



SUREMI
SEDOE

CPRM

ARQUIVO TÉCNICO

Relatório nº 419-5

N.º de Volumes: 1 V.:

OSTENSIVO

PHL - 010631

T E X A S I N S T R U M E N T S , I N C .

TEXAS INSTRUMENTOS ELETRÔNICOS DO BRASIL LTDA.

PROJETO AEROGEOFÍSICO CAMAQUÃ
ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL

AUTORES: VERNON N. JACKSON ✓

VICTOR A. RAMOS ✓

STEPHEN A. TERRY ✓

ANDRÉS B. ZUZEK ✓

EXECUTADO PARA

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

CONVÊNIO DNPM/CPRM e

CNEN/CPRM

1973

I N D I C E G E R A L

Página

A. I N T R O D U Ç Ã O

1

A.1.

GENERALIDADES

"

A.2.

RELEVO

3

A.3.

VIAS DE ACESSO

4

A.4.

TRABALHOS ANTERIORES

"

A.5.

PESSOAL DO PROJETO

7

A.6.

AGRADECIMENTOS

8

B. G E O L O G I A

9

B.1.

METODOLOGIA

"

B.1.1.

Fotografias e Compilação de Mapas

"

B.1.1.1.

Fotografias

"

B.1.1.2.

Mosaicos

"

B.1.1.3.

Mapas-Base

10

B.1.2.

Métodos do Levantamento Fotogeológico

12

B.1.2.1.

Levantamento Bibliográfico

"

B.1.2.2.

Unidades Mapeadas e Contatos

13

B.1.2.3.

Estruturas Geológicas

14

B.1.2.4.

Geomorfologia Estrutural

16

B.1.2.5.

Trabalhos de Campo

17

	Página
B.1.3.	<u>Métodos da Análise Estrutural</u> 19
B.1.3.1.	Introdução "
B.1.3.2.	Alinhamentos "
B.1.3.3.	Modelos de Placas e Estruturas 21
B.1.3.4.	Deformação Comparada "
B.1.3.5.	Cisalhamento Simples, Mecânica de Placas e Esforços Conjugados 24
B.2.	DESCRIPÇÃO DA GEOLOGIA 29
B.2.1.	<u>Geologia Regional</u> "
B.2.2.	<u>Estratigrafia</u> "
B.2.2.1.	História Depositional e Unidades Mapeadas "
B.2.2.2.	Pré-Cambriano 31
B.2.2.3.	Eo-Cambriano 48
B.2.2.4.	Paleozóico Inferior 52
B.2.2.5.	Paleozóico Superior 76
B.2.2.6.	Mesozóico 87
B.2.2.7.	Cenozóico 91
B.2.2.8.	Estratigrafia da Área do Cerro de Jarau 93
B.2.3.	<u>Estrutura</u> 95
B.2.3.1.	Estruturas de Dobramentos 96
B.2.3.2.	Estruturas de Falhamentos 98

	Página
B.3.	104
	104
	110
	"
	"
	"
	"
	119
	"
	121
	"
	122
	124
	"
	"
	128
	140
	145
	150
	"
	"
	"
	151

	Página	
C.3.1.4.	Apresentação dos Dados	151
C.3.1.5.	Análise dos Dados	152
C.3.2.	<u>Dados Magnéticos</u>	154
C.3.2.1.	Campo Magnético da Terra	"
C.3.2.2.	Magnetismo das Rochas	"
C.3.2.3.	Procedimento para a Interpretação	155
C.4.	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	159
C.4.1.	<u>Interpretação de Raios Gama</u>	"
C.4.2.	<u>Interpretação Magnética</u>	161
C.4.2.1.	Mapa de Interpretação Aeromagnética Nº 1	166
C.4.2.2.	Mapa de Interpretação Aeromagnética Nº 2	168
C.4.2.3.	Mapa de Interpretação Aeromagnética Nº 3	172
C.4.2.4.	Mapa de Interpretação Aeromagnética Nº 4	174
C.4.2.5.	Interpretação Magnética do Cerro de Jarau	177
C.4.3.	<u>Avaliação dos Dados</u>	178
C.4.3.1.	Avaliação das Anomalias de Raios Gama	"
C.4.3.2.	Avaliação dos Dados Magnéticos	191

D. C O R R E L A Ç Õ E S D O S D A D O S

	<u>G E O L Ó G I C O S E A E R O G E O F Í S I C O S</u>	193
D.1.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO I	"
D.1.1.	<u>Área de Caçapava do Sul</u>	"
D.1.2.	<u>Área da Mina Camaquã</u>	195
D.1.3.	Área dos Arroios Santa Catarina-Las Palmas	196

	Página
D.1.4.	<u>Área Piratini-Rio Camaquã</u> 197
D.2.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO II 198
D.2.1.	<u>Área Lavras do Sul-Jaguari</u> "
D.2.2.	<u>Área da Ramada</u> "
D.3.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO III 199
D.4.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO IV 201
D.4.1.	<u>Área de Lavras do Sul</u> "
D.4.2.	<u>Área de Encruzilhada Sudeste</u> "
D.5.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO V 202
D.5.1.	<u>Área Rincão dos Santos</u> "
D.5.2.	<u>Área de São Gabriel</u> "
D.6.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO VI "
D.6.1.	<u>Área Cerro Partido-Cerro do Chapéu</u> "
D.6.2.	<u>Área Velhaco Norte</u> 203
D.6.3.	<u>Área Santa Maria-Camobi</u> 204
D.6.4.	<u>Área Passo das Pedras</u> "
D.7.	ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO VII 205
	E. <u>C O N C L U S Õ E S</u> 207

Í N D I C E D A S I L U S T R A Ç Õ E S

<u>FIGURA</u>	<u>DETALHE</u>	<u>PÁGINA</u>
A.1.	Mapa de localização	2
B.1.	Articulação das folhas	11
B.2.	Mecânica de deformação por cisalhamento	22
B.3.	Modelo de "cardboard"	25
B.4.	Deformação por cisalhamento simples	28
B.5.	Mapa geológico do Rio Grande do Sul	30
B.6.	Coluna estratigráfica proposta	32
B.7.	Corpos graníticos do Embasamento Cristalino	43
B.8.	Diagrama de distribuição de fraturas	98
B.9.	"Emplacement" dos corpos graníticos na faixa tectônica	
	Encruzilhada-Piratini R.G.S.	101
B.10.	Esquema Estrutural	103
B.11	Evolução tectônica da placa Camaquã	105
B.12.	Tectônica de placas do Escudo Sul-Riograndense	106
C.1.1.	Aeronave DOUGLAS DC-3	111
C.1.2.	Bloco diagrama do Sistema Aeroespectrométrico	113
C.1.3.	Instalação do Sistema Aeroespectrométrico	115
C.1.4.	Instrumentos a bordo	116
C.1.5.	Sensor do Magnetômetro aero-protônico G-803	120

(continua)

(continuação)

<u>FIGURA</u>	<u>DETALHE</u>	<u>PÁGINA</u>
C.2.1.	Diagrama do Processamento de Dados	125
C.2.2.a	Formato da fita de campo	126
C.2.2.b	Formato da fita de entrada	127
C.2.3.	Espectro de raios gama mostrando o somatório dos intervalos de energia	130
C.2.4.	Espectro de radiação cósmica	131
C.2.5.	Espectro de calibração do tório em White Mountains, New Hampshire, USA	132
C.2.6.	Espectro aéreo de urânio	133
C.2.7.	Espectro de calibração do potássio 40	134
C.2.8.	Formato da fita de saída dos dados de Raios Gama	141
C.2.9.	Formato da fita de saída dos dados magnéticos	142
C.3.1.	Anomalias magnéticas no campo total causadas por uma fina lâmina numa inclinação magnética de 30° .	158

A. I N T R O D U Ç Ã O

A.1.

GENERALIDADES

O presente relatório do Projeto Aerogeofísico Camaquã apresenta os resultados dos trabalhos executados no estado do Rio Grande do Sul, onde a área estudada encontra-se compreendida pelos paralelos 29°30' e 31°30' de latitude sul e os meridianos 52°15' e 54°45' de longitude oeste, perfazendo um total de ... 33.906,19 km² de superfície (ver fig, A.1). A área se localiza na região centro-sul do estado e engloba grande parte do Escudo Sul-Riograndense. Torna-se necessário esclarecer que ainda faz parte deste projeto um relatório dos trabalhos executados em uma área teste em Poços de Caldas, estados de São Paulo e Minas Gerais, segundo as cláusulas do contrato. Além destes estudos efetuou-se o da área "Cerro do Jarau" no Rio Grande do Sul, por solicitação do DNPM, totalizando 501,0 kms lineares, cujo centro geográfico situa-se aproximadamente a 30°15' de latitude sul e ... 56°30' de longitude oeste.

Neste relatório está reunida toda a informação compilada durante a execução do Projeto Aerogeofísico Camaquã, ou seja, o fornecimento, computação, interpretação e conclusão de dados obtidos por meio da fotogeologia, dos sensores de raios gama de alta sensibilidade, da magnetometria e de trabalhos de campo complementares realizados pela TEXAS INSTRUMENTS, INC. (TI), de Dallas, Texas, Estados Unidos, e TEXAS INSTRUMENTOS ELETRÔNICOS DO BRASIL LTDA. (TIEB), contratadas pela COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (CPRM), contratação esta, autorizada pelo Decreto do Poder Executivo nº 70063 de 26 de janeiro de 1972. O trabalho foi executado como parte dos convênios que a COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS mantém com o DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (DNPM) e a COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR (CNEN).

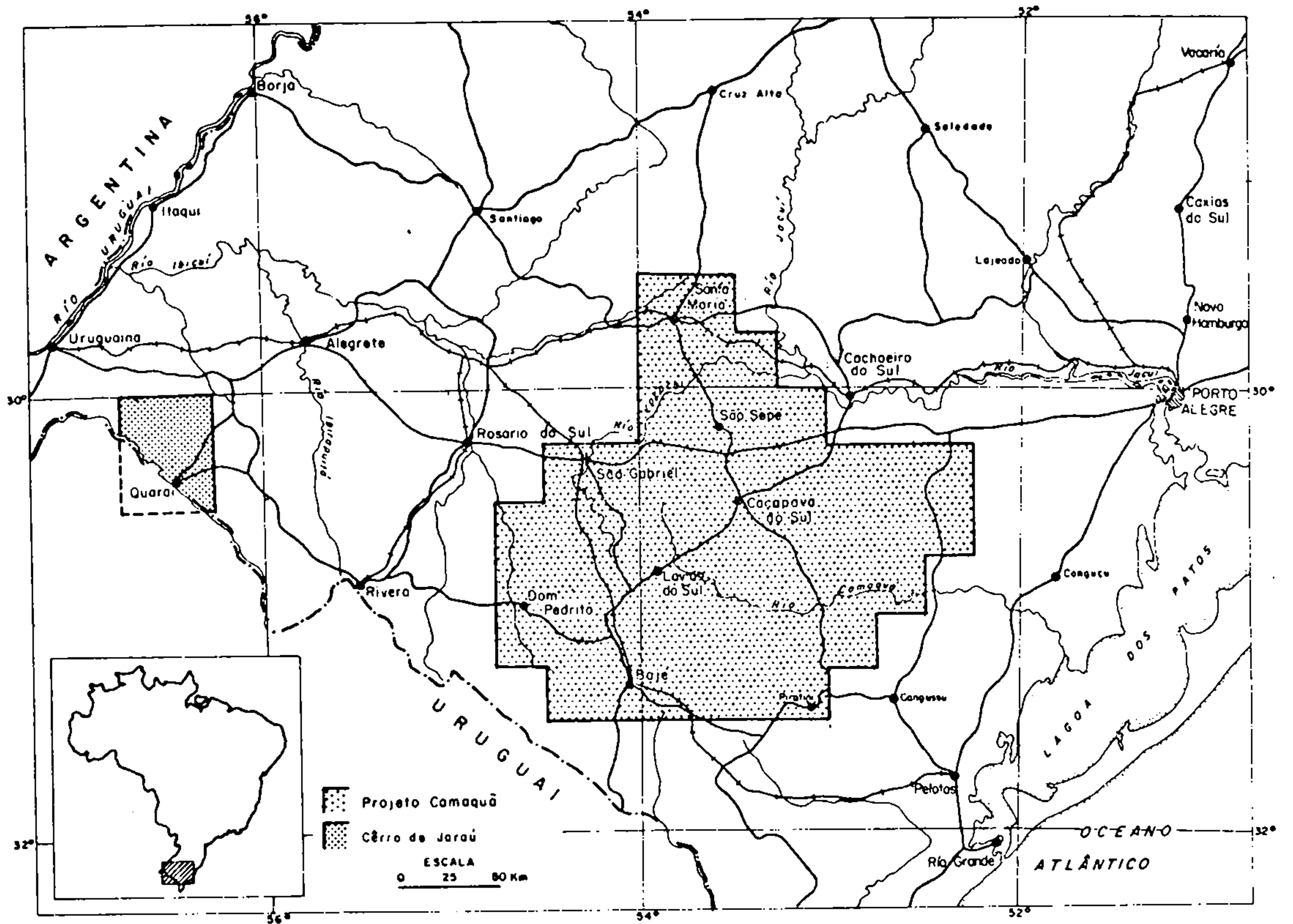


Figura A.1 Mapa de localização

O objetivo deste programa de pesquisa foi o de utilizar técnicas fotogeológicas e aerogeofísicas para complementar e fornecer mais subsídios aos conhecimentos geológicos da área e prover indicações de concentração de minerais de possível interesse econômico.

Os trabalhos fotogeológicos foram iniciados no dia 15 de janeiro de 1973 e foram completados a 28 de maio de 1973. Os levantamentos aerogeofísicos iniciaram-se no dia 16 de junho de 1972 e foram concluídos em 7 de maio de 1973. O processamento e plotagem de dados, assim como a interpretação dos mesmos foram iniciados a 1º de junho de 1973 e completados em dezembro de 1973.

Os resultados finais deste relatório são apresentados em mapas geológicos, mapas de intensidade magnética total e perfís lineares de aeroespectrometria de alta precisão, acompanhados do mapa de análise estrutural, dos mapas de interpretação aeromagnética e de raios gama.

Todas as fases intermediárias deste trabalho acompanham também o presente relatório.

A.2.

RELEVO

O relevo da área pode ser considerado suave, existindo somente duas serras: a serra de Caçapava e a dorsal das Encantadas, ambas circundadas por áreas de baixa altitude de relevo ondulado, às vezes abrupto, porém de baixo desnível altimétrico. A altura máxima sobre o nível do mar nestas serras é de 480 a 570 metros, apresentando uma diferença de relevo da ordem de 300 a 350 metros com relação às planícies circundantes.

A.3.

VIAS DE ACESSO

O acesso à área é feito pela estrada pavimentada BR-290 que liga Porto Alegre a Uruguaiana, atravessando-a de leste a oeste, passando por São Gabriel e outras localidades de menor importância. Partindo da estrada BR-290, pode-se atingir centros urbanos maiores, tais como, Santa Maria, Bagé, São Gabriel, Dom Pedrito e Caçapava do Sul, todos localizados dentro da área do projeto. Estradas de terra e trilhas se irradiam destes centros que em condições climáticas favoráveis, permitem a aproximação a qualquer ponto de sejado.

Nos mapas anexos figuram as estradas existentes na área do projeto na época da tomada das fotografias aéreas, devendo-se esclarecer, porém, que além das novas estradas municipais, estão sendo construídas novas estradas estaduais que irão unir os principais centros urbanos. Tal fato acarretou mudanças parciais importantes no traçado de algumas estradas principais, tendo como efeitos colaterais o abandono de estradas e trilhas usadas antigamente.

Fazemos a ressalva de que algumas trilhas que apesar do tráfego muito local e descontínuo, por seu traçado regular, foram consideradas como estradas. Ao mesmo tempo, as novas obras na área eliminaram algumas travessias de balsa antigamente obrigatórias.

Os aeroportos de Santa Maria e Bagé recebem vôos comerciais diários, existindo também campos de pouso em São Gabriel e Caçapava do Sul.

A.4.

TRABALHOS ANTERIORES

Anteriormente a este projeto, a área foi estudada por dife-

rentes entidades e autores, dispondo de uma extensa bibliografia com informação geológica não só de caráter regional, como também de detalhe.

No estado do Rio Grande do Sul existem publicações geológicas desde GORCEIX (1873), GRODDECK (1879), de características regionais, mapeamento geológico de detalhe de CARVALHO (1929-1932); o mapeamento geológico de Caçapava-Lavras de LEINZ, BARBOSA e TEIXEIRA (1941), até os trabalhos de mapeamentos regionais na escala de 1:50.000 e 1:250.000, executados por diferentes autores e entidades desde o ano de 1962. Estes últimos apresentam estudos petrológicos, econômicos e estruturais.

Neste ítem serão enumerados os autores e obras que foram usados como ponto de partida para estabelecer critérios para o levantamento fotogeológico, enquanto que os demais estudos farão parte da bibliografia listada no final deste relatório.

Em ordem cronológica, na escala 1:250.000, temos: levantamento geológico da quadrícula de Caçapava do Sul (1966) por RIBEIRO, BOCCHI, FIGUEIREDO e TESSARI; geologia de Encruzilhada do Sul (1966) por TESSARI e PICADA; geologia da região Piratini-Pineiro Machado-Bagê (1970) por TESSARI e GIFFONI. Também foi consultada, com certas reservas, a geologia da área Bagê-São Gabriel (1971) por KNIJNIK e POZZA.

Na escala 1:100.000, ou seja, nos levantamentos geológicos de maior detalhe, foram usados trabalhos que cobrem a zona oeste da área, sendo que estes mapas coincidem com os trabalhos na escala 1:250.000.

As folhas cobertas pelo mapeamento na escala 1:100.000 são as de Estância da Barra, Suspiro e Lagoa da Meia Lua, pertencen

centes ao esboço geológico da folha Cabeceira do Rio Vacacaí-São Gabriel por JOST (1970); a geologia das folhas Estância da Barra São Gabriel-Rosário do Sul e a de Suspiro-São Gabriel-Lavras do Sul, ambos trabalhos executados por JOST e FERREIRA PINTO em 1970.

Além dos mapeamentos anteriores, existem esparsas folhas geológicas na escala 1:50.000, tais como: Passo dos Enforcados (BOCCHI e PASSOS, 1966), Minas do Camaquã (PASSOS e RIBEIRO, 1966), Bom Jardim, (RIBEIRO, 1970), Caçapava do Sul (BOCCHI, 1970), e Palmas (ECKERT, 1971).

Seria necessário mencionar ainda os trabalhos sobre gênese, evolução geoquímica, geotectônica, definição e caracterização das formações pré-cambrianas, pré-gonduânicas e gonduânicas que foram de grande utilidade para a compreensão da geologia da área, que, devido a quantidade, somente serão enumerados na bibliografia.

A atividade mineira na área remonta à década de 1870 com a exploração de cobre na região de Caçapava-Lavras, época também em que foi aberta a "Galeria dos Ingleses" da Mina Camaquã. Além destes jazimentos em exploração conhecidos, com o passar dos tempos, começaram a ser estudadas numerosas ocorrências cupríferas dispersas numa ampla área. Estes fatos, mais a ocorrência de manifestações uraníferas, geraram vários projetos de prospecção, inclusive o presente estudo.

Das ocorrências de minerais metálicos que sofreram pelo menos uma exploração esporádica pode-se contar, entre outras, a do ouro, estanho e wolfrâmio. Foram também mencionadas ocorrências de zinco, molibdênio e cromo, este aparecendo mais como curiosidade mineral.

Os mármoreos magnesianos representam uma importante atividade na exploração mineral. Amianto; talco, berilo e fluorita aparecem como ocorrências.

A extração de argilas e carvão na bacia gonduânica completa o panorama mineiro da região.

A.5. PESSOAL DO PROJETO

As seguintes pessoas participaram na supervisão e execução do projeto:

A.5.1. Supervisão do Projeto

Diretor do Projeto: VERNON N. JACKSON
Coordenador dos Levantamentos Geofísicos: STEPHEN A. TERRY
Coordenador dos Estudos Geológicos: VICTOR A. RAMOS
Responsável Técnico do Projeto: JORGE S. FLORES HURTADO

Representantes da CPRM

Representante Geral: JOSÉ ALOISIO PAIONE, geofísico
Representante na Coleta de Dados: EDIR E. ARIOLI, geólogo
Representante no Processamento de Dados: ANTÔNIO CARLOS G.M. de GODOY, geólogo

A.5.2. Execução do Projeto

Construção de Mosaicos e Desenhos
OSCAR E. LOMBARDO, fotogrametrista
OSCAR D. MIRABELLI, cartógrafo
ANTÔNIO J. D. NEGRÃO, desenhista
ALEXANDRE S. ANDRADE NUNES, reproduções

Fotogeologia

VICTOR A. RAMOS, geólogo
ANDRÉS B. ZUZEK, geólogo
JORGE S. FLORES HURTADO, geólogo

Coleta de Dados Aerogeofísicos

STEPHEN A. TERRY, geólogo e chefe de operações
CARLOS R. POLEZEL, assistente de operações

PAUL B. FLETCHER, piloto/comandante da aeronave
KENNETH D. WHITEHEAD, co-piloto/navegador
VIRGIL O. SCHMUTZLER, controle de navegação
FREDERICK A. MILLER, engenheiro instrumental
FERNANDO M. DÓRIA MEUNIER, técnico em navegação e comunicações
JOSEPH P. PICCOLO, técnico do instrumental terrestre
JAMES W. ATKINSON JR., mecânico da aeronave

Processamento de Raios Gama

VERNON N. JACKSON, geólogo
HAROLD C. Mc ILRATH, geólogo e programador chefe
MARK J. POTTS, PhD, físico e programador
WILLIAM G. HOLLINGSWORTH, programador
JOHN P. GOODMAN, programador

Interpretação de Raios Gama

VERNON N. JACKSON, geólogo
MARK J. POTTS, geoquímico

Interpretação da Magnetometria

STEPHEN A. TERRY, geólogo-geofísico

Interpretação Estrutural

GILBERT A. THOMAS, geólogo
ANDRÉS B. ZUZEK, geólogo
VICTOR A. RAMOS, geólogo

A.6.

AGRADECIMENTOS

Queremos expressar nossos agradecimentos à direção e aos técnicos da CPRM, CNEN e DNPM, pela cooperação, acesso e fornecimento da informação existente da área estudada, às agências regionais de Porto Alegre e Poços de Caldas pela cooperação durante os trabalhos de campo.

Desejamos também expressar nosso sincero reconhecimento às autoridades da Força Aérea Brasileira que permitiram o uso das instalações do aeroporto de Santa Maria, como também à Administração da base aérea aí sediada, pela constante ajuda e compreensão durante a execução dos trabalhos aéreos.

B. G E O L O G I A

B.1.

METODOLOGIA

B.1.1. Fotografias e Compilação de Mapas

B.1.1.1. Fotografias

As fotografias aéreas que cobrem a área do projeto foram obtidas pela USAF nos anos de 1964 e 1965, na escala 1:60.000, com linhas de voo leste-oeste, englobando um total de 1.646 kms de fotografias, fornecidas pela CPRM à TIEB.

Para a interpretação, a qualidade das fotografias pode ser considerada excelente devido ao grau de contraste e à grande variedade de tonalidades cinzas, que permitiram a individualização das distintas litologias com certa precisão.

B.1.1.2. Mosaicos

Utilizando-se as fotografias mencionadas anteriormente, procedeu-se à confecção de mosaicos na escala 1:50.000.

As coordenadas de cada folha topográfica, de escala 1:50.000, foram transferidas para as fotografias correspondentes, sendo utilizados também para melhor controle, acidentes geográficos como confluência de rios, também entroncamentos de estradas principais, etc. obtidos das mesmas folhas topográficas.

Durante a confecção dos mosaicos, foi mantida a orientação de cada linha de voo a fim de não introduzir distorções nas direções das estruturas geológicas. As bordas das fotografias

aéreas não foram recortadas e, em geral, se preferiu duplicar algumas imagens do que omitir detalhes do terreno para facilitar a navegação da aeronave. As possíveis duplicações foram corrigidas durante o "posting" da fotointerpretação. Desta maneira, foram obtidos os mosaicos semi-controlados na escala 1:50.000.

O projeto inclui 51 mosaicos de 15' X 15' na escala ... 1:50.000, da área de Camaquã, mais quatro mosaicos da extensão do projeto no cerro de Jarau (ver fig. B.1). Estes mosaicos foram utilizados para transferir os elementos planimétricos (drenagem, estradas, cidades, etc.), e informações geológicas e estruturais.

Os mosaicos também foram utilizados para analisar alinhamentos geológicos, especialmente nas áreas ao norte do paralelo 30°15' onde o embasamento está coberto por uma espessa sequência de rochas sedimentares.

B.1.1.3. Mapas-Base

Os mapas-base possuem planimetria, coordenadas geográficas e uma rede de coordenadas UTM de 5 em 5 quilômetros.

O processo de confecção destes mapas-base parte da conversão das coordenadas geográficas dos cantos para coordenadas UTM, através de computação eletrônica. Uma vez transformadas as coordenadas, pode-se orientar a rede UTM de cada folha, traçando-se sobre material plástico estável, para o qual se transfere toda a informação planimétrica compilada dos mosaicos, acrescida dos nomes dos acidentes geográficos oficialmente reconhecidos. A precisão da localização de cada ponto da base com respeito às coordenadas UTM é igual a dos mosaicos semi-controlados.

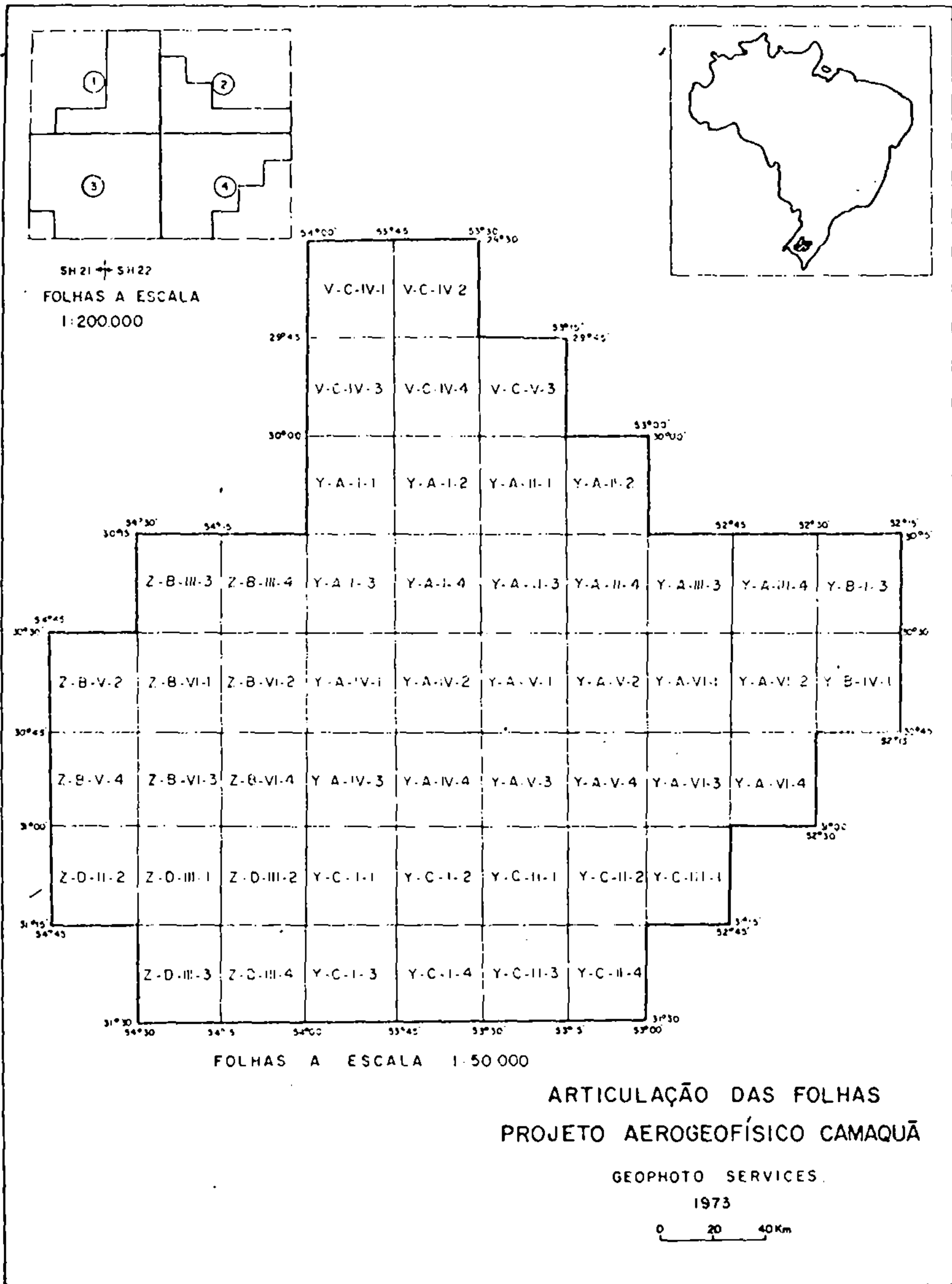


Figura B.1: Articulação das folhas

Figura B.1

As folhas topográficas na escala 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército, que cobrem a área do projeto, foram de primordial importância na confecção dos mapas-base quanto ao controle planimétrico, classificação das estradas, vilas e cidades, como também de critério para a denominação dos acidentes geográficos.

A nomenclatura das folhas do projeto está de acordo com a classificação do Sistema ao Milionésimo para a escala correspondente, acrescentando-se o nome de cada folha, segundo a denominação existente (ver fig. B.1), e de acordo com o Manual Técnico do DNPM.

B.1.2. Métodos dos Levantamentos Fotogeológicos

A precisão de uma fotointerpretação geológica e a utilização dos mapas resultantes dependem em grande parte da experiência do fotointérprete, posto que as técnicas fotogeológicas são facilmente compreensíveis. Não obstante, para se obter uma fotointerpretação correta é necessário uma ampla experiência tanto em trabalhos geológicos de campo, como nos de interpretação. Mesmo assim, para a perfeita execução de um mapeamento regional, torna-se imprescindível a sistematização padronizada de uma metodologia precisa.

A seguir serão descritos os métodos da TEXAS INSTRUMENTS, visando a compreensão dos valores e limitações dos mapas fotogeológicos.

B.1.2.1. Levantamento Bibliográfico

Grande parte dos estudos geológicos são baseados em trabalhos anteriores. Por esta razão o fotogeólogo deverá obter o maior

número possível de informações existentes. Sendo assim, qualquer projeto fotogeológico deverá ter uma fase de estudo e avaliação do material publicado ou inédito, restrito ou disponível, da zona a ser estudada. Algumas vezes a informação disponível é contraditória, não estando de acordo com os detalhes observados nas fotografias aéreas sendo que, nestes casos, o fotointérprete deverá avaliar todos os dados e fazer uma interpretação baseada em seu critério e experiência.

B.1.2.2. Unidades Mapeadas e Contatos

Geralmente, uma unidade do levantamento fotogeológico coincide com uma formação ou grupo de formações que constituem um tipo característico de terreno, o qual é diferenciado e mapeado por seus caracteres geomorfológicos, cobertura vegetal típica, tonalidades e texturas fotográficas. As unidades fotogeológicas são selecionadas sempre que possível para que coincidam com as formações pré-estabelecidas da área em questão.

Algumas vezes em áreas de pobre exposição, e onde as formações não são espessas, ou mesmo quando possuem um contraste formacional ínfimo, o fotogeólogo pode combinar, no levantamento fotogeológico, duas ou mais formações numa só unidade.

Uma formação sedimentar é uma unidade estratigráfica mapeável que possui características litológicas distintivas. Uma formação que não possui relações de tempo pode ser considerada cronologicamente comp transgressiva. Quando as formações sedimentares se ajustam às definições mencionadas anteriormente, oferecem poucos problemas ao fotointérprete experimentado.

Os contatos entre as formações sedimentares podem ser definidos nitidamente, como acontece com uma discordância ou contatos

gradativos, tais como ocorrem entre um arenito e folhelho. Não obstante, os contatos gradativos algumas vezes, podem ser localizados com mais precisão na fotografia aérea do que no campo, posto que o fotogeólogo tem a vantagem de uma visão ampla ao longo da direção das camadas. Em algumas regiões, certas "formações" foram definidas impropriamente apenas por evidências paleontológicas sem dar atenção às mudanças nos tipos litológicos e, portanto, são nestas regiões onde é impossível delimitar com precisão estas "formações" nas fotografias aéreas. A fotogeologia é um método ideal para mapear unidades lito-estratigráficas, não deverá ser usada, porém, para mapear unidades bio ou cron-estratigráficas.

As formações de rochas ígneas ou metamórficas apresentam características texturais, mineralógicas e petrográficas distintas. Estas características permitem a classificação dos diversos tipos de terrenos os quais podem ser reconhecidos nas fotografias aéreas. Os contatos que separam as rochas ígneas e metamórficas podem ser paralelos às direções estruturais principais ("structural grain"), ou poderão cortá-las transversalmente. Os contatos podem ser transicionais, razão pela qual serão definidos tanto no campo, como nas fotografias aéreas. No entanto, o fotointérprete possui a vantagem de observar extensas áreas, podendo frequentemente encontrar a melhor localização para o traçado dos contatos entre os diferentes tipos de rochas.

B.1.2.3. Estruturas Geológicas

A direção e o mergulho das camadas sedimentares podem ser geralmente observados e marcados nas fotografias aéreas. Por esta razão, a TEXAS INSTRUMENTS criou um sistema de classificação das inclinações entre a horizontal e a vertical em cinco (5) categorias. Estas cinco categorias e os seus símbolos padronizados podem ser vistos nas legendas dos mapas que acompanham o pre

sente relatório. As categorias das inclinações mais baixas incluem são poucos graus de mergulho, enquanto que as altas englobam mergulhos progressivamente maiores. O exagero vertical é um fator inerente à visão estereoscópica das fotografias aéreas, de maneira que torna-se relativamente fácil distinguir um mergulho de cinco (5°) de um de dez (10°) graus. Ao mesmo tempo, porém, torna-se virtualmente impossível fazer uma discriminação entre um mergulho de cinquenta (50°) graus e um de oitenta (80°) graus. As categorias das inclinações selecionadas pela TEXAS INSTRUMENTS permitem ao fotointérprete classificar os mergulhos rapidamente, tendo como resultado dados mais rápidos e, por conseguinte, mais econômicos.

Nas fotografias aéreas das áreas constituídas por rochas metamórficas é perfeitamente visível uma lineação ("structural grain"), que pode indicar a presença de um acamamento originalmente existente, porém geralmente é considerada como uma expressão da foliação metamórfica. As rochas ígneas podem apresentar lineações resultantes das estruturas em lâminas, ou do fluxo de algumas rochas plutônicas. Normalmente torna-se difícil classificar estas lineações nas fotografias aéreas, por tal razão, são mapeadas como uma linha de direção representando o "structural grain" predominante. A densidade da marcação do "structural grain" é proporcional à quantidade observada nas fotografias aéreas.

As fraturas e falhas são reconhecidas em todos os tipos de terreno nas fotografias aéreas por um ou mais dos seguintes critérios:

- mudança brusca das unidades litológicas;
- superposição de unidades litológicas que normalmente não estão em contato;
- mudanças bruscas na estrutura ou no "structural grain";

- deslocamentos ("off-set") em unidades litológicas bem definidas;
- traços lineares topográficos e tonais (claros e escuros).

Nos mapas fotogeológicos apresentados as falhas principais são distinguidas das falhas secundárias pela espessura do traço das linhas. Todas as falhas e fraturas são localizadas nos mapas fotogeológicos por seus traços superficiais. Quando possível é indicado nos mapas finais o sentido do mergulho do plano de falha e a separação direcional e/ou de mergulho ("strike and/or dip-separation").

Os traços estruturais significativos e proeminentes foram arbitrariamente denominados pela TEXAS INSTRUMENTS para facilitar sua descrição e referência. Estes nomes arbitrários figuram entre aspas, tanto nos mapas, como quando referidos neste relatório.

B.1.2.4. Geomorfologia Estrutural

Nas regiões cobertas, quando a estrutura não pode ser diretamente observada nas fotografias aéreas, a TEXAS INSTRUMENTS aplica técnicas de geomorfologia estrutural para reconhecer indiretamente estruturas subjacentes. Os traços geomorfológicos são mapeados e então analisados para reconhecer situações anômalas. Após a eliminação do controle superficial, as anomalias são interpretadas com intuito de detectar as estruturas encobertas.

Uma análise geomorfológica é baseada nos seguintes critérios:

- Estudo da drenagem, tanto da forma da calha como da textura;

- Estudo das formas de relevo: níveis dos terraços, planícies de inundação, possíveis "dip slopes" e as relações gerais da topografia e da estrutura;
- Alinhamento e fraturas;
- Padrões tonais.

A interpretação estrutural está baseada nos resultados integrados dos dados mencionados anteriormente. Os eixos estruturais interpretados por critérios geomorfológicos são identificáveis nos mapas fotogeológicos pela letra "G" ao longo das cristas ou depressões das dobras, bem como por simbologia específica.

Os diferentes critérios geomorfológicos utilizados na definição das anomalias individuais estão indicados por uma série de abreviações que são explicadas nas legendas dos mapas correspondentes.

As anomalias geomorfológicas são também classificadas por desenhos de linhas pontilhadas ou tracejadas, para indicar o controle estrutural possível ou provável, respectivamente.

B.1.2.5. Trabalhos de Campo

É de vital importância que em qualquer programa de levantamento geológico, os trabalhos de campo sejam executados pelos mesmos fotogeólogos que realizam a fotointerpretação, a menos que a área seja geologicamente muito bem conhecida por trabalhos anteriores. Esta verificação de campo torna-se mais necessária nos terrenos ígneos ou metamórficos onde as rochas nem sempre apresentam uma sequência fácil de ser identificada. Além dos objetivos específicos do projeto os trabalhos de campo visam as seguintes finalidades:

- Uniformizar a informação geológica em áreas onde não existem dados adequados e, ao mesmo tempo, verificar a precisão da interpretação realizada;
- Examinar áreas específicas que apresentem problemas estratigráficos ou estruturais que não possam ser interpretados nas fotografias aéreas.

B.1.3. Métodos da Análise Estrutural

B.1.3.1. Introdução

A aplicação das técnicas e metodologias previamente descritas e executadas no presente projeto permite, baseadas em uma interpretação geológica-estrutural detalhada, uma análise compreensiva das condições estruturais e tectônicas da área.

A análise está baseada principalmente na evidência fornecida pelos alinhamentos ("lineaments") superficiais determinados na interpretação geológico-geomorfológica da área. Estes alinhamentos ocorrem em forma descontínua em um sistema de orientação regular.

A existência de dois ou mais sistemas de alinhamentos permitem definir um conjunto de placas ou blocos regulares. Não obstante, o termo bloco ("block") tem sido utilizado para descrever traços estruturais de formato retangular, geralmente associados com movimentos tectônicos verticais. Diversos levantamentos realizados em vários continentes, mostraram evidências de que o deslocamento lateral dos alinhamentos é a mecânica primária, por tal razão preferiu-se utilizar a denominação de placa ("plate") no presente projeto.

B.1.3.2. Alinhamentos

Antes de entrar nos detalhes referentes ao "modelo de placas" ("plate framework"), é interessante estabelecer a validade estrutural destes alinhamentos superficiais que definem as placas. HOBBS (1912) utilizou o termo "lineament" para descrever traços significativos na paisagem "que revelam a arquitetura escondida do embasamento rochoso". Muitos anos após o trabalho de HOBBS, os

alinhamentos foram considerados de natureza fisiográfica ou geomorfológica, sendo que quando estes alinhamentos foram considerados como traços geomorfológicos, foi natural a rejeição por parte de alguns geólogos da sua validade como indicadores "da arquitetura escondida do embasamento" (HOBBS, op. cit.).

No entanto, na década dos anos quarenta e cinquenta, vários artigos deram especial ênfase na significação estrutural dos alinhamentos geomorfológicos e estenderam o termo para incluir zonas estruturais alinhadas e estreitas.

VENING MEINESZ (1947) e SONDER (1947) interpretaram os alinhamentos como parte de um sistema mundial de fraturas, referidas por SONDER como sistema "regmático" ("regmatic") de fraturas. Em 1956, E.S. HILLS descreveu os alinhamentos da Austrália, relacionando-os com o estilo tectônico deste continente. Foram, porém, MOODY e HILL (1956) que popularizaram os alinhamentos como possíveis falhas transcorrentes. MAXWELL e WISE (1958) questionaram se a mecânica, seja por cisalhamento puro ou simples, provoca reativações nos alinhamentos e falhas de deslocamento horizontal, enquanto CAREY (1958) utilizou os alinhamentos como "megashears" na sua avaliação mundial da deriva continental como resposta à expansão da Terra.

Recentemente, SALES (1968), STONE (1969) e THOMAS (1971), utilizaram os alinhamentos para delimitar o sistema de falhas transcorrentes, originalmente no estado de Wyoming e depois nas Montanhas Rochosas. Por esta razão, o termo alinhamento é aplicado neste projeto com significado tanto geomorfológico como estrutural. Deve-se aclarar, porém, que o termo alinhamento é utilizado também para definir um traço linear superficial.

Os alinhamentos em sub-superfície são interpretados como zonas de debilidade no embasamento (BADGLEY, 1965). Estas zonas de

debilidade se originaram no pré-cambriano e podem ser falhas ou zonas de fraturas, ou ainda contatos litológicos entre granitos e rochas metamórficas. Independentemente da causa que os origina, é um fato universal a regularidade dos seus desenhos.

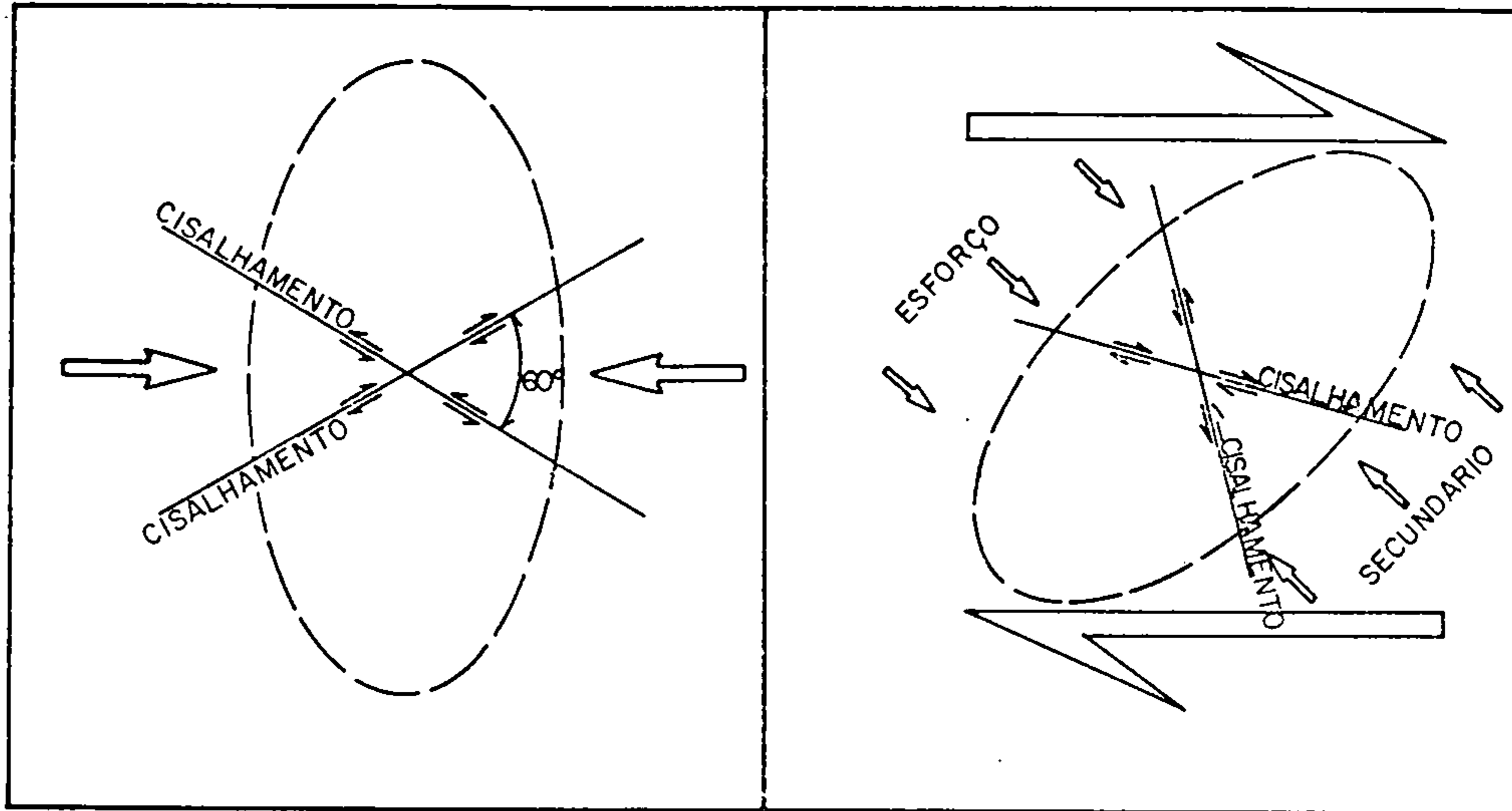
B.1.3.3. Modelo de Placas e Estruturas

A deformação orogênica, seja em escala regional com a formação de montanhas, seja em dobramentos locais dentro das bacias, tem sido convencionalmente interpretada como o resultado de uma mecânica de compressão de cisalhamento puro. Isto implica, contudo, em um conceito que nem sempre é verdadeiro, qual seja: o de que o embasamento é um meio relativamente resistente e não fraturado através do qual as forças orogênicas podem propagar-se diretamente. Sendo o embasamento um meio segmentado com muitas zonas de fraqueza, a mecânica de cisalhamento puro não pode atuar como tal, pois as forças orogênicas seriam desviadas ao longo destas zonas de debilidade. Este desvio das forças orogênicas produziriam um sistema de mecânica estrutural denominado de "simple-shear plate coupling".

Como já foi estabelecido por ATWATER (1972), os métodos convencionais para relacionar esforços e deformações se aplicam a meios homogêneos e que certamente não são aplicáveis a regiões que contêm zonas débéis (falhas) que limitam placas resistentes.

B.1.3.4. Deformação Comparada

As diferenças entre os dois tipos de mecânica estrutural, cisalhamentos puro e simples, estão ilustradas na figura 8.2. Na mecânica compressiva de cisalhamento puro, as forças orogêni-



a) CISALHAMENTO PURO

b) CISALHAMENTO SIMPLES

Figura B.2 Mecânica de deformação por cisalhamento

cas estão alinhadas e portanto determinam um levantamento, com o eixo longitudinal perpendicular às forças. Um sistema conjugado de fraturas de cisalhamento se forma com um ângulo de intersecção teórica de 60° . Todavia, na realidade os ângulos conjugados variam entre 45° - 50° devido a competência litológica e ao atrito durante o cisalhamento. A direção da força orogênica é a bissetriz do ângulo conjugado.

Na mecânica de cisalhamento simples, as forças primárias não estão alinhadas e são mais diferenciáveis, produzindo esforços conjugados ("couple") entre as forças. Os levantamentos ("uplifts") em dobras de arrasto ("dragfolds") com eixos longitudinais formando ângulos com as forças diferenciais, são o resultado destes esforços conjugados ("couples"). As fraturas de cisalhamento produzidas são também formadas pelos esforços de compressão secundários, provocados pelo binário ("couple"). As fraturas tensionais transversais ao dobramento e outras fraturas que ocorrem dentro de cada placa são também produzidas por cisalhamento simples (PEASE - 1969).

Para explicar a mecânica estrutural de um embasamento segmentado, a TEXAS INSTRUMENTS tem construído modelos de laboratório com duas direções de zona de debilidade (linhas tracejadas, fig. B.3 a) que imitam em um sentido geral o desenho dos alinhamentos em um sistema "regmático" (THOMAS, 1972). Estes modelos foram construídos com as bordas direitas e esquerdas perpendiculares a três direções de esforço: 1) na direção da bissetriz do ângulo entre as duas zonas de debilidade (fig. B.3 b); 2) na direção ao norte da bissetriz (fig. B.3 c); 3) na direção ao sul da bissetriz (fig. B.3 d). As linhas verticais foram adicionadas para ilustrar o deslocamento horizontal ou vertical ao longo das zonas de fraqueza quando os modelos foram comprimidos. O objetivo do estudo dos modelos de laboratório foi a produção de movimentos nas zonas débeis, os quais reativaram alternadamente os

sistemas noroeste e nordeste de forma dominante.

Como se observa na fig. B.3 b, a "direção da bissetriz" (postulado de MOODY e HILL, 1956), produz sucessivamente igual ajustamento lateral nas duas zonas de debilidade, e portando não produz os "couples".

A direção ao norte da bissetriz reativa a direção nordeste no sentido da direita ("right lateral"), enquanto que a direção noroeste gira para a esquerda ("left lateral"), coincidindo com as zonas de tensão dentro da placa (ver fig. B.3 c).

A direção ao sul da bissetriz reativará as linhas de debilidade de maneira oposta às anteriores. (Ver fig. B.3 d).

A conclusão extraída dos modelos estudados pela TEXAS INSTRUMENTS é a seguinte: as zonas de debilidade são um meio sujeito a forças compressivas que se ajustam com deslocamentos laterais. A ordem relativa dos ajustes é determinada pela direção dos esforços compressivos em relação às zonas de fraqueza, durante as sucessivas orogêneses.

B.1.3.5. Cisalhamento Simples, Mecânica de Placas e Esforços Conjugados

O trajeto para relacionar os distintos resultados teóricos produzidos pelo cisalhamento simples e a mecânica de placas e esforços conjugados se ilustra na fig. B.4.

Estes resultados seriam similares aos produzidos pelo cisalhamento puro excluindo as seguintes diferenças:

- a) As dobras de arrasto produzidas pelos esforços conjugados, as fraturas de flanco e as fraturas tensionais

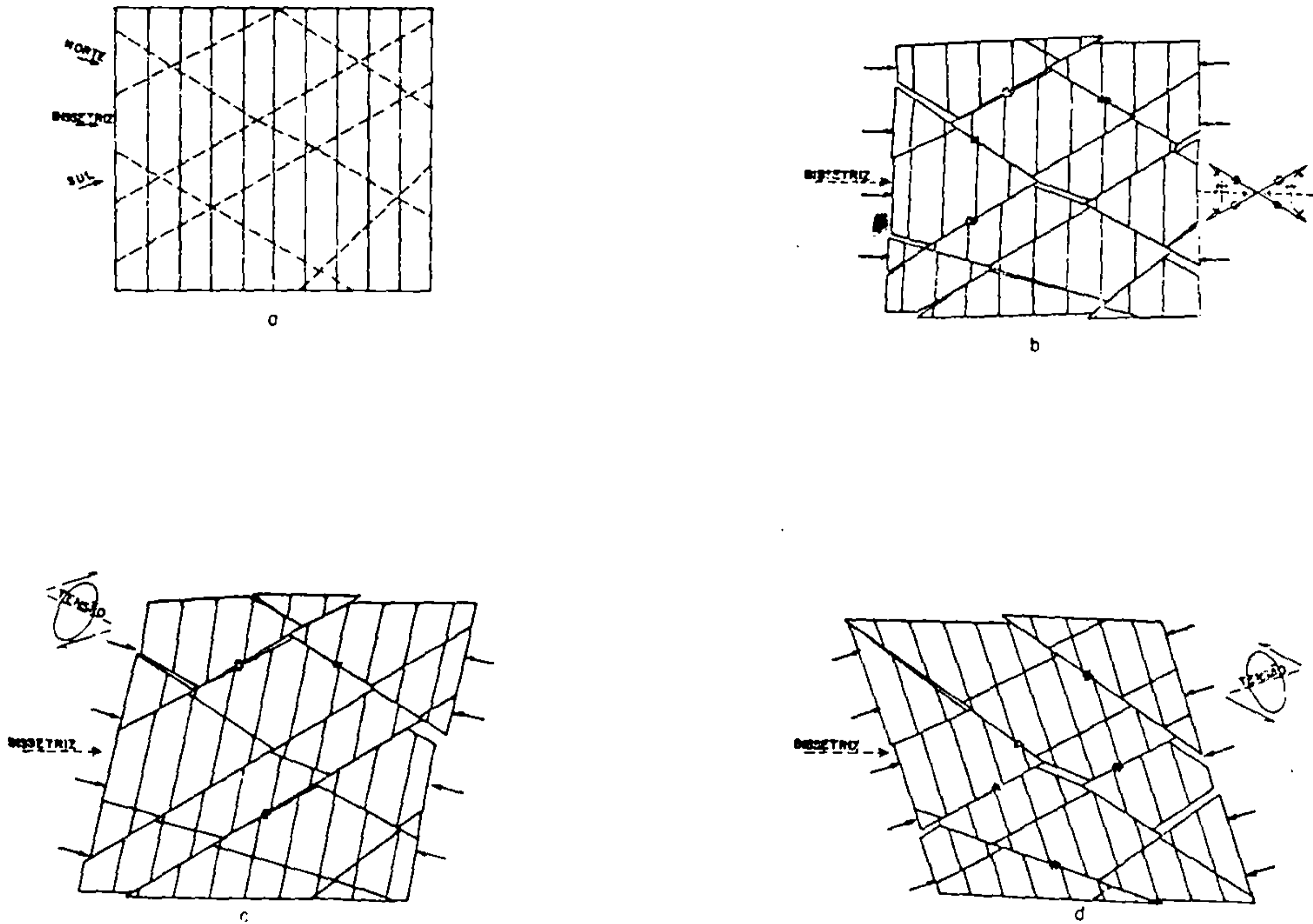


Figura B.3. a) Modelo em papelão ("cardboard model"), onde as linhas tracejadas foram recortadas e indicam zonas de debilidade, as linhas contínuas indicam o deslocamento, e as setas representam as três direções de compressão b) Modelo deformado por compressão na direção da bissetriz c) A norte da bissetriz d) Ao sul da bissetriz.

transversais estão restritas ao interior das placas nas quais foram formadas;

- b) Se o cisalhamento simples que atua nas zonas de debilidade que estão nas bordas da placa, aumenta de intensidade, as dobras de arrasto e as falhas associadas tendem a girar na direção do esforço conjugado de cisalhamento. Este fenômeno de rotação é especialmente verdadeiro na coluna estratigráfica situada acima do embasamento (SALES, 1968). Com o aumento da rotação, as falhas de flanco e as falhas normais se tornam zonas de cisalhamento e eventualmente falhas inversas de alto ângulo nas últimas fases da rotação; nestas últimas fases podem ser produzidas novas direções tensionais transversais ao dobramento.
- c) Se são atingidas rochas do embasamento nas dobras de arrasto produzidas por esforços conjugados, a rotação dentro da placa raramente excederá um ângulo-gama em torno dos 35° - 40° na etapa incipiente. (Gama é o ângulo de intersecção entre o eixo da dobra de arrasto e a zona de debilidade que limita a placa). Aparentemente, a rotação das dobras de arrasto mesmo quando são incluídas rochas do embasamento, não deixa nenhum espaço nas rochas do embasamento, desde que todo o sistema de placas esteja sob esforços compressivos.
- d) O esforço conjugado na placa produz uma indicativa disposição "en échelon" das dobras de arrasto, tanto no interior da placa, como ao longo da zona de cisalhamento simples que a rodeia. O esforço conjugado de cisalhamento, com deslocamento lateral direito, produz um arranjo "en échelon" no sentido da rotação dos ponteiros do re-

lógico, enquanto que o deslocamento lateral esquerdo se produz no sentido contrário (fig. B.4). Um aumento da rotação pode originar uma etapa extrema de deformação com as dobras de arrasto sobrepondo-se umas sobre as outras.

- e) As fraturas ou falhas de tensão transversais ao dobramento ocorrem formando um ângulo de 45° com a zona de debilidade na etapa inicial do esforço conjugado. Esta relação pode ser usada para definir antigas zonas de tensão no embasamento, assim como para o reconhecimento de reativação tensional em antigas zonas de cisalhamento.

Utilizando estas características teóricas do cisalhamento simples e o efeito dos esforços conjugados nas placas esboçadas pelas zonas de debilidade "regmática", interpretou-se a estrutura da área do projeto como se estabelece no capítulo 8.3.

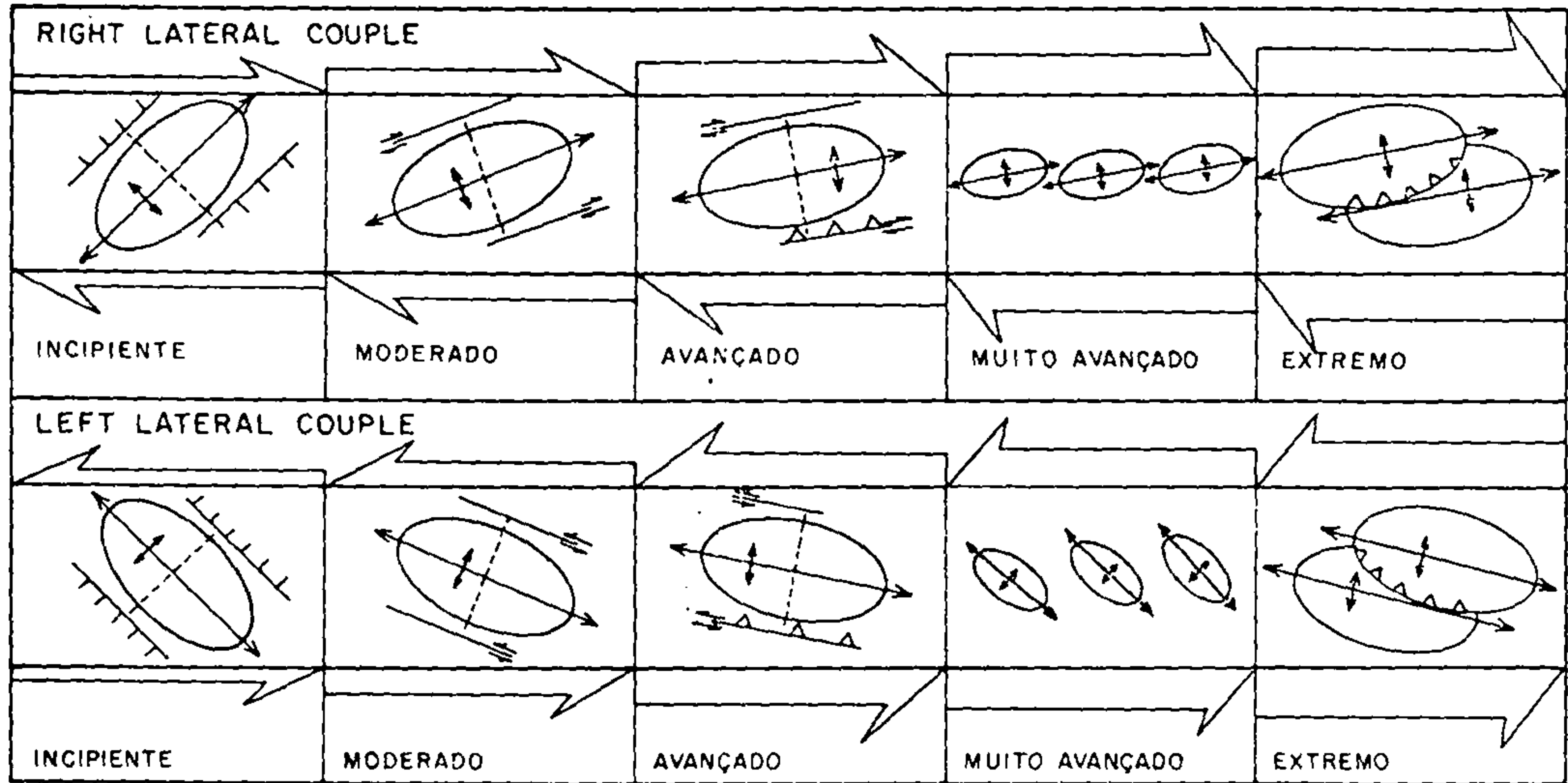


Figura B.4 Deformação por cisalhamento simples

B.2.1. Geologia Regional

A área do Projeto Camaquã está localizada no núcleo do Rio Grande do Sul, extremo austral da plataforma brasileira. Neste núcleo podem-se reconhecer quatro elementos tectônicos bem diferenciados entre si, de acordo com ALMEIDA (1972): o embasamento, constituído por rochas metamórficas rejuvenescidas no pré-Cambria no Superior pela Orogênese Brasileira (Assíntica ou Baikaliana); a Bacia pré-siluriana, constituída por rochas sedimentares e vulcânicas de idade possivelmente eo-Cambriana, a qual caracteriza os elementos da etapa de transição; as rochas sedimentares gonduânicas da Sinéclesis Paleozóica, correspondente a Bacia do Paraná, que assinalam a estabilidade do Escudo; e por último, a reativação final ocorrida durante o Cretáceo, representada por rochas sedimentares e lavas basálticas deste período.

A figura 8.5 ilustra a geologia do Escudo Sul-Riograndense e suas principais unidades.

B.2.2. Estratigrafia

B.2.2.1. História Depositional e Unidades Mapeadas

As rochas aflorantes na área em questão, variam do pré-Cambriano ao Recente, sendo que o pré-Cambriano está representado principalmente por uma sequência de gnaisses, mica-xistos, meta-sedimentos e rochas ultrabásicas e metamórficas associadas. Vários eventos magmáticos, durante o Ciclo Brasileiro no pré-Cambria no Superior, afetaram as rochas metamórficas.

Durante o eo-Cambriano, e parte do Paleozóico Inferior, uma sequência de rochas sedimentares continentais e marinhas intercalaa

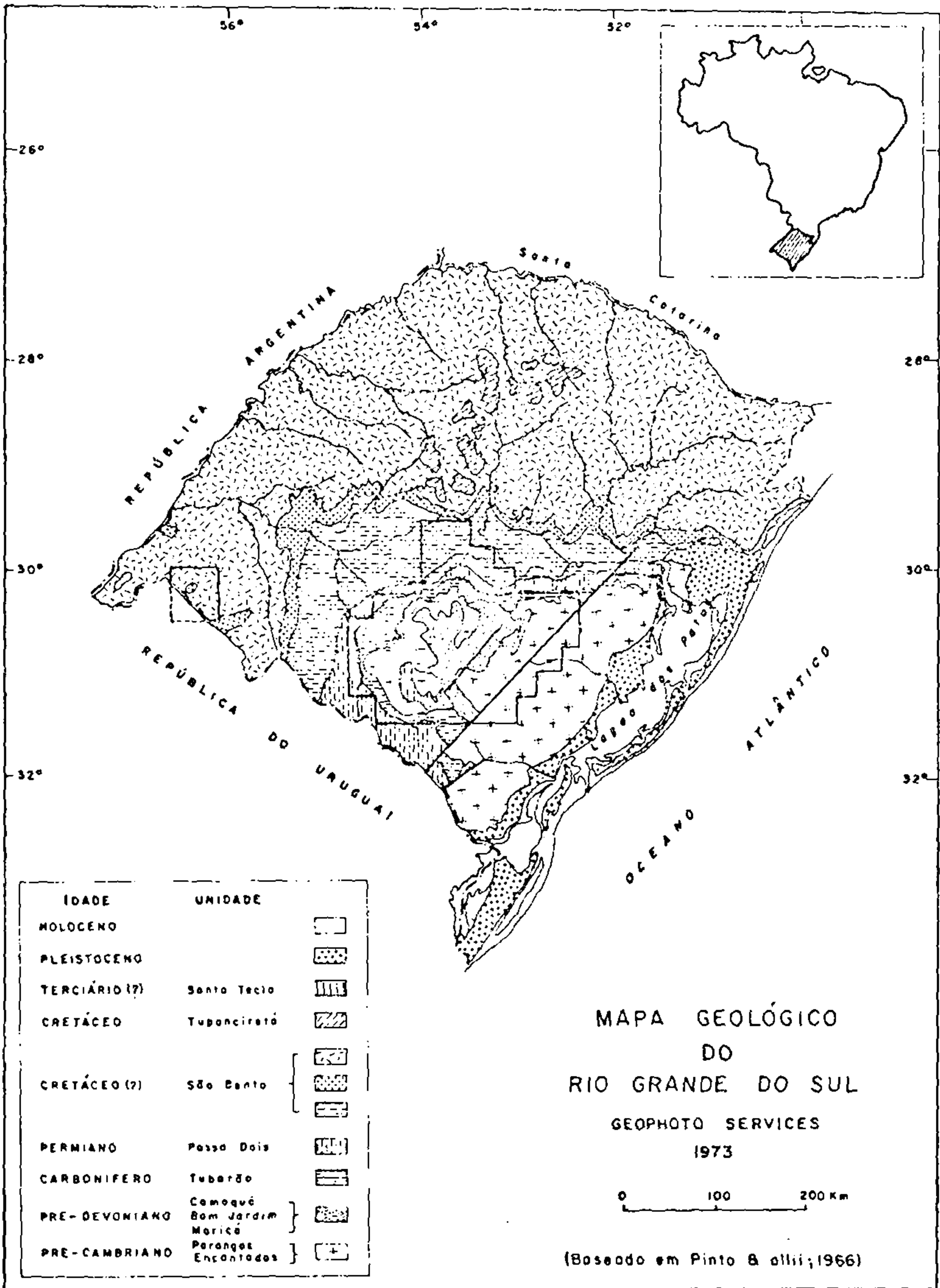


Figura B.5

Mapa Geologico do Rio Grande do Sul

ram-se a uma série de rochas vulcânicas riolíticas e andesíticas, de idade duvidosa (pré-Cambriano Superior-Siluriano). Estas foram afetadas por um novo ciclo magmático do Paleozóico Inferior. Após um breve intervalo deposicional no Devoniano, sequências sedimentares continentais do Paleozóico Superior e Triásico cobriram grande parte do escudo riograndense, sendo amplamente distribuídas em área e espessura.

Durante o Cretáceo uma reativação tectônica produziu a deposição de sedimentos continentais e basálticos em uma grande extensão.

Excetuando-se a deposição nas pequenas bacias durante parte do Terciário, o resto do Cenozóico sofreu uma intensa erosão que, modelando o relevo e produzindo os depósitos aluviais atuais, desenvolveu solos de consideráveis espessuras em toda a região.

A figura 3.6 mostra a nomenclatura utilizada e as unidades mapeadas pela TEXAS INSTRUMENTS.

B.2.2.2. pré-Cambriano

Formação Encantadas (TESSARI, 1965)

Esta unidade apresenta tres afloramentos típicos na área, localizados na Serra das Encantadas, sendo que dois destes ocorrem a 5 km a oeste da localidade de Santana da Boa Vista, e outro a 32 km nordeste do anterior; estes tres afloramentos encontram-se localizados no núcleo de um grande anticlinal desenvolvido na Formação Vacacaí onde, devido a erosão da parte central, ficaram expostas as unidades mais antigas.

Esta formação é constituída por hornblenda-biotita-gnaíse e quartzitos hornblendíferos que apresentam um grau de metamorfismo



ERA	PERÍODO	GRUPO/SUB	FORMAÇÃO	MEMBROS	SÍMBOLOS	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS
CENOZOICO	QUATERNÁRIO					
	RECENTE				Or	Areias de aluvião e cascalho
	PLEISTOCENO	PATOS			Qp	Depositos pouco consolidados
	TERCIÁRIO		SANTA TECLA		Tst	Arenitos vermelhos
MESOZOICO	CRETÁCEO (?)		SERRA GERAL		Cr?bsg	Sills e diques de diabásio
	JURÁSSICO	SÃO BENTO Cr?sb	BOTUCATU		Cr?sbb	Arenitos
	TRIASICO		SANTA MARIA		Cr?sbsm	Arenitos
PALEOZOICO	SUPERIOR	PASSA DOIS Ppd	RIO PARDO		Psrp	Arenitos siltitos e lamitos
	INFERIOR		ESTRADA NOVA		Pien	Siltitos e folhelhos
			IRATI		Piir	Folhelhos e siltitos
	PENSYLVANIANO	TUBARÃO	PALERMO		Pgpa	Siltitos e lamitos
			RIO BONITO		Pgrb	Arenitos quartzosos com carvão
					Pita	Tilitos varvitos e sedimentos fluvio-glaciais
	DEVONIANO(?)		CANELEIRAS		Dca	Siltitos arenitos finos arenitos conglomeraticos
	EOPALEOZOICO	CAMAQUA Eopzc	COXILHA		EoPzcx	Conglomerado granítico
			GUARITAS		EoPzg	Conglomerado e arenitos quartzosos e arcossianos
		SANTA BARBARA		EoPzsb	Conglomerados arenitos arcossianos e gravacas	
		RODEIO VELHO		EoPzsbv	Lavas andesiticas e arenito	
		BOM JARDIM	CRESPOS EoPzcr	ACAMPAMENTO VELHO	EoPzcrav	Lavas rioliticas tufo rioliticos e daciticos
				HILARIO	EoPzcrhi	Andesitos e piroclásticos associados
		ARROIO DOS NOBRES EoPzan	VARGAS		EoPzanv	Conglomerado estratificado
			MANGUEIRÃO		EoPanm	Gravacas e siltitos bordeau
PRECAMBRIANO	EO-CAMBRIANO		MARICA		EoEma	Conglomerado ardossianos e folhelhos
	SUPERIOR	PORONGOS PEp	CERRO MANTIQUEIRA		PEpc	Granitos Cordilheira e Campinas
			VACACAI		PEpi	Granitos Encruzilhada e Dom Feliciano
			CAMBAI		PEpp	Sienito Piquiri
					PEpcp	Anortosito Capivarita
					PEpmtq	Rochas basicas ultrabasicas e metamorticas associadas
				PEpxc	Rochas metasedimentares e metavulcânicas	
				PEpcb	Gnaisses migmatiticos anfibolitos etc.	
	MÉDIO		ENCANTADAS		PEe	Gnaisses

Figura B.6. Coluna Estratigrafica proposta

maior do que o das Formações Vacacaí e Cambaí. Do mesmo modo, a Formação Encantadas pertence a sub-fácies sillimanita-almandina, enquanto a Formação Vacacaí pertence a sub-fácies quartzo-albita muscovita-clorita da fácies xisto verde.

A base da Formação Encantadas permanece oculta, enquanto o topo está em contato com a Formação Vacacaí. Segundo TESSARI (1965), o contato é brusco e não transicional, como acontece com a Formação Cambaí. Por esta razão, a foliação das rochas da Formação Vacacaí não coincide com a Formação Encantadas, o que indica uma provável discordância angular de acordo com o mencionado autor.

Esta provável discordância angular permite presumir uma idade anterior ao pré-Cambriano Superior (idade do Grupo Porongos), razão pela qual uma idade pré-cambriana média (?) é aceita, com certas reservas, para a Formação Encantadas.

Grupo Porongos (CARVALHO, 1932)

Adotando o critério proposto por RIBEIRO et alii (1966), agrupam-se sob esta denominação (Porongos), as Formações Vacacaí, Cambaí e Cerro Mantiqueira com as rochas plutônicas associadas do ciclo pré-cambriano.

Formação Cambaí (GOÑI, 1962)

A Formação Cambaí apresenta-se na área do projeto em duas grandes faixas em completa ligação com elementos estruturais bem definidos e característicos: a faixa oriental estende-se desde Vila Nova até Bagé, representada por uma série de afloramentos descontínuos, enquanto a faixa ocidental se distribui desde o norte de Encruzilhada seguindo para sudoeste até Piratini.

Na parte média, entre as duas faixas de orientação nordeste sudoeste, encontram-se remanescentes desta formação entre Arroio Sapucira e Hulha Negra.

As rochas características da Formação Cambaí são diversos tipos de gnaisses, os quais petrograficamente estão constituídos por migmatitos heterogêneos (epibolitos e diadisitos), e migmatitos homogêneos (embrechitos e anatexitos). Associados aos migmatitos encontram-se "relictos" menores de quartzitos, anfibolitos, metabasitos e calcários marmorizados. A composição mineralógica da referida formação é granítica, sendo os minerais mais comuns quartzo, feldspato potássico (microclina), plagioclásio (albita e andesina), biotita e raramente hornblenda.

Na faixa oriental é comum a presença de granitos anatexíticos em zona de maior migmatização, o que estaria indicando um embasamento estruturalmente profundo (KNIJNIK e POZZA, 1971). Estes granitos anatexíticos foram incluídos nos migmatitos heterogêneos, razão pela qual foram mapeados como Formação Cambaí.

O contato com os ectinitos da Formação Vacacaí é geralmente transicional. Na faixa ocidental de afloramentos, JOST e VILLWOCK (1966) postularam a existência de uma discordância, baseados na presença de um conglomerado entre a base da Formação Vacacaí e a Formação Cambaí. Devido a reduzida distribuição em área do conglomerado, e uma vez que no resto da área o contato é transicional, prefer-se negar a existência da discordância entre as duas formações mencionadas anteriormente. Por outro lado, o contato com os xistos actinolíticos e talcosos da Formação Cerro Mantiqueira é gradativo.

O contato entre as Formações Cambaí e Encantadas não foi observado em nenhum lugar da área estudada. Os limites desta formação como os corpos intrusivos variam de transicionais, como é o

caso do Sienito Piquiri, a bruscamente discordantes como ocorre com os corpos paleozóicos.

Dado a forte discordância que a separa das rochas paleozóicas, resultado de orogenia do Ciclo Brasileiro, uma unidade proterozóica superior é geralmente aceita para esta formação.

Formação Vacacaí (GOÑI, 1962)

Esta unidade encontra-se melhor distribuída na região central do projeto e em pequenos afloramentos isolados dentro da Formação Cambaí. Com relação às demais unidades pré-cambrianas, a Formação Vacacaí encontra-se nos baixos estruturais tais como "grabens" e fossas menores.

Litologicamente esta formação está constituída por diversos tipos de xistos geralmente de baixo grau, tais como quartzo-sericita xisto, quartzo-sericita-clorita xisto, e quartzo-muscovita xisto; subordinadamente ocorrem quartzitos e calcários. Em vários locais foram observados xistos grafitosos, como ocorre em ambos os lados da nova estrada, ainda em construção, que vai para o Rio Camaquã a 16 km sudeste da localidade de Santana da Boa Vista.

Devido ao baixo grau de metamorfismo das rochas desta unidade é possível reconhecer as rochas sedimentares que lhe deram origem, tais como arenitos, argilitos e calcários que em muitos lugares conservam as estruturas primárias da estratificação. Estas rochas por um aumento no grau do metamorfismo adicionado a uma migmatização parcial, podem passar gradualmente à Formação Cambaí.

A litologia da Formação Vacacaí indica um metamorfismo menos profundo que a Formação Cambaí, sendo que quando ambas forma

ções se encontram em contato tectônico, a primeira ocupa as depressões estruturais, embora as rochas sedimentares originais da Formação Vacacaí possam ser estratigraficamente sincrônicas, ou até mais antigas.

Esta unidade é tida como pertencente ao mesmo ciclo de sedimentação e metamorfismo do pré-Cambriano Superior, posto que são afetadas pela intrusão de granitos de idade compreendida entre 506 e 570 m.a.

Formação Cerro Mantiqueira (GOÑI, GOSSO e ISSLER, 1962)

Esta unidade está distribuída exclusivamente no setor noroeste do projeto. Sua localidade tipo se encontra no Cerro Mantiqueira, situado a 13 km a sudeste de Lavras do Sul, onde ocorre numa faixa de 9 km de extensão, de direções noroeste, tectonicamente controlada.

Segundo RIBEIRO et alii (1966), JOST e VILLWOCK (1966), esta formação é constituída por um conjunto de serpentinitos, dunitos e peridotitos (dunitos, lherzolitos, hazburgitos, etc.), e associados a rochas xistosas ricas em cálcio e magnésio (tremolita-actinolita xistos, talco-xistos, etc.), e bronzititos (ultrabasitas de piroxênio ortorrômnicos).

Além do afloramento descrito anteriormente, ocorre um outro desde o norte da rodovia BR-290 até as proximidades do Cerro da Cria com uma extensão de 24 km por 5 a 6 km de largura. Esta faixa de afloramento está constituída por rochas xistosas magnesianas e calcários magnesianos. Nesta faixa se encontram as intrusões do gabro de Mata Grande e outros corpos menores de ultrabasitas e serpentinitos estudados por ISSLER (1967). A leste da área, esta faixa aflora na margem ocidental do rio São Rafael com características de intrusão na Formação Vacacaí.

Mais para oeste, ou seja, até a localidade de Meia Lua, e ao norte de Palmas, ocorre um grupo isolado de afloramentos de serpentinitos, clorita-xisto e talco-xistos, com ocorrências menores de metabasitos, metagabros e peridotitos.

Os afloramentos descritos anteriormente apresentam tonalidades esbranquiçadas, características que, associadas ao relevo positivo que desenvolvem, permitem sua fácil delimitação nas fotografias aéreas; esta particularidade foi mencionada por KNIJNIK e POZZA (1971).

As fácies xistosas desta unidade apresentam contatos transicionais com as Formações Vacacaí e Cambaí, como foi observado ao norte de Palmas, e sobre a estrada BR-290 a oeste da localidade de Vila Nova.

Esta unidade é tida como pertencente ao pré-Cambriano Superior devido a relação de suas rochas xistosas com as Formações Vacacaí e Cambaí, que pertencem ao mesmo ciclo de sedimentação e metamorfismo do Grupo Porongos. As rochas intrusivas, tais como, os gabros de Mata Grande e Cerro Mantiqueira são consideradas as mais antigas desta formação, apresentando uma idade em torno de 2.000 m.a. (Seg. ISSLER et alii, 1973, o gabo de Mata Grande teria 2.034 m.a.).

A intrusão dos gabros e rochas ultrabásicas é tida como de origem tectônica devido a idade das rochas encaixantes.

Em virtude da diferença de idade entre as fácies xistosas, que são transgressivas, as unidades metamórficas de possível idade pré-cambriana superior, e as rochas intrusivas de idade pré-cambriana média, seria necessário nos futuros trabalhos fazer uma divisão em duas formações diferentes. Os trabalhos de campo realizados não foram suficientes para efetivar esta divisão.

Rochas Ígneas do Grupo Porongos

Anortosito Capivarita (FORMOSO e CARRARO, 1962)

A denominação dada pelos autores e posteriormente confirmada por TESSARI e PICADA (1966), refere-se a anortositos aflorantes em ambas as margens do arroio Tabatingaí, no canto norte da folha Capivarita, a nordeste de Encruzilhada do Sul.

Litologicamente o anortosito está constituído por uma rocha granular média, com zonas pegmatóides, onde os cristais de plagioclásio alcançam até 5 cm de diâmetro. A textura é granular xenomórfica e, às vezes, cataclástica.

O principal componente desta rocha é a labradorita (55% An), sendo que também ocorrem clorita e minerais acessórios como quartzo, titanita, zirconita, apatita e opacos. Os minerais ferromagnesianos tendem a orientar-se podendo localmente ocorrer concentrações em lentes de anfibolitos.

O contato desta rocha com as formações gonduânicas é discordante, embora apresente características intrusivas com a Formação Vacacaí. Segundo TESSARI et alii (1966), o anortosito está afetado pela intrusão do Granito Encruzilhada, com a produção de estruturas agmáticas no anortosito. Apesar do contato com a Formação Cambaí ser feito através de uma falha, o anortosito apresenta numerosos veios de composição quartzo-feldspática.

Nas fotografias aéreas a textura se caracteriza pela presença de blocos semi-arredondados bastante compactos.

Com respeito a idade desta rocha, pode-se afirmar que seja posterior à Formação Vacacaí e anterior ao processo de migma-

tização e das intrusões orogênicas do Granito Encruzilhada, portanto de idade pré-cambriana superior.

A orientação de minerais máficos e sua posição na sequência plutônica indicam um provável "emplacement" sin-orogênico.

Sienito Piquiri (PICADA, 1963)

A denominação original dada por PICADA (1963) foi simplificada com o objetivo de regularizar sua denominação nas normas do Código de Nomenclatura Estratigráfica.

O Sienito Piquiri ocorre como um corpo de formato aproximadamente circular, controlado por falhas na sua maior parte. O corpo se encontra localizado a 25 km a noroeste da cidade de Encruzilhada do Sul. Outro corpo sienítico de menores dimensões de formato alongado aflora no local denominado Passo do Silva a 5 km a noroeste aproximadamente da cidade mencionada anteriormente.

O corpo principal apresenta aproximadamente 13 km de diâmetro, sendo que a zona central do corpo de 5 a 7 km se encontra totalmente alterada. Esta zona de alteração está restrita à área entre os Cerros dos Peixotos ao norte e o Cerro do Bicho ao sul. Este fenômeno de alteração é evidenciado nas fotografias aéreas por seu relevo negativo, em oposição ao alto relevo da cadeia de morros que o rodeiam. Esta zona encontra-se altamente fraturada, razão pela qual a rocha é friável e facilmente erodível.

A principal característica petrográfica do sienito é sua aparência gnáissica, que dá a rocha uma textura planar (TESSARI e PICADA, 1966); sua coloração é pardo-avermelhada, ou pardo-chocolate. Os feldspatos alcalinos achatados de 1 cm de diâmetro, apresentam a geminação de Carlsbad, paralelos ao bandeamento, e podem

alcançar até 70% da rocha. Os minerais ferromagnesianos presentes são a hornblenda, poliaugita (diopsídio), biotita e clorita. A uralitização da hornblenda é notável. O quartzo atinge quase 5% da rocha. Como minerais acessórios ocorrem apatita, titanita, zirconita, pistacita e opacos.

Com relação aos contatos, o sienito apresenta com a Formação Vacacaí, um contato intrusivo, com o desenvolvimento de zonas de migmatização. Com a Formação Cambaí o contato é concordante; e, por sua vez, encontra-se "intrusionado" pelo Granito Encruzilhada.

Suas características migmatíticas indicam um "emplacement" profundo na catazona, com marcantes características sin-orogênicas. É aceita a hipótese de PICADA (PICADA e TESSARI, 1966) que considera o sienito como um migmatito catazonal deficiente em sílica, o qual posteriormente sofreu um metassomatismo alcalino. As características discordantes que apresenta com a Formação Vacacaí, indicam que a invasão potássica foi tardi-orogênica ou pós-orogênica.

É interessante mencionar que as fraturas do Sienito Piquiri se encontram preenchidas por minerais oxidados de cobre (malachita). Esta oxidação é bem visível, razão pela qual foi pesquisada por numerosos trabalhos de escavação desde o início do século, embora sem atingir a mineralização primária.

Com relação a idade, o sienito é considerado anterior ao Granito Encruzilhada, e portanto pré-Cambriano.

Granito Encruzilhada (LEINZ, 1945)

Preferre-se manter a denominação original de LEINZ (1945) no

presente trabalho, pois se ajusta às normas estabelecidas pelo Código de Nomenclatura Estratigráfica, independentemente das fácies que compõem o Complexo Granítico de Encruzilhada do Sul.

Este granito aflora na região nordeste do projeto, especialmente nos arredores da localidade de Encruzilhada do Sul onde ocorre em grande extensão.

TESSARI e PICADA (1966) reconheceram três fácies diferentes no granito do ponto de vista textural: média, porfiróide e grosseira. Estas duas últimas fácies coincidem com uma composição subalcalina, granítica, enquanto que na fácies de textura média predomina a composição granodiorítica. Estes autores reconheceram uma zonação nestas fácies quando estão em contato com a Formação Cambaí. O granito de textura média se encontra na zona de contato seguido pelo granito porfiróide, sendo que o granito de textura grosseira se localiza na parte mais afastada da borda.

Os minerais mais comuns nos granitos são a microclina e plagioclásio (albita e andesina). A biotita é o mineral máfico principal, enquanto que hornblenda raramente está presente. Os principais acessórios são zirconita, apatita e opacos. As texturas dominantes são a granular, granular porfiróide e a poiquilítica.

O contato entre as rochas graníticas e a Formação Cambaí, se bem que em alguns locais seja discordante, é geralmente transicional, notando-se uma maior abundância de pequenos corpos graníticos nos migmatitos da zona de contato. É comum a interdigitação dos granitos e migmatitos.

O contato com a Formação Vacacaí é bruscamente discordante,

desenvolvendo nos ectinitos uma auréola de contato que aumenta a compactação da rocha.

O Granito Encruzilhada é intrusivo tanto no Sienito de Piquiri, cortando-o, como também no Anortosito Capivarita mas não afeta a Formação Maricã e rochas sedimentares mais jovens. A presença da fácies porfiróide denota a existência de um metassomatismo, como já foi mencionado por PICADA (TESSARI e PICADA, 1966).

Devido a suas características, sua associação com os migmatitos da Formação Cambaí, e a presença de discordância locais na estrutura do granito com os migmatitos, estes granitos são interpretados como pertencentes a um ciclo de intrusão tardi-orogênica, na qual atuaram importantes fenômenos de metassomatismo (ver fig. B.7), segundo a classificação de SIMONEN (1969).

Granito Dom Feliciano (TESSARI e PICADA, 1963)

Esta denominação, dada por TESSARI e PICADA (1963), deve-se a que esta rocha aflora na localidade de Dom Feliciano, localizada a leste da área do projeto.

Este granito ocorre a sudeste da faixa tectônica de direção NE que atravessa a borda oriental do projeto na latitude de Encruzilhada do Sul.

O Granito Dom Feliciano, do ponto de vista petrográfico, apresenta semelhanças notáveis com o Granito Encruzilhada, predominando no setor norte e nordeste afloramentos de granitos de granulação média a grosseira com pouco conteúdo máfico. Os afloramentos do setor sul são mais porfiróides e apresentam maior quantidade de minerais máficos, especialmente a biotita.

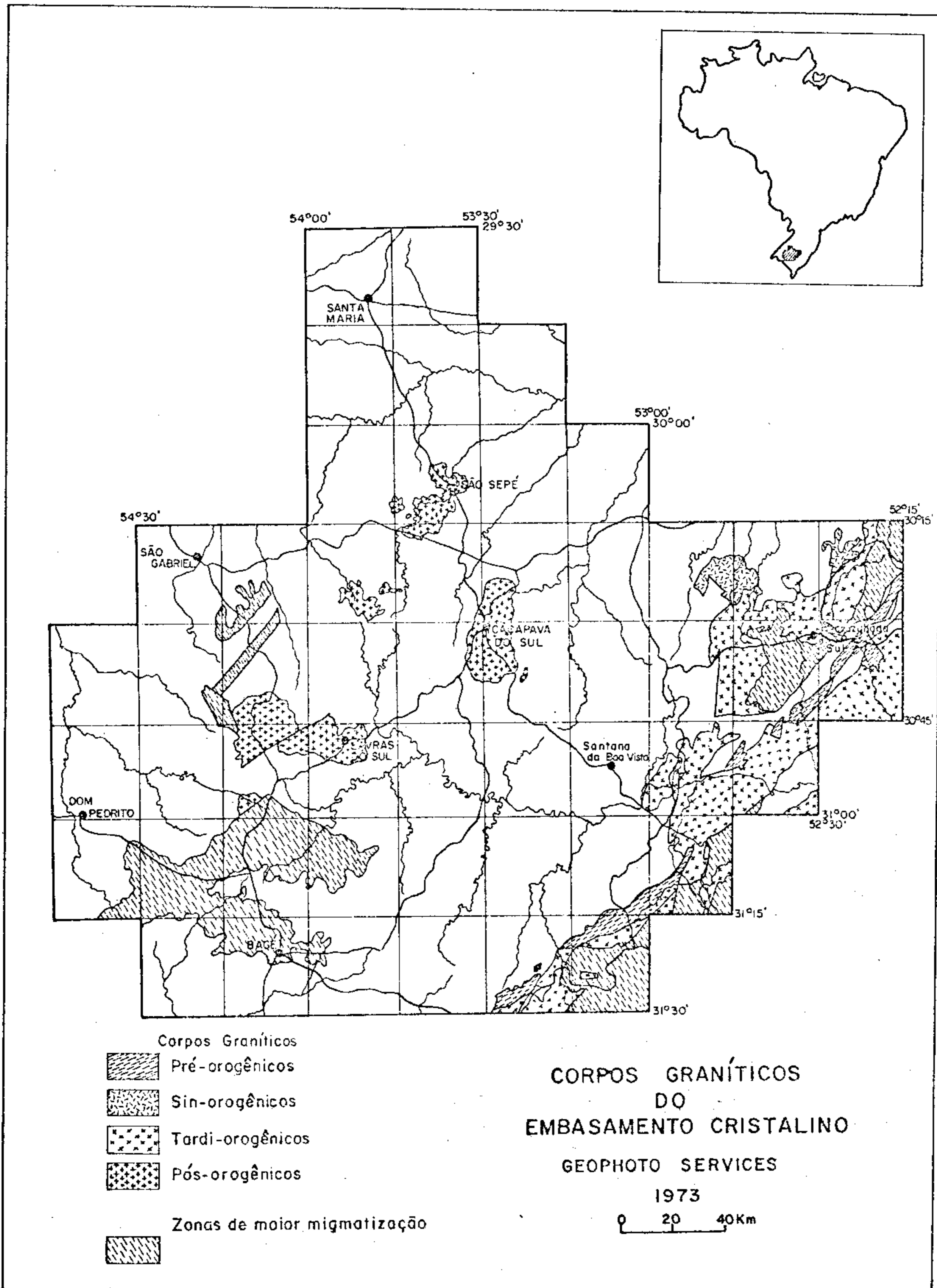


Figura B.7.

Petrograficamente, os feldspatos observados são microclina e plagioclásio (albita e oligoclásio) com pouca biotita nos granitos observados no setor norte, enquanto que na parte sul os granitos apresentam biotita e, às vezes, muscovita, sendo que esta última está relacionada a fenômenos posteriores. Como minerais acessórios ocorrem a zirconita, apatita, titanita, epidoto e allanita.

Com relação aos contatos, o Granito Dom Feliciano apresenta contato tectônico com todas as formações circundantes, com exceção da Formação Cambaí. Os contatos dos afloramentos do setor norte são levemente discordantes, enquanto que na zona sul, onde afloram em maior extensão, os contatos são meramente transicionais com os migmatitos da Formação Cambaí, sendo por esta razão, às vezes, muito difícil estabelecer seus limites.

Em face das características estruturais e petrográficas, estes granitos são interpretados como tardi-orogênicos de acordo com a classificação de SIMONEN (1969). Estes mesmos granitos seriam pertencentes ao mesmo ciclo de intrusão que o Granito Encruzilhada, do qual se diferencia por seu diferente nível de erosão. A maior ocorrência de migmatitos e ectinitos ao norte da faixa tectônica onde aflora o Granito Encruzilhada, e a quase ausência destas rochas ao sul da mencionada faixa tectônica, permite deduzir que o Granito Dom Feliciano se encontra em um bloco estruturalmente mais elevado e portanto, ao ter níveis topográficos equivalentes ao do Granito Encruzilhada, pertenceria a um estágio de erosão mais profundo. Isto explicaria as diferentes fácies texturais que se desenvolvem no Granito Encruzilhada e a relativa homogeneidade do Granito Dom Feliciano. Os ectinitos da Formação Vacacaí estão quase ausentes na área de ocorrência do Granito Dom Feliciano.

Granito Campinas (TESSARI, 1966)

Este granito aflora em pequenos corpos ao norte do Rio Camaquã e a leste da localidade de Campinas.

O Granito Campinas está constituído por rochas graníticas a duas micas, ou por granitos muscovíticos de granulação média a grosseira, textura homogênea e orientada. O granito é de coloração clara e apresenta abundante muscovita, devido as alterações pneumatolíticas e hidrotermais presentes. O granito é cortado por filões pegmatóides e corpos aplíticos.

Como minerais essenciais ocorrem a microclina, plagioclásio (5% An), muscovita e biotita; como acessórios tem-se a turmalina e minerais opacos. A textura dominante é granular xenomórfica.

O granito intrusiona a Formação Vacacaí. No contato com estes ectinitos apresenta uma auréola de turmalinização, a qual indica o caráter intrusivo do Granito Campinas.

Por suas características texturais e forma de "emplacement", o Granito Campinas é interpretado como pertencente ao mesmo ciclo tardi-orogênico do Granito Encruzilhada e Dom Feliciano. Corresponde às fácies do teto do batólito, com grande conteúdo de voláteis, que facilitou o "emplacement" de numerosos corpos pegmatóides que controlaram a mineralização de estanho e tungstênio, quase reduzidas às vizinhanças do Granito Campinas.

Esta fácies do teto do batólito foi preservada por se encontrar em um bloco estruturalmente negativo, o que evitou a erosão presente nos granitos tardi-orogênicos de regiões mais a leste.

Granito Cordilheira (PICADA, 1963)

Este granito aflora na faixa tectônica de direção NE que atravessa o projeto ao sul da localidade de Encruzilhada do Sul. Apresenta-se como corpos em forma de cunhas ou lentes descontínuas que afloram desde o norte de Encruzilhada do Sul até o sudoeste da localidade de Piratini.

O Granito Cordilheira se caracteriza pela abundância de muscovita e turmalina, sendo a coloração branco amarelada e textura homogênea e gnáissica. Na vizinhança da fazenda Cordilheira apresenta-se associado a migmatitos do tipo embrechítico, que gradualmente passa para granitos gnáissicos. A granulação é média a grosseira. Os componentes essenciais são quartzo, microclina, e plagioclásio (albita e raramente oligoclásio). A composição é granodiorítica leucocrática. Como minerais secundários ocorrem muscovita, turmalina e biotita, sendo que os acessórios presentes são apatita, zirconita, granada e opacos.

Os migmatitos associados são petrograficamente gnaisses leucocráticos e monzoníticos a duas micas.

São notáveis os efeitos cataclásticos sobrepostos às texturas granulares ou profiróides granulares. Observam-se ainda texturas "mortar" com as lamelas de mica contorcidas, deslocamentos nas maclas polissintéticas dos plagioclásios, extinção ondulante no quartzo. Estes efeitos cataclásticos variam de intensidade nos distintos afloramentos observados.

Constata-se também uma conspícua recristalização, neoformação de minerais e mirmequitas. São notáveis os processos de turmalinização, muscovitização e "greisenização".

As relações de contato com a Formação Vacacaí são meramente

gradativas, desenvolvendo uma zona de transição formada por migmatitos, o que indica a natureza profunda da intrusão.

As características gnáissicas e cataclásticas do Granito Cordilheira indicam uma origem pré-orogênica. Sendo que o granito sofreu posteriormente uma remobilização, uma vez que seu "emplacement" atual foi produzido mediante falhas com abundante atividade posterior de fluídos, que permitiram a formação de numerosos corpos de pegmatitos na atual zona de contato com as rochas encaixantes, acompanhados por fenômenos de turmalinização, muscovitização e "greisenização".

Evidências marcantes de sua remobilização é a presença comum de recristalização e mirmequitas.

De acordo a SIMONEN (1969), é característico dos granitos pré-orogênicos os processos de migmatização e granitização durante a remobilização.

Embora a idade do Granito Cordilheira é anterior a orogênia principal do Ciclo Brasileiro, seu "emplacement" atual foi produzido posteriormente por tectônica.

Este "emplacement" se produziu na faixa tectônica delimitada pelas falhas "Cerro Grande", "Cerro da Madeira" e "Cordilheira" no setor norte. No setor sul, a falha de Boicé-Xadrês e do Graciano controlam o "emplacement" do Granito Cordilheira. No ítem B.2.3. é ilustrado o mecanismo que permitiu a presença de zonas tensionais, as quais facilitaram a intrusão tectônica do Granito.

B.2.2.3. Eo-Cambriano

Formação Maricã (LEINZ, BARBOSA e TEIXEIRA, 1941)

A Formação Maricã foi definida na sua localidade típica na Serra de Maricã, localizada no canto sudeste da folha Vila Nova.

Não obstante esta formação ter sido definida por BARBOSA em 1941, esteve sujeita a várias modificações, sendo que posteriormente foi estabelecida por BARBOSA (1952-1957) e PINTO (1955) uma definição definitiva, a qual eliminou parte originalmente incluída da Formação Itararé, como também as partes efusivas ácidas e básicas dos Membros Hilário e Acampamento Velho agrupados por redefinições de autores posteriores a 1941.

A litologia da Formação Maricã está representada primordialmente por um conglomerado basal, ardósias e alguns níveis de arenitos pretos, arcóseo e conglomerados de matriz arcoseana de coloração rosa claro a cinza. O conglomerado basal apresenta ainda seixos e matacões de granitos, gnaisses e quartzitos onde predominam os seixos menores chegando a atingir, às vezes, até 40 cm de diâmetro.

A Formação Maricã, no local tipo, pode apresentar além do conglomerado basal, lentes conglomeráticas espalhadas isoladamente em todo o pacote sedimentar, enquanto que a oeste de Encruzilhada do Sul, a sequência aflorante é predominantemente conglomerática. A oeste da localidade de Caçapava do Sul os afloramentos da Formação Maricã apresentam uma predominância na fração arenosa, sendo característico a quase ausência da parte argilosa em qualquer afloramento observado.

A estratificação predominante nesta formação é plano-para-

lela, a qual pode apresentar ocasionalmente contatos ondulados quando ocorrem os níveis conglomeráticos mencionados anteriormente.

Com relação à espessura, diversos autores estudaram esta formação, porém somente um destes descreveu uma espessura local de 124 metros.

A Formação Maricã se caracteriza por um alto grau de compactação e diagênese, sendo comum a existência de zonas de silicificação e calcificação, ocorrendo também diques ácidos quando esta formação está associada intimamente ao Membro Acampamento Velho, fato observado na área denominada cerro Capão Grande e cerro da Tuna.

Além dos aspectos enumerados anteriormente, a Formação Maricã apresenta uma fraturação e clivagem característicos, sendo que quando chega a desenvolver-se num grau mais avançado, pode adquirir o aspecto de alguns níveis da Formação Vacacaí.

Estruturalmente a Formação Maricã se apresenta como dobramentos irregulares suaves, os quais estão forçadamente afetados pelos falhamentos e fenômenos cataclásticos associados.

No estudo da fotointerpretação, observou-se que a Formação Maricã apresenta uma certa característica que é a de ocorrer em relevos relativamente negativos com respeito às rochas circunvizinhas, observando-se ainda na fotografia aérea que sempre apresenta uma tonalidade média e textura uniforme.

A distribuição e localização dos afloramentos da Formação Maricã estão intimamente condicionadas aos sistemas de falhamentos dominantes, sendo que estes mesmos serão utilizados como base

de referência para a localização dos afloramentos acima mencionados.

Partindo da "Falha do Segredo" como ponto de referência, foram individualizadas duas áreas de afloramentos localizadas em ambos lados da referida falha. A área a oeste da "Falha do Segredo" engloba a maior parte dos afloramentos da Formação Maricá, os quais podem ser localizados a noroeste e sudeste de Caçapava do Sul, como os ocorrentes nas localidades de Coxilha dos Mouras e São Rafael, este último situado ao sul de São Sepé.

Outros afloramentos podem ser encontrados entre a falha do "Perau" e ao norte e sul da falha "Cerro da Cria."

Em relação direta com os anteriores, ocorrem afloramentos mais ou menos contínuos no interior da depressão estrutural que inclui o Granito da Ramada na localidade denominada Maricá, lugar típico que deu origem ao nome da formação.

Por outro lado, as falhas "Suspiro-Linhares" a noroeste, e a falha do "Jaguarizinho" a nordeste, delimitam outras ocorrências de afloramento da Formação Maricá.

Finalmente para concluir a descrição dos afloramentos ocorrentes a oeste da "Falha do Segredo", tomada como referência, citaremos o afloramento a norte de Lavras, e outro ao sul da mesma localidade, sendo que os primeiros estariam delimitados pela falha "Cerro dos Cabritos" enquanto que o segundo estaria cortado pela falha "Arroio Marmeleiro" ao sul e "Falha do Segredo" a sudeste.

Os afloramentos da área a leste da "Falha do Segredo" também estão condicionados pela estrutura, como acontece com os afloramentos do cerro do Partinoble, arroio Sebastião Alves e do cerro da Bica, os quais se encontram delimitados pela "Falha do Um-

bu" e pela "Falha de Vargas".

O contato entre a Formação Maricã e as Formações Cambaí e Mantiqueira dá-se através de uma discordância angular ("angular unconformity"), como pode ser observado no cerro Formoso e cerro Mantiqueira; igual relação de contato se observa nos afloramentos da Formação Vacacaí (passo de São Rafael e cerro Rodeio de Partinoble).

Em relação às demais unidades que ocorrem na área, a Formação Maricã encontra-se intrusionada pelos Granitos da Ramada (Mato da Cascavel) e Lavras (cerro do Pedregal), sendo também cortada e coberta pelos Membros Hilário e Acampamento Velho (morro da Laranjeira e Maricã). Na serra das Encantadas, a Formação Maricã ocorre subjacentemente às Formações Arroio dos Nobres e Santa Bárbara por discordância angular.

Com os dados disponíveis torna-se difícil afirmar a respeito do ambiente de deposição da Formação Maricã mas pode-se sugerir que seja resultante dos sedimentos ulteriores a uma orogénia, com a deposição da sequência sedimentar nas áreas bem deprimidas especialmente nas áreas bem controladas pela estrutura, sendo ainda cortada pelos granitos pós-orogênicos como o Granito da Ramada.

Com relação a idade, pode-se pensar que, uma vez que a Formação Maricã é atravessada pelo Granito de Lavras, de idade absoluta de 570 m.a., e pelo Granito da Ramada, a Formação Maricã é mais antiga que estes granitos e, ao estar separada por uma discordância angular do Grupo Porongos, é tida com reservas como sendo do eo-Cambriano.

B.2.2.4. Paleozóico Inferior

Grupo Bom Jardim (RIBEIRO, BOCCHI, FIGUEIREDO e TESSARI, 1966)

Este grupo está constituído por uma sequência sedimentar mista, representada por siltitos, grauvacas rítmicas e conglomerados da Formação Arroio dos Nobres e intercalações vulcânicas da Formação Crespos, em suas manifestações ácidas do Membro Acampamento Velho e básica do Membro Hilário.

A localidade típica deste grupo está no município de Bom Jardim localizado a 20 km a noroeste da cidade de Caçapava do Sul.

O Grupo Bom Jardim apresenta uma relação de discordância angular com a Formação Maricã e o Grupo Camaquã.

Antes de entrar na descrição detalhada das formações do Grupo Bom Jardim, deve-se fazer notar a particularidade deste grupo em apresentar características litológicas condicionadas pela estrutura.

Tomando como ponto de referência a "Falha dos Lopes", tem-se para leste uma sequência exclusivamente sedimentar, representada pelos Membros Vargas e Mangueirão, enquanto que para oeste da mencionada falha, próximo a Caçapava do Sul, ocorrem interdigitações sedimentares com rochas básicas do Membro Hilário e afloramentos esporádicos de rochas dacíticas e riolíticas do Membro Acampamento Velho. Por outro lado, dirigindo-se mais para oeste, praticamente em ambos os lados da "Falha Perau" e no planalto de Dom Pedrito, ocorrem exclusivamente rochas vulcânicas ácidas e básicas pertencentes aos Membros Acampamento Velho e

Hilário respectivamente, faltando a sequência sedimentar dos Membros Vargas e Mangueirão.

Formação Arroio dos Nobres

Esta formação está constituída por siltitos e grauvacas intercaladas com arcóseos e conglomerados que podem atingir uma espessura superior a 4.000 metros.

A Formação Arroio dos Nobres foi subdividida nos Membros Vargas e Mangueirão na localidade tipo de onde tomou o nome, pois nesse lugar estes membros apresentam características bastante distintas.

A distribuição, na área do projeto, desta formação está totalmente condicionada à estrutura por falhamentos de direções nordeste, dando como resultado afloramentos alongados nessa direção.

A Formação Arroio dos Nobres é reconhecível por sua relação de contato discordante com as outras formações mais antigas. Analogamente na parte superior, a Formação Santa Bárbara se apóia discordantemente apresentando um arranjo estrutural totalmente diferente.

No presente projeto, a Formação Arroio dos Nobres foi subdividida para seu mapeamento, em seus Membros Mangueirão e Vargas, os quais são amplamente diferenciáveis nas fotografias aéreas, fato observado nos afloramentos de ponta do Piquiri e passo dos Nobres na folha Cerro da Árvore.

Membro Mangueirão (BOCCHI, RIBEIRO e TESSARI, 1966)

A localidade tipo deste membro encontra-se sobre a estrada

da Produção, entre as localidades de Mangueirão e Passo da Pitagueira.

O Membro Mangueirão representa a fácies de granulometria fina, constituída por arenitos e siltitos de cor vermelha e "bordeau" e, subordinadamente, cinza e rosa. Os arenitos apresentam estratificação plano-paralela e plano-ondulada de camadas de 5 a 50 cm de espessura, excepcionalmente chegando a atingir 1 metro. Estes arenitos são compactos e de laminação fina com matriz argilosa e cimento calcífero. A característica deste membro é a alternância rítmica de arenitos, folhelhos sílticos e grauvacas finas laminadas e micáceas. Nestes últimos níveis é típico o acamamento gradativo ("graded bedding"). Outra característica deste membro é o resultado da meteorização que produz o esfarelamento em "lantejoulas" dos folhelhos e siltitos, como resultado da alternância com níveis de arenitos brandos e resistentes intercalados.

Os arenitos arcoseanos e os conglomerados são raros no Membro Mangueirão, estes últimos, porém, quando presentes, são muito delgados e de pouca extensão.

Membro Vargas (BOCCHI, RIBEIRO e TESSARI, 1966)

Este membro foi descrito na localidade tipo de Arroio Vargas, estando representado por potentes conglomerados de estratificação grosseira e arenitos conglomeráticos arcoseanos.

Os seixos predominam, estando na ordem de 5 a 10 cm, podendo possuir, às vezes, matacões de 1 m de diâmetro, geralmente pouco arredondados. Estes seixos e matacões são constituídos de xistos, quartzitos, gnaisses, quartzo leitoso, milonitos e arenitos, sendo predominante em cada lugar, os seixos das rochas aflorantes mais antigas e próximas.

A estratificação varia desde grosseira até inexistente. As cores vermelhas predominam, passando localmente a marrom. Nestas rochas sedimentares se encontram características sedimentares primárias como marcas de onda e gretas de dissecação que sugerem uma deposição em águas rasas. Estas definições são válidas na zona da serra das Encantadas, enquanto que a leste do "stock" granítico de Caçapava temos que acrescentar o vulcanismo subsequente, e as mudanças de fácies bruscas dos conglomerados aos níveis arenosos.

Formação Crespos (BOCCHI, RIBEIRO - 1966)

A localidade tipo encontra-se em cerro Partido no município de Lavras do Sul, porém o nome foi tirado da mina Crespos, no município de Caçapava do Sul.

A Formação Crespos está constituída por rochas vulcânicas básicas (Membro Hilário) e ácidas (Membro Acampamento Velho), associadas com rochas sedimentares constituídas por detritos vulcânicos. Segundo os autores, esta formação cobrindo a Formação Arroio dos Nobres, e abaixo da Formação Santa Bárbara.

A distribuição da Formação Crespos na sua ocorrência típica está restrita a oeste da Falha dos Lopes, e pela falha que passa a oeste do cerro das Tascas na folha "Mina Camaquã", ficando reduzida para leste as formas hipabissais (diques ácidos e básicos) comuns na folha "Encruzilhada do Sul".

Membro Hilário (ROBERTSON, 1961)

O primeiro a mencionar as rochas aqui compreendidas foi ROBERTSON em 1961, que as denominou de Andesito Hilário, o qual aflora no Passo do Hilário. Uma vez que se trata de uma associação vulcânica, RIBEIRO et alii, 1966, a redefiniram como Membro Hilário. De acôrdo com estes autores estaria composta por intrusões e lavas

andesíticas, tufos, "mud flows", "flow breccias", "pillow lavas", conglomerados ricos em detritos vulcânicos, grauvacas, arenitos arcoseanos e siltitos subordinados.

Na folha Bom Jardim, RIBEIRO (1970) descreve as relações de interdigitação das efusões vulcânicas e sedimentos equivalentes aos Membros Vargas e Mangueirão, e sua relação genética com as falhas que os delimitam. Este mesmo autor descreve o Grupo Bom Jardim aflorante a leste de Caçapava como arenitos arcoseanos vermelhos e róseos, conglomerados arcoseanos, conglomerados de detritos vulcânicos de composição andesítica e riolítica, siltitos e arenitos finos angulosos rítmicamente alternados com arenitos arcoseanos ou grauvacas. As rochas vulcânicas que se associam a esta litologia, quer intercaladas ou como derrames de lavas, brechas vulcânicas, tufos ou intrusivas, são predominantemente de composição andesítica e subordinadamente riolítica, raramente dacítica.

As espessuras citadas para o Membro Hilário variam de poucos metros a um máximo de 630 m observados na parte norte da serra de Santa Bárbara.

Em ambos os lados da falha do "Perau", e a oeste da serra de Santa Bárbara, esta formação está representada por sub-vulcânicas intrusivas que produzem efeitos de contato térmico na Formação Maricã. Esta área está coberta por um vulcanismo final ácido do Membro Acampamento Velho, que sempre ocupa uma maior extensão na área.

No planalto vulcânico a nordeste de Dom Pedrito, ocorre uma associação de efusivas andesíticas e riolíticas com algumas diferenciações dacíticas que mantêm a mesma relação espacial com o membro ácido, cobrindo e atravessando o membro básico Hilário; a composição deste, consiste de brechas vulcânicas, de clásticos angulosos de cores variadas de andesitos, andesitos vitrificados, traqui

tos, quartzo-pórfitos e basaltos englobados numa abundante matriz fina tufácea. A coloração da rocha é escura. Além dos andesitos ocorrem localmente diabásios. Às vezes, os clásticos das brechas vulcânicas são bastante arredondados, o que indicaria um maior transporte local.

As relações de contato do Membro Hilário são de discordância angular ou de caráter intrusivo com todas as formações mais antigas que a Formação Arroio dos Nobres. Intercala-se e atravessa os Membros Vargas e Mangueirão; é cortada pelo Granito Lavras, estando também interdigitado, "intrusionado" e coberto pelo Membro Acampamento Velho. O Membro Hilário está capeado, em discordância angular, pelas Formações Santa Bárbara, Guaritas e outras formações mais jovens.

Quanto a idade, pode-se aceitar que seja mais jovem do que a Formação Maricá e mais antiga que o Granito Lavras, ao qual é atribuído uma idade absoluta de 570 milhões de anos.

Membro Acampamento Velho (RIBEIRO, BOCCHI, FIGUEIREDO e TESSARI, 1966)

Este membro inicialmente foi denominado por ROBERTSON em 1961, de Riolito Ramada mas este nome não foi mantido devido a existência do Granito Ramada de LEINZ, BARBOSA e TEIXEIRA (1941). Por esta razão foi denominado por Ribeiro et alii (1966) como Acampamento Velho, sendo que estes autores somente levaram em consideração a parte ácida superior, excluindo as manifestações ácidas intercaladas no Membro Hilário.

O Membro Acampamento Velho está constituído por riolitos, dacitos e piroclásticos associados.

Não obstante as citações de manifestações hipabissais relacionadas com o Membro Acampamento Velho na área oriental de Encruzilhada e as manifestações ácidas intercaladas com o Membro Hilário a leste de Caçapava, o Membro Acampamento Velho apresenta sua maior expressão nos planaltos da Ramada, de Dom Pedrito, na serra de Santa Bárbara e na serrinha de Tupanci.

A composição do Membro Acampamento Velho, apesar do caráter ácido, apresenta uma grande variação textural como lavas riolíticas maciças com bandeamentos de fluxo, diques que variam de riolitos a dacitos, granófiros, vitrófiros, tufos líticos, ignimbritos, etc. A coloração das rochas desta unidade é comumente rosada e amarelo-esverdeada.

A espessura deste membro é de 94 metros na serra de Santa Bárbara.

O Membro Acampamento Velho é intrusivo e cobre a Formação Maricã e as mais antigas e é recoberto em discordância angular pelas Formações Santa Bárbara, Guaritas e outras formações mais jovens. A única relação complexa existente no Grupo Bom Jardim ocorre a oeste de Caçapava, onde a sequência ácida do Membro Acampamento Velho recobre discordantemente a sequência básica do Membro Hilário. Este último apresenta intercalações ácidas riolíticas e dacíticas em toda sua extensão na área, agregando-se a estas os seixos de igual composição, intercalados com os conglomerados das sucessivas efusões presentes na sequência. Por outro lado, o Granito Lavras é intrusivo na parte ácida do Membro Hilário e, por sua vez, o Membro Acampamento Velho cobre discordantemente o Granito da Ramada.

Ao aceitar-se uma idade equivalente para ambos granitos, é evidente que entre as efusões básicas do Membro Hilário e ácidas

do Membro Acampamento Velho, aconteceram importantes eventos orogênicos que permitiram o "emplacement" dos granitos pós-orogênicos.

As efusões ácidas do Membro Acampamento Velho ao ocorrerem como intercalações do Membro Hilário, indicam que o vulcanismo ácido está distribuído em todo o espaço de tempo correspondente à deposição da Formação Crespos, com uma maior intensidade no período posterior ao "emplacement" dos granitos.

Os dados mencionados anteriormente sugerem que o Grupo Bom Jardim foi depositado durante os movimentos orogênicos que reativaram o relevo, produzindo a deposição em fossas tectônicas das molassas dos Membros Vargas-Mangueirão que chegaram a atingir mais de 4.000 metros de espessura e que produziram, na parte oeste da fossa, uma intercalação cíclica destes depósitos com efusões vulcânicas básicas do Membro Hilário e subordinadamente ácidas do Membro Acampamento Velho, que afloraram pelas mesmas falhas que limitaram e condicionaram estas fossas. Estas falhas permitiram também o "emplacement" dos granitos pós-orogênicos de Caçapava, Lavras, São Sepê, etc. sendo que estes eventos vulcânicos culminaram com as efusões ácidas do Membro Acampamento Velho.

Com respeito a idade do Grupo Bom Jardim, as datações radiométricas disponíveis permitem estimar um limite superior para o Membro Hilário de 570 m.a., mas os membros superiores podem ser ainda mais jovens. A base deste grupo ao se apoiar em discordância angular sobre rochas do eo-Cambriano permite delimitar a idade do Grupo Bom Jardim dentro do Paleozóico Inferior.

Rochas Intrusivas do eo-Cambriano e Paleozóico Inferior

Neste ítem será descrita uma série de corpos graníticos que, por suas formas de "emplacement", relações com as rochas encaixantes e características texturais, foram interpretados como pertencentes a uma mesma fase do ciclo magmático que afetou o Escudo Sul-Riograndense. Não obstante a falta de datações absolutas, a maioria deles foram situados, por suas características estruturais, dentro da fase magmática pós-orogênica do Ciclo Brasileiro. Suas idades variam em torno dos 550 m.a.

Correlaciona-se a evolução magmática do embasamento sul-riograndense com outras áreas mais ao norte afetadas pelo Ciclo Brasileiro como, por exemplo, acontece na região do Vale da Ribeira, entre São Paulo e Paraná, onde se observa que a fase orogênica principal ocorreu perto dos 650 m.a., que é a idade das intrusões sin-orogênicas naquelas áreas (MELCHER et alii, 1973). As fases tardi-orogênicas, caracterizadas por granitos porfiróides, ocorreram entre os 650 a 600 m.a. A fase pós-orogênica aconteceu cerca de 540 m.a., no Paleozóico Inferior.

As poucas datações absolutas disponíveis, baseadas em medições feitas em biotitas pelo método K/Ar, atestam para o Granito de Caçapava uma idade de 506 m.a. e para o Granito de Lavras 570 m.a. e 576 m.a., as quais indicam idades mínimas preliminares destes corpos intrusivos, sendo necessário datações pelo método Rb/Sr na rocha total, para se obter uma idade mais precisa.

Granito de Caçapava (TEIXEIRA, 1937)

Diversos autores estudaram este granito, destacando-se entre eles o trabalho de RIBEIRO et alii (1966) pela completa descrição do mesmo.

O "stock" granítico de Caçapava aflora ao norte e sul da cidade homônima, sendo um corpo alongado de orientação N-S cujo maior diâmetro tem 25 km de extensão por aproximadamente 10 km de largura.

Sua composição varia de granítica a granodiorítica, sendo suas rochas de coloração rosa a cinza respectivamente. A textura varia de hipidiomórfica granular a protoclástica nas zonas da borda. O feldspato alcalino é dominante, ocorrendo quartzo e subordinadamente plagioclásio. A biotita é o máfico principal. Os minerais acessórios comuns são a alanita, epidoto, titanita, granada, apatita, anfibólio, clorita, carbonato, zircão e opacos.

Os contatos que apresenta com a Formação Vacacaí são bruscos e intrusivos, com auréolas de contato que se estendem a 400 metros do corpo intrusivo. Os fenômenos cataclásticos na zona de borda, juntamente com as dobras de arrasto sobrepostas aos ectinitos indicam que a intrusão foi forçada.

Na região oriental do "stock", RIBEIRO (1970) observou que o metamorfismo térmico afetou também as rochas da Formação Crespos, fenômeno similar ao observado no "stock" de Lavras como será visto mais adiante.

Granito de Lavras (LEINZ, BARBOSA e TEIXEIRA, 1941)

O "stock" granítico de Lavras do Sul aflora nos arredores desta cidade, apresentando uma forma alongada de orientação E-W, com um comprimento máximo de 20 km por 12 km-13 km de largura.

Litologicamente, está constituído por granitos, granodioritos e quartzo-monzonitos, entre os quais se destaca especialmente

o tipo "rapakivi", que apresenta uma disposição ovoidal dos felds patos de até 1,5 cm de comprimento, com núcleos ortoclásicos e microclínicos envolvidos por uma coroa de oligoclásio. Estes se encontram acompanhados de quartzo, ocorrendo como máficos principais a biotita e lepidomelano. Como acessórios ocorrem hornblenda, titanita, pistacita, alanita, zircão e apatita.

O Granito de Lavras apresenta um contato nítido e intrusivo com a Formação Cambaí, deformando os migmatitos com a produção de brechas e veios de quartzo leitoso.

A sudeste apresenta-se em contato com a Formação Maricã, desenvolvendo uma auréola de contato silicificado, endurecendo os arcóseos desta formação.

Ao norte da área ocorrem visivelmente cornubianitos na zona de contato com a Formação Vacacaí. A nordeste, os efeitos térmicos são visíveis nos andesitos da Formação Crespos que adquirem uma textura afanítica e compactação na zona de contato a qual, em parte, se encontra brechada.

As características de intrusão, evidenciadas pela presença de cornubianitos, permite rejeitar a hipótese de que sejam o produto de uma granitização "in situ" durante o metamorfismo regional. Os contatos nítidos deste granito, as estruturas discordantes da rocha encaixante e as zonas de brecha do contato, permitem classificá-lo como um granito pós-orogênico. As diferenças com o Granito de Caçapava devem-se em parte ao diferente nível de erosão atingido pelo Granito de Lavras, que se encontra em um nível de erosão mais profundo.

Granito São Sepé

O "stock" granítico de São Sepé aflora a sudoeste da cidade homônima, localizada na região centro-norte do projeto, na forma de uma faixa alongada em parte descontínua de 22 km de comprimento por 8 km de largura máxima.

Litologicamente, este granito está constituído por duas fácies diferentes, sendo que uma delas ocorre na parte central e está caracterizada por uma composição granodiorítica e textura porfirítica, sendo comum a textura tipo "rapakivi". A outra fácies ocorre na zona da borda, a qual apresenta uma coloração rósea de granulação média, sem orientação. A composição desta fácies é granítica e sua textura equigranular, sendo comum a presença de pequenos corpos pegmatíticos.

Petrograficamente na parte central do "stock", o ortoclásio é mais abundante, enquanto que na fácies da borda domina a microclina perfitica. Em ambas as fácies, contudo, o quartzo e plagioclásio são subordinados, sendo a biotita o máfico principal e como acessórios ocorrem a hornblenda, clorita, zircão, apatita e fluorita.

Com relação aos contatos, somente seu bordo sul está em contato intrusivo com a Formação Vacacaí, onde se desenvolve uma nítida auréola de contato, com brusca variação lateral do grau de metamorfismo. As formações gonduânicas, particularmente a Formação Rio Bonito repousam, em grande parte transgressivamente, sobre o granito.

O Granito de São Sepé apresenta características petrográficas e estruturais muito similares às do Granito de Lavras, pertencendo a níveis de erosão semelhantes.

Granito da Ramada (LEINZ, BARBOSA e TEIXEIRA, 1941)

O "stock" granítico da Ramada aflora no planalto que lhe deu o nome, a poucos quilômetros ao sul do povoado de Vila Nova.

Este granito é um corpo de forma ovóide de 10 km de comprimento por 7 km de largura, de contornos irregulares produzidos por falhamentos posteriores à sua intrusão.

Petrográficamente é similar às fácies já descritas para o Granito de São Sepé, variando sua composição de granítica a granodiorítica.

O contato com a Formação Maricã é irregular, sendo que o granito a secciona, tornando-a fortemente diaclasada, com fraturas radiais.

Não se está de acordo com BOCCHI (1962) que, baseando-se no estudo do contato entre a Formação Cerro Mântiqueira e o Granito da Ramada chegou a conclusão de que o granito é mais antigo que os xistos, pois a feldspatização dos anfibólios é suficiente para afirmar que o Granito da Ramada corta os xistos da Formação Cerro Mântiqueira, sendo portanto mais jovem do que esta. O Membro Acampamento Velho apóia-se em discordância angular sobre as rochas graníticas do "stock" da Ramada.

Granito do Cerro da Cria

Este é uma pequena apófise do Granito da Ramada que aflora a 3 quilômetros a leste do mesmo, estando formado por um pequeno corpo de forma triangular, cuja borda sul está cortada por uma importante falha transcorrente que produziu um deslocamento de quase 2 quilômetros.

As características litológicas e texturais são similares ao Granito da Ramada de acordo com RIBEIRO et alii (1966).

Com relação aos contatos, o granito se introduz discordantemente nos ectinitos da Formação Vacacaí.

Granito Jaguari (JOST e VILLWOCK, 1966)

Este corpo granítico aflora nos arredores da localidade de Lagoa da Meia Lua a sudeste de Vila Palma e a oeste do Granito de Lavras, do qual se encontra separado por uma importante falha de deslocamento horizontal. Sua forma é aproximadamente circular com um diâmetro aproximado de 20 quilômetros. Litologicamente, está constituído por rochas graníticas de textura hipidiomórfica granular grosseira, com tendência a pegmatóide. Petrográficamente, o ortoclásio é o feldspato dominante, ocorrendo em menor proporção o quartzo e oligoclásio. Os minerais máficos são hornblenda e biotita, como acessórios ocorrem zircão, apatita, fluorita e óxido de ferro.

O contato com as rochas encaixantes é nítido, intrusivo nas rochas das Formações Cerro Mantiqueira, Vacacaí e Cambaí. No contato observa-se uma tectônica de bordo, que caracteriza um tipo de intrusão forçada produzindo zonas de cataclasitos e brechas.

Aproximadamente a 10 km ao sul do Granito Jaguari aflora um pequeno "stock" granítico, com características petrográficas e texturais semelhantes ao mesmo. Este granito corta discordantemente a Formação Cambaí, estando parcialmente coberto pela Formação Santa Tecla. Este "stock" granítico tem sido interpretado como uma pequena apófise do Granito Jaguari.

É evidente que o Granito Jaguari e o Granito de Lavras cons

tituem um só corpo intrusivo, o qual foi separado tectonicamente, produzindo sua atual distribuição.

Chama-se atenção às datações absolutas mencionadas por KNIJNIK e POZZA (1971) que atribuem ao Granito Jaguari uma idade de 685 ± 60 m.a., em oposição às idades dadas por ROBERTSON (1961) de 570 m.a., datação feita no U.S. Geological Survey e, a de 576 m.a. citada por RIBEIRO (1970) (medida efetuada na Universidade de São Paulo) para o Granito de Lavras.

As características petrográficas e do "emplacement" permitiram reconhecer o Granito Jaguari como uma intrusão pós-orogênica pertencente a mesma fase que os granitos já mencionados.

KNIJNIK e POZZA (1971) admitiram que este complexo granítico é do tipo tardi-orogênico. Pelo exposto nos parágrafos anteriores, o "stock" de Jaguari não apresenta nem a granitização metassômica característica, nem a formação de migmatitos com os xistos da Formação Vacacaí. Por sua vez, os contatos com a Formação Cambaí são bruscos e nítidos e, de acordo com a classificação de SIMONEN (1969) seria um corpo pós-orogênico erodido a um nível relativamente profundo. Sua idade deve ser similar a do Granito de Lavras, ou seja, ± 570 m.a.

Granito Santo Ferreira (RIBEIRO, 1970)

Este granito é um pequeno "stock" aflorante a sudeste de Caçapava, estando cortando as rochas da Formação Vacacaí desenvolvendo um metamorfismo de contato da fácies anfibolítica, encontrando-se ainda capeado em parte pelas Formações Santa Bárbara e Guaritas.

As características petrográficas são similares às do Granito

de Caçapava, razão pela qual este granito é interpretado como uma pequena apófise do corpo principal.

Granito Prestes (TESSARI e FIGUEIREDO, 1966)

Este granito aflora no interior da faixa tectônica definida pela Falha do Graciano ao norte da localidade de Piratiní, na forma de uma cunha de aproximadamente 16 km de comprimento. Aflo-
ra novamente na região mais ao sul das nascentes do arroio Boicí, ao longo da mesma faixa tectônica.

A morfologia deste granito, observada na fotografia aérea, é irregular, enrugada e marcadamente diferente das rochas encaixantes.

Litologicamente, se caracteriza pela granulação média a grosseira, textura equigranular, coloração avermelhada, estando constituído por quartzo, microclina, oligoclásio e biotita. Os acessórios mais comuns são a zirconita, epidoto, titanita e apatita.

Observou-se tanto no campo como nas fotografias aéreas, o contato brusco e intrusivo do Granito Prestes no Granito Cordilheira. Com a Formação Cambaí o contato é tectônico.

TESSARI e GIFFONI (1970) interpretaram o Granito Prestes como parte do Granito Dom Feliciano, hipótese não aceita devido às diferenças entre ambos. Assim, o Granito Prestes é intrusivo no Granito Cordilheira, e este teve seu "emplacment" posteriormente ao do Granito Dom Feliciano, portanto o Granito Prestes é mais jovem que este último.

Este granito tem sido incluído dentro da fase pós-orogênica por ser posterior aos granitos tardi-orogênicos. Não está afastada, porém, a hipótese de que possa ser mais jovem.

Grupo Camaquã (CARVALHO, 1937)

Esta denominação é usada no sentido dado pela definição de ROBERTSON (1961), apesar de ter sido descrita por CARVALHO (1937) como Série Camaquã e posteriormente denominada por LEINZ, BARBOSA e TEIXEIRA em 1941 como Formação Camaquã.

De acordo com a definição dada por ROBERTSON em 1961, o Grupo Camaquã está constituído por tres formações separadas por discordâncias angulares entre si e com as formações subjacentes. As formações integrantes do Grupo Camaquã são: Santa Bárbara com seu Membro Rodeio Velho, Formação Guaritas e Formação Coxilha.

A distribuição deste grupo na área está condicionada à fossa tectônica de direção nordeste, entre a serra das Encantadas a leste e a falha do Segredo-Perau a oeste.

Por cobrir discordantemente os quatro membros do Grupo Bom Jardim e estar encoberto por discordância angular por sedimentos atribuídos com certa dúvida ao Devoniano, considera-se o Grupo Camaquã como sendo do Paleozóico Inferior.

Formação Santa Bárbara (ROBERTSON, 1961)

Definida por ROBERTSON (1961) como conglomerados, com estratificação cruzada com fácies de deposição em canais de origem torrencial, arcóseos de granulação grosseira a fina, grauvacas feldspáticas, arenitos, siltitos e, subordinadamente, folhelhos. Próximo à base ocorre o Membro Rodeio Velho, constituído por derames andesíticos.

A localidade tipo desta formação encontra-se na serra de Santa Bárbara, a oeste de Caçapava.

A distribuição da Formação Santa Bárbara é igual a do Grupo Camaquã, com a diferença de que seus afloramentos se restringem mais ao interior da fossa mencionada anteriormente, apresentando a tendência de aflorar nas bordas da mesma, ou na sua parte central quando alçada por falhamentos como, por exemplo, na área da Mina Camaquã, Falha dos Lopes, etc.

O afloramento mais expressivo da Formação Santa Bárbara se encontra entre as serras do Segredo e Santa Bárbara a oeste de Caçapava. Este afloramento possui várias centenas de metros de espessura e apresenta uma base conglomerática que vai se tornando gradativamente mais arenosa em direção ao topo, embora apresente como característica, intercalações de conglomerados, arenitos e siltitos mal classificados. A sequência arenosa está representada por arenitos, grauvacas e siltitos, apresentando uma matriz siltico-argilosa e cimento ferruginoso, raramente calcífero.

Os clásticos desta formação são sub-angulosos, pobremente selecionados de cores preponderadamente vermelhas a vermelhas escuras. Os conglomerados apresentam seixos de riolitos, granitos, andesitos, quartzitos, xistos, gnaisses, etc. A estratificação varia com os níveis, podendo ser boa ou má, paralela ou cruzada, sendo comum os acunhamentos. É possível encontrar níveis intercalados com seixos de xistos e granitos, os quais indicam diferentes origens. ROBERTSON (1961) cita uma espessura de 2.700 metros para a Formação Santa Bárbara, a oeste de Caçapava.

As condições deposicionais da Formação Santa Bárbara foram similares às da Formação Maricá e do Grupo Bom Jardim que se

deram em um ambiente de rejuvenescimento do relevo por pulsações das áreas-fonte, constituindo a bacia uma fossa tectônica com estruturas do tipo "horst" e "graben", nas quais se depositaram ciclicamente, segundo pulsações orogênicas, rochas sedimentares (conglomerados e sedimentos mais finos de águas rasas e ambiente oxidante) dando um típico esquema de sedimentação molássica, persistente desde a Formação Maricã.

O contato da Formação Santa Bárbara com o Grupo Bom Jardim é por discordância angular, o mesmo ocorrendo com as formações mais antigas. É atravessada por diques do Membro Rodeio Velho e está em discordância angular com a Formação Guaritas e unidades mais jovens.

Pela litologia e posição estrutural que ocupam esta formação e a Formação Guaritas, originam relevos muito peculiares e característicos. A Formação Santa Bárbara produz um relevo suavemente ondulado, de vales abertos, "coxilhas" formadas pelos arenitos, ao passo que as cristas abruptas e alongadas resultam da combinação litologia (conglomerados) e estrutura.

A idade da Formação Santa Bárbara é tida como paleozóica inferior, isto é, da mesma idade que o Grupo Camaquã que a engloba.

Membro Rodeio Velho (RIBEIRO et alii, 1966)

ROBERTSON em 1961 postulou a existência de vulcanismo ande-sítico durante a deposição da Formação Santa Bárbara. Todavia inadvertidamente incluiu nesta unidade o vulcanismo do Cerro Martins que, na realidade, é uma fácies intrusiva e efusiva do Membro Hilário (Formação Arroio dos Nobres), coberta discordantemente pela Formação Santa Bárbara. Esta razão levou RIBEIRO et alii

(1966) a denominar as lavas andesíticas inter-estratificadas da Formação Santa Bárbara como Membro Rodeio Velho.

Este membro, em geral, ocorre numa área em torno ao cruzamento das falhas Tapera-Emiliano e o Rio Camaquã, existindo a ocorrência de outras manifestações menores, ao norte do "Passo das Carretas". Nestas áreas os afloramentos se apresentam em tres derrames de lavas andesíticas vesiculares, inter-estratificadas com os conglomerados arcoseanos da Formação Santa Bárbara, podendo atingir quase 100 metros de espessura.

É notório na área o condicionamento do Membro Rodeio Velho ao sistema de fraturamento quase este-oeste, que coincide com as linhas tensionais da área. Por esse motivo é incluído neste membro um grande dique de direção N80W, o qual se estende desde o arroio da Restinga até a falha "Torrinhas".

Foram mapeados pequenos "necks" vulcânicos na área de coxilha do Algodão e arroio da Bica, como sendo parte do membro Rodeio Velho, considera-se, porém, que estes estejam relacionados com eventos vulcânicos alcalinos mais jovens.

Formação Guaritas (ROBERTSON, 1961)

Esta formação apresenta sua distribuição totalmente definida pela fossa tectônica compreendida entre a borda oeste da serra das Encantadas e a falha do "Segredo"; a norte e sul a formação se encontra coberta pelos sedimentos gonduânicos.

A área de exposição da Formação Guaritas é extensa, uma vez que os afloramentos desta formação são as rochas mais jovens que cobrem a área, excetuando-se os sedimentos quaternários.

A ocorrência típica desta formação se encontra na localidada

de denominada Guaritas, devido a morfologia característica desenvolvida por esta formação no local.

A litologia da Formação Guaritas pode ser classificada em duas unidades segundo a maioria dos autores: uma seria a parte basal pséffica, constituindo antigos depósitos de tálus e a outra unidade sobreposta seria constituída por uma fração arenosa fina.

As camadas basais apresentam caracteres lenticulares e estratificação cruzada de grande amplitude.

Segundo RIBEIRO et alii (1966), a Formação Guaritas consiste de conglomerados arcoseanos com seixos arredondados, arenitos arcoseanos e sub-arcoseanos, sendo que esta formação seria mais consistente que a Formação Santa Bárbara. Não obstante a ocorrência de conglomerados e arenitos conglomeráticos em toda a sequência, existe uma preponderância dos níveis arenosos em toda sua espessura. Estes arenitos são mais arredondados e mais quartzosos, com cimento geralmente ferruginoso. Apresentam várias dezenas de metros de espessura com a ocorrência de alguns níveis de seixos inter-estratificados.

É comum na Formação Guaritas a ocorrência de estruturas intra-formacionais, como: estratificação cruzada de grande amplitude, marcas de onda do tipo rítmico, fendas de ressecamento, estratificação cruzada de pequena amplitude e laminação oblíqua com ângulos de 1 a 20 graus.

Segundo BOCCHI et alii (1966), o grau de maturidade alcançado pela Formação Guaritas é maior do que o da Formação Santa Bárbara, tanto no sentido textural como mineralógico.

Os mesmos autores pensam que o ambiente de deposição desta formação foi em águas rasas e em meio oxidante, condições existentes em uma bacia fechada rodeada por elevações, sujeitas a fortes processos erosivos, produzindo uma série de depósitos em forma de leques aluviais, coalescentes na parte inferior da sequência, formando-se gradativamente depósitos lacustres na parte superior.

A Formação Guaritas está assentada em discordância angular sobre a Formação Santa Bárbara, sendo que as falhas que a atravessam são às vezes minimizadas pela Formação Guaritas. Os níveis basais estão muito mais afetados pelos movimentos que os níveis superiores. A Formação Guaritas é, em geral, sub-horizontal mas nas proximidades dos grandes falhamentos pode atingir mergulhos de até 30 graus.

Uma rápida análise estrutural com respeito à bacia da Formação Guaritas, revela que forma um grande sinclinal, com falhas paralelas ao eixo e dobramentos menores atravessados por um sistema de fraturas perpendiculares às falhas longitudinais com direção entre N70W e N45W.

Formação Coxilha (ROBERTSON, 1961)

Esta formação foi incluída na parte superior do Grupo Camaquã. Na área do projeto, aflora na serra do Segredo, ao norte do arroio Hilário e em afloramentos menores localizados no eixo do sinclinal existente entre os dois afloramentos anteriores.

A litologia desta formação está representada por conglomerados de cor clara com pouca matriz, compactos e pobremente cimentados. Estes conglomerados estão definidos por cascalhos, seixos, matacões angulares e sub-arredondados e consistem quase que exclusivamente de rochas graníticas alteradas de texturas variáveis.

É observado na parte inferior desta formação um nível arcoseano intercalado com conglomerados.

Devido à deposição do Conglomerado Coxilha ao longo da serra do Segredo, vê-se que os conglomerados são resultantes da zona da falha do "Segredo". São depósitos do tipo tálus formados ao longo da escarpa original da falha que levantou o "stock" granitogranodiorítico de Caçapava do Sul, o qual aflora a leste da falha supracitada.

Com relação ao contato, a Formação Coxilha se apóia em leve discordância sobre a Formação Santa Bárbara.

Não foi constatado na área estudada conglomerados similares apoiados sobre a Formação Guaritas a leste de Caçapava, como é citado por RIBEIRO et alii (1966). Por este motivo ter-se-ia a possibilidade de que o Conglomerado Coxilha fôsse um equivalente lateral da Formação Guaritas com características litológicas diferentes mas talvez sincrônica à mesma.

Formação Caneleiras (TESSARI e PICADA, 1963)

Estes sedimentos já tinham sido mapeados por FRANCO (1944) e outros autores como "arenitos da Série Camaquã", sendo que, posteriormente, TESSARI e PICADA a redefiniram como Formação Caneleiras. A ocorrência típica desta formação está localizada nas proximidades de Boa Vista, perto do arroio Caneleiras que lhe deu o nome.

A distribuição da Formação Caneleiras está condicionada aos afloramentos que se localizam a leste da serra das Encantadas, restrita aos baixos estruturais, ocorrendo excepcionalmente restos em áreas algo elevadas como no cerro Partido, Tabuleiro e cerro do Chapéu, a noroeste de Encruzilhada.

A litologia desta formação está constituída inicialmente por um conglomerado basal com blocos angulosos que podem atingir até 1 metro de diâmetro. A matriz é arcoseana, grosseira e mal classificada. Sobre este conglomerado ocorrem arenitos finos e siltitos com algumas intercalações argilosas. Em direção ao topo da sequência ocorre um outro nível de arenitos grosseiros, às vezes conglomeráticos, feldspáticos e mal classificados. A coloração desta formação é avermelhada e algumas vezes amarelada.

O pacote sedimentar pode atingir uma espessura de 150 metros.

O relevo tabuliforme é uma característica da Formação Caneleiras, resultante de silicificações internas que impedem o desenvolvimento normal da erosão, permitindo a ocorrência de vertentes abruptas.

As camadas desta formação são horizontais, embora os níveis basais possam atingir localmente 15° de mergulho.

Com relação aos contatos, a Formação Caneleiras repousa em discordância angular sobre as Formações Vacacaí, Cambaí, Guaritas e Arroio dos Nobres. Caso análogo ocorre com os andesitos do Membro Rodeio Velho a sudeste da localidade de Boa Vista. Não foi observado nenhum contato com as formações do Grupo Camaquã.

A ausência de contato entre a Formação Caneleiras e as formações gonduânicas no cerro do Chapéu (ótimo local de exposição da Formação Caneleiras), pode-se pensar que as formações gonduânicas sejam mais jovens.

TESSARI e PICADA (1966) encontraram restos de uma flora fóssil, atribuindo idade devoniana a esta formação.

TESSARI (1963) considera a Formação Caneleiras como um depósito sub-aquoso de plataforma instável.

B.2.2.5. Paleozóico Superior

Grupo Tubarão (WHITE, 1908)

Sub-Grupo Itararé (OLIVEIRA, 1916)

Inicialmente OLIVEIRA (1916 e 1927) definiu uma intercalação de rochas de fácies glaciais, encontradas na parte inferior da "Série Tubarão" (WHITE, 1908) como "Série Itararé". Posteriormente GORDON Jr. (1947) conservou a mesma denominação para estas rochas mas por se tratar de uma unidade lito-estratigráfica denominou-as Sub-Grupo Itararé, classificação atualmente usada.

Devido a diversidade de sedimentos glaciais, fluvio-glaciais e sedimentos marinhos interrelacionadas, DELANEY e GONI (1963) propuseