neves (1979) (figs. II.1.4 e II.1.5).

A *antefossa* está posicionada na porção marginal sul da faixa dobrada e preenchida por sedimentos plataformais e molassóides. A cobertura plataformal corresponde ao domínio estratigráfico do Grupo Estância, assentado em não-conformidade sobre o embasamento "granito-greenstone" da borda nordeste do Cráton do São Francisco, e caracterizado por expressiva sedimentação carbonática plataformal, inexistência de tectônica com encurtamento crustal, deformação restringindo-se a dobramentos localizados rasos e a

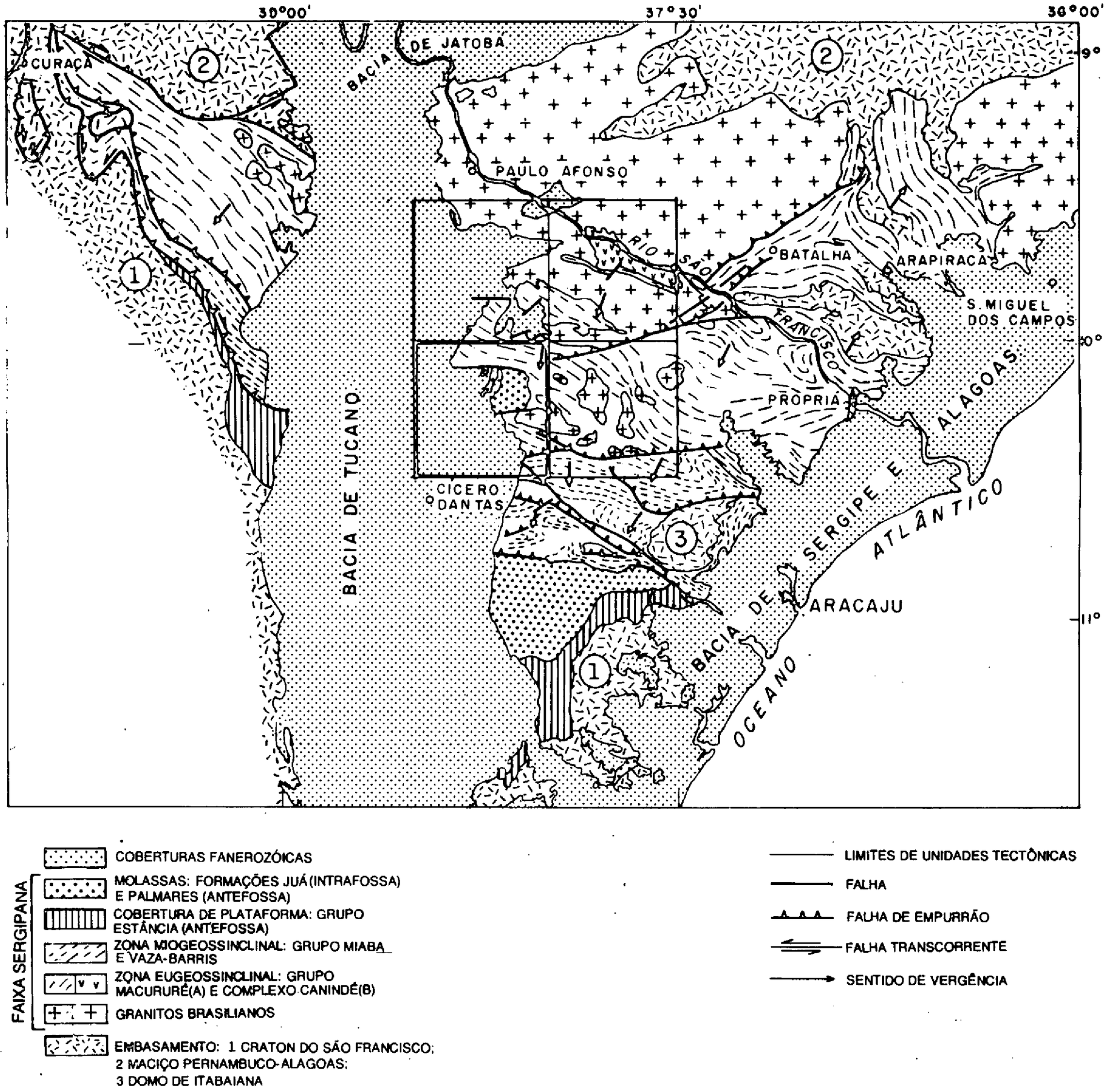


Fig. II.1.4 – Compartimentação geotectônica da Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho e Brito Neves, 1979; modificado).

blocos falhados e basculados, ausência de magmatismo e caráter incipiente ou ausência de metamorfismo. O Grupo Estância compreende as formações Juetê (continental), Acauã (marinha) e Lagarto (continental) (fig. II.1.5). As paleocorrentes da Formação Lagarto, que aflora exclusivamente no segmento oriental da faixa, indicam aporte sedimentar de sul para norte (Silva Filho et alii, 1978b).

Idade isocrônica de 490 + /-11m.a (R0 = 0,7161), obtida por Brito Neves et alii (1977b); a partir de cerca de 30 análises Rb/Sr (fração fina e rocha total) nos sedimentos da Formação Lagarto, é interpretada por esses autores como a época do anquimetamorfismo do Grupo Estância, representando, portanto, a idade mínima para a deposição de seus sedimentos. Esta pode ser considerada com relativa segurança como posterior ao Ciclo Transamazônico, já que seus sedimentos basais no segmento ocidental da faixa apresentam relação de não-conformidade com o enxame de diques básicos de Uauá (Bahia), datados pelos métodos K/Ar e Rb/Sr isocrônico, em cerca de 2,0-1,9 b.a., idades que devem representar o limite máximo para a deposição do Grupo Estância (Jardim de Sá, et alii 1986). A maioria dos autores admite a deposição do grupo no Proterozóico Superior e, segundo Brito Neves et alii (1977b), esta ocorreu no intervalo de tempo posterior a 650m.a. e bem anterior a 490 + /-11m.a. (anquimetamorfismo).

No trecho da antefossa a leste da Bacia de Tucano, depositados discordantemente sobre os sedimentos plataformais do Grupo Estância, ocorrem os conglomerados, grauvacas seixosas e turbiditos da Formação Palmares (fig. II.1.4). As paleocorrentes indicam área-fonte a norte, no

interior da Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho et alii, 1978b), para esses sedimentos interpretados como pós-orogênicos e molássicos (Silva Filho et alii, 1978b; Silva Filho & Brito Neves, 1979).

A *zona miogeossinclinal*, posionada a norte da antefossa (fig. II.1.4), é constituída por facies sedimentares tidas como de plataforma continental e talude (grupos Miaba e Vaza-Barris) e como equivalentes cronostratigráficos, distais, das facies continentais e plataformais do Grupo Estância (Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho & Brito Neves, 1979) (fig. II.1.5 e II.1.6). O Grupo Miaba só foi individualizado no segmento oriental da faixa, mais estudado e melhor conhecido que o segmento ocidental. Contudo, nesse segmento existem litologias análogas e passíveis de serem correlacionadas àquelas que constituem as suas formações (fig. II.1.5). A Formação Capitão/Palestina, que para Silva Filho et alii (1978a) e Silva Filho & Brito Neves (1979), entre outros, encerra o ciclo sedimentar do Grupo Miaba, é considerada por outros autores (Humphrey & Allard, 1969; Brito Neves et alii, 1987 etc.) como pertencente ao Grupo Vaza-Barris, que recobre aquele (fig. II.1.5).

Na *zona miogeossinclinal* o magmatismo é inexpressivo e o metamorfismo é de grau fraco e pressão baixa-intermediária, dominantemente na facies xisto-verde baixo. A deformação é caracterizada por dobras cilíndricas, de estilo e morfologia variados, que apresentam de forma generalizada as seguintes feições: orientação na direção WNW-ESE a NW-SE, eixos com caimento fraco, ora para E ou ESE, ora para W ou WNW, planos axiais de mergulhos fortes para N ou NE e presença de redobramentos localizados. Essas características são persistentes no segmento oriental da faixa, contudo Jardim de Sá et alii (1986) reconheceram ali (na região de Mocambo; Sergipe) e principalmente no segmento ocidental do cinturão, dobras recumbentes e até três fases de dobramentos progressivos, gerados por cisalhamento simples (seguido de cisalhamento puro) tangencial, com deslocamento de massa de norte para sul. Três fases de deformação também foram detectadas localmente por Brito Neves et alii (1980) nos dois segmentos da "zona miogeossinclinal". Jardim de Sá et alii (1987) também demonstraram que as seqüências sedimentares situadas no interior cratônico marginal à faixa dobrada, a noroeste de Patamuté, na Bahia (serras da Canabrava e da Borracha, sinclinório de Curaçá etc.), antes consideradas como coberturas plataformais da antefossa (Grupo Estância), são na realidade massas alóctones tranportadas de norte para sul, que exibem tectônica recumbente e metamorfismo da facies xisto-verde e anfibolito baixo, constituindo "nappes" das supracrustais da "zona miogeossinclinal" (Grupo Miaba/Vaza-Barris) (fig. II.1.4). Falhas e zonas de cisalhamento com mergulhos fortes são feições marcantes do segmento oriental da "zona miogeossinclinal", delimitando-a, inclusive, em relação aos sedimentos plataformais e molássicos da antefossa e à "zona eugeossinclinal".

A *zona eugeossinclinal* (fig. II.1.4) é caracterizada por

ANTEFOSSA		"ZONA MIOGEOSSINCLINAL"		"ZONA EUGEOSSINCLINAL"			
MOLASSA	Fm. Palmares: arenitos, grauvacas e conglomerados.			MOLASSA	INTRAFOSSA: Fm. Juá: conglomerados, grauvacas e arcósios.		
				GRANITÓIDES SIN, TARDI E PÓS-TECTÔNICOS			
GRUPO ESTÂNCIA COBERTURA DE PLATAFORMA	Fm. Lagarto: siltitos, arenitos, argilitos e grauvacas.	GRUPO VAZA-BARRIS	Fm. Frei Paulo/Ribeirópolis: filitos, metassiltitos e metarenitos (facies Frei Paulo) e metagrauvacas seixosas, filitos e metarenitos (facies Ribeirópolis).	GRUPO MACURURÉ	Fm. Traipu-Jaramataia: micaxistos dominantes, metagrauvacas e filitos, com intercalações de quartzitos, metacarbonatos, metavulcanitos ácidos a intermediários, metabasitos e metaultrabasitos.	COMPLEXO CANINDÉ DO SÃO FRANCISCO	Plutonismo básico: gabros, leucogabros e troctolitos.
	Fm. Acauã: calcários, dolomitos, margas e psamitos finos.		Fm. Olhos d'Água: metacalcários, metadolomitos e filitos.				Unidade Gentileza: metabasaltos, metavulcânicas básicas xistificadas e metatufos.
			Fm. Capitão/Palestina: filitos e ardósias predominantes (facies Capitão) e metagrauvacas seixosas (facies Palestina).				Unidade Novo Gosto: anfibolitos, metacarbonatos, quartzitos, filitos grafitosos e metacherts.
							Unidade Garrote: leptitos.
							Unidade Mulungu: leptitos, anfibolitos, metacarbonatos, quartzitos e metaultrabásicas.
	Fm. Juetê: arenitos, folhelhos e conglomerados.	GRUPO MIABA	Fm. Jacoca: metacalcários e metadolomitos.		Fm. Santa Cruz: quartzitos.		
			Fm. Jacarecica: metagrauvacas seixosas predominantes e filitos.				
			Fm. Itabaiana: quartzitos predominantes e metaconglomerados.				

Fig. II.1.5 – Sinopse Estratigrálica da Faixa de Dobramentos Sergipana (baseada em Silva Filho et alii, 1978a, Silva Filho & Brito Neves, 1978; e Silva Filho et alii, 1981).

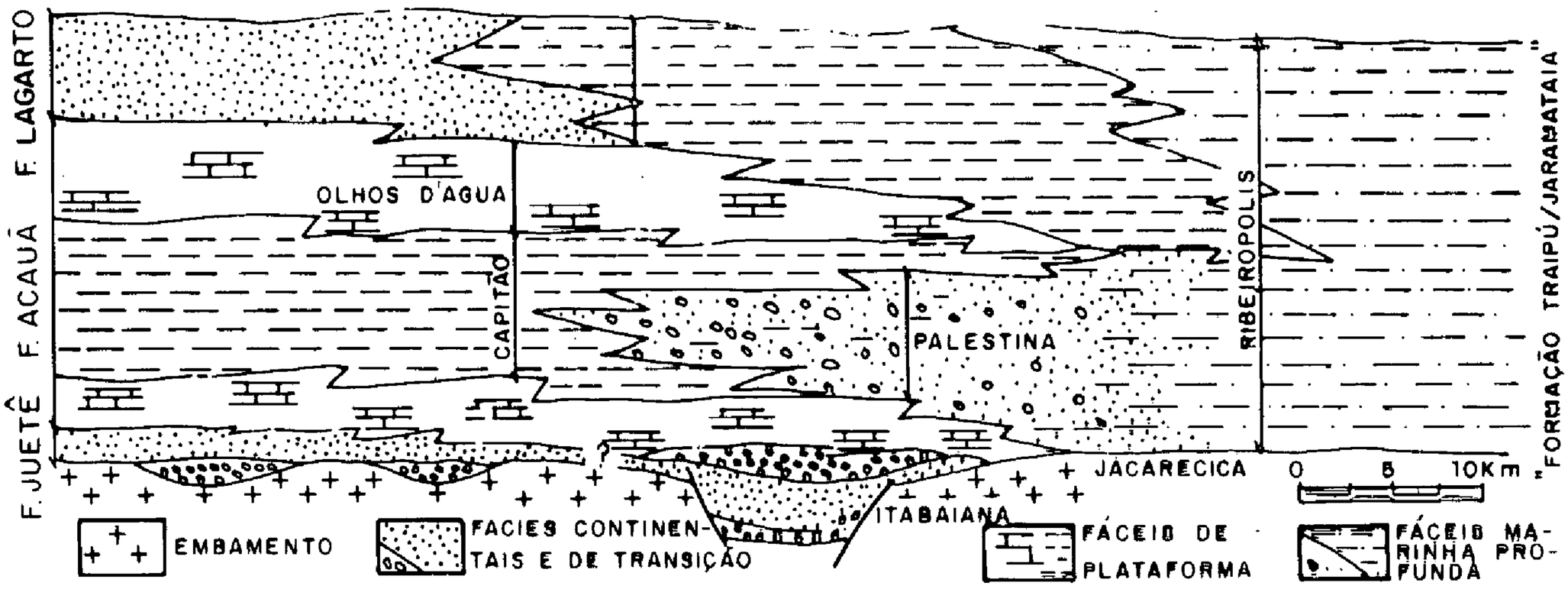


Fig. II.1.6 – Distribuição esquemática das facies sedimentares na Faixa de Dobramentos Sergipana (Silva Filho et alii, 1978a; Silva Filho e Brito Neves, 1979).

uma sedimentação dominantemente grauvaco-pelítica (Grupo Macururé, Formação Traipu-Jaramataia) tida, por Silva Filho et alii (1978a) e Silva Filho & Brito Neves (1979), como de mar profundo (facies de talude e sopé continental) e cronocorrelata dos grupos Miaba/Vaza-Barris e Estância (figs. II.1.5 e II.1.6), que assim completaria o zoneamento sedimentar observado nas margens continentais do tipo Atlântico. Contudo, essa interpretação de ambiência de mar profundo franco é comprometida pela presença no Grupo Macururé de litofacies que denunciam claramente a contribuição terrígena de altos, próximos ou interiores, à "zona eugeossinclinal" (Brito Neves et alii, 1987).

A oeste da Bacia de Tucano, o Grupo Macururé é indiviso e está representado por xistos, paragnaisses e quartzitos. No segmento oriental da faixa, o grupo está dividido na Formação Santa Cruz, que ocorre exclusivamente em Alagoas, e na Formação Traipu-Jaramataia (fig. II.1.5).

Intensa atividade magmática é reconhecida na "zona eugeossinclinal", com destaque para o expressivo plutonismo granítico sin, tardi e pós-tectônico, materializado em diversos "stocks" e batólitos, para os quais as poucas datações radiométricas disponíveis (K/Ar;Rb/Sr convencional e isócronas de referência) fornecem valores entre 660-500m.a. Metavulcanitos ácido-intermediários pré-tectônicos ocorrem intercalados nos metassedimentos em diversos locais da "zona eugeossinclinal" (Jeremoabo e Marancó, na Bahia; Carira, Itabi e Propriá, em Sergipe; etc.), enquanto os termos básico-ultrabásicos estão bem representados em Jaramataia e Batalha (Alagoas) e no Complexo de Canindé (Silva Filho et alii, 1977-1979) (fig. II.1.4). Este representa uma seqüência vulcano-sedimentar com plutonismo básico associado (rochas gabróicas diferenciadas, com mineralizações de ferro-titânio e cobre-níquel) (fig. II.1.5) e foi considerado por Silva Filho et alii (1979-1981) como uma "seqüência ofiolítica" gerada em arco-de-ilhas. O caráter ofiolítico do Complexo de Canindé é descartado por Jardim de Sá et alii (1986) que, contudo, defendem um ambiente de arco-de-ilhas para o complexo. Plutonismo ultrabásico com mineralização de cromo associada é conhecido em Marancó.

A deformação é nitidamente mais enérgica que aquela verificada nos compartimentos anteriormente descritos, sendo reconhecidas três ou mesmo quatro fases de deformação em ambos os segmentos da faixa (Jardim de Sá et alii, 1981, 1986; Brito Neves et alii, 1987). Dobramentos recumbentes F_1 são redobrados pela fase F_2, que gerou dobras de morfologia variada, orientadas na direção geral NW-SE. Uma terceira fase de dobramentos (trend NW-SE), fortemente desenvolvida no segmento ocidental da faixa, é menos conspícua no segmento oriental. Na parte sul desse segmento as dobras reconhecidas como F_3 têm orientação NE-SW. Falhas e zonas de cisalhamento (empurrão e/ou transcorrência) geram aloctonismo de massa na "zona eugeossinclinal", que se mostra empurrada sobre a "zona miogeossinclinal". Falhamentos e cisalhamentos também são reconhecidos em grande parte do contato com o Maciço Pernambuco-Alagoas (fig. II.1.4). Da mesma forma que na "zona miogeossinclinal", a vergência das dobras que definem os trends regionais é para sul. Contudo, na parte norte do segmento ocidental da faixa, em Alagoas, as dobras F_2 e F_3, da "zona eugeossinclinal" mostram vergência contrária, para norte explicada como devida a retrocavalgamentos tardios gerados pelo choque (e subducção) do Cráton do São Francisco contra o Maciço Pernambuco-Alagoas (Jardim de Sá et alii, 1986).

O metamorfismo reconhecido como plurifacial atingiu no seu ápice a facies anfibolito de pressão baixa-intermediária, chegando a alcançar a isógrada da anatexia, a norte do rio São Francisco, em Alagoas (Jardim de Sá et alii, 1986). Esse último fato parece ser determinante na interpretação, amplamente admitida na literatura, de que o metamorfismo aumenta progressivamente de sul para norte na "zona eugeossinclinal" (e em toda a faixa dobrada).

Na borda oriental da Bacia de Tucano a "zona eugeossinclinal" abriga uma seqüência de grauvacas e conglomerados (Formação Juá) limitada por falhas e de caráter pós-tectônico, interpretada como a intrafossa molássica da Faixa de Dobramentos Sergipana (fig. II.1.4).

Os modelos de evolução da Faixa de Dobramentos Sergipana, à luz da tectônica de placas, são ainda altamente especulativos. Uma das linhas de interpretação especula uma evolução geossinclinal com a instalação de uma bacia com margens "atlânticas" a sul (Cráton do São Francisco) e a norte (Maciço Pernambuco-Alagoas), resultando, ao final, no choque entre essas duas massas continentais (Brito Ne-

ves et alii, 1977a; Silva Filho et alii, 1978; Silva Filho et alii, 1981; Jardim de Sá et alii, 1986; Brito Neves et alii, 1987). No primeiro trabalho foi aventada uma subducção dirigida para sul, nos dois seguintes foram postulados dois eventos de subducção, o primeiro para sul e o segundo para norte; o primeira incorporaria um arco-de-ilhas (Complexo de Canindé) ao Maciço Pernambuco-Alagoas (Silva Filho et alii, 1981). Dois episódios de subducção também são aludidos por Brito Neves et alii (1987). Jardim de Sá et alii (1986) mostraram que os dados de campo (estruturais, metamórficos etc.) são incompatíveis com uma subducção para sul, e especularam sobre uma subducção dirigida para norte, do cráton contra o maciço.

Alternativamente, postula-se um modelo de evolução ensiálico com a formação de uma bacia sem ruptura ou com separação limitada da litosfera, envolvendo no final subducção A e colisão entre o Cráton do São Francisco e o Maciço Pernambuco-Alagoas (Jardim de Sá et alii, 1986) ou a colisão sem subducção entre o Batólito (granítico) de Glória (norte de Sergipe e sul de Alagoas) e o Maciço Pernambuco-Alagoas (Gava et alii, 1983); e deformação, metamorfismo e granitogênese.

Estudos recentes, ainda em andamento, apresentados preliminarmente por Davison (1987), têm levado esse autor a não reconhecer uma evolução geossinclinal, com zoneamento simples em antefossa, miogeossinclinal e eugeossinclinal, e a propor um modelo alternativo para a Faixa de Dobramentos Sergipana que admite a estruturação da mesma a partir de, pelo menos, quatro "terrenos" ou microplacas (Vaza-Barris, Macururé, Poço Redondo e Canindé), os quais teriam sido acrescidos e soldados durante a colisão oblíqua com o Cráton do São Francisco, no Ciclo Brasiliano.

1.3 AS BACIAS FANEROZÓICAS DO RECÔNCAVO, TUCANO E JATOBÁ

As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá (fig. II.1.3) constituem um "rift" intracontinental, cuja origem está relacionada aos estágios iniciais dos processos geodinâmicos que levaram à formação do Atlântico Sul e da margem continental brasileira, culminando com a separação definitiva entre a América do Sul e a África.

O "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá evoluiu a partir do Jurássico Superior concomitantemente às bacias que constituem a margem leste brasileira, como a Bacia Sergipe-Alagoas. Porém, ao contrário destas, cessou seu desenvolvimento no Cretáceo Superior, quando veio a ser abortado em conseqüência do deslocamento para as bacias costeiras, do eixo principal de rifteamento do Atlântico Sul. Dessa forma, na Bacia Sergipe-Alagoas e demais bacias costeiras a evolução prosseguiu com a implantação de condições típicas de margem continental divergente (Lana & Milani, 1986).

Em conseqüência, o "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá foi preenchido exclusivamente por sedimentos continentais, nele faltando as seqüências marinhas francas, depositadas, a partir do Albiano, na fase pós-"rift" da Bacia Sergipe-Alagoas e demais fossas marginais.

No "rift", mais especificamente na borda oriental das bacias de Tucano e Jatobá, bem como em áreas isoladas sobre o embasamento pré-cambriano e próximas à referida borda, são encontrados sedimentos paleozóicos continentais e marinhos (fig. II.1.3) referidos como formações Tacaratu (Siluro-Devoniano); Inajá e Ibimirim (Devoniano; a última não-aflorante); Moxotó (não-aflorante) e Curituba (Carbonífero); e Santa Brígida (Permiano). No nordeste do Brasil, sedimentos paleozóicos são também encontrados na Bacia do Parnaíba e na Bacia Sergipe-Alagoas, bem como na Chapada do Araripe (Ceará-Pernambuco) e em outras áreas esparsas sobre o embasamento pré-cambriano do oeste de Pernambuco (Mirandiba, São José do Belmonte, Betânia e Sítio dos Nunes-Afogados da Ingazeira), o que sugere a ligação dos mesmos e a existência de uma ampla bacia intracratônica gondwânica, que teria continuidade na África Ocidental (por exemplo, sedimentos permocarbonífero da Bacia do Gabão). Esses sedimentos configuram o *estágio ou fase de plataforma estável*, de Ghignone (1979).

Compondo a evolução sedimentar das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, distinguem-se (fig. II.1.7):

1) O *estágio pré-"rift"*, representado por uma seqüência continental de red beds fluviolacustres do Jurássico Superior-Cretácio Inferior (Grupo Brotas, Formação Itaparica e Membro Tauá da Formação Candeias). Esses sedimentos, que atingem 1.500m de espessura na Bacia do Recôncavo, diminuem progressivamente de espessura para norte, em direção à Bacia de Jatobá (Milani & Davison, 1987). Esse estágio antecedeu a individualização tectônica das bacias do Recôncavo Tucano-Jatobá, com seus sedimen-

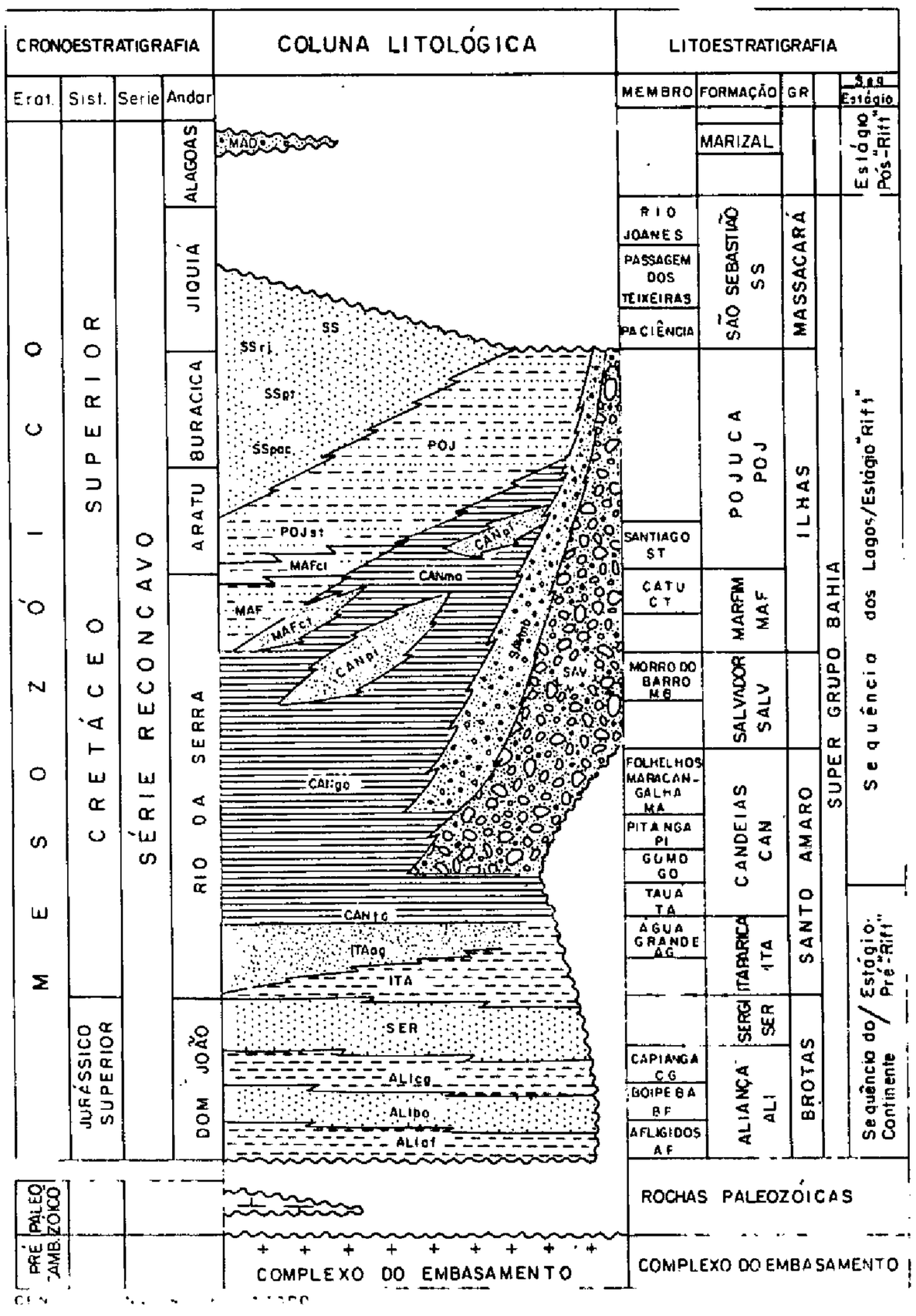


Fig. II.1.7 – Coluna estratigráfica da Bacia do Recôncavo.

tos depositando-se em uma ampla depressão denominada *Depressão Afro-Brasileira* (Ponte et alii, 1971), mas está relacionado aos estágios precoces dos processos geodinâmicos que conduziram à instalação do "rift" Recôncavo-Tucano-Jatobá e culminaram com a abertura e formação do Atlântico Sul.

2) O *estágio "rift"*, iniciado a partir do Valanginiano (Cretácio Inferior), com a instalação de um lago tectônico onde se depositaram os folhelhos com intercalações de calcários e, esporadicamente, arenitos da Formação Candeias (lacustre/pró-deltaica) e os arenitos com intercalações de siltitos, folhelhos e calcários do Grupo Ilhas (lacustre/frente deltaica). Concomitantemente, na borda falhada do "rift", depositava-se o espesso pacote de conglomerados da Formação Salvador; o estágio culminou com a deposição da seqüência arenosa fluvial do Grupo Massacará (Formação São Sebastião), no final do Neocomiano.

3) O *estágio pós-"rift"*, representado pelos conglomerados e arenitos fluviais da Formação Marizal, depositados discordantemente sobre as seqüências preexistentes, durante o Albiano-Aptiano. A deposição destes sedimentos culminou o preenchimento da bacia e ultrapassou os limites do "rift" (Medeiros & Ponte, 1981), configurando um estágio de subsidência crustal regional pós-"rift".

A sucessão estratigráfica mostrada na figura II.1.7, e sumariamente comentada, é de modo geral observada ao longo do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá, porém as correlações estratigráficas entre os diversos segmentos da fossa nem sempre são faceis. Conforme demonstram os trabalhos recentes realizados pela Petrobrás, as dificuldades de correlação devem-se ao fato do "rift" ter evoluído a partir de bacias e sub-bacias assimétricas, isoladas e separadas por falhas de transferência ("transfer faults") e por altos do embasamento, cada uma com seu depocentro independente e alimentado por sistemas fluviodeltáicos implantados em plataformas laterais, estáveis durante toda a evolução do "rift" (Milani, 1985; Lana & Milani, 1986; Magnavita & Cupertino, 1987; Braga, 1987; Milani & Davison, 1987; etc.). Esse modelo evolutivo tectonosedimentar, elaborado com suporte decisivo dos dados geofísicos (gravimetria, sísmica de refração e de reflexão), contrapõe-se e representa uma grande evolução em relação às idéias defendidas até o início dos anos oitenta, quando acreditava-se que as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá teriam evoluído interligadas desde a fase inicial do "rift", com preenchimento sedimentar flúviodeltáico axial, progradante, de norte - Bacia de Jatobá para sul - Bacia do Recôncavo (Ponte et alii, 1978).

As estruturas do embasamento exerceram papel fundamental no desenvolvimento do "rift" e no estabelecimento do padrão estrutural de suas bacias (Cordani et alii, 1984; Milani, 1986; Magnavita & Cupertino, 1987; Milani & Davison, 1987) (fig. II.1.8). A Bacia do Recôncavo, que constitui o segmento meridional do "rift", é separada da Bacia de Tucano pelo Alto de Aporá, projeção do embasamento de direção nordeste-sudoeste. Esse alto continua para sudoeste, nos altos de Boa União e Dom João (embasamento não-aflorante), os quais conjuntamente dividem a Bacia do Recôncavo nas sub-bacias do Recôncavo Ocidental e Recôncavo Oriental. Falhas transcorrentes do tipo falha de transferência, de direção NW-SE (Mata-Catu, Itanagra-Araçás e Palmeira), são elementos estruturais importantes na Sub-Bacia do Recôncavo Oriental, subdividindo-a nos compartimentos sul, central e norte (Milani, 1985; Milani & Davison, 1987).

A Bacia de Tucano, por seu turno, está subdividida nas sub-bacias de Tucano Sul, Tucano Central e Tucano Norte, através da falha de transferência do Itapicuru e do Arco do Vaza-Barris, respectivamente, ambos de direção noroeste-sudeste (fig. II.1.8). O Alto de São Francisco, por sua vez, separa a Bacia de Tucano Norte da Bacia de Jatobá, que constitui o extremo-norte do "rift".

Todas essas bacias e sub-bacias configuram grabens assimétricos com características estruturais próprias, como o padrão dos sistemas de falhas, que revelam uma história tectônica individual para cada bacia e sub-bacia. Ademais, existe uma diferença tectonoestrutural fundamental entre aquelas situadas, respectivamente, a sul e a norte do Arco do Vaza-Barris.

O Arco do Vaza-Barris, um alto de embasamento durante toda a evolução do "rift", é interpretado por Milani & Davison (1987) como uma zona de transferência dextral mesozóica, que bem reflete a influência da estrutura do embasamento na evolução tectônica de "rift", já que para ela convergem várias zonas de cisalhamento proterozóicas que afetam a Faixa de Dobramentos Sergipana, a leste e a oeste do "rift". Uma dessas zonas de cisalhamento reativada no mesozóico (Falha de Itaporanga) constitui inclusive o limite sul da Bacia Sergipe-Alagoas (fig. II.1.8).

A sul do Arco do Vaza-Barris, os meio-grabens (bacias do Recôncavo e Tucano Sul e Central) possuem embasamento mergulhando para sudeste e têm depocentros localizados na margem leste do "rift", sendo estes limitados e controlados por falhas normais de direção nordeste-sudoeste e mergulho forte para noroeste, enquanto na margem oposta do "rift" os sedimentos estão estruturados em suaves flexuras, sem grandes falhamentos (Milani & Davison, 1987). O oposto é verificado a norte do arco, isto é, na Bacia de Tucano Norte, onde o embasamento mergulha para noroeste e o depocentro localiza-se na borda oeste da bacia, limitada por falha, enquanto a margem flexurada situa-se na margem oposta do "rift", situação que permanece até a Bacia de Jatobá (fig. II.1.8).

A influência das estruturas do embasamento também se reflete na geometria geral do "rift" (Milani, 1986; Magnavita & Cupertino, 1987; Milani & Davison, 1987). Assim, a estruturação geral norte-sul das bacias do Recôncavo e Tucano seria controlada pelas estruturas planares précambrianas do núcleo cratônico de Serrinha, que funcionariam como planos de fraqueza reativados no Mesozóico. A disposição nordeste-sudoeste da Sub-Bacia do Recôncavo Oriental estaria influenciada pela direção nordeste-sudoeste do bandamento e zonas de cisalhamento dos granulitos da faixa costeira a norte de Salvador. Por seu turno, a estruturação es-nordeste/oés-sudoeste da Bacia de Jatobá está nitidamente controlada pelo Lineamento Pernambuco e zonas de cisalhamento associadas do Pré-Cambriano, reativadas no Mesozóico, como a Falha de Ibimirim que constitui o limite noroeste da Bacia de Jatobá e controla o seu depocentro (fig. II.1.8).

Segundo Milani & Davison (1987), a abertura do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá processou-se sob a ação de esforços distensivos N30°-40°W, aproximadamente paralelos à direção geral das falhas de tranferências, no caso das bacias do Recôncavo e Tucano, e norte-sul no caso da Bacia de Jatobá.

A Bacia do Recôncavo abriga as maiores reservas de petróleo já descobertas na área continental do território brasileiro, enquanto na Bacia de Tucano Sul existem campos de gás, razão pela qual são mais bem conhecidas geologica-

mente que as bacias de Tucano Central e Norte e Jatobá, onde não foram encontradas até o momento reservas de petróleo/gás. Contudo, o refinamento do conhecimento sobre o arcabouço tectônico do "rift" evidencia que essas últimas bacias ainda não foram adequadamente testadas para hidrocarbonetos (Magnavita & Cupertino, 1987).

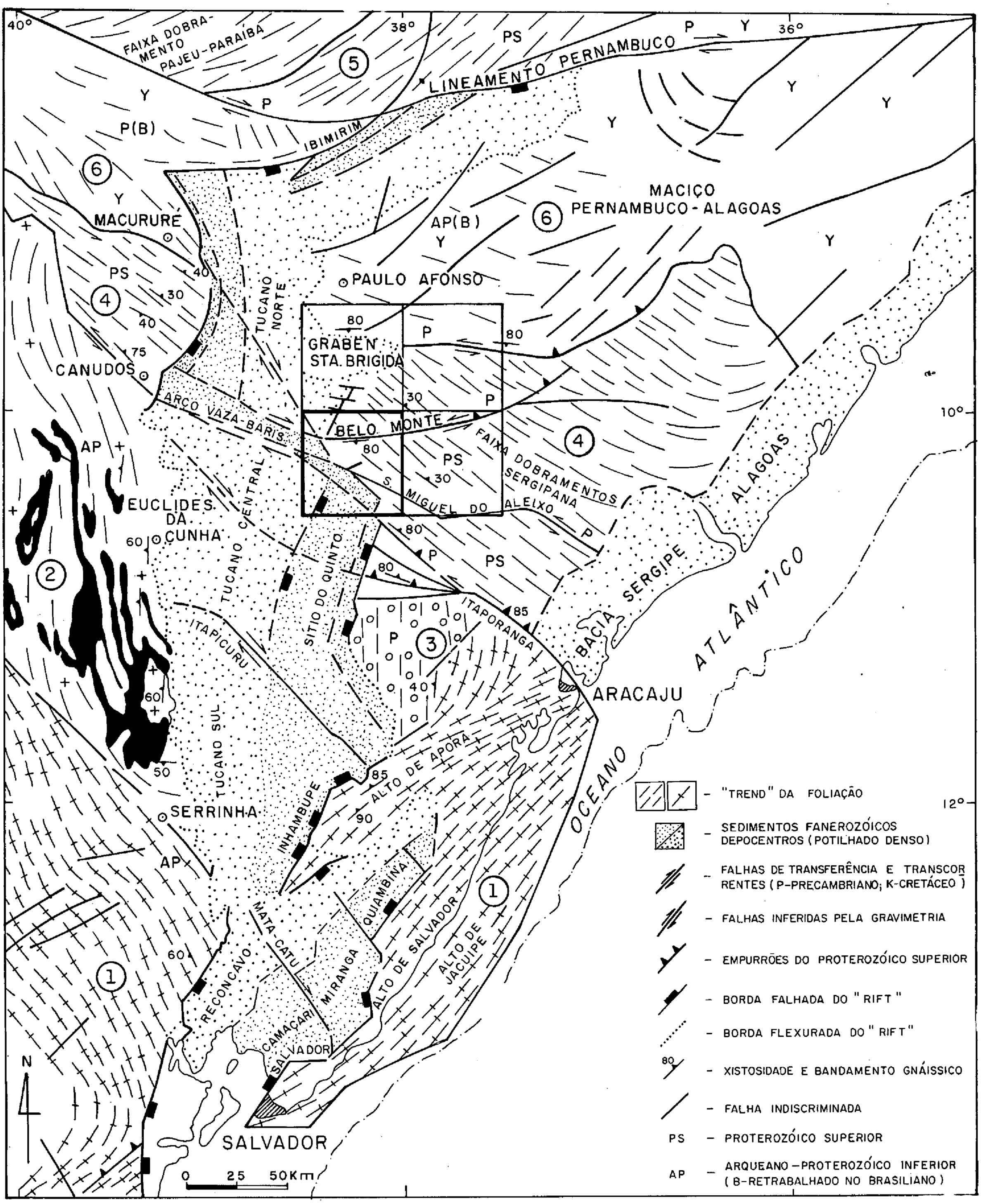


Fig. II.1.8 – Mapa estrutural simplificado do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá e do embasamento adjacente (adaptado de Milani e Davison, 1987) – Craton do São Francisco: (1) granulitos e (2) terrenos "granito-greenstone", com o "greenstone belt" de Serrinha em negro. (3) Sedimentos molassóides do Proterozóico Superior. (4) e (5) Faixas dobradas brasilianas. (6) Terrenos gnáissicos-graníticos migmatíticos retrabalhados no Brasiliano.

Capítulo 2

Estratigrafia

2.1 COMENTÁRIOS GERAIS

A parte da região nordeste da Bahia, abrangida pela Folha Jeremoabo, está inserida em dois domínios geotectônicos de origem e idade distintas. O primeiro congrega os terrenos proterozóicos que compõem a Faixa de Dobramentos Sergipana e o segundo refere-se à Bacia de Tucano (Central e Norte), compreendendo sedimentos mesozóicos. Nesses dois domínios regionais assinala-se ainda a presença, em áreas isoladas e restritas, de coberturas detríticas do Quaternário, representadas por depósitos aluvionares e coluvionares.

Na Faixa de Dobramentos Sergipana, os dados geológicos mutidisciplinares coligidos levaram os autores deste trabalho a constatações semelhantes àquelas obtidas por Davison (1987), ao identificarem na área abrangida pelas folhas Jeremoabo, Carira, Piranhas e Santa Brígida três compartimentos limitados por descontinuidades estruturais regionais profundas, os quais apresentam feições geológicas próprias que denunciam diferentes níveis crustais e provavelmente refletem histórias geológicas distintas. Assim, a análise do patrimônio sedimentar e dos paleoambientes deposicionais, da deformação, metamorfismo, natureza e intensidade do vulcanismo e plutonismo de cada um desses três compartimentos, limitados pelas zonas de cisalhamento de São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo (grandes transcorrências sinistrais, com componente de empurrão diagonal - "transpurrões"), demonstra que não há evidências de polaridade nem correspondência desses elementos através dos compartimentos, sendo impraticáveis as correlações entre os lados opostos das citadas descontinuidades estruturais, pelo menos com o acervo de dados multidisciplinares atualmente disponíveis. Esses compartimentos foram denominados de *Domínio Vaza-Barris, Domínio Macururé e Domínio Canindé - Marancó* (fig. II.2.1).

Domínios são aqui definidos como "entidades geológicas limitadas por falhas regionais profundas e caracterizadas por patrimônio litológico, deformação, metamorfismo e provavelmente história geológica, diferentes daquelas dos terrenos contíguos" ou seja, num sentido semelhante à definição de "terrenos" (Jones et alii, 1983).

As relações cronogeológicas entre os três domínios são apenas suspeitadas, a rigor desconhecidas, já que os dados geocronológicos disponíveis são limitadíssimos, permitindo reconhecer apenas que os mesmos foram afetados pelos eventos tectonomagmáticos do Ciclo Brasiliano, durante o Proterozóico Superior.

Em conseqüência, na elaboração da legenda do mapa geológico optou-se por uma concepção não convencional, em que os domínios da Faixa de Dobramentos Sergipana foram posicionados verticalmente em função dos níveis crustais relativos, constatados na área estudada, evitando-se assim um empilhamento estratigráfico especulativo e fadado a críticas indefensáveis. Essa legenda funcional é também bidimensional, na medida que assinala, na horizontal, as relações geográficas entre os domínios e os acidentes estruturais que os separam, bem como a interação entre as diversas unidades litológicas, ambientes deposicionais e eventos plutônicos constatados em cada domínio.

As principais feições geológicas desses domínios, descritos com detalhe ao longo deste capítulo, e dos subseqüentes, são a seguir apresentadas.

- *Domínio Vaza-Barris*: fragmento marginal de paleobacia com sedimentação tipicamente plataformal, facies de submarés, de plataforma profunda e de bacia (Grupo Vaza-Barris); deformação monofásica, com redobramentos localizados; metamorfismo da facies xisto-verde; vulcanismo muito restrito; ausência de plutonismo; nível crustal superior.

Domínio Macururé: fragmentos internos de paleobacia de substrato desconhecido; metapelitos e metapsamitos finos ritmíticos (turbiditos), depositados em ambiente de águas profundas (Grupo Macururé, com área de distribuição redefinida); deformação polifásica generalizada; ápice do metamorfismo na facies anfibolito de média pressão; vulcanismo ácido-intermediário pouco expressivo; intenso plutonismo granítico sin a tardi e pós-tectônico, em relação à fase de deformação mais importante (F_2); nível crustal médio-inferior, em relação aos outros dois domínios.

Domínio Canindé-Marancó: inclui três subdomínios com feições gerais comuns, mas com peculiaridades internas, representados pelos complexos vulcano-sedimentares

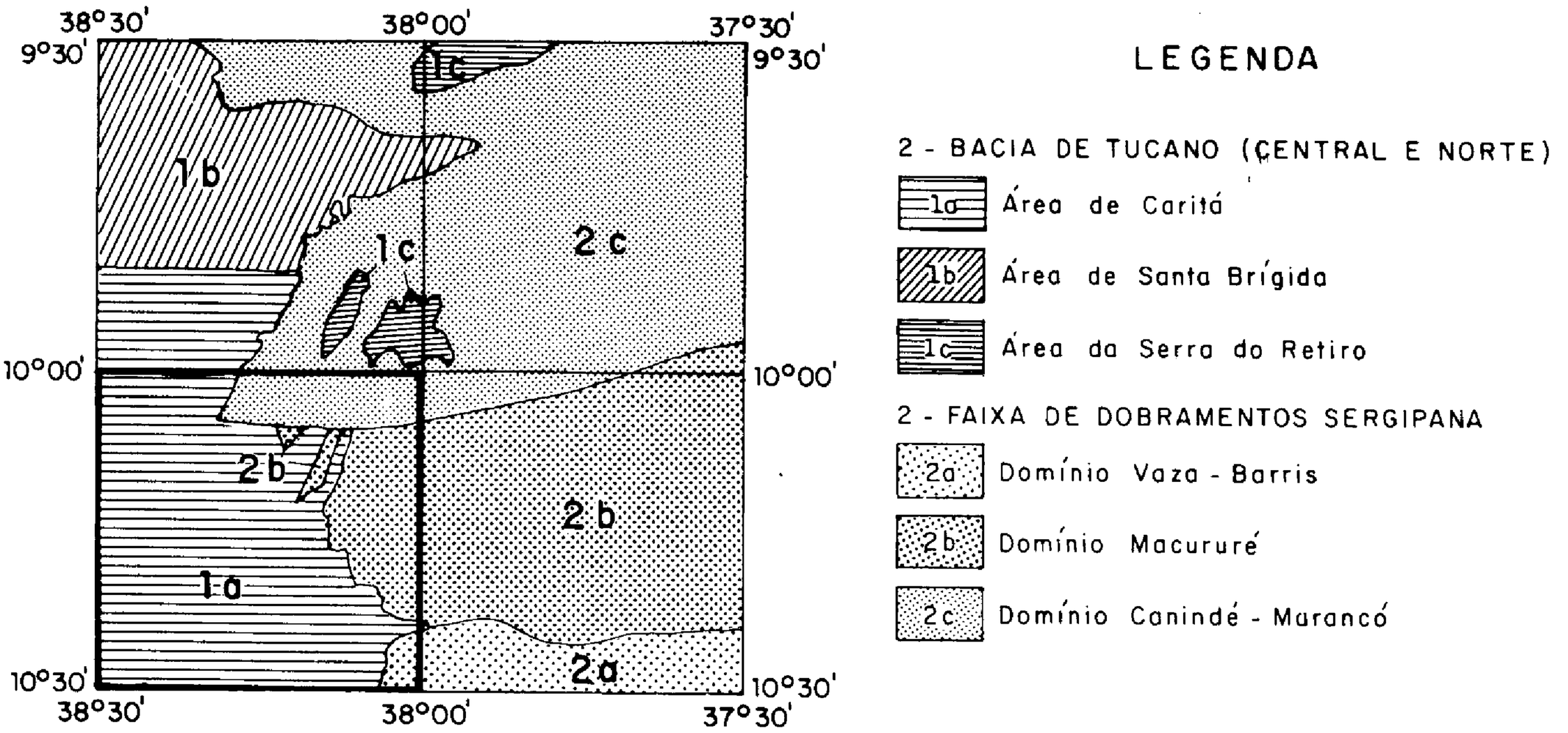


Fig. II.2.1 – Distribuição dos domínios geológicos.

de Canindé e Marancó e pelos migmatitos geralmente bandados que separam os dois complexos; o primeiro subdomínio contém essencialmente metavulcânicas básicas, metassedimentos químicos, pelíticos e psamíticos muito subordinados e plutonismo básico associado; o segundo mostra expressivo vulcanismo ácido a intermediário e metassedimentos químicos, pelíticos e psamíticos subordinados, além de plutonismo básico-ultrabásico; três fases de deformação, melhor registradas nos migmatitos e no subdomínio Canindé; metamorfismo nas facies xisto-verde e anfibolito, mais enérgico nos migmatitos (anfibolito alto); intensa granitogênese sin, tardi e pós-tectônica; nível crustal inferior em relação aos dois domínios anteriores. Admite-se que dados geológicos adicionais poderão levar, no futuro, à subdivisão do compartimento em dois ou mesmo três domínios distintos, conforme a conceituação aqui utilizada. Apenas o subdomínio Marancó está representado na Folha Jeremoabo.

A Bacia de Tucano co-participa do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá, cuja origem está relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Juro-Cretáceo.

Na Bacia de Tucano não foram programados estudos específicos e sistemáticos de mapeamento geológico, geoquímica, geofísica e metalogenia, julgados pelo DNPM como de responsabilidade da Petrobrás e de suas subsidiárias.

A cartografia geológica dos sedimentos mesozóicos da Bacia de Tucano foi mantida geralmente sem alteração, sendo realizadas apenas verificações de contatos em sua borda. Pequenas mudanças foram realizadas, com reducão em área de afloramento das unidades pré-cambrianas, principalmente na região circunvizinha às vilas Lagoa do Limoeiro e Sítio do Quinto, no quadrante sudeste da Folha Jeremoabo.

Em consonância com a concepção funcional e bidimensional da legenda utilizada para a Faixa de Dobramentos Sergipana, os sedimentos fanerozóicos da Bacia de Tucano, presentes nas folhas Jeremoabo, Santa Brígida, Piranhas e Carira, foram arranjados, na horizontal segundo três áreas geográficas com patrimônios estratigráficos distintos, e na vertical de acordo com a sucessão estratigráfica normal de cada área. As relações de contato entre as formações em cada área, bem como os estágios tectônicos em que foram depositadas, támbem foram assinalados na legenda. Essas áreas, dás quais apenas a primeira ocorre na Folha Jeremoabo, estão mostradas na figura II.2.1 e apresentam as seguintes feições geológicas:

Área de Caritá: ocorre a seção estratigráfica completa dos sedimentos jurássicos e cretácicos da Bacia de Tucano (Central e Norte);

Área de Santa Brígida: afloram os sedimentos paleozóicos das formações Tacaratu (Siluro-Devoniano), Curituba (Carbonífero) e Santa Brígida (Permiano) e os sedimentos juro-cretácicos, com exceção da Formação São Sebastião (Grupo Massacará).

Área da Serra do Retiro: constituída por três pequenas zonas isoladas sobre os terrenos pré-cambrianos a leste da Bacia de Tucano, onde ocorrem apenas sedimentos paleozóicos.

A seguir serão descritas as diversas unidades litostratigráficas e litológicas, individualizadas em cada domínio geológico da Folha Jeremoabo.

2.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

2.2.1 DOMÍNIO VAZA-BARRIS

O Domínio Vaza-Barris ocupa pequena parte do extremo-sudeste da Folha Jeremoabo, estendendo-se para sul e leste, além dos limites da área mapeada (fig. II.2.1). Esse domínio é caracterizado principalmente pela presença de metassedimentos de baixo grau metamórfico do Grupo Vaza-Barris, com estruturas mais simples que nos demais domínios da Faixa de Dobramentos Sergipana. O Grupo Miaba, aflorante no exterior sudeste da folha, também faz parte desse domínio. Está posicionado em um nível crustal superior em relação ao Domínio Macururé, adjacente a norte.

A Falha São Miguel do Aleixo marca o limite entre os dois domínios geológicos. Trata-se de uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral com componente contracional ("transpurrão"), com indicações de transporte tectônico de nordeste para sudoeste, que provocou soerguimento do Domínio Macururé e inversão metamórfica ao longo da mesma.

2.2.1.1 Grupo Vaza-Barris

Neste trabalho é mantida parcialmente a nomenclatura proposta por Humphrey & Allard (1969), que dividiram o Grupo Vaza-Barris nas formações Capitão (basal), Palestina, Olhos d'Água, Frei Paulo e Ribeirópolis. No entanto, em termos de taxonomia descritiva, optou-se pela conceituação funcional de formação agrupada, proposta por Silva Filho et alii (1977-1979, 1978a). Assim, as unidades Capitão e Palestina foram consideradas como facies transicionais que compõem a Formação Capitão/Palestina, enquanto as facies Frei Paulo e Ribeirópolis constituem a Formação Frei Paulo/ Ribeirópolis. Deve-se assinalar que os mistitos descritos anteriormente como Formação Ribeirópolis, nas folhas Carira e Jeremoabo foram, no presente trabalho, identificados como integrantes da facies Palestina, com base em suas características litoambientais.

Para a Formação Olhos d'Água, freqüentemente considerada como posicionada sotoposta à Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, verificou-se que esse relacionamento não é obedecido nas referidas folhas. Em termos de estratigrafia dinâmica, há sincronismo na sedimentação dessas duas formações, embora condicionadas por processos diferentes e sítios deposicionais distintos. A Formação Olhos d'Água materializa deposição em plataforma carbonática (facies proximal), enquanto a Formação Frei Paulo/Ribeirópolis retrata sedimentação distal, em plataforma funda, com transições lateral e vertical para a primeira.

2.2.1.1.1 Formação Capitão/Palestina

As litologias que compõem essa unidade foram descritas inicialmente por Branner (1913) e por Sopper (1914), e incluídas na "Série Estância" sobreposta à "Série Itabaiana".

Humphrey & Allard (1969) definiram a Formação Capitão como constituída por sedimentação fina, pelítica, com intercalações esparsas de camadas de metagrauvacas. A Formação Palestina, foi descrita como uma seqüência com predomínio de grauvacas seixosas e intercalações esparsas de filitos e metarenitos, depositada em ambiente mais instável e distinto daquele inferido para a Formação Palestina.

Durante os trabalhos do Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris (Convênio DNPM-CPRM, 1977), a partir de observações de campo, os autores reconheceram o caráter faciológico dessas duas unidades, que apresentam posições estratigráficas variáveis, nos diversos locais visitados, e contemporaneidade deposicional, o que justificou o aglutinamento de ambas, como Formação Capitão/Palestina.

Silva Filho (1982) afirmou que a Formação Palestina repousa em discordância angular sobre as formações Jacoca e Itabaiana (Grupo Miaba) e que suas litologias evidenciam deposição associada a fluxos de lama e detritos, sem determinar a sua verdadeira natureza. Considerou ainda as seguintes possibilidades para sua origem: tilitos, partes proximais de leques submarinos e "olitostroma", associado a empurrão. Entretanto, não apresentou evidências conclusivas em relação a qualquer dessas supostas origens.

A área de ocorrência da Formação Capitão/Palestina na Folha Jeremoabo e as suas relações de contato com as demais formações são mostradas na figura II.2.2.

Devido à deformação imposta ao pacote, com contatos sempre por falha, a própria geometria deposicional dos sedimentos em lobos superpostos bem como à precariedade de afloramentos, não foi possivel estimar na área a espessura da Formação Capitão/Palestina, com uma margem de erro aceitável.

A Formação Capitão/Palestina, que apresenta reduzida área de distribuição na Folha Jeremoabo, em termos regionais é uma macrosseqüência rítmica na qual se intercalam e se interdigitam metapelitos (facies Capitão) e metapsefitos (facies Palestina). Os afloramentos, em geral, são precários, devido ao avançado estágio de intemperismo, resultando numa área pediplanizada, muito arrasada, com desenvolvimento de solo parcialmente lateritizado, que coparticipa da unidade geomorfológica denominada Tabuleiro Dissecado do Vaza-Barris (vide subitem 1.4 da Parte I).

Há grande diversidade litológica na *facies Palestina*, oscilando em termos de filitos, xistos conglomeráticos, metagrauvacas, metagrauvacas seixosas e localmente, metaconglomerados, sempre com coloração intempérica amarelo-avermelhada. A matriz tem textura lepidoblástica, em que os minerais micáceos envolvem e contornam os grãos/grânulos de quartzo e fragmentos angulares de rochas granitóides, conferindo um aspecto filítico-xistoso às rochas, imposto certamente pelo dobramento regional associado com cisalhamento em faixas localizadas (filonitos). A pirita, sempre presente na matriz, trunca nitidamente a foliação, refletindo o seu crescimento pós-cinemático.

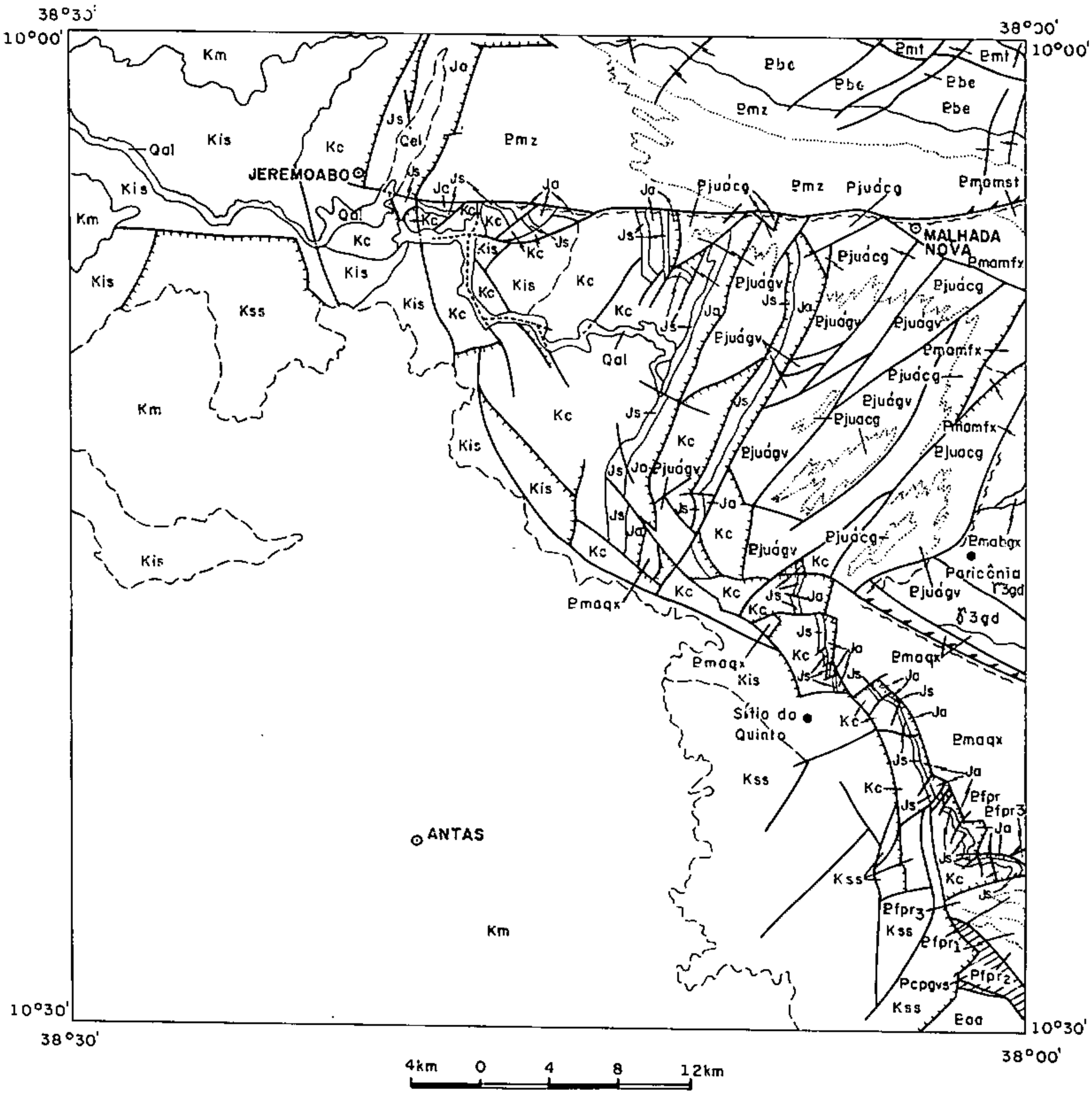
Em termos petrográficos, a matriz pelítica metamorfizada contém sericita, clorita, biotita e caulinita, associados à sílica microcristalina.

Os megaclastos variam de seixos pequenos a matacões, em diversas proporções. Predominam os de rochas graníticas e quartzo, enquanto os de gnaisses, carbonatos e lascas de quartzitos são subordinados. A distribuição é caótica, sem qualquer organização interna, em termos de gradação normal/inversa, acamadamento ou imbricações. Os clastos grosseiros apresentam valores de arredondamento e esfericidade bem diversificados, em geral estão rotacionados, o que acentua o arredondamento, e com freqüência mostram sombras de pressão, com preenchimento dos espaços vazios por quartzo recristalizado.

A *facies Capitão*, onde dominam filitos com finas intercalações de quartzitos, não ocorre na Folha Jeremoabo, estando bem representada mais a leste, na Folha Carira.

O freqüente interdigitamento das facies Capitão e Palestina é reflexo direto da dinâmica deposicional dos diversos componentes que atuavam na estruturação da bacia e da oscilação do nível do mar. O aporte irregular dos fluxos de detritos, com freqüentes mudanças dos depocentros dos lobos, associado à contemporaneidade na deposição distal e proximal dessas duas facies, explicam o freqüente interdigitamento e o caráter transicional das mesmas.

Na área mapeada não há qualquer registro sobre as condições climáticas atuantes na época da deposição, e as inferências de possível clima glacial ou árido são meramente especulativas.



Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Fig. II.2.2 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Capitão/Palestina.

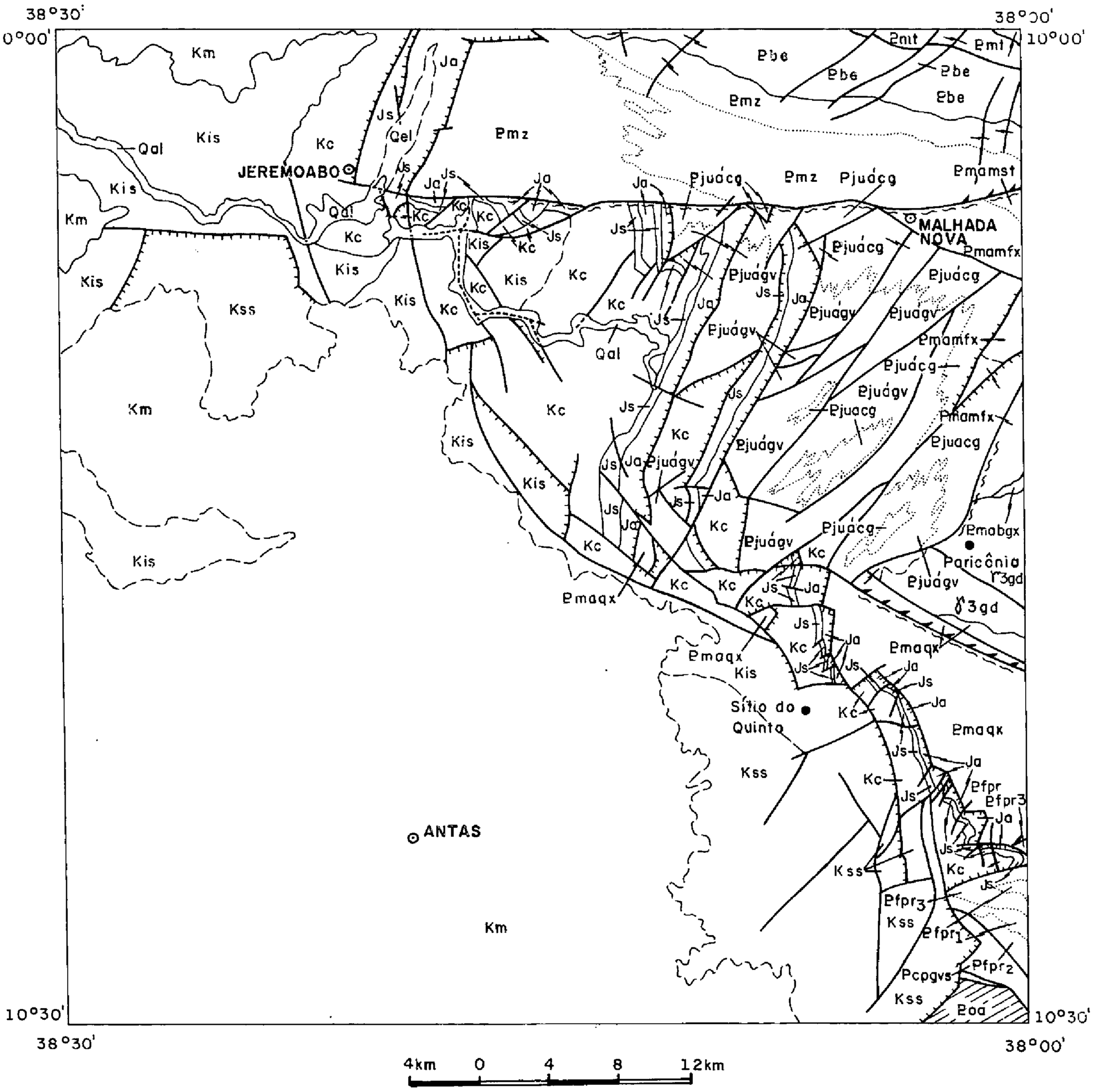
A falta generalizada de afloramentos adequados impede a coleta de observações indicativas da origem e ambiente deposicional dessa unidade. Entretanto, as observações de campo sugerem que a Formação Capitão/Palestina retrate deposição por processos gravitacionais, abrangendo desde fluxos de detritos até deslizamentos, relacionados à fase de estruturação tectônica da bacia. A instabilidade estrutural das bordas dessas pequenas depressões subsidentes teria proporcionado corridas de sedimentos caóticos, transgressivos, que se acumularam em forma de espessas cunhas e/ou lobos superpostos, vindo a constituir a facies Palestina. Distalmente essas corridas de fluxos de detritos transmuta-

ram-se em correntes de densidade, assentando-se na forma de turbiditos clássicos incompletos (Bouma Ta-d-e e Td-e), representados pelos ritmitos que compõem a facies Capitão.

A Formação Capitão/Palestina não dispõe de datações geocronológicas até o momento, inclusive fora da área mapeada.

2.2.1.1.2 Formação Olhos d'Água

Na folha em pauta, a Formação Olhos d'Água (Humphrey & Allard, 1962, 1969) também tem área de distribuição pouco expressiva, restrita ao seu extremo-sudeste. Sustenta a serra do Capitão, que é o acidente topográfico mais conspícuo do Domínio Vaza-Barris, dentro da área es-



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.3 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Olhos d'Água.

tudada, onde limita-se, por contato de falha, com a Formação Capitão/Palestina e com os sedimentos mesozóicos da Bacia de Tucano (Formação São Sebastião/Grupo Massacará do Supergrupo Bahia) (fig. II.2.3).

Devido à reduzida área de exposição, que compõe uma pequena parte do flanco invertido de uma sinclinal revirada, não foi possivel estimar a espessura da Formação Olhos d'Água. Ela é essencialmente constituída por metacarbonatos com níveis irregulares marmorizados que macroscopicamente apresentam cor cinza-escura a cinza-azulada e níveis centimétricos com cor negra. Nos leitos marmorizados predomina a cor branca. A granulação é em geral fina (micrita), contem argila e teores variáveis de matéria orgânica, que conferem coloração mais escura aos leitos de maior concentração.

Os estudos microscópicos mostram, além de carbonato e matéria carbonosa, a presença de pequenos grãos de quartzo, muscovita, biotita, rutilo e opacos. Os níveis marmorizados apresentam cristais de carbonato de dimensões desiguais imersos em mosaico granoblástico.

A Formação Olhos d'Água tem a melhor seção exposta na serra do Capitão, que se prolonga na Folha Carira. Na base predominam os metacarbonatos micríticos, internamente com fina laminação planoparalela pouco perceptível, devido à recristalização acentuada. São freqüentes ali, pequenos nódulos centimétricos, concrecionais, de cor negra, com formas ovóides e arredondadas, constituídos por carbonato microcristalino (foto 1). Em direção ao topo, gradualmente começam a aparecer estruturas sedimentares primárias de ondulações cruzadas de pequeno e médio porte.

A deformação imposta a essa unidade e a recristalização generalizada dificultam estudos precisos do sítio deposicional e paleocorrentes da mesma. No entanto, com suporte nas feições sedimentares constatadas, conclui-se que, na área estudada, a Formação Olhos d'Água retrata deposição em submarés, abaixo do nível das ondas em plataforma eventualmente dominada por tempestades.

A deposição da Formação Olhos d'Água reflete a evolução do sítio deposicional da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, de uma fase de não-aporte de terrígenos, possivelmente em resposta a um evento transgressivo, que resultou no afogamento dos deltas, e/ou no seu deslocamento lateral. Em conseqüência, houve um maior suprimento contínuo da micrita, no sítio deposicional da facies Pfpr3 da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, onde se depositavam os perioditos (siliciclastos e carbonatos finos) (fig. II.2.4.). Dessa forma houve um maior espessamento gradual das camadas de rochas carbonáticas, que periodicamente eram agitadas por ondas de tempestades.

Na Formação Olhos d'Água, próximo ao povoado Saco da Camisa, situado entre as cidades sergipanas de Simão Dias e Poço Verde e a cerca de 42km do limite sul da área mapeada, são conhecidos estromatólitos classificados por Cassedane & Silva Filho (1982) como *Stratifera Undata*, forma atípica que não permite uma datação paleontológica precisa. Segundo os autores, a idade estaria entre 1000 e 500m.a.

A Formação Olhos d'Água não dispõe de datações geocronológicas.

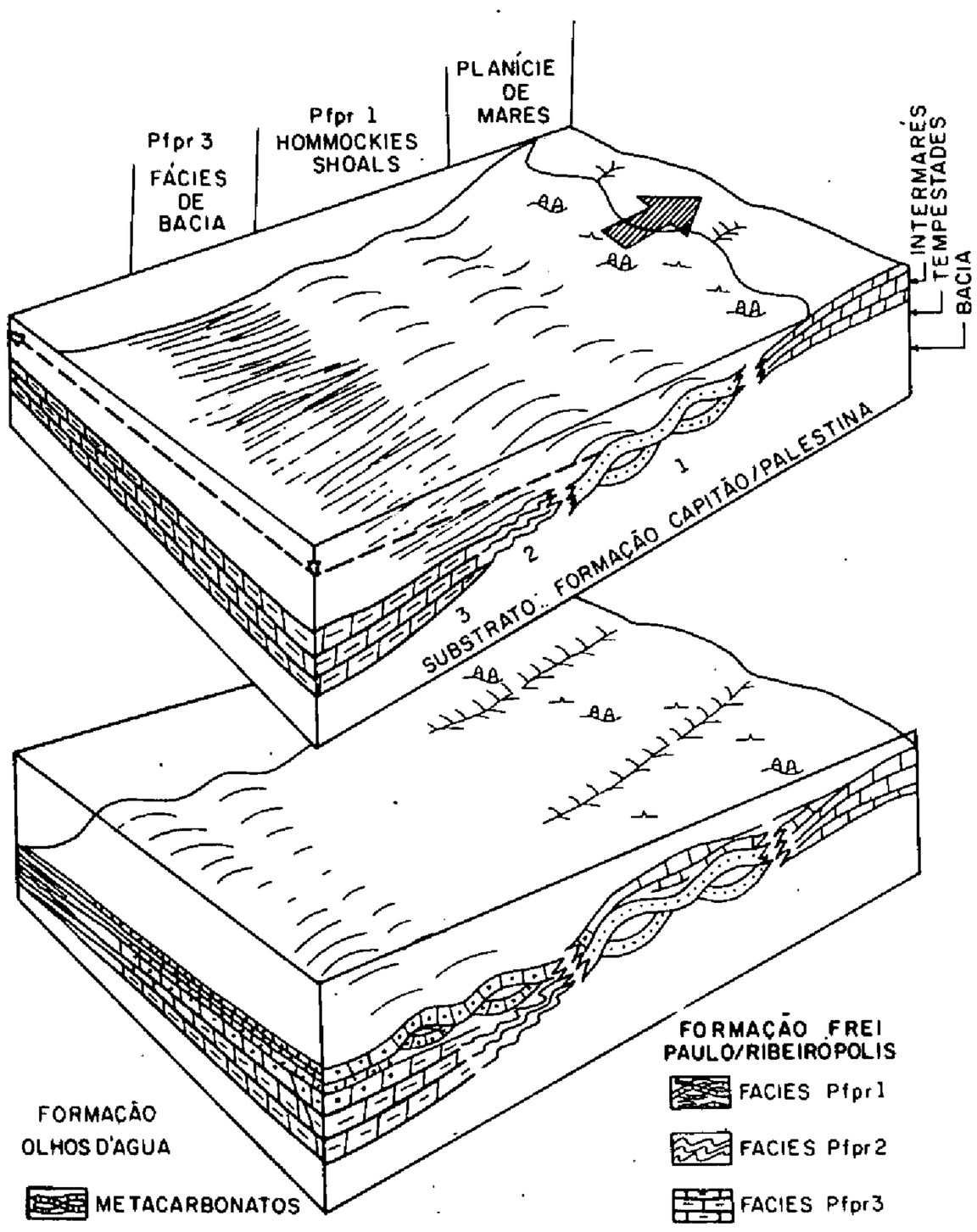


Fig. II.2.4 – Esquema evolutivo dos sítios deposicionais das formações Frei Paulo/Ribeirópolis e Olhos d'Água.

2.2.1.1.3 Formação Frei Paulo/Ribeirópolis

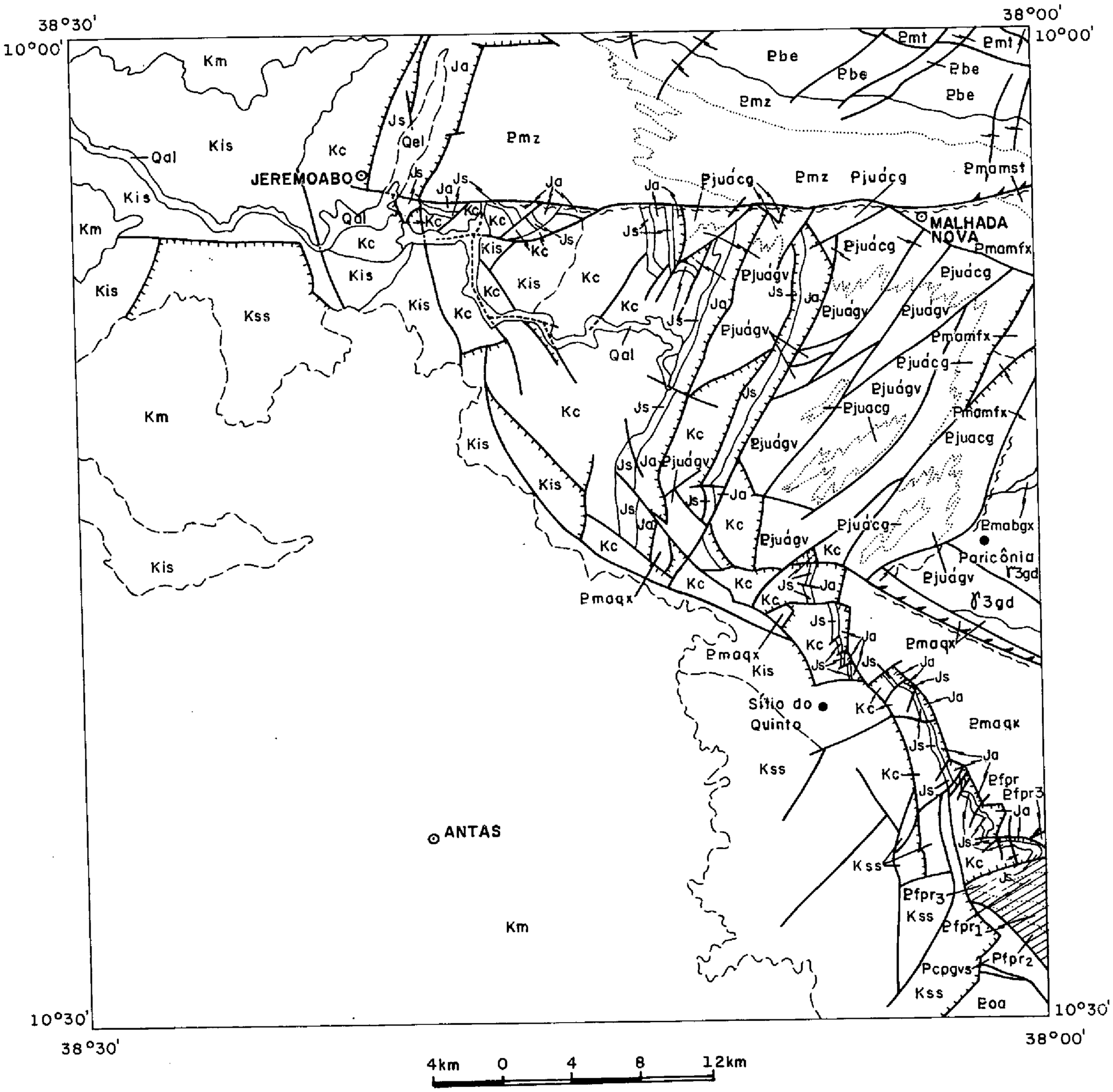
As formações Frei Paulo e Ribeirópolis foram descritas e nomeadas por Humphrey & Allard (1969) e posicionadas na parte mais superior do Grupo Vaza-Barris. É provavel que alguns dos seus litótipos já tivessem sido descritos por Branner (1913), Sopper (1923), Moraes Rego (1933) e Oliveira (1943).

No Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris (Convênio DNPM-CPRM, 1977) essas duas formações foram reunidas em uma só unidade, denominada Frei Paulo/Ribeirópolis, pela constatação da inexistência de um guia estratigráfico mapeável entre as mesmas, como também pelo fato das "formações" representarem facies transicionais que apresentam posição estratigráfica relativa, variável de local para local.

A figura II.2.5 mostra a distribuição geográfica dessa unidade e as relações de contato com as formações que lhe são adjacentes, no âmbito da Folha Jeremoabo. O contato, por falha entre as formações Frei Paulo/Ribeirópolis e Capitão/Palestina, está bem exposto na estrada que liga a Fazenda Gravatá à serra do Capitão.

Na Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, foram individualizadas e cartografadas três facies, a partir do estudo minucioso das estruturas sedimentares primárias, melhor expostas na Folha Carira, que possibilitaram a reconstrução paleoambiental (fig. II.2.6).

Facies Pfpr$_1$ - O litótipo predominante é um metarenito cinza esverdeado, fino a médio, bem selecionado, feldspático, muito micáceo e com cimento carbonático, que varia em termos composicionais de siliciclasto misto a arenito car-



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.5 – Paleogeografia deposicional das facies da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis.

bonático. Constitui camadas regulares, lateralmente contínuas em seqüências espessas. Internamente tem estrutura de ondulações truncadas em conjuntos de dimensões média a grande (''hummockies''), (foto 2).

Esses metarenitos estão sobrepostos e sotopostos por metarritmitos (margas, calcários, folhelhos, siltitos) sem qualquer sucessão vertical nítida. Constituem finos estratos, contínuos ou não, com formas lenticulares que exibem suaves ondulações.

Facies $Pfpr_2$ - Seqüência constituída por interestratificação de metassiltitos, metacarbonatos, metarenitos finos e margas, compondo ciclos repetidos (perioditos), que podem ser interpretados como ritmitos proximais.

As camadas têm persistência lateral com feições típi-

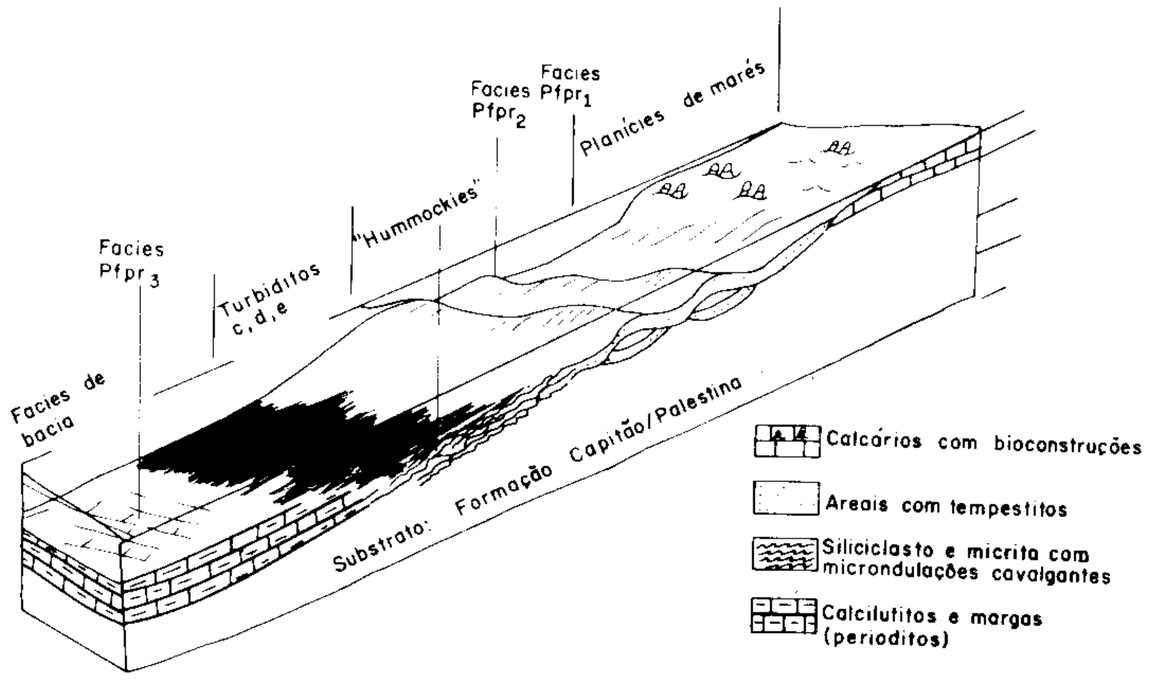


Fig. II.2.6 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis.

cas dos turbiditos clássicos de Bouma (Tc-d-e, Tb-c-d-e), mas, internamente, as mais grosseiras afinam e desaparecem lateralmente, superpondo-se na forma de pequenos lobos centimétricos quase imperceptíveis, com amalgamação dos mesmos. Essas estruturas, do tipo adelgaçamento e espessamento, compõem corpos lenticulares com aspecto de "boudins" ou ondulações de pequeno e médio porte, principalmente nas rochas carbonáticas, ficando bem ressaltados nos afloramentos intemperizados, podendo inclusive ser confundidos com marcas ondulares. Localmente há níveis irregulares, com ondas truncadas de pequeno porte (foto 3).

As camadas que se espessam e afinam condicionaram a deposição daquelas sobrejacentes, que se moldaram à sua conformação, preenchendo as ondulações.

Os leitos de metarenito fino possuem persistência lateral. Com freqüência algumas camadas evidenciam internamente truncamento das lâminas e formação de microondulações truncadas, e estão separadas por folhelhos e lamitos.

A geometria é de microssigmóides formadas por deslocamentos unidirecionais. Em raros locais, associada aos turbiditos finos, há concentração de fragmentos de folhelhos e de clastos carbonáticos mais grosseiros, retratando facies de canal associada à porção mais proximal dos lobos coalescentes. Os fragmentos de folhelho compõem estrutura tipo "Arturo Bed" que hidraulicamente corresponde ao intervalo c da Seqüência de Bouma, dos turbiditos clássicos.

As camadas de metacalcário, bem ressaltadas em afloramentos intemperizados, têm de 2 a 10cm de espessura, prevalecendo o contato nítido com as unidades subjacentes, sem nenhuma evidência de escavação. Os metacarbonatos consistem principalmente de micrita e raros pelóides; não se notou a presença de turbóglifos. As camadas de margas e folhelhos têm persistência lateral em extensão e continuidade.

Estruturas sedimentares primárias estão ausentes ou são raras dentro dos metacalcários, e nenhuma gradação textural foi notada. Quando visível, a estrutura primária consiste principalmente de laminação planoparalela e pequenas ondulações de corrente.

Fácies $Pfpr_3$ - Constitui a facies mais distal desses "turbiditos" de leques submarinos. São metarritmitos finos (folhelhos pretos, margas e calcários) constituindo seqüência monótona, lateralmente persistente. Consiste de camadas finas, lâminas e leitos com gradações verticais, pouco perceptíveis, o que confere por si, aspecto típico de turbiditos clássicos, distais, com Seqüência Bouma incompleta (Td-e, Te).

O folhelho preto, rico em matéria orgânica, em alguns locais é calcífero. As margas constituem típicos lamitos carbonáticos de cor cinza escura, constituídos por micrita, pseudoesparita e siliciclásticos finos.

Geralmente as camadas são desestruturadas (com laminação interna pouco perceptível), mas quando ressaltadas por intemperismo nota-se laminação contínua, principalmente nas rochas carbonáticas. Intercaladas na seqüência, localmente existem camadas finas, com formas ondulares e laminação cruzada, evidenciando tração por correntes unidirecionais e interferência de marcas cruzadas, com sugestivas evidências de retrabalhamento (contouritos?).

Localmente, as rochas carbonáticas se espessam e se individualizam, formando corpos descontínuos expressivos. Têm coloração cinza-escura a preta, granulação variando de fina (micrita) a grosseira (calcarenito), e apresentam internamente ondulações truncadas, amalgamadas de dimensão média a grande e intervalos interlaminados com "wavy" e" linsen" e lentes. Existem finas camadas de folhelho hemipelágico ("hardground") separando-as e onde esses pelitos carbonosos se afinam e desaparecem. As ligações sucessivas das zonas com esse tipo de ondulação obliteram os limites originais entre as unidades. Essas subfacies correspondem às épocas de oscilação transgressiva do nível do mar, quando houve um maior aporte de material carbonático fino (micrita) formando acumulações individualizadas de carbonatos, que foram ocasionalmente retrabalhados por ondas de tempestades.

O balanço das evidências indica como cenário deposicional dessa unidade uma sedimentação em plataforma dominada por tempestades, em mar epicontinental, com freqüentes oscilações do seu nível, causando movimentos espasmódicos transgressivos/regressivos.

O problema crucial é de como a grande quantidade de areia e os carbonatos foram transportados para esse sítio deposicional, antes de adquirirem estruturas do tipo ondulações truncadas, modeladas por tempestades.

Durante os trabalhos de campo, devido ao precário estado dos afloramentos e à deformação (dobramento monofásico), não foram obtidos elementos necessários para a confirmação do meio de transporte mais adequado para essa sedimentação. Contudo, optou-se por correntes de turbidez, considerando que:

1) Não há qualquer exemplo constatado na literatura geológica, confirmando que ondas truncadas de tempestades sejam comprovadamente incrementais (Walker, 1984).

2) Na literatura geológica especializada também não há evidências incontestáveis de fluxos diretos de fundo gerados por "storm-surge ebb currents".

3) Diversos autores já documentaram situações pertinentes, que evidenciam uma nítida passagem das ondulações truncadas, que foram inicialmente transportadas por correntes de turbidez para turbiditos (Walker, 1984, entre outros).

Os dados obtidos no campo sugerem que as correntes de turbidez fluíram pelo paleotalude, por gravidade, devi-

do à diferença de densidade entre o fluxo e a água marinha ambiental. É provável então que o material retrabalhado em ondulações truncadas tenha seguido a mesma rota que o das correntes de turbidez.

As evidências indiretas, coletadas em campo, são indicativas de que provavelmente o carbonato da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis seja alóctone e tenha sido transportado em suspensão.

O sítio deposicional da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis era dominado por lama siliciclástica, o que reforça a provável fonte alóctone, já que o folhelho não tinha $CaCO_3$ em quantidade suficiente para gerar e formar camadas espalhadas de carbonato.

Assim, a calcita que compõe as camadas de calcários pode ter sido derivada de vários locais. A fonte mais provável seria um ambiente de carbonatos de águas rasas de plataforma, nas proximidades.

O carbonato poderia ter circulado em suspensão por tempestades periódicas e provavelmente ter sido carreado costa afora, em águas paradas e profundas, por fluxos diluídos de fundo, e depositado como partículas assentadas através da coluna de água. Nesse ponto, os sedimentos podem ter sofrido litificação precoce, via remobilização local de carbonato de derivação (Handford, 1985).

Outro problema pendente é o interacamamento rítmico de finas camadas de calcários e margas (perioditos) da facies $Pfpr_2$, cujos elementos básicos para a sua formação ainda permanecem obscuros. Há, na literatura, uma grande variedade de teorias que tenta explicar esse tipo de deposição (por exemplo, Mount & Ward, 1986). O fato mais conclusivo sobre a facies $Pfpr_2$ é que as margas e calcários representam depósitos pelágicos e hemipelágicos, enquanto as finas camadas de areia são certamente produtos de correntes de turbidez.

Os turbiditos distais da facies $Pfpr_1$ são interpretados como produto de sedimentação marinha (plataforma) profunda, bem abaixo do nível normal das ondas. Tal assertiva tem como base:

a) A sua natureza pelítica, falta de estruturas sedimentares de águas rasas ou de exposição subaérea.

b) Inexistência de estruturas indicativas de agitação contínua e/ou rigorosa; ausência de gradação interna e marcas de sola nas camadas e falta generalizada de estruturas comumente associadas a fluxos de gravidade de sedimentos de granulação fina.

Uma questão ainda não bem esclarecida, por motivos já citados anteriormente, é a existência, nessa facies, de turbiditos distais (Bouma, Td-e, Te), de intervalos irregulares de "wavy ripples" com evidências de tração, que provavelmente são o resultado de alguns fluxos de retrabalhamento pós-deposicional. Há evidências sugestivas que representem superfícies erosionais superimpostas, de maior energia, provenientes de fluxos posteriores que retrabalharam sedimentos previamente depositados. Nesse estágio da pesquisa, as indicações indiretas sugerem que sejam provocadas por atividade de correntes conturíticas ("contourites"; Lovell & Stow, 1981). A distinção entre turbiditos e conturitos pode ser feita, em sedimentos antigos, nos locais onde as evidências de direções de fluxos de corrente sejam nítidas, já que esse fator é vital. A coleta de tais informações, no caso em pauta, foi prejudicada pelo metamorfismo dessa unidade, aliado à falta de bons afloramentos.

Na facies $Pfpr_2$ ocorrem algumas lentes de arenito fino dentro dos folhelhos, mostrando encurvamento das lâminas e truncamento interno, sugestivos de zona de microondulações truncadas. As lentes arenosas estão separadas por lamitos de segunda ordem e foram tidas como formadas por ondas análogas às estruturas de ondulações de ondas "famintas". Podem representar uma situação extrema, na qual o suprimento de areia foi escasso, sendo apenas suficiente para formar diminutos depósitos com ondulações truncadas (Dott & Bourgeois, 1982).

As oscilações espasmódicas do nível do mar proporcionaram que os turbiditos proximais fossem localmente retrabalhados, coexistindo nessa facies turbiditos clássicos Bouma e tempestitos.

A única datação geocronológica da Formação Frei Paulo/ Ribeirópolis refere-se a filito que ocorre próximo a Frei Paulo (fora da área) e acusa idade Rb/Sr convencional de 643 +/-20m.a. (dados analíticos não-publicados na literatura; apud Gava et alii, 1983).

As unidades do Grupo Vaza-Barris na área estudada foram afetadas por deformação monofásica, que gerou dobras persistentemente cilíndricas, com superfícies axiais geralmente de direções em torno de N120° e mergulhos fortes para nordeste, e eixos de caimento fraco para sudeste ou noroeste. O estilo das dobras varia muito em função da espessura e competência das camadas, como pode ser visto nos metacarbonatos e metapelitos na Formação Frei Paulo/Ribeirópolis, ao longo da estrada BR—235, a sul de Carira (Folha Carira). Ali observam-se dobras isoclinais a abertas, similares ou mais comumente paralelas, por vezes de estilo "chevron", com comprimentos de onda também muito variáveis. No prolongamento sul da Folha Carira, entre Simão Dias e Pinhão (Folha Simão Dias), as rochas do Grupo Vaza-Barris estão estruturadas em dobras reviradas, algumas com comprimento de onda quilométricos.

Apesar das indicações evidenciarem que o Grupo Vaza-Barris sofreu deformação monofásica, na parte sudoeste da Folha Carira, no rio Vaza-Barris, grandes afloramentos de metassedimentos da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis mostram também localizadamente duas fases de deformação. A primeira é representada por dobras isoclinais de pequena amplitude, raramente ultrapassando 1m, produzindo uma clivagem S_1 com sericita; a segunda fase, coaxial, mostra dobras fechadas a abertas, com estilo "chevron", com planos axiais suborizontais e eixos também suborizontais com direção N60°E.

No segmento da Faixa de Dobramentos Sergipana, fora da área maepada, a oeste da Bacia de Tucano, também foram observados redobramentos coaxiais, ao longo da BR—116, certamente originados em regime de deformação progressiva tangencial. A fase F_1 é representada por clivagem ardosiana paralela ao S_0 nas intercalações pelíticas, e mais espaçadas nos metacarbonatos e metassiltitos. A fase F_2 é muito penetrativa, representada por dobras inclinadas e invertidas (Jardim de Sá et alii, 1986).

Não foi possível obter-se a espessura da formação, devido à ausência de camadas-guia aos dobramentos e às relações de contato, por falha, com as demais unidades.

O grau metamórfico imposto ao Grupo Vaza-Barris é da facies xisto-verde baixo, marcado pelo desenvolvimento de clorita, sericita e muscovita. A mudança brusca, para a facies anfibolito de média pressão do Grupo Macururé, a norte, evidencia uma inversão metamórfica, provocada pelo transporte tectônico de nordeste para sudoeste e o conseqüente soerguimento do Domínio Macururé, em relação ao Domínio Vaza-Barris.

2.2.2 DOMÍNIO MACURURÉ

Esse domínio é caracterizado litologicamente pela presença de metapelitos e metapsamitos do Grupo Macururé, atravessados por granitóides tipo Coronel João Sá. Completam o quadro litostratigráfico do domínio os psefitos e psamitos levemente metamorfizados da Formação Juá.

O Domínio Macururé ocupa parte do setor leste da Folha Jeremoabo, situando-se entre os domínios Vaza-Barris, a sul, e Canindé-Marancó, a norte (fig. II.2.1), dos quais está separado por zonas de cisalhamento com movimento transcorrente sinistral e contracional (falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, respectivamente).

O Domínio Macururé representa um nível crustal intermediário em relação aos domínios Vaza-Barris (nível crustal superior) e Canindé-Marancó (nível crustal inferior).

As unidades cartografadas nesse domínio serão descritas a seguir.

2.2.2.1 Grupo Macururé

A criação do termo é creditada a Barbosa (1964-1970), que o utilizou para nomear os micaxistos, paragnaisses e quartzitos micáceos que ocorrem na parte nordeste do Estado da Bahia, a oeste da Bacia de Tucano, de onde se estenderiam para norte até o Lineamento Pernambuco.

Silva Filho et alii (1977-1979) identificaram o Grupo Macururé na região situada a leste da Bacia de Tucano e redefiniram a sua área de ocorrência como limitada à Faixa de Dobramentos Sergipana, por eles denominada "Geossinclinal Sergipana". Os referidos autores consideraram o Grupo Macururé como constituinte da "zona eugeossinclinal" do "orógeno" e cronocorrelato aos grupos Miaba/Vaza-Barris e Estância, que por seu turno corresponderiam respectivamente à "zona miogeossinclinal" e à cobertura de plataforma/antefossa. Posteriormente, Jardim de Sá et alii (1981) consideraram o Grupo Macururé como a infra-estrutura ensiálica, de idade proterozóica inferior média, sobre a qual depositaram-se os grupos Miaba e Vaza-Barris, no Proterozóico Superior.

Silva Filho et alii (1978) e Silva Filho & Brito Neves (1979) definiram o Grupo Macururé como formado por uma unidade basal de quartzitos, denominada de Formação Santa Cruz, aflorante a norte do rio São Francisco (Alagoas) e capeada concordantemente pela Formação Traipu-Jaramataia, composta de xistos granatíferos, gnaisses, filitos, metarenitos e metagrauvacas com intercalações subordinadas de mármores, anfibolitos, quartzitos e rochas metavulcânicas básicas.

No presente trabalho, a área de distribuição do Grupo Macururé dentro da região mapeada foi redefinida e limitada ao âmbito do Domínio Macururé.

O patrimônio litológico do grupo na Folha Jeremoabo é bastante diversificado, tendo sido cartografadas quatro facies, em função dos tipos litológicos predominantes: biotita-granada-xistos (Pmabgx); metarritmitos (filitos e metassiltitos) (Pmamfx); metassiltitos (Pmamst); e clorita-quartzo-xistos milonitizados (Pmaqx). As áreas de distribuição dessas litofacies, que têm contatos geralmente gradacionais entre si, são mostrada na figura II.2.7.

Os biotita-granada-xistos (Pma*bgx*) ocupam diminuta área no extremo-leste da Folha Jeremoabo, próximo à Fazenda Cafula. Essas rochas xistosas, de cor cinza a prateada e granulação fina a média, são constituídas de biotita, quartzo, granada e, às vezes, clorita e sericita, além de turmalina e opacos como os acessórios principais. São comuns intercalações milimétricas a centimétricas de metassiltitos, marcando o acamadamento original e caracterizando a natureza rítmica desses metassedimentos. Mostram, por vezes, gradação da fração psamítica (metassiltitos) para material pelítico (biotita-xistos com granada), onde pode-se distinguir o intervalo Td-e de Bouma.

Os *metarritmitos* (Pma*mfx*) ocupam três áreas na parte leste da folha, uma delas truncadas a norte pela Falha Belo Monte-Jeremoabo. São constituídos por intercalações milimétricas a centimétricas de metassiltitos e filitos, que marcam o acamamento S_n. A exemplo do que ocorre na litofacies Pma*bgx*, também exibem localmente acamadamento gradacional e estruturas de tração, na forma de "wavy ripples" com prováveis ondulações transladantes na facies arenosa, caracterizando intervalo "c" dos turbiditos clássicos tipo Bouma. Representam os litótipos onde as deformações regionais estão melhor impressas.

Os *metassiltitos* são de cor cinza-clara a esverdeada, de textura granolepidoblástica, finos, laminados, e constituídos de quartzo, clorita, opacos, zircão e turmalina. Mostram alternâncias de leitos quartzosos e micáceos (clorita e sericita) e são cortados por veios quartzosos microdobrados.

Os *filitos* têm coloração cinza-escura a esverdeada, textura lepidoblástica e são constituídos por clorita, sericita, quartzo, mica branca, opacos, zircão, biotita, rutilo, turmalina e óxido de ferro. As micas são os minerais majoritários, perfazendo 70 a 80% da rocha.

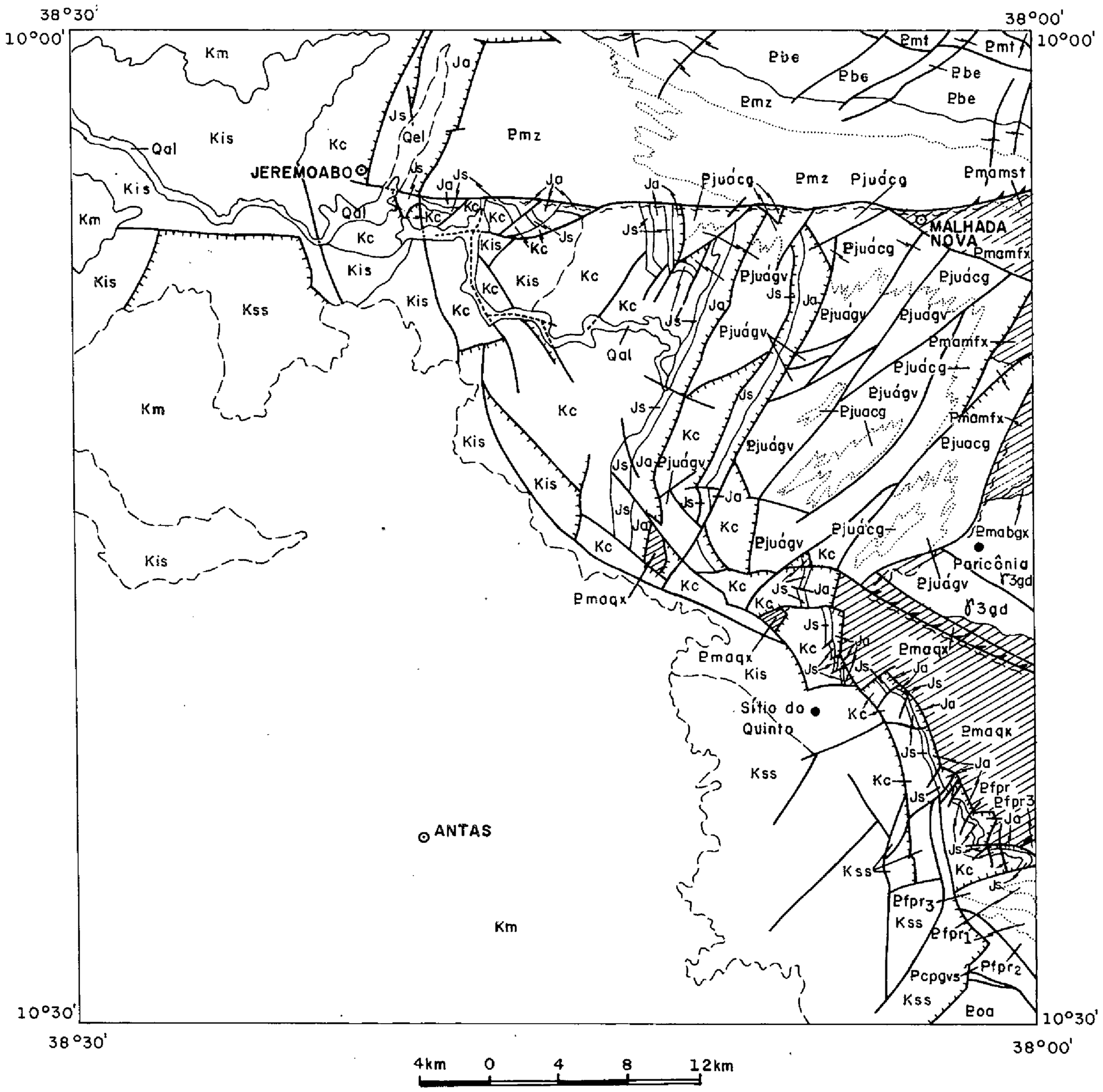
Os *metassiltitos* (Pma*mst*) ocupam uma pequena área triangular, no extremo-leste da folha, truncada a norte pela Falha Belo Monte-Jeremoabo (figura II.2.7). A predominância dessas rochas em relação às intercalacões de filito e a ausência de biotita-granada-xistos caracterizam a litofacies. Os metassiltitos apresentam-se em camadas decimétricas a centimétricas, que diminuem gradativamente de espessura em direção aos contatos com a litofacies Pma*mfx*.

Os metassiltitos têm cor cinza-esverdeada, com freqüentes pontuações amarronzadas (pirita alterada), textura blastopsamítica e compõem-se de quartzo, sericita, clorita, biotita, opacos e ocasionalmente turmalina.

Os *clorita-quartzo-xistos milonitizados* (Pma*qx*) constituem as rochas predominantes numa área de formato grosseiramente triangular na porção sudeste da Folha Jeremoabo, onde são truncadas por uma falha de borda da Bacia de Tucano. Essa área tem sua geometria controlada pela Falha São Miguel do Aleixo e por uma bifurcação da mesma, com direção NW-SE, e representa a zona do Domínio Macururé onde os efeitos de cisalhamento estão mais energicamente impressos.

As rochas apresentam cor cinza-esverdeada, textura lepidoblástica e são formadas por um mosaico ineqüigranular micropoligonizado de quartzo e/ou plagioclásio atravessado por plaquetas de biotita quase totalmente alterada para clorita e muscovita, que desenvolvem uma xistosidade crenulada (S_1). Opacos, turmalina e zircão são os acessórios mais freqüentes.

Os protótipos não são facilmente identificáveis devido à intensa milonitização, embora haja sugestões da presen-



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.7 – Distribuição geográfica e relações de contato do Grupo Macururé.

ça de rochas granitóides e/ou metareníticas nessa área.

Rochas metavulcânicas, classificadas como *metadacitos, metadacitos-pórfiros, metafenodacitos e queratóferos*, foram identificadas além do limite leste da área, na Folha Carira. Ali, essas rochas apresentam-se estruturalmente concordantes, subconcordantes ou cortando a foliação S_2; por vezes mostram foliação de fluxo e também englobam xenólitos das rochas encaixantes próximo ao contato, como no trecho inicial da estrada Fazenda Lagoa dos Porcos-Pedro Alexandre, onde existem as melhores exposições.

A estruturação polifásica do Grupo Macururé está melhor refletida nos metarritmitos da litofacies Pma*mfx* (metassiltitos e filitos), embora com maior ou menor intensidade seja identificada nas demais litofacies. É notória a presen-

ça de três fases de deformação, sendo a primeira fase F_1 representada por dobras apertadas a isoclinais, recumbentes, mais comumente preservadas como dobras intrafoliais. A foliação S_1 é da facies xisto-verde alto a anfibolito e definida pela biotita-granada e quartzo. Essa foliação geralmente é paralela a subparalela ao acamadamento S_0. Muito raramente as dobras F_1 estão preservadas.

As dobras F_2 variam de isoclinais a abertas, inclinadas a recumbentes com vergência para SW. Essas dobras F_2 são coaxiais com as dobras F_1 e suas foliações de plano axial S_2 são responsáveis pelo "trend" estrutural-regional do Domínio Macururé. S_2 está orientada em torno de N130° e mostra localmente redirecionamentos provocados por intrusões de granitóides tipo Coronel João Sá e pelos movimentos das falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, sendo este último comportamento bem documentado na Folha Carira.

A terceira fase de deformação F_3 está presente em grande parte do Grupo Macururé, mas não é muito importante, pois não proporcionou um grande encurtamento crustal, como as duas deformações anteriores. Consiste em dobras dos tipos "kink" ou "chevron" de pequena amplitude (5 a 10cm) que exibem planos axiais de direções em torno de N45° e mergulhos verticais a subverticais para NW e SW. Essa deformação desenvolveu-se após o movimento principal da Falha São Miguel do Aleixo, pois afetou os milonitos por ela gerados, como pode ser constatado na Folha Carira.

O metamorfismo que afetou esse domínio é da facies anfibolito de média pressão, o que é corroborado pela presença abundante de granada, estaurolita e cianita em análise mineralométrica de concentrados de minerais pesados, como se observa no mapa de distribuição dos minerais aluminossilicatos (fig. II.5.20 do Capítulo 5). Esse mapa mostra também uma faixa de maior concentração de cianita (média a alta pressão), orientada na direção NE-SE, discordante dos limites faciológicos das unidades do Grupo Macururé.

O estudo de reconstituição paleogeográfica dos sítios deposicionais dos diversos metamorfitos que compõem o Grupo Macururé está sobremaneira prejudicado pelos efeitos impressos do metamorfismo e da deformação regional (transposição dos leitos originais, recristalização alterando os limites primários dos grãos e suas relações etc). Dessa forma, as estruturas primárias com indicações de paleocorrentes e dispersão de área-fonte foram obliteradas pela geração de foliações resultantes das fases de deformação superpostas.

Entretanto, no contexto regional as litofacies que compõem o Grupo Macururé sugerem deposição a partir de correntes de densidade, em um provável mar com substrato desconhecido, constituindo extensos lobos deposicionais proximais e leques submarinos, que se enquadram no modelo de turbiditos clássicos definidos por Bouma.

A litofacies constituída por biotita-granada-xistos pode representar a porção mais distal da franja de leques submarinos, praticamente constituída por folhelhos hemipelágicos, localmente com o aporte de siliciclastos continentais trazidos pelas correntes de densidade, em épocas de maior suprimento (Bouma Te, Td-e).

A litofacies dos metarritmitos compõe turbiditos clássicos incompletos (Bouma Tc-d-e e Td-e), o que é facilmente comprovado pela geometria dos corpos, compondo seqüências de camadas finas e leitos cíclicos (areia fina + silte e argila) com persistência regional monótona, localmente com evidências sutis de gradação e de estruturas ondulares cavalgantes preservadas.

A litofacies dos metassiltitos e filitos está sendo aqui considerada como depósitos laterais de extravasamento da litofacies das metagrauvacas, compondo típica sedimentação de canais de extravasamento, semelhante aos depósitos de crevassas dos sistemas fluviais meandrantes.

A idade isocrônica Rb/Sr de 838 +/-33m.a., obtida neste trabalho, para o maciço granodiorítico de Coronel João Sá, que intrudiu o Grupo Macururé num estágio tardi a pós-tectônico à deformação F_2 (ver subitem 2.2.2 deste capítulo), representa a idade mínima di referido grupo e sugere que a sua disposição antecedeu o Proterozóico Superior.

2.2.2.2 Granitóides Tipo Coronel João Sá (Plutonismo Tardi a Pós-Tectônico)

Os granitóides aqui denominados tipo Coronel João Sá estão incluídos entre aqueles originalmente descritos por Humphrey & Allard (1962, 1969) como "Batólito de Glória", o qual representaria um grande complexo de rochas graníticas, granodioríticas e quartzo-monzoníticas, que teria produzido cornubianitos extensos e de composições variadas. Nesse batólito também foram incluídos granitóides aflorantes a norte do rio São Francisco, no Estado de Alagoas. A extensão do "Batólito de Glória" e sua caracterização foram contestadas por diversos autores, tais como Brito Neves & Cordani (1973), Santos & Silva Filho (1975) e Silva Filho et alii (1977-1979).

Santos e Silva Filho (1975) denominaram de "Tipo Coronel João Sá" os granitóides da Faixa de Dobramentos Sergipana, localizados a sul do rio São Francisco, entre Coronel João Sá (BA) e Propriá (SE). Silva Filho et alii (1977-1979) utilizaram a denominação "Granitóides Tipo Glória" para essas rochas por eles cartografadas de modo sistemático na escala 1:250.000.

O termo "granitóides tipo Coronel João Sá" (Santos & Silva Filho, 1975) foi adotado neste trabalho pelo fato das melhores e mais representativas exposições dessas rochas situarem-se ao redor da cidade de Coronel João Sá, na Folha Carira, adjacente e a leste da Folha Jeremoabo (foto 4).

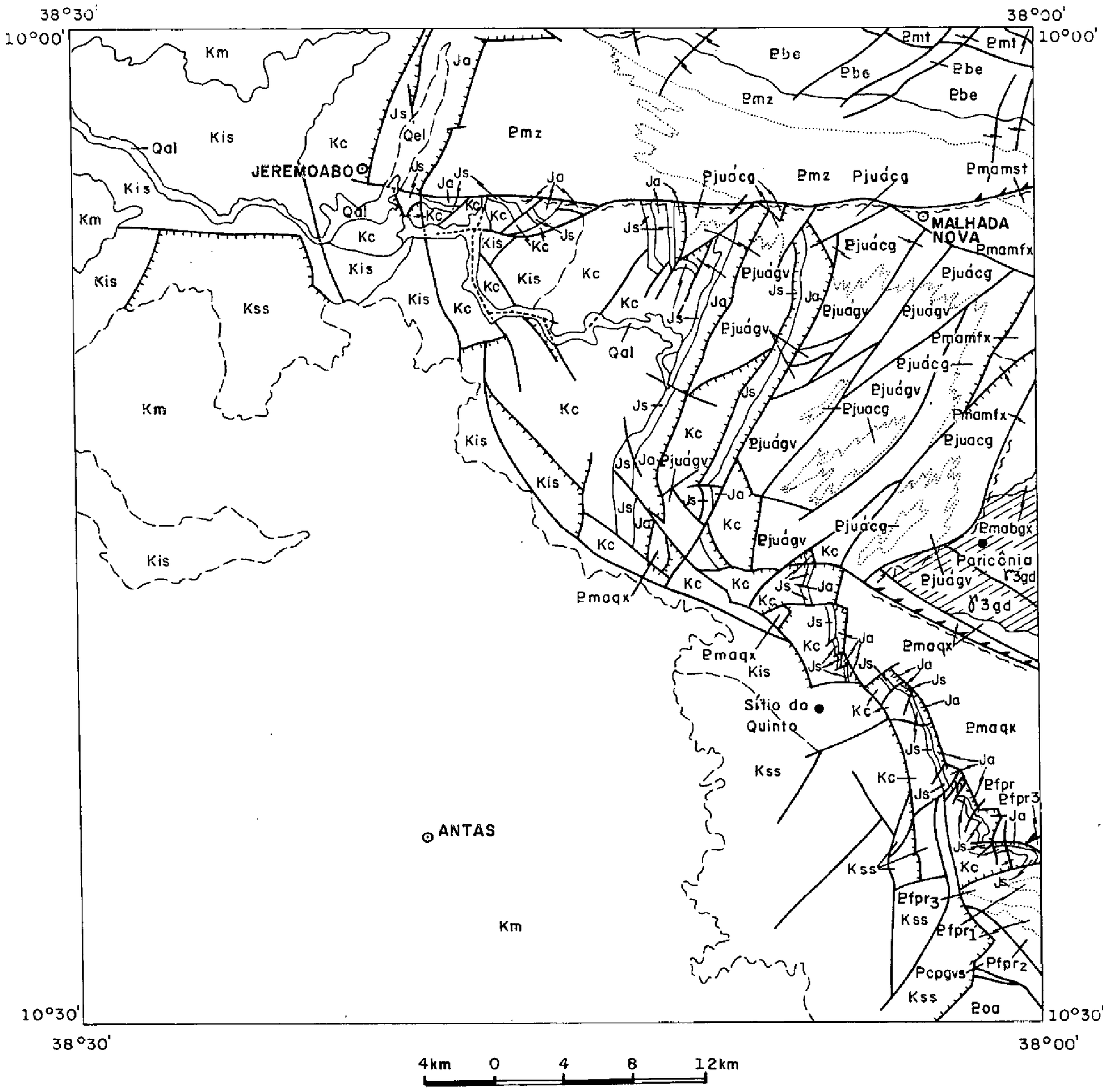
Constituem o maciço de Coronel João Sá, corpo com cerca de 20km de comprimento e largura máxima de 13km, situado em parte na Folha Jeremoabo (fig. II.2.8) e em porte na Folha Carira.

O maciço de Coronel João Sá é intrusivo nos litótipos do Grupo Macururé, com contatos sempre bruscos, transversais, subparalelos ou paralelos à foliação regional S_2, sendo tardi a pós-tectônicos em relação à deformação F_2.

Evidências do caráter intrusivo e de processos de diapirismo são bastante claras nesse maciço, em excelentes afloramentos localizados no riacho das Salinas e também em pedreiras nas proximidades de Coronel João Sá (Folha Carira).

Em vários outros locais, ao longo da zona de contato do maciço de Coronel João Sá, foram observadas reações térmicas, apófises graníticas e xenólitos dos metapelitos encaixantes.

Ainda no riacho das Salinas (Folha Carira), na parte sudeste do maciço, observa-se próximo ao seu contato uma



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.8 – Distribuição geográfica e relações de contato dos Granitóides Tipo Coronel João Sá.

verticalização da foliação dos micaxistos, bem como apófises graníticas "boudinadas" concordantes com a foliação S_2 dessas rochas. Esses filões exibem espessuras decimétricas, enclaves supermicáceos do tipo restitos, de provável origem sedimentar, e deformação ("boudinage" em estado já cristalizado) relacionada à própria colocação do maciço, através de injeção forçada ("balooning"). Na borda do corpo observa-se também o desenvolvimento de uma ortognaissificação, que diminui progressivamente para o centro do maciço, e um cortejo de veios aplopegmatíticos de espessu-

ras decimétricas.

No maciço Coronel João Sá já foram cartografados as seguintes litofacies: *granodioritos pórfiros* (no núcleo), *biotita-granodioritos* (na extremidade sudeste) e *biotita-hornblenda-granodioritos* (no restante do maciço). Na Folha Jeremoabo foi individualizada apenas a última litofacies, estudada com maior detalhe na parte do maciço situada na Folha Carira.

Os *biotita-hornblenda-granodioritos* ($\gamma_3 gd$) constituem as rochas mais abundantes do maciço de Coronel João Sá, caracterizando-se pela cor cinza, granulação média e isotropismo acentuado, embora o acamadamento ígneo esteja preservado em muitos locais. Análises petrográficas identificam algumas rochas dessa facies como quartzo-monzodioritos. A presença de biotita e anfibólio é generalizada, com as quantidades relativas deste aumentando em direção ao centro do corpo, o mesmo ocorrendo com relação à presença de enclaves básicos. As estruturas primárias de fluxo magmático são marcadas por orientação de enclaves básicos, cristais de anfibólio e "schlieren" de biotita e anfibólio, sendo possível em vários afloramentos efetuar medidas de fluidez planar, como nas pedreiras localizadas nos arredores de Coronel João Sá. Um estudo de petrologia estrutural de detalhe nesse maciço permitirá interpretar a geometria e sentido de escoamento de magma, bem como entender a distribuição das diferentes facies. Com os dados obtidos até aqui, ainda insuficientes, esse escoamento parece ter sido no sentido noroeste.

Os enclaves básicos com textura ígnea são abundantes. Apresentam tamanhos variando de centímetros até um metro, formas geralmente arredondadas e estão sempre circundados por auréola biotítica, interface de equilíbrio entre eles e a massa granitóide. Anotam-se também xenólitos subangulares de quartzo leitoso e de metassiltitos dispostos segundo as superfícies de fluxo magmático.

As observações obtidas nas folhas Jeremoabo e Carira indicam que o maciço de Coronel João Sá tem uma estrutura zonada, com os termos de composição mais básica situados no centro do corpo e a facies mais evoluída posicionada em sua extremidade este-sudeste.

As partes do maciço mais ricas em enclaves básicos devem corresponder às zonas de alimentação do magma (chaminés de enclaves). Esses enclaves sugerem uma mistura de dois magmas, um ácido e outro básico, colocados e cristalizados subsincronicamente à massa envolvente (Marre, 1973).

Os fenômenos de alteração deutérica-hidrotermal do maciço de Coronel João Sá são pouco desenvolvidos, não ocorrendo greissenização, muscovitização, epissienitização etc., bem como é inexpressivo o desenvolvimento de pegmatitos.

Os estudos litogeoquímicos efetuados nos granitóides tipo Coronel João Sá na folha contígua (Carira) não deixam dúvidas quanto ao seu caráter calcioalcalino, como ver-se-á no Capítulo 5 deste trabalho. A composição granodiorítica predominante, com anfibólio e esfeno muito freqüentes e a abundância de enclaves básicos, são feições sugestivas de granitóides tipo I de Chappell & White (1974). Também podem ser classificados como granitóides a magnetita de Ishihara (1981).

Os espectros de elementos Terras Raras de sete amostras coletadas no presente trabalho confirmam também a inclusão desses granitóides na série magmática calcioalcalina. As amostras são provenientes de cinco diferentes corpos de granitóides tipo Coronel João Sá, da Folha Carira, e os espectros sugerem que os mesmos são co-genéticos. O material magmático original teria sido constituído por uma mistura mantélica e crustal. A natureza híbrida desses granitóides é também reforçada pelos demais estudos litogeoquímicos efetuados.

O ambiente de colocação dos granitóides tipo Coronel João Sá foi claramente compressional. O nível de erosão atual desses granitóides deve ser muito profundo, indicando que as suas partes apicais já foram erodidas, bem como as mineralizações que porventura aí existissem.

Sete amostras de granodiorito e granito do maciço de Coronel João Sá (Folha Carira) foram submetidas a estudos radiométricos Rb/Sr em rocha total (tabela II.2.1), propiciando a confecção do diagrama isocrônico da figura II.2.9, aqui considerado como errócrona em vista do MSWD obtido. Em que pese a dispersão dos pontos analisados, a idade de 838 +/-33m.a. (R0 = 0,707) definida pelo alinhamento de cinco pontos é confiável analiticamente, e mesmo a inclusão dos outros dois pontos não altera significativamente essa idade (Wilson Teixeira, comunicação escrita, 1987). Esse valor é bem superior àqueles obtidos em trabalhos anteriores, onde isócronas de referências Rb/Sr indicam idades de 580 e 660m.a., para o plutonismo granítico ("tipo Glória" interno à Faixa de Dobramentos Sergipana (Gava et alii, 1983).

O valor 838m.a. deve ser próximo da idade de consolidação do maciço tardi a pós-tectônico de Coronel João Sá e representa também a idade mínima de deposição de suas encaixantes polideformadas, isto é, o Grupo Macururé. Em consequência, se é correta a hipótese de Brito Neves et alii (1977) da deposição do Grupo Estância num intervalo de

Tabela II.2.1 – Dados Analíticos Rb/Sr para os Granitóides do Maciço do Coronel João Sá

Nº REF.	Nº DE LAB.	Nº DE CAMPO	ROCHA	MAT	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}
1	9021	1564-CJ-R-02	GRANODIORITO	RT	80.7	531.8	0.439 ± 0.012	0.787878 ± 0.000060
2	9022	1564-CJ-R-03	GRANODIORITO	RT	47.1	739.6	0.184 ± 0.005	0.709766 ± 0.000090
3	9023	1564-CJ-R-05	GRANODIORITO	RT	71.4	736.4	0.281 ± 0.008	0.710449 ± 0.000050
4	9024	1564-CJ-R-09	GRANODIORITO	RT	77.7	687.5	0.327 ± 0.009	0.711150 ± 0.000060
5	9025	1564-CJ-R-13	GRANODIORITO	RT	114.1	539.5	0.613 ± 0.017	0.715730 ± 0.000250
6	9026	1564-CJ-R-14	GRANITO	RT	153.3	414.6	1.071 ± 0.030	0.719510 ± 0.000340
7	9029	1564-CJ-R-04	GRANODIORITO	RT	117.7	404.3	0.843 ± 0.024	0.715433 ± 0.000050

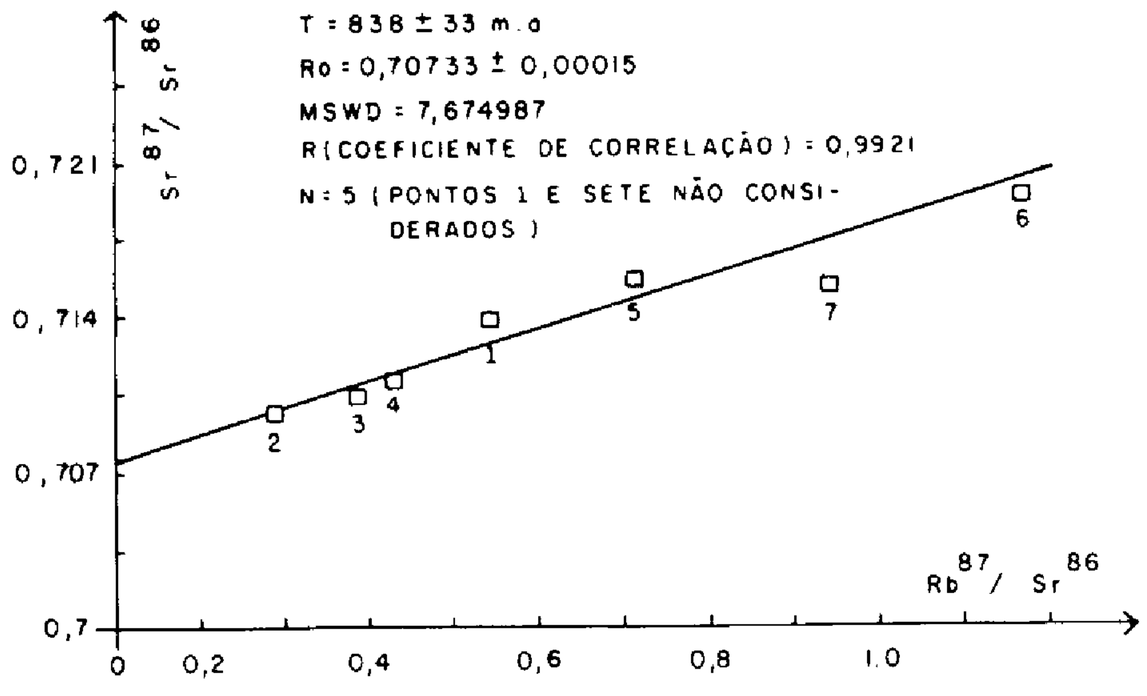


Fig. II.2.9 – Diagrama isocrônico Rb/Sr para os granitóides do maciço de Coronel João Sá.

tempo compreendido entre 650 e 490 + /-11m.a. (idade isocrônica Rb/Sr do anquimetamorfismo do grupo), fica comprometido o medelo de evolução geossinclinal postulado por Silva Filho et alii (1977-1979, 1978a) e Silva Filho & Brito Neves (1979) para a Faixa de Dobramentos Sergipana, no qual os grupos Estância, Miaba/Vaza-Barris e Macururé são consdiderados como entidades cronocorrelatas depositadas respectivamentye na antefossa, "zona miogeossinclinal" e "zona eugeossinclinal" do orógeno (ver subitem 1.2 da Parte II).

2.2.2.3 Formação Juá

As primeiras referências a essa unidade foram feitas por Brazil (1947) em trabalhos realizados na localidade de Passagem do Juá, às margens do rio Vaza-Barris, onde descreveu uma seqüência psefítica metamorfizada, denominada de "conglomerado Juá", superposta por sedimentos cretáceos.

Essa seqüência foi elevada à categoria de formação por Ghignone (1963), com a justificativa de que não se tratava apenas de um conglomerado, mas sim de arenitos finos e conglomeráticos bem litificados, constituindo uma unidade litostratigráfica distinta.

Silva Filho et alii (1977-1979) caracterizaram essa formação como sedimentos de intrafossa molássica relacionada à evolução da "Geossinclinal Sergipana" e originados por leques deltaicos que distalmente transformaram-se em correntes de turbidez.

A Formação Juá preenche um "graben" estruturado sobre os metamorfitos do Grupo Macururé e granitóides associados, situado no extremo-noroeste do Domínio Macururé e quase totalmente incluso na Folha Jeremoabo. Compõe uma zona aflorante contínua, limitada a leste pelos metassedimentos do Grupo Macururé e granitóides tipo Coronel João Sá e a oeste pelos sedimentos mesozóicos do Supergrupo Bahia. A norte é balizada pelas falhas Belo Monte-Jeremoabo e Malhada Nova. As falhas atuantes no "graben", proporcionaram o aparecimento de duas pequenas áreas de afloramentos isoladas, circundadas por sedimentos mesozóicos, a oeste da principal, uma a norte da Falha Caritá e a outra a sul da Falha Belo Monte-Jeremoabo (fig. II.2.10).

Neste trabalho foi mantido o mesmo procedimento adotado na maioria dos estudos de seqüências de leques aluviais antigos, com a separação das facies proximal e distal, que estão individualizadas no mapa.

Facies proximal (Pjuácg) - Constitui uma espessa seqüência sedimentar, típica de depósitos de fluxos de detritos. São conglomerados grosseiros, polimícticos, imaturos, suportados pelos seixos. Em geral estão arranjados caoticamente, sem organização interna. A matriz praticamente inexiste ou é escassa; quando presente, é um arenito lítico ou filarenito grosseiro a seixoso, com má seleção granulométrica (foto 5). Os clastos grosseiros em geral têm bom arredondamento, esfericidade variando de baixa a alta e dimensões de grânulos a calhaus. A composição dos clastos é bem diversificada, predominando seixos de rochas granitóides, (leucogranitos, granitóides róseos e augengranitóides gnáissicos). Em menor proporção aparecem megaclastos de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, metabasitos, quartzo de veio, quartzitos, milonitos, e raros metacalcários.

Em termos de proveniência, os megaclastos de granitos gnáissicos são oriundos principalmente dos granitóides tipo Serra Negra que afloram a nordeste, nas proximidades da cidade de Pedro Alexandre (Folha Carira). Os de metavulcanitos ácidos a intermediários, metassedimentos, metabasitos e milonitos, são provenientes do Complexo Marancó, que ocorre a norte da Falha Belo Monte-Jeremoabo. Em nenhum dos locais visitados foi encontrado qualquer clasto proveniente dos sienitos (granitóide tipo Serra do Catu) aflorantes a norte e nordeste da folha, ou semelhante aos granitóides tipo Coronel João Sá, apesar do maciço de Coronel João Sá estar em contato com a Formação Juá.

Por estudos comparativos do tamanho e natureza desses clastos é evidente que os altos que compunham a área-fonte situavam-se a norte, noroeste e nordeste de Malhada Nova.

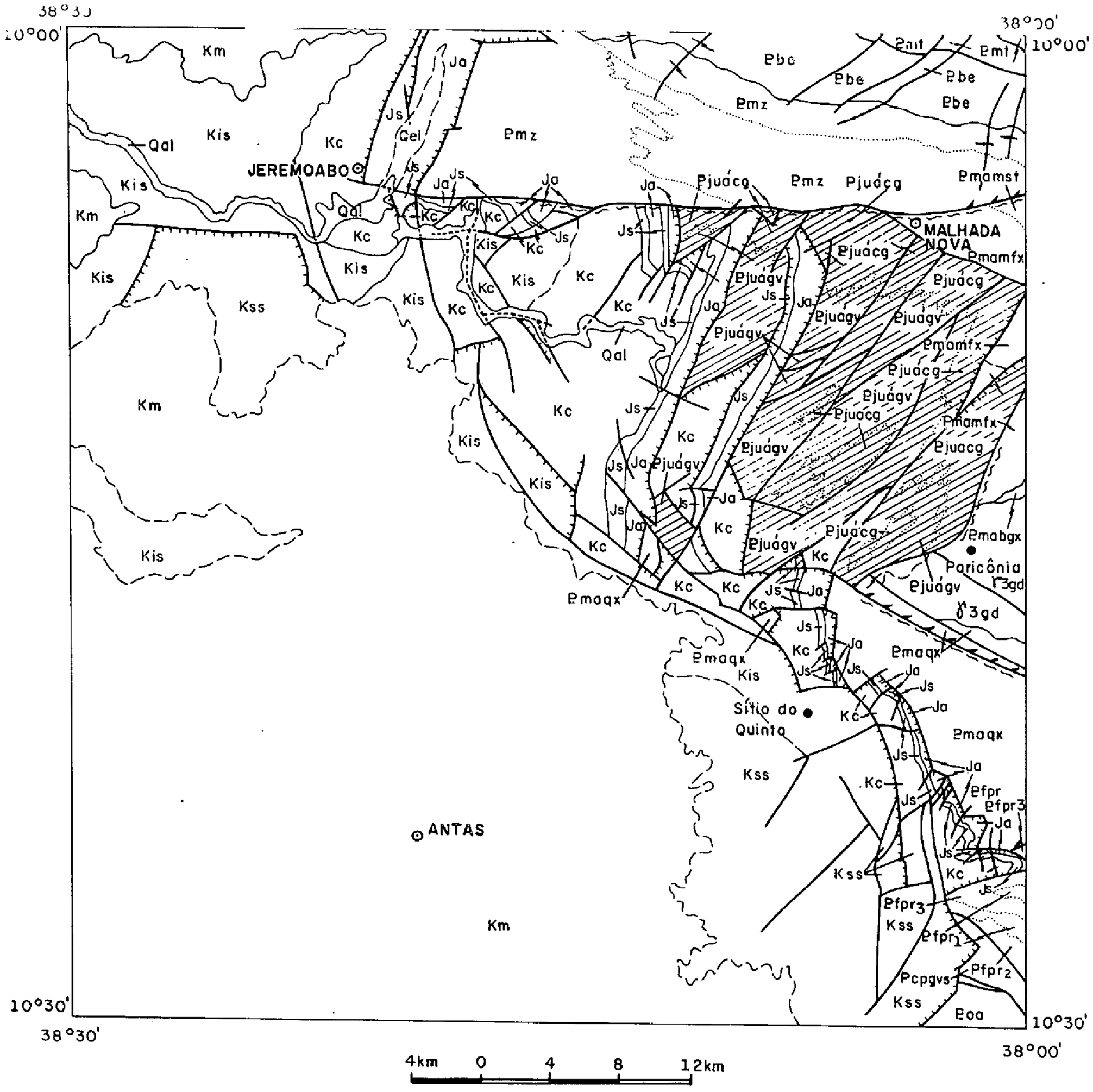
Devido à falta generalizada de organização interna, os clastos têm pouca imbricação, apresentando-se localmente com gradação inversa/normal devido aos processos de choque. As feições sedimentares mais freqüentes são constituídas por sucessões de seixos orientados radialmente para fora da superfície do leque, às vezes com imbricação. Marcas de percussão nas superfícies dos seixos são comuns.

Em alguns locais a geometria composta pelos clastos é a de lobos em que os seixos diminuem de tamanho para cima e o conglomerado tem matriz arenosa, podendo representar antigos depósitos de "sieve". São freqüentes transições para conglomerados seixosos finos suportados pelos grãos e conglomerados com matriz argilosa.

Os arenitos seixosos e conglomeráticos descontínuos constituem feições de preenchimento de canais, resultantes de épocas de menor energia ou representam segregações dentro do próprio conglomerado (foto 6).

Os depósitos de fluxo de detritos apresentam localmente feições axiais acanaladas com corpos de arenitos associados.

Nas diversas seções estudadas procurou-se tentativamente estabelecer uma distribuição vertical dos diversos tipos litológicos dos clastos grosseiros, com a finalidade de se recompor o provável zoneamento e/ou empilhamento das rochas que os forneceram. Não se logrou êxito devido ao freqüente interdigitamento dos lobos, às seções sempre incompletas e às repetições de camadas por falhamentos.



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.10 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Juá.

Facies distal (Pjuágv) - Constituem extensivos depósitos subaquosos com unidades de fluxo de detritos associadas. Predominam depósitos arenosos imaturos com variações em termos composicionais de arcósios líticos, grauvacas, arenitos feldspáticos, litarenitos e filarenitos etc., com os respectivos equivalentes seixosos.

Essas rochas têm cor original vermelho-amarronzada, localmente com tonalidade esverdeada, granulometria média a grosseira e mau selecionamento. São sempre bem litificadas, em geral têm aspecto maciço e as estruturas sedimentares não estão bem ressaltadas.

São freqüentes bolsões de conglomerados seixosos com superfície basal côncava para cima, típica de preenchimento de paleocanais, em contato erosional com os depósitos de flanco e subjacentes. Os diques marginais estão pobremente expostos, devido à freqüente interferência dos estra-

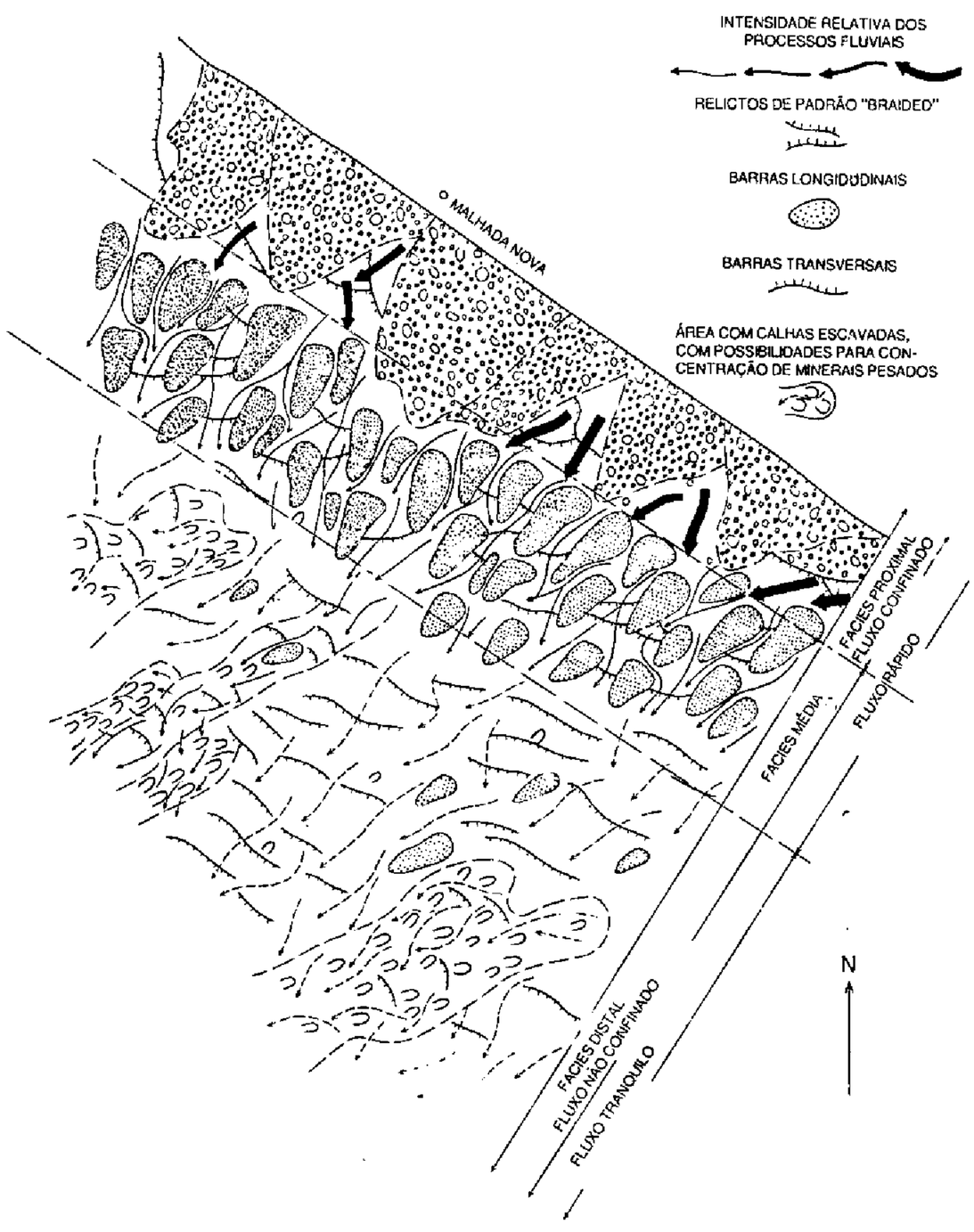


Fig. II.2.11 – Modelo de leques aluviais com a distribuição das sub-fácies, aplicado para a Formação Juá. No mapa geológico a fácies média está englobada na fácies distal (PJuágv) (Adaptado de Mc. Gowen e Groat, 1971).

tos conglomeráticos de canais, resultantes certamente da constante migração lateral dos canais, erosão e redeposição dessas subfacies. A preservação dos canais está ligada às áreas interpostas onde a avulsão desenvolveu-se abruptamente, e eles podem ser geometricamente longos e de largura variável, sendo nesse caso difíceis de serem reconhecidos ou individualizados (foto 7). Esses depósitos de canais também se apresentam preenchidos por sedimentos mais finos (foto 6).

Em geral, os canais não são largos nem profundos e representam deposição rápida, quando os mesmos foram preenchidos durante o curso natural de mudanças. Essas formas de leitos são de sistema fluvial entrelaçado e podem se separar e se reajuntarem nas porções distais. Esses canais, por vezes, são longos, e difíceis de serem reconhecidos onde são rasos e totalmente preenchidos com estratos conglomeráticos (foto 8). No caso dos conglomerados que os preenchem, há organização interna, ainda que precária, com granodecrescência ascendente e gradação inversa. No caso da gradação normal, as camadas depositadas por fluxos de correntes foram provavelmente resultantes de um simples evento de deposição por decréscimo da energia das correntes. Os depósitos de canais com gradação inversa resultaram de eventos de fluxo de detritos e em geral, ao longo da seção, mostram intercalações com gradação normal. Tais diferenças no caráter deposicional resultaram das variações na quantidade da força da matriz em relação à densidade.

A facies com estratificações cruzadas acanaladas, de porte médio e com ângulo baixo a moderado das camadas frontais, ocorre nos arenitos de granulação média e provavelmente representa depósitos de barras transversais e/ou longitudinais. Essas feições são difíceis de serem visualizadas pelo freqüente retrabalhamento, interdigitamento e migração das barras em sistemas fluviais entrelaçados, onde houve transição com a facies de planície do leque. Nesse caso, os sedimentos arenosos passam a apresentar feições típicas de sistema fluvial entrelaçado, com ritmitos mais finos de prováveis planicíes de inundação, difíceis de serem individualizadas e reconhecidas.

Os leques compõem associações litológicas/deposicionais mais complexas, provavelmente refletindo fenômenos de erosão e interferência, na coexistência das diversas facies associadas. Nas porções mais distais dos leques há diminuição gradual da granulação do arenito, que passam a ter freqüentes intercalações de pelitos vermelhos (argilitos sílticos, lamitos) com gretas de dissecação, no material argiloso, e cimento carbonático, que estão associados a horizontes finos e irregulares de caliche.

Constituem extensos corpos, em forma de estratos planoparalelos, irregulares, sem estruturas de fluxo de correntes de tração preservadas. Lateralmente transicionam para arenito lítico/feldspático, com pavimento seixoso, estratificações cruzadas acanaladas de porte médio a pequeno, e bolas e fragmentos de argilito vermelho na matriz, compondo pequenas barras.

Essa associação é interpretada como depósitos de inundação e fluxo de detritos, sendo o paleossolo tipo caliche comum em facies de planície de inundação (Galloway & Hobday, 1983). Uma outra possível interpretação é que podem resultar da deposição de fluxos de lama em canais ou em áreas intercanais. Quando esses sedimentos são expostos, em clima árido, a solidificação do fluxo de lama rico em argila pode formar extensas áreas com fendas de dissecação sobre a superfície do fluxo (Nielsen, 1982). As argilas carbonáticas podem representar também depósitos evaporíticos.

Embora os estratos cruzados e seixos imbricados indiquem que a sedimentação deu-se por tração, os lamitos vermelhos intercalados com fendas de dissecação atestam períodos prolongados de exposição subaérea, em clima árido.

Intercalados na seqüência fluvial entrelaçada são comuns pacotes espessos de arenitos com granulometria fina a média, constituídos por fragmentos não-intemperizados de granitóides, filitos, metabasitos, rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias, lascas de basalto etc., com alta angularidade e valores variáveis de esfericidade. A matriz inexiste e os grãos apresentam uma película de óxido de ferro. Há pavimentos seixosos (resíduos de deflação) com evidente oxidação diagenética e algum material argiloso infiltrado. Os grãos apresentam boa seleção, com indícios de bimodalidade por lâminas. Essa facies é indicativa de sedimentação eólica, em clima árido, com posterior retrabalhamento por águas. As areias representam o retrabalhamento pelo vento do material do sistema entrelaçado subjacente, que ficou exposto pela migração dos canais fluviais.

Extensas seqüências de conglomerados desorganizados, pobremente selecionados, sem base erosiva, estão sobre arenitos seixosos, com estratificações cruzadas tabulares e estruturas de fluxo. Nesse inter-relacionamento, os psefitos representam progradação de fluxo de detritos em meio altamente viscoso, com pouca turbulência, sobre sedimentos de facies de inundação do sistema entrelaçado.

Os arenitos que capeiam os conglomerados de fluxos de detritos são interpretados como depósitos de areias exauridos, carregados durante os altos níveis de enxurradas de águas que caracteristicamente sucedem a deposição dos fluxos de detritos (Steel, 1976).

A Formação Juá, através das estruturas sedimentares primárias, geometria dos corpos e interacamadamento espacial, apresenta as feições típicas de depósitos de leques continentais aluviais coalescentes (facies proximal) que distalmente transmutam-se a sistema fluvial entrelaçado com desenvolvimento de planície aluvionar, em condições de clima árido (fig. II.2.11).

No estudo de direções de paleocorrentes, deparou-se com uma série de dificuldades que não puderam ser superadas na escala de trabalho adotada:

a) embora a seqüência do leque como um todo torne-se mais fina distalmente, os fluxos de detritos acanalados passam para depósitos de enxurradas e os produtos de diferentes processos estão intercalados ao acaso, devido a mudanças laterais espasmódicas dos locais de deposição da superfície do leque. Dessa forma, as repetidas incisões e segmentações associadas com reativação tectônica ocasionaram mudanças gerais de produtos de ambiente distal para proximal, e vice-versa;

b) a divergência das direções médias das paleocorrentes é provavelmente um dado útil para se resolver o problema. No entanto, tais direções, particularmente em fluxos de detritos, podem em qualquer lugar mostrar um arranjo razoavelmente fechado, mas no conjunto, uma dispersão de 180° é previsível;

c) a superfície inativa do leque aluvial sofre intemperismo que produz solos e erosão por deslocamento de canais. Isto, combinado com a grande espessura dos depósitos grosseiros e a falta de camadas-chave de extensão regional, dificulta a delineação de leques individuais, quando estes estão coalescentes, e mais ainda se os leques adjacentes têm composição similar.

Durante os trabalhos de campo, não foi possível estimar-se a espessura, mesmo aparente, da Formação Juá. Isto deve-se a vários fatores, tais como: a) os produtos dos diferentes processos deposicionais estão intercalados ao acaso, devido a mudanças espasmódicas dos locais de deposição; b) freqüente interdigitamento dos lobos deposicionais; c) seções sedimentares quase sempre incompletas, e não totalmente expostas. No entanto, estudos de geofísica, embora sem um controle rigoroso, indicaram um aprofundamento da bacia, do sudoeste para nordeste, com valores variando entre 250m e 1750m (Capítulo 4).

Tomando-se por base apenas os mergulhos das camadas e a largura da bacia, chega-se à estimativa de espessura superior a 5000m, o que pouco provavelmente é real. Como hipótese a ser testada, essa bacia foi tentativamente enquadrada no modelo de preenchimento de bacias transtracionais pelo princípio da Esteira Rolante (Silvestre, 1983; apud Zalán, 1986) (Capítulo 3 da Parte II).

O metamorfismo da Formação Juá é incipiente, desenvolvendo-se uma fraca xistosidade de sericita e recristalização do quartzo na matriz..

A Formação Juá é afossilífera e não dispõe de datações geocronológicas, permanecendo indefinida a sua idade. Entretanto, sabe-se que sua sedimentação processou-se após a granitogênese da área, sendo atribuída ora ao final do Proterozóico Superior, ora ao Cambro-Ordoviciano. Mais ainda, em função da identidade litológica, é correlacionada com a Formação Palmares (Silva Filho et alii 1978a, Silva Filho & Brito Neves, 1979), considerada pelos citados autores como a antefossa molássica da Faixa de Dobramentos Sergipana.

2.2.3 DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

Esse domínio é caracterizado na área pela presença do complexo metavulcano-sedimentar de Marancó injetado por plutonismo básico e ultrabásico. A ocorrência de migmatitos nesse domínio, no exterior nordeste da área,indica a exposição de um nível crustal inferior àquele do Domínio Macururé, adjacente a sul. O limite entre os dois domínios é marcado pela Falha Belo Monte-Jeremoabo, que desenvolve expressiva zona de cisalhamento onde critérios de campo indicam um movimento transcorrente sinistral com componente contracional (''transpurrão''), resultante de transporte tectônico dirigido de nordeste para sudoeste.

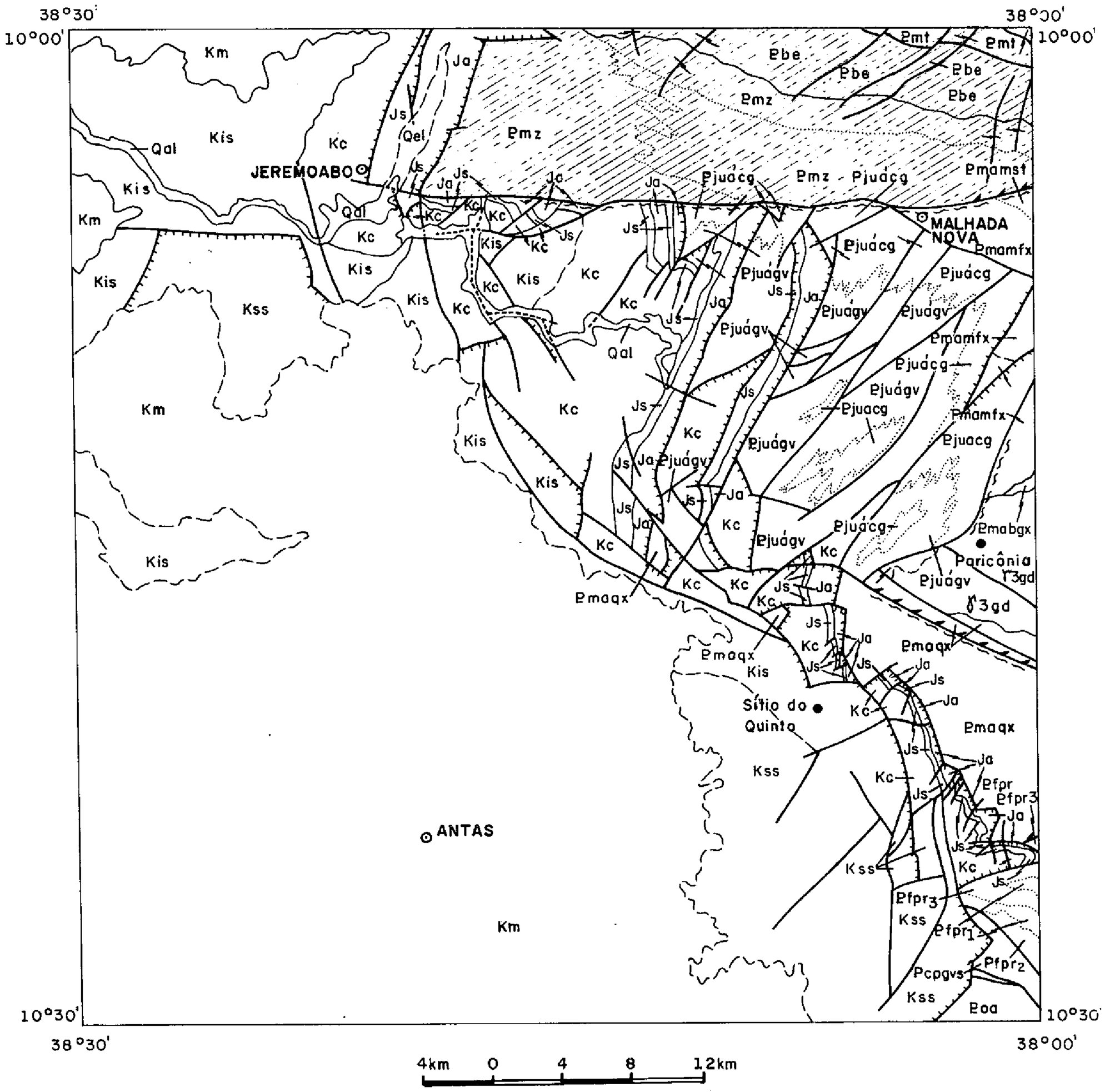
O Domínio Canindé-Marancó engloba ainda, no exterior norte e nordeste da área em foco, um complexo metavulcano-sedimentar com importante plutonismo básico associado (Complexo Canindé e Suíte Intrusiva Canindé, respectivamente) e granitóides sin, tardi a pós e pós-tectônicos.

2.2.3.1 Complexo Marancó

As primeiras referências a metavulcanitos intercalados em metapelitos na região entre Jeremoabo (Folha Jeremoabo) e Pedro Alexandre (Folha Carira) são devidas a Silva Filho et alii (1977-1979). Esses autores também citaram a presença de metapórfiros e serpentinitos na região de Marancó, na Folha Santa Brígida, e posicionaram todas essas rochas na Formação Traipu-Jaramataia, do Grupo Macururé.

O presente trabalho individualizou, nas citadas regiões, uma complexa associação de rochas dominantemente vulcânicas, com extensões consideráveis na Folha Jeremoabo (fig. II.2.12). Um cisalhamento intenso obliterou grande parte das feições primárias dos litótipos vulcanogênicos, o mesmo ocorrendo com relação às intercalações metassedimentares subordinadas. Assim, a tentativa de empilhamento baseou-se apenas em seu posicionamento estrutural relativo, ou seja, como as atitudes de foliações têm mergulhos fortes para o quadrante nordeste, considerou-se a unidade mais a sudoeste como a ''basal'', o que pode não ser verdadeiro do ponto de vista estratigráfico.

É aqui sugerida a denominação Complexo Marancó para esse conjunto de rochas intrinsecamente relacionadas, nome alusivo à vila e à serra Marancó, situadas na parte sudeste da Folha Santa Brígida (norte da Folha Jeremoabo), locais onde existem boas exposições. Esse complexo foi subdividido em unidades informais, em função de suas afinidades petrológicas e/ou sedimentológicas ou ainda de suas interrelações espaciais. Assim, foram individualizadas as unidades Monte Azul, Belém, Monte Alegre, Morro do Bugi e Minuim, das quais as duas últimas não ocorrem na Folha Jeremoabo.



Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Fig. II.2.12 – Distribuição geográfica e relações de contato do Complexo Marancó.

2.2.3.1.1 Unidade Monte Azul

A designação de Unidade Monte Azul deve-se ao fato de suas melhores exposições ocorrerem nos arredores da fazenda Monte Azul, na Folha Jeremoabo. Sua maior área de distribuição situa-se na parte nordeste desta folha, com prolongamentos para leste, na Folha Carira, e para norte, na Folha Santa Brígida. Limita-se a oeste com sedimentos mesozóicos, através de falhas limítrofes da Bacia de Tucano, a sul com esses sedimentos, a Formação Juá e o Grupo Macururé; e a norte com a Unidade Belém (fig. II.2.12). O contato sul é marcado pela zona de cisalhamento ("transpurrão") denominada Falha Belo Monte-Jeremoabo, de idade pré-cambriana e reativada no mesozóico (fig. II.2.1.2).

A Unidade Monte Azul é essencialmente constituída de metassedimentos pelíticos e psamíticos com niveis subordinados de rochas metavulcânicas. Foi subdividida, em função dos tipos litológicos predominantes, em três litofacies, cartografadas com os símbolos Pmz*fma*, Pmz*mas* e Pmz*msf*.

A litofacies Pmz*fma*ocupa a porção oeste da área de ocorrência da unidade e apresenta contatos gradacionais a norte e leste com as litofacies Pmz*msf* e Pmz*mas*, respectivamente. As suas rochas são melhor observadas ao longo da estrada que acompanha a linha de transmissão de energia da CHESF e liga a BR—235 à fazenda Floresta, na Folha Santa Brígida. Nessas rochas está esculpido um relevo de colinas, cortado por uma drenagem dentrítica. Consiste em uma seqüência de *filitos, metassiltitos e metarenitos finos a médios*, com características deposicionais de ritmitos. Os filitos têm cor cinza-prateada quando inalterados e castanho quando alterados, enquanto os metassiltitos e metarenitos quartzosos exibem cor cinza-clara, e "boxworks" minúsculos preenchidos por um resíduo ocre. Toda a seqüência apresenta conspícua foliação, gerada por cisalhamento predominantemente compressional, com suas rochas partindo-se em placas milimétricas a submilimétricas (foto 9).

São freqüentes corpos estreitos e alongados de *metavulcanitos ácidos* a *intermediários* e alguns veios de quartzo leitoso, estruturados concordantemente com os metarritmitos. Em mapa, as dimensões dos corpos e veios foram exageradas para permitir a sua representação.

Macroscopicamente, as rochas metavulcânicas são de cor cinza-esverdeada, faneríticas médias e maciças, ou afaníticas e foliadas quando cisalhadas. Microscopicamente são definidas como *metadacitos pórfiros* e *metatufos*, (foto 10), sendo os primeiros constituídos por agregados de plagioclásios deformados e recristalizados, substituídos por calcita e sericita ou muscovita, e entremeados por clorita, muscovita e pseudomorfos de biotita primária. O plagioclásio e a clorita somados sempre perfazem mais que 70%. Muscovita, quartzo, opacos (magnetita, rutilo, leucoxênios) e esfeno ocorrem em quantidades sempre inferiores a 15%.

A *litofacies* Pmz*msa* prolonga-se da área a oeste da fazenda Serra Bonita para leste, adentrando-se na Folha Carira. Em toda a sua extensão norte grada para a litofacies Pmz*msf*, enquanto para oeste transiciona para a litofacies Pmz*fma*.

Consiste de *metassiltitos e metarenitos* com cores cinza-clara a cinza-esverdeada, granulação fina a média, com disseminações minúsculas de "boxworks" preenchidos por um resíduo ocre. Subordinadamente ocorrem filitos de cor cinza-esverdeada a prateada, intercalados e interlaminados com os metassiltitos e metarenitos, adquirindo o conjunto um aspecto de metarritmitos. O expressivo predomínio de metassiltitos e metarenitos, em relação aos filitos, diferencia essa litofacies da anteriomente descrita.

São também freqüentes nessa litofacies *metadacitos pórfiros* sob a forma de corpos estreitos e estruturalmente concordantes com os metassiltitos e metarenitos.

Encaixados nos metassedimentos também ocorrem *metabasitos afaníticos*, de cor cinza-esverdeada, compostos de plaquetas de clorita e sericita orientadas, marcando a xistosidade incipiente e envolvendo uma mistura de plagioclásio (oligoclásio) e algum quartzo. A calcita substitui parte da rocha e preenche as fraturas.

Na estrada BR—235 (Jeremoabo-Carira), a 200m da entrada para a fazenda Cipó de Leite e próximo à Falha Belo Monte-Jeremoabo, ocorrem localmente manchas de *malaquita* impregnando os planos de cisalhamento de filonitos da litofacies em pauta.

A *litofaceis* Pmz*msf* ocorre na área a oeste da fazenda Camamu, de onde prolonga-se para este-sudeste até a Folha Carira. Limita-se a sul com as litofacies Pmz*fma* e Pmz*mas*, e a norte com os metacarbonatos e metarritmitos das litofacies Pbe*mca* e Pbe*mrt* da Unidade Belém. Consiste de *metassiltitos* de cor cinza-esverdeada, textura afanítica, maciços ou cisalhados. Microscopicamente são constituídos por fragmentos angulares e estirados de quartzo e pouco feldspato, imersos numa matriz de sericita orientada. A calcita substitui parcialmente os tectossilicatos; a clorita associa-se à sericita; os opacos estão alterados para leucoxênio; e o zircão é arredondado e diminuto.

Do cisalhamento impresso nessas litofacies resultam *milonitos, protomilonitos e ultramilonitos*, com cor cinza, aspecto sedoso, textura afanítica e algumas vezes com microveios preenchidos por calcita. São formados por microfenoclastos de quartzo e andesina com sericita associada e traços de clorita marcando os planos de xistosidade das rochas. Os opacos são zircão, pirita e leucoxênio.

2.2.3.1.2 Unidade Belém

A Unidade Belém ocorre no extremo-nordeste da folha em uma faixa aproximadamente com 3,5km de largura média, que se prolonga na direção norte-noroeste para a Folha Santa Brígida e na direção sudeste para a Folha Carira (fig. II.2.12). O seu nome se deve às boas exposições que ocorrem nas regiões circunvizinhas do povoado de Belém, localizado no extremo-sul da Folha Santa Brígida. Suas rochas condicionam um relevo de serras, orientadas paralelamente segundo NW-SE, que se sobressaem na paisagem geomórfica da região.
Consiste de uma espessa seqüência de metassedimentos com níveis subordinados de metabasitos, serpentinitos, metadiabásios e cloritítos, ocupando uma posição geométrico-estrutural imediatamente acima das litofacies da Unidade Monte Azul e abaixo das litofacies da Unidade Monte Alegre.

A expressiva variação litológica da unidade foi agrupada em várias litofacies, informalmente denominadas de Pbe*mca* para individualizar os metacarbonatos; Pbe*mrt*, os metarenitos, ardósias, metassiltitos e quartzitos conglomeráticos piritosos (metarritmitos); Pbe*ard*, as ardósias e filitos; Pbe*ma*, os metarenitos e metaconglomerados; Pbe*mub*, os metabasitos, serpentinitos e cloritítos; e finalmente Pbemst, para os metarenitos finos e metassiltitos.

O *metacalcário* da *litofácies* Pbe*mca* foi descrito nos afloramentos a sudeste da fazenda Pintada e consiste de *mármore* filonitizado de cor cinza-clara a rósea, com níveis lenticulares e milimétricos de cor cinza-prateada devido à concentração de opacos (foto 11). A sua textura é microcristalina, lepidoblástica, com grãos de calcita estirados segundo a orientação da rocha. Completam a composição quartzo, clorita, sericita e opacos na forma de minerais acessórios.

A *litofacies* Pbe*mrt* é uma seqüência de metarritmitos constituída por estratos finos e leitos subordinados de *me-*

tassiltitos, metarenitos finos de cor cinza e *ardósias* esverdeadas. Localmente há níveis de *ortoquartzitos* de cor cinza, com granulação média a grosseira, e *metaconglomerados líticos* de grânulos e seixos pequenos de quartzo, por vezes apresentando embainhamento, e de pequenos fragmentos de quartzitos arredondados e alongados. A matriz dos metaconglomerados é composta por quartzo poligonizado, clorita, sericita, opacos e óxido de ferro.

Os quartzitos e metaconglomerados são piritosos, destacando-se a ocorrência localizada 1km a sul da fazenda Campos, onde estes últimos mostram cubos de pirita alterada com até 1cm.

Ocorrem também níveis subordinados de *metabasitos* (diabásios) de cor cinza-esverdeada, textura fanerítica fina, com o plagioclásio parcialmente substituído por calcita e imerso numa matriz cloritizada com quartzo e opacos.

A origem dessa litofacies é incerta, mas os ortoquartzitos e metaconglomerados sugerem intenso retrabalhamento seletivo na área-fonte.

A *litofacies* Pbe*ard* é essencialmente metapelítica predominando *ardósias*, com intercalações subordinadas de camadas finas a médias de *filitos, quartzitos, metassiltitos e metaconglomerados*.

As *ardósias* têm cor cinza-escura a preta, localmente esverdeada ou arroxeada (intempérica), e quando parcialmente intemperizadas evidenciam estruturação interna rítmica, devido ao interleitamento de minerais com granulometria de argila e de silte com tonalidades mais escura e mais clara, respectivamente.

Na região a oeste da fazenda Pintada as ardósias apresentam cor vermelho-tijolo característica, não havendo evidências conclusivas se essa coloração é primária ou de intemperismo. Essas ardósias não mostram organização interna e são praticamente formadas por minerais tamanho argila, sericita e concentrações milimétricas de pirita.

Os *quartzitos* têm cor cinza-clara, constituem camadas descontínuas, finas a espessas, e em amostra de mão apresentam aspecto de metarenito micáceo, médio a grosseiro, localmente conglomerático. Apresentam cavidades retangulares, milimétricas, de material residual, cor ocre, de prováveis sulfetos lixiviados. É notória a presença de quartzo com características vulcânicas, levantando dúvidas quanto à origem orto ou paraderivada dessas rochas, principalmente quando estão milonitizadas.

Os metapelitos rítmicos indicam sedimentação por decantação e/ou suspensão em ambiente de águas quietas, provavelmente lacustrinas. Não se constatou, em campo, evidências indicativas de exposição subaérea para as ardósias vermelhas.

A *litofacies* Pbe*ma* é uma seqüência essencialmente arenosa, predominando quartzitos associados a estratos médios a espessos de metassiltitos e raros níveis de filitos de cor cinza-escura e de metabasitos.

Os *metassiltitos* são rochas de cor cinza-clara a esverdeada, placosas, constituídas por grãos de quartzo envolvidos por matriz sericitica, resultante da alteração dos feldspatos e da biotita, esta geralmente alterada para clorita; é comum a pirita hexaedral.

Os *quartzitos* são micáceos, de cor cinza-clara a esbranquiçada, granulação média a grosseira, malclassificados e com grãos subangulares de quartzo. São freqüentes camadas irregulares em que grânulos e seixos pequenos de quartzo estão concentrados, sem organização interna preservada, constituindo provavelmente forma de leitos de preenchimentos de paleocanais fluviais ou pavimentos seixosos. Localmente há disseminações de minerais metálicos pretos (magnetita).

Análises petrográficas evidenciam que esses quartzitos micáceos foram depositados como arcósios/arenitos líticos, sendo que atualmente os feldspatos estão alterados para minerais micáceos (sericita e rara biotita). Os fragmentos são derivados da desagregação de rochas de tendência andesítica.

Essa subfacies arenosa provavelmente representa o registro sedimentar de sistema fluvial entrelaçado, nas porções distais, já em transição para o sistema anastomosado. A área-fonte certamente era constituída pelo menos em parte por rochas vulcânicas de caráter ácido/intermediário. Não há indicações das prováveis paleocorrentes, o clima certamente era árido e houve pouco transporte em relação à área-fonte.

A *litofacies* Pbe*mub* é caracterizada por rochas metaplutônicas básicas e ultrabásicas; afloramentos são escassos, comumente na forma de blocos rolados, de forma que na maioria das vezes a litofacies é denunciada quase exclusivamente pelo espesso regolito argiloso, amarronzado e/ou avermelhado. É constituída por um arranjo complexo, ainda não-definido, de metadiabásios, cloritítos e serpentinitos.

O *metadiabásio* é de cor cinza-esverdeada, fanerítico a afanítico e aspecto maciço, sendo constituído por restos de plagioclásio imersos em matriz de actinolita levemente cloritizada e opacos alterados.

O *cloritito* é cinza-esverdeado, afanítico, denso, com xistosidade pronunciada e mineralogia essencialmente composta por clorita e aglomerados de esfeno.

O *serpentinito (peridotito serpentinizado)* é de cor cinza-esverdeada, fanerítico, aspecto maciço. Tem textura hipidiomórfica com cristais cumulados de olivina serpentinizada, envolvidos por piroxênios alterados para tremolita e clorita.

A *litofacies* Pbe*mst* consiste de metassiltitos filonitizados e filitos de cor cinza, com níveis associados de metarenitos/quartzitos médios a grosseiros, metabasitos e metadacitos pórfiros, concordantes com a foliação regional.

Esses *filitos/filonitos* são formados por quartzo em grãos angulares e bordas escavadas, envoltos por matriz recristalizada em sericita, tendo como mineral varietal o plagioclásio; os acessórios são biotita, opacos, turmalina e zircão.

As análises petrográficas dessa litofacies, em amostras coletadas nas proximidades dos riachos Caldeirão do Gado e Santana, evidenciam que os "filitos" são constituídos por associação mineralógica característica de rocha vulcânica andesítica, com cristais desenvolvidos de feldspatos e quartzo com embainhamento, imersos em material tufáceo.

2.2.3.1.3 Unidade Monte Alegre

A Unidade Monte Alegre ocorre no extremo-nordeste da Folha Jeremoabo, com uma extensão geográfica muito limitada (fig. II.2.12), prolongando-se para leste, nas folhas Piranhas e Carira e para norte, na Folha Santa Brígida, onde está melhor representada (fig. II.2.12); constitui

a porção média do Complexo Marancó, geometricamente sobreposta à Unidade Belém.

As suas melhores exposições estão nas circunvizinhanças dos povoados Monte Alegre e Barreiras, ao longo das estradas que ligam este último às localidades de Minuim e fazenda Caldeirão, todos na Folha Santa Brígida, e à localidade Malhada Nova, na Folha Jeremoabo.

Essa unidade é predominantemente constituída por uma íntima associação de metarritmitos finos e rochas de derivação vulcânica, exibindo todo o conjunto pronunciada foliação milonítica. Essa coexistência de metassedimentos e metavulcanitos está bem evidenciada ao longo do riacho Fundo, na Folha Santa Brígida. Ali os metassedimentos são constituídos por interlaminações alternadas de metassiltitos e de metapelitos. A organização interna cíclica e persistente confere às rochas um caráter idêntico aos clássicos turbiditos distais tipo Bouma Td-e, provavelmente de franja de leques.

As rochas metavulcânicas foram petrograficamente identificadas como *efusivas intermediárias* e *ácidas*, predominando as de tendência *andesítica* e algumas delas aproximando-se da composição *dacitica*. Em amostra de mão esses metavulcanitos têm aspecto xistoso, textura porfirítica, e compõem-se de minerais micáceos (clorita e/ou biotita recristalizada) contornado grãos de quartzo estirados de cor azulada. Em termos de análise petrográfica, a composição mineralógica que predomina é dada por pórfiros de plagioclásio (andesina), geralmente estirados, e quartzo com embainhamentos, imersos em matriz fina constituída por quartzo, sericita, plagioclásio, fragmentos de rocha e opacos (pirita). São comuns impregnações de calcita, por vezes recristalizada em zonas de sombras de pressão. Uma das feições desses metavulcanitos é a alta porcentagem de vacúolos milimétricos, em formas retangulares, preenchidos parcialmente por material amarelo-ocre residual, provavelmente resultante da alteração de pirita.

Metabasitos filonitizados também ocorrem na Unidade Monte Alegre, apresentando cor cinza-esverdeada, textura afanítica, aspecto filítico e sedoso, contendo por vezes fenoclastos formados por plagioclásio e opacos alterados, imersos numa matriz afanítica. Clorita, epidoto, quartzo e sericita são os outros constituintes mais freqüentes.

Englobados nos metassedimentos rítmicos referidos anteriormente ocorrem lente de *quartzitos* bastante recristalizados e cisalhados, por vezes ferruginosos, sobressaindo-se no relevo, e lentes de *mármores* de cores cinza e rósea-clara, com foliação marcada por filmes milimétricos e submilimétricos de clorita e sericita.

A origem da Unidade Monte Alegre é incerta, principalmente no que diz respeito aos processos deposicionais e/ou área-fonte dos metarritmitos. Aqui é aventada a hipótese de que estes possam representar sedimentação por correntes de densidade, em sítios deposicionais distais, associada à contribuição de material piroclástico, proveniente do vulcanismo intermediário a ácido.

As unidades do Complexo Marancó foram afetadas por três deformações superpostas. A fase F_1 é representada por uma xistosidade S_1, definida pela sericita e biotita, e paralela a S_0. A fase F_2 é caracterizada por dobras isoclinais com vergências sempre para SW, planos axiais subverticais para NE e eixos de mergulhos fracos para NW ou SE. São raríssimos os afloramentos onde se observam charneiras dessas dobras; quando isso ocorre estas mostram flancos rompidos por cisalhamento que provoca transposição e impede a reconstituição das megadobras. A fase F_3 é a mais bem preservada nesse complexo, representada por "kink bands" nos litótipos pelíticos, afetando também as rochas miloníticas originadas pelo cisalhamento anteriormente referido (provavelmente tardi-F_2).

Os efeitos de cisalhamento puro e localmente transcorrente, gerando foliação milonítica paralela ao "trend" regional das dobras F_2 (N100°-135°), estão impressos de forma generalizada nos litótipos do Complexo Marancó, mascarando quase por completo as estruturas primárias.

Falhas transcorrentes sinistrais e fraturas de direção NE-SW afetaram o Complexo Marancó, estando melhor impressas no canto sudoeste da Folha Piranhas.

Quanto ao metamorfismo regional que afetou o Complexo Marancó, as paragêneses minerais geralmente são indicativas da facies xisto-verde. A deformação F_1 desenvolveu uma xistosidade de biotita, clorita, sericita nas rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias e nos metassedimentos pelítico-psamíticos. Actinolita, epidoto e clorita são características das rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas. Entretanto, o cisalhamento intenso que afetou o Complexo Marancó deve ter influenciado largamente no processo de retrometamorfismo, evidenciado pela cloritização e sericitização de biotita em metarritmitos da Unidade Monte Azul.

A facies anfibolito está bem representada pela paragênese estaurolita-andaluzita-granada constatada em micaxistos intercalados em anfibolitos, no canto sudoeste da Folha Piranhas. Em outras partes do complexo, a facies anfibolito é atestada pela presença generalizada desses aluminossilicatos em análises mineralométricas de concentrados de minerais pesados, cuja distribuição está mostrada em ilustração no Capítulo 5 (fig. II.5.20).

2.3 - BACIA DO TUCANO

A Bacia de Tucano, representada na área mapeada pelas sub-bacias de Tucano Central e Norte, faz parte do "rift" intracontinental mesozóico do Recôncavo-Tucano-Jatobá, ao qual associa-se expressivo pacote de sedimentos continentais juro-cretáceos.

Para esses sedimentos juro-cretáceos, foi adotada a mesma coluna estratigráfica estabelecida pela Petrobrás (fig. II.2.13) e conservada quase intacta a cartografia geológica dos mapas elaborados por aquela empresa. Como já citado anteriormente, em observância às determinações do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), os trabalhos de campo nesses sedimentos limitaram-se a alguns perfis para verificação de contatos com as rochas proterozóicas, na borda oriental da Bacia do Tucano.

2.3.1 - SUPERGRUPO BAHIA

O Supergrupo Bahia reÚne todos os sedimentos juro-cretáceos do "rift" do Recôncavo Tucano-Jatobá, com exceção da Formação Marizal. O segmento da Bacia de Tucano, incluso na área em foco, compreende as seguintes unidades aflorantes: formações Aliança e Sergi (Grupo Bro-

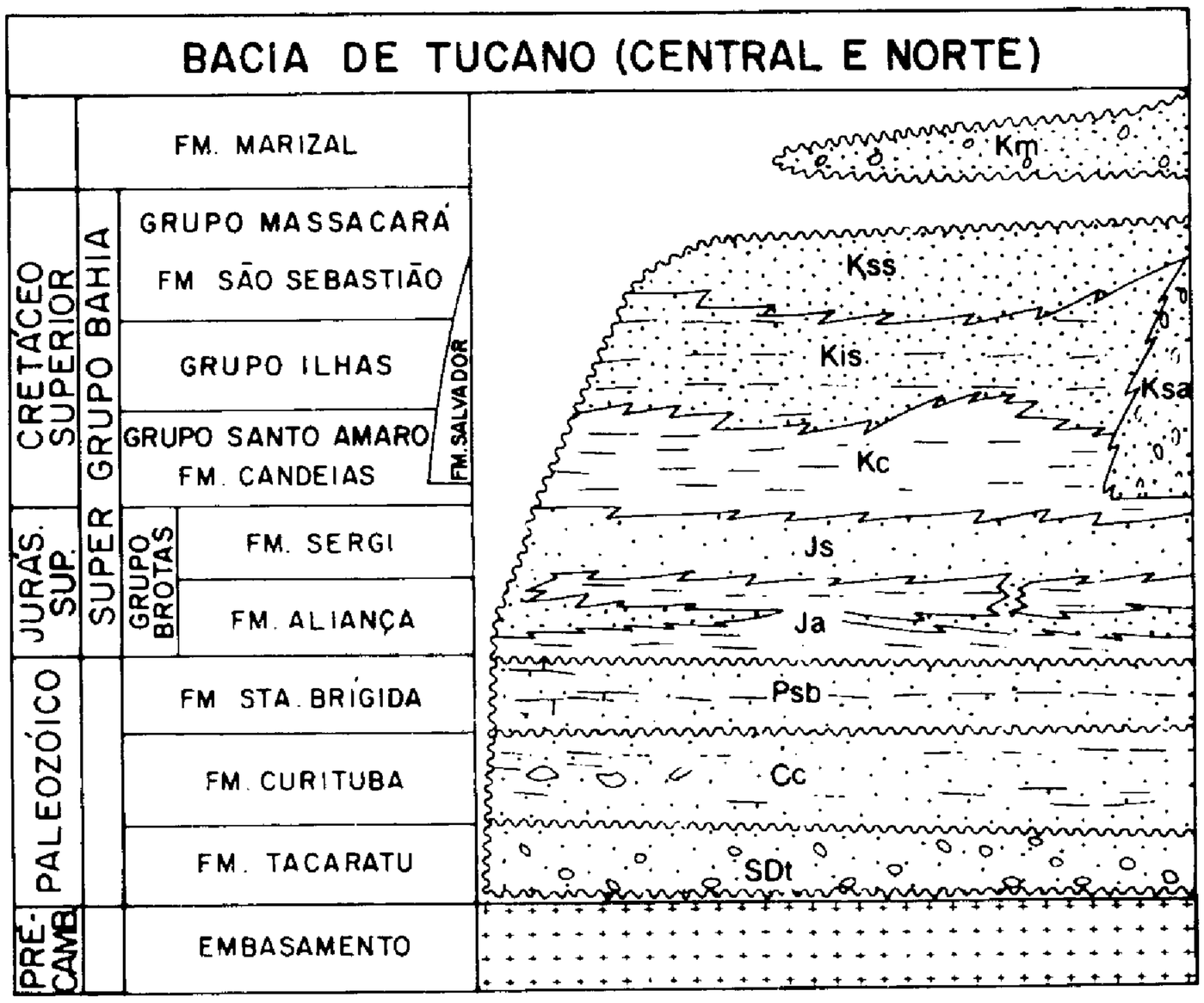


Fig. II.2.13 – Relações entre as unidades litoestratigráficas fanerozóicas.

tas), Formação Candeias (Grupo Santo Amaro), Grupo Ilhas e Formação São Sebastião (Grupo Massacará), (fig. II.2.13).

As descrições, a seguir apresentadas, foram coligidas da literatura (Ghignone, 1978; Silva Filho et alii, 1977, 1979; entre outros), já que as formações mesozóicas não foram objeto do mapeamento geológico sistemático, neste trabalho.

2.3.1.1 - Formação Aliança

O termo foi primeiro utilizado por Shearer (1942; apud Ghignone, 1979) em referência à vila de Mata da Aliança, situada na Bacia do Recôncavo, e formalizado pelo "Grupo de Estudo da Bacia", em 1958, que dividiu a formação nas unidades Aliança Inferior, Aliança Médio e Aliança Superior. Mais tarde, a "Comissão de Revisão Estratigráfica" da Petrobrás (Viana et alii, 1971) formalizou essas unidades, denominando-as de membros Afligidos, Boipeba e Capianga.

As suas áreas de ocorrência, sempre na forma de faixas extensas e estreitas, situam-se ao longo da borda oriental da Bacia de Tucano (fig. II.2.14).

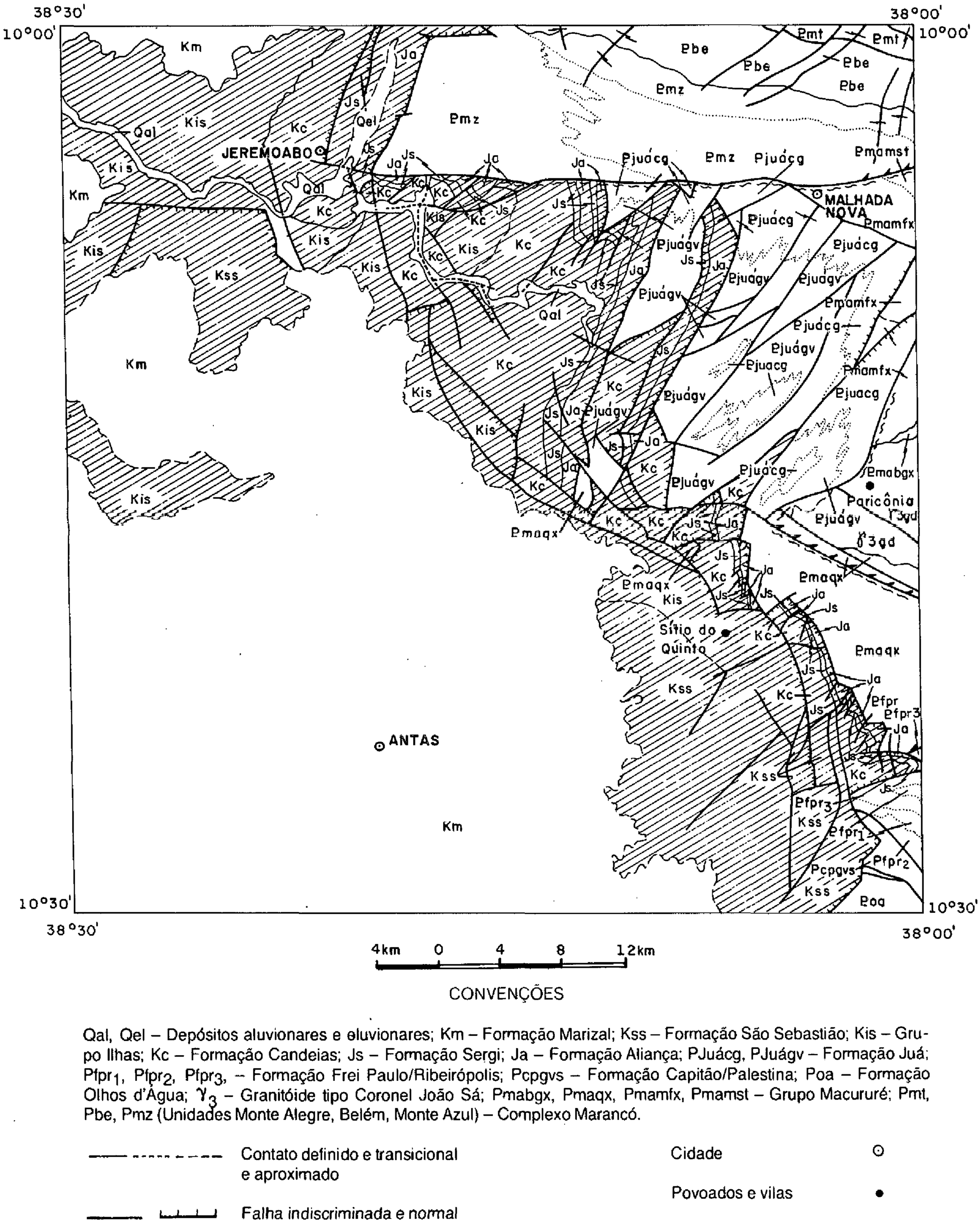
O contato inferior é sempre discordante, quer com as rochas pré-cambrianas, quer com as formações paleozóicas aflorantes na Bacia de Tucano Norte (Folha Santa Brígida), enquanto o contato superior com a Formação Sergi é gradacional.

O nome Membro Afligidos advém da Estação da Rede Ferroviária Federal, localizada a cerca de 19km a oeste da cidade baiana de Santo Amaro, na Bacia do Recôncavo, próxima à qual ocorrem seus sedimentos. Como seção de referência é tida aquela atravessada pelo poço da Petrobrás 1-CG-1-B (Capianga), entre 1378 e 1510m. Seus sedimentos compreendem conglomerados e arenitos conglomeráticos cinza-avermelhados, constituídos de grânulos e seixos de rochas pré-cambrianas e sílex, disseminados em matriz argilosa, com raras intercalações de evaporitos na base, seguidos por uma seqüência de folhelhos vermelhos, micáceos, com ocasionais intercalações de siltitos micáceos avermelhados. Esses sedimentos gradam para os arenitos do Membro Boipeba.

O Membro Boipeba tem a denominação oriunda da fazenda Boipeba, município de Catu (Bacia do Recôncavo), local onde foi definida a sua seção-tipo, na perfuração do poço 1-BP-2-BA (Petrobrás), no intervalo 2.050 a 2.172m. Em direção à Bacia de Tucano há gradual diminuição de sua espessura, que se reduz a poucos metros. Predominam arenitos médios a grosseiros com estratos cruzados tabulares e acanalados, típicos de depósitos fluviais entrelaçados. Na seção basal há conglomerados polimícticos, com seixos de rochas granitóides.

O Membro Capianga tem o seu nome derivado da vila Capianga, no município de Entre Rios (Bahia). Nesse local, no poço 1-CG-1-BA, perfurado pela Petrobrás, foi estabelecida sua seção-tipo no intervalo de 1.190 a 1.300m. É constituído predominantemente de folhelhos vermelhos sangüíneos, com raros leitos de calcário cristalino no topo.

O Membro Boipeba retrata progradação das areias do sistema fluvial entrelaçado sobre as lamas vermelhas do Membro Afligidos, depositadas no fundo de um lago de pequena profundidade e grande extensão. A inundação das áreas emersas, onde dominava a sedimentação fluvial, proporcionou a sua cobertura por novas camadas de lamas vermelhas, lacustres (Membro Capianga). Posteriormente, as areias grosseiras, fluviais, associadas com areias eólicas da Formação Sergi, progradaram sobre os pelitos lacustrinos. Essa evolução deu-se sob condições de clima árido a desértico (Medeiros & Ponte, 1981).



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.14 – Distribuição geográfica e relações de contato do Supergrupo Bahia.

A Formação Aliança é desprovida de fósseis na Bacia do Recôncavo. Os ostracodes começam a surgir na Bacia de Tucano Sul, tornando-se muito abundantes em direção à de Tucano Norte. As conchas formam coquinas, com espessura métrica e relativa continuidade lateral, constituídas das espécies *Bisulcocypris* e *Darwinula* (Ghignone, 1979).

A Formação Aliança é posicionada no Andar Dom João, do Jurássico Superior. É correlacionada (litologia e idade) à Formação Bananeira (Bacia Sergipe-Alagoas) e à série M'Vone da Bacia do Gabão, na África.

2.3.1.2 - Formação Sergi

A denominação advém do rio Sergi, local onde foi descrita a seção-tipo da formação, entre a cidade de Santo Amaro a vila de Afligidos (Bacia do Recôncavo). Esses sedimentos, juntamente com as camadas vermelhas (Formação Aliança), foram denominados de "Formação Brotas" por Pack & Almeida (1945). Posteriormente, em 1958, o "Grupo de Estudo de Bacia" da Petrobrás, formalizou a denominação Grupo Brotas, composto das formações Aliança (base) e Sergi (topo).

A Formação Sergi aflora sempre ao longo da borda oriental da Bacia de Tucano (fig. II.2.14). Constitui espigões e serras alinhadas e irregulares, que se destacam na topografia regional. Tem contato gradacional e interdigitado com a Formação Aliança, que lhe é sobposta.

Segundo Ghignone (1979), a Formação Sergi tem a mesma polaridade sedimentar da Formação Aliança, com espessuras aumentando para sul, atingindo 440m na ilha de Itaparica e 530m no poço Boipeba (Bacia do Recôncavo).

A litologia predominante é representada por arenitos feldspáticos argilosos, médios a grosseiros e de coloração cinza-clara, com horizontes conglomeráticos. Os arenitos apresentam freqüentes estruturas sedimentares características de deposição em sistema fluvial entrelaçado, interligado com as porções distais de leques aluvionares (estratos cruzados, estratificações acanaladas e tabulares, marcas onduladas, pavimentos seixosos etc). São também comuns arenitos finos, bem selecionados, feldspáticos, formando dunas eólicas e sedimentos interdúnicos.

A formação é afossilífera, sendo apenas encontrados restos de troncos silicificados, provavelmente de coníferas *Dadoxylon* e *Curirici*.

A Formação Sergi e a Formação Aliança, e por conseguinte o Grupo Brotas, constituem a "Seqüência do Continente", depositada em uma ampla bacia intracratônica sem falhas sinsedimentares associadas, que documenta o estágio pré-"rift" da fossa do Recôncavo-Jatobá-Tucano.

A Formação Sergi é atualmente posicionada no Jurássico Superior (Andar Dom João). Correlaciona-se com a Formação Serraria (Bacia Sergipe-Alagoas) e com a série M'Bombo da Bacia do Gabão.

2.3.1.3 - Formação Candeias

O termo foi utilizado por Pack & Almeida (1945) para nomear o folhelho cinza-escuro que ocorre sobreposto ao folhelho Itaparica. Em 1971, a "Comissão de Revisão Estratigráfica", da Petrobrás, redefiniu a Formação Candeias e formalizou a sua subdivisão nos membros Tauá, Gomo, Pitanga e Maracangalha (Vianna et alli, 1971).

Nas folhas Jeremoabo e Santa Brígida, a Formação Candeias aflora em forma de manchas irregulares, distribuídas em vários pontos das bacias de Tucano Central e Norte (fig. II.2.14).

A Formação Candeias repousa concordantemente sobre a Formação Itaparica (Bacia do Recôncavo), sendo que esta se adelgaça para norte e desaparece na Bacia de Tucano Central. Em consequência, na área estudada, os folhelhos da Formação Candeias assentam-se diretamente, e em discordância, sobre a Formação Sergi. Na Bacia de Tucano, a formação apresenta espessura média de 400m, entretanto, devido ao tectonismo ativo na época da deposição, a sua espessura varia muito, atingindo mais de 3.000m na região de Camaçari (Bacia do Recôncavo).

Nessa última bacia, onde a formação foi definida, predominam sedimentos pelíticos representados por folhelhos cinza-escuros a negros e castanho-escuros orgânicos, e bem laminados na base (Membro Tauá); folhelhos cinza-esverdeados com rochas calcárias associadas (Membro Gomo) e folhelhos cinza e pretos desprovidos de calcários, no topo (Membro Maracangalha). Ao longo da seção podem ocorrer camadas de arenitos maciços, localmente com bolas de argila (Membro Pitanga).

Nas bacias de Tucano Sul e Central os três membros da Formação Candeias estão descaracterizados, prevalecendo as litologias do Membro Gomo. Este é composto por folhelhos de cor cinza-esverdeada a verde-oliva, com intercalações de calcários cinzentos e espessas lentes de arenitos amarelados, finos a muito finos, às vezes conglomeráticos ou grosseiros.

Os folhelhos da Formação Candeias representam a fração argila transportada em suspensão para a porção distal e mais profunda de um lago de águas doces e circulação restrita, em condições de clima úmido. Durante a deposição dos membros superiores, houve gradual evolução para ambiente prodeltaico, devido a uma transgressão do lago na direção norte, seguindo-se o avanço do delta no sentido contrário. A deposição da formação relaciona-se aos processos sedimentares iniciais do estágio "rift" (Sequência dos Lagos) do sistema de bacias Recôncavo-Tucano-Jatobá.

O seu rico patrimônio fossilífero é composto por coquinas de ostracodes, pelecípodes, gasterópodes, troncos silicificados e restos de vertebrados. Ghignone (1979), com base nesse conteúdo fossilífero, atribuiu idade cretácea inferior para a Formação Candeias. É correlacionada (litologia e idade) com as formações Barra do Itiúba (Bacia Sergipe-Alagoas) e Kissenda de Sette Cama e Mayumba, da Bacia do Gabão (África).

2.3.1.4 - Grupo Ilhas

Pedro de Moura, em 1943 (apud Viana et alii, 1971), designou os sedimentos aflorantes nas ilhas de Maré, Frades e outras, situadas na baía de Todos os Santos, de "Formação das Ilhas". Em 1958, o "Grupo de Estudos da Bacia do Recôncavo-Tucano" formalizou o termo, que passou a designar também outros sedimentos não-incluídos na definição original. Em 1971, a "Comissão de Revisão Estratigráfica", da Petrobrás, elevou-a ao "status" de grupo, subdividido nas formações Pojuca (superior) e Marfim. A seção-tipo da Formação Marfim foi definida no intervalo 1.105-1.510m do poço L-MF-1-BA, localizado no município de Catu (Bahia), enquanto a da Formação Pojuca foi escolhida no trecho entre 552-1.440m do poço 8MG-142-BA, situado no município de Pojuca (Bahia). Nas bacias de Tucano e Jatobá o Grupo Ilhas foi mantido indiviso por ser impraticável separar-se as duas formações definidas na Bacia do Recôncavo.

A área de distribuição e as relações de contato do Grupo Ilhas, na área em pauta, são mostrados na Figura II.2.14.

O contato basal com a Formação Candeias é transicional. Segundo Ghignone (1979), é possível o reconhecimento do contato inferior com o Grupo Santo Amaro, até o

vale do Itapicuru; daí para norte torna-se impraticável essa demarcação, devido ao súbito incremento da fração arenosa, que invade todas as unidades superiores à Formação Itaparica.

Em termos litológicos, na área da Bacia do Recôncavo, o grupo é constituído por folhelhos com intercalações de camadas finas e médias de arenitos finos amarelados, com marcas e ondulações cavalgantes, laminações planoparalelas, estratos cruzados de pequeno porte, ondulações simétricas, estruturas de convoluções, marcas de sola e "pillow ripples". Na porção superior da unidade ocorrem ritmitos centimétricos com feições de acanalamento. Grande parte dos arenitos mais espessos intercalados estão convolucionados por fluidização e escape de fluidos.

Na Bacia de Tucano Central, o Grupo Ilhas é composto por uma seqüência de arenitos com cores variegadas e folhelhos de coloração cinza-esverdeada e avermelhada. Por vezes, esses arenitos compõem espessos pacotes de estratos cruzados acanalados, com conglomerados intraformacionais na base, separados por estratos de folhelhos, com a seqüência mostrando granodecrescência ascendente (Ghignone, 1979).

As estruturas primárias indicam sedimentação em regime de fluxo inferior e superior, sugerindo deposição em planície e frente deltaica, por correntes provenientes das embocaduras do sistema fluvial deltaico, constituindo as frentes deltaicas dos lagos do estágio "rift" da evolução da fossa do Recôncavo-Tucano-Jatobá.

O conteúdo fossilífero é composto por coquinas de ostracodes e restos de vertebrados e *Lepidotus*. Com base nos estudos da população dos ostracodes, o Grupo Ilhas é datado como do Cretáceo Inferior (Neocomiano).

A Formação Pojuca, superior, do Grupo Ilhas, é correlacionada com a Formação Penedo da Bacia Sergipe-Alagoas; enquanto a Formação Marfim é equivalente à seqüência intermediária dos sedimentos da Formação Barra de Itiúba, dessa mesma bacia.

2.3.1.5 - Formação São Sebastião (Grupo Massacará)

O termo Formação São Sebastião foi estabelecido por Taylor (1963; apud Ghignone, 1979) para designar os arenitos aflorantes próximos à cidade de São Sebastião do Passé, na Bacia do Recôncavo. Ponte & Ribeiro (1964; apud Viana et alii, 1971) dividiram-na em três membros denominados informalmente de Paciência (o inferior), Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes, posteriormente formalizados pela "Comissão de Revisão Estratigráfica" da Petrabrás (1971).

A Formação São Sebastião pode estar recoberta pela Formação Marizal, sendo as duas separadas por discordância angular, e mantem contatos transicionais com o Grupo Ilhas. Apresenta espessura bem variável, devido à erosão do seu topo. Ghignone (1979) estima uma espessura máxima aproximada de 3.000m. Na área estudada, a Formação São Sebastião aflora de forma irregular e descontínua (fig. II.2.14).

Na Bacia de Tucano Central, a formação é constituída dominantemente por arenitos brancos e vermelhos, médios a grosseiros e/ou conglomeráticos com estratos cruzados tipicamente fluviais, associados com sedimentação pelítica. São comuns intervalos de arenitos sem organização interna, devido à fluidização por escorregamentos subaquosos. São frequentes diastemas separados por crostas limoníticas (Ghignone, 1979).

Esses sedimentos foram depositados em ambiente de planície deltaica, com predomínio das construções fluviais associadas, e depósitos de várzeas e planícies de inundação.

O sítio deposicional dessa formação retrata a fase final da sedimentação deltaica, iniciada com a deposição da Formação Candeias (idade Rio da Serra), no estágio "rift" (Seqüência dos Lagos) da fossa Recôncavo-Tucano-Jatobá.

O conteúdo fossilífero é representado por ostracodes, gastrópodes, lamelibrânquios e fragmentos de vertebrados.

A Formação São Sebastião é posicionada no Cretáceo Inferior (Barremiano). Seus sedimentos encontram equivalentes na Formação Penedo, da Bacia Sergipe-Alagoas, e correspondem (parte inferior) aos sedimentos Benguié, da Bacia do Gabão (Ghignone, 1979).

2.3.2 - FORMAÇÃO MARIZAL

O termo Marizal foi proposto originalmente por Brazil (1947) para designar os arenitos e conglomerados horizontalizados, que afloram nas proximidades da cidade de Tucano (Bahia). No mesmo trabalho o citado autor denominou de Formação Cícero Dantas aos sedimentos psefíticos aflorantes em torno da cidade homônima. Posteriomente, por estudos comparativos, esSas duas unidades foram reunidas sob a denominação de Formação Marizal, sendo o termo formalizado pela "Comissão de Revisão Estratigráfica" da Petrobrás (Vianna et alii, 1971).

A Formação Marizal aflora de forma quase contínua ao longo de todo setor ocidental da Folha Jeremoabo (fig.II.2.15), compondo chapadões, mesas e tabuleiros com bordos irregulares. Jaz em discordância angular sobre o Supergrupo Bahia, apresentando espessura bastante irregular, tendo em média 300m no centro da Bacia de Tucano.

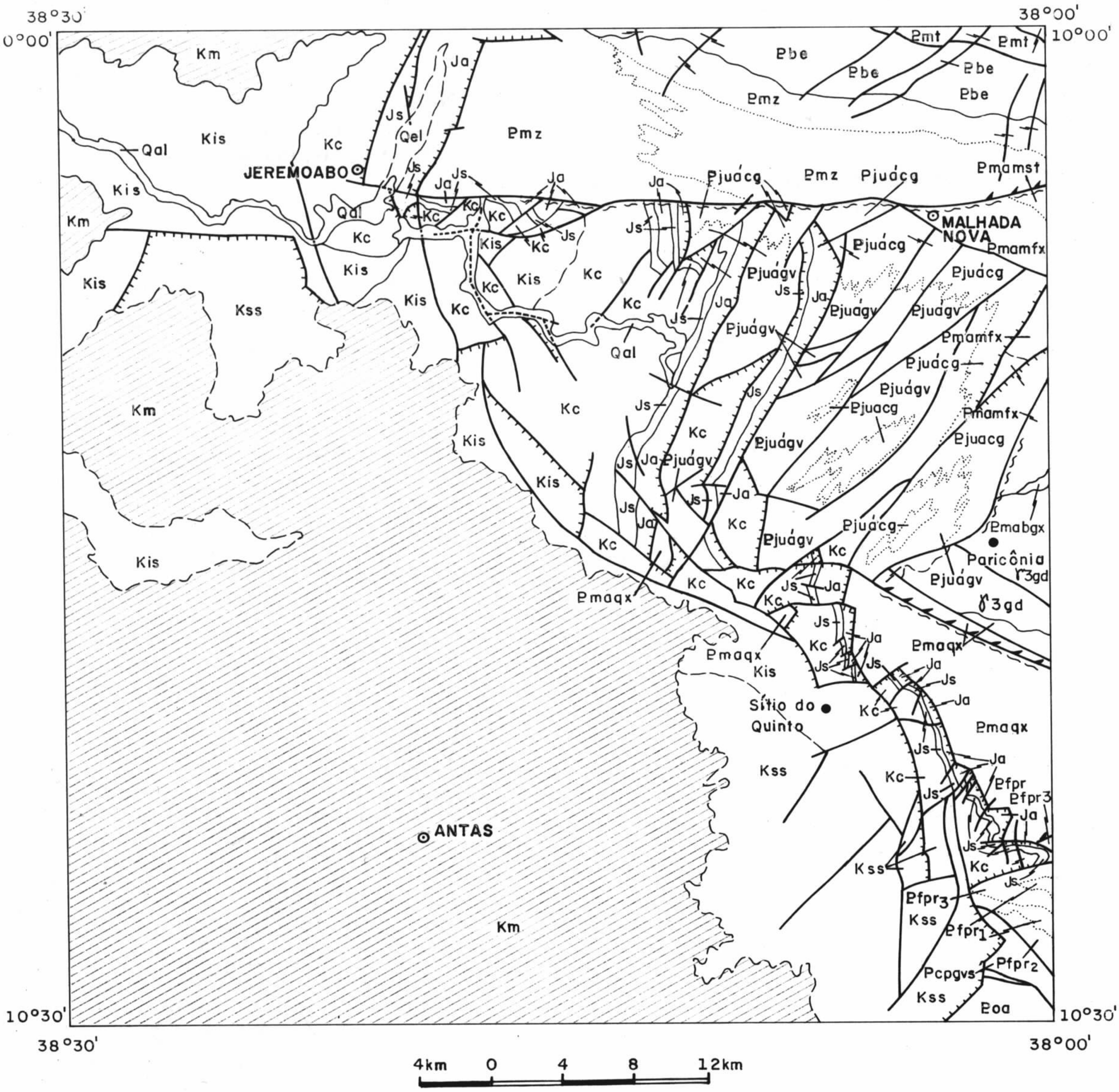
Em termos litológicos é uma unidade essencialmente psamítico-psefítica com leitos argilosos subordinados. Na base predominam conglomerados polimícticos imaturos com freqüentes estruturas de corte e preenchimento de canais fluviais, largos e pouco profundos.

Os arenitos são de cores variegadas (parda, amarela, ou avermelhada com pintas e manchas claras), grosseiros a conglomeráticos, feldspáticos, líticos, imaturos e constituídos, em grande parte, por material pouco retrabalhado das rochas granitóides pré-cambrianas. Apresentam freqüentes estratificações cruzadas acanaladas de médio e grande porte. Os folhelhos e argilitos sílticos constituem intervalos irregulares. Localmemte ocorrem camadas descontínuas de calcário, por vezes em níveis silicificados, ou de folhelho betuminoso e finas lâminas de barita.

Esses sedimentos retratam sedimentação de sistemas de leques aluviais e fluviais, que preencheram as depressões logo após o estágio tafrogênico do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá e das bacias costeiras, quando toda região da costa brasileira estava soerguida e experimentava rigoroso aplanamento.

O conteúdo fossilífero se restringe a restos de peixes e ostracodes.

Os palinomorfos da Formação Marizal posicionam essa unidade no Cretáceo inferior (Barremiano-Aptiano). É correlacionada (litologia e idade) com o Membro Carmópolis



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Fig. II.2.15 – Distribuição geográfica e relações de contato da Formação Marizal.

(Formação Muribeca), produtor de hidrocarbonetos na Bacia Sergipe-Alagoas e com as formações Codó e Itapicuru (Bacia do Parnaíba) e Urucuia, do oeste da Bahia. Sedimentos correlatos são também encontrados na série N'Zema Asso da Bacia do Gabão (Ghignone, 1979).

2.3.3 - COBERTURAS QUATERNÁRIAS

Estão representadas por depósitos detríticos coluvionares e aluvionares, geralmente não-representáveis cartograficamente, devido à disposição irregular e descontinua das

áreas de exposição, bem como à sua ocorrência restrita.

Os *coluviões* correspondem a depósitos de tálus, que afloram em áreas com representatividade cartográfica no extremo-sudeste da Folha Jeremoabo, no flanco norte da serra do Capitão, constituídos de fragmentos de metacarbonato e material argiloso.

Os *depósitos aluvionares* têm expressão cartográfica apenas ao longo das margens do rio Vaza-Barris, no trecho onde o caudal corre sobre as formações mesozóicas mais argilosas (Fig. II.2.16). São constituídos essencialmente por sedimentos argilo-arenosos depositados na planície de inundação. Numa seção ao longo do canal é comum a existência de leitos irregulares de cascalho, constituindo terraços aluvionares. A contribuição da matéria orgânica varia localmente.

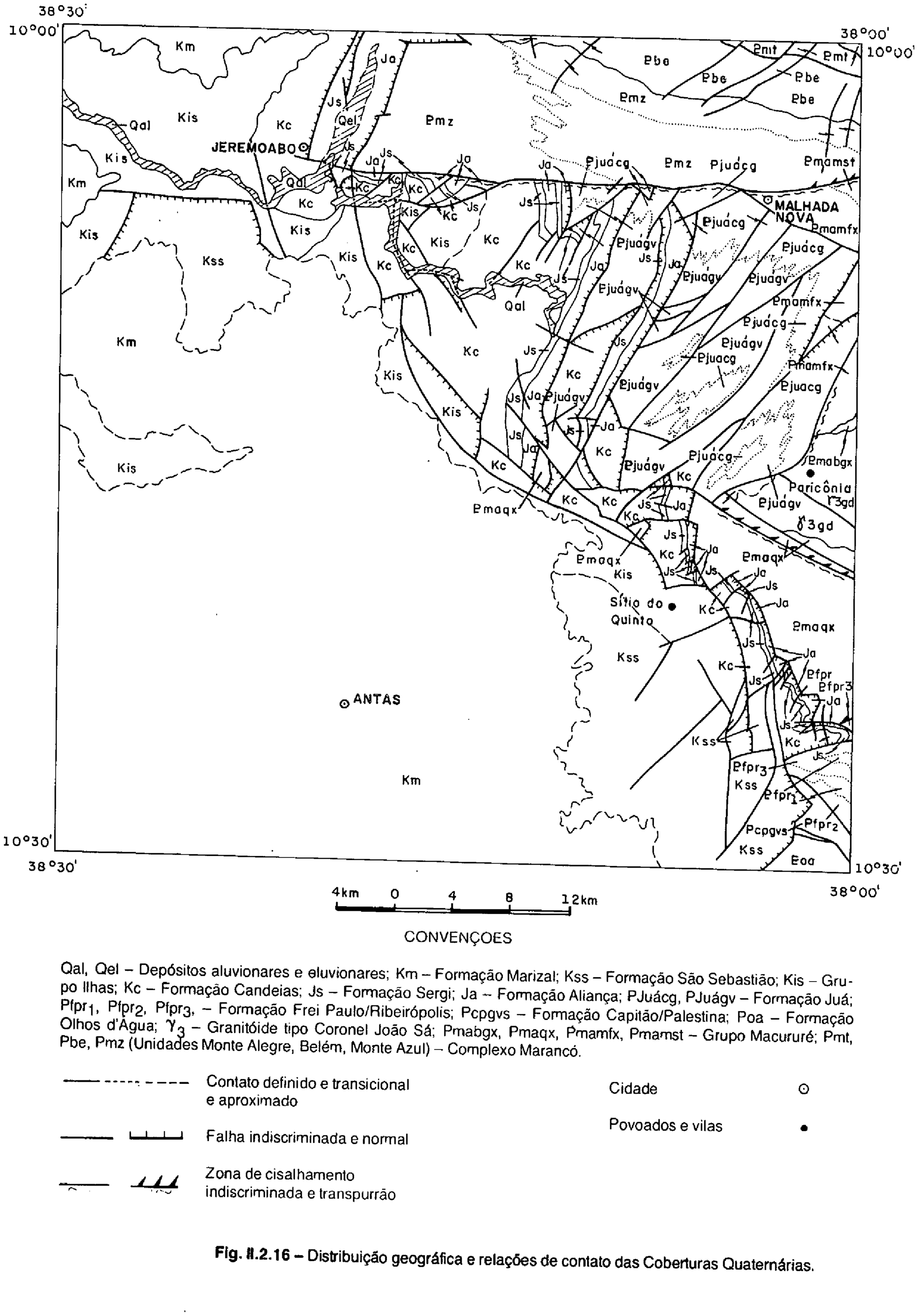


Fig. II.2.16 – Distribuição geográfica e relações de contato das Coberturas Quaternárias.

Capítulo 3

Tectônica e estruturas

3.1 COMENTÁRIOS GERAIS

Conforme várias citações anteriores, a área estudada abrange duas entidades tectônicas distintas: a Faixa de Dobramentos Sergipana e a Bacia de Tucano (Central e Norte). Dentro desse contexto, foram desenvolvidos estudos sobre o comportamento estrutural da área referente à Faixa de Dobramentos Sergipana, baseados principalmente na análise de estruturas menores em afloramentos, sempre voltada para a interpretação das fases de deformação, a cinemática envolvida (transporte tectônico) e o posicionamento dos corpos granitóides em relação à principal fase de deformação regional.

Os dados tectônicos e estruturais referentes à Bacia de Tucano foram obtidos de estudos anteriores pelo fato dos seus sedimentos não terem sido objeto de mapeamento geológico sistemático, neste trabalho.

3.2 FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

Os "domínios" identificados na Faixa de Dobramentos Sergipana como Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó (fig. II.2.1), cujas características distintivas e os critérios usados para a sepração dos mesmos foram referidas em tópicos anteriores, têm feições estruturais próprias. São separados pelas falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, a primeira com extensão muito limitada na Folha Jeremoabo, que desenvolveram expressivas zonas de cisalhamento, cujos movimentos foram identificados à luz de vários critérios observados em afloramentos, tais como: lineações de estiramento, planos S, C e C' e estruturas sigmoidais de foliação, veios, cristais etc. Desse modo, essas falhas proterozóicas, interpretadas em trabalhos anteriores como empurrões, têm na realidade importante componente transcorrente sinistral, sendo classificadas como falhas transcorrentes e contracionais ("transpurrões").

No caso da Falha São Miguel do Aleixo, as lineações de estiramento observadas em granitóides cisalhados e fraturados, a sul de Carira (Folha Carira), têm "rake" de 25°, evidenciando movimento oblíquo, que em conjunto com outros critérios cinemáticos indicam transporte tectônico de NE para SW, dominantemente transcorrente sinistral. Outros afloramentos confirmaram o tipo e o sentido de movimento dessa folha, que também provocou inversão do metamorfismo, ao soerguer o Domínio Macururé contra o Domínio Vaza-Barris.

A Falha São Miguel do Aleixo teve um comportamento essencialmente dúctil e afetou inclusive os granitóides tardi a pós-tectônicos tipo Coronel João Sá, deformando plasticamente os feldspatos, indicando que esses granitóides foram posicionados originalmente à profundidade de pelo menos 10km. Os últimos movimentos da falha foram pós-F_2, no Domínio Macururé e pós-F_1 no Domínio Vaza-Barris. Os traços dos planos axiais S_2, orientados sistematicamente nas direções N130°-N140°, foram reorientados paralelamente à falha, de direção em torno de N90°, nas suas proximidades (fig. II.3.1).

Essa falha apresenta uma ramificação para noroeste que, juntamente com o ramo principal, delimita uma área altamente cisalhada, onde predominam rochas miloníticas, ricas em injeções de quartzo.

A Falha Belo Monte-Jeremoabo, de direção geral E-W, na Folha Jeremoabo, não apresenta as evidências de movimento com a mesma clareza daquela descrita anteriormente. Essa falha é marcada por uma zona de milonitos subverticais, atingindo por vezes cerca de 500m de largura, desenvolvida sobre micaxistos granatíferos do Grupo Macururé e litótipos do Complexo Marancó. Essa zona de cisalhamento está bem exposta ao longo da estrada BR—235, colocando em contato litótipos do Complexo Marancó, do Grupo Macururé e da Formação Juá. Também aqui, os critérios de sentido de movimento não estão bem evidenciados nos afloramentos, tendo este sido extrapolado a partir da disposição sigmoidal dos traços de S_2 nos domínios Macururé e Canindé-Marancó.

A extensão ocidental dessa falha da Folha Jeremoabo limita os sedimentos mesozóicos na borda oriental da Bacia de Tucano. Ali, a borda oriental da bacia mostra um deslocamento horizontal ao longo da Falha Belo Monte-Jeremoabo de cerca de 22km, entre São José e Lagoa do Mato, e afloramentos milonitizados-fraturados do Comple-

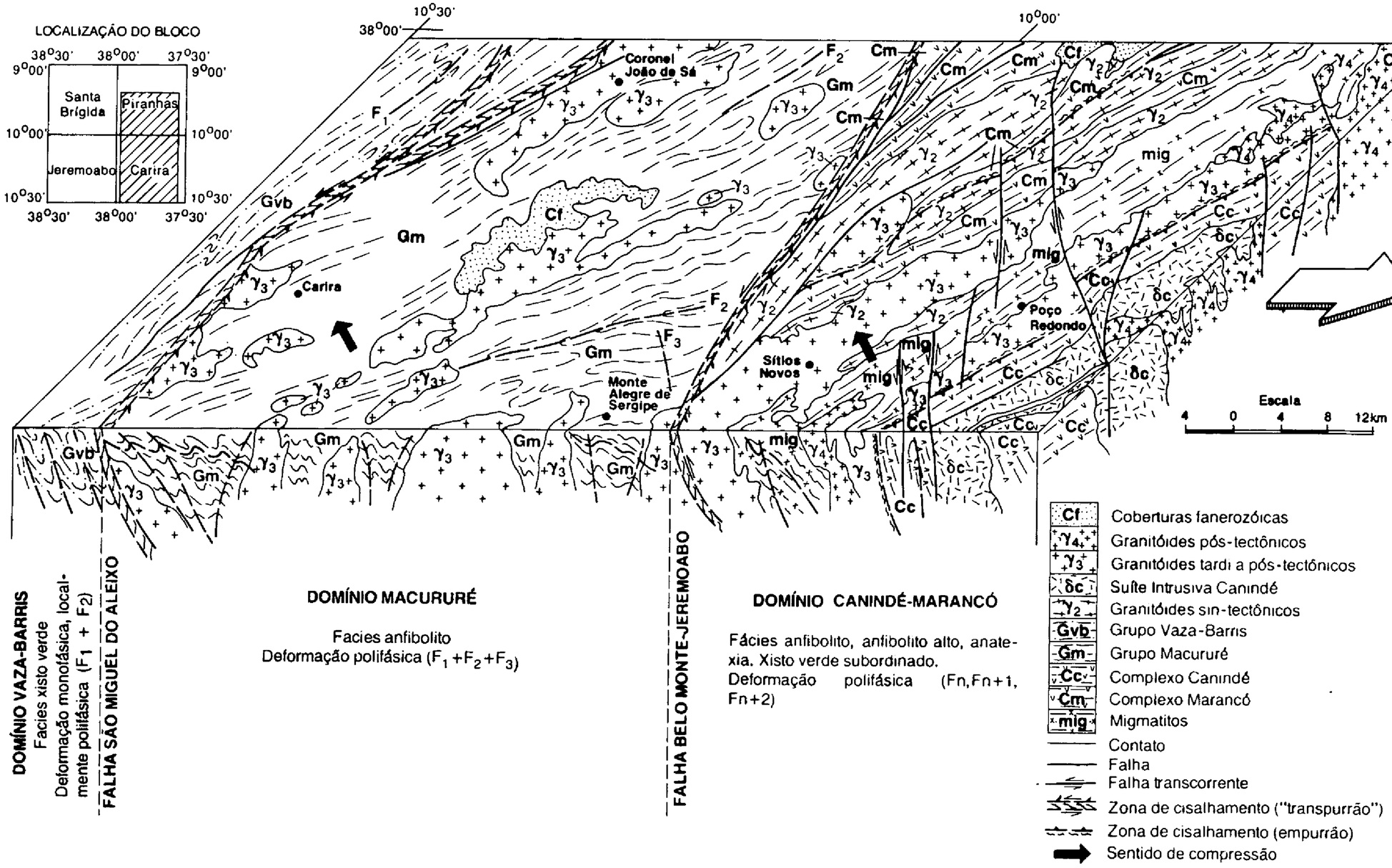


Fig. II.3.1 – Esquema estrutural de parte da Faixa de Dobramentos Sergipana Folhas Carira (SC.24-Z-A-III) e Piranhas (SC.24-X-C-VI), mostrando os domínios e suas principais características.

xo Marancó e fraturados dos sedimentos mesozóicos, situados ao longo da BR—235, exibem localmente estrias horizontais indicativas de transcorrência, mas sem evidências do sentido do movimento. Esses elementos evidenciam que a Falha Belo Monte-Jeremoabo foi reativada no Mesozóico, fenômeno que também ocorreu com a Folha São Miguel do Aleixo e sua ramificação para NW.

Dados gravimétricos da Petrobrás indicam que as falhas Belo Monte-Jeremoabo, São Miguel do Aleixo e o ramo desta na direção NW-SE convergem para o denominado Arco do Vaza-Barris, que separa a Bacia de Tucano Central da Bacia de Tucano Norte.

As falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, indicativas de parte de uma colisão oblíqua dirigida de NE para SW, apesar do principal movimento ser transcorrente, provocaram um soerguimento expressivo dos blocos (domínios) situados a norte das mesmas, colocando lado a lado níveis crustais diferentes e que, provavelmente, apresentam histórias geológicas distintas (fig. II.3.1). Elas têm forte mergulho para N, e exerceram controle na estruturação das bacias de Tucano Central e Norte, como veremos adiante.

Como visto no Capítulo 4 (Geofísica), essas falhas têm marcante assinatura geofísica, tanto nos mapas aeromagnetométricos como nos perfis gravimétricos e magnetométricos efetuados.

As características estruturais dos domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó, em parte já apresentadas no Capítulo II, da Parte Ii serão descritas a seguir.

3.2.1 DOMÍNIO VAZA-BARRIS

Esse domínio está restrito ao canto sudeste da Folha Jeremoabo (fig. II.2.1), caracterizando-se pela deformação generalizadamente monofásica, que gerou dobras isoclinais com superfícies axiais mergulhando geralmente em torno de 70° para N e NNE. O estilo dessas dobras varia muito, dependendo da competência e espessura das camadas afetadas. Os afloramentos, no âmbito da área mapeada, não possibilitam a observação de muitos exemplos das deformações plásticas, ao contrário do que ocorre mais a sudeste, na Folha Simão Dias. Ali, ao longo da estrada Mocambo-Pinhão-Simão Dias, as rochas carbonáticas do Grupo Vaza-Barris estão afetadas por dobras com comprimentos de onda que atingem dimensões quilométricas e cavalgamentos com deslocamentos nessa mesma ordem de grandeza.

Numa seqüência de afloramentos situados em cortes da estrada BR—235, entre Mocambo (Folha Simão Dias) e Carira (Folha Carira), metacalcários com intercalações de filitos carbonáticos da Formação Frei Paulo/Ribeirópolis mostram dobras com ângulos interlimbos muito variados, desde dobras abertas a isoclinais, refletindo a heterogenciidade do encurtamento, bem como dobras menores com comprimentos de onda variados, em função da espessura e plasticidade das camadas dobradas. As dobras exibem superfícies axiais com atitudes em torno de N110°/80°NE e eixos horizontais ou com fraco mergulho para WNW. As camadas de metacalcários menos espessas estão dobradas em estilo "chevron", enquanto as mais espessas, atingindo 15cm, apresentam dobras paralelas simétricas e clivagem espaçada ("de fratura") bem desenvolvida.

Esses afloramentos são representativos da deformação regional do Domínio Vaza-Barris, eminentemente monofásica na área estudada, embora localmente sejam observados redobramentos F_2 coaxiais, por vezes com planos axiais e eixos suborizontais, como visto num grande afloramento no rio Vaza-Barris, no canto sudoeste da Folha Carira.

Trabalhos efetuados no prolongamento sul desse domínio e também a oeste da Bacia de Tucano identificam duas fases de deformação nos metacalcários e metapelitos do Domínio/Grupo Vaza-Barris (Jardim de Sá et alii, 1986; Brito Neves et alii, 1987).

Os efeitos da Falha São Miguel do Aleixo, limite norte desse domínio, são pouco refletidos no mesmo, que teve um comportamento para-autóctone em relação ao compartimento a norte, alóctone.

3.2.2 DOMÍNIO MACURURÉ

No Domínio Macururé, representado na parte leste da Folha Jeremoabo (fig. II.2.1), dominam metapelitos e metapsamitos finos do Grupo Macururé, freqüentemente apresentando acamadamento rítmico diagnóstico de deposição em águas profundas. As variações faciológicas foram mapeadas de acordo com a maior ou menor presença de metassiltitos e de metagrauvacas, resultando numa distribuição oblíqua das mesmas em relação ao "trend" estrutural regional, o que também está confirmado pela análise dos padrões das curvas de mapas aerocintilométricos, na Folha Carira.

Outra característica marcante desse domínio é a presença de intrusões de granitóides tipo Coronel João Sá, de posicionamento tardi a pós-tectônico em relação à fase principal de deformação (F_2). Esses granitóides constituem o maciço de Coronel João Sá, corpo alongado paralelamente aos traços das superfícies axiais S_2 e, às vezes, truncando as mesmas. São predominantemente granodioritos com acentuado isotropismo e mostram numerosas evidências do seu caráter intrusivo, tais como auréolas de metamorfismo de contato, verticalização dos metassedimentos encaixantes, xenólitos, apófises deformadas e ortognaissificação das bordas, todas bem observadas. Estruturas planares e lineares de fluxo magmático estão preservadas em várias partes desse maciço (ver subitem 2.2.2.2, da Parte II).

O perfil que melhor retrata as deformações que afetaram os metarritmitos do Grupo Macururé é aquele ao longo da estrada principal de acesso a Coronel João Sá (Folha Carira), representado esquematicamente na figura II.3.2, onde foram identificadas três fases de deformação superpostas. A primeira é representada por dobras isoclinais recumbentes, que se tornam subverticalizadas nas proximidades do maciço de Coronel João Sá. Essa fase produziu foliação de plano axial, definida por biotita-granada e quartzo. Essa foliação S_1 é geralmente paralela ao acamadamento S_0, e só localmente faz pequeno ângulo com ele. Muito raramente as dobras estão preservadas, como no excelente afloramento situado no referido perfil, 7km a nordeste de Coronel João Sá. Ali, essas dobras F_1 são isoclinais e redobradas por F_2, que desenvolveu uma xistosidade S_2 de atitude N130°/10°NE e eixos horizontais, caracterizando um padrão de interferência coaxial. As dobras F_2 têm generalizadamente vergência para SW e os traços das

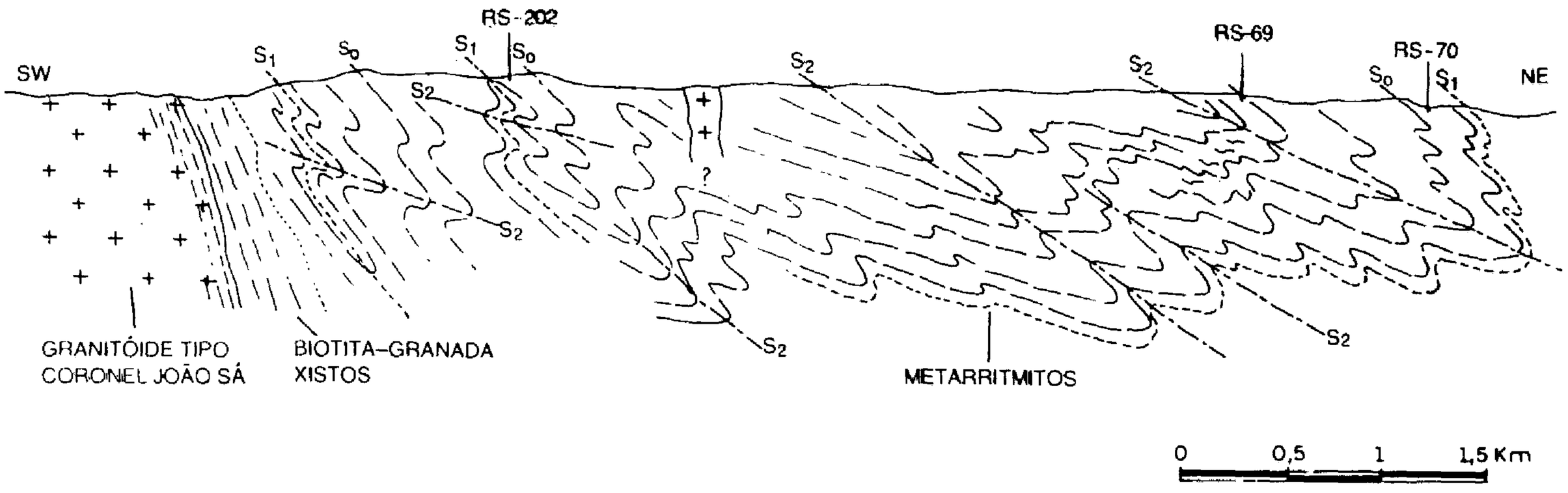


Fig. II.3.2 – Perfil esquemático mostrando o estilo de deformação em metarritmitos do Grupo Macururé, na estrada que liga Coronel João Sá a BR-235.

superfícies axiais têm direções em torno de N130°.

A paragênese biotita-granada, desenvolvida durante a deformação F_2, ocorre dominantemente na área cartografada como biotita-granada-xistos (Pma*bgx*).

A terceira fase de deformação está representada por dobras do tipo "kink" com planos axiais de atitude N60°/85°NW e eixos de mergulhos moderados para NE. São de pequenas amplitudes e nem sempre observáveis, sendo muito mais comuns em rochas filíticas da litofacies Pma*mfx*. Não representam um grande encurtamento, ao contrário das dobras das duas fases precedentes.

Na área delimitada pela Falha São Miguel do Aleixo e sua ramificação para NW, na parte sudeste da folha, observam-se micaxistos quartzosos e quartzitos milonitizados sem S_0 preservado e com dobras F_1 intrafoliais e dobras F_2 fechadas e com eixos de mergulhos mais fortes (70°NW) que aqueles normalmente encontrados. Também são caracteristicas dessa área injeções quartzosas abundantes delineando as dobras F_2. As dobras "kinks" características da fase F_3 estão bem representadas, com planos axiais subverticais de direção NE. O próprio desenvolvimento com traçdo irregular da Falha São Miguel do Aleixo gerou sítios onde a transpressão atuou com maior intensidade, o que pode também explicar a milonitização mais intensa nessa área triangular, que se estende para a Folha Carira.

Diversos afloramentos de metarritmitos mostram dobras isoclinais F_2 de baixo ângulo, predominando mergulhos da xistosidade S_2 de 10°-35°NE e eixos de dobras menores também de fracos mergulhos, para NW ou SE. Zonas de cisalhamento desenvolvidas paralelamente aos flancos das dobras apresentam critérios, tais como planos S, C e C', "boudinagens" e lineações de estiramento, indicativos de empurrões de baixo ângulo e de transporte tectônico de NE para SW, coerente com a interpretação regional.

No Domínio Macururé está inserido um pequeno graben, com cerca de 250km², preenchido por conglomerados, grauvacas e arcósios fracamente metamorfizados da Formação Juá. Esses sedimentos imaturos contêm seixos provenientes de rochas metassedimentares, metavulcânicas e granitóides, dos domínios Macururé e Canindé-Marancó, e são interpretados como do tipo molássico (Silva Filho et alii, 1977-1979, 1978; Silva Filho & Brito Neves, 1979).

A estruturação desse graben, situado na borda leste da Bacia de Tucano Central, não está ainda claramente entendida, pois a espessura dos sedimentos estimada com base na atitude das camadas, que diminui de leste para oeste, é de cerca de 5.000m, o que é difícil explicar em um graben de dimensões tão reduzidas. Contudo, apesar dos dados de campo não serem conclusivos, o desenvolvimento dessa bacia pode ser tentativamente explicado de um modo não-tradicional, como hipótese a ser testada em trabalhos futuros, pelo "Princípio da Esteira Rolante" (Sylvester, 1983; apud Zálan, 1986). Segundo esse princípio, considera-se que o graben foi originado por transtrações associadas às falhas transcorrentes, que constituem os seus limites norte e sul (fig. II.3.3). O preenchimento dos sedimentos foi principalmente longitudinal; dos blocos laterais soerguidos, aquele situado a norte contribuiu mais significativamente com material para preenchimento da bacia, conclusão essa tirada da análise dos clásticos de seus sedimentos e do posicionamento dos leques aluviais. À medida que a bacia expandia-se paralelamente à superfície do terreno, tal qual uma esteira rolante, os sedimentos recém-depositados eram levados para longe da fonte, criando condições de deposições sucessivas nos vazios gerados após cada incremento do movimento transtracional, permitindo conseqüentemente o acúmulo de uma grande espessura estratigráfica de sedimentos com espessura bem menor que a esperada.

Estudos detalhados da composição dos clásticos, do sentido das paleocorrentes e da cinemática dos falhamentos, poderão fornecer indicações mais seguras do mecanismo de evolução desse graben.

Finalmente, dois sistemas de fraturas tardias de direções NE-SW e ESE-WNW cortam o Domínio Macururé, estando melhor impressos nos clorita-quartzo-xistos, na parte sudeste da folha. Essas fraturas são quase sempre verticais e aquelas de direções NE-SW desenvolveram-se aproveitando as superfícies axiais de dobras "kinks" da fase de deformação F_3.

3.2.3 DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

O Domínio Canindé-Marancó caracteriza-se na Folha Jeremoabo pela presença do complexo metavulcano-sedimentar Marancó. A presença ainda de migmatitos e da intensa granitização no exterior da folha indica a exposição de um nível crustal inferior àquele do Domínio Macu-

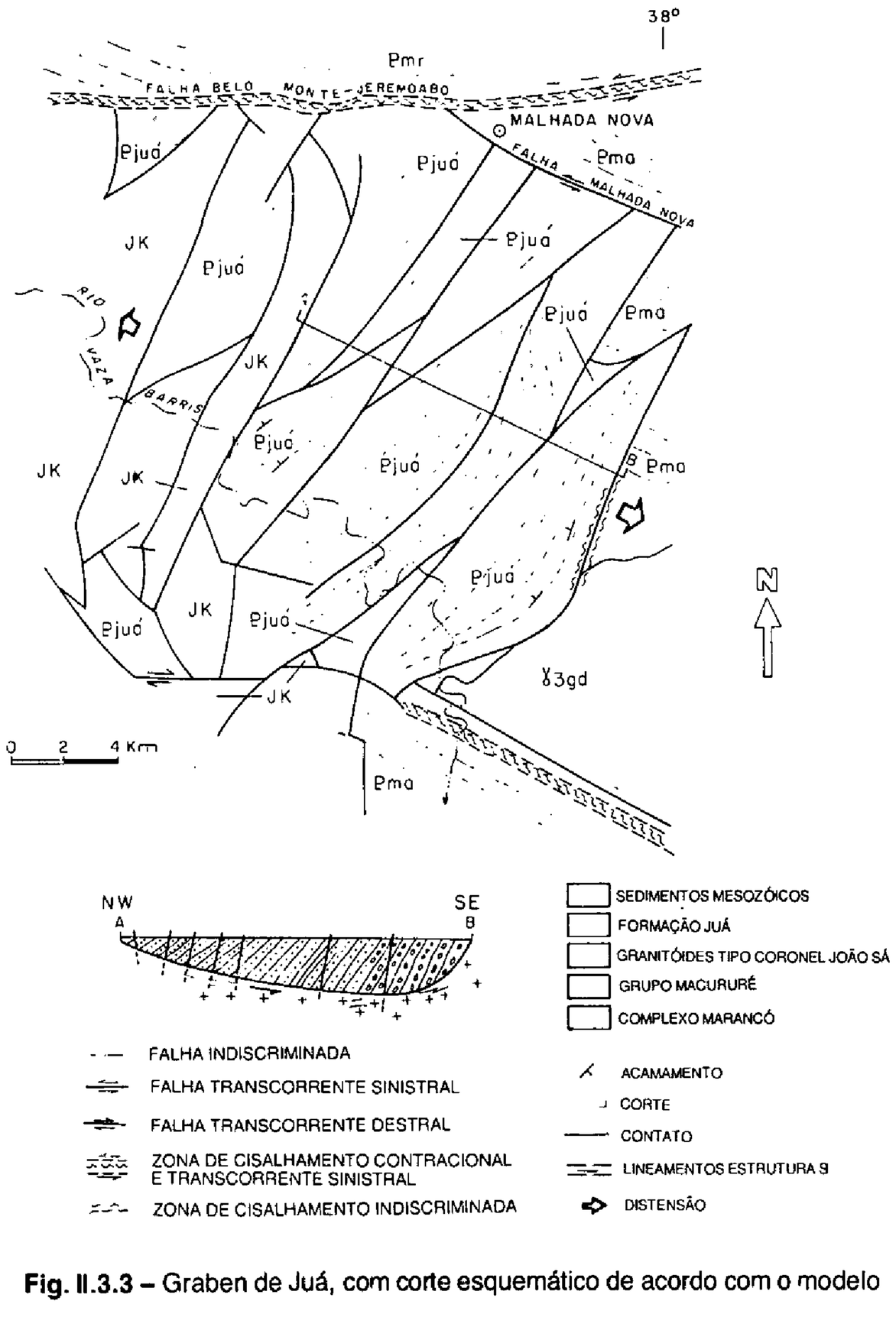


Fig. II.3.3 – Graben de Juá, com corte esquemático de acordo com o modelo de preenchimento de bacias transtensionais ("Princípio da Esteira Rolante").

ruré, soerguido pelos movimentos oblíquos da Falha Belo Monte-Jeremoabo. Esse soerguimento também produzira uma brusca inversão de metamorfismo, já que os litótipos do Domínio Canindé-Marancó estão empurrados sobre aqueles do Domínio Macururé (fig. II.3.1).

O Complexo Marancó mostra, de um modo geral, uma alta taxa de deformação talvez não só devido a uma compressão rigorosa, como também em função da grande heterogeneidade dos litótipos e maior presença de rochas pouco competentes. Assim, é uma característica generalizada a presença de uma foliação milonítica em toda a sua área de ocorrência, mais desenvolvida nas proximidades da Falha Belo Monte-Jeremoabo, no canto nordeste da Folha Jeremoabo.

A análise estrutural foi prejudicada pela ausência quase total de afloramentos com acamadamento S_0 e fechamento de dobras menores das fases F_1 e F_2 preservados. O que se observa, no geral, é um paralelismo de S_0, S_1 e S_2 em rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, piroclásticas e metassedimentares, transformadas em milonitos e filonitos (foto 9). As foliações S_2 têm direções entre N110°e N140° e mergulhos subverticais para NE, e estão redobradas por compressão NW-SE de pouca amplitude (F_3), que gerou dobras de estilos "chevron" e "kink" com planos axiais de direções N30° a N70° e mergulhos verticais a subverticais para NW ou SE.

São freqüentes estreitas zonas miloníticas contracionais onde "olhos" simétricos dos feldspatos e as lineações de estiramentos, com "rake" forte nos planos de foliação, indicam um regime de cisalhamento contracional nessa parte do Domínio Canindé-Marancó. É sugestivo um padrão de fatias de empurrão (imbricações) dentro desse domínio.

Sistema de fraturas e falhas transcorrentes sinistrais NE-SW afeta todas as unidades do domínio, sendo correspondente àquele descrito no Domínio Macururé, e bem mais intensamente refletido na Folha Piranhas.

Pelo exposto, conclui-se que a geometria atual das rochas proterozóicas da área mapeada é resultante de processos de acreção de blocos crustais ("domínios"), separados por expressivas zonas de cisalhamento de movimento principalmente transcorrente sinistral, sem contudo ser possível precisar a idade relativa nem a quantidade de deslocamento dos mesmos. Essa colagem de "domínios" teria resultado de uma série de colisões oblíquas dirigidas de NE para SW, que produziram intensos dobramentos, empurrões e transcorrências, durante o Ciclo Brasiliano.

3.3 BACIA DE TUCANO

A Bacia de Tucano constitui o prolongamento setentrional da Bacia do Recôncavo, fazendo parte do rift intracontinental do Recôncavo-Tucano-Jatobá, de direção geral norte-sul, desenvolvido no intervalo de tempo Jurássico Superior-Cretácio Inferior, durante rifteamento do Atlântico Sul, e abortado no Cretácio Inferior. Essa bacia está dividida em três sub-bacias (Sul, Central e Norte), separadas por falhas de transferência ("transfer faults") de direção NW-SE recentemente interpretadas por geólogos e consultores da Petrobrás (Milani & Davison, 1987; Magnavita & Cupertino, 1987). Essas falhas tinham sido interpretadas anteriormente como transcorrentes (Netto et alii, 1985; apud Magnavita & Cupertino, 1987), ou transformantes (Milani, 1985).

Até há pouco tempo atrás acreditava-se que as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá tivessem evoluído conectadas desde o início de sua história geológica, sendo preenchidas por um sistema fluviodeltáico axial progradante de norte (Bacia de Jatobá) para sul (Bacia do Recôncavo).

Milani (1985) elaborou um modelo de evolução, que ressalta a importância dos planos de fraqueza preexistentes nas rochas pré-cambrianas e advoga que a abertura do rift foi devida a um estiramento crustal de direção NW-SE, originando uma geometria de meio-grabens assimétricos que resultaram em sub-bacias com depocentros isolados, por altos do embasamento e falhas de transferência, e com falhas de gravidade de grande rejeito vertical em uma das bordas e suaves flexuras e ausência de falhas importantes na borda oposta (ver Capítulo 1 da Parte II).

As sub-bacias Tucano Central e Norte, parcialmente incluídas na Folha Jeremoabo, são separadas por um importante alinhamento de direção NW-SE, denominada "Arco do Vaza-Barris", constituindo-se num alto do embasamento desde antes da implantação do rift, ao longo do qual é interpretada por Milani e Davison (1987) uma zona de transferência controlada por várias zonas de cisalhamento proterozóicas. Essa zona de transferência provocou uma torção no rift, invertendo sua geometria a norte do mesmo. Desse modo, os depocentros, que nas sub-bacias de Tu-

cano Sul e Tucano Central localizam-se em suas bordas leste, na Sub-Bacia de Tucano Norte passam a ocorrer em sua borte oeste. As camadas mergulham para este-sudeste nas subbacias de Tucano Sul e Tucano Central, e para oeste-noroeste, na Sub-Bacia de Tucano Norte.

Estudos gravimétricos citados por Milani & Davison (1987), identificaram na Sub-Bacia de Tucano Central o "Baixo de Sítio do Quinto", localizado na parte sudeste da Folha Jeremoabo, com espessura de sedimentos estimada em mais de 10km, representando a área mais abatida do rift.

As falhas Belo Monte-Jeremoabo e São Miguel do Aleixo, caracterizadas no presente trabalho como zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais e contracionais ("transpurrões"), podem ser traçadas através da Bacia de Tucano, principalmente a última, que emerge na sua borda oeste da bacia próximo a Nova Canudos, além do limite ocidental da área mapeada.

A Falha de Belo Monte-Jeremoabo, que marca o limite entre os domínios Macururé e Canindé-Marancó, penetra sob os sedimentos da referida bacia à altura de Jeremoabo com direção E-W e a partir daí parece mostrar uma mudança de orientação (ou uma ramificação) para NW em direção a Macururé, havendo alguma indicação disso nos mapas gravimétricos da Petrobrás (ver figura II.1.8, no Capítulo 1 da Parte II). A esse respeito, é sugestivo o fato de complexos metavulcano-sedimentares equivalentes ao Complexo Marancó, limitado a sul pela citada falha, não terem sido constatados até o momento no segmento noroeste da Faixa de Dobramentos Sergipana, a oeste da Bacia de Tucano.

No limite nordeste da Sub-Bacia de Tucano Central, na Folha Jeremoabo, ocorre uma feição estrutural denominada "Bloco de Araticum" (Ghignone, 1963), de forma triangular, limitado a norte pela Falha Belo Monte-Jeremoabo, a oeste pela Falha Caritá (que tem continuidade para sudeste na Faixa de Dobramentos Sergipana) e a leste pelas falhas de bordo do rift. Esse bloco possui altos do embasamento proterozóico, representados por clorita-quartzo-xistos miloníticos do Grupo Macururé, além de conglomerados e grauvacas da Formação Juá.

A Sub-Bacia de Tucano Norte tem complexidades estruturais maiores que os demais compartimentos do rift. Dados obtidos de sísmica de refração identificam três sistemas de falhas predominantes com direções N15°, N85° e N335°, enquanto as falhas de caráter normal, identificadas em superfície, têm direções em torno de N30° (Milani & Davison, 1987).

Todos os recentes trabalhos interpretativos do arcabouço tectônico dessas bacias sempre ressaltam a importância dos elementos planares preexistentes na sua estruturação. No caso da Faixa de Dobramentos Sergipana, seu trend regional NW-SE não parece ter exercido controle decisivo no estabelecimento da Bacia de Tucano, que trunca a faixa na direção N-S. Magnavita & Cupertino (1987) levantam a possibilidade desse controle ter sido exercido por estruturas mais profundas do embasamento da Faixa de Dobramentos Sergipana, devido à espessura de unidades litológicas da faixa não ter sido suficiente para condicionar a orientação das falhas das bordas do rift.

Essa nova concepção da estruturação da Bacia de Tucano vem despertando interesse na retomada das pesquisas de hidrocarbonetos pela Petrobrás.

Capítulo 4

Geofísica

4.1 SISTEMÁTICA ADOTADA

A sistemática estabelecida para a geofísica, no presente trabalho, foi dirigida para um aprofundamento gradativo na interpretação dos dados, definido segundo três níveis.

O primeiro nível contemplou a interpretação qualitativa dos mapas de magnetometria e radiometria (contagem total). Com os resultados, foi efetuada uma integração preliminar com a fotointerpretação e com os dados geológicos disponíveis, visando a contribuir para o enriquecimento do mapa fotogeológico e selecionar áreas com feições distintas para verificação de campo. Nessa etapa, também foi definida a localização dos perfis de geofísica terrestre, cujo levantamento faz parte do segundo nível.

A proposição do levantamento desses perfis destinou-se à obtenção de dados referentes às litologias de superfície e subsuperfície e às estruturas da área, conforme os seguintes preceitos:

a) levantamento de cintilometria para tentar definir contatos e diferenciação litológica em superfície;

b) levantamento de magnetometria para auxiliar na definição da compartimentação tectônica da crosta superior.

O segundo nível, além do levantamento dos perfis terrestres, incluiu a seleção e obtenção de perfis dos mapas aeromagnetométrico e gravimétrico disponíveis, sobre anomalias representativas, para a interpretação quantitativa e correlação com a geologia, inclusive como suporte aos estudos de previsão metalogenética.

A característica relevante desse nível foi a utilização de "softwares" em microcomputadores para o modelamento automático de anomalias gravimétricas e magnetométricas, com a inferição de modelos aproximados matematicamente de corpos geológicos, na busca de subsídios para a definição da estruturação da área.

O terceiro nível compreendeu a geração de mapas com temas especiais, resultantes da aplicação de operadores específicos nos dados aeromagnéticos, bem como de mapas de canais e de razões gamaespectrométricos.

A confecção dos temas magnéticos teve por objetivo extrair informações referentes às feições e estruturas do embasamento magnético (continuação para cima) e às mais superficiais (primeira derivada).

A geracão dos temas gamaespectrométricos pretendeu obter subsídios à separação das litologias aflorantes, segundo os contrastes radiométricos presentes, que refletem a concentração relativa dos elementos referentes aos dados.

Nessa etapa, foram gerados os mapas de contagem total, potássio, urânio, tório e das razões urânio/tório, urânio/potássio e tório/potássio. A interpretação desses temas, que podem ser considerados como indicadores litogeoquímicos, possibilitou o delineamento de litótipos em função da acidez, bem como da indicação de processos de diferenciação dentro de rochas graníticas.

Ao longo do desenvolvimento de todo o trabalho de geofísica, os resultados obtidos nas interpretações foram discutidos com os especialistas de geologia, procurando alcançar um nível elevado de integração.

Os trabalhos de geofísica desenvolvidos na Folha Jeremoabo fizeram parte de um estudo geofísico integrado, envolvendo também as folhas Santa Brígida, Piranhas e Carira ("Projeto Carira"), razão pela qual ao longo deste capítulo também serão feitas referências aos dados e resultados obtidos nessas folhas.

4.2 DADOS UTILIZADOS

4.2.1 AEROGEOFÍSICA

Os dados de aerogeofísica utilizados no trabalho foram obtidos no levantamento do Projeto Baixo São Francisco (DNPM-CPRM/ ENCAL, 1978), realizado com linhas de vôo de direção norte-sul, espaçadas de 2km, e altura constante de 1550m sobre o terreno. No caso da Folha Jeremoabo, esse levantamento aerogeofísico cobriu apenas a sua metade oriental, ficando dele excluída a maior parte da Bacia de Tucano.

O aerolevantamento consistiu na aquisição de dados magnéticos (1 canal) e gamespectrométricos (4 canais), com intervalo de amostragem de 2 segundos. Os dados foram gravados sob a forma digital, sendo a aquisição dos dados

gamaespectrométricos definida dentro das bandas de energia a seguir indicadas:

Potássio (potássio 40) = 1,36 a 1,56meV
Urânio (bismuto 214) = 1,66 a 1,86meV
Tório (tálio 208) = 2,42 a 2,82meV
Contagem total = 0,64 a 2,82meV

O sistema de detecção gamaespectrométrico utilizou cristais de iodeto de sódio ativado a tálio (INa[Tl]) com um volume de 1018 polegadas cúbicas.

Com o objetivo de efetuar o controle de qualidade do levantamento e auxiliar no processamento dos dados, ao início e ao término de cada vôo foram registrados os valores do "background" atmosférico de cada canal gamaespectrométrico. A variação diurna do campo geomagnético foi obtida mediante o registro contínuo do campo, em estação fixa no solo.

O tratamento aplicado aos dados magnetométricos constou da correção da variação diurna do campo geomagnético, do nivelamento magnético dos perfis e da remoção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

Com relação aos dados gamaespectrométricos, o tratamento consistiu na redução do "background" atmosférico (todos os canais), na correção do efeito Compton (canais de urânio e de potássio) e na correção altimétrica (todos os canais) para 150m.

Os produtos finais foram apresentados sob a forma de mapas de contorno de magnetometria e contagem total, com intervalo de contorno de 5nT e 5cps, respectivamente, nas escalas 1:100.000 e 1:250.000.

No presente trabalho, para a confecção dos mapas desejados, foram gerados arquivos digitais de dados tipo xyz, dispostos segundo as linhas de vôo, a partir das fitas magnéticas finais reformatadas. O arquivo constou das coordenadas UTM e dos valores corrigidos de magnetometria, contagem total, tório, urânio e potássio, de cada ponto medido no aerolevantamento.

Foram gerados os "grids" de cada tema (canal) desejado, com células de dimensão de 250m x 250m. Antes da determinação dos valores de cada "grid" foi aplicada uma filtragem anti-alizamento aos dados, contidos ao longo de cada linha de vôo, com freqüência de corte de 0,002 ciclos/metro.

Inicialmente, foram regerados os mapas de contorno de magnetometria e de contagem total na escala 1:100.000. Posteriormente, foram gerados mapas de contorno de outros temas radiométricos e magnéticos.

Os temas radiométricos gerados foram os de potássio, urânio, tório e contagem total e os das razões urânio/tório, tório/potássio e urânio/potássio.

Os temas magnéticos especiais gerados foram os resultantes da aplicação de operadores específicos, de duas dimensões, aos "grids" magnéticos:

a) continuação para cima
operador: $L(r) = e^{-hr}$, onde
h = altura de continuação = 850m
$r = (u^2 + v^2)^{1/2}$ = magnitude do número de onda;

b) primeira derivada
operador: $L(r) = (2\pi r)^n$, onde
n = ordem da derivada = 1
$r = (u^2 + v^2)^{1/2}$ = magnitude do número de onda;

c) separação regional/residual
operador: $Lreg(r) = 1 - \left| \cos^n \left(\pi/2 - \frac{r - r_2}{r_1 - r_2}\right)\right|$ onde,
r_1 = número de onda para início do "roll-off"
r_2 = número de onda de corte do "roll-off"
n = grau da função cosseno.

Após a geração dos "grids", notou-se em alguns temas problemas de alinhamento segundo a direção das linhas de vôo, provenientes de um nivelamento incompleto (no caso de magnetometria) ou de problemas na redução do "background" atmosférico (no caso da gamaespectrometria). Tais alinhamentos provocam mascaramento de feições nos mapas de contorno, em maior ou menor grau, função do desnivelamento.

Em decorrência, foi aplicado aos "grids", nos quais os alinhamentos ocorreram, um filtro direcional, com operador:

$$L(\Theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \Theta + \frac{\pi}{2}\right)\right|$$

Θ = direção da componente Fourier
α = direção do filtro
n = grau da função cosseno, variável em função do desnível.

4.2.2 GEOFÍSICA TERRESTRE

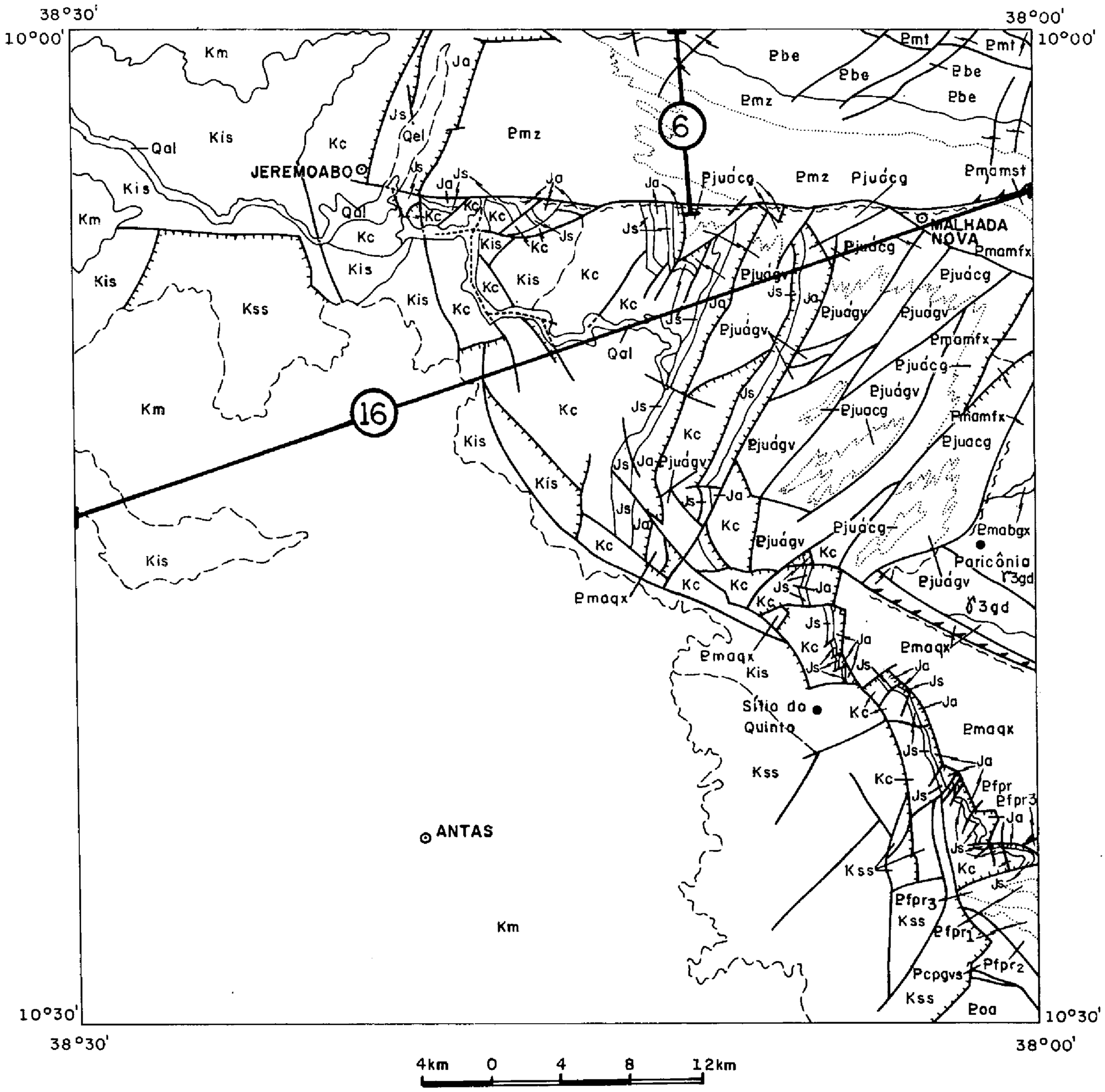
A utilização da geofísica foi feita de acordo com a sistemática descrita no subitem 4.1, buscando auxiliar a interpretação geológica através de perfis regionais, quando se desejou visualizar as grandes estruturas, e de perfis de menor extensão para problemas específicos.

As estações de medida dos dados gravimétricos foram lançadas com espaçamento de 1km, medido com o odômetro do veículo. As estações foram numeradas, sendo sempre precedidas da sigla GC (Geofísica do Projeto Carira), com os números pintados em árvores, estacas, afloramentos, asfaltos etc., com tinta vermelha, para chamar a atenção e facilitar a reocupação em qualquer época. No local da medida foi colocado um piquete de madeira.

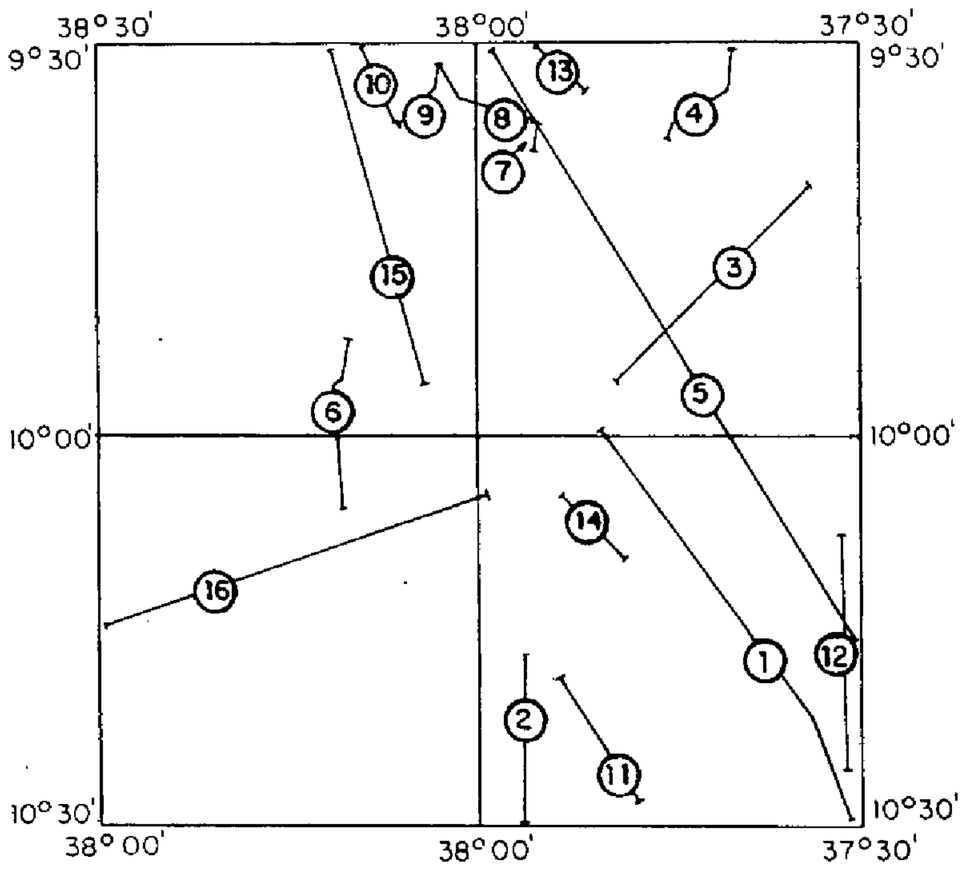
A Folha Jeremoabo contém dois perfis de geofísica terrestre, de números 6 e 16, mostrados na figura II.4.1.

Os valores Bouguer utilizados para o modelamento do perfil 16 foram retirados do Mapa Bouguer - Compilação Provisória da Bacia de Tucano, da Petrobrás e encontram-se na tabela II.4.1. O perfil teve como objetivo investigar as espessuras dos sedimentos do graben de Juá, a partir do comportamento Bouguer da Bacia de Tucano Central.

O perfil 6, feito com magnetometria e cintilometria, é quase norte-sul e tem 25km de comprimento. Tem início na Folha Santa Brígida, a norte, com a estação GC-97, seguindo até a estação 112, onde passa para a Folha Jeremoabo, continuando na mesma estrada até a estação GC-122. O objetivo desse perfil foi estudar as relações de contato do Complexo Marancó e auxiliar o entendimento da natureza e das rochas mais profundas. Os dados do perfil estão indicados na tabela II.4.2.



LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS GEOFÍSICOS



PERFIL GEOFÍSICO

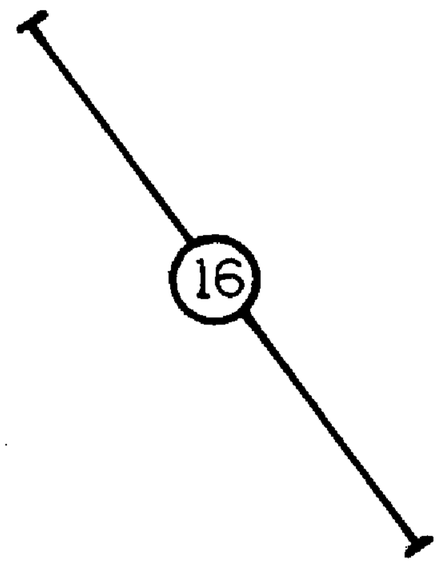


Fig. II.4.1 – Localização dos perfis geofísicos

Tabela II.4.1 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 16 – Folha Jeremoabo Gravimetria*

Código Estação (km)	Folha 1:100.000	Estado	Valores Bouguer (miligals)
0.0	Jeremoabo	BA	- 100.0
1.9	"	"	- 95.0
3.3	"	"	- 90.0
4.1	"	"	- 85.0
5.0	"	"	- 80.0
5.9	"	"	- 75.0
6.6	"	"	- 70.0
7.9	"	"	- 65.0
8.8	"	"	- 60.0
10.0	"	"	- 55.0
16.5	"	"	- 50.0
17.6	"	"	- 45.0
21.6	"	"	- 40.0
26.1	"	"	- 35.0
29.8	"	"	- 30.0
33.8	"	"	- 25.0

* Dados retirados do mapa Bouguer da PETROBRÁS.

4.3 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Na interpretação de dados magnetométricos de uma área deve-se ter em mente algumas formas típicas de anomalias causadas por modelos de corpos geológicos simplificados. Para um melhor entendimento da questão, é mister abordar alguns conceitos básicos do método.

O campo magnético da Terra, também chamado de campo geomagnético, provoca um campo secundário induzido antiparalelo em rochas que contêm minerais ferromagnéticos. A intensidade desse campo induzido é proporcional à intensidade do campo geomagnético, sendo a constante de proporcionalidade definida como a susceptibilidade magnética da rocha, conforme a seguir:

T'' = kT, onde

T'' = campo induzido,

T = campo geomagnético,

k = susceptibilidade magnética.

Ao longo da evolução geológica da Terra, o campo geomagnético variou não só em direção como também em intensidade, com a posição do norte magnético mudando significativamente, havendo indícios até de que houve uma inversão de polaridade.

Algumas rochas também possuem, além da magnetização induzida, uma magnetização permanente ou remanente, adquirida no último processo de esfriamento da rocha ao ultrapassar o denominado "Ponto Curie", que é a temperatura acima da qual não existe magnetização. A magnetização remanente é adquirida com a mesma direção do campo geomagnético existente na época do esfriamento da rocha, a qual pode ter sido totalmente diferente da do campo atual. Além disso, a magnetização remanente pode ser várias vezes mais forte do que a magnetização induzida atual, influenciando proporcionalmente a magnetização resultante da soma vetorial das duas.

Na interpretação, entretanto, normalmente se considera a existência apenas da magnetização induzida, a não ser que exista uma clara evidência em contrário.

As magnetizações das rochas provocam anomalias no campo geomagnético, que são registradas em um levantamento magnetométrico. A forma de uma anomalia registrada ao longo de um perfil é função das variáveis a seguir indicadas:

a) inclinação magnética da área;

b) direção e sentido do perfil em relação ao norte magnético;

c) formato, profundidade e mergulho do corpo;

d) orientação do corpo com relação ao norte magnético;

e) magnetização do corpo;

f) magnetização remanente, se houver.

A combinação desses parâmetros, com diferentes valores entre si, produz uma infinita variedade de formas de anomalias.

A região do presente trabalho está localizada numa latitude magnética baixa, com inclinação magnética média de -14°, declinação magnética de 21°30'W, e intensidade magnética média do campo em torno de 25.604nT.

Com o intuito de auxiliar na interpretação dos dados, definiu-se, a partir dos parâmetros magnéticos da área, alguns modelos simplificados de feições geológicas e determinou-se, através de "software" de modelamento, a forma teórica das anomalias resultantes provocadas por esses modelos (fig. II.4.2).

A gamaespectrometria, por seu lado, é utilizada atualmente como uma ferramenta geofísica para vários propósitos na exploração mineral. Como tema auxiliar em mapeamento geológico, é usada no Brasil desde 1976, através de trabalhos executados para o DNPM.

A gamaespectrometria registra radioatividades emitidas pelos radioelementos tório, urânio e potássio presentes na superfície da crosta terrestre, sendo que para detectar a concentração do urânio, medimos a radiação gama emitida pelo elemento-filho bismuto 214, do tório, a radiação gama emitida pelo tálio 208, enquanto que para o potássio é medida a radiação gama emitida pelo isótopo potássio 40, o único radioativo. O potássio 40 representa cerca de 0,012% do total de potássio das rochas e solos, porcentagem esta que normalmente permanece constante nos processos de intemperismo e metamorfismo, sendo um excelente indicador de variação dos teores do elemento nas rochas.

Na interpretação dos dados radiométricos optou-se pela utilização do *mapa do canal de contagem total* para correlação com a geologia, porque esse canal representa o espectro total das radioatividades equivalentes aos três radioelementos urânio, tório, potássio, e, conseqüentemente, uma precisão estatística maior que aquela obtida a partir de um dos canais isoladamente, permitindo assim confeccionar mapas com melhor subdivisão que aqueles obtidos a partir de um simples elemento.

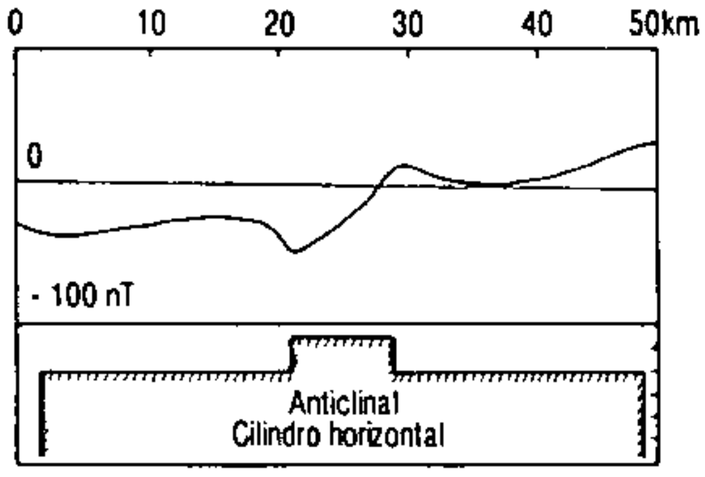
Complementando as informações radiométricas do canal de contagem total, utilizam-se os mapas radiométricos de cada elemento separadamente e os mapas de razões U/Th, U/K, Th/K. Os mapas de razões são mais usados para diagnosticar variações litológicas, alterações em rochas e ambientes deposicionais, do que para determinar a con-

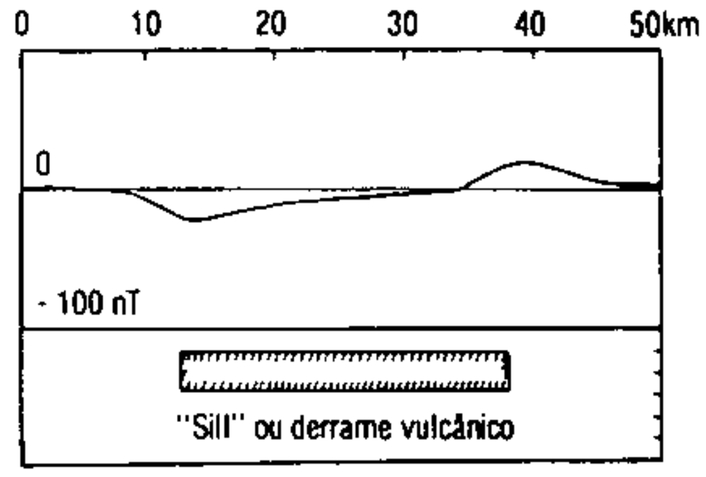
Tabela II.4.2 – Dados Utilizados no Modelamento do Perfil 6 – Folhas Santa Brígida e Jeremoabo
Magnetometria e Cintilometria

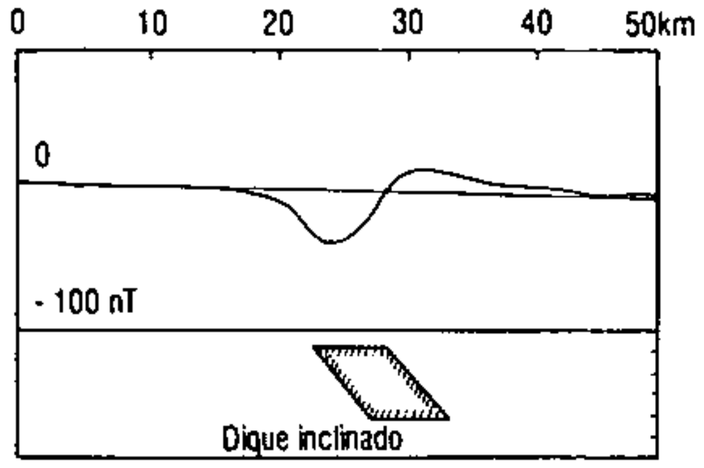
Código Estação	Folha 1:100.000	Estado	Valor do Campo Magnético* Total (nT)	Valor da Medida Cintilométrica (cps)	Observação
GC- 97	S. Brígida	BA	457,0	25	GC-97
95,5	"	"	117,0	25	Latitude:
98	"	"	167,0	25	09G 52M 02S
98,5	"	"	380,0	32	Longitude:
99	"	"	387,0	25	38G 09M 38S
99,5	"	"	404,0	35	
GC-100	"	"	406,0	30	
100,5	"	"	415,0	45	
101	"	"	422,0	35	
101,5	"	"	371,0	48	
102	"	"	458,0	50	
102,5	"	"	450,0	40	
103	"	"	452,0	35	
103,5	"	"	452,0	45	
104	"	"	456,0	40	
104,5	"	"	454,0	24	
GC-105	"	"	456,0	30	
105,5	"	"	459,0	35	
106	"	"	462,0	43	
106,5	"	"	463,0	35	
107	"	"	472,0	35	
107,5	"	"	482,0	32	
108	"	"	489,0	40	
108,5	"	"	441,0	55	
109	"	"	380,0	35	
109,5	"	"	320,0	42	
GC-110	"	"	334,0	40	
110,5	"	"	342,0	45	
111	"	"	377,0	20	
111,5	"	"	450,0	30	
112	"	"	413,0	43	
112,5	"	"	426,0	50	
113	Jeremoabo	"	393,0	35	
113,5	"	"	429,0	25	
GC-114	"	"	425,0	30	
114,5	"	"	420,0	45	
115	"	"	421,0	35	
115,5	"	"	421,0	35	
116	"	"	420,0	40	
116,5	"	"	424,0	42	
117	"	"	420,0	35	
117,5	"	"	426,0	30	
GC-118	"	"	421,0	35	
118,5	"	"	413,0	35	
119	"	"	400,0	30	
119,5	"	"	387,0	30	
120	"	"	396,0	40	GC-122
120,5	"	"	399,0	40	Latitude:
121	"	"	402,0	35	10G 05M 05S
121,5	"	"	408,0	30	Longitude:
122	"	"	402,0	40	38G 10M 45S

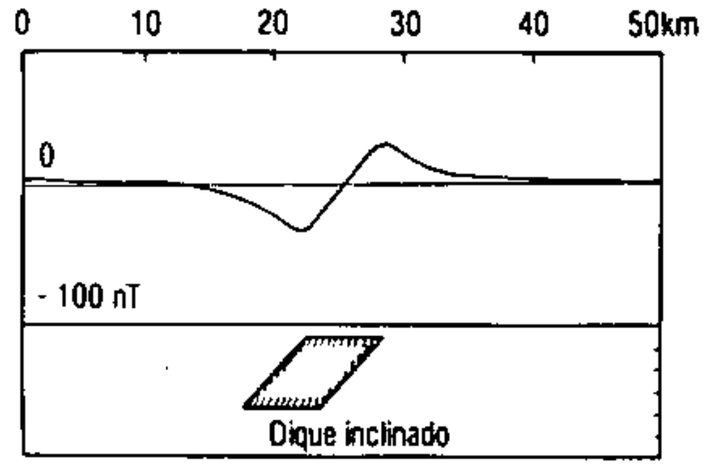
* Adicionar 25.000 aos valores de campo magnético total.

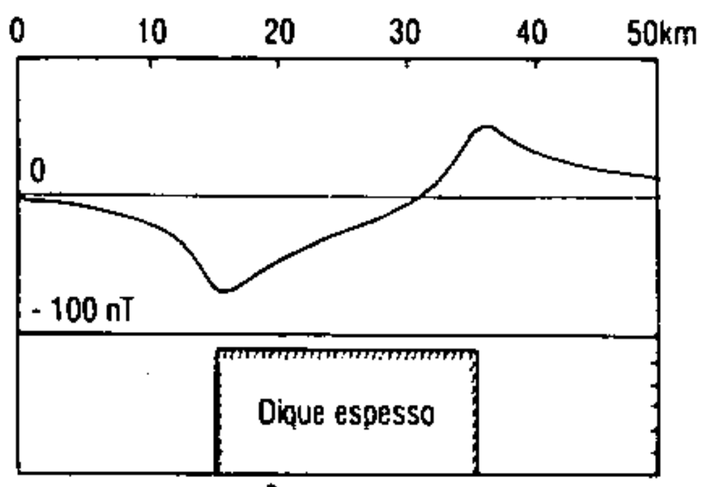
Anomalias de corpos geológicos em campo magnético da área da Folha Piranhas

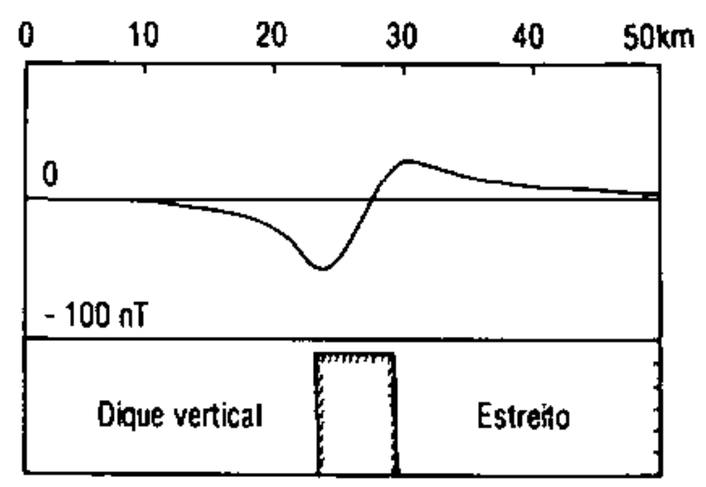


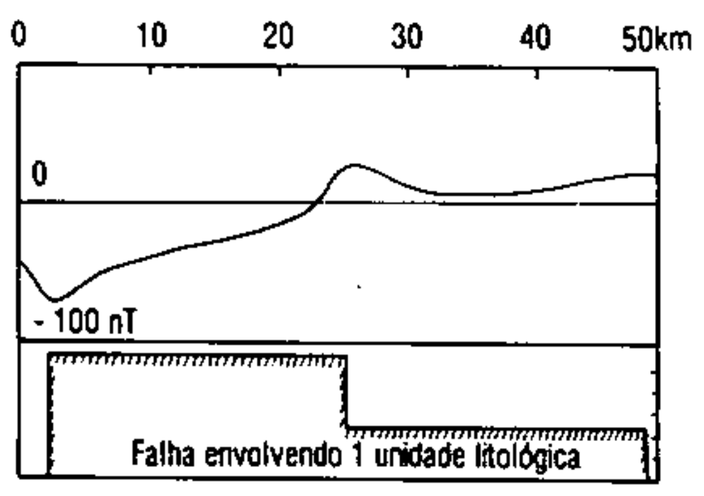


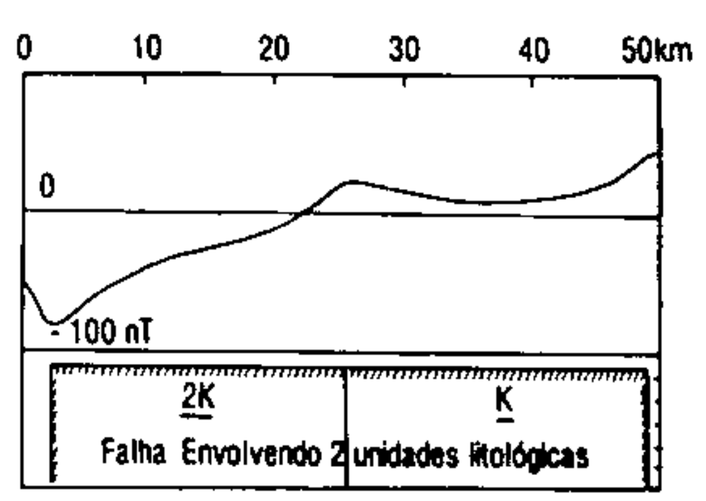


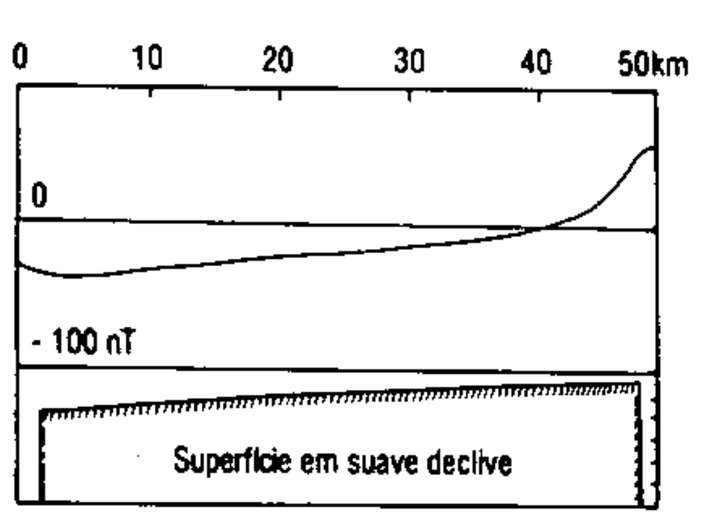




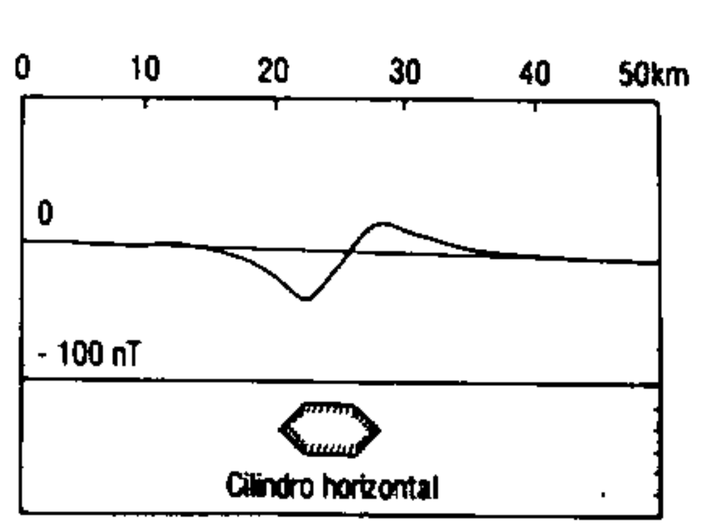








Inclinação magnética – 13,5º
Declinação magnética – 21,5º



Intensidade de campo total – 25604m
Azimute do perfil – 45º

Fig. II.4.2 – Parâmetro dos perfis

centração relativa dos elementos considerados, devido a fatores como cobertura de solo, vegetação etc.

Resultados de investigações geológicas e litogeoquímicas têm mostrado a habilidade da gamaespectrometria aérea em separar granitos ou facies petrográficas de grandes plútons graníticos que exibem a característica de uma diferenciação progressiva magmática tardia ou alteração de pós-cristalização.

A característica comum das rochas graníticas é exatamente não apresentar elevada razão U/Th. Quando isso ocorre, significa uma inversão da relação urânio e tório, ocorrendo um enriquecimento de urânio ou empobrecimento de tório. Isso na realidade é uma conseqüência dos efeitos cumulativos durante a diferenciação magmática ou durante a alteração pós-cristalização.

Investigações litogeoquímicas mostraram que, associado ao aumento da razão U/Th e à albitização, ocorre um enriquecimento daqueles elementos típicos de mineralização em roçhas graníticas.

A análise do *mapa de contagem total* permitiu determinar os níveis de radioatividade média predominante nas principais rochas da área de trabalho, a partir das unidades radiométricas interpretadas. Esses valores estão indicados na tabela II.4.3, em unidades de choques por segundo (cps).

Tabela II.4.3 – Níveis de Radioatividade Média das Rochas
Contagem Total

Tipo de Rocha	Radioatividade Média (cps)
Migmatitos	350
Migmatitos e granitos	300
Sienitos tipo Serra do Catu	750
Augengranitóides tipo Serra Negra	550
Granitóides tipos Coronel João Sá e Sítios Novos	
Fazenda Novo Gosto	450
Coronel João Sá	250
Riacho Santana	270
Fazenda Esperança	300
Granodioritos tipo Sítios Novos	400
Micaxistos (Grupo Macururé)	150
Filitos (Grupo Macururé)	200
Basitos (Suíte Intrusiva Canindé)	150
Arenitos e conglomerados (Formação Tacaratu)	200
Arenitos (Formação São Sebastião)	250
Grauvacas (Formação Juá)	200
Rochas não-diferenciadas	
Unidade Garrote (Complexo Canindé)	500
Formação Frei Paulo/Ribeirópolis	300
Formação Capitão/Palestina	250
Sedimentares (Bacia de Tucano)	150

4.3.1 INTERPRETAÇÃO QUALITATIVA

4.3.1.1 Aeromagnetometria

O mapa aeromagnético da Folha Jeremoabo apresenta características geofísicas que permitiram individualizar unidades magnéticas distintas (fig. II.4.3). Esse mapa foi interpretado em conjunto com aqueles das folhas Santa Brígida, Piranhas e Carira, razão pela qual as letras que identificam as unidades magnéticas da Folha Jeremoabo, a seguir descritas, não seguem o seqüenciamento normal do alfabeto.

Unidade A - Caracteriza-se por um relevo magnético alto, de comprimento de onda de pequena extensão e amplitude superior a 200nT. Ocorre em pequena área no extremo-leste da folha, que se estende para a Folha Carira; nesta, provavelmente indica um enxame de diques básicos subaflorantes ao longo de um sistema de fraturas de direção NE-SW, já que coincide em parte com dois diques de diabásio mapeados. Na folha em pauta, a correlação com diques não é tão clara como na Folha Carira, devido à superposição com a Unidade L, de relevo médio e com anomalias expressivas.

Unidade E - Apresenta um relevo magnético baixo, onde não se destacam grandes anomalias individualizadas. Possui textura plana com anomalias de eixo de direção E-W. Essa assinatura magnética corresponde a uma área no extremo-nordeste da Folha Jeremoabo, onde predominam metassedimentos das unidades Monte Azul e Belém, do Complexo Marancó.

Unidade H - Abrange grande parte da folha (fig. II.4.4) e apresenta um relevo magnético muito suave com alinhamento seguindo a direção E-W. Essa assinatura magnética representa o substrato do Domínio Macururé. A oeste da longitude 38ª05', as curvas de isovalores que tinham direção geral E-W orientam-se por vezes na direção SE-NW, caracterizando uma subunidade K_1.

Unidade I - Ocorre na parte sudeste da folha e caracteriza-se por um relevo magnético muito baixo, semelhante à Unidade H, porém com as linhas de isovalores na direção geral NE-SW (Folha Carira). Essa unidade inclui rochas cujas propriedades físicas magnéticas são bastante fracas, estando em superfície representadas, na Folha Jeremoabo, por sedimentos mesozóicos da Bacia de Tucano, metacarbonatos, metarenitos e metagrauvacas do Grupo Vaza-Barris e xistos e granitóides do Domínio Macururé.

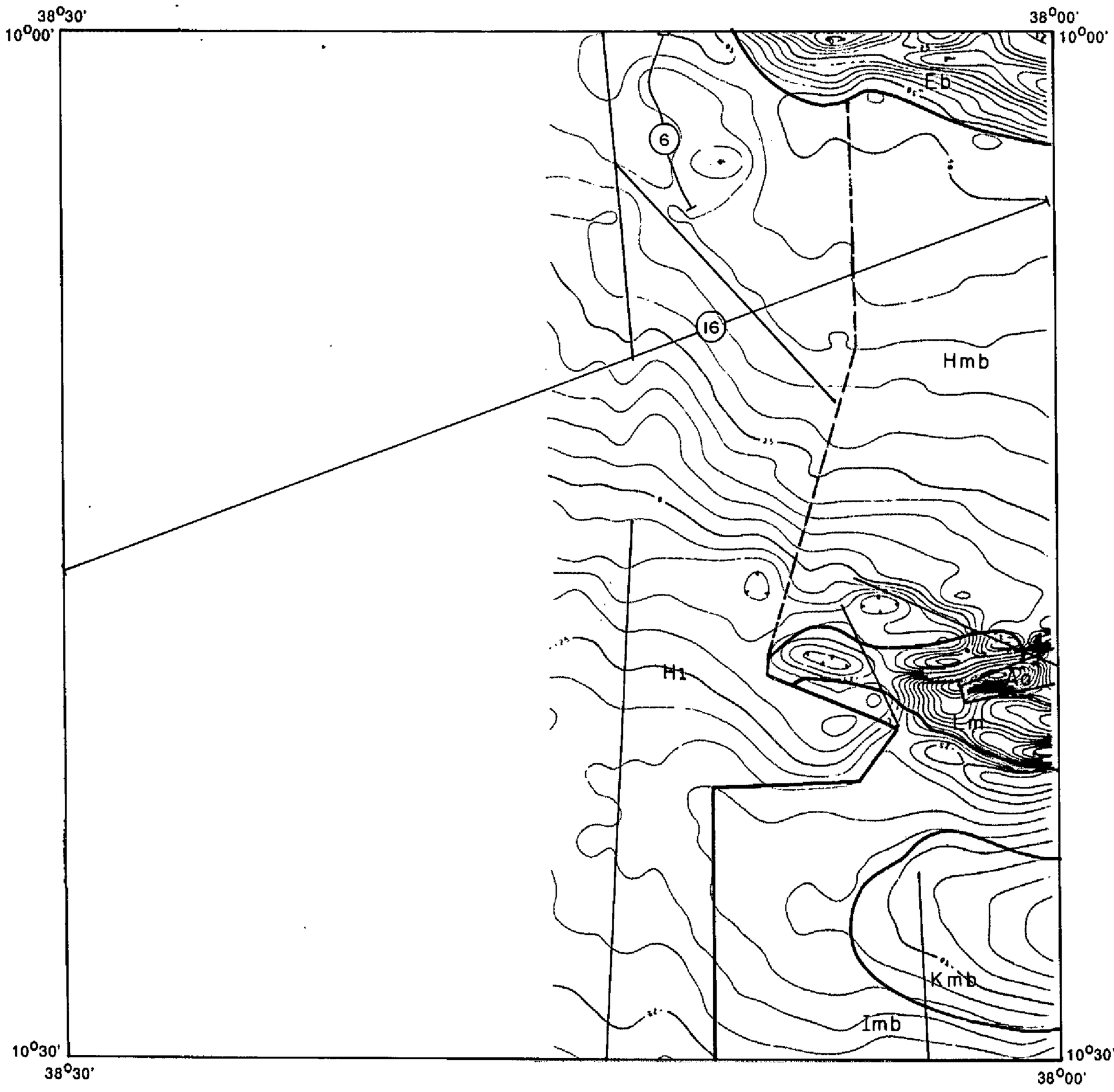
Unidade K - Ocorre no extremo-sudeste da folha. Possui características magnéticas de uma anomalia com grande comprimento de onda, refletindo um corpo em profundidade. O alinhamento da anomalia é E-W.

Unidade L - Apresenta um relevo magnético médio, com anomalias alongadas de direção aproximada E-W com amplitude de até 200nT. Em superfície afloram xistos miloníticos do Grupo Macururé com intrusões não-mapeáveis de rochas básico-ultrabásicas. As anomalias geofísicas sugerem a maior participação dos metabasitos-ultrabasitos entre esses xistos miloníticos.

4.3.1.2 Radiometria

a) Contagem Total

A análise do mapa de contorno de contagem total permitiu dividi-lo em duas unidades radiométricas distintas, cujos limites correspondem, de um modo geral, aos contatos



1 – FEIÇÕES PLANARES

25 Curvas de Intensidade Magnética Total

Baixo Magnético

Unidade Magnética

Subunidade Magnética

2 – AMPLITUDES MAGNÉTICAS

ma	=	Muito alta (>500 nT)
a	=	Alta (200 – 500 nT)
m	=	Média (100 – 200 nT)
b	=	Baixa (50 – 100 nT)
mb	=	Muito baixa (< 50 nT)

3 – FEIÇÕES LINEARES

Lineações ou Alinhamentos Magnéticos Principais

Lineações ou Alinhamentos Magnéticos Secundários

7 Perfil Geofísico Utilizado para Modelamento

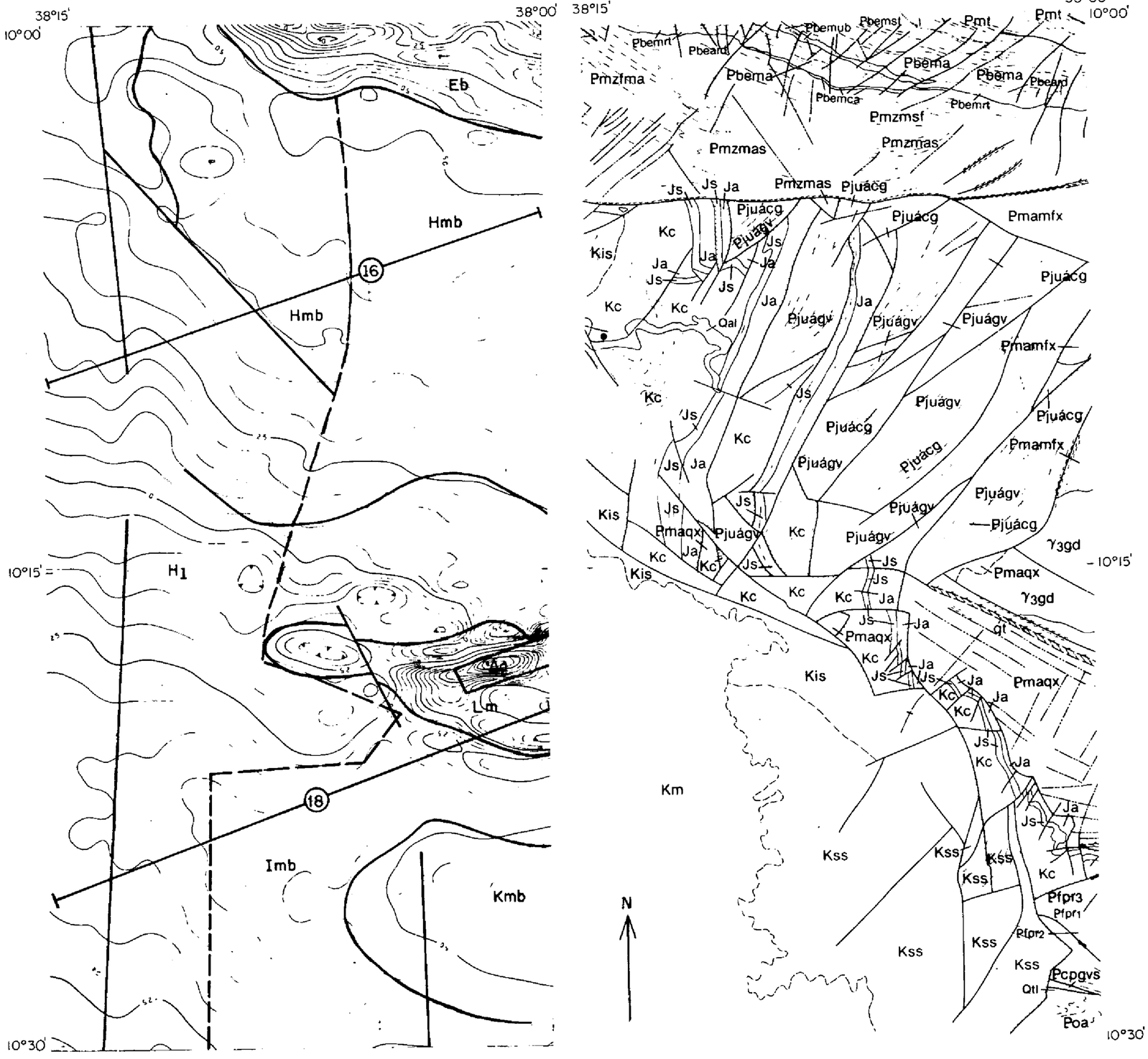
Fig. II.4.3 – Interpretação do Mapa da Intensidade Total do Campo Magnético

litológicos (fig. II.4.5):

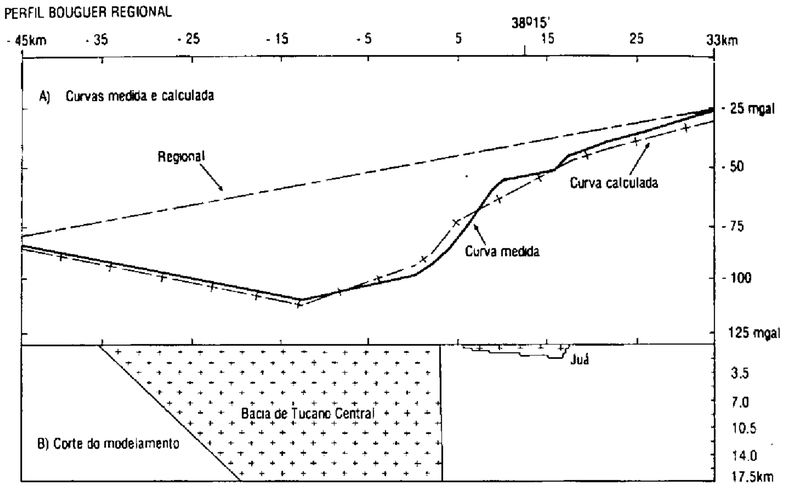
R_1 = radioatividade menor que 200cps;
R_2 = radioatividade entre 200 e 500cps.

Unidade R_1 - Essa unidade delimita litótipos com menor concentração de elementos radioativos. Está relacionada aos filitos, metassiltitos e metarenitos da Unidade Monte Azul do Complexo Marancó e aos sedimentos das formações São Sebastião, Candeias, Aliança e Marizal da Bacia de Tucano. Corresponde ainda, em parte, aos conglomerados e grauvacas da Formação Juá.

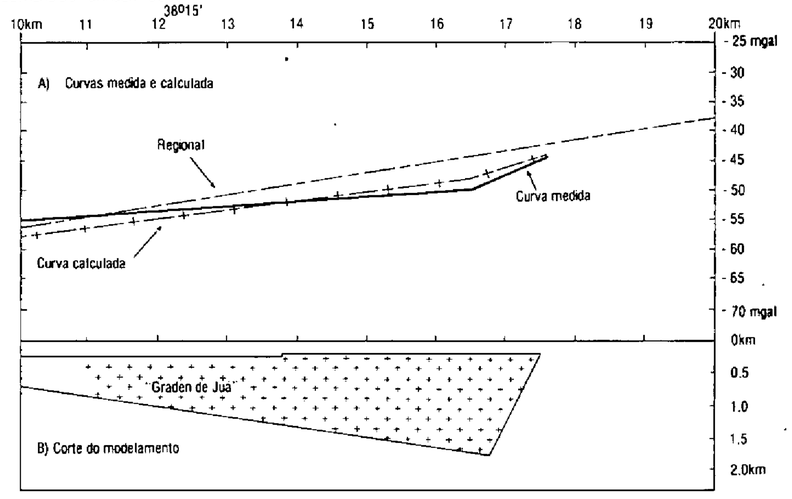
Unidade R_2 - Corresponde em parte à área de ocorrência dos conglomerados e grauvacas da Formação Juá e de granitóide tipo Coronel João Sá, situados na parte leste da folha. Na parte sul, corresponde na maior parte aos sedimentos das formações São Sebastião e Marizal, da Bacia de Tucano, e, mais restritamente, a litótipos do Grupo Vaza-



A) PERFIL BOUGUER REGIONAL



B) DETALHE DO "GRABEN" DE JUÁ



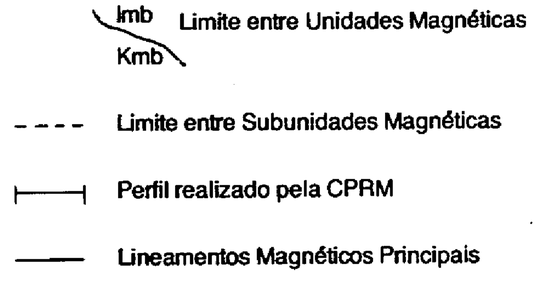
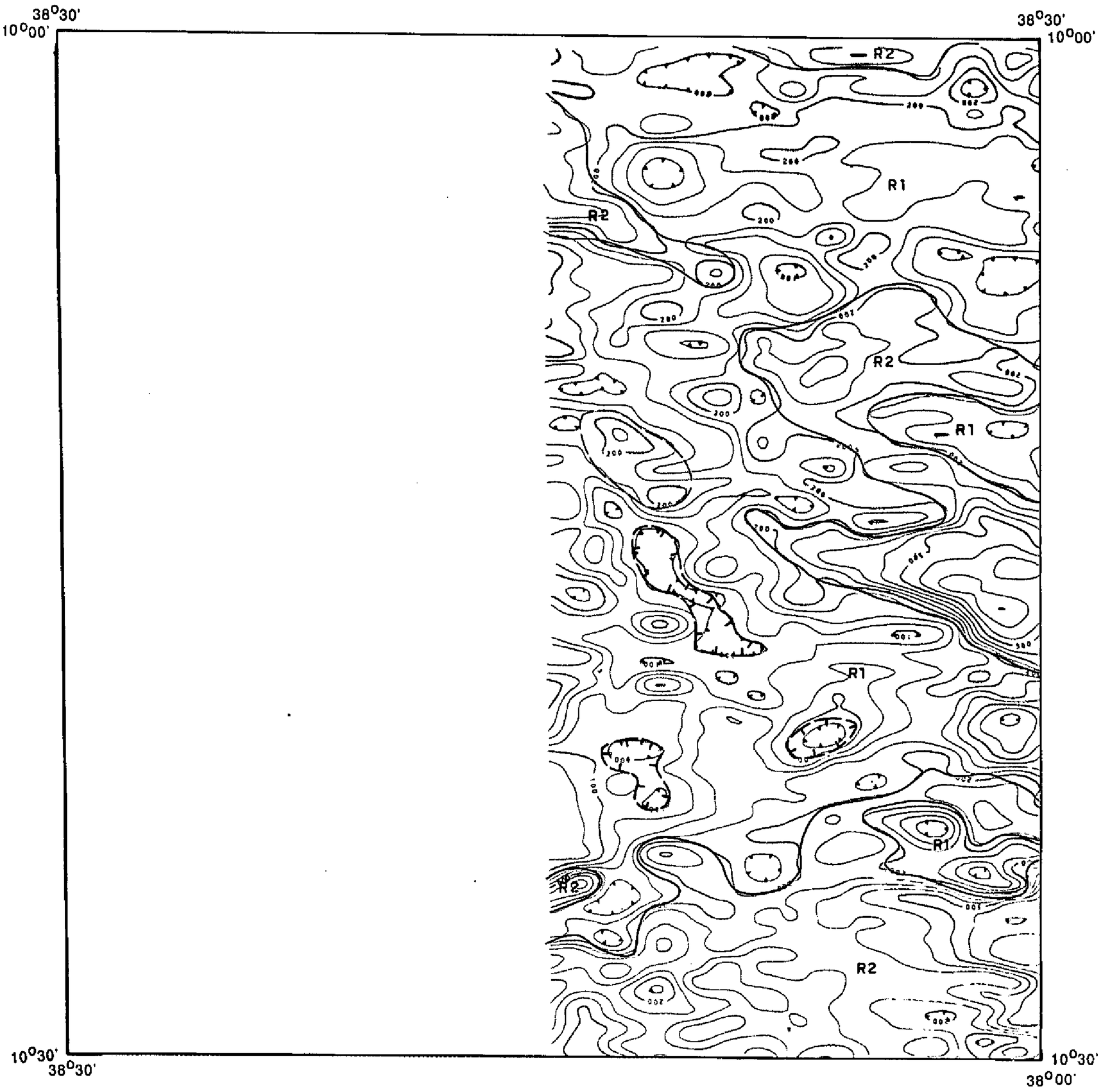


Fig. II.4.4 – Correlação das Unidades H, H1 e I de relevo magnético muito baixo que refletem o embasamento cristalino e suas modificações por baixo das coberturas.



UNIDADES RADIOMÉTRICAS

R_1 = < 200 cps

R_2 = 200-350 cps

R_3 = 400-550 cps

R_4 = 500-800 cps

Limite entre unidades radiométricas

Subunidade Radiométrica com Radioatividade maior que a média da Unidade

Subunidade Radiométrica com Radioatividade menor que a média da Unidade

Fig. II.4.5 – Mapa de Intensidade do Canal de Contagem Total

Barris.

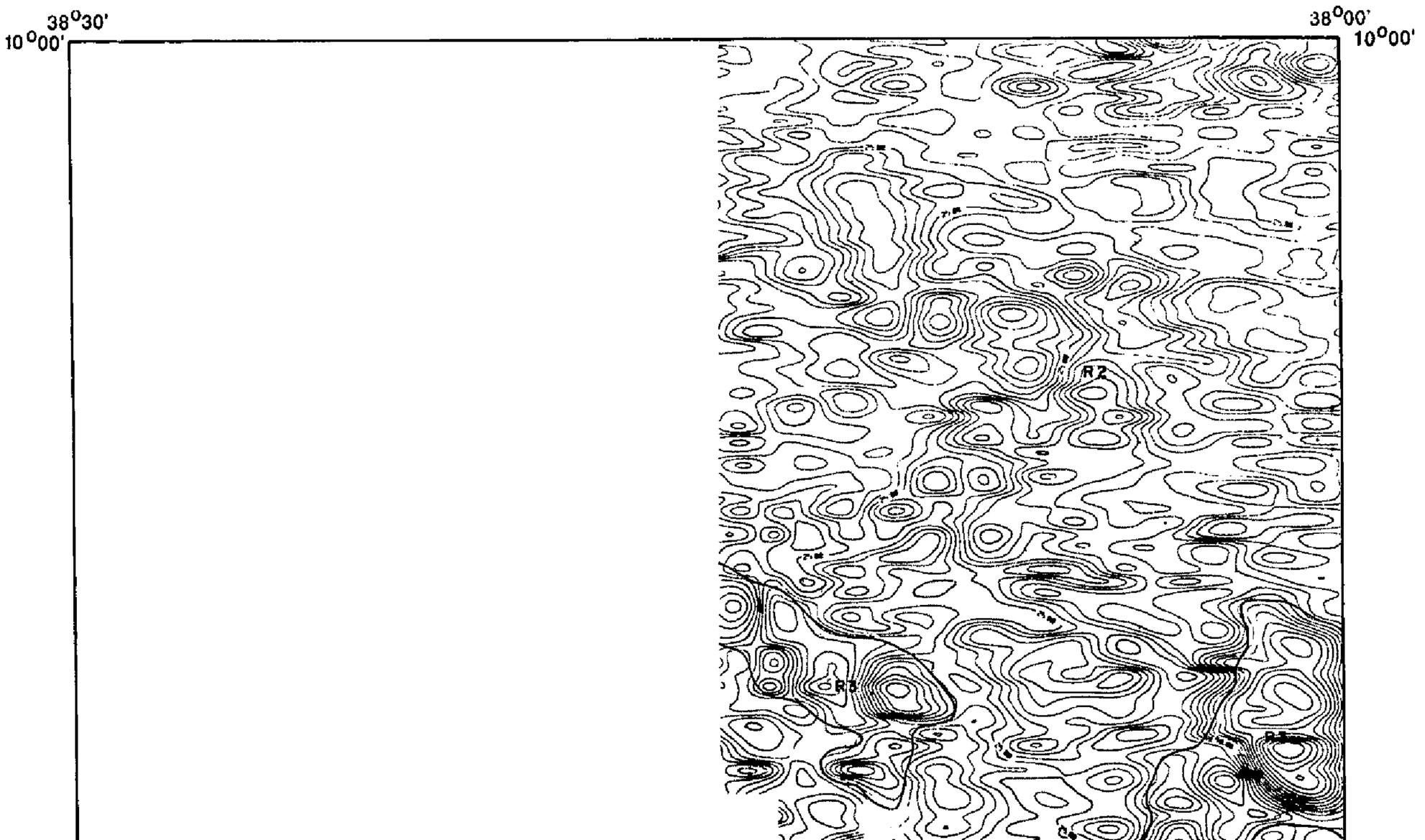
b) Canal de Potássio

O mapa de isorradas do canal de potássio foi dividido em três unidades radiométricas, em função do nível de radioatividade (fig. II.4.6):

R_1 = inferior a 25cps
R_2 = entre 25 e 50cps
R_3 = entre 50 e 75cps

As unidades radiométricas foram delimitadas considerando que elas correspondem a diferentes concentrações de potássio e representam somente uma análise qualitativa e comparativa da distribuição desse elemento, nas diferentes litologias da área investigada.

Unidade R_1 - Representa as rochas com menores concentrações de potássio, ocupando uma área reduzidíssima na parte leste da folha, relacionada à zona de cisalhamento que ali ocorre.



UNIDADES RADIOMÉTRICAS

R_1 = <25 cps
R_2 = 25-50 cps
R_3 = 50-75 cps
R_4 = 75-100 cps
R_5 = > 100cps

Limite entre unidades radiométricas

Fig. II.4.6 – Mapa de Interpretação do Canal de Potássio.

Unidade R_2 - Ocupa quase toda a área aerolevantada da folha e está relacionada principalmente aos filitos, metassiltitos e clorita-quartzo-xistos miloníticos do Grupo Macururé e a rochas sedimentares da Bacia de Tucano.

Unidade R_3 - Corresponde a granitóide tipo Coronel João Sá, a litótipos do Grupo Vaza-Barris e a sedimentos da Bacia de Tucano.

4.3.2 INTERPRETAÇÃO QUANTITATIVA

4.3.2.1 Aerogeofísica

Os princípios que orientaram os trabalhos de interpretação quantitativa foram discutidos resumidamente no subitem 4.2.1, com referência aos "softwares" utilizados na interpretação.

Foram feitas medições de susceptibilidade magnética, através de um "Kappameter", de cerca de 38 amostras de rochas da região abrangida pelas folhas Santa Brígida, Piranhas e Carira, as quais se encontram especificadas na tabela II.4.4. Os valores variaram bastante nas rochas amostradas, refletindo a complexidade dos terrenos e a variação das litologias, na Faixa de Dobramentos Sergipana.

4.3.2.2 Geofísica Terrestre

Para o melhor entendimento da gravimetria e interpretação adequada das curvas Bouguer, foram feitas determinações de densidade de 65 amostras de rochas, todas procedentes de áreas fora do âmbito da Folha Jeremoabo (folhas Carira e Piranhas). Os valores, de uma maneira geral, foram bastante altos, considerando que são terrenos constituídos de rochas mais ácidas na superfície. Os resultados encontram-se na tabela II.4.5.

As densidades variam desde 2,41g/cm³, na amostra RS-R-199 (granitóides), até 3,05g/cm³, na amostra RS-R-60 (filito).

A seguir é feito o comentário da interpretação dos perfis realizados na área.

Perfil 6 - Figura II.4.7

Esse perfil estende-se desde o povoado Marancó, na Folha Santa Brígida, até a BR—235, na Folha Jeremoabo. Nesta, entre as estações 122 e 112, a curva não apresenta anomalias significativas. Pequenas variações do campo magnético foram percebidas nas estações GC-113 e GC-119/120. A anomalia da estação GC-113 parece estar associada ao contato da Unidade Belém com a Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó, no extremo-norte da Folha Jeremoabo. A anomalia da estação GC-119/120 parece relacionada a rochas metavulcânicas da Unidade Monte Azul.

A parte norte do perfil 6, que se desenvolve entre as estações GC-97 e GC-112, ao contrário da parte sul, se mostra bastante anômala, principalmente nos trechos GC-108/111 (corpo 1) e GC-100/102 (corpo 2). A primeira anomalia é devida às rochas metabásico-ultrabásicas da Unidade Belém, do Complexo Marancó. A anomalia que ocorre entre as estações GC-100 e GC-102 também deve estar associada a essas rochas básicas e ultrabásicas. Os contrastes

Tabela II.4.4 – Susceptibilidades magnéticas

Afloramento	Local	Folha 1:100.000	Rocha	Leitura S/Stick	Escala	Valor Corrigido M. exp (- 3) emu
NR- 60	Coronel João Sá	Carira	Granitóide	–	–	0,016
RS-148	Fazenda do Cristo	Carira	Biotita-granito	–	–	0,016
RS-200	Estr. Carira/Cel. João Sá	Carira	Granodiorito	–	–	0,016
RS-240	Lagoa Bonita	Carira	Biot.-musc.-granito	–	–	0,016
RS-241	Lagoa Bonita	Carira	Biot.-musc.-granito	4,1	0,2	0,065
RS-260	Estr. N. S. Glória-Monte Alegre	Carira	Granodiorito pórfiro	3,2	0,2	0,068
RS-261	Estr. N. S. Glória-Monte Alegre	Carira	Granodiorito pórfiro	3,2	0,2	0,068
RS-269	Lagoa Redonda	Piranhas	Granodiorito	–	–	0,016
RS-270	Estr. Poço Redondo-Sítios Novos	Piranhas	Granodiorito	–	–	0,016
RS-271	Estr. Poço Redondo-Sítios Novos	Piranhas	Biot.-anf.-granitóide	–	–	0,016
RS-357	SN de Sítios Novos	Piranhas	Biotita-granitóide	–	–	0,016
RS-381	NW de Poço Redondo	Piranhas	Biot.-horn.-granitóides	–	–	0,016
RS-383	Fazenda Salinas	Piranhas	Granitóide pórfiro	–	–	0,016
RS-452	Fazenda Brejo	Piranhas	Anf.-biot.-granitóide	7,84	1	0,84
RS-453	Fazenda Brejo	Piranhas	Anf.-biot.-granitóide	14,56	1	1,56
RS-454	Fazenda Brejo	Piranhas	Anf.-biot.-granitóide	11,76	1	0,93
RS-455	NE de Curituba	Piranhas	Gabro cataclástico	13,69	1	1,35
RS-456	NE de Curituba	Piranhas	Metagabro	10,44	5	5,15
RS-459	NE de Curituba	Piranhas	Biotita-granito	5,75	1	0,57
RS-477	NW de Piranhas	Piranhas	Granitóide porfiróide	11,86	1	1,36
RS-480	SE de Olhos d'Água do Casado	Piranhas	Biot.-horn.-granitóide	7,3	0,2	0,19
RS-481	SE de Olhos d'Água do Casado	Piranhas	Leucogranito	1,58	0,2	0,25
RS-493	NE de Piranhas	Piranhas	Biotita-granito	9,6	1	0,85
RS-497	NE de Piranhas	Piranhas	Quartzo-sienito	11,46	1	0,97
RS-498	NW de Caboclo	Piranhas	Biotita-granitóide	9,66	0,2	0,19
RS-500	NW de Cabloco	Piranhas	Quartzo-sienito	0,4	1	0,77
RS-507	NW da Fazenda São Miguel	Piranhas	Quartzo-sienito	16,22	1	1,38
RS-523	Fazenda Novo Gosto	Piranhas	Biot.-anf.-granitóide	8,08	1	0,64
RS-525	Fazenda Novo Gosto	Piranhas	Biotita-granitóide	6,8	1	0,54
RS-530	Fazenda Craibeiro	Piranhas	Granitóide porfiróide	2,4	0,2	0,047
RS-557	SE da Fazenda Salinas	Piranhas	Biot.-honr.-granitóide	–	–	0,016
RS-623	Estr. Sítios Novos-Poço Redondo	Piranhas	Granodiorito	1,26	0,2	0,022
RS-624	Fazenda Lagoa dos Bichos	Piranhas	Augengnaisse	4,0	0,2	0,079
RS-625	Estr. Sítios Novos-Poço Redondo	Piranhas	Granodiorito pórfiro	6,7	0,2	0,12
RS-627	Serra Negra	Piranhas	Augengnaisse	4,0	0,2	0,079
PB- 43	Fazenda Xingó	S. Brígida	Musc.-turm.-granito	7,2	0,2	0,16
PB- 51	Fazenda Xingó	S. Brígida	Leucogranito	–	–	0,016
NR-588	Fazenda Xingó	S. Brígida	Leucogranito	–	–	0,016

Tabela II.4.5 – Folha Carira
Densidades

Amostra	Rocha	Densidade (g/cm³)
FOLHA CARIRA		
NR-R- 71 A-C	Material cataclástico	2.87
NR-R-137	Metabasito	2.91
NR-R-173	Granito	2.81
NR-R- 71 B	Cataclástico	2.54
NR-R-446 B	Vulcânica intermediária	2.69
RS-R-169	Metavulcânica	2.60
RS-R-108	Metavulcânica	2.72
RS-R-196	Sericita-quartzo-granada-xisto	2.72
RS-R- 30	Micaxisto	2.73
RS-R-199	Granitóide	2.41
RS-R- 24	Metagrauvaca	2.65
RS-R-188	Filito	2.65
RS-R-105	Metassiltito	2.76
RS-R-262	Biotita-quartzo-granada-xisto	2.72
RS-R-110	Metavulcânica	2.69
RS-R- 98	Metapelito	2.75
RS-R-160	Biotita-granada-xisto	2.81
RS-R-121	Metavulcânica	2.77
RS-R-178	Sericita-quartzito	2.69
RS-R- 33	Metagrauvaca	2.79
RS-R- 28	Granitóide	2.78
RS-R- 60	Filito	3.05
RS-R- 39	Metassiltito	2.77
RS-R- 46	Granito	2.72
RS-R-125	Filito	2.71
RS-R-208	Metavulcânica	2.74
RS-R- 53	Filito	2.73
RS-R- 86	Hornfels	2.81
RS-R-140	Metapelito	2.74
RS-R- 26 A	Ultramilonito	2.75
RS-R- 40 B	Granada-biotita-xisto	2.75
PB-R- 38	Muscovita-biotita-granito	2.63
PB-R- 21	Biotita-xisto filonitizado	2.71
PB-R- 40 A	Muscovita-biotita-xisto	2.82
PB-R- 37 A	Metagrauvaca e pegmatito	2.99
PB-R- 34	Metassiltito protomilonitizado	2.66
PB-R- 39	Granitóide gnáissico	2.67
PB-R- 30 D	Xisto cataclástico	2.52
PB-R- 09	Metassiltito protomilonitizado	2.67
FOLHA PIRANHAS		
RS-R-433	Quartzito	2.68
RS-R-554	Filito grafitoso	2.57
RS-R-479	Leucogranito	2.70
RS-R-328	Migmatito	2.64
RS-R-440	Metacalcáreo	2.72
RS-R-394	Migmatito	2.68
RS-R-422	Granitóide	2.63
RS-R-448	Hornblenda-biotita-quartzo-sienito	2.57
RS-R-466	Anfibolito	3.04
RS-R-459	Leucogranito	2.61
RS-R-444 B	Migmatito	3.00
RS-R-416 A	Quartzito	2.65
RS-R-462	Granitóide	2.61
RS-R-468	Metagabro	3.00
RS-R-406	Leptito	2.60
RS-R-456	Quartzo-diorito	2.95
RS-R-354	Augengnaisse	2.64
RS-R-403	Muscovita-gnaisse	2.78
RS-R-271	Granitóide	2.62
RS-R-426 A	Metassiltito	2.72
RS-R-334	Milonito	2.73
RS-R-268 A	Filito	2.73
RS-R-575	Metaultramáfica	2.95
RS-R-501	Sienito pórfiro	2.73
RS-R-434	Utramilonito	2.82
RS-R-310	Leptito	2.74

de susceptibilidade magnética encontrados no modelamento dos corpos 1 e 2 foram de 1.000 x 10^{-6} e.m.u.

Perfil 16 - Figura II.4.8 - Gravimetria

Os valores Bouguer utilizados nesse perfil foram retirados do Mapa Bouguer - Compilação Provisória da Bacia de Tucano, elaborado pela Petrobrás.

O perfil revela uma discreta anomalia de baixo gravimétrico no graben de Juá, quando se ajusta o regional para interpretar a Bacia de Tucano Central. Após o ajuste, foi possível modelar uma pequena bacia sedimentar, cujos parâmetros indicam um aprofundamento do seu embasamento, de sudoeste para nordeste. Os valores interpretados indicam uma profundidade de 250m no extremo-sudoeste e 1.750m no nordeste. As densidades assumidas foram de 2,67g/cm³ para o embasamento e 2,57g/cm³ para os sedimentos.

Seria recomendável a execução de perfis terrestres adicionais para o detalhamento dessas profundidades, uma vez que a proximidade da grande falha que limita a Bacia de Tucano deforma as curvas Bouguer, deixando dúvidas com relação ao regional que deve ser assumido na interpretação. Este, como se sabe, é diretamente responsável pela profundidade resultante.

4.4 PRINCIPAIS CONTRIBUIÇÕES DA GEOFÍSICA À TECTÔNICA DA ÁREA

Com o intuito de se realçar as feições estruturais profundas, foram gerados os mapas aeromagnéticos de continuação para cima, das quatro folhas investigadas conjuntamente (Jeremoabo, Carira, Piranhas e Santa Brígida).

A figura II.4.9a apresenta a interpretação qualitativa desse tema específico, indicando o delineamento de oito blocos tectônicos e dos alinhamentos estruturais profundos que separam ou interceptam os mesmos. A comparação com a figura II.4.9b evidencia os seguintes elementos:

a) a Falha São Miguel do Aleixo e principalmente a Falha Belo Monte-Jeremoabo, expressivas zonas de cisalhamento que limitam o Domínio Macururé, respectivamente a sul e a norte, apresentam notáveis assinaturas geofísicas, evidenciando o caráter profundo dessas descontinuidades estruturais e corroborando a compartimentação da Faixa de Dobramentos Sergipana nos domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó;

b) os blocos e alinhamentos profundos associados, individualizados pela geofísica, sugerem a possibilidade do Domínio Canindé-Marancó vir a ser subdividido, em trabalhos futuros de mapeamento geológico de detalhe, em outros domínios, conforme já aventado no Capítulo 1;

c) os alinhamentos estruturais de direção NE-SW correspondem ao sistema de fraturas preenchidas por diques básicos, a leste da Folha Jeremoabo, cartografados durante o mapeamento geológico e sugerem a existência de enxame subaflorante desses diques;

d) de modo geral existe coincidência entre os "sub-blocos" geofísicos e as áreas de ocorrências das diversas litologias do Domínio Canindé-Marancó.

A análise conjunta das anomalias de gravimetria e magnetometria dos perfis 1 e 2, bem como dos resultados dos

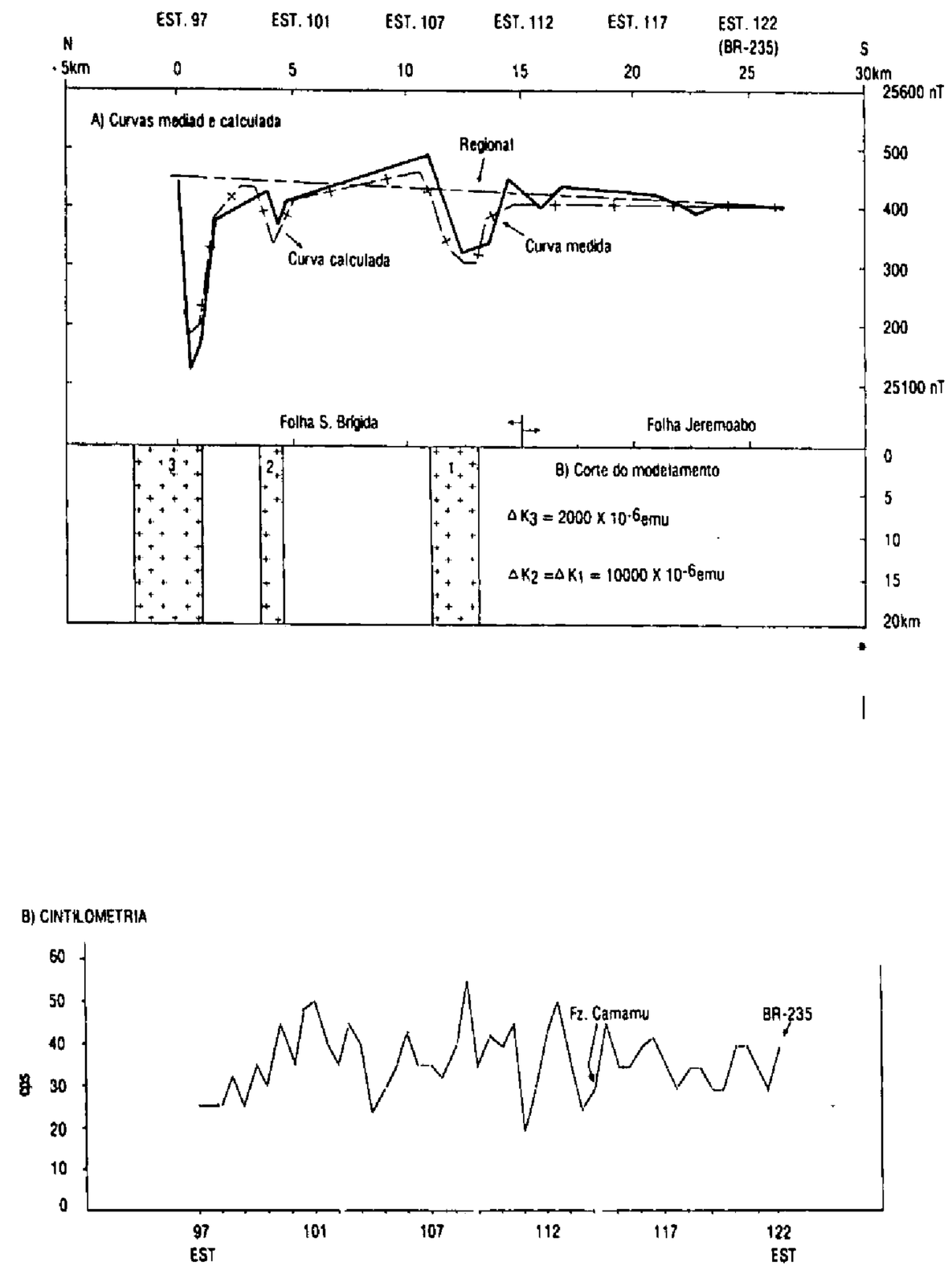


Fig. II.4.7 – Perfil 6 – Folhas Jeremoabo e Santa Brígida.

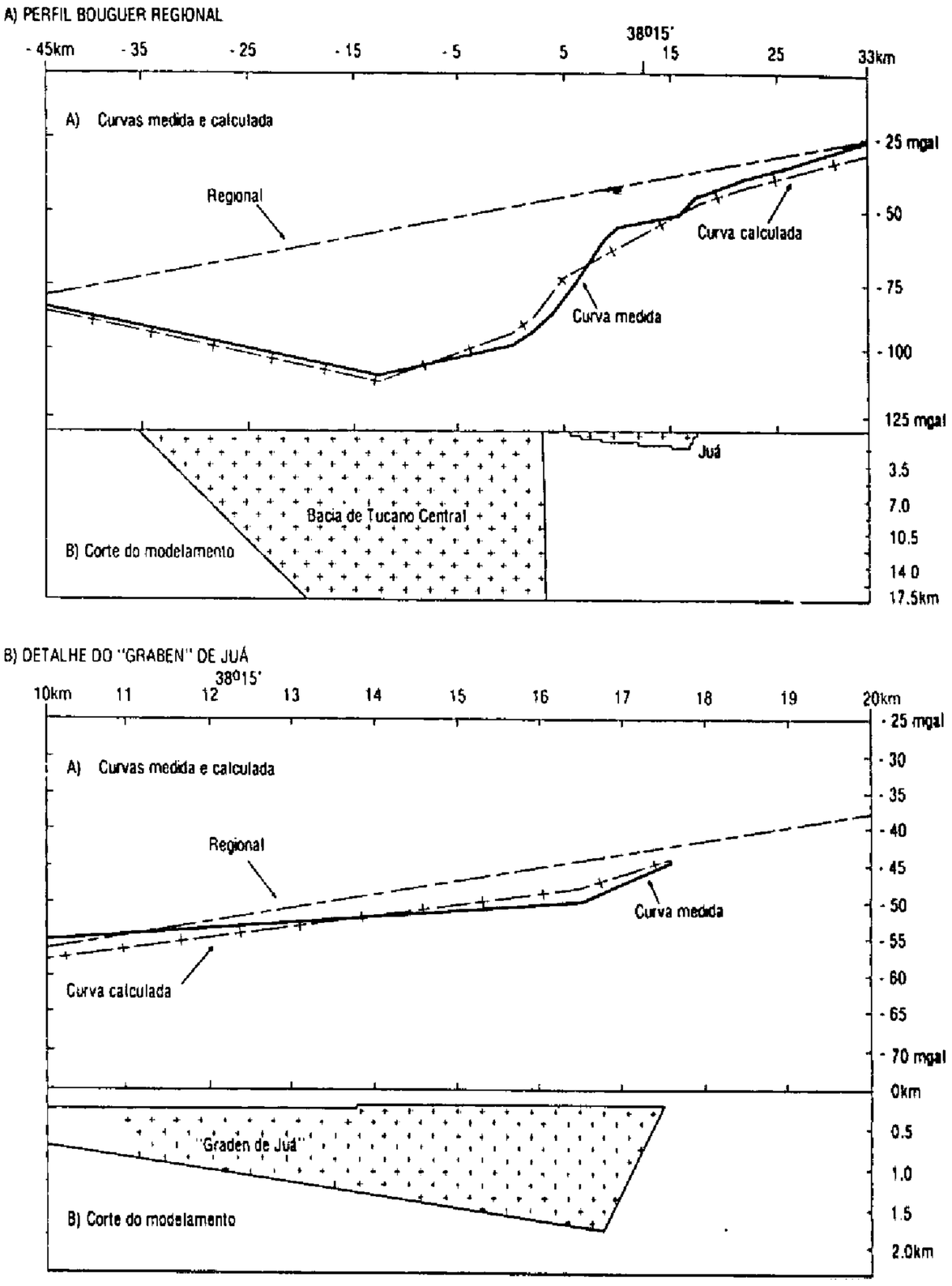
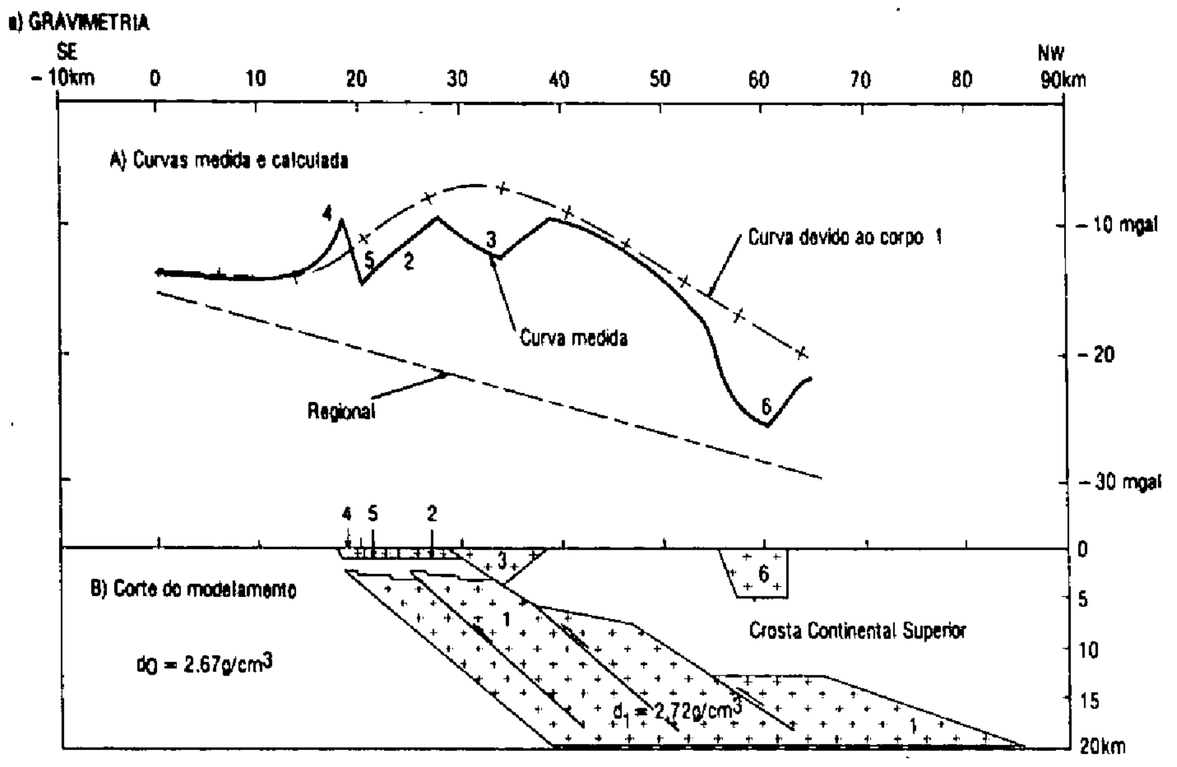
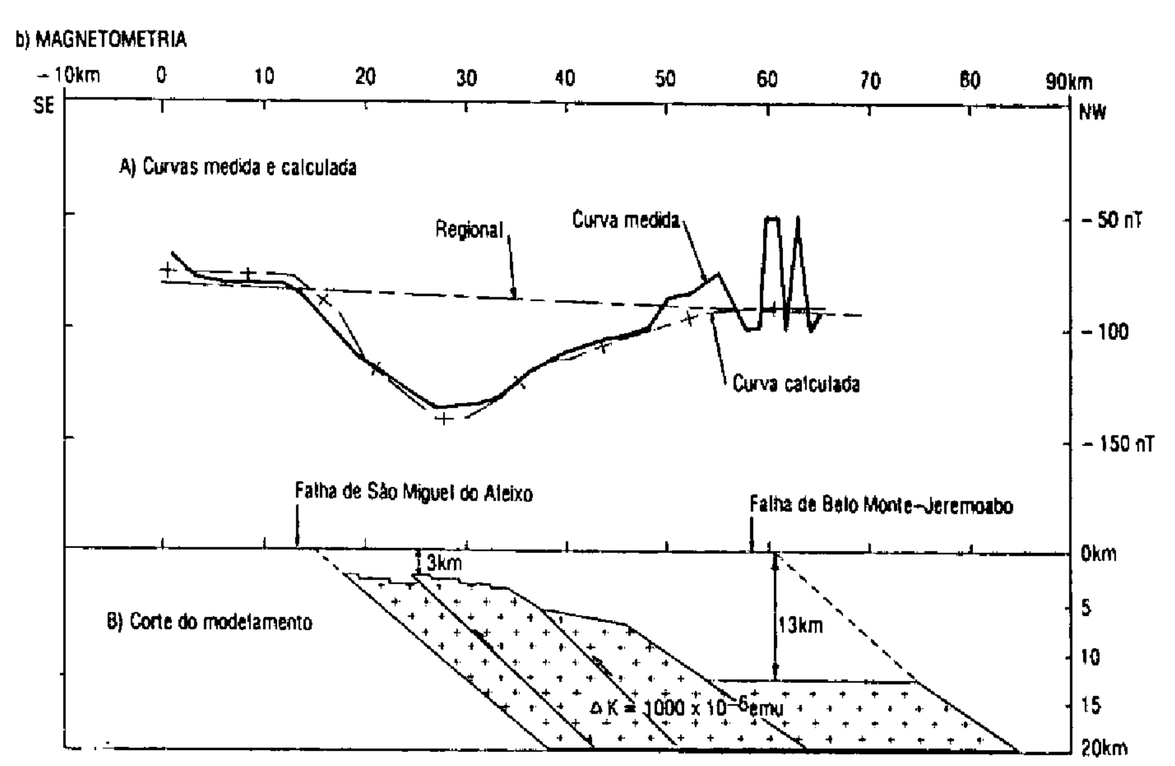
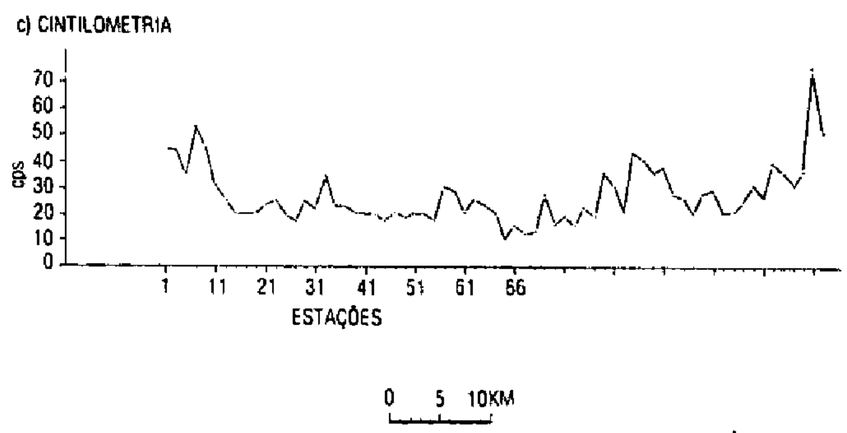


Fig. II.4.8 – Perfil 16.







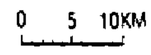
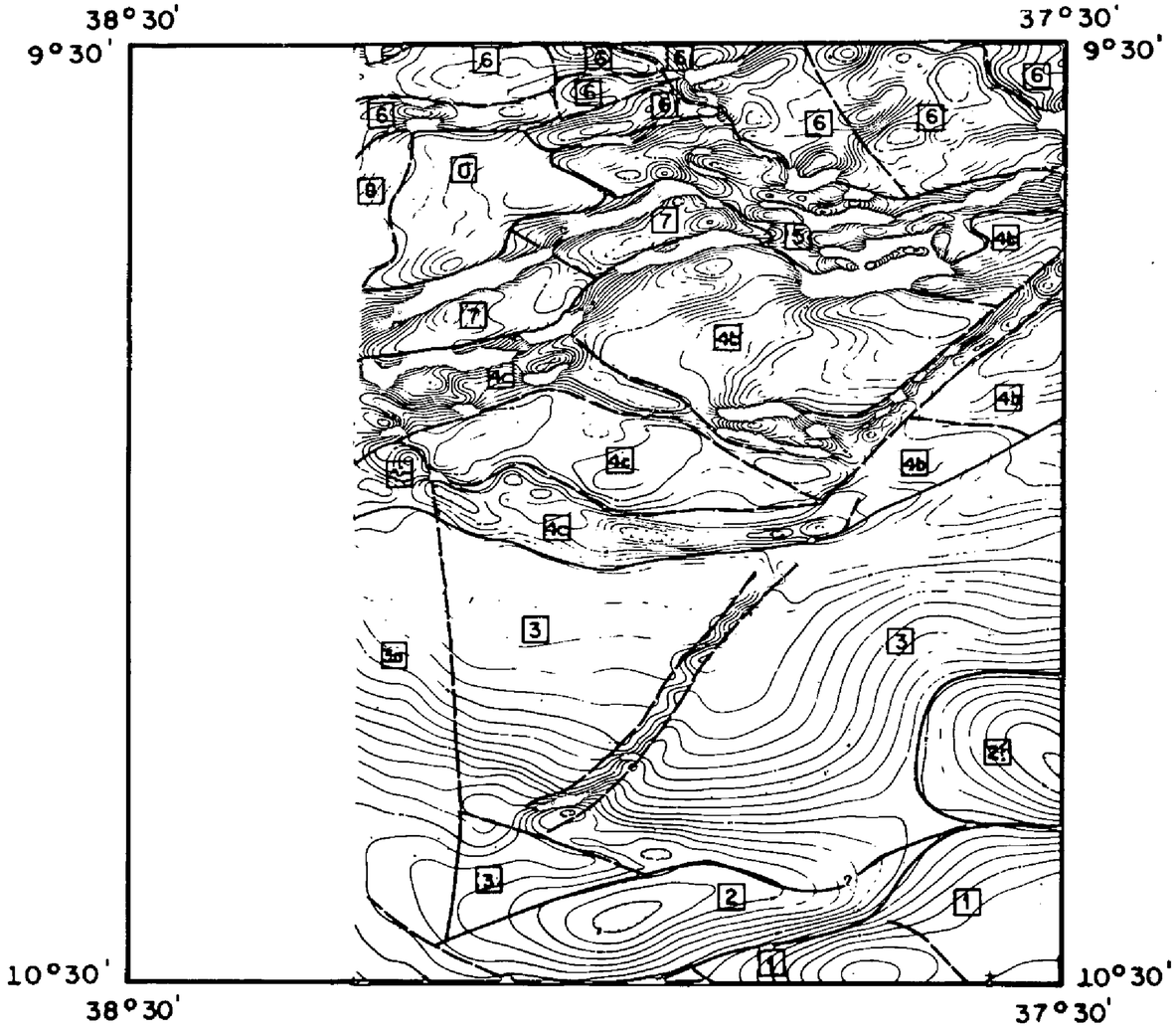
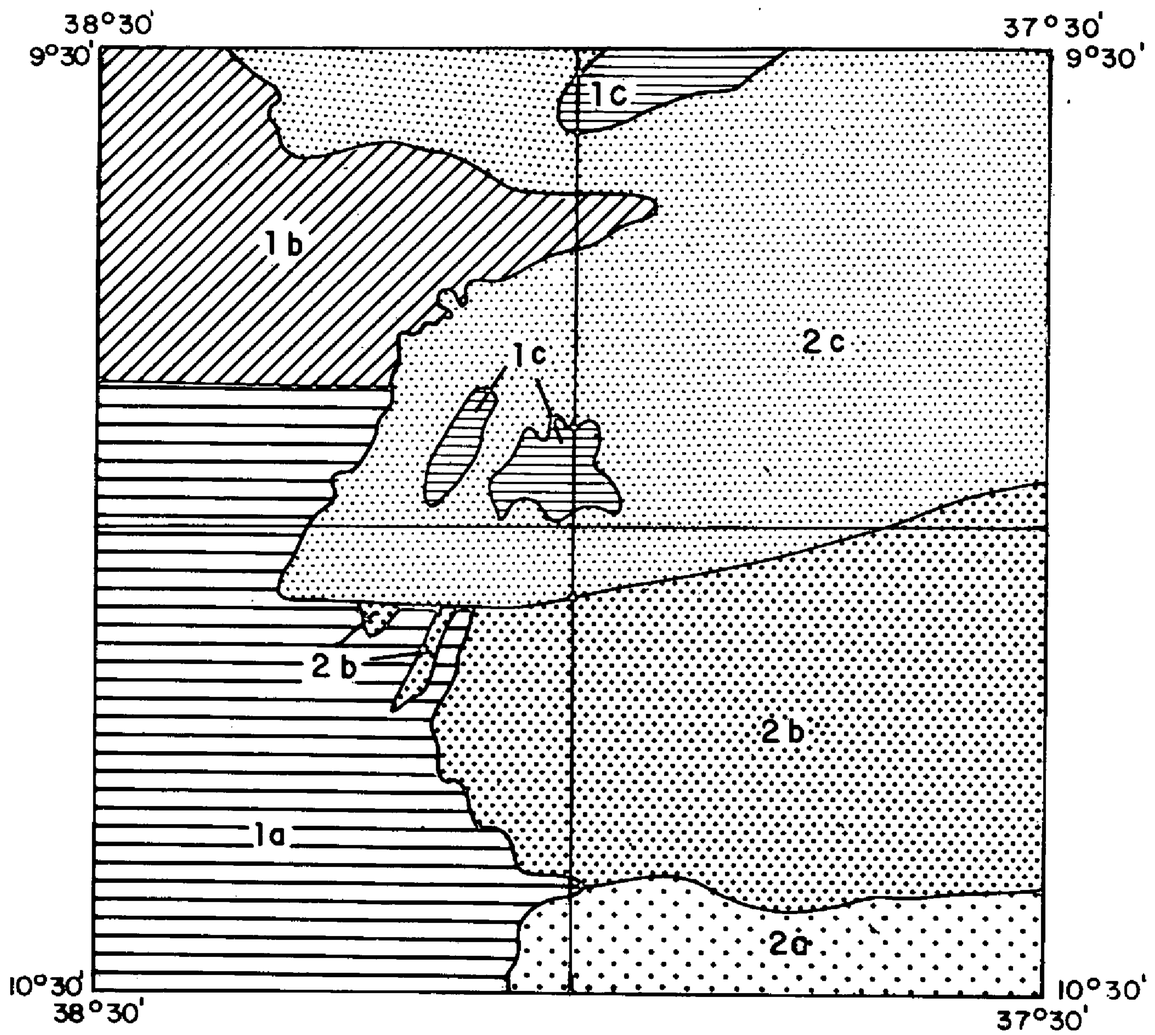


Fig. II.4.10 – Perfil 1



A) Mapa magnetométrico de continuação para cima



B) Domínios geológicos da área

[3] Bloco tectônico — Limite de blocos — Alinhamentos de origem profunda

1 e 2 – Grupo Vaza-Barris; 3 – Complexo Macururé e Granitóides tipo Coronel João Sá; 3a – Sedimentos da Bacia de Tucano; 4a – Complexo Marancó e Granitóides tipo Serra Negra; 4b – Migmatitos de Poço Redondo e Granitóides tipo Sítios Novos; 4c – Granitóides tipo Serra Negra; 5 – Complexo Canindé e Suíte Intrusiva Canindé; 6 – Granitóide tipos Xingó e Serra do Catu; 7 – Granitóides tipo Serra do Catu; 8 – Sedimentos do "Graben" de Santa Brígida.

1) Bacia de Tucano (Central e Norte)
   - 1a – Área de Caritá
   - 1b – Área de Santa Brígida
   - 1c – Área da Serra do Retiro

2) Faixa de Dobramentos Sergipana
   - 2a – Domínio Vaza-Barris
   - 2b – Domínio Macururé
   - 2c – Domínio Canindé - Marancó

Fig. II.4.9 – Comparação entre os Blocos Tectônicos da Geofísica (A) e os Domínios Geológicos da Área (B)

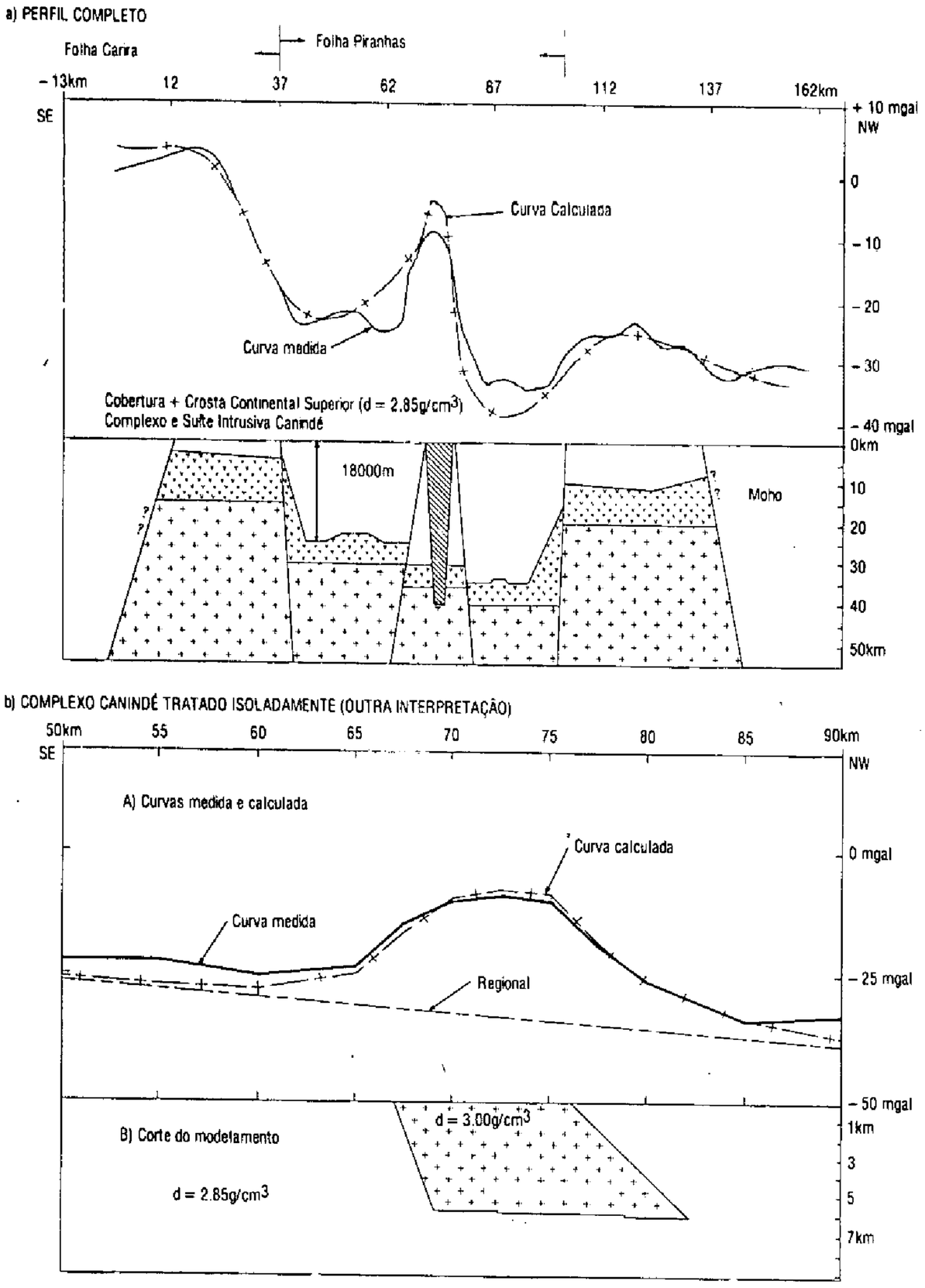


Fig. II.4.11 – Perfil 5

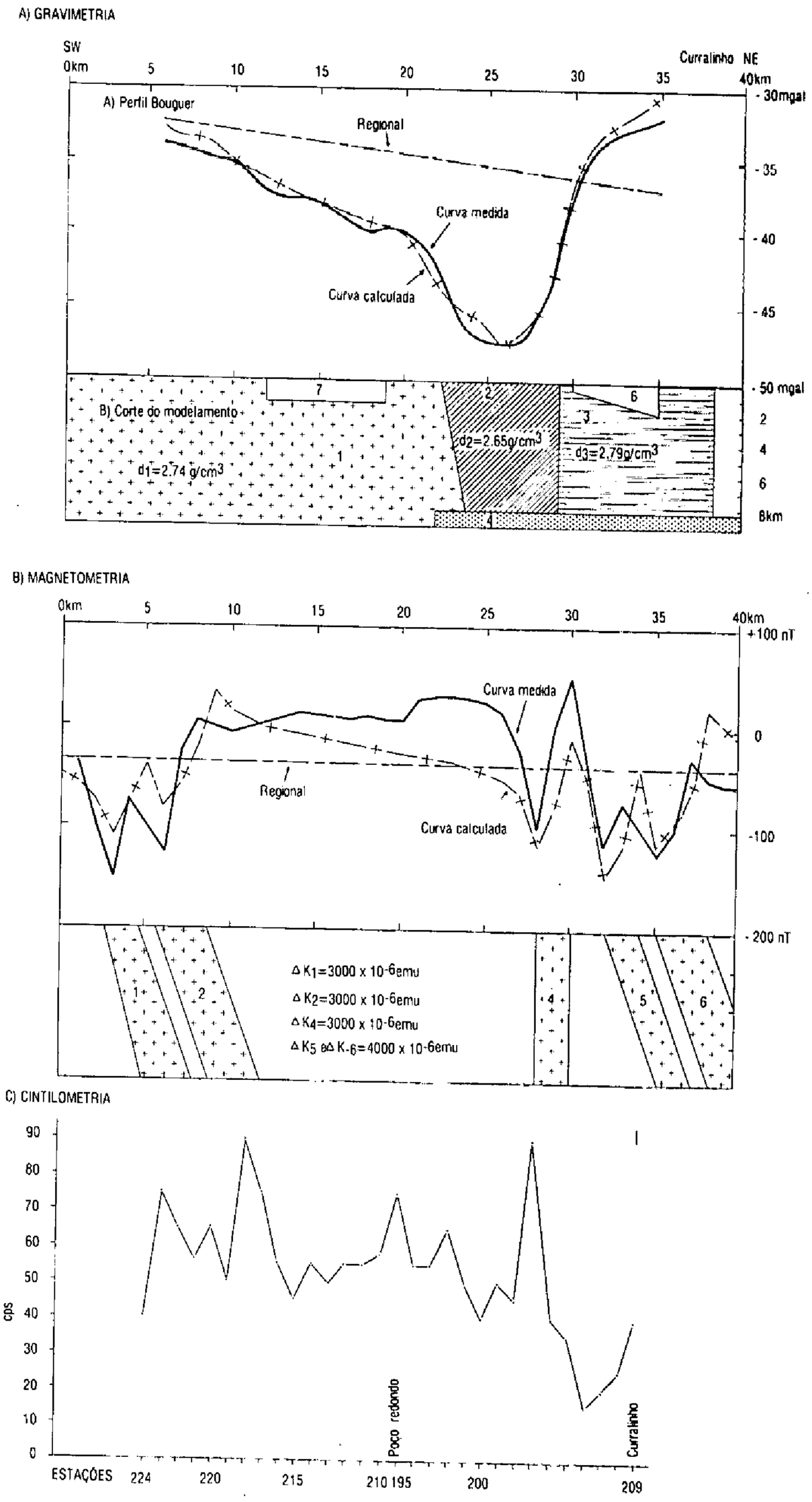


Fig. II.4.12 – Perfil 3

perfis aeromagnéticos 11 e 12 (fig. II.4.1), permitiu aprofundar o conhecimento da porção superior da crosta continental na parte da Faixa de Dobramentos Sergipana investigada.

O perfil 1 (fig. II.4.10) confirmou a interpretação das falhas São Miguel do Aleixo e Belo Monte-Jeremoabo, as quais se projetam em profundidade, mostrando planos mais suaves que aqueles observados em superfície. Essas falhas limitam um grande corpo de composição intermediária a básica, com densidade de 2,72g/cm³.

O modelamento desse corpo confirmou as interpretações do mapeamento geológico, baseadas em tectônica colisional, com movimento dirigido de nordeste para sudoeste, resultando em empurrões escalonados, associados a transcorrências.

Na Folha Carira, contígua a leste da Folha Jeremoabo, a espessura da crosta superior aumenta gradativamente ao longo do perfil 1, variando desde 3.000m, a sul, até cerca de 13.000m nas proximidades da Falha Belo Monte-Jeremoabo.

A interpretação do perfil 5 (fig. II.4.11) permitiu visualizar também o comportamento da crosta superior na Folha Piranhas (nordeste da Folha Jeremoabo). De uma maneira geral a crosta é mais uniforme do que na Folha Carira. O espessamento em direção ao rio São Francisco, a norte, continua, havendo uma diferença da ordem de 5.000m entre as espessuras no limite sul da folha e nas proximidades do referido rio. Esse espessamento também foi diagnosticado no perfil 3 (fig. II.4.12).

Em conjunto, os três últimos perfis evidenciam um espessamento da crosta de sul para norte, comportamento não-detectado por Rand et alii (1980).

Capítulo 5

Geoquímica

5.1 SISTEMÁTICA ADOTADA

5.1.1 AMOSTRAGEM

A distribuição das estações de amostragem de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia de aluvião no levantamento geoquímico regional do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil — PLGB, obedece a uma sistemática que prevê maior adensamento de estações sobre as áreas de ambiências geológicas com expectativa de algum potencial geoeconômico, enquanto nas áreas sem esse condicionamento a distribuição das estações é, propositalmente, rarefeita. Na medida em que os resultados do levantamento geológico e/ou geoquímico regional apontem áreas promissoras e/ou problemáticas, a amostragem é adensada. A proporcionalidade é de três a quatro amostras de sedimento de corrente para uma amostra de concentrado de bateia.

Não foi realizada amostragem de sedimento de corrente e concentrado de bateia na parte oeste da folha, sobre a Bacia de Tucano.

Sedimento de Corrente

A coleta das 178 amostras de sedimento de corrente foi realizada, de modo composto, na calha ativa das drenagens. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e identificadas com a sigla do coletor (duas letras), seguida do código da classe da amostra (letra S) e do número da amostra. Essa mesma identificação foi pintada com tinta vermelha em um ponto notável nas proximidades do local amostrado, para facilitar uma posterior localização da estação. Dados pertinentes de campo foram lançados na ficha de amostra geoquímica do SEAG - Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica, da CPRM.

Concentrado de Bateia

Foram coletadas 47 amostras com um volume inicial de 10 litros (fase regional) e 40 amostras a partir de 20 litros (fase de verificação de anomalias) preferencialmente nos concentradores naturais. Os mesmos procedimentos de acondicionamento e identificação da amostra, registro de dados de campo e amarração da estação de amostragem utilizados para os sedimentos foram também aqui adotados.

Rocha

As equipes de mapeamento geológico coletaram amostras com cerca de 1,5kg, cada, com a preocupação de evitar as partes alteradas. Dados pertinentes ao afloramento e identificação da amostra foram anotados em caderneta de campo. Foram analisadas, quimicamente, apenas cinco amostras representativas das unidades ígneas e quatro das metassedimentares que ocorrem na área.

5.1.2 ANÁLISES

Dois níveis de abordagem analítica foram implantados, atendendo ao que foi estabelecido pelo DNPM e CPRM para o PLGB.

O *nível sistemático*, no qual a espectrografia de emissão semiquantitativa e, eventualmente, outra(s) técnica(s) são aplicadas em todas as amostras coletadas no levantamento regional: sedimento ativo de corrente, concentrado de bateia de aluvião e rocha.

O *nível dirigido*, onde técnicas analíticas específicas são aplicadas a conjuntos selecionados de amostras de cada material, para melhor equacionar e/ou resolver situações geológicas ou prospectivas.

A escolha dos elementos a serem analisados foi controlada pelos litótipos relacionados no mapa geológico preliminar e/ou pela expectativa metalogenética de cada área.

5.1.2.1 Preparação de Amostras

Sedimento de Corrente

- secagem em estufa (80°C);
- peneiramento para separar as frações <32, >80 e <80mesh;
- pulverização da fração <80mesh para <150mesh;

Concentrado de Bateia

- separação por bromofórmio;
- quarteamento para análises geoquímicas e mineralógicas;

Rocha

- seleção de amostras das suites ígneas - vulcânicas, ácidas a básicas, granitóides e intrusivas básicas - e seus derivados metamórficos. Arquivamento das outras amostras dessas suites e das demais unidades litológicas;
- divisão em duas porções para análises químicas e petrográficas;
- britagem e pulverização de uma porção a menos 150mesh, após o controle petrográfico, quanto ao grau de alteração por intemperismo, metassomatismo etc.

5.1.2.2 - Sistemática de Análise

Sedimento de Corrente

- espectrografia de emissão semiquantitativa para 30 elementos: Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, V, W, Y, Zn e Zr;
- espectrometria de absorção atômica para Zn, abertura por HNO_3, concentrado a quente;
- eletrodo de ion especiico para F;
- reanálises para grupos específicos de amostras por absorção atômica: Cu, Ni, Co e Cr, abertura HNO_3 concentrado a quente em 70 amostras: Cu, Co e Ni, abertura com HCl,6N a frio em 36 amostras; e para Cr, abertura por H_3PO_4 em 37 amostras.

Concentrado de Bateia

- mineralometria semiquantitativa;
- espectrografia de emissão óptica semiquantitativa para 30 elementos-padrão;
- absorção atômica para Au, Ag e As em 40 amostras coletadas na fase de verificação.

Rocha

- todas as amostras (9) foram analisadas por espectrografia de emissão óptica semiquantitativa para 30 elementos;

Outras análises realizadas:

- fluorescência de raio X quantitativa para Rb, Sr, Nb, Y e Zr em 4 amostras;
- análises quantitativas para 13 óxidos padrão (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO,MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, MnO, Umidade e Perda ao Fogo) em 5 amostras;
- absorção atômica, abertura total, para Ba em 3 amostras e para Li, Cu, Pb e Ni em 2 amostras e para Au em 4 amostras;
- eletrodo de ion específico para F em 1 amostra;
- emissão de plasma para Terras Raras e Y em 1 amostra.

Todas as análises foram executadas no Laboratório Central de Análises Minerais (LAMIN), da CPRM, com exceção daquela por emissão de plasma que foi realizada no CRPG (Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques, França).

5.1.3 CONTROLE DE QUALIDADE

Exercido através de:

1. Amostras replicatas de sedimento de corrente coletadas concomitantemente em cerca de 10% das estações do levantamento regional (17 amostras). As amostras replicatas são diferenciadas das originais pela letra R colocada após o número da amostra original. Ex: SR-S-12 e SR-S-12R.
2. Análises de duplicatas.
3. Acompanhamento com análises de padrões certificados, para padrões internos e brancos.

A existência de inúmeros pequenos açudes nas fazendas existentes na área - possíveis obstáculos à dispersão química e/ou mecânica dos elementos-traço - proporcionou um outro tipo de controle de qualidade: amostragens à jusante e à montante de 25 açudes (7 na Folha Jeremoabo e o restante nas folhas Santa Brígida, Piranhas e Carira), com o objetivo de verificar o grau de interferência desses açudes na dispersão dos elementos-traço ao longo das drenagens.

5.1.4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A interpretação dos dados da prospecção geoquímica procurou ser objetiva e eficiente, dentro dos limites impostos pela escala do trabalho, pela densidade de amostragem e pelos métodos analíticos utilizados.

Na interpretação, foram considerados de forma global os dados geoquímicos obtidos nas quatro folhas estudadas pelo Projeto Carira, ou seja, as folhas Jeremoabo, Santa Brígida, Piranhas e Carira.

Vários fatores contribuíram para dificultar sensivelmente a interpretação, sendo os principais os seguintes:

- *Método analítico utilizado.* A espectrografia semiquantitativa para 30 elementos define os teores sempre como múltiplos ou submúltiplos decimais de 1; 1,5; 2; 3; 5 e 7 . Em virtude disto, a definição de limiares em função de média e desvio padrão pode levar a um número grande demais de "anomalias" ou inversamente a um número muito pequeno.
- *Variância muito baixa.* A variância dos elementos observada em sedimentos de corrente foi muito baixa, o que aliado àforma como os teores são oferecidos, em números fixos como dito anteriormente, foi mais um fator complicador.
- *Falta de contraste entre as várias unidades geológicas presentes.* As unidades geológicas presentes na área são predominantemente metassedimentares/metavulcânicas ou granitóides que não mostram, a nivel de "background", qualquer contraste entre si, daí não ser conveniente a separação de populações em função da geologia, como freqüentemente se faz em prospecção geoquímica regional.
- *Densidade de amostragem.* A chamada escala "borracha" de amostragem partiu de uma densidade média de 1 amostra/4,5km², o que aparentemente levou a uma homogeneização dos resultados. Na área são comuns as alternâncias entre rochas com características químicas diferentes, como por exemplo metassedimentos pelíticos e metavulcânicas intermediárias a ácidas, dentro de uma mesma unidade, levando, com a densidade de amostragem utilizada, à caracterização de um "background" médio que provavelmente não reflete nenhuma das unidades presentes. Há que se considerar, ainda, o fato do pH predominante na área, neutro a alcalino, dificultar a mobilidade hidromórfica da

maioria dos elementos, mas que por outro lado deve favorecer o transporte detrítico, sobretudo junto aos óxidos de ferro reativos. Todavia a influência e extensão desses fatos não foram definidas na área.

Os elementos Zn e F, dosados por absorção atômica (abertura com HNO_3 concentrado a quente) e eletrodo de ion específico, respectivamente, demonstraram um comportamento com definição bem melhor que os demais.

Tendo em mente os fatos enumerados, foram adotados os seguintes critérios para interpretação:

Todos os dados analíticos disponíveis foram submetidos, inicialmente, a programas do Sistema GEOQUANT para definir os parâmetros estatísticos das populações:
SUMEST — que gera sumários estatísticos, histogramas, percentis, gráficos de probabilidade e testes de distribuição (KS e CHI_2);
CORREL — que gera matrizes de correlação, para definir estimadores geoquímicos e as associações geoquímicas mais preponderantes.

A definição de estimadores que identificam anomalias visando a delimitar as faixas e/ou zonas anômalas obdeceu aos seguintes critérios:

1) Para as amostras de sedimento de corrente, entre os dados fornecidos pela espectrografia de emissão semiquantitativa para 30 elementos-padrão, foram selecionados os valores mais elevados da população de dados de cada elemento. A maneira como os resultados são reportados, valores médios de intervalos distribuídos em escala geométrica, como dito, não permite a utilização de cálculos estatísticos para definir parâmetros prospectivos confiáveis. Foram considerados anômalos os teores mais elevados, que equivalem aproximadamente a 2,5% do total de amostras.

2) Para os dados fornecidos pela espectrometria de absorção atômica (Zn) e eletrodo de ion específico (F), utilizou-se a média geométrica (G) e o desvio geométrico (DG), caracterizando-se como anômalo o teor superior a G.1,3DG de cada elemento.

Dos 30 elementos analisados por espectrogafia de emissão, apenas cobre, cromo, níquel, cobalto, chumbo, bário, estrôncio, lantânio, vanádio, ítrio e zircônio fornecem uma distribuição diversificada de valores. Os elementos estanho, berilio e nióbio, embora forneçam alta porcentagem de valores qualificados, mostram, por vezes, alguns valores significativos e foram usados como apoio ou suporte à interpretação dos demais elementos e/ou à cartografia geológica. Os elementos zinco, arsênio, prata, cádmio, tungstênio e antimônio foram descartados por não apresentarem qualquer relevo geoquímico. Os estimadores selecionados ou calculados são mostrados na tabela II.5.1.

Os padrões de distribuição dos elementos foram avaliados através da utilização do programa do Sistema GEOQUANT, como um apoio à cartografia geológica.

Na interpretação, foram de grande utilidade os mapas fornecidos na escala de 1:100.000 pelo programa TTGQM-505 do SEAG, que mostram a distribuição de cada um dos elementos dosados, al longo da folha.

Através de programas do Sistema GEOQUANT foram geradas unidades reduzidas para vários elementos, sendo que com os vetores oriundos de soma ou subtração dessas unidades foram produzidos, ainda pelo sistema, diversos ma-

Tabela II.5.1 – Parâmetros Estatísticos para Sedimento de Corrente

Elemento	Amplitude	Média Geométrica	Desvio Geométrico	Valor Limiar Utilizado	Grau de Detecção
Fe-EE %	0,15/10	2,5	2,0		1215:1220
Mg-EE %	0,03/5	0,3	2,1		1215:1220
Ca-EE %	0,03/15	0,4	3,3		1202:1220
Mn-EE	50/5000	468,7	2,0		1204:1220
Ag-EE	0,1/5	0,8	1,9		99:1220
B-EE	10/300	45,4	2,3		1122:1220
Ba-EE	50/5000	302,4	1,8	1500	1214:1220
Be-EE	1/15	1,4	1,5	5	796:1220
Bi-EE	10/10				23:1220
Co-EE	5/150	17,2	1,6	50	1172:1220
Cr-EE	10/5000	65,7	2,0	300	1204:1220
Cu-EE	5/200	21,5	1,9	70	1206:1220
La-EE	10/300	43,3	1,6	150	1132:1220
Nb-EE	10/30	10,7	1,2	15	454:1220
Ni-EE	5/200	27,5	2,1	100	1181:1220
Pb-EE	10/300	23,4	1,8	100	1114:1220
Sc-EE	5/30	9,4	1,5	20	910:1220
Sn-EE	10/150	13,1	2,0	10	17:1220
Sr-EE	20/5000	185,1	1,9	1000	863:1220
V-EE	10/300	68,0	1,7	100	1212:1220
Y-EE	10/200	27,0	1,6	100	1204:1220
Zr-EE	50/1000	206,0	1,8	1000	875:1220
Zn-AA	3/116	35,5	2,0	90	1220:1220
F-EIE	50/1150	230,6	1,7	510	1216:1220

Obs.: Teores em ppm, quando não-indicados.

Tabela II.5.2 – Parâmetros Estatísticos para Concentrado de Bateia

Elemento	Amplitude	Média Geométrica	Desvio Geométrico	Valor Limiar Utilizado	Grau de Detecção
Fe-EE %	0,3/20	7,0	2,0		313:335
Mg-EE %	0,02/1	0,1	2,3		318:335
Ca-EE %	0,05/15	0,3	4,7		208:335
Mn-EE	70/5000	971,8	2,6		271:335
As-EE	200/500	233,0	1,4	200	6:335
Au-EE	15/15				1:335
B-EE	10/2000	62,6	4,3		224:335
Ba-EE	20/2000	65,1	2,6	200	226:335
Be-EE	1/5	1,6	1,7	1	25:335
Co-EE	5/500	34,8	2,0	70	203:335
Cr-EE	10/5000	158,1	3,7	500	214:335
Cu-EE	5/150	10,1	2,0	20	212:335
La-EE	20/1000	73,3	3,2	300	240:335
Mo-EE	5/10	6,3	1,3		9:335
Nb-EE	10/30	12,0	1,3	15	135:335
Ni-EE	5/700	22,0	2,6	100	290:335
Pb-EE	10/2000	34,2	2,0	100	291:335
Sc-EE	5/70	14,8	2,0		51:335
Sn-EE	10/1000	24,1	3,0	30	82:335
Sr-EE	100/1000	289,7	2,0	300	37:335
V-EE	10/1000	86,3	2,5		318:335
Y-EE	10/2000	84,2	3,7	700	312:335
Zr-EE	10/1000	114,3	2,9	500	170:335

Obs.: Teores em ppm, quando não-indicados.

pas de superfície de tendência que ajudaram na interpretação, definindo faixas de terreno de tendência mais alcalina, ou mais ultrabásica, por exemplo.

As amostras de concentrados de bateia foram analisadas por mineralometria semiquantitativa e por espectrografia para 30 elementos (tabela II.5.2). Os dados obtidos foram utilizados de forma semelhante aos de sedimento de corrente, sendo que as zonas anômalas ficaram caracterizadas através da integração dos resultados obtidos por todas as análises, em todos os materiais amostrados, com a presença de ambiência geológica compatível.

Através das análises mineralométricas dos concentrados de bateia também foi possível caracterizar faixas de variações de metamorfismo em função da presença dos aluminossilicatos: estaurolita, cianita, andaluzita e sillimanita, bem como dos minerais granada, clinozoisita e zoisita. Para a definição dos campos de presença de cada mineral, os dados foram tratados não-parametricamente, considerando-se a soma de estaurolita, cianita, andaluzita e sillimanita como igual a 100% do volume de cada amostra, definindo-se assim o predominante e os subordinados.

Além da prospecção geoquímica, também foram caracterizados os granitóides tipo Coronel João Sá quanto à sua petrologia e possível ambiente de colocação. Para tanto foram utilizados os dados químicos e diagramas, de acordo com conceitos obtidos da bibliografia, para a caracterização das unidades magmáticas.

Controle de Erro de Amostragem

Para controle de erro de amostragem foram coletadas amostras replicatas em cerca de 10% das estações de amostragem de sedimento de corrente, nas folha Jeremoabo, Santa Brígida, Piranhas e Carira.

Não foi necessário qualquer tratamento estatístico mais sofisticado, para se concluir que não havia diferença significativa de teores entre as amostras normais e as replicatas. Supondo a distribuição como lognormal obteve-se o seguinte:

	Média ppm	Desvio-Padrão	Número de Amostras
Cu	21	1,8	96
Cu Repl.	21	1,9	102
Cr	59	2,1	99
Cr Repl.	56	2,2	102
Co	16	1,6	96
Co Repl.	18	1,7	95
Pb	23	1,9	96
Pb Repl.	23	1,8	92

Comparando-se esses dados com aqueles da tabela II.5.1, para os mesmos elementos, fica claro que não há diferença significativa entre os conjuntos de amostras estudadas. Para os demais elementos analisados valem as mesmas considerações.

Influência dos Açudes

Foram coletados 25 pares de amostras de sedimento de corrente, sendo que as amostras identificadas com a letra

A foram coletadas à montante do açude e as com a letra B, à jusante.

Para verificar o comportamento por elementos, acima e abaixo do açude, foram calculadas as médias aritméticas de Cu, Co, Ni, Pb, Zn e F, bem como as retas de regressão para os teores de B em função de A. Obteve-se o seguinte:

	Média A (ppm)	**Média B (ppm)**
Cu	29	26
Co	24	21
Ni	39	34
Pb	22	21
Zn	50	52
F	281	267

Na figura II.5.1 foram traçadas as várias retas de regressão, cujas equações foram as seguintes:

Cu: B = 7,2 + 0,6A, R2 = 0,54
Co: B = 10,7 + 0,5A, R2 = 0,20
Ni: B = 6,0 + 0,7A, R2 = 0,53
Pb: B = 6,0 + 0,7A, R2 = 0,34
Zn: B = 15,0 + 0,7A, R2 = 0,46
F: B = 129,0 + 0,5A, R2 = 0,15 (não-traçado na figura II.5.1)

As retas de repressão evidenciam uma elevação nos teores obtidos à montante dos açudes, naquelas drenagens mais ricas nos elementos considerados, ao passo que nas drenagens mais pobres verifica-se o oposto, ou seja, há um ligeiro enriquecimento à jusante. Deve-se enfatizar, ainda, o considerável espalhamento dos pontos que definiram as retas, refletido nos baixos coeficientes de determinação (R2) obtidos.

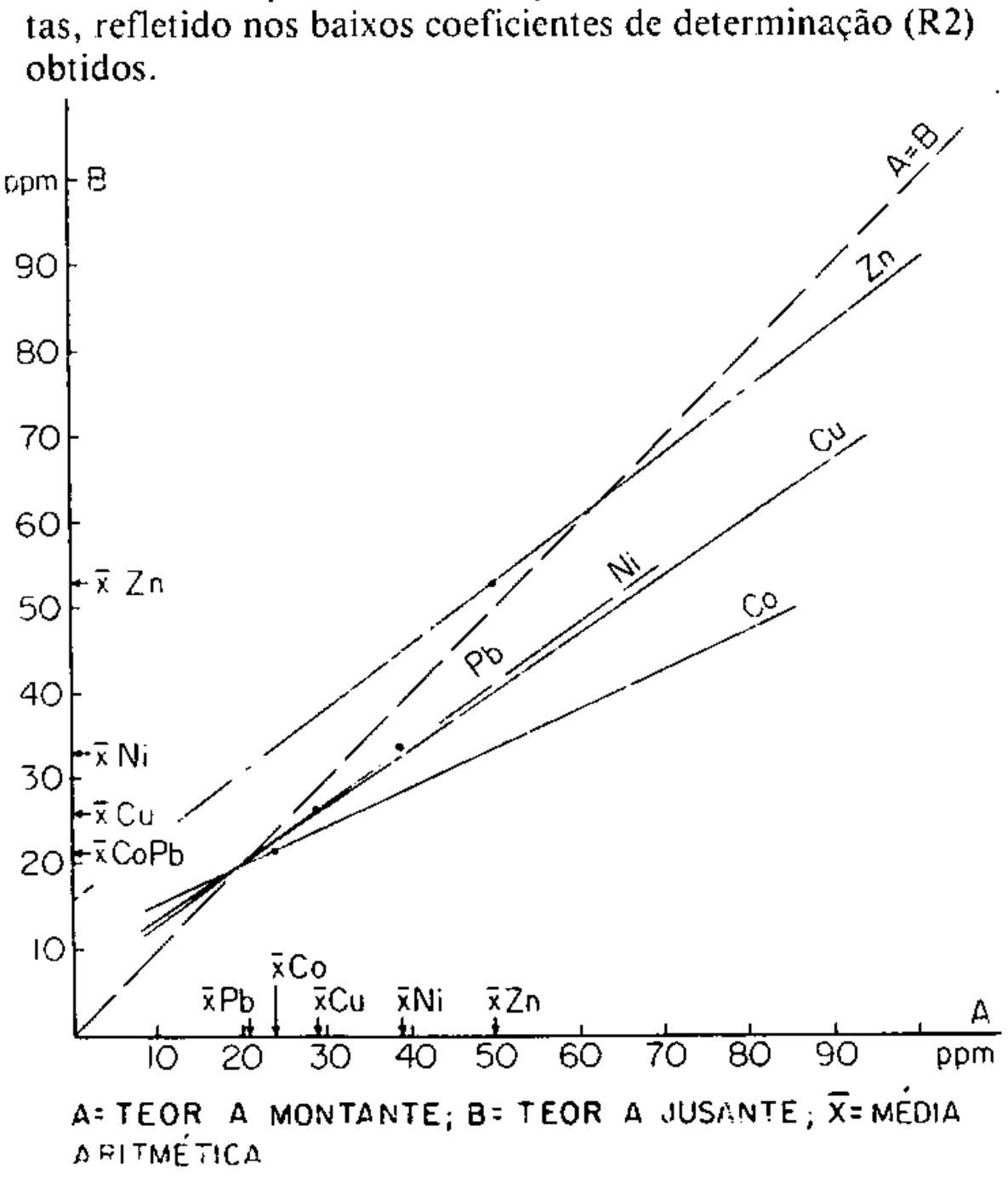


Fig. II.5.1 – Influência de açudes no teor dos elementos.

5.2 LITOGEOQUÍMICA

5.2.1 GRANITÓIDES TIPO CORONEL JOÃO SÁ

Das 11 amostras analisadas, apenas a RS-38 foi coletada na Folha Jeremoabo. As demais foram coletadas na Folha Carira contígua e a leste da folha ora caracterizada (tabela II.5.3).

Tipologia das Amostras

Para nomenclatura das amostras, os dados foram lançados no diagrama multicatiônico de La Roche et alii (1980), onde se observa que a maioria das amostras cai no campo dos granodioritos (fig. II.5.2). Para comparação, na mesma figura foram lançadas as amostras dos granitóides tipo Sítios Novos. Esses granitóides, caracterizados e individualizados durante o levantamento geológico realizado pelo Projeto Carira, configuram corpos tardi a pós-tectônicos intrudidos no Domínio Canindé-Marancó, constituídos por granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-dioritos, freqüentemente porfíriticos (tabela II.5.4).

O teor de SiO_2 varia de 64,3% a 70,9%, compatível com os teores verificados nos granodioritos, enquanto o Al_2O_3 apresenta teores 13 e 16% (tabela II.5.3). A relação Fe_2O_3/FeO é baixa, via de regra inferior ou próxima da unidade. A relação K_2O/Na_2O apresenta valores baixos, em geral menores que 1,0, até 0,7. A relação K/Rb apresenta valores baixos geralmente inferiores a 300.

Com relação ao comportamento da alumina, na conceituação de Shand, os índices peraluminoso, metaluminoso e peralcalino podem ser verificados na figura II.5.3, que mostra o diagrama molecular $(Na_2O + K_2O)$ -CaO-Al_2O_3 de Louiselle & Wones (Sial, 1986). Os pontos caem junto à linha divisória dos campos metaluminoso e peraluminoso mostrando que os granitóides são predominantemente peraluminosos a levemente metaluminosos.

No gráfico K_2OxSiO_2 (fig. II.5.4), é nítida a correlação positiva verificada junto ao relativamente pequeno espalhamento dos pontos. Esse mesmo gráfico foi utilizado por Peccerillo & Taylor (1976) para classificar rochas ígneas, e no presente caso quase todas amostras caíram no campo calcialcalino potássico (granodioritos potássicos).

Nos diagramas de Harker para Mg (fig. II.5.5), Ti (fig. II.5.6) e P (fig. II.5.7), fica evidente a correlação negativa desses elementos com o SiO_2, provavelmente refletindo o fracionamento de biotita, titanita e apatita, que são constituintes comuns dos granitóides em foco.

Tipologia das Associações Magmáticas

Para tentar caracterizar as associações magmáticas presentes, vários gráficos foram confeccionados.

O diagrama AFM não deixa dúvida quanto ao caráter dos granitóides de Coronel João Sá. Todas as amostras caem nitidamente no campo dos magmas hipersteníticos, ou seja, no campo calcialcalino (fig. II.5.8). Tal comportamento sugere um magma de baixa temperatura rico em água, fato que já havia sido sugerido anteriormente pela razão Fe_2O_3/FeO.

No diagrama de Wright, (fig. II.5.9), a tendência das amostras é caírem no campo cálcialcalino, com exceção dos espécimes mais ricos em SiO_2 que caem no campo alcalino. Essas amostras se assemelham aos granitóides tipo Sítios Novos.

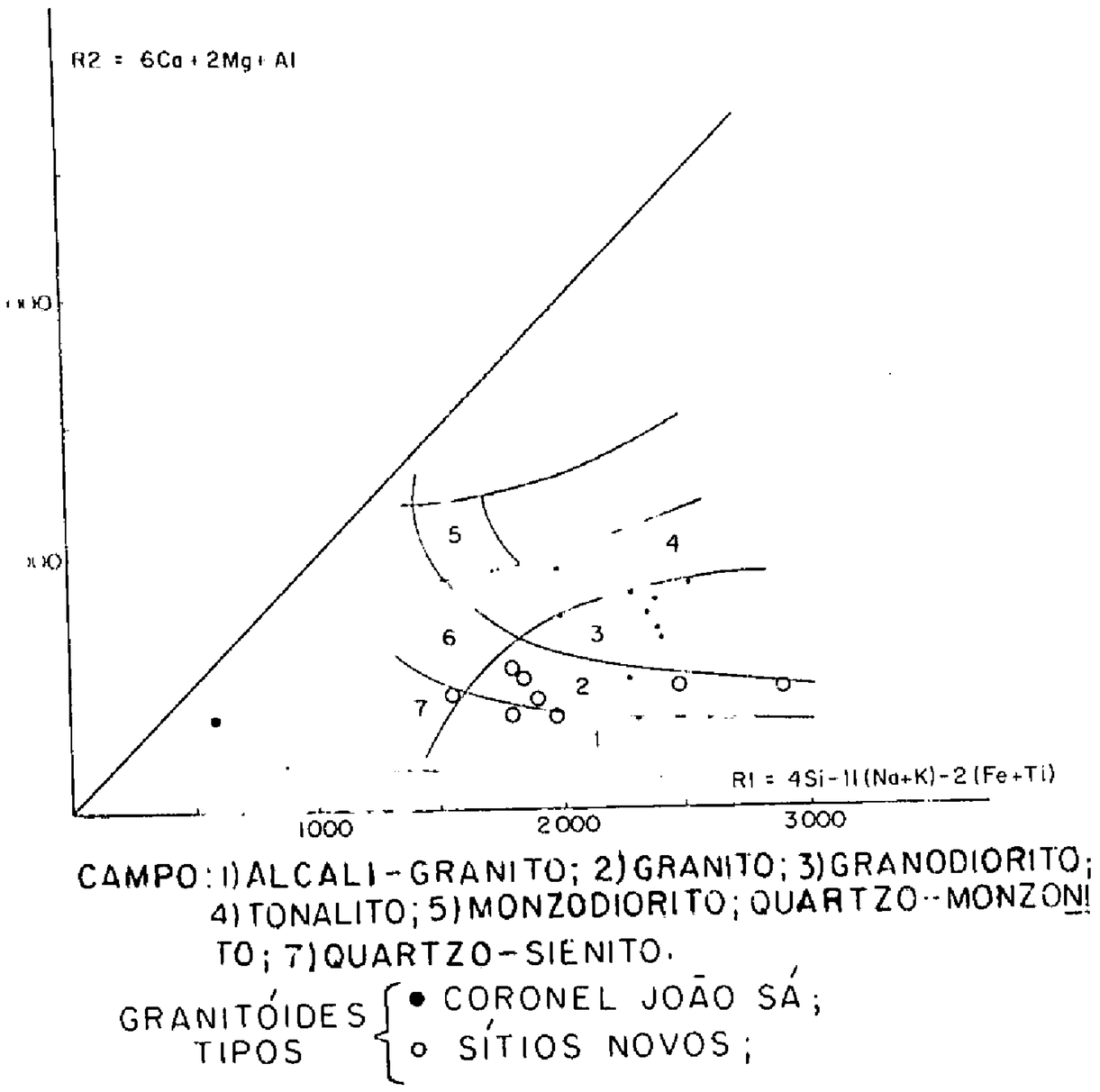


Fig. II.5.2 – Diagrama multicatiônico R_1-R_2 (La Roche et alii, 1980).

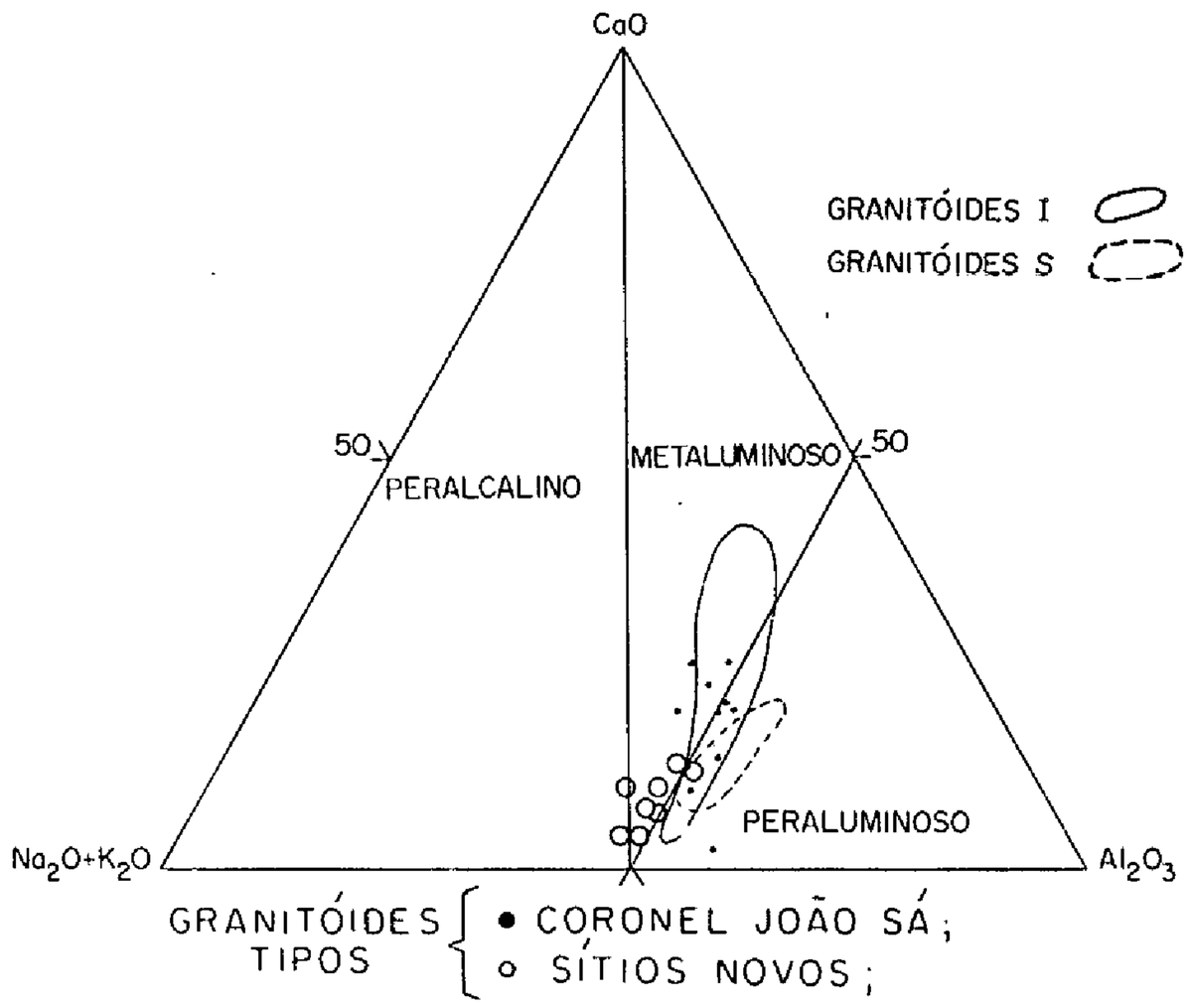


Fig. II.5.3 – Diagrama de Loiselle & Wones (Sial, 1986).

Tabela II.5.3 – Análises Químicas dos Granitóides tipos Coronel João Sá :

Elementos		Amostra										
		NR 170	NR 173B	PB 218	PB 227	RS 01	RS 114	RS 260	RS 41	RS 240	RS 38	NR 60
SiO_2	%	64,6	64,3	68,0	64,3	66,2	68,1	66,0	70,2	70,9	66,5	59,2
TiO_2	%	0,68	0,68	0,63	0,83	0,90	0,63	0,54	0,32	0,25	0,77	0,68
Al_2O_3	%	14,2	16,1	15,1	15,3	15,1	15,6	14,2	15,1	16,5	14,2	13,2
Fe_2O_3	%	2,3	1,8	1,3	1,3	2,1	1,7	2,2	0,97	1,4	1,8	4,8
FeO	%	3,6	3,1	1,6	2,6	2,4	1,6	2,2	0,96	0,27	2,8	3,7
MnO	%	0,08	0,08	(0,05)	0,06	0,05	(0,05)	0,08	(0,05)	(0,05)	0,08	0,10
MgO	%	2,9	2,0	0,99	2,2	2,4	0,99	2,9	0,49	0,33	2,6	5,3
CaO	%	4,2	3,4	3,6	4,7	3,4	3,4	3,8	1,7	0,55	2,1	4,5
Na_2O	%	3,0	3,1	4,6	4,3	3,0	3,9	3,1	4,1	4,6	3,1	2,7
K_2O	%	2,4	3,0	3,5	2,9	3,6	2,7	3,6	3,9	3,4	3,3	4,6
P_2O_5	%	0,15	0,12	0,18	0,31	0,19	0,12	0,25	0,07	(0,05)	0,18	0,7
PF	%	1,3	1,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,5	1,6	1,0	2,3	0,7
Ba	ppm		780	960	1040	980		1140		720		1100
Nb	ppm		12	N10	20	20		12		14		32
Rb	ppm		171	133	163	159		168		228		117
Sr	ppm		685	788	581	789		660		647		711
Y	ppm		20	16	10	14		20		N10		24
Zr	ppm		217	334	215	535		557		174		647
F	ppm		720	720	160	1200		1100		580		900
Li	ppm		44	29	21	32		29		35		23
Cu	ppm		5			35		35		5		25
Zn	ppm		85			90		65		60		
K_2O/ Na_2O		0,8	0,9	0,7	0,7	1,2	0,7	1,2	0,9	0,7	1,1	1,7

Obs.: 1) Teores entre parêntesis, abaixo do limite indicado.
2) N = elemento não-dectado com o limite indicado.
* Amostra de Granitóide tipo Serra Negra.

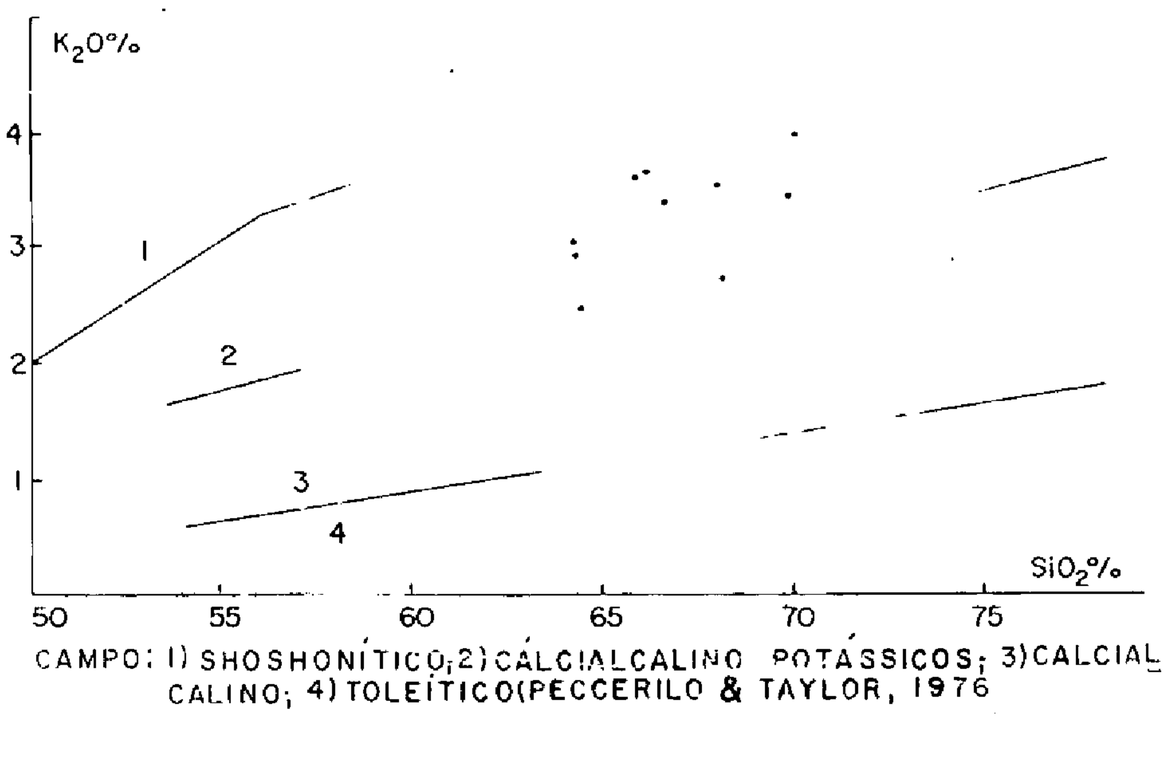


Fig. II.5.4 – Diagrama de variação K_2O x SiO_2 – Granitóides tipo Coronel João Sá.

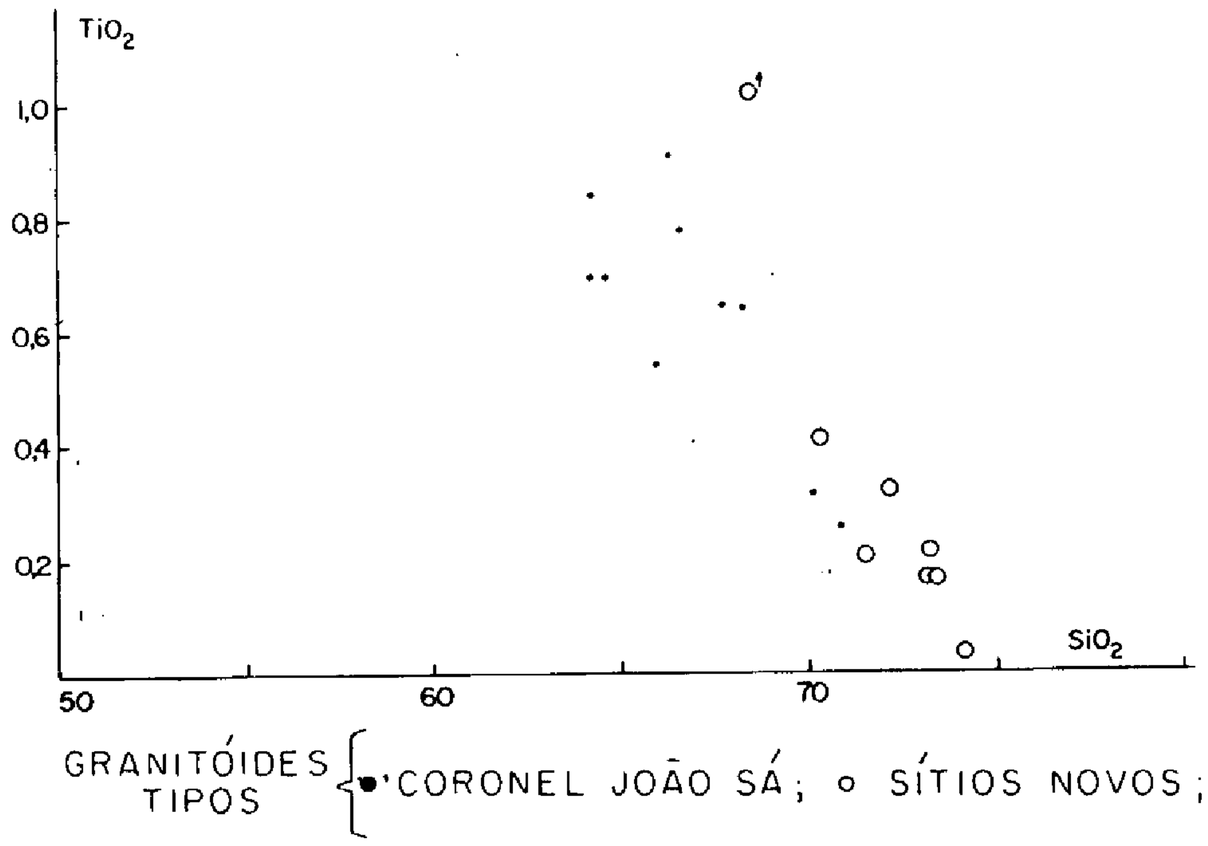


Fig. II.5.6 – Diagrama de variação TiO_2 x SiO_2.

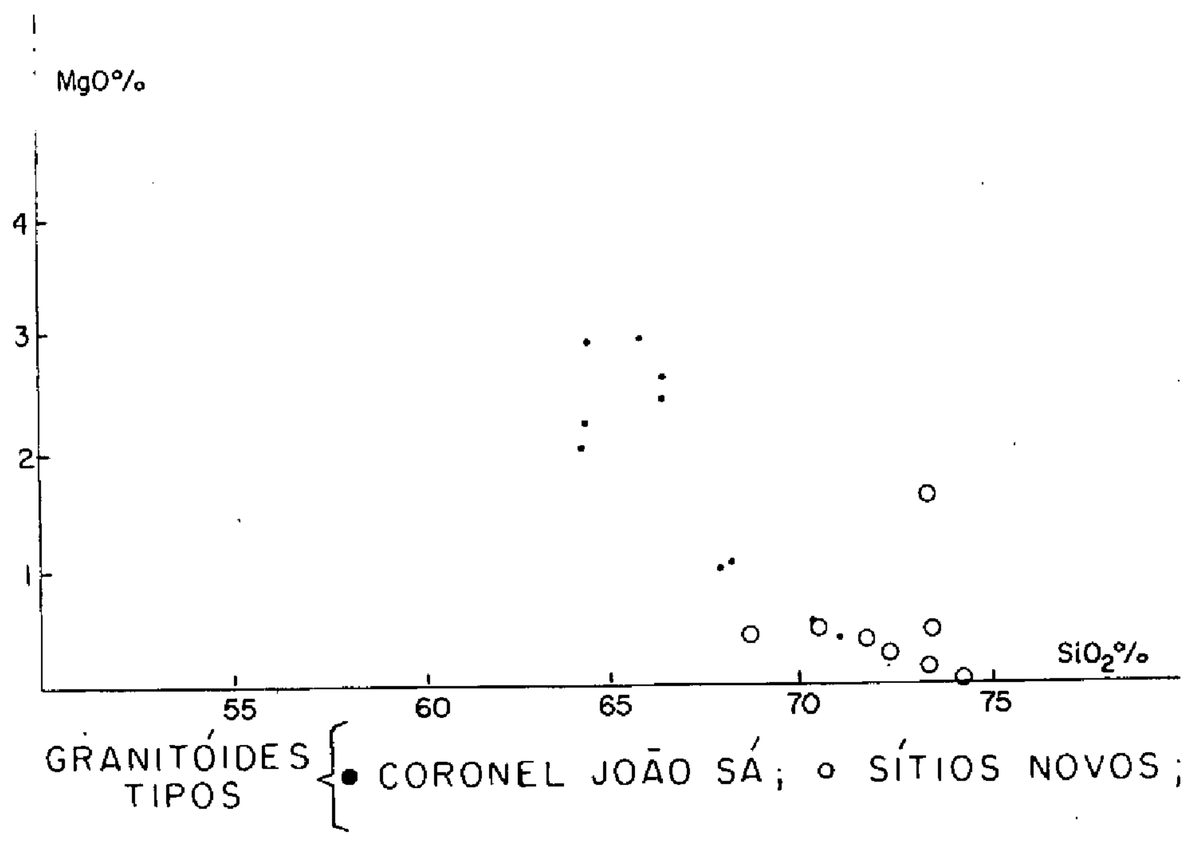


Fig. II.5.5 – Diagrama de variação MgO x SiO_2.

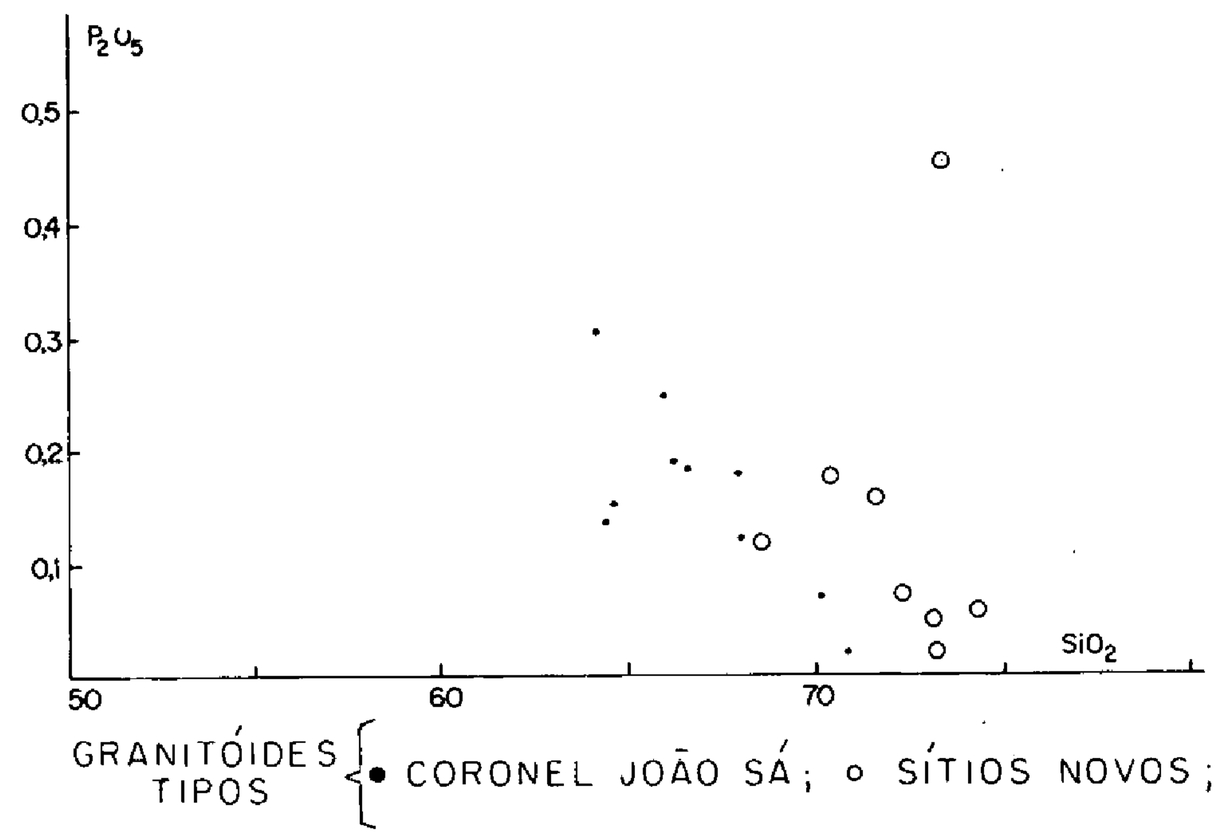


Fig. II 5.7 – Diagrama de variação P_2O_5 x SiO_2.

No diagrama Q'ANOR de Streckeisen & Le Maitre (1979), os granitóides tipo Coronel João Sá também mostram tendência calcialcalina, com as amostras caindo no campo dos granodioritos ou dos granitos (fig. II.5.10).

A figura II.5.11 mostra a distribuição das amostras no diagrama RI-R2 de La Roche et alii (1980), no qual vários trends de diferenciação magmática foram traçados com base em Stussi (1982). No presente caso, a maioria das amostras cai no trend calcialcalino, com exceção das amostras RS-4l e RS-240 que caem mais afastadas, próximo ao trend subalcalino. No mesmo gráfico foram lançadas, para comparação, as amostras do granitóide tipo Sítios Novos.

Na figura II.5.3 também estão delimitados os campos dos granitos tipo I e S de White & Chapell (1977). Os granitóides tipo Coronel João Sá ficam bem caracterizados como do tipo I. A única amostra posicionada muito fora do campo I é a RS-240, embora não tenha caído no campo S. A rocha correspondente contém duas micas, e apresenta mais de 4% de coríndon normativo, sendo possivelmente o resultado de contaminação do magma ascendente por material crustal de origem sedimentar. Nas demais amostras o coríndon é um mineral normativo comum, porém com porcentagens baixas.

Na figura II.5.12 as associações cafêmicas metaluminosas de Debon & Le Fort (1983) indicam origem magmática, onde pode ter ocorrido, ou não, mistura entre material mantélico e siálico. Quando ocorre tal mistura, há um predomínio do material mantélico. No mesmo diagrama, fica bem caracterizada também a tendência calcialcalina das amostras.

Outro autor que também apresentou uma classificação para granitóides foi Ishihara (1977), que utilizou as razões Fe_2O_3/FeO e FeO/Fe_2O_3 para definir séries a ilmenita e a magnetita. O gráfico da figura II.5.13 mostra as duas séries em função do índice de diferenciação. Os granitóides tipo Coronel João Sá pertencem à série a magnetita, mineral que aparece com freqüência nas análises normativas.

As características observadas até o momento, através dos vários gráficos apresentados e dos teores dos óxidos, sugerem que os granitóides tipo Coronel João Sá sejam constituintes de uma série magmática calcialcalina, mostrando enriquecimento de K. Sua formação seria através de crista-

Tabela II.5.4 – Análises Químicas dos Granitóides Tipos Sítios Novos e Serra Negra

ELEMENTO		AMOSTRA										
		RS 270	RS 324	RS 346	RS 357	RS 361	RS 547	RS 606B	RS 613	RS 271A	RS 271B	RS* 422
SiO_2	%	73,3	68,6	73,3	71,6	70,5	73,4	73,4	72,3	66,5	65,6	73,4
TiO_2	%	0,25	2,1	0,17	0,21	0,42	0,17	(0,05)	0,31	0,59	0,63	0,25
Al_2O_3	%	13,5	15,1	14,2	14,2	15,1	14,2	13,7	14,6	14,2	15,5	13,2
Fe_2O_3	%	1,5	1,2	0,73	0,64	0,69	0,50	0,34	0,77	2,4	1,8	0,99
FeO	%	0,44	0,60	0,42	0,64	0,53	0,77	0,19	0,53	2,4	3,1	0,52
MnO	%	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)	(0,05)
MgO	%	0,49	0,41	0,23	0,41	0,53	1,6	0,05	0,28	2,5	2,1	0,18
CaO	%	1,7	1,3	2,0	0,70	1,8	1,7	0,70	1,2	3,8	4,2	0,21
Na_2O	%	3,6	4,9	3,9	5,1	4,6	3,8	5,4	4,9	3,4	3,1	3,6
K_2O	%	3,5	5,1	4,3	4,8	5,1	7,3	4,4	4,8	2,7	2,2	6,0
P_2O_5	%	0,05	0,12	0,07	0,16	0,18	0,47	0,05	0,08	0,19	0,20	0,07
P.F.	%	0,8		0,4			0,6	0,2	0,3	0,6	0,7	
Ba	ppm		1200	1250	700	1500	680	100	860	1040		280
Nb	ppm		N10	N10	N10	N10	N10	N10	N10	23		26
Rb	ppm		247	180	376	196	207	317	375	136		424
Sr	ppm		529	384	454	818	314	427	72	407		57
Y	ppm		N10	N10	N10	(10)	17	N10	N10	48		39
Zr	ppm		345	146	192	196	157	260	60	1000		253
F	ppm		1100	740	1700	440	270	(100)	580	2300		1600
Li	ppm		42	12	82	20	20	5	28	35		42
Cu	ppm									50		
Zn	ppm									75		
K_2O/ Na_2O		0,9	1,0	1,1	0,9	1,1	1,9	0,8	0,9	0,7	0,7	1,6

Obs.: 1) Teores entre parênteses, abaixo do limite indicado.
2) N = não-detectado com o limite indicado.
3) * = amostra de Granitóides tipo Serra Negra.

lização fracionada de um magma constituído por material mantélico ou por mistura de material mantélico e siálico, com predomínio do primeiro.

Ambiência Geotectônica

Para tentar caracterizar o ambiente de colocação dos granitóides tipo Coronel João Sá, alguns procedimentos foram adotados e serão considerados a seguir, começando pela tentativa de definir se a sua colocação foi relacionada a zonas orogênicas (tectônica compressional) ou anorogênicas (tectônica distensional).

A figura II.5.14 mostra o gráfico Log (CaO/Na_2O+K_2O) x SiO_2 modificado de Petro et alii (1979), pelo qual é calculado o índice cacialcalino de Cristiansen & Lipman (1972). O índice observado no presente caso foi de 63 (teor de SiO_2 no ponto onde a reta de regressão corta a ordenada igual a 0), caracterizando nitidamente um ambiente de colocação com características compressionais. Petro et alii (1979) utilizam também o diagrama AFM com o mesmo propósito. Na figura II.5.8 os termos mais pobres em MgO se posicionam num trend oblíquo em relação ao eixo A-F, sendo esse comportamento característico de granitóides colocados em meio a uma tectônica compressional. Na figura II.5.14 foi traçada ainda a reta de regressão relativa aos granitóides do batólito de Sierra Nevada (Parada et alii, 1987). Como se pode observar, a coincidência entre as duas retas é muito grande, sugerindo uma semelhança no ambiente de colocação das duas suítes consideradas.

Na figura II.5.15 é mostrado o aranhagrama com os padrões de teores normalizados em função do ORG (Ocean Ridge Granite) para vários elementos, conforme Pearce et alii (1984). Nota-se forte semelhança dos padrões de Coronel João Sá com aqueles de dois ambientes de colocação: arcos vulcânicos e sincolisionais. Em relação aos arcos vulcânicos as únicas diferenças são os teores de Ba e Zr mais elevados e os de Yb bem mais baixos que os apresentados por aqueles autores. Para os sincolisionais as diferenças são os teores K_2 mais baixos e os de Zr mais elevados. Em relação ao ambiente pós-colisional, também lançado na figura, as semelhanças são bem menos evidentes.

Os teores médios de vários dos elementos maiores são compatíveis com aqueles verificados tanto nos granitos da Bolívia, caracterizados como sincolisionais, continente-arco vulcânico, quanto nos granitos da Jamaica de ambiência de arco vulcânico, segundo os mesmos autores (Pearce et alii, 1984). Dos elementos-traço relacionados, apenas Ba, Y e Nb são compatíveis com os teores dos granitos da Jamaica, ao passo que Nb, Sm e Eu são mais próximos aos granitos bolivianos sincolisionais.

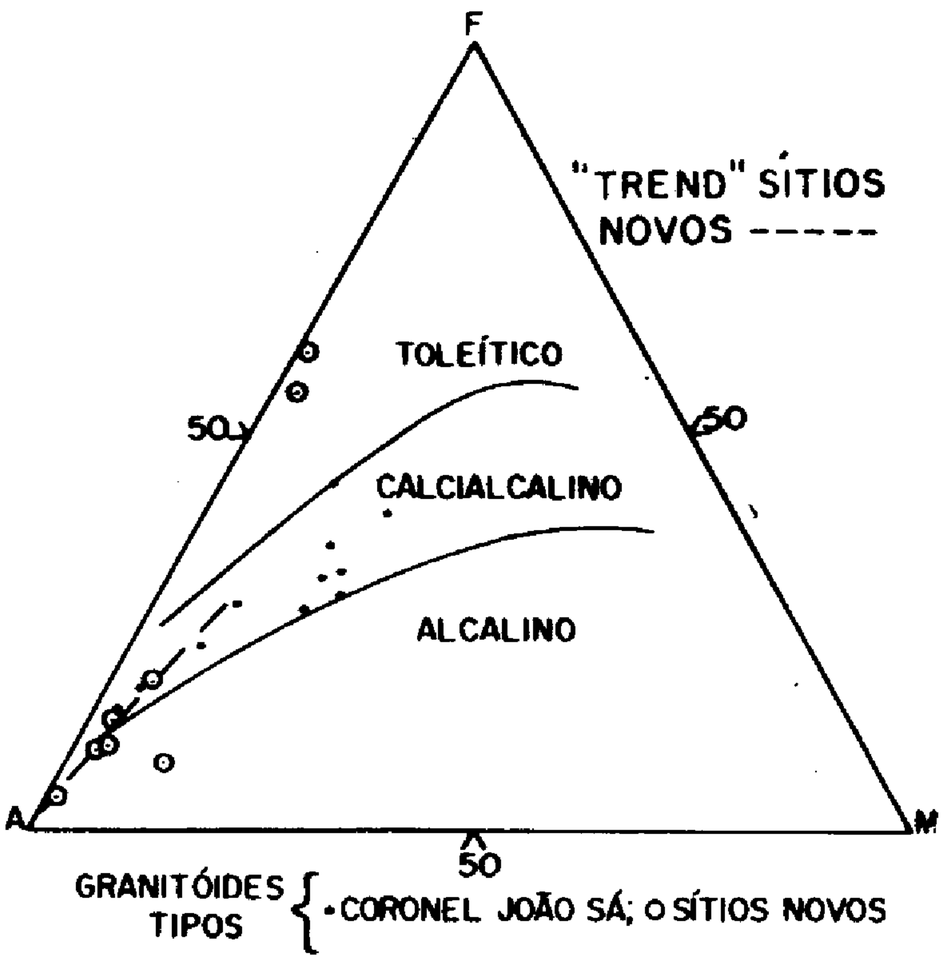


Fig. II.5.8 – Diagrama AFM.

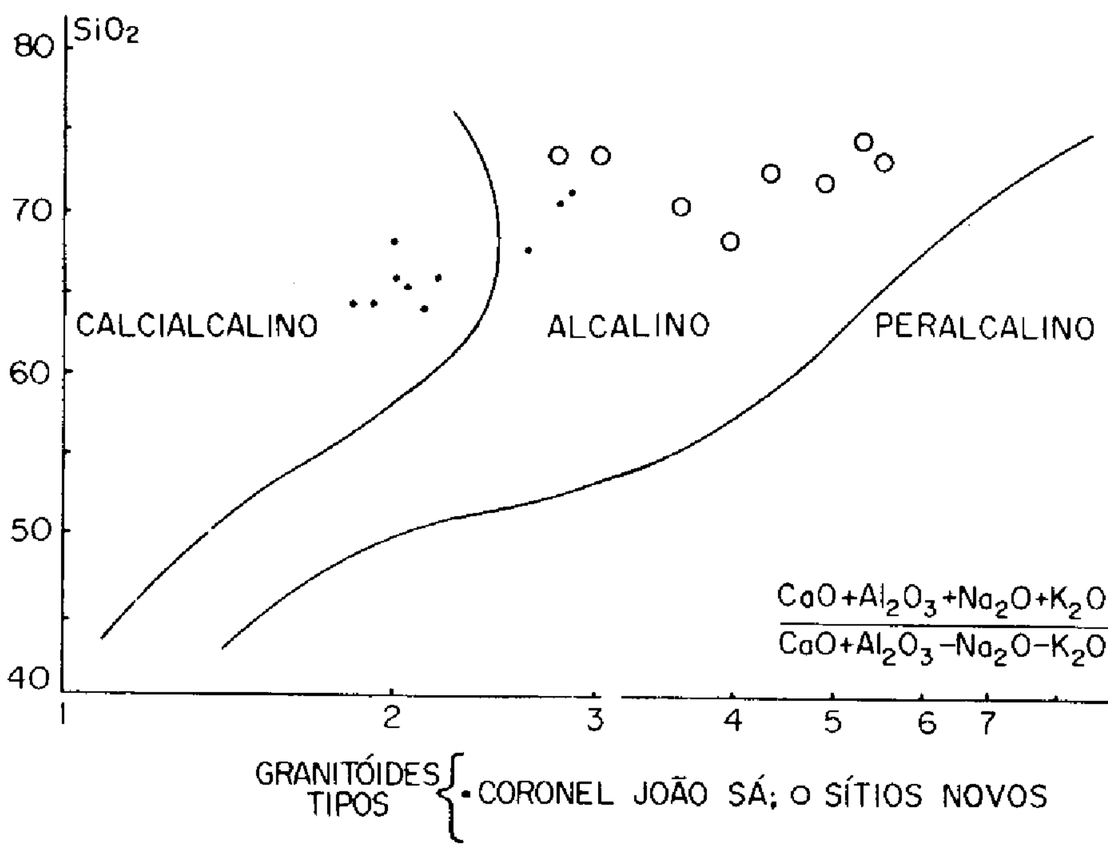


Fig. II.5.9 – Diagrama de Wright (1969).

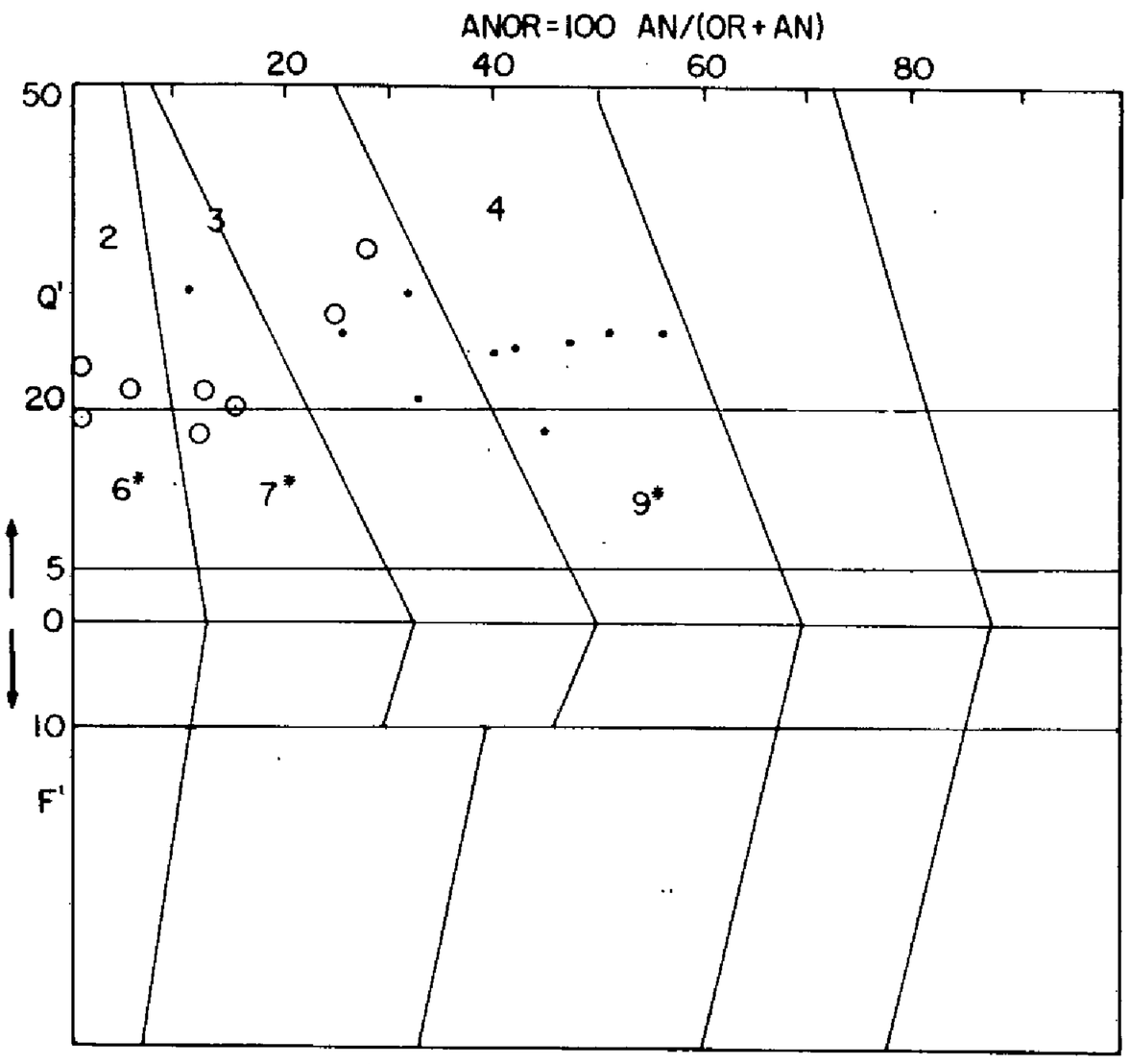


Fig. II.5.10 – Diagrama de Streckeisen & Le Maitre (1979).

No gráfico Rb x (Y + Nb) (figura II.5.16) os valores referentes aos granitóides tipo Coronel João Sá plotam preferencialmente no campo dos granitóides de arcos vulcânicos, porém sempre junto ao limite com os sincolisionais. Como a colisão é um evento dinâmico que envolve várias regiões-fonte magmáticas, o recobrimento entre vários ambientes tectônicos é perfeitamente justificável (Harris et alii, 1986).

Bowden et alii (1985) também apresentam um gráfico discriminante que separa os vários tipos de granitóides em função da sua colocação. São caracterizados os campo de seis séries granitóides com base em Lameyre & Bowden (1982). Na figura II.5.17 o diagrama R1-R2 com os campos definidos por Bowden et alii (1985) é apresentado com os granitóides tipo Coronel João Sá e Sítios Novos, ficando evidente as diferenças entre ambos.

As evidências de campo não caracterizam o granitóide como pré-colisional, admitindo-se pois que o mesmo seja de colocação em ambiente de margem continental ativa, à semelhança do que ocorreu com o batólito de Sierra Nevada, até porque a maioria das características químicas evidenciadas conduz a essa conclusão. Não se deve esquecer, contudo, que os dados apresentados aqui são relativos a poucas amostras e a uma área bastante restrita, necessitando portanto de informações complementares.

5.2.2 ANÁLISES DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM GRANITÓIDES TIPO CORONEL JOÃO SÁ

As análises de elementos Terra Raras de 10 amostras de granitóides foram realizadas no CRPG/CNRS em Nancy, na França (Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques) através de um espectrômetro ICP Jobin Yvon 48P, com um limite de detecção equivalente a duas vezes a abundância dos condritos (Govindaraju et alii, 1976).

As análises (tabela II.5.5) foram realizadas por Gaston Giuliani, pesquisador da ORSTOM e da UFBa, que também prestou serviços de consultoria técnica à equipe executora do presente trabalho, bem como realizou as interpretações que se seguem.

Das dez amostras analisadas, sete são de granitóides tipo Coronel João Sá (uma da Folha Jeremoabo e seis da Folha Carira), duas tipo Sítios Novos (Folha Piranhas) e uma tipo Serra Negra (granitóide sintectônico da Folha Piranhas). Na análise dos esctros dos elementos Terras Raras mais uma vez será feito o estudo comparativo entre os granitóides tipo Coronel João Sá e tipo Sítios Novos.

Tabela II.5.5 – Teores de Terras Raras e Ítrio nos Granitóides tipos Coronel João Sá, Serra Negra e Sítios Novos

Amostra	NR	NR	RS*	RS***	RS	RS	RS	RS	RS	RS**
Elemento	60	170	271A	271B	260	01	38	114	41	270
La	58,82	38,42	51,09	53,21	44,78	46,42	43,96	37,38	30,82	23,23
Ce	122,31	79,39	98,41	106,57	85,78	92,32	88,42	65,36	60,54	38,83
Nd	54,83	31,27	40,82	42,45	36,72	37,24	36,12	26,04	20,29	13,15
Sm	12,11	6,17	8,22	7,94	7,61	7,36	7,44	4,90	3,75	2,56
Eu	2,89	1,39	1,16	1,78	2,03	1,70	1,70	1,05	1,06	0,78
Gd	8,33	4,08	5,31	4,86	4,96	4,78	4,74	2,80	2,37	1,65
Dy	5,11	2,68	4,04	2,85	3,18	3,07	3,08	1,38	0,93	1,02
Er	2,03	1,11	2,00	1,24	1,44	1,34	1,47	0,44	0,47	0,55
Yb	1,85	1,08	2,18	1,06	1,48	1,16	1,45	0,30	0,32	0,64
Lu	0,27	0,16	0,31	0,12	0,22	0,13	0,23	0,03	0,06	0,14
Y	29,86	16,12	28,39	15,74	20,12	17,87	19,60	6,62	4,87	7,25

Obs.: Teores em ppm.
*Granitóide tipo Serra Negra; **Granitóide tipo Sítios Novos; ***Granitóides tipo Sítios Novos (diorito).

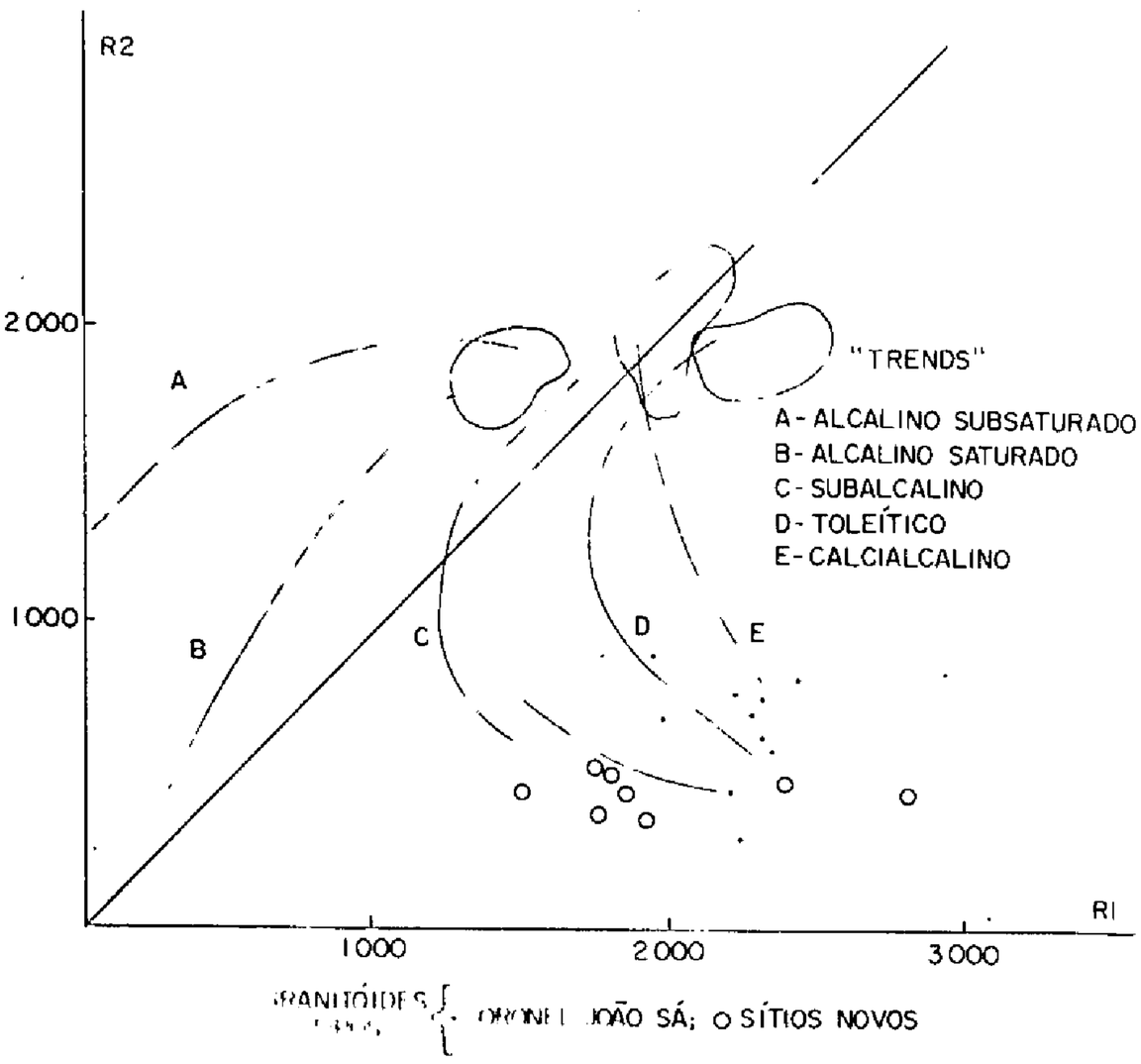


Fig. II.5.11 – Diagrama R_1-R_2 com as séries magmáticas (baseado em Stussi, 1982).

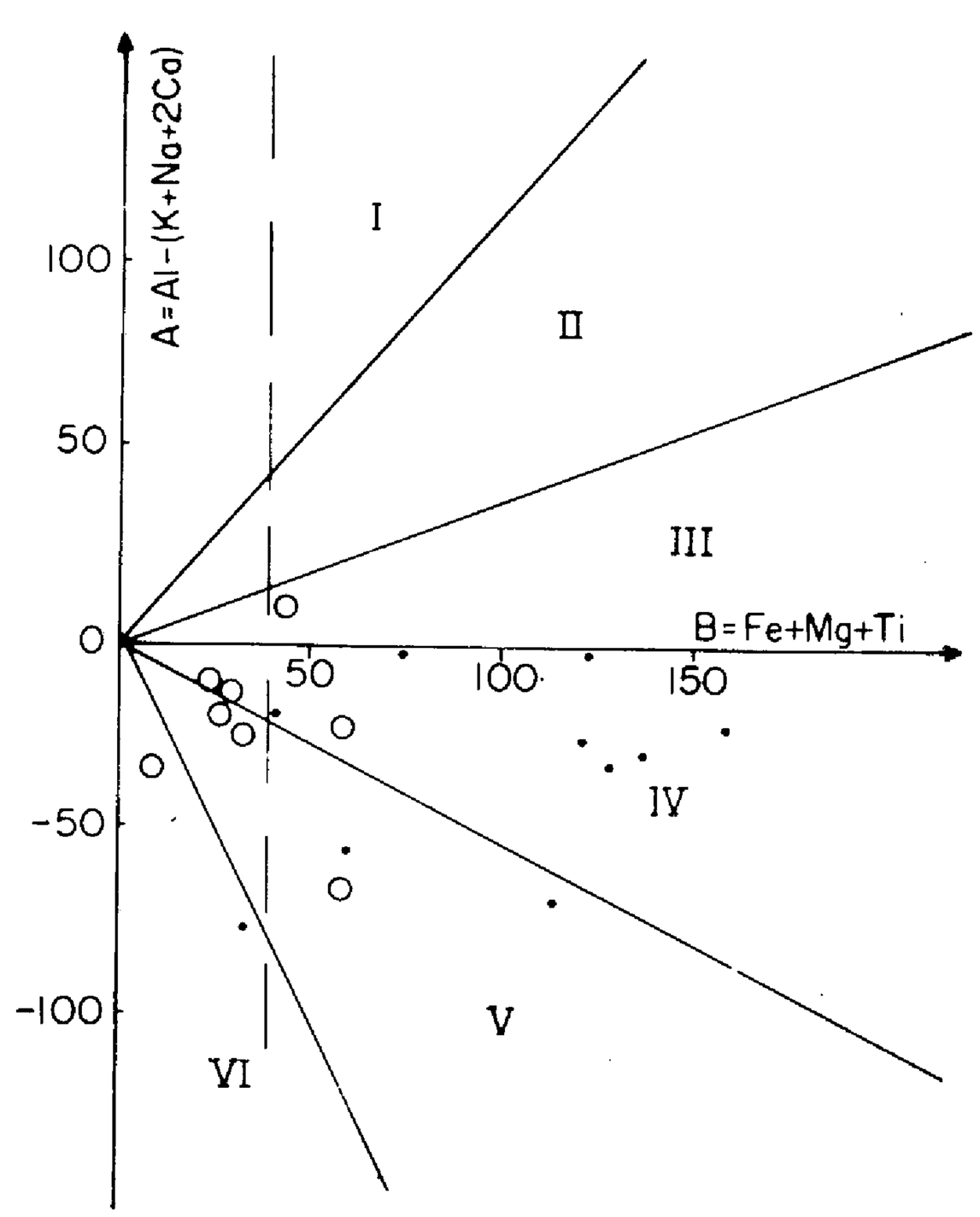


Fig. II.5.12 – Diagrama de minerais característicos (Debon & Le Fort, 1983).

Análise dos Espectros dos Elementos Terras Raras

De um modo geral, os perfis de Terras Raras das amostras analisadas mostram um importante fracionamento do La até o Lu, com uma relação La/Yb entre 24 e 124. O enriquecimento em Terras Raras das 10 amostras é importante, variando de 30 a 71 vezes o dos condritos, em teor total. A relação Y/Yb é de 11,33 <Y/Yb (com uma média igual a 15) e corresponde ao valor médio determinado para as rochas plutônicas.

Aos vários espectros de Terras Raras obtidos foi adicionado aquele do granito de Djebel Aouam, do Marrocos Central, tipicamente um granito calcialcalino (Giuliani et alii, 1987), onde se pode observar também uma relação La/Yb elevada (La/Yb = 12,52).

Todos os espectros apresentam-se semelhantes aos das séries calcialcalinas definidas por Gromet et alii (1984). Observando-se os espectros de cada granitóide, principalmente dos tipos Coronel João sá e Sítios Novos, podemos ver que os mesmos praticamente se embricam, mas o fracionamento está evoluindo para os diferentes termos da série — figs. II.5.18 e II.5.19).

Vários diagramas, tais como os que comparam o somatório dos Terras Raras com a porcentagem em SiO_2,

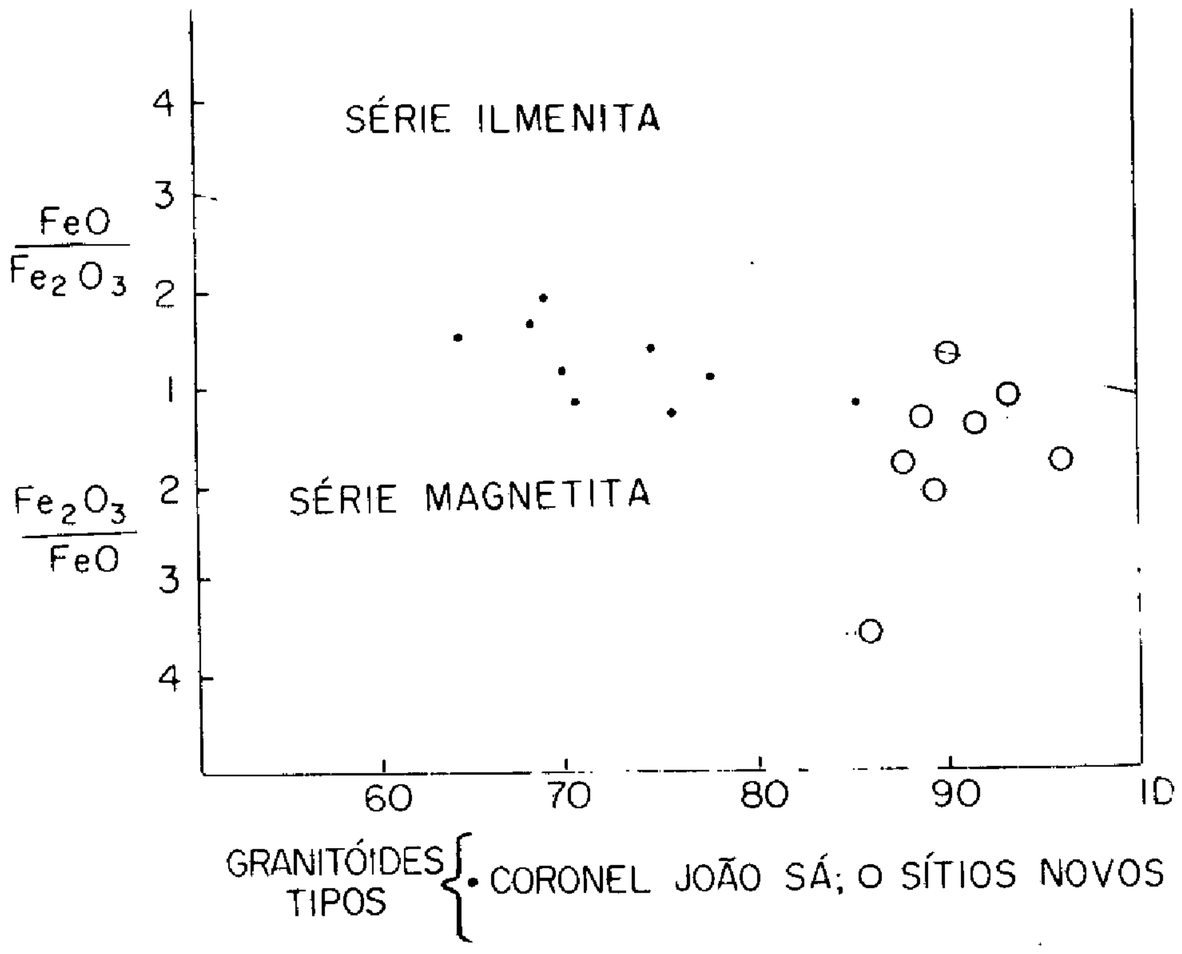


Fig. II.5.13 – Diagrama de Ishihara, 1981 (Marini & Botelho, 1986).

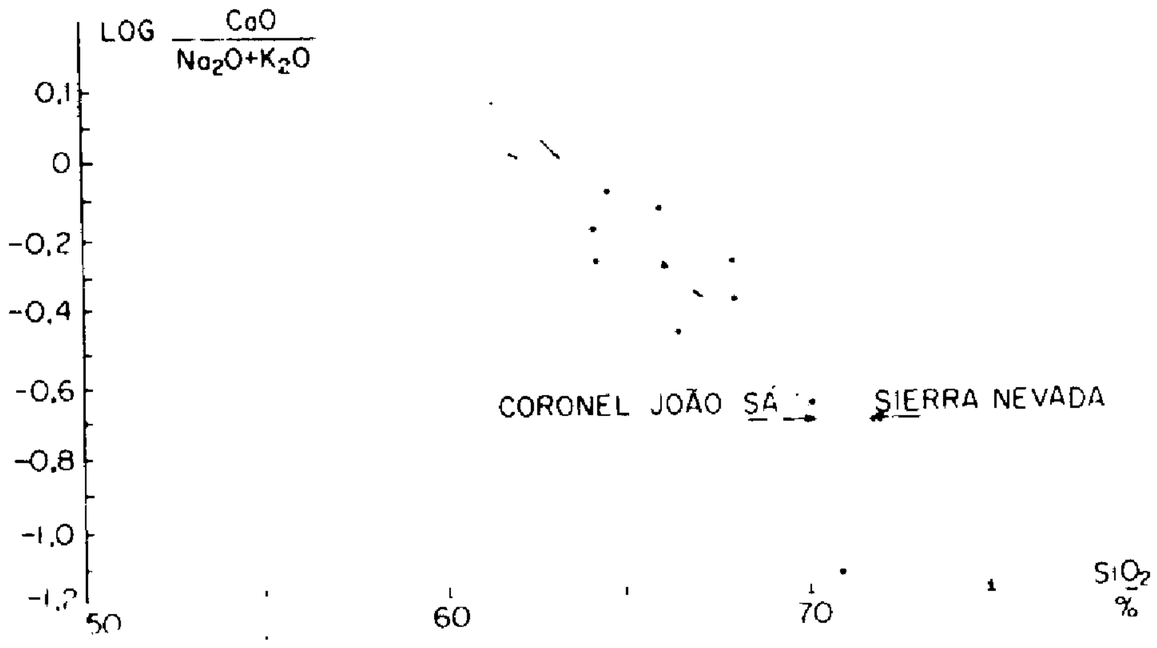


Fig. II.5.14 – Diagrama de Petro et alii (1979) modificado (Parada et alii, 1987) – Granitóides tipo Coronel João Sá.

Gd/Yb e La/Sm, mostram que durante a evolução da série a porcentagem dos Terras Raras diminui em função do aumento de SiO_2, que o fracionamento dos Terras Raras leves aumenta (a relação La/Sm aumenta) enquanto o dos Terras Raras pesadas diminui (Gd/Yb), marcado por aparecimento de uma concavidade bem visível nos granitóides tipo Sítios Novos (figs. II.5.18 e II.5.19).

Os espectros dos corpos granitóides situados a sul de Monte Alegre de Sergipe, a sul de Carira e em Coronel João Sá (granitóides tipo Coronel João Sá, Folha Carira), além daqueles de Sítios Novos (granitóides tipo Sítios Novos, Folha Piranhas), são do mesmo tipo e aparentemente mostram uma semelhança genética entre essas rochas.

O espectro do granitóide situado na fazenda Sapé, próximo ao povoado Cipó de Leite, na Folha Carira (também incluído no tipo Coronel João Sá), apresenta um fracionamento importante (La/Yb = 96,31; Y/Yn = 15,27) e se assemelha ao espectro do granitóide da fazenda Queimada Grande (sul de Poço Redondo), marcado por uma cavidade na parte correspondente aos Terras Raras pesados (fig. II.5.18 e II.5.19).

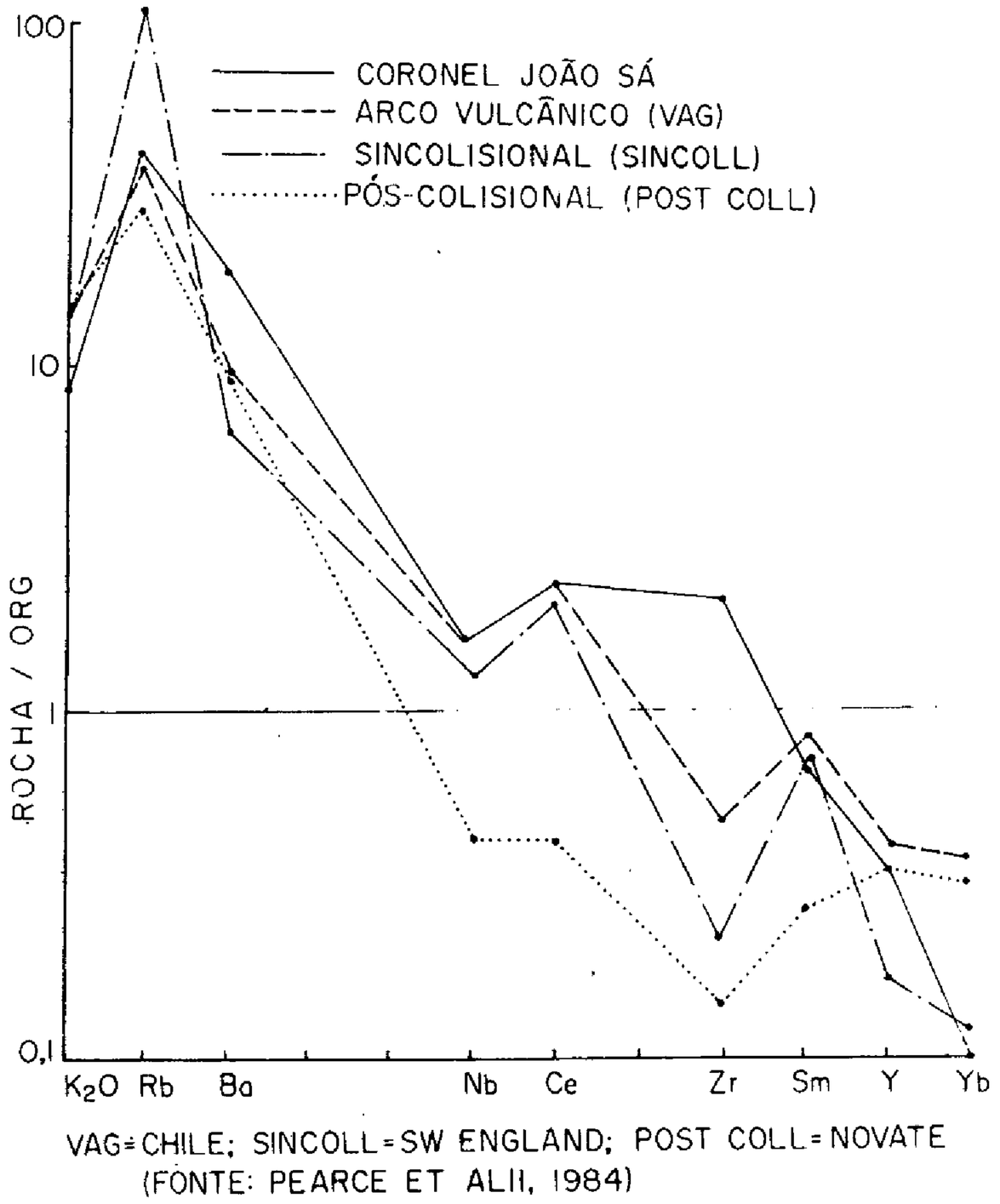


Fig. II.5.15 – Aranhagrama de Pearce et alii (1984).

Nenhum dos espectros apresenta anomalia em Eu, à exceção daquele de Sítios Novos. Entretanto, o fracionamento é sempre importante (La/Yb = 23,44).

Deve-se observar que a concavidade ao nível dos Terras Raras pesados está muito bem desenvolvida para as amostras mais pobres em Terras Raras, sendo então as mais diferenciadas.

Observando-se o comportamento de alguns elementos, tais como Ce, Eu e outros elementos incompatíveis, como o Zr, pode-se ver que existe uma boa correlação entre as diferentes facies das várias séries granitóides, e que, sobretudo no seio dos granitóides, de Coronel João Sá e da fazenda Queimada Grande (Folha Piranhas), essa correlação está bem regular e de acordo com a diminuição do somatório dos Terras Raras em função da sílica.

Do exposto, chega-se às seguintes interpretações:

a) Os espectros são característicos das séries calcialcalinas;

b) São comprovadamente rochas plutônicas ($11,33 < Y/Yb < 22,07$);

c) O índice geral de fracionamento dos Terras Raras La/Yb é elevado ($24 < La/Yb < 124$);

d) Espectros sem anomalia em Európio, com $4,9 < La/Sm < 8,2$ e $2,45 < Gd/Yb < 9,3$;

e) O somatório dos Terras Raras diminui em função de SiO_2;

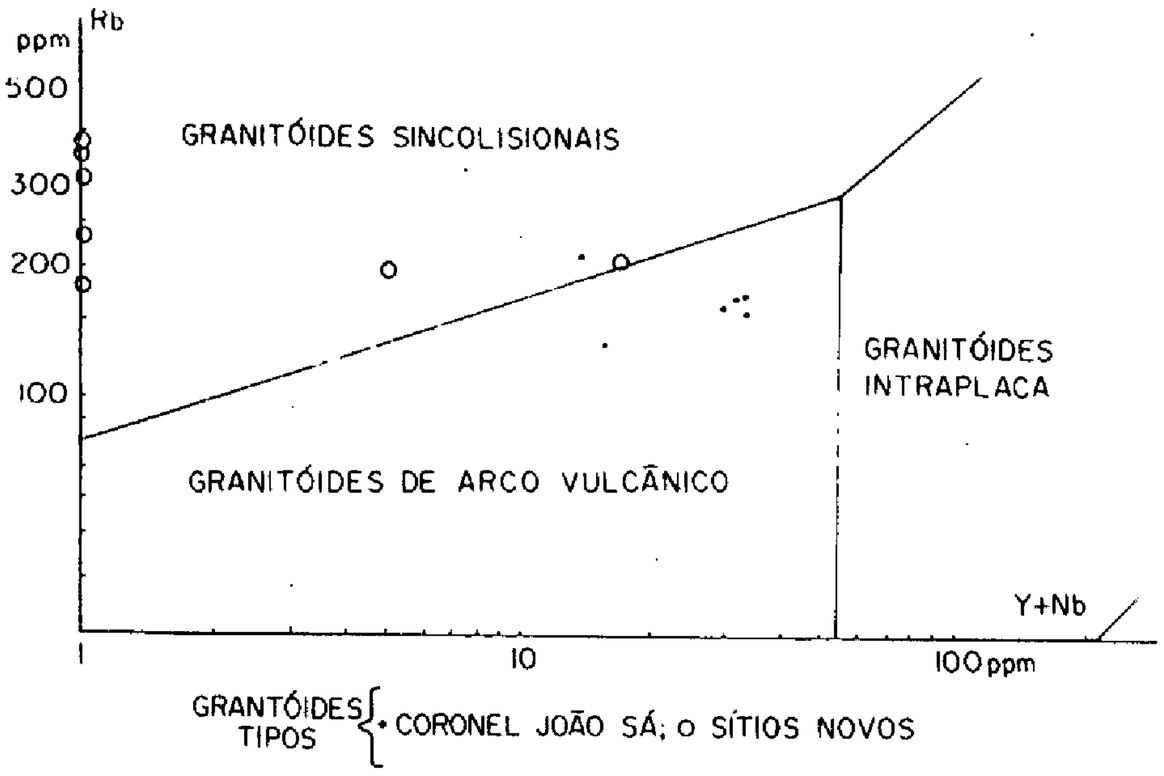


Fig. II.5.16 – Diagrama discriminante Rb x (Y + Nb) (Pearce et alii, 1984).

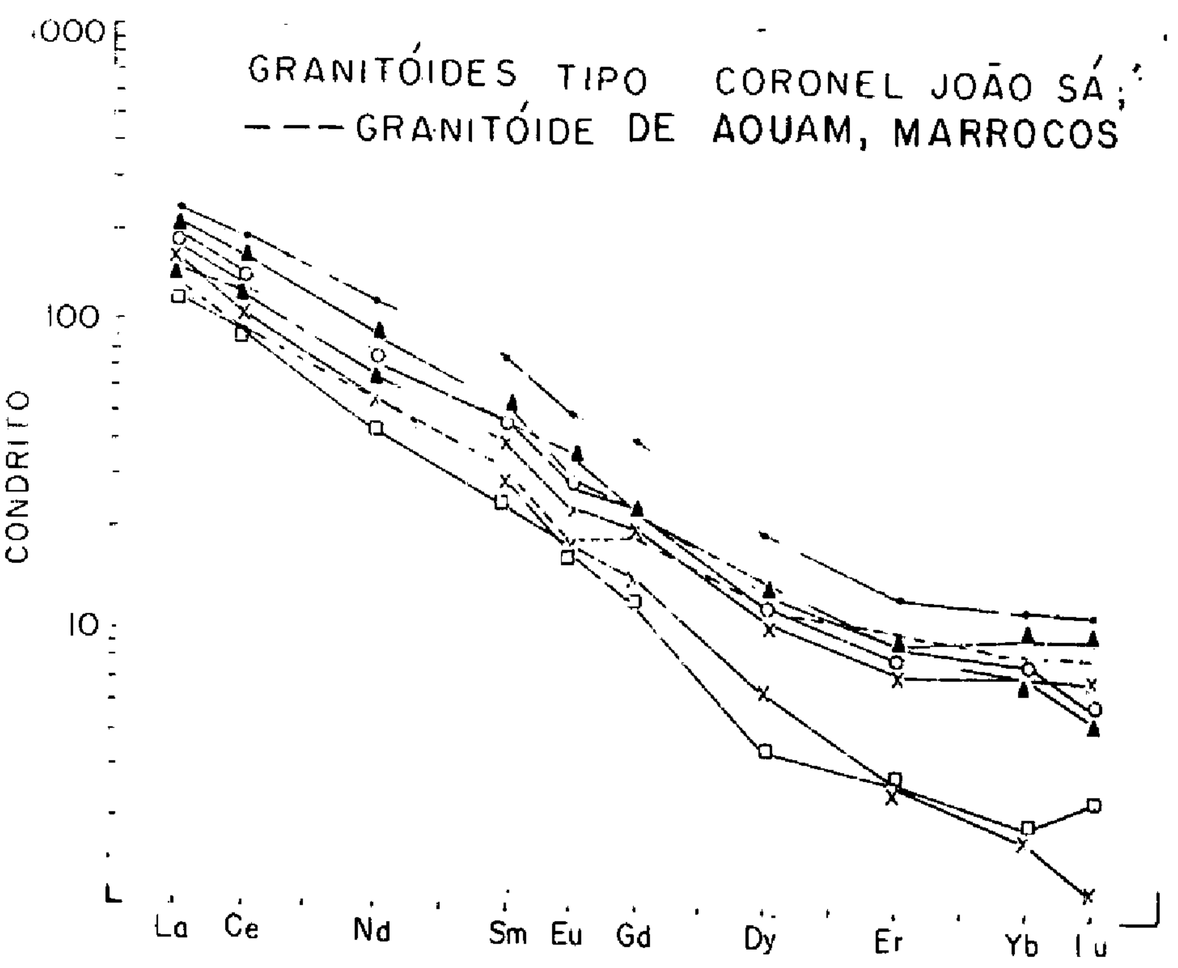


Fig. II.5.18 – Espectros dos elementos terras raras dos Granitóides tipo Coronel João Sá.

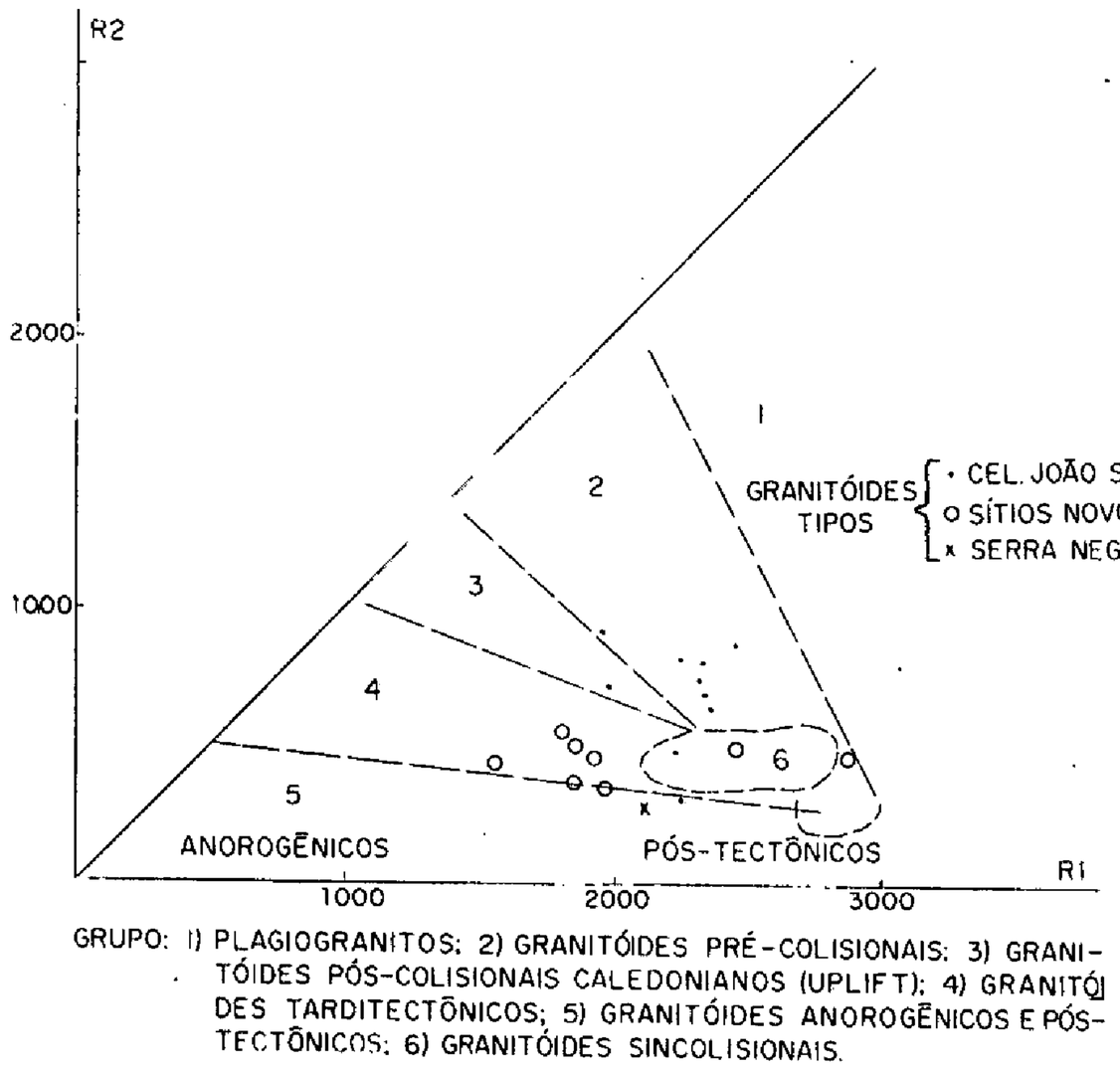


Fig. II.5.17 – Diagrama discriminante de Batchelor & Bowden (1985).

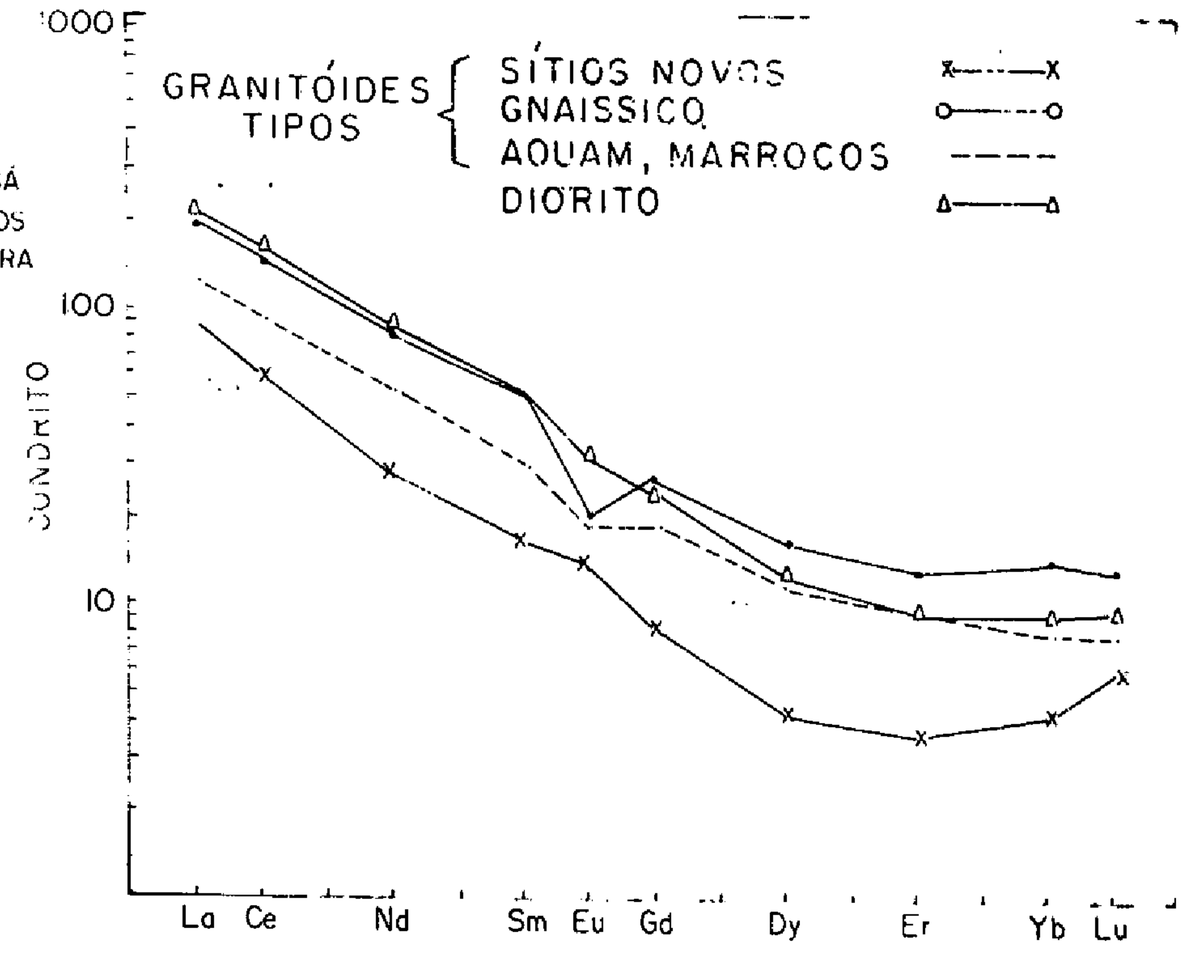


Fig. II.5.19 – Espectros dos elementos terras raras em alguns granitóides tipo Sítios Novos, não-aflorantes na área.

f) O Sr diminui em função de SiO_2, enquanto o Rb aumenta;

g) Correlações positivas La/Eu, La/Ce e La/Zr e correlação negativa Sr/Rb.

Todas essas variações indicam que o material magmático original teve provavelmente forte contribuição de crosta inferior rica em granada, piroxênio e anfibólio (granulito?) ou rica em granada e piroxênio (eclogito com quartzo?). Isso é sugerido pelos valores elevados do somatório dos Terras Raras, da razão La/Yb e pela ausência de anomalia de Eu. O coeficiente D (sólido/líquido residual) era provavelmente maior que 1, o que é reforçado pela presença de anfibólio, apatita e esfeno, que influenciam no sentido de aumentar o valor de D (sabendo-se que os coeficientes de partição desses minerais são elevados, principalmente o esfeno).

Houve um fracionamento importante e regular das Terras Raras leves e pesadas (granitóides tipo Coronel João Sá) durante a diferenciação magmática, seguido de fracionamento tardio, ligado à precipitação de anfibólio, apatita e esfeno durante o último episódio magmático (cristalização de um líquido mantélico provavelmente com forte contribuição crustal). Esse fracionamento tardio implica uma diminuição dos Terras Raras durante a evolução da cristalização, e o coeficiente global de distribuição sólido/líquido residual é maior que 1.

O esfeno aparece como mineral chave do fracionamento dos Terras Raras e de sua diminuição durante a diferenciação.

5.3 PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

Neste item serão feitas considerações a respeito dos resultados obtidos a partir da prospecção geoquímica regional, executada através da amostragem de sedimento de corrente e concentrado de minerais pesados. Em uma área anômala onde foi realizado um adensamento de amostragem para verificação de anomalia, foram obtidos resultados que serão também comentados.

Serão utilizados um mapa de distribuição de aluminossilicatos nas amostras de concentrado de bateia (fig. II.5.20) e um mapa com a localização simplificada das zonas anômalas. Maiores detalhes, o leitor obterá no mapa geoquímico na escala de 1:100.000.

O mapa geoquímico apresenta, além das zonas anômalas e a localização das amostras que lhes deram origem, várias outras estações de amostragem cujos teores observados para um ou mais elementos foram anômalos. Todavia, por impossibilidade de uma caracterização mais segura, não foram traçadas zonas anômalas a partir delas. Pode ser que a partir de informações complementares sejam caracterizadas novas zonas anômalas em função dos teores observados.

5.3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS

Em termos regionais alguns elementos mostram comportamento característico, comentado a seguir. O Cu e o V tendem a se enriquecer nas amostras coletadas sobre os metarritmitos e metavulcanitos félsicos da Unidade Monte Azul (Complexo Marancó), onde o "background" dos dois elementos é visivelmente mais elevado que nas demais unidades litológicas. Contudo, os valores mais realçados para Cu ficam na faixa do limiar regional de 70ppm. O V chega a atingir até 250ppm em amostras de sedimento de corrente.

Na folha, o enriquecimento de Zr é notável, à semelhança do que ocorre nas folhas Santa Brígida, a norte, e Piranhas, a nordeste. O Nb mostra realce no canto nordeste da folha, evidenciado pela presença de pequena elevação de "background".

O Ba, que normalmente tende a se concentrar mais em amostras de sedimento de corrente, apresenta teores de até 700ppm sobre os granitóides do maciço Coronel João Sá no leste da Folha Jeremoabo. Em amostras de concentrados de minerais pesados, mostra algumas anomalias na parte norte da folha, associado ao Complexo Marancó.

Finalmente, é digna de nota a elevação de teor Ni (até 100 ppm), na região a leste de Jeremoabo, sobre a Unidade Monte Azul, e o realce apresentado pelo Mg na região de Malhada Nova.

Na figura II.5.20 nota-se a ausência de aluminossilicatos nas amostras de concentrado de bateia na maior parte da folha. No extremo oeste da parte amostrada, próximo a Jeremoabo, surge no entanto uma pequena faixa com presença de cianita ao lado de outra com andaluzita. Nessa mesma extensão de terreno, também ocorre granada.

5.3.2 ZONAS ANÔMALAS

Com o intuito de avaliar melhor a elevação de teor sobretudo de Cu e Ni na Unidade Monte Azul (Complexo Marancó) e Cr junto às rochas metamáfico-ultramáficas da Unidade Belém, do referido Complexo, foi efetuada reanálise por absorção atômica para Cu, Ni, Co e Cr com HNO_3 concentrado a quente em 70 amostras; para Cu, Ni e Co por HCl,6N a frio em 36 amostras; e para Cr abertura por H_3PO_4 em 37 amostras (visando a caracterizar a presença de cromita). Os resultados obtidos não chegaram a realçar melhor as anomalias.

Zona 1: Ni-V-Cr

Localizada a leste da cidade de Jeremoabo, na bacia que drena o contato entre a Unidade Monte Azul e a Formação Aliança (Supergrupo Bahia) (fig. II.5.21).

Ficou caracterizada por 10 amostras de sedimento de corrente que se mostraram anômalas para Cu e/ou Ni e/ou V e/ou Cr. Algumas apresentaram também elevação no teor de Pb. O teor de V numa amostra foi de 250ppm. As razões Ni/Cu ficam em torno de 0,3 e 0,4.

Três amostras de concentrados de bateia são anômalas, com Cr chegando a 2000ppm numa amostra e o Ni atingindo 300ppm em outra. Numa delas foi detectado Au (15ppm) por espectrografia de emissão.

Convém salientar a presença de Mo, no limite de detecção, e As em uma amostra de sedimento de corrente.

A Unidade Monte Azul, nessa parte da folha, é constituída por metarritmitos sílticos, com frequentes intercalações de corpos de rochas metavulcânicas dacíticas.

Zona 2: Ba-Pirita

Situa-se a norte da localidade de Abóbora, também sobre a Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó (fig. II.5.21).

Caracterizada pela presença de uma amostra de concentrado de bateia com teores realçados de Ba, Co (150ppm), Cu (100ppm), Ni (200 ppm), sendo constatado também elevado teor de pirita em análise mineralométrica.

Zona 3: Cu-V-Ba

Localizada a norte do povoado de Lagoa do Mato, na BR—235 (fig. II.5.21).

Ficou caracterizada pela presença de seis amostras de sedimento de corrente com valores realçados para Cu (70ppm) e três com teores anômalos de V (200ppm). As razões Ni/Cu dessas amostras oscilam entre 0,4 e 1,00. Os teores de V são os mais elevados da Folha Jeremoabo.

Numa amostra de concentrado de bateia foi constatada a presença de barita e de pirita.

As litologias cortadas pelas drenagens amostradas são constituintes da Unidade Monte Azul (Complexo Marancó), ali com mais metassedimentos pelíticos e com manifestações vulcânicas menos acentuadas.

A drenagem onde foi coletada a amostra de concentrado de bateia é extensa e atravessa também metacalcários do Complexo Marancó, que deve ter sido a fonte da barita detectada.

Zona 4: Cr-Ni-(Ba)

Situada no extremo nordeste da folha (fig. II.5.21).

Ficou caracterizada pela presença de cromita em três amostras de concentrado de bateia, aliada a teores anômalos de Cr em mais duas amostras de concentrado e numa de sedimento de corrente.

Além da cromita também foi detectada a presença de barita em uma amostra.

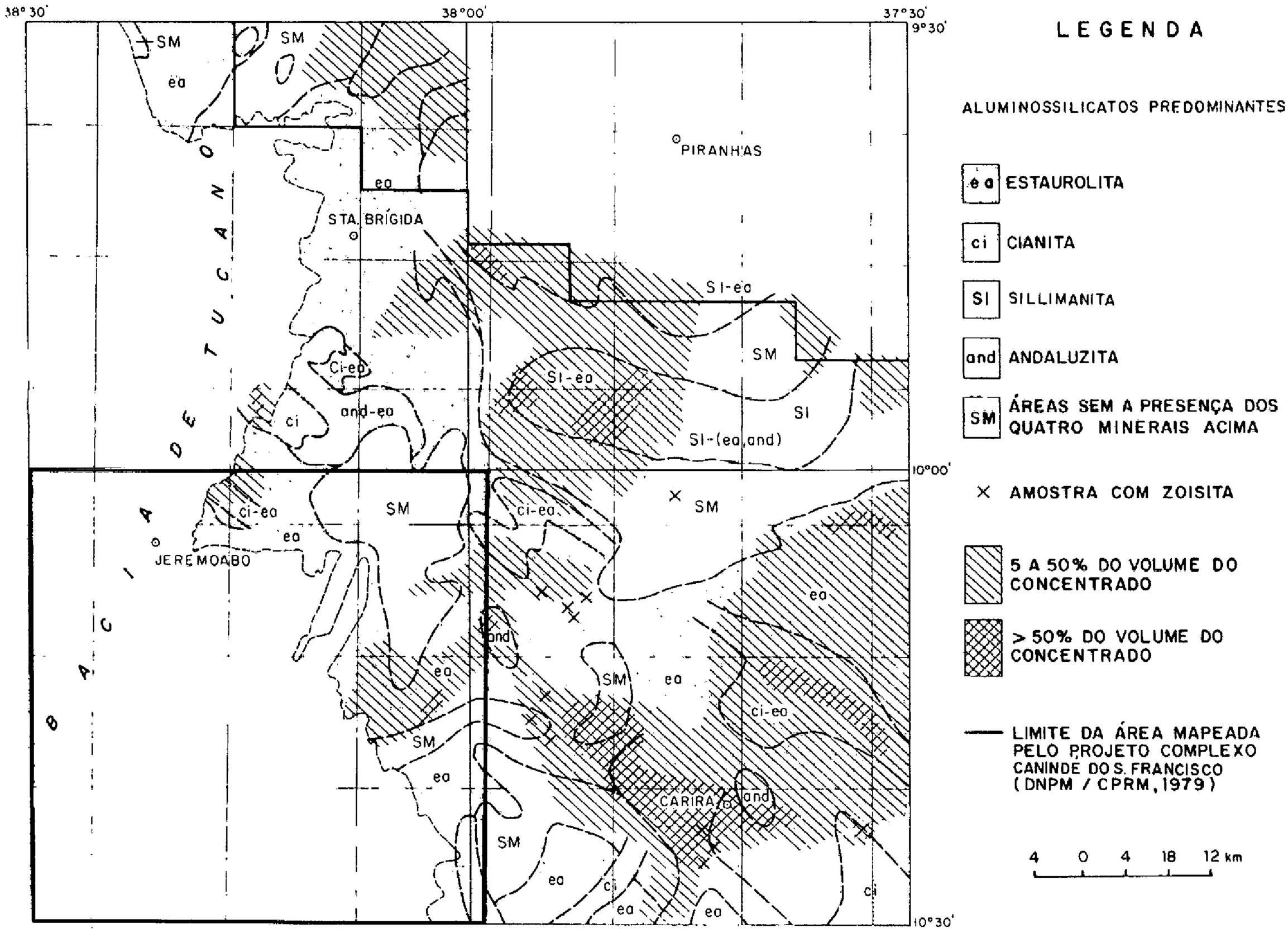


Fig. II.5.20 – Distribuição de aluminossilicato em concentrado de minerais pesados (tratamento não-paramétrico dos dados).

À zona é importante porque as drenagens correm sobre o Complexo Marancó, onde existem rochas ultramáficas, potencialmente favoráveis à presença de mineralizações cromitíferas. Nesse mesmo complexo alguma unidade deve ser propícia à ocorrência de barita, que apareceu efetivamente numa amostra.

Existe uma diferença entre essa zona e a região de Marancó (Folha Santa Brígida). Em Marancó, os teores de Cr elevados, que indicaram a presença de mineralizações de cromita, se apresentaram associados a expressivas quantidades de magnetita nos concentrados de bateia, enquanto aqui a magnetita tem pouca expressão.

Zona 5: Cu-(Cr)

Localizada na região de Malhada Nova no nordeste da Folha Jeremoabo (fig. II.5.21).

Foi caracterizada por quatro amostras de sedimento de corrente com teores de Cu no limiar regional (70ppm), cujas razões Ni/Cu oscilaram entre 0,4 e 1,5. Numa amostra foi detectada a presença de Mo e As com valores qualificados.

O Cu foi anômalo no limiar (20ppm), em três amostras de concentrado de bateia. Esse é um fato importante, já que o metal raramente se concentra nesse tipo de material.

A geologia é caracterizada por uma zona de contato por falha (Falha Belo Monte-Jeremoabo) entre os ritmitos da Unidade Monte Azul, a norte, e os conglomerados da Formação Juá e filitos metassiltitos do Grupo Macururé, a sul.

Zona 6: Au-Ase

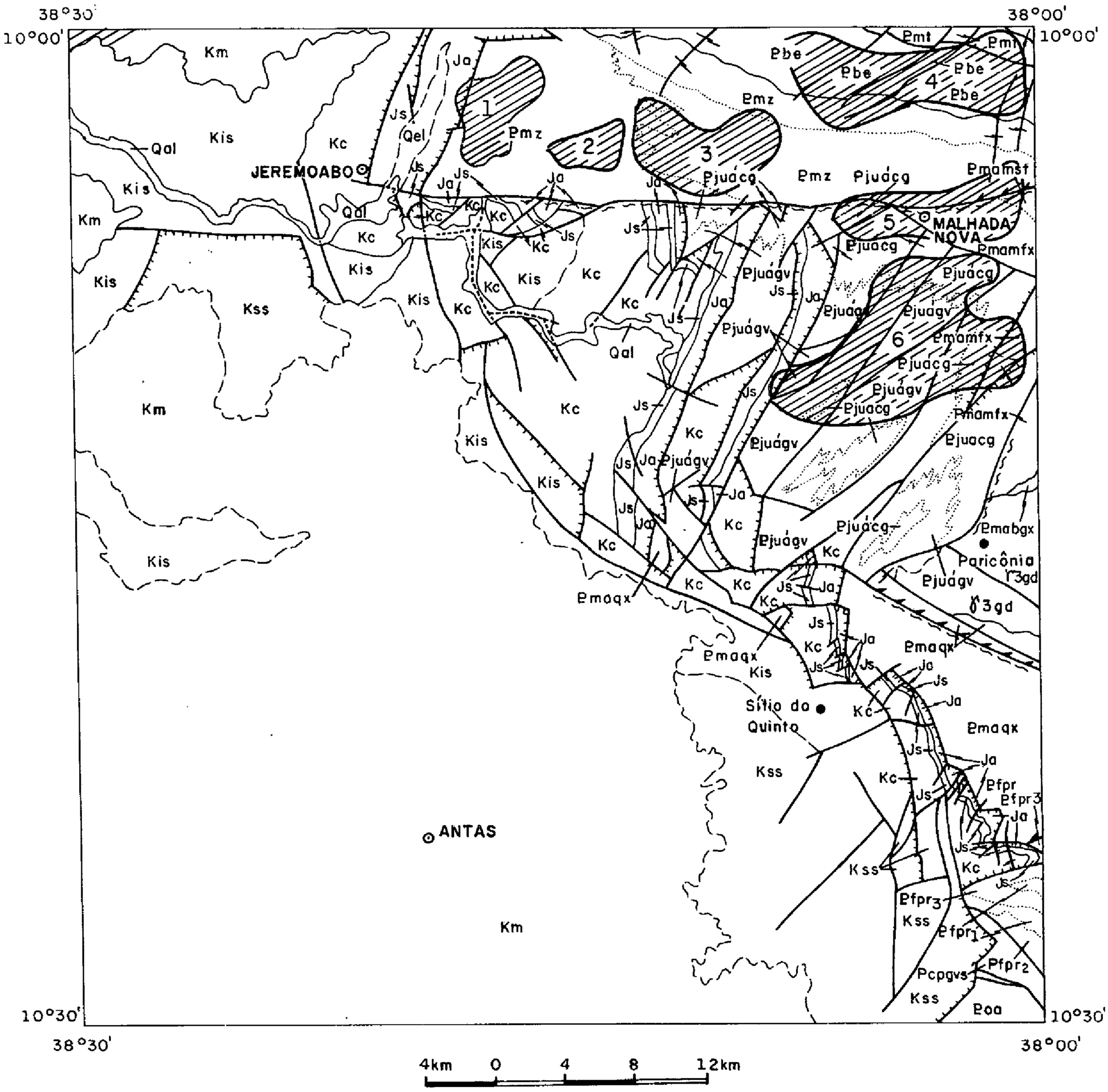
Localizada a sul de Malhada Nova (fig. II.5.21).

Essa zona foi caracterizada inicialmente pela presença de Au visível em quatro amostras de concentrado de bateia. Posteriormente foi efetuado um adensamento com a coleta de 40 amostras e análise por absorção atômica para Au, Ag e As. Foi constatado Au em mais de 15 amostras, contudo os teores, na faixa entre 2,5 e 20,3ppm e em um caso, de 279ppm Au, não podem ser considerados absolutos porquanto a alíquota analisada foi sempre muito leve, às vezes menos de 1g, quando o normal seriam 10g.

O importante na zona é a correlação espacial entre as amostras com Au detectado e a presença de conglomerados e grauvacas da Formação Juá. Pode ser que o metal esteja concentrado em partes não-aflorantes, justificando

os teores discretos obtidos.

Notável, também, foi a presença de amostras de concentrado de bateia com teores de As acima de 100ppm (limite superior do método analítico), nas quais também foi constatada a presença de pirita e de Au. As amostras são de drenagens que cortam o contato por falha entre conglomerados da Formação Juá e filitos do Grupo Macururé.



CONVENÇÕES

Qal, Qel – Depósitos aluvionares e eluvionares; Km – Formação Marizal; Kss – Formação São Sebastião; Kis – Grupo Ilhas; Kc – Formação Candeias; Js – Formação Sergi; Ja – Formação Aliança; PJuácg, PJuágv – Formação Juá; $Pfpr_1$, $Pfpr_2$, $Pfpr_3$, – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis; Pcpgvs – Formação Capitão/Palestina; Poa – Formação Olhos d'Água; γ_3 – Granitóide tipo Coronel João Sá; Pmabgx, Pmaqx, Pmamfx, Pmamst – Grupo Macururé; Pmt, Pbe, Pmz (Unidades Monte Alegre, Belém, Monte Azul) – Complexo Marancó.

Contato definido e transicional e aproximado

Falha indiscriminada e normal

Zona de cisalhamento indiscriminada e transpurrão

Cidade ⊙

Povoados e vilas •

Zona Anômala (3)

Fig. II.5.21 – Prospecção Geoquímica – Zonas Anômalas.

Capítulo 6

Metalogenia

Os indícios diretos de mineralização na Folha Jeremoabo são todos inclusos no Domínio Canindé-Marancó, compreendendo dois indícios de cobre (malaquita) e dois de pirita (tabela II.6.1).

Esses indícios diretos, acrescidos dos indícios indiretos, especialmente geoquímicos, permitiram a seleção de quatro áreas de interesse para a prospecção mineral, circunscritas a ambientes geológico/metalogenéticos favoráveis a concentrações minerais.

Essas áreas estão relacionadas na tabela II.6.2 e descritas no decorrer deste capítulo, dentro das respectivas unidades litostratigráficas.

Tabela II.6.1 - Listagem dos Indícios Diretos de Mineralizações da Folha Jeremoabo.

Nº DE REF.	SUBSTÂNCIA MINERAL	ROCHAS ASSOCIADAS
01	Cu carbonato	Filonitos (Unidade Monte Azul do Complexo Marancó) na zona de milonitização da Folha Belo Monte-Jeremoabo.
02	Cu carbonato	Filitos (Unidade Belém do Complexo Marancó).
03	Pirita	Metarenitos, metaconglomerados e filitos (Unidade Belém do Complexo Marancó).
04	Pirita	Metarenitos, metaconglomerados e filitos (Unidade Belém do Complexo Marancó).

Tabela II.6.2 - Relação das Áreas Mineralizadas da Folha Jeremabo e Respectivo Contexto Geológico/Metalogenético

ÁREAS	INDÍCIOS DIRETOS E INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES	CONTEXTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO
I	Au	Indícios de ouro associado a paleoplaceres conglomeráticos com aparente enriquecimento em zonas de falha.
II	Pirita+Cu±Pb±Zn±Au±Ag+barita	Indícios geoquímicos associados a seqüência metavulcano-sedimentar com predomínio de rochas metavulcânicas e metatufos ácidas a intermediários (Unidade Monte Azul do Complexo Marancó).
III	Pirita+Cu±Pb±Zn±Au±Ag	Mineralizações de cobre e/ou pirita associadas a seqüência metavulcano-sedimentar com predomínio de metassedimentos-filitos, metarenitos e metaconglomerados (Unidade Belém do Complexo Marancó).
IV	Cr+Ni±Pt	Indícios geoquímicos de Cr-Ni associados a rochas básico-ultrabásicas intrusivas na seqüência metavulcano-sedimentar (Unidade Belém do Complexo Marancó).

6.1 - COMPLEXO MARANCÓ

Esse complexo é caracterizado litologicamente por uma *seqüência metavulcano-sedimentar* composta de metassedimentos pelíticos e psamíticos finos, ritmíticos, camadas de metaconglomerados e menos freqüentemente de metacalcários, associados com metavulcanitos e metatufos de composição intermediária a ácida e mais subordinadamente de composição básica, além de *rochas metaintrusivas* básico-ultrabásicas.

As três unidades litostratigráficas informais definidas no Complexo Marancó na Folha Jeremoabo, isto é, as unidades Monte Azul (Pmz), Belém (Pbe) e Monte Alegre (Pmt), apresentam as seguintes feições litológicas gerais: na primeira (Pmz) e terceira (Pmt) há maior participação de rochas metavulcânicas e metatufos de composição ácida a intermediária; e na segunda (Pbe), de metassedimentos. Os corpos intrusivos básico-ultrabásicos podem ocorrer em qualquer dessas unidades. Na Folha Jeremoabo um expressivo corpo ocorre na unidade Belém (Pbe).

Na caracterização metalogenética do Complexo Marancó há necessidade de separar as mineralizações ligadas aos corpos intrusivos básico-ultrabásicos (Cr-Ni-Cu-Pt), das mineralizações associadas à seqüência metavulcano-sedimentar (pirita-Cu-Pb-Zn-Au-Ag-barita), com base nos indícios reconhecidos.

Em relação às *mineralizações ligadas às rochas básico-ultrabásicas* são conhecidas ocorrências de *cromo e talco* na Folha Santa Brígida, contígua a norte, nos serrotes de Marancó e Bugi, onde a cromita ocorre como rolados de cromitito (cromita + serpentina) nas encostas dos serrotes referidos, sob a forma de seixos e matacões. O talco apresenta-se como veios de 1,5 a 2m de potência ou massas irregulares dentro do serpentinito.

Essas associações e os indícios geoquímicos e geofísicos conduziram à delimitação de uma área potencialmente mineralizada para Cr + Ni + /-Pt, na Folha Jeremoabo (área IV), que se prolonga para a folha contígua, a norte (Santa Brígida), correspondendo a um corpo básico-ultrabásico, intrusivo na Unidade Belém. Esse corpo está retrometamorfizado para a facies xisto-verde, com os termos ultramáficos transformados em serpentinitos e cloritítos, em presença ou não de talco, e os termos máficos cloritizados e epidotizados. O corpo está circunscrito por uma anomalia geoquímica para Cr-Ni, onde foi identificada cromita em amostras de concentrado de bateia.

Com relação às *mineralizações associadas à seqüência metavulcano-sedimentar*, duas ocorrências de *cobre*, sob a forma de malaquita, ocorre impregnando os planos estruturais de filitos da Unidade Belém e de ritmitos da Unidade Monte Azul, nesta última relacionados a uma zona de falha, e duas ocorrências de *pirita* disseminada em quartzitos e metaconglomerados de seixos de quartzo que ocorrem como estreitos níveis ou lentes na Unidade Belém.

Esses indícios diretos de mineralização integrados a indícios indiretos, geoquímicos, geofísicos e geológicos, conduziram à identificação de duas áreas potencialmente mineralizadas associadas à sequência metavulcano-sedimentar (áreas II e III).

A área II, *é a de maior interesse prospectivo*. Contém indícios de mineralização de *cobre* (malaquita) impregnando os planos de filonitos. Além disso, engloba zonas geoquimicamente anômalas, onde foram detectadas significativas concentrações de barita e pirita em concentrado de bateia, bem como anomalias geoquímicas para Cu (até 100ppm), Co (até 150ppm), Ni (até 300ppm) e V (até 250ppm) e registro de dois valores de As (200ppm) e um de Au (15ppm). As três zonas geoquimicamente anômalas estão superpostas às áreas de maior ocorrência de rochas metavulcânicas porfiríticas e metatufos de composição ácida a intermediária, que se intercalam nos metassedimentos da Unidade Monte Azul. Essas rochas sofreram processos generalizados de alteração (sericitização e cloritização) e de piritização e silicificação.

A associação geoquímica *ferro-cobre-cobalto-ouro-arsênio-pirita-barita*, resultante dos indícios geoquímicos e geológicos, é indicativa de mineralização vulcanogênica de sulfetos de metais-base, a exemplo dos depósitos maciços e disseminados, pirítico-pirrotíticos com Cu + /-Pb + /-Zn + /-Au + /-Ag. A barita pode ocorrer associada lateralou verticalmente aos depósitos de sulfetos. As anomalias de vanádio talvez estejam relacionadas à participação desse elemento na estrutura da magnetita ou ilmenita, presente nas rochas metavulcânicas, e liberado no processo de alteração.

A área III circunscreve litótipos da Unidade Belém e seus indícios diretos indicam mineralizações de *cobre* (malaquita) impregnando os planos de clivagem de filitos e de *pirita* disseminada em metarenitos e metaconglomerados, que se intercalam entre os demais metassedimentos da unidade. A prospecção geoquímica registrou uma extensa zona anômala de Cr-Ni-Ba, onde o bário está associado efetivamente aos metassedimentos e o cromo e o níquel ao corpo básico-ultrabásico intrusivo nessa área.

A associação geoquímica *ferro-cobre-pirita-barita*, resultante dos indícios geológicos e geoquímicos, continua indicadora de mineralização associada a ambientes vulcanogênicos. Contudo, nessa área os metassedimentos predominam em relação às rochas metavulcânicas, caracterizando um ambiente mais distal que proximal dos centros vulcânicos, e, conseqüentemente, com maior potencialidade para mineralizações disseminadas estratiformes piríticas de Cu + /-Au + /-Ag + /-Pb + /-Zn, às quais a barita e as formações ferríferas podem ocorrer associadas.

6.2 - GRUPO MACURURÉ

Constitui uma seqüência essencialmente metassedimentar, onde dominam os sedimentos pelíticos e psamíticos finos, rítmicos, com vulcanismo ácido-intermediário pouco expressivo, metamorfizados na facies anfibolito de média pressão (MPT).

No contexto regional, as litofacies que compõem o Grupo Macururé são *turbiditos clássicos*, depositados como leques submarinos em ambiente de águas profundas. Especulativamente, esses turbiditos poderiam representar uma sedimentação geossinclinal do tipo "flysch" depositada no talude continental.

Contrastando com a potencialidade mineral de plataformas continentais, as seqüências do tipo "flysch" não contêm, em geral, depósitos econômicos, à exceção de petróleo nas áreas sedimentares (Mitchell & Garson,1981). As concentrações minerais eventualmente existentes estão associadas freqüentemente a rochas máfico-ultramáficas. Nesse ambiente seriam esperadas mineralizações *sulfetadas a pirita,* com Cu, Co (Zn), associadas a xistos máficos, metapelitos e metagrauvacas; mineralização de cromita em rochas

básico-ultrabásicas e mineralizações hidrotermais de *barita*, com algum *manganês*, em zonas de falhas sinsedimentares.

A amostragem geoquímica não revelou sobre os metassedimentos de amostras do Grupo Macururé, expostos na Folha Jeremoabo, nenhuma anomalia significativa, à exceção de um valor puntual de Ba (500ppm) e Cu (150ppm) em concentrado de bateia, aparentemente sem nenhuma ligação com litótipo especial ou estrutura geológica favorável.

6.3 - GRANITÓIDES TIPO CORONEL JOÃO SÁ

São granitóides tardi a pós-tectônicos, isotrópicos ou com anisotropia devido à orientação mineralógica por fluxo magmático, intrusivos em litótipos do Grupo Macururé, onde desenvolvem zonas de metamorfismo de contato e verticalização da foliação das encaixantes, estando ortognaissificados perifericamente. Consistem de biotita-hornblenda-granodiorito, quartzo-monzodiorito, granodiorito pórfiro e muscovita-granito. Quimicamente são granodioritos peraluminosos a metaluminosos tipicamente da série calcialcalina. No diagrama modal QAP (fig. II.6.1) as amostras definem um trend de variação no campo da série calcialcalina, desde quartzo-monzodiorito a monzogranito, com os termos mais diferenciados podendo estar representados pelos muscovita granitos. Os parâmetros litogeoquímicos, mineralógicos e dados de campo (abundância de enclaves básicos) caracterizam esses granitóides como do tipo I, na classificação de Chappell & White (1974), com potencialidades para concentrações de Cu(Au)Mo ou Pb Zn(Ag) a depender do grau de diferenciação (Wang et alii, 1983). Segundo os elementos de terras raras, o magma original tem fonte mista, mantélica e crustal, justificando o relativo empobrecimento de Y e enriquecimento de F, entre os elementos-traço.

Os granitóides tipo Coronel João Sá apresentam baixa potencialidade para mineralizações, face ao seu atual nível de erosão profundo. Além disso, na Folha Jeremoabo são muito pouco diferenciados, não apresentado facies a biotita e muscovita que na folha contígua, a leste (Carira) são as facies de interesse metalogenético.

Os desníveis dos diversos campos de matacões em relação aos talvegues das drenagens que oscilam entre 5m e 35m, fornam o Granoitóide de Coronel João de Sá interessante para estabelecimento de pedreiras objetivando a produção de material para construção civil, o que já vem ocorrendo em larga escala no prolongamento leste (Folha Carira) do corpo aflorante na Folha Jeremoabo, na região de Coronel João Sá.

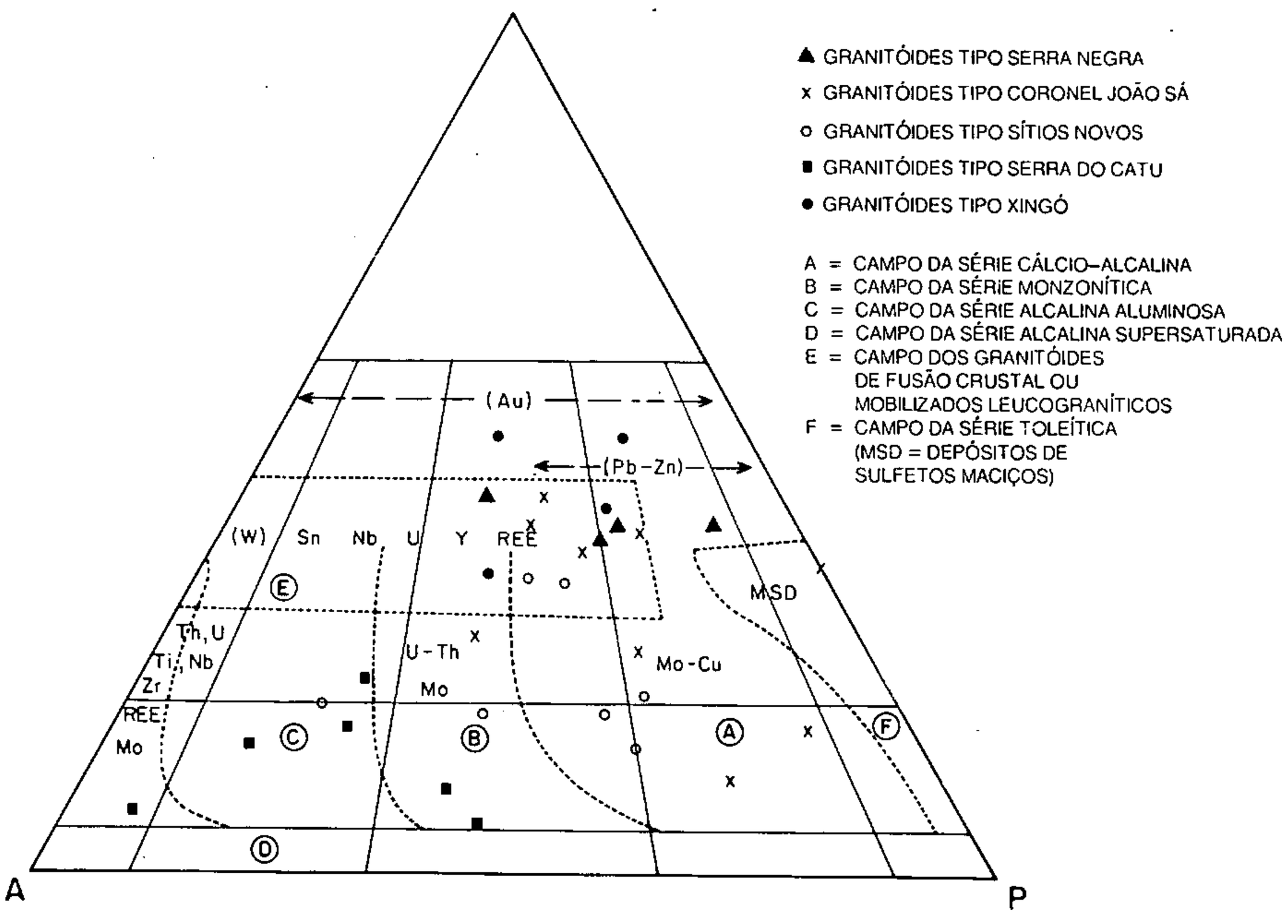


Fig. II.6.1 – Mineralizações associadas às séries graníticas no triângulo QAP (Lameyre et al, 1983).

6.4 - GRUPO VAZA-BARRIS

Constitui uma sequência essencialmente metassedimentar de pouca expressão areal no canto sudeste da folha, onde dominam sedimentos terrígenos na Formação Capitão/Palestina, terrígenos e carbonáticos na Formação Frei Paulo/Ribeirópolis e sedimentos essencialmente carbonáticos na Formação Olhos d'Água, com pequena contribuição vulcânica de natureza dacítica inserida na primeira. A sedimentação é tipicamente plataformal, tendo sido reconhecidas facies de intermaré, submaré, plataforma profunda e bacial. Representa um fragmento marginal de paleobacia desenvolvida sobre crosta continental comparável às atuais margens continentais passivas.

Nesse tipo de ambiente seriam esperadas mineralizações de *fosfato* associadas a rochas pelíticas e carbonáticas, especialmente nas facies dolomitizadas e nas zonas estromatolíticas; mineralizações de *chumbo-zinco* e *flúor-bário* associadas também às rochas carbonáticas; mineralizações de cobre-cobalto nos arenitos e grauvacas carbonáticas; e concentrações geoquímicas de Cu-Pb-Zn-Ag-Ni-Co-Cr em folhelhos pretos, carbonosos.

Essas expectativas metalogenéticas foram parcialmente confirmadas pelos dados geoquímicos, obtidos na folha contígua à leste (Carira) com elevação substancial do "background" regional para Zn (média de 90ppm) e F (média de 510ppm) bem como pelo realce mais sutil e menos regionalizado de Pb, Cu, Co, Ni e Cr, especialmente sobre os litótipos das formações Frei Paulo/Ribeirópolis e Olhos d'Água. Apesar da elevação do "background" não foi caracterizada nenhuma zona significativamente anômala que justificasse a delimitação de áreas potencialmente mineralizadas para esses elementos, por falta absoluta de indícios na Folha Jeremoabo.

6.5 - FORMAÇÃO JUÁ

Essa formação constitui uma espessa seqüência sedimentar, anquimetamórfica, com uma facies proximal de conglomerados grosseiros, polimícticos, suportados pelos seixos e uma facies distal de depósitos arenosos com variações composicionais entre grauvacas, arcósios e arenitos contendo bolsões de conglomerados seixosos. Representam depósitos de leques continentais aluviais, coalescentes (facies proximal) e sistema fluvial entrelaçado (facies distal).

Em função de anomalias geoquímicas para ouro em amostras de concentrado de bateia foi delimitada uma *extensa área potencialmente mineralizada para ouro (área I)*, sobre essa cunha de sedimentos. A possibilidade de melhores concentrações de ouro nos depósitos de pláceres deve ocorrer nas facies distais do sistema fluvial, muito embora os valores geoquímicos mais expressivos estejam distribuídos ao longo da facies proximal. Um sistema de fraturas/falhas de direção nordeste parece exercer um aparente controle sobre a distribuição das anomalias de ouro, o que sugere eventual migração desse metal em soluções silicosas, ao longo desses planos, talvez no estágio final da diagênese dos sedimentos.

A presença de ouro nos sedimentos anquimetamórficos do graben de Juá, além de sua própria importância, comprova a existência de mineralizacões desse metal nas rochas-fonte que se situam a norte-nordeste da vila de Malhada Nova. A composição dos clastos dos sedimentos é bem diversificada mas predominam seixos de granitóides do tipo Serra Negra e, em menor proporção, de rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias, metabasitos, quartzo de veio, quartzitos, filonitos etc. provenientes das unidades que compõem a sequência metavulcano-sedimentar de Marancó, onde provavelmente concentravam-se os depósitos auríferos primários, que foram erodidos.

6.6 BACIA DE TUCANO

Na Bacia de Tucano não foram executados estudos sistemáticos de mapeamento geológico, geoquímico e geofísico, e consequentemente de metalogenia. Portanto, não foi realizada nenhúma previsão de áreas potencialmente mineralizadas sobre as sequências do Paleozóico e Mesozóico que co-participam desse domínio.

Apesar disso, são apresentadas algumas considerações *teóricas* sobre as potencialidades das formações mesozóicas, relacionando-as, quando possível, às informações factuais conhecidas que dão suporte a essas hipóteses metalogenéticas.

A potencialidade da *Formação Sergi* para mineralização sulfetada, principalmente do tipo *associação urânio-vanádio-cobre*, definida por Stanton (1972), foi demonstrada pelo trabalho de Santana (s.d.) que se seguiu às descobertas de minerais de vanádio e urânio por Gorsky & Gorsky (1972) e Haynes (1956). As concentrações maiores de vanádio e cobre, conforme constatado por Santana (s.d.), localizam-se no terço superior da Formação Sergi, onde os arenitos apresentam granulação média a grosseira, estratificações cruzadas acanaladas, cor cinza-escura (em contraste com a tonalidade vermelha dos "red beds") e presença de troncos fósseis e "óleo morto" que evidenciam um microambiente redutor dentro da formação. De uma maneira geral, os "red beds" do Grupo Brotas denunciam o esgotamento dos solos lateríticos provenientes de rochas heterogêneas, sob condições de clima tropical. Nessas condições os metais Cu, Zn e Pb são seletivamente enriquecidos por processos pedológicos do continente, podendo ser precipitados em concentrações econômicas em ambientes redutores.

As estruturas tipo "rollover", evoluídas de falhas lísticas ou de crescimento no *Grupo Ilhas*, são também locais especialmente favoráveis para trapeamento e concentração de sulfetos de Cu, Zn e Pb.

Os folhelhos da *Formação Candeias* apresentam potencialidade metalogenética, haja vista que em diversos locais da Bacia do Recôncavo já foi detectada a presença de metais e enxofre em áreas estruturalmente altas para onde migram os fluidos mineralizantes.

Os folhelhos redutores da *Formação Marizal*, depositados em baixadas com prováveis depósitos evaporíticos associados, são potencialmente favoráveis a mineralizações de sulfetos, sais, barita e enxofre.

Capítulo 7

Geologia econômica

7.1 - PANORAMA MINERAL

A área da Folha Jeremoabo é desprovida de atividade extrativa mineral na área. Os índicios diretos de mineralizações na área estão representados apenas por duas ocorrências de pirita e dois indícios de cobre.

Os indícios de *cobre* foram constatados no Complexo Marancó, em filitos da Unidade Belém e em metarritmitos filonitizados da Unidade Monte Azul, na parte nordeste da folha; estão representados por impregnações de malaquita ao longo dos planos de xistosidade dos primeiros e de cisalhamento dos segundos.

As duas ocorrências de *pirita* foram identificadas em quartzitos e conglomerados da Unidade Belém (Complexo Marancó), no canto nordeste da folha, aparentemente desprovidas de interesse econômico.

Os processos protocolizados no DNPM até 13.10.87, alguns dos quais já arquivados, tiveram suas áreas plotadas no mapa-índice mostrado nas Figura II.7.1. Registre-se que, até então, não tinha sido aprovado qualquer relatório de pesquisa para a área.

7.2 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

Dentre as áreas potencialmente mineralizadas, definidas pelos estudos metalogenéticos, duas delas foram destacadas como de maior interesse prospectivo: Área I - com possibilidade de encerrar jazimentos auríferos no contexto da Formação Juá, e Área II, indicada para mineralizaões de Cu + /-Pb + /-Zn + /-Au e barita, associados ao complexo metavulcano-sedimentar de Marancó, nas proximidades de metavulcanitos ácidos-intermediários.

7.3 - ASPECTOS AMBIENTAIS

A degradação do terreno e a poluição dos cursos d'água e até mesmo de mananciais e aqüíferos são consequências inerentes à atividade mineira, sobretudo daquela a céu aberto.

Afora a degradação da paisagem, outros efeitos secundários são igualmente danosos, tais como: ruídos e vibrações, poeira, assoreamento de cursos d'água etc, os quais acarretam, por fim, o desequilíbrio ecológico da área.

No caso específico da região, tendo em vista as suas característica, isto é, a baixa densidade demográfica e reduzida atividade agropecuária, prevê-se que os transtornos causados às populações, à agricultura e à pecuária, por futuras atividades mineiras, seriam comparativamente de pouca abrangência.

A baixa densidade pluviométrica da região é uma outra característica que minimizaria os efeitos de poluição, erosão, assoreamento dos cursos d'água etc.

Entretanto, em se constatando a existência de depósitos auríferos na Formação Juá e de sulfetos de metais básicos no Complexo Marancó e viabilizando o seu aproveitamento, será de fundamental importância a preocupação com os rejeitos provenientes da mineração, sobretudo dos afluentes oriundos das usinas de tratamento. Tal preocupação é justificável, pois visa a impedir que os rejeitos atinjam os cursos d'água e, ainda pior, que sejam carreados para o rio Vaza-Barris, que corta a área de ocorrência da Formação Juá.

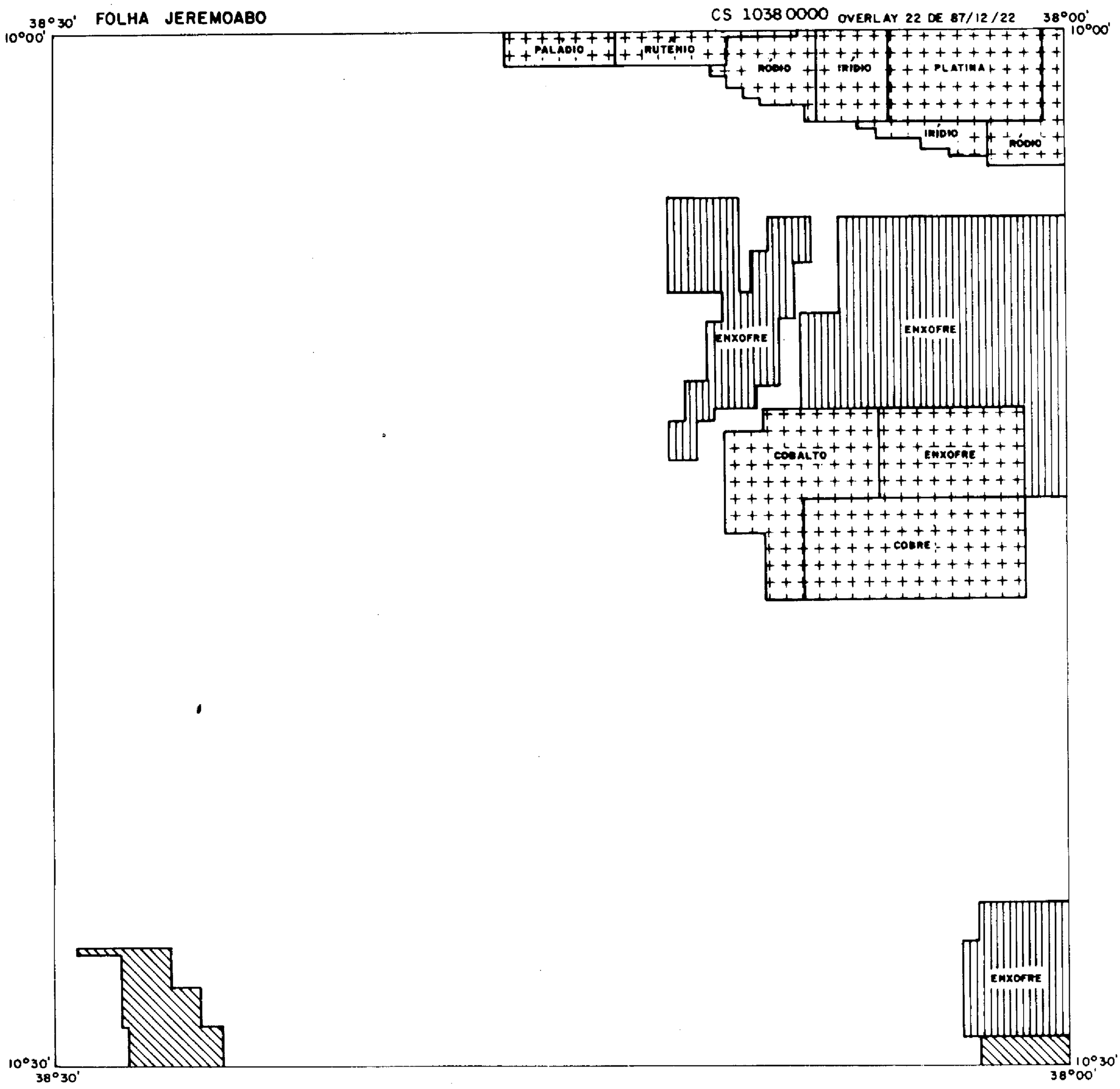


Fig. II.7.1 – Mapa Índice das Areas Protocolizadas no DNPM até 31.10.87 (com atualização pelo PROSIG até 21 12.87).

PARTE III - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Redação:

Reginaldo Alves dos Santos, Antonio Carlos Mota, Léo Rodrigues Teixeira e Inácio de Medeiros Delgado.

Capítulo 1

Conclusões

Este trabalho, executado pelo Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil — PLGB, compreendeu mapeamento geológico sistemático, integrado com levantamentos geofísicos e geoquímicos, tendo sido utilizadas as técnicas e metodologia mais atualizadas para a produção de cartas desses temas, mais as cartas geológica e metalogenético/previsional, com densidade de observações e resolução compatíveis com a escala 1:100.000.

A Folha Jeremoabo foi investigada em conjunto com as folhas Santa Brígida, Piranhas e Carira ("Projeto Carira"), de forma que as interpretações e conclusões aqui formuladas estão também embasadas nos dados multidisciplinares obtidos nessas folhas.

A diversidade dos temas abordados inspirou os autores deste trabalho a propor a redação do presente capítulo de conclusões, feiçoado na forma de "extended abstract", permitindo ao leitor a um só tempo tomar conhecimento rapidamente da totalidade dos avanços obtidos, sem a obrigatória leitura integral do texto.

1.1 GEOLOGIA

Para a *Faixa de Dobramentos Sergipana*, na área abrangida neste trabalho, foi descartada a abordagem "geossinclinal clássica" adotada por vários autores anteriores, uma vez que os estudos efetuados constataram a impossibilidade de se efetivar a correlação geológica entre os litótipos que compõem os *domínios* aqui caracterizados, a saber: *Vaza-Barris, Macururé* e *Canindé-Marancó*. Esses domínios constituem blocos crustais separados por zonas de cisalhamento de movimento transcorrente-sinistral e contracional ("transpurrões"). Essas zonas de cisalhamento, anteriormente consideradas como falhas de empurrão, aqui são referidas como Falha São Miguel Aleixo e Falha Belo Monte-Jeremoabo. Os domínios separados por elas representam níveis crustais diferentes, soerguidos pelo seu movimento oblíquo.

No *Grupo Vaza-Barris*, representado no domínio homônimo, foram caracterizados os ambientes de deposição das formações Capitão/Palestina, Frei Paulo/Ribeirópolis e Olhos d'Água. Na primeira formação, de ambiente plataformal e facies de bacia, foram delimitadas as áreas de predominância das facies pelítica (Capitão) e conglomerática (Palestina), além de uma terceira facies, onde dominam rochas metavulcânicas dacíticas, xistificadas. A Formação Frei Paulo/Ribeirópolis foi caracterizada como composta de três facies de ambiente plataformal (submarés rasa e funda e plataforma funda) e sua deposição foi interpretada como sincrônica e transicional (lateral) com a Formação Olhos d'Água (ambiente de submarés).

A deformação presente no Domínio Vaza-Barris é generalizadamente monofásica, com redobramentos coaxiais localizados.

Os sedimentos componentes do Grupo Vaza-Barris foram metamorfizados na facies xisto-verde.

O *Grupo Macururé* tem sua área de afloramento limitada ao domínio de mesmo nome. Foram caracterizadas quatro facies nos metapelitos e metapsamitos desse grupo, que mostram feições rítmicas características de água profunda. A sua distribuição se faz em uma faixa grosseiramente orientada na direção nordeste-sudoeste, formando um ângulo com a orientação leste-oeste das facies do Domínio Vaza-Barris. Foram ainda identificadas intercalações de metavulcanitos ácidos a intermediários.

Os conglomerados, grauvacas e arcósios fracamente metamorfizados da *Formação Juá*, também posicionada no Domínio Macururé, foram interpretados como originados em um sistema de leques aluviais passando distalmente a um sistema fluvial entrelaçado. O preenchimento do graben onde se depositou essa formação foi tentativamente interpretado de modo não-convencional através do "Princípio da Esteira Rolante" (Capítulo 3, da Parte II).

O Grupo Macururé está deformado por três fases superpostas: a primeira fase (F_1) é representada por dobras isoclinais recumbentes a deitadas, raramente preservadas; a segunda (F_2) caracteriza-se por dobras isoclinais a abertas, cujas superfícies axiais apresentam atitudes variáveis, mas sempre com vergência para sudoeste e eixos de caimento fraco para noroeste ou sudeste; finalmente a terceira (F_3), é representada por dobras tipo "kink" transversais aos dois dobramentos anteriores, com planos axiais subverticais de direção nordeste-sudoeste. O metamorfismo que afetou a área é da facies anfibolito de média pressão.

Expressivo plutonismo ocorre nesse domínio, cortando litologias do Grupo Macururé e por vezes provocando metamorfismo de contato nas mesmas. Esse plutonismo foi denominado como *Granitóides tipo Coronel João Sá*. Sua natureza é calcialcalina e a derivação é mantélica, com alguma contribuição crustal. Esses granitóides compreendem quatro tipos litológicos diferentes, predominando a composição granodiorítica. A colocação foi tardi- a pós- F_2 e a sua idade, determinada nesse trabalho pelo método Rb/Sr é de 838 +/-33m.a. (isócrona de 5 pontos, R0 = 0,707). O seu posicionamento no Domínio Macururé faz supor que este pode ser mais antigo que o Domínio Vaza-Barris, sendo talvez do Proterozóico Médio.

No *Domínio Canindé-Marancó* foi caracterizado um complexo metavulcano-sedimentar aqui denominado *Complexo Marancó*, onde antes haviam sido cartografadas rochas atribuídas ao Grupo Macururé. Nesse complexo foram distinguidas cinco unidades, informalmente denominadas de Monte Azul, Belém, Monte Alegre, Morro do Bugi e Minuim; as duas últimas não-representadas na Folha Jeremoabo. As quatro primeiras têm, sempre, importante contribuição vulcânica predominantemente ácida a intermediária sendo que, na última, dominam os anfibolitos. A tentativa de reconstituição paleoambiental não foi bem-sucedida devido à presença de três fases de dobramento superpostas e ao intenso cisalhamento, que obliteraram quase totalmente as feições primárias. Associado às unidades Belém e Morro do Bugi ocorre importante plutonismo básico-ultrabásico.

O metamorfismo do Complexo Marancó atingiu a facies anfibolito, embora as paragêneses minerais geralmente sejam indicativas da facies xisto-verde, devido a processos de retrometamorfismo.

Em relação aos dois domínios anteriormente descritos, o Domínio Canindé-Marancó representa um nível crustal mais inferior, caracterizado por rochas migmatíticas provavelmente paraderivadas, aflorantes no exterior nordeste da Folha Jeremoabo. Ainda nesse domínio, no exterior nordeste da área (Folha Piranhas), ocorre um complexo metavulcano-sedimentar com importante plutonismo básico associado (Complexo Canindé e Suíte Intrusiva Canindé, respectivamente), além de granitoides sin, tardi a pós e pós-tectônicos.

1.2 GEOFÍSICA

A utilização de novas tecnologias no tratamento dos dados geofísicos, com o reprocessamento e aplicação de filtros específicos, permitiu a reutilização de mapas de trabalhos anteriores, atingindo-se um maior grau de resolução. Esse fato, aliado à interpretação qualitativa dos dados obtidos na geofísica terrestre (modelamento de dados magnéticos e gravimétricos em microcomputador), propiciou a interpretação mais segura da forma e profundidade de corpos geológicos, bem como as variações da espessura da crosta terrestre nessa parte da Faixa de Dobramentos Sergipana. As interpretações geofísicas confirmaram a divisão em domínios geológicos estabelecida pelo mapeamento de superfície, bem como o prolongamento em profundidade das descontinuidades estruturais que os separam.

As variações da espessura da crosta terrestre foram estudadas principalmente nos domínios Macururé e Canindé-Marancó, em áreas adjacentes a leste e nordeste da folha (folhas Carira e Piranhas). No Domínio Macururé, a espessura da crosta superior aumenta de sudeste para noroeste, passando de 4.000m nas porções setentrionais da Falha São Miguel do Aleixo, para até 13.000m, um pouco a sul da Falha Belo Monte-Jeremoabo.

A partir da Falha Belo Monte-Jeremoabo para noroeste, no Domínio Caninde-Marancó (Folha Piranhas), a espessura da crosta é mais regular, aumentando de 13.000m, para 18.000m nas proximidades do rio São Francisco.

1.3 GEOQUÍMICA

1.3.1 PROSPECÇÃO SISTEMÁTICA

A prospecção sistemática constou de amostragem de sedimento de corrente e de concentrado de minerais pesados. Em relação aos locais de coleta e à litologia subjacente existem variações no teor dos elementos. Um exemplo do primeiro caso é a coleta de amostras acima ou abaixo dos açudes da área. Embora os valores sejam muito pouco influenciados pelos açudes, nas amostras coletadas à montante sempre há uma pequena elavação no teor. No segundo caso, o teor de alguns elementos é claramente controlado pelas litologias subjacentes, como por exemplo Zr, Ca, Y, Co e Ni. Todavia, não houve grandes variações de "background" que justificassem a separação das amostras por populações litológicas.

Nas amostras de sedimento de corrente, Sr, Ca e Ba mostram realce, porém nas amostras de concentrado de bateia é comum a elevação estar associada à presença de epidoto entre os minerais do concentrado, no caso dos dois primeiros elementos, e à de barita, no caso do último.

A *pirita* é um mineral freqüente nos concentrados de bateia, principalmente sobre as unidades metassedimentares e metavulcânicas do Complexo Marancó. A presença de alguns minerais pode sugerir a existência de determinadas mineralizações ou de rochas portadoras das mesmas, como acontece a norte da folha, onde a presença de *barita*, associada a teores elevados de Ba, supõem ocorrências do mineral em rochas do Complexo Marancó. No lado este-nordeste da mesma folha, a presença de *cromita* nos concentrados sugere a possível presença de mineralizações de cromo nas rochas ultramáficas ali mapeadas, pertencentes ao Complexo Marancó.

Na Unidade Monte Azul do Complexo Marancó, há uma elevação no teor de *Cu* e *V*. O segundo chega a teores de até 250ppm a leste do povoado de Malhada Nova. A pirita também é um mineral muito freqüente nas amostras coletadas nessa unidade.

Teores baixos de *Au* foram detectados em concentrados de bateia no âmbito dos conglomerados e grauvacas da Formação Juá (Domínio Macururé), que se mostram prospectivos para esse metal.

1.3.2 LITOGEOQUÍMICA

O estudo litogeoquímico dos granitóides tipo Coronel João Sá foi prejudicado pelo número insuficiente de amostras, quase todas elas procedentes da extensão leste do maciço de Coronel João Sá, na Folha Carira, porém algumas conclusões puderam ser alcançadas. São granodioritos calcialcalinos ricos em K, metaluminosos a peraluminosos, fre-

qüentemente com coríndon normativo em baixas porcentagens, caracterizados como do tipo I e da série magnetita, e originado por material mantélico com influência de material da crosta inferior. Seu ambiente de colocação é compressional, porém de tipo não-definido claramente, possivelmente de margem continental ativa.

1.4 METALOGENIA

A análise metalogenático/previsional efetuada na Folha Jeremoabo, apesar da limitação do número de indícios diretos de mineralizações (quatro indícios), permitiu a delimitação de quatro áreas de interesse para a prospecção mineral, com base na integração multidisciplinar de informações geológicas, geoquímicas e geofísicas além do cadastramento mineral. Dentre as mineralizações esperadas, destacam-se as seguintes:

a) Ouro associado a paleoplaceres fracamente metamorfizados da Formação Juá (Domínio Macuraré). A composição dos clastos desse sedimentos indica sua proveniência em parte das rochas metavulcânicas do Complexo Marancó (Área I).

b) Mineralizações "stratabound" de Cu+/-Pb+/-Zn+/-Au+/-Ag e de barita associadas a seqüências metavulcano-sedimentar na proximidade das rochas metavulcânicas ácidas, a intermediárias da Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó (Área II).

c) Mineralizações de Cr+/-Ni+/-Cu e metais do grupo da platina, associadas às rochas metabásico-metaultrabásicas intrusivas na Unidade Belém, do Complexo Marancó (Area IV).

Contudo, o grande destaque na Folha Jeremoabo é a revelação do potencial metalogenético do Complexo (vulcano-sedimentar) Marancó para depósitos de sulfetos maciços e disseminados com Au e Ag associados.

Capítulo 2

Recomendações

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil — PLGB adicionou uma série de procedimentos novos à sistemática tradicional de execução de mapeamentos geológicos, requerendo uma fase de adaptação para a sua plena aplicação. Esse fato, aliado ao intenso programa de treinamento, paralelo à execução do trabalho, trouxe alguns problemas para cumprimento do cronograma inicial. A partir dos dados levantados e da experiência adquirida neste trabalho, as seguintes recomendações são feitas, visando a trabalhos futuros.

2.1 GEOLOGIA

1) A interpretação geotectônica da área necessita de um amplo programa de geocronologia para posicionar no tempo os domínios Vaza-Barris, Macururé e Canindé-Marancó.

2) A continuidade de levantamentos geológicos na Faixa de Dobramentos Sergipana é indispensável para uma definição mais consistente de sua evolução geológica.

3) No graben de Juá, situado no Domínio Macururé, são necessários estudos estruturais detalhados, principalmente com referência ao movimento das falhas limítrofes, visando a caracterizar o seu processo de desenvolvimento e preenchimento. Também se fazem necessários estudos sistemáticos de reconstituição paleogeográfica da Formação Juá, através de análise da distribuição espacial dos megaclastos, o que trará subsídios para a prospecção mineral em paleoplaceres e, indiretamente, na sua área-fonte.

4) O Complexo Marancó, caracterizado neste trabalho, necessita de trabalhos geológicos de maior detalhe visando a estabelecer o posicionamento estratigráfico das unidades informais descritas. É também imprescindível um programa litogeoquímico para caracterizar a expressiva atividade ígnea a ele associada.

2.2 GEOFÍSICA

O novo sistema de tratamento de dados de geofísica, foi utilizado de forma sistemática apenas a partir do segundo semestre de 1986, após testes de aplicação ocorridos no primeiro semestre. Em decorrência, o adiantamento dos trabalhos de geologia não permitiu a utilização plena dos temas, no sentido de efetuar verificações de campo das feições e problemas levantados na sua interpretação, fato que impediu um aprofundamento maior. A partir da experiência adquirida, sugere-se o seguinte:

1) No levantamento geológico básico, a sistemática ideal seria a geração dos temas geofísicos, sua interpretação e integração com dados provenientes de outros sensores remotos (imagens de satélite, de radar etc.) antes do início dos trabalhos de campo, como aliás previsto na metodologia do PLGB.

2) O volume de trabalhos de geofísica terrestre revelou-se insuficiente para auxiliar mais efetivamente na resolução dos problemas geológicos existentes. No futuro, tais trabalhos deverão ser programados à luz da interpretação preliminar dos dados aerogeofísicos e da correlação com os dados disponíveis de geologia, na etapa inicial do mapeamento, e o planejamento feito com a participação de especialistas de outros temas envolvidos. Seguindo a programação dos trabalhos, foram levantados perfis regionais terrestres de gravimetria apenas ou de magnetometria. Em trabalhos semelhantes, com o intuito de oferecer subsídios maiores à definição da estruturação e compartimentação da crosta superior, deveriam ser sempre levantadas, simultaneamente, a gravimetria e a magnetometria. O intervalo de amostragem da magnetometria poderia ser a metade ou mesmo um quarto do utilizado na gravimetria.

3) Para efeito de racionalização dos trabalhos de campo, os geólogos responsáveis pelas folhas devem ser encarregados das medições de susceptibilidade magnética das rochas - o que já foi feito neste trabalho - uma vez que o local mais propício são os próprios afloramentos. A determinação das densidades correspondentes poderia ser efetuada com o envio de amostras para o laboratório central.

2.3 GEOQUÍMICA

1) A análise espectrográfica para 30 elementos-padrão,

utilizada nas amostras de sedimento de corrente, mostrou-se pouco eficiente na caracterização das variaçõés menores, porém importantes, dentro da área. A forma como os teores são apresentados não permite uma boa individualização do que é "background" e do que é anomalia. Além disso, dos 30 elementos analisados, apenas metade ou menos que isso é efetivamente útil para a prospecção. O procedimento mais adequado seria a análise por método mais apropriado (geralmente absorção atômica) para uma série de elementos (cerca de 12), escolhidos entre aqueles que devem caracterizar o ambiente geológico amostrado com maior precisão. Por outro lado, as amostras de concentrado de bateia continuariam a ser analisadas por espectrografia para 30 elementos, porque a variabilidade do método é compatível com a variabilidade do material analisado. Além disso, os teores de concentrados oriundos de bacias de captação maiores indicariam a presença eventual de algum elemento não-analisado nas amostras de sedimento de corrente. A análise mineralométrica semiquantitativa das amostras de concentrado de bateia deve ser sempre executada, pois é importante, não só para a prospecção, como também para subsidiar o mapeamento geológico.

2) Seria interessante que as zonas anômalas, definidas nos levantamentos regionais, fossem verificadas e confirmadas por estudos adicionais antes da apresentação do relatório final das folhas do PLGB, fato que não ocorreu no presente caso. Apenas uma área anômala foi verificada (zona 6). Algumas das anomalias não-verificadas parecem ser importantes, daí a necessidade de estudos adicionais. Entre elas, destacam-se aquelas associadas ao Complexo Marancó (Cr-Co-Ni).

3) As análises litogeoquímicas efetuadas foram insuficientes para caracterizar bem as rochas ígneas da área.

4) É necessário caracterizar o químismo das rochas metavulcânicas e metaplutônicas de todas as unidades do Complexo Marancó, para que se obtenha uma caracterização clara de todo o complexo, sobretudo pela sua importância metalogenética.

2.4 METALOGENIA

A elaboração do mapa *metalogenético/previsional*, como produto final de integração de dados multidisciplinares, demonstrou a necessidade de reajustes na programação, visando ao aperfeiçoamento futuro dos produtos do PLGB, recomendando-se:

1) O cadastramento mineral, pela sua importância para a metalogênese e a geologia econômica, deve ser encarado como uma atividade do projeto, prevista no seu cronograma e realizada entre a primeira e a segunda etapa de campo (cada etapa compreende duas ou mais campanhas) estimulando o geólogo da folha para a busca dos indícios relacionados às concentrações minerais.

2) Os indícios ou anomalias geoquímicas necessitam de "checks" através de reamostragens ou reanálises de amostras duplicatas para maior confiabilidade dos resultados. No tocante às amostras de concentração de bateia, há necessidade de enfatizar a caracterização da assembléia de minerais pesados não apenas pela importância inquestionável do método na prospecção mineral mas também pelas contribuições que o mesmo pode oferecer à petrologia, a exemplo das paragêneses minerais relacionadas ao metamorfismo ou à presença de corpos granitóides calcialcalinos e alcalinos, básico-ultrabásicos etc.

3) Os indícios ou anomalias aerogeofísicas devem ser convenientemente interpretadas e modeladas, no estágio inicial do projeto, antecedendo aos trabalhos de campo, para permitir o planejamento adequado dessas atividades e o "check" de pontos de interesse metalogenético.

4) Os mapas *metalogenético/previsionais* devem ser elaborados preliminarmente durante o desenvolvimento do projeto e constantemente atualizados, com o progresso dos trabalhos de campo e o avanço do conhecimento sobre novas informações ou indícios de mineralizações, permitindo ao geólogo da folha o direcionamento de suas investigações de campo para as áreas de maior interesse prospectivo.

Referências bibliográficas

ALLARD, G.O. 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 do*... Salvador, SBG, 1969. p. 47-59.

ALLARD, G.O & TIBANA, P. Extensão pré-Cretácea e petrográfica de série Estância, reconstrituida pelo estudo de conglomerados Cretáceo do Recôncavo. *B. Técnico PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 9 (1): 17-45, jan/mar. 1966. il.

ALMEIDA, A.C.F. de *Geologia das bacias de Jatobá e Tucano Norte*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, DEPIN - CENPES, Coletânea de Relatórios de Exploração, 1967. p. 145-177.

ALMEIDA, F.F.M. de. *Origem e evolução de plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. 36p.il. (DNPM/DGM, boletim, 241).

ALMEIDA, F.F.M. de. *O craton de São Francisco*. São Paulo, IG-USP, 1971. 38p.

ALMEIDA, A.C. & GHIGNONE, J.I. *Geologia do flanco centro oeste da bacia de Tucano*. Área de Euclides da Cunha. Salvador, PETROBRÁS. 1962. 89p. il. Relatório interno, 658.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES. B.B. de; FUCK, R.A. *Províncias estruturais brasileiras*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (8: 1977, Campina Grande). *Atas do*... SBG – Núcleo Nordeste, 1977. p. 363-391.

ALVES, B.P. & MORAES, L.J. de. Geologia e recursos minerais do retângulo de Paulo Afonso. In: BRASIL. CNG-IBGE. *Estudos da zona de influência da cachoeira de Paulo Afonso*. Rio de Janeiro, 1952. 195p. il.

ATHERTON, M.P.; WARDEN, V.; SANDERSON, L.M. The Mesozoic marginal basin of central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism. In: PITCHER, W.S & ATHERTON, M.P. eds. New York, Jonh Wiley, 1985. P. 47-58.

AUBOUIN, J. *Geossinclinais;* organização e evolução. [propos sur les geossinclinaux]. Porto Alegre, publ. CAEG, 1962. 48p.

BARBOSA, O. *Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil*. Petrópolis, PROSPEC, 1964. 69p. il.

BARBOSA, O. *Geologia de parte da região do médio São Francisco, nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1970. 97p. il. (DNPM/DFPM, boletim, 140).

BARBOSA, O. *Contribuição à petrologia do Projeto Canindé do São Francisco*. Rio de Janeiro, CPRM, 1979. 38p. il.

BARKER, F. & ARTH, J.G. Generation of trondhjemitic – tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite – basalt suites. *Geology*, 4: 596-600, 1976.

BARNES, B.E. *Súmula dos progressos de geologia de superfície do Recôncavo*. Salvador, Conselho Nacional do Petróleo, 1949. Inédito.

BARRETO, P.M.C. . O paleozóico da Bacia do Jatobá. *B. Sociedade Brasileira de Geologia*, 17(1): 29-45, dez. 1968. il.

BARRIÉRE, M. *Le complex de Ploumanac'h (Massif Armoricain)*. Essai sun la misse en place l'evolution petrologique d'une association subalcatin tardi-orogenique (The d'Etat-Université de Brest, 1977). s.n.t. 291p.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Che Geology*, Amsterdam, 48: 43-45, 1985.

BELOUSSOV, V.V. *Problemas básicos de geotectônica*. [Basic problems in geotectonics]. Barcelona, Omega, 1971. 848p.

BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in and Archean greenstone belt. *Precambrian Research*, 6(2): 235-248, Mar. 1978.

BONIN, B. & GIRET, A. The plutonic alkaline series: the problem of the origin and differentiation, the role of their mineralogical assemblages. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Amsterdam, 35: 212-221, 1984.

BOUMA, A.H.; BERRYHILL, H.L.; KNEBEL, H.J.; BRENNER, R.L. Continental shelf. In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG, Memoir, 31). p. 281-328.

BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Amsterdam, 35: 1-11, 1984.

BOWMAN, H.N. *Mine data sheets and metallogenic study;* Forbes 1:250.000 Metallogenic Map. s.l. Geological survey of New South Wales, 1977. 1 mapa anexo.

BOWMAN, H.N. & STEVENS, B.P.J. The philosophy, design and applications of the New South Wales Geological Survey's Metallogenic Mapping programs. *Journal of the Geological Society of Australia*, 25(3): 121-140, jun. 1978. il.

BRAGA, J.A.E. Estratigrafia, estrutura e acumulações de petróleo na Bacia de Tucano. In: SEMINÁRIO SOBRE "RIFTS" INTRACONTINENTAIS (1987, Rio de Janeiro). Petróbrás/DEPEX, 1987. p. 204-210.

BRANCO, P.C. de A. Principais depósitos minerais: conceitos, metodologia e listagem. In: SCHOBBENHAUS, C.S. CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, A.E. coord. *Geologia do Brasil* - Brasília, DNPM, 1984 – 501 p. 11.

BRANNER, J.C. The Estancia beds of Bahia, Sergipe and Alagoas, Brasil. *American Journal Science*, New Haven, 35 (210): 619-632, june 1913. il.

BRAUN, O.P.G. *Estratigrafia dos sedimentos da parte inferior da região nordeste do Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1966. (Boletim DGM, 263).

BRAZIL, J.J. *Resume of geologic reconaissance of the North of the Bahia sedimentary embayment, Northeast Bahia – and West edge of Sergipe*. Salvador, PETROBRÁS, 1947. 24p. il. Relatório 281.

BRITO NEVES, B.B. de. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. (Tese doutourado – Inst. Geoc. USP, 1975). São Paulo, 1975, 198p.

BRITO NEVES, B.B. de. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (12: 1986, João Pessoa). *Atas do...* Recife, SBG-Núcleo Nordeste, 1986. p. 235-251.

BRITO NEVES, B.B. de; BEURLEN, H.; SANTOS, E.J.dos. Characteristics and mineralizations of the Archaean an Early Proterozoic of the Borborema Province, Brazil. *R. Brasileira de Geociências*, 12(1-3): 234-239, mar-set ., 1982.

BRITO NEVES, B.B. de.; CAMPOS NETO, M.; RANGEL, J.M. *Contribuição à análise estrutural do Sistema Sergipano*. s.l. CNPq/SDC, 1987, 53p.

BRITO NEVES, B.B. de & CORDANI, U.G. Problemas geocronológicos da geossinclinal Sergipana e do seu embasamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, (27: 1973, Aracaju). *Anais do...* Aracaju, SBG, 1973,. v. 2. p. 67-77. il.

BRITO NEVES, B.B. de & KAVASHITA, K; MELLO, E.Z.V. de Estudo Geocronológico do Grupo Estância pelo método Rb/Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (8: 1977, Campina Grande) *Atas do...* Campina Grande, 1977. p. 311-321.

BRITO NEVES, B.B. de; SIAL, A.N.; ALBUQUERQUE, J.P.T. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *R. Brasileira de Geociências*, 7(2): 102-114, 1977.

BRITO NEVES, B.B. de; SIAL, A.N.; BEURLEN, H. O Sistema de Dobramentos Sergipano; análise do conhecimento. In: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA-Núcleo da Bahia. *Publicação Especial, 3;* Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Craton de São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, agosto, 1977. Salvador, SME/CPM, 1978. 466p. il. p. 369-398.

BROOKFIELD, M.E. Eolian Facies. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. 2 ed. Toronto, Geol. Assoc. Canadá, 1984.317p. il. (Geoscience Canada Reprint Series, 1). p. 91-104.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES E MINIÈRES – BRGM. Service Geologique Nationel. Carte Metallogenique des Massifs des Vosgues e de a Foret Noire, 1975. Escale 1: 400.000

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIÈRES – BRGM & ORGANIZATION DES NATIONS UNIES POUR L'EDUCATION, LA SCIENCE ET LA CULTURE-UNESCO. Carte Metallogenique de l'Europe. 1968-1970. Escala 1:2.500.000.

CAMPOS NETO, M.C. & BRITO NEVES, B.B. de. Considerações sobre a organização e geometria do Sistema de Dobramentos Sergipano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1º: 1987, Salvador). *Boletim de Resumos*. Salvador, UFBA/Pós graduação IGEO, 1987. p. 90-93.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol*. 8: 173-174, 1974.

CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. Rôle de la deformation du granite dans la genése des episyenites feldespathiques des massifs Lavios-Gerés (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineralium Deposita*, 17(3): 387-400, 1982.

CHRISTIANSEN, R.L. & LIPMAN, P.W. Cenozoic volcanism and plate- tectonic of the Western United States. II Late Cenozoic. *Philos. Trans. Royal. Soc. London*. Ser. A, 271: 249-284, 1972.

CORDANI, U.G. *Evolução geocronológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. (Tese Livre Docência – Instituto Geociências, USP). São Paulo, 1973. 38p. il.

COWARD, M.P. The Moabi Syncline: the West Congolian of Gabon and its tectonic significance. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T.104: 255-259, 1981.

CPRM-PROSPEC-DNPM. *Projeto Bahia, Bahia II, Sul da Bahia, Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco*. Salvador, CPRM, 1974. 17p. (Programa de Reuniões para Integração Regional).

CURSOS DE PROJETOS ESPECIAIS EM GEOLOGIA - CPEG VI. *Anomalias estratigráficas no Supergrupo Bahia*. Salvador, PETROBRÁS - SETEX - Ba., 1964, 43p. il. Relatório inédito.

DALTON DE SOUSA, J.; FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T.; LOPES, J.N. *Projeto Colomi*; Geologia de região do médio São Francisco. Salvador, CPRM, 1979. 3v. Convênio DNPM-CPRM.

DAHLKAMP, F.J. Typology and geographic/geotectonic distributions of uranio deposits. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 35(3): 499-536, 1980.

DAVISON, I. Acreção de terrenos e a colisão oblíqua do Proterozóico Superior na Faixa Sergipana. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1º: 1987, Salvador). *Boletim de Resumos*. Salvador, UFBA/Pós-graduação IGEO, 1987. p. 87-89.

DAVISON, I. *Notas sobre o reconhecimento da Faixa Sergipana*. Relatório de consultória para CPRM. Salvador, 1986. Inédito.

DEBON, F. & Le FORT, P. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149, 1983.

DEHLINGER, P. *Marine Gravity*. Amsterdam, Elsevier, 1978.

DELGADO, I. de M. Diretrizes para representação litológica em mapas "metalogenéticos – previsionais na escala de 1:100.000. Versão 001. Salvador, CPRM, 1987. 50p. Convênio DNPM-CPRM. Rel. Interno.

DERBY, O.A. Contribuição para o estudo da geologia do Valle do São Francisco. *Arch. Mus. Nac.* 4: 87-119, 1879.

DERBY, O.A. Notas geológicas sobre o Estado da Bahia. *B. Sec. Agric. Viação Obs. Publ. Bahia*, 7(1-3): 12-31, jul/set. 1905.

DICK, W. et alii. Comparison of regional geochemical uranium exploration methods in the Beaverlodge area, Saskatchewan. *Geochemical Exploration. CIM Spec.*, 2: 323-330, 1971.

ENCAL S.A. *Projeto Baixo São Francisco*. Levantamento aeromagnetométrico e aerogama-espectrométrico. Relatório final. Rio de Janeiro, 1978. 35p.

ESPANHA. Ministério de Indústria. Plan Nacional de la Mineria. *Programa Nacional de Investigación Minera*: mapa metalogenético. s.l., [1972] 157p. il.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. Magmatype and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 27: 211-228, 1975.

FOUCH, T.D. & DEAN, W.E. Lacustrine environments. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. eds. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG Memoir, 31). p. 87-114.

FRASER, G.S. & COBB, J.C. Late wisconsinan proglacial sedimentation along the West Chicago Moraine Northeastern Illinois. *J. Sedimentary Petrology*, 52 (2): 473-489, 1982.

GALBRAITH, J. *Regional stream sediment geochemistry and data analysis in North Eastern Bahia*, Brazil. (Dissertation Ph. D – University of Idaho, 1975). s.l. 1975. 277p.

GALBRAITH, J.H. & SAUNDERS, D.F. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. *Journal of Geochemical Exploration*, Amsterdam, 18: 49-73, 1983.

GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. *Ferrigenous Elástic Depositional Systems*: applications to petroleum, coal, an uranium exploration. New York, Spring – Verlag, 1983. 432p. il.

GAVA, A.; NASCIMENTO, D.A. do; VIDAL, J.L.B.; GHIGNONE, J. I.; OLIVEIRA, E.P. de; SANTIAGO Fº, A.L.; TEIXEIRA, W. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha Sc. 24/25, Aracaju/Recife;* geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso da terra. Rio de Janeiro, 1983. 825p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 30). p. 27-379.

GHIGNONE, J.I. – *Geologia do flanco oriental da Bacia de Tucano Norte (do Vaza-Barris ao S. Francisco)*. Salvador, Petrobrás, 1963. Relatório Interno, 688.

GHIGNONE, J.I. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: Inda H.A.V. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia;* Textos Básicos. Salvador, SME/CPM, 1979. v.1. p.23-117.

GHIGNONE, J.I. et alii. *Geologia do centro-leste da bacia de Tucano*. Salvador, PETROBRÁS – RPBa., 1967. Relatório interno, 990.

GILLIGAN, L.B. *Part 1: Mine data sheets to accompany metallogenic map. Camberra 1:250.000 sheet*. s.l., Geological Survey of New South Wales, 1975. 297 p. + mapa anexo.

GIULIANI, G.; CHEILLETZ, A.; MECHICHE, M. Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in Central Marocco. *Chemical Geology*, 64: 279-284, 1987.

GLENNIE, K.W. *Desert sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier, 1970. 222p. (Developments in sedimentology, 14).

GLENNIE, K.W. & BULLER, A.T. The Permian Weissliegend of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sedimentary Geology*, 35(1): 43-81, 1983.

GOLDSCHMIDT, V.M. *Geochemistry*. Oxford, University Press. 1954.

GROMET, L.P.; DYMEK, R.F.; HASKIN, L.A.; KOROTEV, R.L. The North American Shale composite: Its compilation major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2469-2482, 1984.

GUILD, P.W. *Preliminary metallogenic map of North America: a numerical listing of deposits*. s.l., Geological Survey, 1981. 12p. (Geological Survey Circular, 858-A).

HAMMER, S. *Terrain corrections for gravimeter stations geophysics*. Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, 1939. v.4. p. 184-194.

HANSON, G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 371-406, 1980.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, AG. Geochemical caracteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. eds. *Collision Tectonics*. Oxford, Blackwell, 1986. 415p. il. (Geological Society Special Publications, 19). p. 212-221.

HARTT, C.F. *Geology and physical geography of Brazil*. Boston, Field Osgood, 1870. 620p. il.

HARTT, C.F. *Geologia e geografia física do Brasil*. [Geology and physical geography of Brazil-1870]. São Paulo, Nacional, 1941. 649p. il. (Brasiliana, 5).

HASZELDINE, R.S. Descending tabular crossbed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of northeast England. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 6: 449-456, 1983.

HAWKES, H.E. & WEBB, J.S. *Geochemistry in mineral exploration*. New York, Harper and Row, 1965. 415p. il.

HOLLAND, J.G. & LAMBERT, R.S.J. The chemistry and the origin of the Lewisian gneiss of the Scottish Mainland: the scurie and inver assemblages and sub-crustal accretion. *Precambrian Research,* Amsterdam, 2(2): 161-188, 1975.

HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. *Reconnaissance geology of pre-Cretaceous rocks in the state of Sergipe.* Salvador, PETROBRÁS, 1962. 37p. Relatório, 1625.

HUMPHREY, L. & ALLARD, G.O. O Geossiclinal de Propriá-província tectônica do pré-Cambriano Superior, recém-descoberto no Escudo Brasileiro. *B. Técnico Petrobrás,* 10(34): 409-430, jul/dez. 1967.

HUMPHREY, F.L. & ALLARD, G.O. Geologia da área do domo de Itabaiana (SE) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá. [Geology of the Itabaiana dome área (Sergipe) and its bearing on the geology of the Propriá geossyncline]. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, 1969. 104p. il. + mapa.

INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado da Bahia.* Escala 1:1.000.000. Salvador, SME/CPM, 1978. 137p. Mapa anexo.

INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENE, M.A. SCHOBBENHAUS, C.; HARALYI, N.L.R.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. O Craton São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuai. In: SCHOBBENHAUS, C. et alii ed. *Geologia do Brasil:* texto explicativo do mapa geológico do Brasil, e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília, DNPM, 1984. 501p. il. cap. 5. p. 193-248.

ISHIHARA, S. The magnetite-series and ilmenite series granitic rock. *Minning Geology,* Tokyio, 27: 293-305, 1987

ISHIHARA, S.; SAWATA, H.; ARPORNSUWAN, S.; BUSARACOME, P.; BUNGRAKEARTI, N. The magnetite-series and ilmenite-series granitoide and their bearing on their mineralization, particularly of the Malay peninsula region. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.,* 11: 103-110, 1979.

JAKES, P. & WHITE, A.J.R: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geological Society of America Bulletin,* 83(1):29-40, jan. 1972.

JARDIM DE SÁ, E.F. Aspectos estruturais e tectônicos de granitóides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (33: 1984, Rio de Janeiro). *Anais do...* Rio de Janeiro, SBG, 1984. v.6. p.2787-2814.

JARDIM DE SÁ, E.F. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (11: 1984, Natal). *Atas do...* SBG – Núcleo Nordeste, 1984. p. 297-316.

JARDIM DE SÁ, E.F. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (24: 1986, Goiânia). *Anais do...* Goiânia, SBG, 1986. v.3. p. 1246-1256. il.

JARDIM DE SÁ, E.F. Evolução orogênica monociclica vs. policíclica: II Argumentos estruturais no proterozóico da Província Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1:1987, Salvador). *Boletim de resumos.* Salvador, UFBA/pós-Graduação IGEO, 1987. p. 12-14.

JARDIM DE SÁ, E.F. Evolução orogênica monocíclica vs. policíclica: I Argumentos estratigráficos e geocronológicos no Proterozóico da Província Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1:1987, Salvador). *Boletim de resumos.* Salvador UFBA/pós-Graduação IGEO, 1987. P. 9-11.

JARDIM DE SÁ, E.F. & CALHEIROS, M.E.V. Estruturas em nível profundo e o retrabalhamento do embasamento na Faixa Alagoana (região de Palmeira dos Índios). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE (10:1981, Recife) *Atas do...* Recife, SBG-Núcleo Nordeste, 1981. p. 351-360.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; McREATH, I. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *R. Brasileira de Geociências,* 11(1): 50-57, mar. 1981.

JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; HACKSPACHER, P.C. Contrastes de estilos estruturais e metamórficos na faixa dobrada Sergipana. *R. Brasileira de Geociências,* 11(2): 128-137, jun. 1981. il.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MOARES, J.A.C.; SILVA, L.J.H. D'E. R. Tectônica tangencial da Faixa Sergipana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (34:1986, Goiânia). *Anais do...* Goiânia, SBG, 1986. v.3. p. 1246-1256.

JONES, D.L.; SILBERLING, N.J.; CONEY, P.J. Collision tectonics in the Cordillera of western N America: exemples from Alaska. In: COWARD, M.P. & REIS, A.C. eds. *Collision Tectonics.* Oxford, Blackwell, 1986. 415p. il. (Geolocical Society Special Publ., 19). p. 367-387.

JORDAN, H. O calcário Bambuí e o Grupo Canudos na região de Curaçá-Bahia. *Boletim Estudos*-SUDENE, Recife, 2(4): 58-63, 1968.

JORDAN, H. The Late Precambrian synclinorium of Curaçá (Brazil).. *Geol. Jb.* Hannover, (88): 617-628, 1971.

KEGEL, W. & BARROSO, J.A. *Contribuição à geologia do sub-médio e baixo São Francisco.* Rio de Janeiro, DNPM-DGM, 1966. 42p. + mapas. (Boletim DGM, 331).

KING, L.C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *R. Brasileira Geografia.* Rio de Janeiro, 18(2): 147.263, abr./jun. 1956.

KRASKOPF, K.B. *Introdução à geoquímica.* [Introduction to geochemistry]. São Paulo, Polígono, 1972. v.1. 249p. il.

KREISA, R.D. & MOIOLA, R.J. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. *Geological Society of América Bulletim,* 97(4): 381-387, 1986.

KUNO, H. Differentation of basalt magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. ed. *The Poldervaart treatise on rocks of basalts composition.* Tokyio. Intersci. Publ., 1968. v.2. p. 625-688.

LA ROCHE, H. de.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 R_2 diagram and major-elements analyses-its relation ships with current nomenclature. *Chemical Geology,* Amsterdam, 29: 183-210, 1980.

LAMEYRE, J.G. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* Amsterdam, 14: 169-186, 1982.

LAPORTE, L.F. Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Heldergerg Group (lower Devonian) of New York State. In: FRIEDMAN, M. ed. *Depositio-*

nal Environments in Carbonate Rocks; a Symposium: Tulsa, SEPM, 1969. (SEPM-Special Publication, 14). p. 98-119.

LEPELTIER, C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology*, 64(5): 538-550, 1969.

LEVINSON, A.A. *Introduction to exploration geochemistry*. Calgary, Applied Publishing, 1974.

LOPES, J.N. & DALTON de SOUZA, J. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais;* folha SC.24-Z-A, Jeremoabo. Escala 1:250.000. Texto e mapas. Salvador, CPRM, 1983. 2v. Convênio DNPM/CPRM.

LOVELL, J.P.B. & STOW, D.A.V. Identification of ancient sandy contourites. *Geology* 9: 347-349, Aug. 1981.

MAGNAVITA, L.P. & CUPERTINO, J.A. Concepção atual sobre as Bacias do Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *B. Geoci. PETROBRÁS*, 1(2): 119-134, 1987.

MARQUES, V.J.; GUIMARÃES, M.T.; COSTA, S.A.G. Aplicação de estudos petroquímicos à pesquisa mineral de suites vulcanogênicas em Bom Jardim de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (31:1980, Camboriu). *Anais do...* Florianópolis, SGB., 1980. v.4. p.2082-2103.

MARRE, J. *Le complexe eruptif de Querigut*. (These Doct. – Université Toulouse, 1973). s.l. 1973.

MARSAGLIA, K.M. & KLEIN, G.D. The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *The Journal of Geology*, 91(2): 117-141, Mar. 1983.

MATOS, R.M.D. de. Sistema de "rifts" Cretáceos do nordeste brasileiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1:1987, Salvador). *Boletim de Resumos*. Salvador, UFBA/Pós-Graduação IGEO, 1987. p. 24-25.

MATSON, C.R. Part 1: *Mine data sheets to accompany metallogenic map, Dubbo 1:250.000 sheet*. Part 2: A metallogenic study of Dubbo 1:250.000 sheet s.l. Geological Survey of New South Wales, 1975. 3 mapas anexos.

MATTAUER, M. & MERCIER, J.L. Microtectonique et grande tectonique. *Mém.h. sér. Soc. Geol. France*, 10:141-161, 1980.

MEDEIROS, R.A. Sistemas Deposicionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA (31:1980, Balneário Camboriú). *Boletim 05*. SBG-Núcleo RS/SC, 1980. 31p.

MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. *Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia)*. Salvador, PETROBRÁS/SEN-BA, 1981, 63p. il.

MEDEIROS, R.A.; SHALLER, H.; FRIEDMAN, G.M. *Facies Sedimentares: Análises e critérios para o reconhecimento de ambientes deposicionais*. /Rio/, PETROBRÁS-Centro de Desenvolvimento Leopoldo Miguez de Mello, 1971. 123p. (Série V-Ciência-Técnica-Petróleo, nº 5).

McCABE, A.M. Glaciomarine facies deposited by retreating tidewater glaciers: an exemple from the Late Pleistocene of Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (6): 880-894, Nov. 1986.

McCABE, A.M.; DARDIS, G.F.; HANVEY, P.M. Sedimentation at the margins of a Late Pleistocene ice-lobe terminating in shallow marine environments, Dunbalk Bay, eastern Ireland. *Sedimentology* 34(3): 473-493, 1987.

McCUBBIN, D.G. Barrier – Island and strand plain facies. In: SCHOLLE, A. & SPEARING. D. eds. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG-Memoir, 31). p. 247-280.

McILREATH, I.A. & JAMES, N.P. Carbonate slopes. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada Reprint Series, 1). p.245-257.

McKEE, E.D.; CROSBY, E.J.; BERRYHILL JR., A.L. Flood deposits Bijon Creek, Colorado, june, 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37(3): 829-851, sept. 1967. il.

MILANI, E.J. Tectônica cisalhante na evolução do "rift" do Recôncavo-Tucano-Jatobá. *R. Brasileira de Geociências*, 15 (4): 287-299, dez. 1985.

MILANI, E.J. & DAVISON, I. *Basement control and transfer tectonics in Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, northeast Brazil*. s.l. 1987. Inédito.

MITCHELL, A.H.G. & GARSON, M.S. *Mineral deposits and global tectonic settings*. London, Academic Press, 1981. 405p. il.

MORAES, J.A.C.; ROCHA, A.M.R.; CONCEIÇÃO Fº, V.M. Tectônica rotacional na região de Bendegó (BA): Um caso cisalhamento simples. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (1º: 1987, Salvador). *Boletim de Resumos*. Salvador, UFBA./Pós Graduação IGEO, 1987, p. 84-86.

MORAES, L.J. de. Estrutura geológica da região da Cachoeira de Paulo Afonso. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 13(78):304-306, mar./abr. 1949. il.

MORAES, L.J. de & ALVES, B.P. Geologia e recursos minerais de retângulo de Paulo Afonso. In: *ESTUDOS da zona de influência da Cachoeira de Paulo Afonso. Rio de Janeiro*, DNPM, 1952. (DNPM, Relat. 721). p. 107-196.

MORAES REGO, L.F. Notas sobre a geologia, a geomorfologia e os recursos minerais de Sergipe. *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*. Ouro Preto, 24: 31-84, 1933.

MORAES REGO, L.F. O Vale do São Francisco, *R. Museu Paulista*, 20: 91-106, 1936.

MOTTA, A.C. *Die anvendung von magnetik und gravimetric in prospektion auf kupfergrze in der gegeno vom Curaçá provinz Bahia, Brasilien*. (Tese Doutourado, Leoben, Austria, 1974). s.n.t.

NARDI, L.V.S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *R. Brasileira de Geociências*, 161(1): 3-10, mar. 1986.

NASCIMENTO, S.A. de M. & TEIXEIRA, L.R. *Mapa pedogeoquímico do Estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Texto explicativo. Salvador, SME/SGM, 1986. 1 mapa anexo.

NILSEN, T.H. Alluvial fan deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D., eds. *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, 1982. 410p. il. (AAPG. Memoir, 3). p. 49-86.

OLIVEIRA, A.J. de. Geologia de Sergipe. *Mineração e Metalogia*, Rio de Janeiro, 7(39): 141-147, 1943.

OLIVEIRA, A.I. & MOURA, P. Nota sobre a idade da Série Estância, nos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 6(33): 111-113, 1942. il.

ORLOVA, A.V. & SHATALOV, C.T. Principes methodiques de l'etáblissement des Cartes Metallogeniques et des Cartes de Prevision des Regions Minières. Trad. M. Markovic – Paris, BRGM, 1960. 24p.

PACK, O.L. & ALMEIDA, A.L. Estratigrafia e tectônica: região do Recôncavo. In: Brasil. Conselho Nacional do Petróleo. *Relatório 1945*. Rio de Janeiro, 1945. 86 p.

PANNELLA, G. Precambrian stromatolites as paleontological clocks. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS (24: 1972, Montreal) *Section 1: Precambrian Geology*. s.n.t. p. 50-57.

PARADA, M.A.; GODOY, E.; HERVÉ, F.; THIELE, R. Miocene calc-alkaline plutonism in the chilean Southern Andes (41°00'-41°45's). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS (1987, Salvador). *Extended Abstracts...* Salvador, SME/SGM, 1987. P. 129-135.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19:290-300, 1973.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Part 4. *Journal of Petrology*, 25: 956-983, 1984.

PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. The TiO_2–K_2O – P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, 24: 419-426, 1975.

PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rock from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1): 63-81, 1976.

PETRO, W.L.; VOGEL, T.A.; WILBAND, J.T. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extencional plate boundaries. *Chemical Geology*, Amsterdam, 26: 217-235, 1979.

PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S. *Granite magmatism and related mineralization*. Tokyio, Soc. Min. Geol. of Japan, 1980. (Mining Geology Special Issue. 8). p.19-40.

PITCHER, W.S. Granite bype and tectonic environment. In: HSÜ, K.J. org. *Mountain Building Process*. New York. Academic Press, 1983. p. 19-40.

PONTE, F.C. coord. *Evolução paleogeológica do Brasil oriental e da África ocidental*. [Salvador], PETROBRÁS-SETUP/BA. 1971. (CEPEG IV – Relatório nº 6). Inédito.

PONTE, F.C. et alii. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentais brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PETRÓLEO (1:1978, Rio de Janeiro). *Anais do...* Rio de Janeiro, Inst. Bras. Petrol. 1978. v.2. p.I-121-147.

PROJETO RADAMBRASIL. *Folhas SC. 24/25, Aracaju/Recife;* geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso da terra. Rio de Janeiro, 1983. 852p. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 30).

PROJETO RADAMBRASIL. *Mapa geomorfológico;* folha Aracaju/Recife. Escala 1:1.0000.000 1983. (Levantamento de Recursos Naturais, 30).

RAMOS, A.; SOPEÑA, A.; PEREZ-ARLUCEA, M. Evolution of Buntsandstone fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(6): 862-875. Nov. 1986.

RAND, H.; SIAL, A.N.; BRITO NEVES, B.B. de; MANSO, V.V. Gravimetric and magnetrometric study of the Late Precambrian Sergipe folding system; northeast Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (31: 1980, Balneário de Camboriu). *Anais do...* Florianópolis, SBG, 1980. v.5. p.2700-2708.

READING, H.G. ed. *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell, 1982. 569 p. il.

REINECK, H.E. & SING, I.B. *Depositional Sedimentary Environments:* with reference to terrigenous clastics. 2ed. rev. Berlin, Springer-Verlag, 1980. 549 p.il.

RICHTER, A.J. & PONTE, F.C. *Reconhecimento geológico da parte central e norte do "horst" que separa as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá da bacia Sergipe-Alagoas*. Maceió, PETROBRÁS-RPNe, 1964. 55p. + mapas, tb. fig.

ROUTHIER, P. *Les Gisements metallifères*. Paris, Masson, 1963. Tomo I e II.

RUST, B.R. & KOSTER, E.H. Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1). p.53-70.

SAMPAIO, T. – *O Rio São Francisco e a Chapada Diamantina*. Salvador, Progresso Editora. 1955. 278p.

SANTANA, A.C. *Seleção de área: cobre e vanádio na bacia de Tucano*. Salvador, CPRM, 1980. s.p. 4 mapas anexos.

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

SANTOS, E.J. dos; COUTINHO, M.G. da N.; COSTA, M.P. de A.; RAMALHO, R. A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o craton de São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. coords. *Geologia do Brasil:* texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Esc. 1:2.500.000. Brasília, DNPM, 1984. 501p. il. cap. 4. p. 131-189.

SANTOS, E.J. dos & SILVA Fº, M.A. da. Ensaio interpretativo sobre a evolução da geossinclinal de Propriá. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, 39 (367): 3-22, out. 1975.

SANTOS, R.A. dos & DALTON DE SOUZA, J. *Projeto mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais;* folha SC.24-X-C Paulo Afonso. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM, 1984. 2v. Convênio DNPM/CPRM.

SANTOS, E.R. *Geologia da área de Poço Verde – Adustina, leste da Bacia de Tucano*. Salvador, PETROBRÁS, 1962. Rel. Interno.

SAZHINA, N. & GRUSHINSKY, N. *Gravity prospecting*. Moscow, MIR, 1971.

SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da bacia Sergipe/Alagoas. *B. técnico PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 12(1): 21-86, jan./mar. 1969.

SCHERMERHORN, L.J.G. The West Congo orogen: a key to Pan-African thermothectonism. *Geol. Rundschau,* Stuttgart, 70(3): 850-867, Nov. 1981.

SILVA Fº, M.A. da. A suite ofiolítica da Geossinclinal de Propriá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (29:1976, Ouro Preto). *Anais do...* Belo Horizonte, SBG, 1976. v.4. p. 51-58.

SILVA Fº, M.A. da. A evolução da porção marginal do Cinturão Sergipano e sua metalogenia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (32: 1982, Salvador). *Anais do...* Salvador, SBG, 1982, v.l. p. 316-324.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. A geossinclinal sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (30: 1978, Recife). *Resumo das Comunicações.* Recife. SBG, 1978. p. 294.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. dos; LEAL. R.A.; SANTANA, A.C.; BRAZ Fº, P. de A. *Projeto Baixo São Francisco/Vaza Barris;* geologia da glossinclinal sergipana e do seu embasamento. Relatório Final. Salvador, CPRM, 1977. V.1. Convênio DNPM/CPRM.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C; SANTOS, R.A. dos; LEAL, R.A.; SANTANA, A.C.; BRAZ Fº, P. de A. *Geologia da geossinclinal sergipana e do seu embasamento;* projeto Baixo São Francisco – Vaza Barris. Brasília, DNPM, 1979. 131p. il. (DNPM, Série Geologia, 13. Seção Geologia Básica, 10).

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM. L.F.C.; SANTOS, R.A. dos; LEAL, R.A.; BRAZ Fº, P.A.; RODRIGUES, T.L. das N.; SANTOS, J.C.; BRUNI, D.C. *Projeto Complexo Canindé do São Francisco.* Relatório final. Salvador, CPRM, 1979. 8v Convênio DNPM/CPRM.

SILVA Fº, M.A. da; BOMFIM, L.F.C.; SANTOS, R.A. dos; LEAL R.A.; BRAZ Fº, P.A.; RODRIGUES, T.L. das M.; SANTOS, J.C.; BRUNI, D.C. *Projeto Complexo Canindé do São Francisco;* relatório final. Brasília. DNPM, 1981. (DNPM, Série Geologia, 19. Geologia básica, 14).

SILVA Fº, M.A. & BRITO NEVES, B.B. de. O Sistema de Dobramento Sergipano no nordeste da Bahia. In: INDA, H.A.V. ed. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia.* Textos básicos. Salvador, SME-CPM, 1979, v.1. p. 203-217.

SIQUEIRA, L.P. de A legenda das cartas metalogéticas regionais do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (33: 1984, Rio de Janeiro). *Anais do...* Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. II, p. 3.458-3.470.

SIQUEIRA, L.P. de & DALTON DE SOUZA, J. Legenda parcial para uso nas cartas metalogenéticas 1:250.000. Dados e metalogênese. Salvador, CPRM, 1982. 13 p. Relat. Interno.

SOPPER, R.H. *Geologia e suprimento d'água subterrânea em Sergipe e no Nordeste da Bahia.* Rio de Janeiro, Insp. Obras Contra Secas, 1914. (Série 1 – Publ. 34).

SOPPER, R.H. *Geologia e suprimento d'água subterrânea em Sergipe e no nordeste da Bahia.* 2ed. s.1. Min. Viaç. Obr. Publ. – Insp. Fed. Obr. Cont. Sec., 1923. 89p. il. (Série I.D. – Geologia, 34).

SPIX, J.D.V. & MARTIUS, C.F.P.U. *Através da Bahia.* Trad. M. Pirajá da Silva e P. Wolff. São Paulo, Nacional, 1938. 342p. (Série Brasiliana, Bibl. Pedag. Bras. Ser. 5, v.118).

STANTON, R.L. *Ore Petrology.* New York, McGraw-Hill, 1972. 713p. il.

STEEL, R.J. Devonian basins of Western Norway – sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics,* 36:207-224, 1976.

STRECKEISEN, A.L. & LE MAITRE, R.W. A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandligen,* 138: 169-206, 1979.

STRONG, D.F. ed. Plate tectonic setting of Newfoundland mineral ocurrences. In: STRONG, D.F. ed. *Metallogeny and plate tectonics;* a guidebook to Newfoundland mineral deposits. Nato Advance Studes Institute, 1974. p. 3-27.

STUSSI, J.M. *Seminaire Granitoides;* Cogema-Paris, dez. 1982. s.n.t. Inédito.

SUSZCZYNSKI, E.F. *Mapa metalogenético do Brasil;* notícia explicativa da legenda. Brasília, DNPM, 1973. 17p.

SWIFT, D.J.P.; HUDELSON, P.M.; BRENNER, R.L.; THOMPSON, P. Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sand-bodies, and shel-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology,* 34(3): 423-457, 1987.

TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. Magnetite-séries/Ilmenite-series vs. I-type/S-Type granitoids. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUCHI, S. eds. *Granitic magmatism and related mineralization.* Soc. Mining Geologist of Japan, 1980 (Mining Geology Special Issue, 8). p. 13-28.

TAUSON, L.V. The Geochemistry of Precambrian Bedrocks. *Journal of Geochemical Exploration,* Amsterdam, 21: 487-501, 1984.

TAUSON, L.V. & KOSLOV, V.D. Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the orebearing potential of granites. In: INTERNATIONAL EXPLORATION SYMPOSIUM, London, 1972. p. 37-44.

TESCH, N.A.; PEREIRA, L.H.M.; CASÉ, M.G.; BRUNI, D.C.; SILVA, P.E.L. da. *Projeto Canindé;* relatório de pesquisa. Salvador, CPRM, 1980. 4v.

THORTON, C.P. & TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks: I-Diferentiation index. *American Journal of Science,* New Haven, 258:664-684, 1960.

TISCHENDORF, L.B.; BURNOL, G.; STEMPROK, G. *Mineralization associated with magmatism.* Czecholosvachia, Karlovy. Vary, 1977. 3v. v.2.

TORQUATO, J.R. & CORDANI, U.G. Brazil-Africa geological links. *Earth Science Reviews* 17: 155-176, 1981.

TROMPETTE, R. Brasil e a margem atlantica da África no Proterozóico Superior. Importância do fraturamento Espinhaço (Kibariano?). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (32: 1982, Salvador). *Anais do...* Salvador, SBG, 1982. v.1. p. 386-394.

TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. *Origin of granite in the light of experimental studies in the sistem* $Na\ Al\ Si_3O_8 - KAl\ Si_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. New York, G.S.A., 1958. 153 p. (The Geol. Soc. of America Memoir, 74).

VIANA, C.F. Correspondência entre os ostracodes das séries Cocobeach (Gabão) e Bahia (Brasil). *B. Técnico PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 9(3-4): 367-382, jul./dez. 1966. il.

VIANA, C.F.; GAMA JR. E.G.; SIMÕES, J.A.; MOURA, J.A.; FONSECA, J.R.; ALVES, R.J. Revisão estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano *B. Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 14 (3/4): 157-192, jul./dez. 1971.

WACRENIER, P.R. & ROUVEY ROL, P.T. Thèris de recherches liès a la prospection des Gisements; 1er partie: Chronyque de la Recherche Minière, BRGM, (473): 3-10, mai-june, 1977.

WALKER, R.G. Shelf and shallow marine sands. In: WALKER R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada Reprint Series, 1). p.141-170.

WALKER, R.G. Turbidites and associated coarse clástic deposits. In: WALKER R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984. 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1). p.171-188.

WALKER, R.G. & CANT, D.J. Sandy fluvial systems. In: WALKER, R.G. ed. *Facies Models*. 2ed. Toronto, Geol. Assoc. Canada, 1984, 317p. il. (Geoscience Canada, Reprint Séries, 1). p.71-90.

WANG, L.; ZHU, W.; ZHANG, S.; YANG, W. The evolution of two petrogenomineralization series and Sr isotopic data from granites in southern China. *Mining Geology*, 33(5): 295-303, 1983.

WENRONG, H. & HONGNIAN, Z. Characteritics of petrochemistry of the different genetic types of granites in Jufian, China. In: *THE CRUST – The significance of granites gneisses in the lithosphere*. Athens, Theophrastues Publ., 1985. p.319-344.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. Ultrametamorphism and granitoide genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22, 1977.

WILSON, J.L. Microfacies and sedimentary structures in "Deeper Water" Lime Mudstones. In: FRIEDMAN, G. M. ed. *Depositional Environments in Carbonate Rocks;* a Symposium. Tulsa, SEPM, 1969, (SEPM – Special Publication, 14).

XIANT-TAO, W. Strom-generated depositional types and associated trace fossils in lower carboniferous shallow-marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmore-Bay Sea, South Weles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39: 187-202. 1982.

ZALÁN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *R. Brasileira de Geociências*, 16 (3): 245-257, set. 1986.

Apêndices

Apêndice 1 - Súmula de dados de produção

1. Mapeamento Geológico

Caminhamento geológico (km)	582
Afloramentos estudados	265
Amostras coletadas	144
Cadastramento mineral	4
Análises petrográficas	56

2. Geofísica Terrestre

Cintilometria (km)	10
Magnetometria (km)	10

3. Geoquímica

3.1 Amostragem

Sedimento de corrente	178
Concentrado de minerais pesados	87
Rocha	9

3.2 Análises de sedimento de corrente

Espectrografia	178
Absorção atômica	143
Eletrodo de íon específico	178

3.3 Análises de concentrado de minerais pesados

Mineralometria	47
Espectrografia	47
Absorção atômica	40

3.4 Análises de rocha

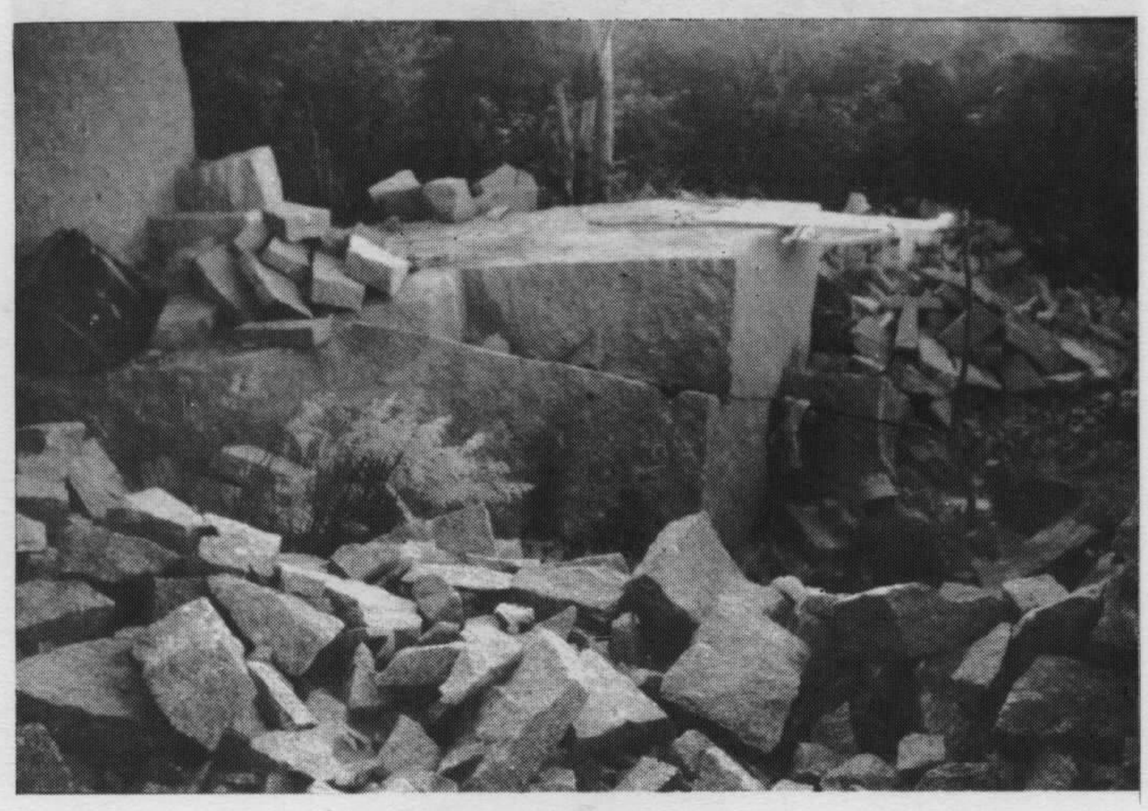
Elementos-traço	9
Óxidos	5
Terras Raras	1

Apêndice 2 - Ilustrações fotográficas

1

2

3



4

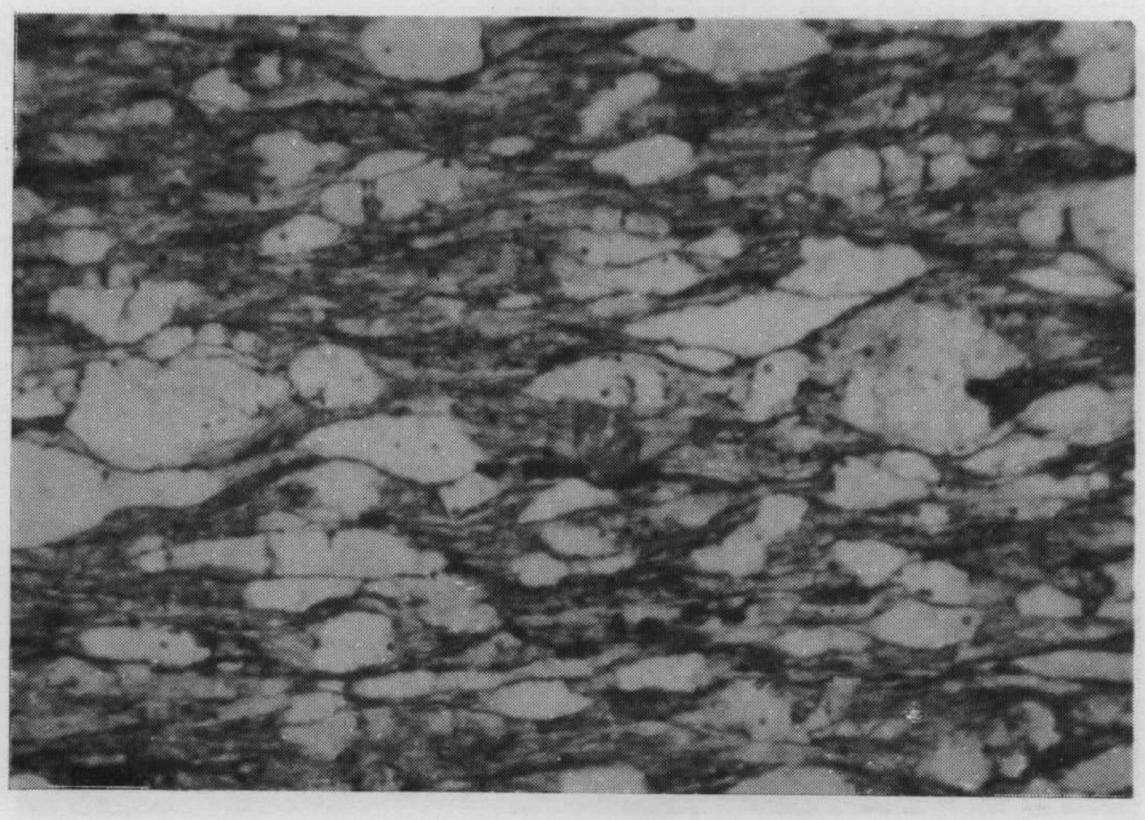
5

Foto 1 – Metacarbonato micrítico, internamente com fina laminação plano-paralela, suavemente ondulada, pouco perceptível devido à recristalização. Pequenos nódulos concrecionais com formas ovóides de carbonato microcristalino. Formação Olhos d'Água. Local: serra do Capitão. Afloramento NR-234. **Foto 2** – Metarenito carbonático com geometria externa lobada e internamente com estruturas de ondulações truncadas ("hummockies"). Estão associados metarritmitos (margas, calcários, folhelhos, siltitos). Formação Frei Paulo/Ribeirópolis (facies $Pfpr_1$). Local: A NW da fazenda Gravatá. Afloramento NR-293b. **Foto 3** – Interestratificação de metassiltitos, metacarbonatos, margas e metarenitos finos compondo ciclos repetidos (perioditos). Internamente as camadas mais espessas afinam lateralmente, superpondo-se na forma de pequenos lobos com amalgamação dos mesmos. Formação Frei Paulo/Ribeirópolis (facies $Pfpr_2$). Local: A NW da fazenda Gravatá. Afloramento NR-294. **Foto 4** – Aspectos da exploração artesanal em biotita-hornblenda-granodiorito do tipo Coronel João Sá, para confecção de material de construção. Local: estrada Gasparino–Coronel João Sá. Afloramento RS-37. **Foto 5** – Conglomerado polimíctico, com alternância de intervalos com arcabouço suportado pelos clastos e pela matriz. Notar a sucessão dos seixos e calhaus orientados radialmente para fora da superfície do leque aluvial. Formação Juá (facies proximal). Local: proximidades da fazenda Juá. Afloramento NR-25.

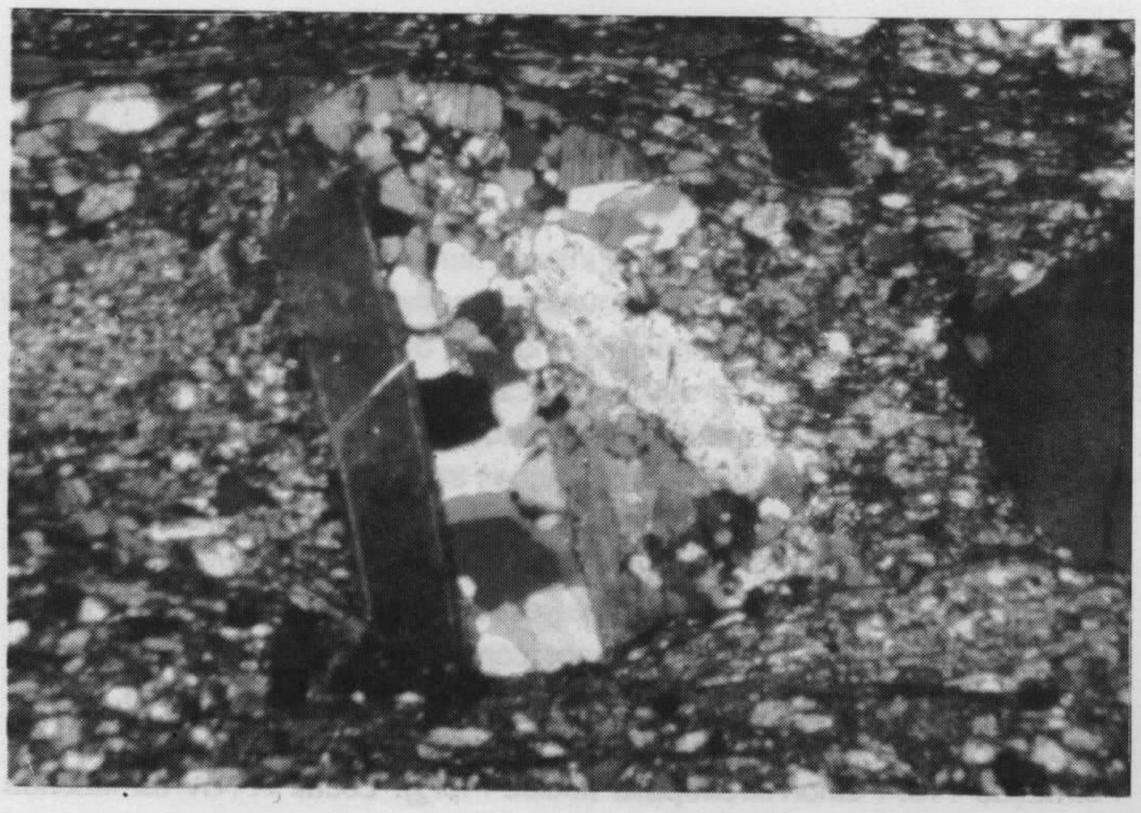
6

7

8



9



10

11

Foto 6 – Camadas de arenitos seixosos, descontínuas, que representam segregações dentro do próprio conglomerado ou feições de preenchimento de canais em épocas de energia mais baixa. Formação Juá. Local: margem direita do riacho da Onça, a 7km ao norte da fazenda Cafula. Afloramento NR-250. **Foto 7** – Depósito de paleocanais de sistema fluvial entrelaçado preenchido por cascalheiras durante o curso natural de mudança e/ou abandono abrupto do canal. A organização interna é precária. Formação Juá (facies distal). Local: lagoa dos Ossos. Afloramento NR-185. **Foto 8** – Bolsões de conglomerados de depósitos típicos de preenchimento de canais de fluxos de correntes em leques aluviais. Notar a gradação inversa/normal. Local: margem esquerda do rio Riachão, a 10,5km ao sul da vila Malhada Nova. Formação Juá. Afloramento NR-626. **Foto 9** – Fotomicrografia mostrando os efeitos de cisalhamento sobre rocha piroclástica da Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó. Local: NE de Jeremoabo. Afloramento RL-104. LP (2,5 x 12,5). **Foto 10** – Fotomicrografia de metatufo cisalhado, mostrando fragmento de rocha vulcânica contornado pela xistosidade e constituído por plagioclásio atravessado por veio de quartzo poligonizado. Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó. Local: leste de Jeremoabo. Afloramento RL-104. NX (2,5 x 12,5). **Foto 11** – Fotomicrografia de mármore filonitizado da Unidade Belém, do Complexo Marancó, mostrando S_0 paralelo à xistosidade S_1, marcada por micas e opacos, e dobras isoclinais F_2. Local: estrada Malhada–Nova Marancó, Folha Jeremoabo. Afloramento RL-12. LP (2,5 x 12,5).

LOCAIS DE AQUISIÇÃO DESTA PUBLICAÇÃO

Esta publicação pode ser adquirida na Sede do DNPM ou nas suas diversas representações regionais.

SEDE DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral
Setor de Vendas
SAN – Quadra 01 – Bloco "B"
70.040 – Brasília – DF
Fone: (061)224-2670
Telex: 061-1116

I DISTRITO Rua 24 de Outubro, 1557
Galeria Esplanada – 2º ao 5º andar
Bairro Auxiliadora
90.000 – Porto Alegre – RS
Fones: (0512)32-3311; 32-3768

II DISTRITO Rua Loefgreen, 2225
Vila Clementino
04.040 – São Paulo – SP
Fones: (011)549-5533; 549-5733
Telex: 011-23219

RESIDÊNCIA Rua Benjamim Constant, 608
80.000 – Curitiba – PR
Fone: (041)262-3062

III DISTRITO Praça Milton Campos, 201 – Bairro Serra
30.000 – Belo Horizonte – MG
Fones: (031)223-6399; 223-6510
Telex: 031-1021

RESIDÊNCIA Rua Marechal Floriano, 600 - s/909
35.100 – Governador Valadares – MG
Fone: (0332)21-0919

IV DISTRITO Estrada do Arraial, 3824 – Casa Amarela
50.000 – Recife – PE
Fones: (081)268-0651; 268-1477
Telex: 081-1336

RESIDÊNCIA Av. Rodrigues Alves, 798 – Tirol
59.000 – Natal – RN
Fone: (084)222-8650

RESIDÊNCIA Rua Cel. Salvino Figueiredo, 368 – Centro
58.100 – Campina Grande – PB
Fone: (083)321-8148

V DISTRITO Av. Almirante Barroso, 1839
66.000 – Belém – PA
Fones: (091)226-8354; 226-8144;
226-8147

RESIDÊNCIA Av. Brigadeiro Aroldo Veloso, s/nº – Vila Dasag, nº 4
68.180 – Itaituba – PA
Fone: (091)518-1414

VI DISTRITO Rua 84, nº 593 – Setor Sul
74.000 – Goiânia – GO
Fones: (062)241-5044; 241-5529; 241-5409

RESIDÊNCIA Rua das Mangueiras, s/nº
Edifício Câmara Municipal
77.800 – Araguaína – GO

VII DISTRITO Estrada Sussuarana, s/nº – Área Federal
Centro Adm. da Bahia
40.000 – Salvador – BA
Fone: (071)231-4010; 231-5717
Telex: 071-1071

RESIDÊNCIA Av. Beira-Mar, 452 – Praia 13 de Julho
49.000 – Aracaju – SE
Fone: (079)224-6585; 224-3926

VIII DISTRITO Estrada do Aleixo, 2150 – Km 2.150
69.000 – Manaus – AM
Fones: (092)236-1582; 236-1350; 236-1334
Telex: 092-2163

RESIDÊNCIA Av. Lauro Sodré, 2611 – Centro
78.900 – Porto Velho – RO
Fones: (069)221-2867; 221-2696

RESIDÊNCIA Rua Capitão Júlio Bezerra, 659/661
69.300 – Boa Vista – RR
Fone: (095)224-2964

IX DISTRITO Av. Pasteur, 404 – 2º andar
Praia Vermelha
22.290 – Rio de Janeiro – RJ
Fones: (021)295-6673; 295-6775
Telex: 021-21378

RESIDÊNCIA Praça Manoel Silvino Monjardim, 54 – Centro
29.000 – Vitória – ES
Fone: (027)223-4602
Telex: 027-2182

X DISTRITO Rua Tibúrcio Cavalcante, 1457 – Aldeota
60.000 – Fortaleza – CE
Fones: (085)224-5187; 223-5611
Telex: 085-1526

RESIDÊNCIA Rua Álvaro Mendes, 2315 – Norte
64.000 – Teresina – PI
Fone: (086)222-4215
Telex: 086-2224

RESIDÊNCIA Av. Beira-Mar, 534 – Centro
65.000 – São Luís – MA
Fone: (098)222-4273
Telex: 098-2298

XI DISTRITO Av. Rio Branco, 84 – Centro
88.000 – Florianópolis – SC
Fones: (0482)22-0755; 22-0885
Telex: 048-2127

XII DISTRITO Rua da Fé, 1777 – Jardim Primavera
78.000 – Cuiabá – MT
Fones: (065)321-8308; 321-8434
Telex: 065-2245

RESIDÊNCIA Rua 7 de Setembro, 1628 – Centro
79.100 – Campo Grande – MS
Fone: (067)382-4911
Telex: 067-2573

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

- Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000(1)
- Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000(2)
- Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000(3)
- Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais(4)
- Levantamento geológico visando ao meio-ambiente(5)
- Levantamentos aerogeofísicos(6)
- Integração geológico/geoquímica de regiões metropolitanas(7)

Folhas em Execução

SC.20-V-B-V	Porto Velho(1)
SC.20.V-C-V	Abunã(1)
SC.20-V-C-VI	Mutum-Paraná(1)
SC.20.V-D-I	Jaci-Paraná(1)
NA.19-Z-D	Pico da Neblina(1)
NA.19-Z-B	Cucuí(1)
NA.19-Z-A	Rio Icana(1)
NA.19-Y-D	Iauarete(1)
NA.19-Y-B	Rio Aiari(1)
NA.19-X-C	–
NA.19-X-D	–
NA.19-Z-C	Rio Uaupés(1)
SA.19-V-B	–
SA.19-X-A	Rio Curicuriari(1)
SA.19-X-B	São Gabriel da Cachoeira(1)
NA.20-X-C-III	Paredão(1)
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani(1)
NB.20-Z-B-V	–
NB.20-Z-B-VI	–
NB.21-Y-A-IV	–
NB.20 Z-D-II	Rio Quino(1)
NB.20-Z-D-III	–
NB.21-Y-C-I	–
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira(1)
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim(1)
NB.21-Y-C-IV	–
SB.24-V-D-V	Mombaça(1)
SB.24-Y-B-II	Catarina(1)
SB.24-Y-C-V	Patos(1)
SB.24-Y-C-VI	Simões(1)
SC.24-V-A-II	Paulistana(1)
SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito(1)
SC.24-V-A-V	Afrânio(1)
SB.25-Y-C-V	Limoeiro(1)
SC.25-V-A-II	Vitória de Sto. Antão(1)
SB.25-V-C-IV	João Câmara(1)
SC.24-X-D-V	Arapiraca(1)
SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo(1)
SC.24-V-B-IV	Cristália(1)
SC.24-V-C-III	Petrolina(1)
SC.24-V-D-I	Itamotinga(1)
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira(1)
SB.24-Z-D-I	Patos(1)
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho(1)
SB.24-Z-D-IV	Monteiro(1)
SC.24-Y-D-II	Gavião(1)
SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo(1)
SC.24-Y-D-V	Pintadas(1)
SC.24-Y-D-VI	Serrinha(1)
SD.24-V-A-II	Utinga(1)
SD.24-V-A-V	Lençóis(1)
SD.24-V-C-II	Mucuge(1)
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí(1)
SD.24-Y-B-VI	Itabuna(1)
SE.21-V-D-V	Morraria do Insua(1)
SE.21-Y-B-III	Amolar(1)
SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré(1)
SB.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda(1)
SB.21-Y-C-V	Santa Bárbara(1)
SG.22-X-B-V.1	Apiaí(1)
SG.22-X-B-IV.2	Ribeira(1)
SG.22-Z-D-V	Florianópolis(1)
SG.22-Z-D-II.1	Brusque(1)
SG.22-Z-D-II.2	Botuverá(1)
SH.22-Y-C-II	Piratini(1)
SH.22-Y-A-I.4	Passo do Salsinho(1)
SF.23-X-B-I	Mariana(1)
SF.23-X-B-II	Ponte Nova(1)
SF.23-X-B-IV	Rio Espera(1)
SF.23-X-C-III	Barbacena(1)
SF.23-X-C-VI	Lima Duarte(1)
SF.23-X-D-I	Rio Pomba(1)
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio(1)
SF.24-V-A-III	Domingos Martins(1)
SF.24-V-A-V	Cachoeiro Itapemerim(1)
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu(1)
SE.24-Y-C-VI	Colatina(1)
SF.24-V-A-VI	Guarapari(1)
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru(1)
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá(1)
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis(1)
SE.22-X-A-III	Itaberaí(1)
SE.22-X-A-VI	Nazário(1)
SE.22-X-B-I	Nerópolis(1)
SE.22-X-B-II	Anápolis(1)
SE.22-X-B-IV	Goiânia(1)
SE.22-X-B-V	Leopoldo Bulhões(1)
SE.22-X-B-VI	Carafba(1)
SD.23-Y-D	Buritis(2)
SE.23-V-B	São Romão(2)
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás(2)
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas(2)
SB.22-X-D	Marabá(2)
SB.23-V-A	Rio Cajuapará(2)
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu(2)
SA.23-V-D	Turiaçu(2)
SA.23-Y-B	Pinheiro(2)
SA.23-Y-D	Santa Inês(2)
SB.23-V-B	Vitorino Freire(2)
SB.23-V-C	Imperatriz(2)
SA.23-X-C	Cururupu(2)
SA.23-Z-A	São Luís(2)
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim(2)
SF.23-Y-A-V.4	Campinas(7)
SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos(7)
SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba(7)
SF.23-Y-C-III.1	Jundiaí(7)
SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva(7)
SF.23 Y-C-IV.3	Santana do Parnaíba(7)
SF.23-Y-C-V.2	São Roque(7)
SF.23-Y-C-VI.1	Osasco(7)
SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba(7)
SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu(7)
SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho(7)
SF.23-V-A-III.1	Itanhaem(7)
SF.23 Y-C-III.4	Guarulhos(7)
SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo(7)
SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande(7)
SF.23-V-A-III.2	Mangagua(7)
SF.23- -D-I.1	Piracaia(7)
SF.23-Y-D-I.2	Igarata(7)
SF.23-Y-D-I 4	Santa Isabel(7)
SF.23-Y-D-II.3	Jacareí(7)
SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis(7)
SF.23-Y-D-IV.3	Santos(7)
SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga(7)
SF.23 Y-D-I.3	Itaquaquecetuba(7)
SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá)(7)
SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes(7)
SG.22-X-A.VI.4	Socavão(7)
SG.22-X-C-III.2	Três Córregos(7)
SG.22-X-C-III.4	Campo Largo(7)
SG.22-X-D-I.1	Rio Branco do Sul(7)
SG.22-X-B-IV.3	Cerro Azul(7)
SG.22-X-B-V.3	Epitácio Pessoa(7)
SG.22-X-C-III.1	Itaiacoca(7)
SG.22-X-D-I.4	Piraquara(7)
SG.22-X-C-III.3	Colônia Quero-Quero(7)
SG.22 X-D-IV.1	Araucária(7)
SG.22-X-D-I.2	Bocaiúva do Sul(7)
SG.22-X-D-I.3	Curitiba(7)
SG.22-X-D-II.1	Represa do Capivari(7)
SG.22-X-C-VI.1	Porto Amazonas(7)
SG.22-X-C-VI.2	Contenda(7)
SG.22 X-C-VI.4	Lapa(7)
SG.22-X-D-IV.2	São José do Pinhais(7)
SG.22-X-D-IV.3	Mandirituba(7)
SG.22-X-D-IV.4	Tijucas do Sul(7)
SG.22-X-B-IV.4	Tunas(7)
SG.22-X-D-II.3	Morretes(7)
SG.22-X-B-V.4	Barra do Turvo(7)
SG.22-X-D-V.1	Mundo Novo(7)
SG.22-X-D-V.3	Colônia Santos Andrade(7)
SG.22-X-D-II.2	Serra da Virgem Maria(7)

MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

JEREMOABO

SC.24-Z-A-II

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL

- Cu - cobre
- pi - pirita

QUIMISMO

Sublinhado duplo: Carbonato (Cu)

Sublinhado simples: sulfeto (pi)

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA

Cu: malaquita, clorita, quartzo

pi: pirita, quartzo

MORFOLOGIA

- indeterminada

TEXTURA

- disseminada
- laminada (filmes)

CLASSE DO JAZIMENTO

- associado à seqüência vulcano-sedimentar

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO		SITUAÇÃO ATUAL	
pequeno	ativo	mina	depósito
médio	inativo	garimpo (lavra rudimentar)	
grande	intermitente	jazida	

Exemplo: 2 Cu — ocorrência nº 2 de carbonato de cobre (malaquita), de forma desconhecida em textura laminada

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS

Zonas Anômalas

- Au — em concentrado de bateia para ouro (Au), bário (Ba), cromo (Cr), pirita (pi)
- Cu, V, Ba — em sedimento de corrente para cobre (Cu), vanádio (V), bário (Ba), níquel (Ni), cromo (Cr).

Estações Anômalas (valores em ppm)

- As 200 — em concentrado de bateia para arsênio (As), ouro (Au), bário (Ba), níquel (Ni), cromo (Cr), cobre (Cu), barita (ba), pirita (pi), cromita (cro).
- V 200 — em sedimento de corrente para vanádio (V), estrôncio (Sr), flúor (F).

INDÍCIO GEOFÍSICO

Zonas Anômalas

- 0-200 / 0.0010 — corpo magnético tabular, suborizontal, da forma de um "sill", com indicações da profundidade do topo e da base (em metros) e contraste de susceptibilidade magnética (e.m.u.).

OUTROS INDÍCIOS

- (pi) piritização
- (cl) cloritização
- (m) muscovitização/sericitização

LITÓTIPOS ESPECIAIS

- conglomerados
- grauvacas
- metagrauvacas seixosas e diamictitos
- metaultrabásicas e metabásicas
- quartzitos a magnetita
- metavulcano-plutônicas ácidas a intermediárias
- metacarbonatos
- metarenitos e metaconglomerados, piritosos
- ardósias vermelhas e siltitos, piritosos

ÁREAS MINERALIZADAS

PROVÁVEL: relação entre jazimento e contexto geológico claramente definida; identificação de metalotectos comprovados prováveis; presença de indícios diretos e indiretos de mineralizações. (I)

POSSÍVEL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; raridade de indícios diretos de mineralizações e presença de indícios indiretos. (III)

POTENCIAL: contexto geológico favorável; presença de indícios indiretos de mineralização e ausência de indícios diretos. (IV)

ESPECIFICAÇÕES DAS ÁREAS MINERALIZADAS

ÁREA I – Anomalia geoquímica para ouro em concentrado de bateia relacionada a conglomerados e grauvacas da Formação Juá, depositados em sistemas de leques aluviais e fluvial entrelaçado. os pláceres distais seriam mais favoráveis a concentrações de minerais pesados, mas os valores de ouro mais elevados situam-se na facies próximal. Controle aparente do sistema de fraturas/falhas de direção NE, na distribuição das anomalias de ouro. Potencialidade para mineralizações de baixo teor de ouro, em depósitos de pláceres.

ÁREA II – Indício de mineralização de cobre, sob a forma de malaquita, impregnando planos de cisalhamento em zona de falha. Significativas concentrações de barita e pirita, em concentrado de bateia e anomalias geoquímicas para cobre, bário, níquel e vanádio, em sedimento de corrente. Valores anômalos puntuais e dispersos para arsênio e um registro de ouro, em concentrado de bateia. Zonas geoquimicamente anômalas associam-se às metavulcânicas porfiríticas e metatufos (?) de composição intermediária a ácida, que se intercalam nos metassedimentos (metarritmitos, metarenitos e metassiltitos) da Unidade Monte Azul, do Complexo Marancó. Processos de alteração generalizados: sericitização, cloritização, piritização e, em menor grau, silicificação, afetam as rochas da área, que são retrometamorfizadas hidrotermalmente. A associação geoquímica Fe + Cu + sulfetos + arsenietos + Au + barita é indicativa de mineralizações vulcanogênicas de sulfetos, de metais-base. Anomalias de vanádio, provavelmente, relacionam-se à participação desse elemento na estrutura da magntita ou ilmenita presente, com relativa abundância, nas rochas metavulcânicas intermediárias, liberado no processo de alteração. O vulcanismo presente, com dominância de rochas dacíticas a riodacíticas, é indicativo de uma filiação calcialcalina. Potencialidade para depósitos de sulfetos maciços e disseminados, pirítico-pirrotíticos, com Cu±Pb±Zn±Au±Ag e barita associada.

ÁREA III – Indício de mineralização de cobre, sob a forma de malaquita, ocorrendo em filmes ou lâminas, nos planos de clivagem de filitos. Indícios de mineralizações de pirita disseminada em metarenitos e metaconglomerados de seixos de quartzo, que ocorrem em níveis estreitos ou lentes intercaladas em ardósias (ard) e, em menor proporção, nos metarritmitos (mrt) e metarenitos (ma) da Unidade Belém, do Complexo Marancó. Anomalia geoquímica para cromo, níquel e bário, em concentrado de bateia, sendo que o cromo e, provavelmente, o níquel, estão relacionados a um corpo de metaultrabásica que define a área IV. Destaque para o bário, que foi visto em concentrado de bateia, sob a forma de barita. Na seqüência metassedimentar há indícios de mudanças de ambiente de oxidante para redutor, ou vice-versa com ardósias de cores cinza e vermelha, folhelhos carbonosos e metacarbonatos (mca) ricos em minerais opacos. Processos de alteração retrometamórfica, cliritização e sericitização, bem como piritização, ocorrem nos metassedimentos. Menor proporção de rochas metavulcânicas (metadacito pórfiro) que, no entanto, contêm alta concentração de pirita na amostra analisada. Associação cobre + pirita + barita continua indicativa de mineralizações associadas a ambiente vulcanogênico, embora, nessa área, os sedimentos dominem sobre as rochas vulcânicas, indicando um ambiente mais distal que proximal, em relação aos centros vulcânicos. Potencialidade para mineralizações estratiformes de sulfetos disseminados, eventualmente maciços, piríticos, com Cu±Au±Ag±Pb±Zn, barita e eventuais formações ferríferas.

ÁREA IV – Anomalia geoquímica de cromo, em associação com níquel, com identificação de cromita em amostras de concentrado de bateia, relacionada a um corpo diferenciado, básico-ultrabásico (mub), intrusivo no Complexo Marancó. Identificação, ao longo do corpo mapeado nessa área, e no seu prolongamento para a folha Santa Brígida, de serpentinito, derivado de peridotito, com textura de acumulação, de cloritito, derivados de piroxenitos e de metadiabásio à actinolita e epidoto. Processos de alteração retrometamórfica generalizada para a facies xisto-verde. Potencialidade para mineralizações de Cr±Ni±+ metais do grupo da platina.

LISTAGEM DOS INDÍCIOS MINERAIS

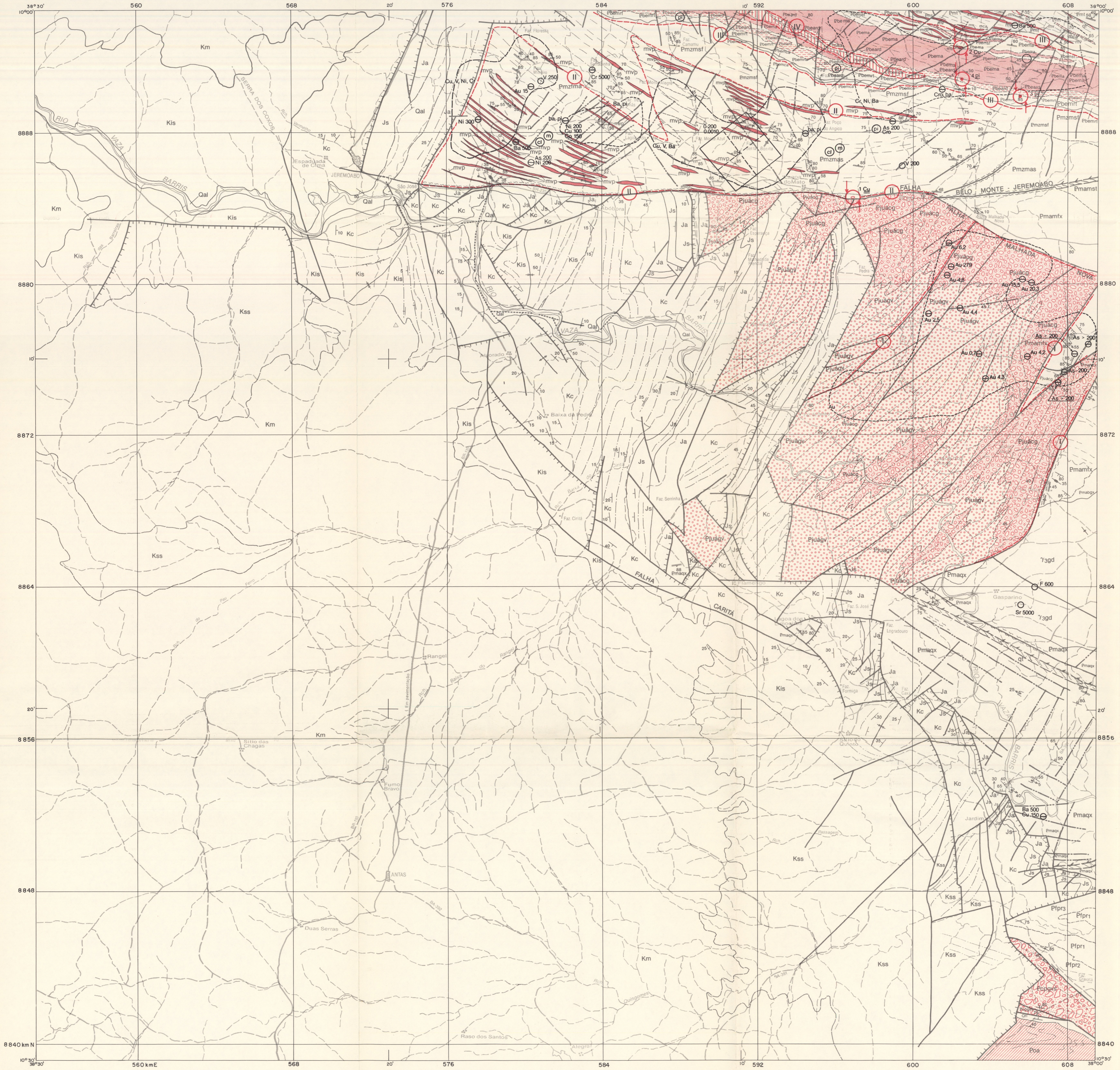
Nº DE REFERÊNCIA	SUBSTÂNCIA	LOCAL	ROCHA HOSPEDEIRA
01	cobre	E de Lagoa do Mato	milonito
02	cobre	NW da Fazenda Campos	filito
03	pirita	S da Fazenda Campos	quartzito
04	pirita	W da Fazenda Campos	quartzito

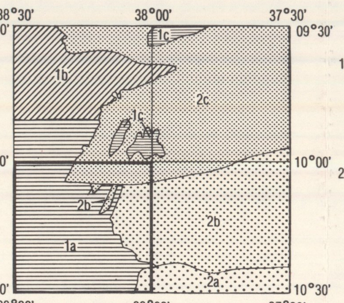
As informações relativas à Folha Jeremoabo formam um conjunto constituído por:

Carta Geológica, escala 1:100.000	Arquivos Magnéticos: Fichas de descrição de afloramentos
Carta Metalogenética, escala 1:100.000	Fichas de ocorrências minerais
Texto Explicativo	Fichas de análises petrográficas
Mapas de Serviço, escala 1:100.000	Boletins de análises químicas
Mapas de caminhamento e amostragem	Boletins de análises geoquímicas
Mapas geoquímicos	Mapas digitalizados
Mapas geofísicos	Arquivos em microfichas, Sistema COM

Informações sobre aquisição ou consulta destes documentos poderão ser obtidas na Divisão de Geologia e Mineralogia - DGM, do DNPM, ou na Superintendência de Recursos Minerais - SUREMI, da CPRM.

Impresso por AEROFOTO CRUZEIRO S.A.





DIVISÃO EM DOMÍNIOS REGIONAIS

1 – BACIA DE TUCANO (CENTRAL E NORTE)

- 1a Área de Caritá
- 1b Área de Santa Brígida
- 1c Área da Serra do Retiro

2 – FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

- 2a Domínio Vaza-Barris
- 2b Domínio Macururé
- 2c Domínio Canindé-Marancó

CENOZÓICO – Quaternário

- Qal — Coberturas aluvionares de areias e cascalhos
- Qtl — Depósitos de tálus, de areias e cascalhos

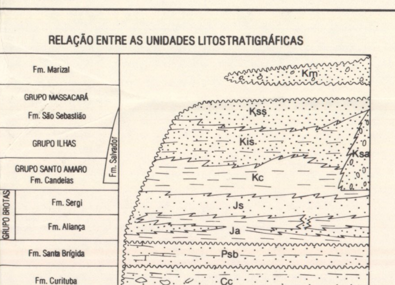
BACIA DE TUCANO CENTRAL E NORTE

FANEROZÓICO – MESOZÓICO (Cretáceo Inferior; Jurássico Superior)

ÁREA DE CARITÁ

- ESTÁGIO PÓS-"RIFT": Fm. Marizal
- ESTÁGIO "RIFT": Fm. São Sebastião; Grupo Ilhas, Fm. Candeias
- ESTÁGIO PRÉ-"RIFT": Fm. Sergi; Fm. Aliança

RELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS



Contato transicional

Discordância

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/METALOGENIA

Km – Formação Marizal	Conglomerados, arenitos e folhelhos subordinados. Ambientes de leques aluviais e de bacia. Potencialidade para mineralizações de sulfetos, evaporitos, barita e enxofre.
Kss – Formação São Sebastião	Arenitos de sistema fluvial.
Kis – Grupo Ilhas	Ritmitos (arenitos) e folhelhos, de ambiente de frente deltaica. Favorável a mineralizações de sulfetos nas falhas lístricas.
Kc – Formação Candeias	Folhelhos euxínicos, de ambiente de prodelta, e geradores de hidrocarbonetos.
Js – Formação Sergi	Arenitos seixosos e quartzo-arenitos de sistema fluvial e eólico, sendo reservatório de hidrocarbonetos. Potencialidade para mineralizações de U, V, Cu.
Ja – Formação Aliança	Folhelhos e arenitos "red beds" de ambiente lacustre.

FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

PROTEROZÓICO NÃO-DIVIDIDO

Ciclo Tectono-Magamático Brasiliano

NÍVEL CRUSTAL (RELATIVO)	DOMÍNIO VAZA-BARRIS	DOMÍNIO MACURURÉ	DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ
	FRAGMENTO MARGINAL DE PALEOBACIA DESENVOLVIDA SOBRE CROSTA CONTINENTAL	FRAGMENTO INTERNO DE PALEOBACIA DE SUBSTRATO DESCONHECIDO	CINTURÃO METAVULCANO-SEDIMENTAR
SUPERIOR	Grupo Vaza-Barris: Submarés: Poa; Submarés rasa / funda: Pfpr1, Pfpr2; Plataforma funda: Pfpr3; Bacia: Pcpgvs	Pjuágv, Pjuácg	
MÉDIO		Plutonismo tardi a pós-tectônico Granitóides tipo Cel. João Sá: γ3gd; Grupo Macururé: Pmabgx, Pmamst, Pmamfx, qt, Pmaqx	Complexo Marancó: qt, mca, Pmt, mv, Pbemst, mb, Pbema, Pbemub, Pbeard, Pbemrt, Pmzmsf, Pbemca, Pmzfma, mvp, Pmzmas
INFERIOR			

Falha São Miguel do Aleixo

Falha Belo Monte-Jeremoabo

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO/METALOGENIA

DOMÍNIO VAZA-BARRIS

Pfpr – Formação Frei Paulo/Ribeirópolis	Metarenitos carbonáticos com "hummockies" e metarritmitos ("shoals" e barras de costa afora), fpr1; perioditos (metassiltitos, metacarbonatos, metarenitos finos) com microndulações truncantes e ondulações de pequeno porte (turbiditos proximais e facies de canal), fpr2; metarritmitos finos (folhelhos pretos, margas e calcários) compondo turbiditos clássicos distais (Bouma Td-e) com ondulações truncantes associadas (conturitos), fpr3. Ambientes de submarés com deformação monofásica, localmente com outra deformação superposta, coaxial. Facies xisto-verde.
Poa – Formação Olhos D'Água	Metacarbonatos, calcarenitos e calcilutitos com lâminas planoparalelas e "hummockies" de ambiente de submarés. Deformação monofásica. Facies xisto-verde.
Pcp – Formação Capitão/Palestina	Metagrauvacas seixosas e diamictitos, gvs. Sistema de leques submarinos proximais. Deformação monofásica. Facies xisto-verde.

DOMÍNIO MACURURÉ

Pjuá – Formação Juá	Conglomerados, cg e grauvacas, gv, depositados em sistemas de leques aluviais e fluvial "braided". Metamorfismo incipiente. Pláceres. Potencialidade para mineralizações de Au em depósitos de pláceres, realçado pelos indícios geoquímicos de concentrado de bateia.
γ3 – Granitóides tipo Coronel João Sá	Biotita-hornblenda-granodioritos e quartzo-monzodioritos, gd.
Pma – Grupo Mucururé	Biotita-granada-xistos predominantes, bgx; metarritmitos finos (metassiltitos e filitos) predominantes, mfx; metassiltitos maciços predominantes, mst; clorita-quartzo-xistos milonitizados, qx; quartzitos milonitizados, qt. Ambiente de águas profundas (turbiditos). Afetados por três deformações superpostas. Facies anfibolito de média pressão.

DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ

Pmt – Unidade Monte Alegre	Metarritmitos predominantes, com metavulcânicas ácidas a intermediárias xistificadas subordinadas, mv; lentes de quartzitos, qt e de metacarbonatos, mca. Três fases de deformação, nem sempre extensivas. Facies xisto-verde a anfibolito.
Pbe – Unidade Belém	Metacarbonatos, mca; metarenitos, ardósias, metassiltitos e quartzitos conglomeráticos piritosos (metarritmitos), mrt; ardósias vermelhas e filitos, ard; metarenitos e metaconglomerados, ma; metabasitos, serpentinitos e cloritítos, mub; metarenitos finos e metassiltitos, mst e metabasito, mb. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito. Mineralizações de Cu (malaquita) em filitos e pirita em quartzitos e metaconglomerados. Potencialidade para Cu ± Au ± Ag ± Pb ± Zn, barita e Cr ± Ni ± Pt.
Pmz – Unidade Monte Azul	Filitos, metassiltitos e metarenitos finos interlaminados (metarritmitos), fma, por vezes predominando metarenitos e metassiltitos, mas, ou metassiltitos maciços, com filitos subordinados, msf; diques e "sills" de metavulcânicas e metaplutônicas de composição variada, predominantemente ácidas a intermediárias, mvp. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito. Mineralização de Cu (malaquita) em filonitos. Potencialidade para mineralizações de Cu ± Pb ± Zn ± Au ± Ag e barita.

- Contato definido
- Contato aproximado
- Contato transicional
- Acamamento com mergulho indicado
- Acamamento com mergulho medido
- Foliação S_2 com mergulho medido
- Foliação S_2 vertical
- Foliação S_3 com mergulho medido
- Foliação S_3 vertical
- Foliação indiscriminada com mergulho medido
- Foliação indiscriminada vertical
- Foliação milonítica com mergulho medido
- Foliação milonítica vertical
- Lineação B com caimento medido
- Lineação de estiramento com caimento medido
- Anticlinal
- Sinclinal
- Lineação mineral
- Eixos de "kink bands"
- Minidobras simétricas
- Minidobras assimétricas: charneira antiforme a noroeste
- Falha indiscriminada
- Falha extensional: hachuras indicam bloco baixo
- Fratura
- Falha e fratura encobertas
- Falha transcorrente dextral
- Zona de cisalhamento indiscriminada
- Zona de cisalhamento contracional e transcorrente sinistral ("transpurrão")
- Lineamentos estruturais: traços de S_0 e/ou S_1
- Lineamentos estruturais: traços de S_2
- Veio de quartzo

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Sede municipal (cidade)
- Sede distrital (vila) e povoado
- Fazenda
- Estrada pavimentada
- Estrada não-pavimentada, de tráfego permanente
- Estrada de tráfego periódico
- Curso de água permanente
- Curso de água periódico
- Lagoa
- Águas contidas: barragem, represa, açude
- Vértice de primeira ordem
- Limite interestadual
- Ponte

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL

FOLHA JEREMOABO

ESCALA 1:100.000

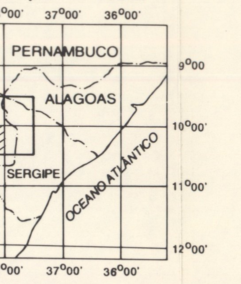
2 km 0 2 4 6 km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1988

Mapa produzido por tecnologia digital. Os dados digitais estão disponíveis, em arquivos magnéticos, no Serviço de Processamento de Dados - SEPRO da CPRM.
Base cartográfica gerada a partir da digitalização da Folha SC.24-Z-A-II, Jeremoabo, escala 1:100.000, obtida a partir da redução fotográfica dos mapas da Bacia de Tucano, escala 1:25.000, PETROBRÁS, 1966 e fotointerpretação das seguintes aerofotos: Obra 53/SACS-PETROBRÁS/1964, escala 1:40.000; Serviço 213/PROSPEC/DNOS/1961, escala 1:140.000 e Obra 218G/SACS-GEO/1972, escala 1:70.000.
A atualização foi executada durante as etapas de campo, pela equipe responsável pelo mapeamento geológico.
Preparação dos manuscritos da base e do tema, na Superintendência Regional de Salvador da CPRM, sob a coordenação de Euvaldo Carvalhal Brito.
O tratamento e o processamento digital da base e dos elementos do tema foram implementados pelo Sistema de Cartografia Digital - SCD - da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, sob a coordenação geral de Mario O. Fraenkel, coordenação técnica de Carlos A. G. da Vinha, controle e manutenção de Gilberto Da Vinha e João Batista V. Dias Júnior.
O tratamento cartográfico dos elementos da base e dos temas foi executado pelo Centro de Cartografia - CECAR da CPRM, sob coordenação geral de Milton Brand Baptista, Regina C. G. Armesto e Henrique A. Lepsch. O planejamento cartográfico para impressão foi realizado por Célio Lima de Macedo.
Programação visual das legendas realizada pelo Serviço de Edições Técnicas - SETEC da CPRM, sob a coordenação de Jurema Ferreira da Silva.
Digitalização da base e dos temas executada pela COMPLASA, Computação e Planejamento S/A.
Declinação magnética do centro da Folha, em fevereiro de 1988: 22°24'33"W. Cresce 3'36" anualmente.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

39°00' / 38°30'	38°30' / 38°00'	38°00' / 37°30'
CANCHÉ SC.24-X-C-IV	SANTA BRÍGIDA SC.24-X-C-V	PIRANHAS SC.24-X-C-VI
TABULEIRO SC.24-Z-A-I	JEREMOABO SC.24-Z-A-II	CARIRA SC.24-Z-A-III
RIBEIRA DO POMBAL SC.24-Z-A-IV	CÍCERO DANTAS SC.24-Z-A-V	SIMÃO DIAS SC.24-Z-A-VI

CPRM

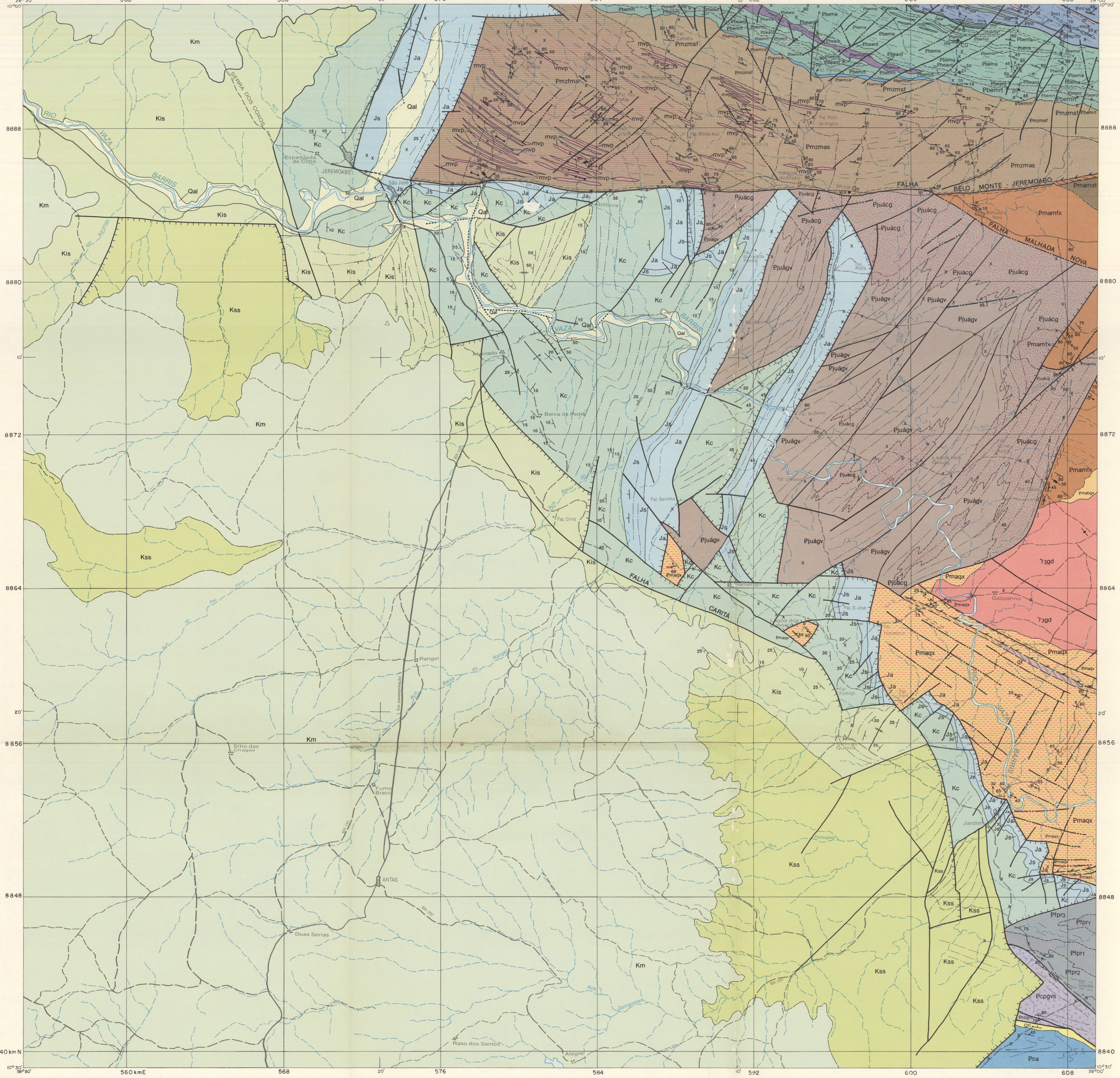
O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, desde setembro de 1985.
Coordenação Geral do PLGB: Valter José Marques
Coordenação na Superintendência Regional de Salvador: João Dalton de Souza
Coordenação Geral de Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Técnicos responsáveis por esta Folha:
Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Geoquímica: Léo Rodrigues Teixeira
Geofísica: Antonio Carlos Motta, Raimundo A. A. Dias Gomes e Mário Metelo
Cadastramento Mineral: Rômulo Alves Leal
Para a realização deste tema foi utilizado, como base, o mapa geológico da Folha Jeremoabo.

1

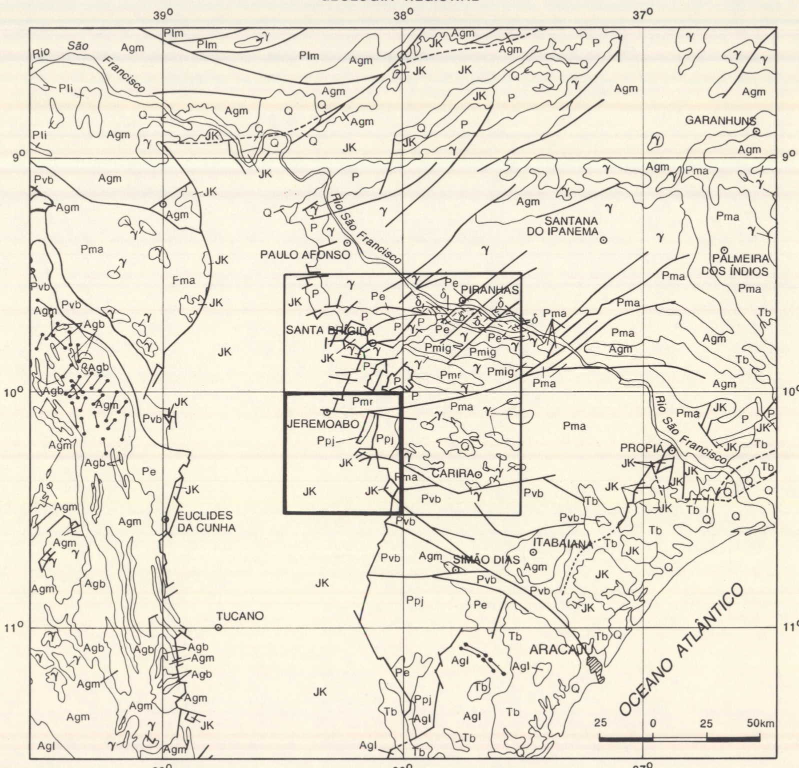
MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

JEREMOABO

SC.24-Z-A-II



GEOLOGIA REGIONAL



QUATERNÁRIO

| Q | Coberturas aluvionares, eluvionares e praiais. |

TERCIÁRIO

| Tb | *Grupo Barreiras:* arenitos, conglomerados e intercalações argilosas. |

JURO-CRETÁCEO

| JK | Arenitos, folhelhos, calcários e conglomerados das fases pré-"rift" (Grupo Brotas), "rift" (grupos Santo Amaro, Ilhas e Massacará) e pós-"rift" (Formação Marizal) da Bacia de Tucano–Jatobá; sedimentos equivalentes dos estágios pré-"rift" (Grupo Baixo São Francisco, Subgrupo Igreja Nova), "rift" (Grupo Baixo São Francisco, Subgrupo Coruripe) e pós-"rift" (Grupo Sergipe) da Bacia Sergipe–Alagoas. |

PALEOZÓICO

| P | Arenitos, folhelhos, calcários e conglomerados de bacias intracratônicas paleozóicas: formações Santa Brígida, Curituba, Inajá e Tacaratu (Bacia de Tucano–Jatobá) e formações Batinga e Aracaré (Grupo Baixo São Francisco, Subgrupo Igreja Nova), da Bacia Sergipe–Alagoas. |

PROTEROZÓICO

Ppj — *Formações Palmares e Juá*

Pe — *Grupo Estância*; Pvb — *Grupos Miaba e Vaza-Barris*; Pma — *Grupo Macururé*; Pca — *Complexo Canindé*; δ — *Suíte Intrusiva Canindé*; Pmr — *Complexo Marancó*

Pmig — Migmatitos

PROTEROZÓICO INFERIOR

Vulcanismos Uauá e Arauá

Pli — *Grupo Ibó*; Plm — *Complexo Monteiro*

ARQUEANO

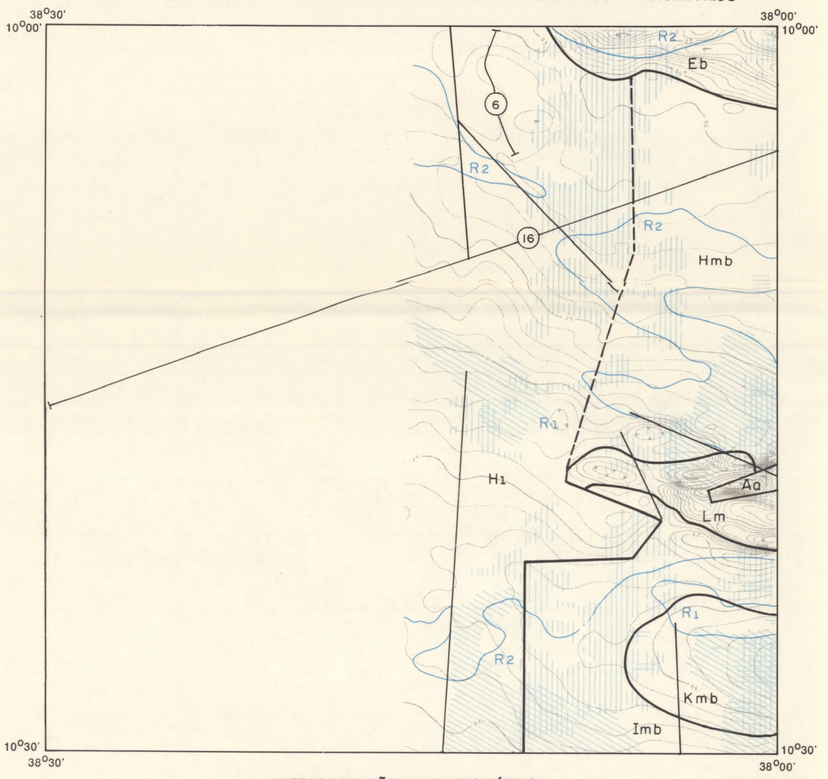
Agb — *Greenstone belt de Serrinha e Grupo Capim*; Agl — *Complexo Granulítico*; Agm — *Complexo Gnáissico–Granítico–Migmatítico*

γ — Granitóides de posicionamentos diversos

LITOLOGIAS

Ppj – Metaconglomerados, metagrauvacas e metarcósios.
Pe – Metarenitos, metassiltitos, metargilitos e metacarbonatos.
Pvb – Quartzitos, metacarbonatos, metagrauvacas seixosas e filitos.
Pma – Micaxistos granatíferos, metarritmitos, quartzitos, metacarbonatos, metagrauvacas e metavulcânicas.
Pca – Anfibolitos, leptitos, metacarbonatos, metaultrabásicas, quartzitos, metadiabásios e metabasaltos.
Pmr – Metagrauvacas, metarritmitos, quartzitos, metaconglomerados, metaultrabásicas, leptitos, metacarbonatos e metavulcânicas ácidas a intermediárias.
Pmig – Migmatitos diversos.
Pli – Metacórsios, paragnaisses, micaxistos, anfibolitos, calcissilicáticas, quartzitos e metaultramáficas.
Plm – Gnaisses, xistos, migmatitos, anfibolitos, rochas metamáficas e metaultramáficas, quartzitos e calcissilicáticas.
Agb – Rochas metabásicas, metaultrabásicas, metavulcânicas ácidas, calcissilicáticas, metacherts, xistos grafitosos, gnaisses, metassedimentos químicos, filitos e rochas plutônicas básicas.
Agl – Granulitos, charnockitos e gnaisses.
Agm – Gnaisses, granitóides e migmatitos.
δ – Corpo diferenciado de rochas gabróicas.
γ – Rochas granitóides ácidas, intermediárias e alcalinas.

INTERPRETAÇÃO INTEGRADA DE MAPAS DE CONTORNO MAGNETOMÉTRICO E RADIOMÉTRICO



INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA

Ao Unidade magnética com indicação do relevo (a) — H1 Subunidade magnética

Relevo (amplitude) das unidades magnéticas: a – alta (200 – 500 nT); m – média (100 – 200 nT); b – baixa (50 – 100 nT) mb – muito baixa (< 50 nT)

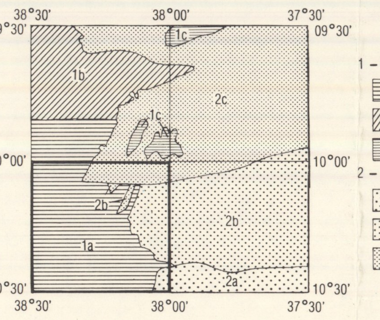
INTERPRETAÇÃO RADIOMÉTRICA

CANAL DE CONTAGEM TOTAL: R2 (200 a 500 cps); R1 (< 200 cps)

CANAIS GAMAESPECTROMÉTRICOS: Canal de potássio K > 50 cps; Canal de urânio U > 50 cps; Canal de tório Th > 18 cps

Curvas de intensidade magnética total; Baixo magnético; Limite das unidades do canal de contagem total; Lineação ou alinhamento principal; Perfil geofísico

Fonte: Mapa de Contorno da Intensidade do Campo Magnético Terrestre, obtido a partir do reprocessamento dos dados originais do PROJETO AEROGEOFÍSICO BAIXO SÃO FRANCISCO, Convênio DNPM/CPRM/ENCAL, 1978.
Autores: Geofísico Antonio Carlos Motta e Mário José Metelo.



DIVISÃO EM DOMÍNIOS REGIONAIS
1 – BACIA DE TUCANO (CENTRAL E NORTE)
1a Área de Caritá
1b Área de Santa Brígida
1c Área da Serra do Retiro
2 – FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA
2a Domínio Vaza-Barris
2b Domínio Macururé
2c Domínio Canindé-Marancó

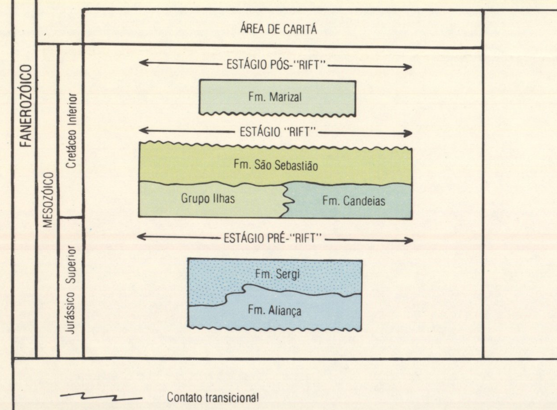
CENOZÓICO – Quaternário

Qal	Coberturas aluvionares de areias e cascalhos
Qtl	Depósitos de tálus, de areias e cascalhos

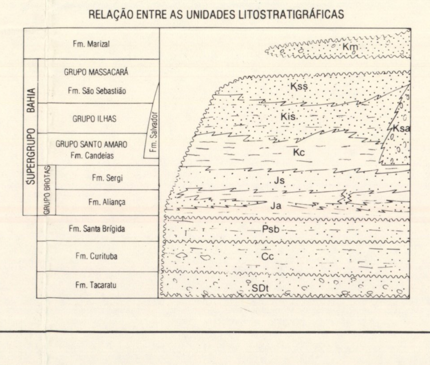
BACIA DE TUCANO CENTRAL E NORTE

FANEROZÓICO – MESOZÓICO – Cretáceo Inferior / Jurássico Superior

ÁREA DE CARITÁ



RELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS



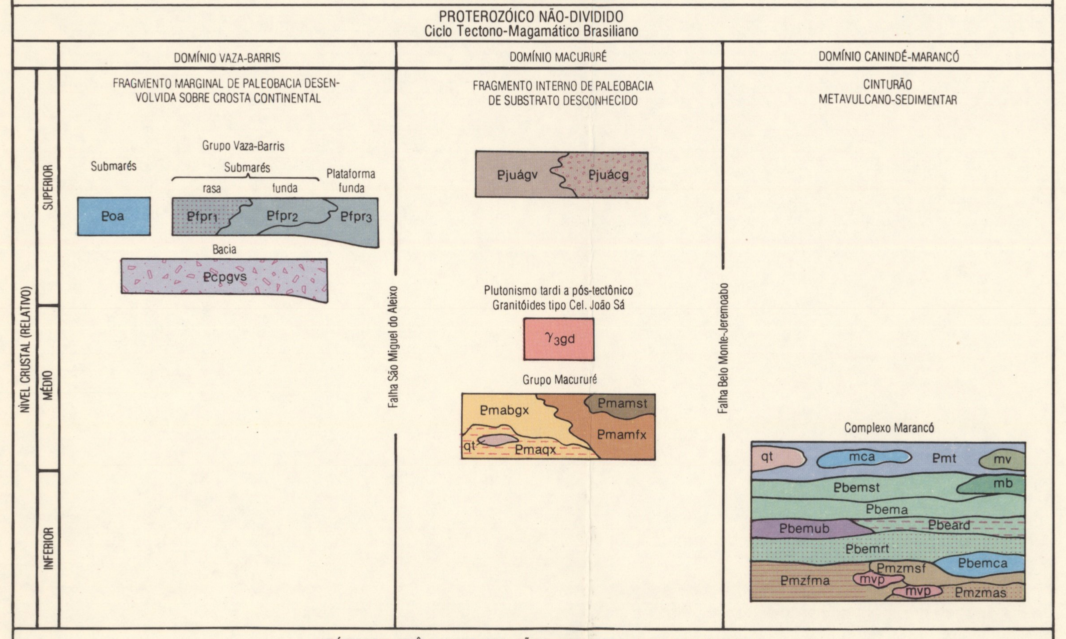
Contato transicional
Discordância

LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/METALOGENIA

Km – Formação Marizal	Conglomerados, arenitos e folhelhos subordinados. Ambientes de leques aluviais e de bacia. Potencialidade para mineralizações de sulfetos, evaporitos, barita e enxofre.
Kss – Formação São Sebastião	Arenitos de sistema fluvial.
Kis – Grupo Ilhas	Ritmitos (arenitos) e folhelhos, de ambiente de frente deltaica. Favorável a mineralizações de sulfetos nas falhas lístricas.
Kc – Formação Candeias	Folhelhos euxínicos, de ambiente de prodelta, e geradores de hidrocarbonetos.
Js – Formação Sergi	Arenitos seixosos e quartzo-arenitos de sistema fluvial e eólico, sendo reservatório de hidrocarbonetos. Potencialidade para mineralizações de U, V, Cu.
Ja – Formação Aliança	Folhelhos e arenitos "red beds" de ambiente lacustre.

FAIXA DE DOBRAMENTOS SERGIPANA

PROTEROZÓICO NÃO-DIVIDIDO
Ciclo Tectono-Magamático Brasiliano



LITÓTIPOS/AMBIÊNCIA/DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO/METALOGENIA

DOMÍNIO VAZA-BARRIS	
Pfpr – Formação Frei Paulo/ Ribeirópolis	Metarenitos carbonáticos com "hummockies" e metarritmitos ("shoals" e barras de costa afora), fpr_1; perioditos (metassiltitos, metacarbonatos, metarenitos finos) com microndulações truncantes e ondulações de pequeno porte (turbiditos proximais e facies de canal), fpr_2; metarritmitos finos (folhelhos pretos, margas e calcários) compondo turbiditos clássicos distais (Bouma Td-e) com ondulações truncantes associadas (conturitos), fpr_3. Ambientes de submarés com deformação monofásica, localmente com outra deformação superposta, coaxial. Facies xisto-verde.
Poa – Formação Olhos D'Água	Metacarbonatos, calcarenitos e calcilutitos com lâminas planoparalelas e "hummockies" de ambiente de submarés. Deformação monofásica. Facies xisto-verde.
Pcp – Formação Capitão/Palestina	Metagrauvacas seixosas e diamictitos, gvs. Sistema de leques submarinos proximais. Deformação monofásica. Facies xisto-verde.
DOMÍNIO MACURURÉ	
Pjuá – Formação Juá	Conglomerados, cg e grauvacas, gv, depositados em sistemas de leques aluviais e fluvial "braided". Metamorfismo incipiente. Pláceres. Potencialidade para mineralizações de Au em depósitos de pláceres, realçado pelos indícios geoquímicos de concentrado de bateia.
γ_3 – Granitóides tipo Coronel João Sá	Biotita-hornblenda-granodioritos e quartzo-monzodioritos, gd.
Pma – Grupo Mucururé	Biotita-granada-xistos predominantes, bgx; metarritmitos finos (metassiltitos e filitos) predominantes, mfx; metassiltitos maciços predominantes, mst; clorita-quartzo-xistos milonitizados, qx; quartzitos milonitizados, qt. Ambiente de águas profundas (turbiditos). Afetados por três deformações superpostas. Facies anfibolito de média pressão.
DOMÍNIO CANINDÉ-MARANCÓ	
Pmt – Unidade Monte Alegre	Metarritmitos predominantes, com metavulcânicas ácidas a intermediárias xistificadas subordinadas, mv; lentes de quartzitos, qt e de metacarbonatos, mca. Três fases de deformação, nem sempre extensivas. Facies xisto-verde a anfibolito.
Pbe – Unidade Belém	Metacarbonatos, mca; metarenitos, ardósias, metassiltitos e quartzitos conglomeráticos piritosos (metarritmitos), mrt; ardósias vermelhas e filitos, ard; metarenitos e metaconglomerados, ma; metabasitos, serpentinitos e cloritoitos, mub; metarenitos finos e metassiltitos, mst e metabasito, mb. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito. Mineralizações de Cu (malaquita) em filitos e pirita em quartzitos e metaconglomerados. Potencialidade para Cu ± Au ± Ag ± Pb ± Zn, barita e Cr ± Ni ± Pt.
Pmz – Unidade Monte Azul	Filitos, metassiltitos e metarenitos finos interlaminados (metarritmitos), fma, por vezes predominando metarenitos e metassiltitos, mas, ou metassiltitos maciços, com filitos subordinados, msf; diques e "sills" de metavulcânicas e metaplutônicas de composição variada, predominantemente ácidas a intermediárias, mvp. Três fases de deformação. Facies xisto-verde a anfibolito. Mineralização de Cu (malaquita) em filonitos. Potencialidade para mineralizações de Cu ± Pb ± Zn ± Au ± Ag e barita.

Contato definido
Contato aproximado
Contato transicional
Acamamento com mergulho indicado
Acamamento com mergulho medido
Foliação S_2 com mergulho medido
Foliação S_2 vertical
Foliação S_3 com mergulho medido
Foliação S_3 vertical
Foliação indiscriminada com mergulho medido
Foliação indiscriminada vertical
Foliação milonítica com mergulho medido
Foliação milonítica vertical
Lineação B com caimento medido
Lineação de estiramento com caimento medido
Anticlinal
Sinclinal
Lineação mineral
Eixos de "kink bands"
Minidobras simétricas
Minidobras assimétricas: charneira antiforme a noroeste
Falha indiscriminada
Falha extensional: hachuras indicam bloco baixo
Fratura
Falha e fratura encobertas
Falha transcorrente dextral
Zona de cisalhamento indiscriminada
Zona de cisalhamento contracional e transcorrente sinistral ("transpurrão")
Lineamentos estruturais: traços de S_0 e/ou S_1
Lineamentos estruturais: traços de S_2
Veio de quartzo
Afloramento descrito
Indício mineral sem forma definida
Cu, pi, qz — Cobre, pirita, quartzo

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Sede municipal (cidade)
Sede distrital (vila) e povoado
Fazenda
Estrada pavimentada
Estrada não-pavimentada, de tráfego permanente
Estrada de tráfego periódico
Curso de água permanente
Curso de água periódico
Lagoa
Águas contidas: barragem, represa, açude
Vértice de primeira ordem
Limite interestadual
Ponte

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA JEREMOABO

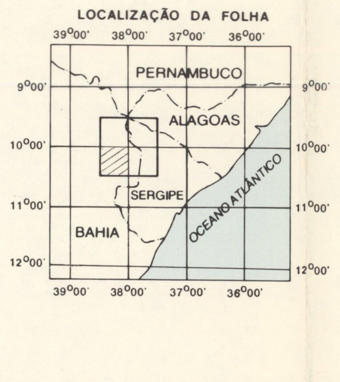
ESCALA 1:100.000

2km 0 2 4 6km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1988

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

39°00' – 38°30'	38°30' – 38°00'	38°00' – 37°30'
CANCHÉ SC.24-X-C-IV	SANTA BRÍGIDA SC.24-X-C-V	PIRANHAS SC.24-X-C-VI
TABULEIRO SC.24-Z-A-I	JEREMOABO SC.24-Z-A-II	CARIRA SC.24-Z-A-III
RIBEIRA DO POMBAL SC.24-Z-A-IV	CÍCERO DANTAS SC.24-Z-A-V	SIMÃO DIAS SC.24-Z-A-VI

(9°30' – 10°00' – 10°30' – 11°00')

As informações relativas à Folha Jeremoabo formam um conjunto constituído por:

Carta Geológica, escala 1:100.000
Carta Metalogenética, escala 1:100.000
Texto Explicativo
Mapas de Serviço, escala 1:100.000
Mapas de caminhamento e amostragem
Mapas geoquímicos
Mapas geofísicos

Arquivos Magnéticos: Fichas de descrição de afloramentos
Fichas de ocorrências minerais
Fichas de análises petrográficas
Boletins de análises químicas
Boletins de análises geoquímicas
Mapas digitalizados
Arquivos em microfichas, Sistema COM

Informações sobre aquisição ou consulta destes documentos poderão ser obtidas na Divisão de Geologia e Mineralogia - DGM, do DNPM, ou na Superintendência de Recursos Minerais - SUREMI, da CPRM.

Mapa produzido por tecnologia digital. Os dados digitais estão disponíveis, em arquivos magnéticos, no Serviço de Processamento de Dados - SEPRO da CPRM.
Base cartográfica gerada a partir da digitalização da Folha SC.24-Z-A-II, Jeremoabo, escala 1:100.000, obtida a partir da redução fotográfica dos mapas da Bacia de Tucano, escala 1:25.000, PETROBRÁS, 1966 e fotointerpretação dos seguintes aerofotos: Obra 53/SACS-PETROBRÁS/1964, escala 1:40.000; Serviço 213/PROSPEC/DNOS/1961, escala 1:140.000 e Obra 218G/SACS-GEO/1972, escala 1:70.000. A atualização foi executada durante as etapas de campo, pela equipe responsável pelo mapeamento geológico.
Preparação dos manuscritos da base e do tema, na Superintendência Regional de Salvador da CPRM, sob a coordenação de Euvaldo Carvalhal Brito.
O tratamento e o processamento digital da base e dos elementos do tema foram implementados pelo Sistema de Cartografia Digital - SCD - da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, sob a coordenação geral de Mario O. Fraenkel, coordenação técnica de Carlos A. G. da Vinha, controle e manutenção de Gilberto Da Vinha e João Batista V. Dias Júnior.
O tratamento cartográfico dos elementos da base e dos temas foi executado pelo Centro de Cartografia - CECAR da CPRM, sob coordenação geral de Milton Brand Baptista, Regina C. G. Armesto e Henrique A. Lepsch. O planejamento cartográfico para impressão foi realizado por Célio Lima de Macedo.
Programação visual das legendas realizada pelo Serviço de Edições Técnicas - SETEC da CPRM, sob a coordenação de Jurema Ferreira da Silva.
Digitalização da base e dos temas executada pela COMPLASA, Computação e Planejamento S/A.
Declinação magnética do centro da Folha, em fevereiro de 1988: 22°24'33"W. Cresce 3'36" anualmente.

Preparo para impressão Geocarta S.A.
Impresso por AEROFOTO CRUZEIRO S.A.

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, desde setembro de 1985.
Esta folha do PLGB foi executada pela Superintendência Regional de Salvador, tendo sido concluída em fevereiro de 1988.

Responsáveis Técnicos: Nelson R. de Menezes Filho e Rômulo Alves Leal
Supervisor: Reginaldo Alves dos Santos
Coordenador Regional: João Dalton de Souza

As informações cartográficas e demais dados gerados e utilizados para a execução deste documento estão disponíveis em meios convencionais e magnéticos, no Sistema de Cartografia Digital - SCD e no Sistema de Informações Geológicas do Brasil - SIGA, ambos concebidos e implantados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM.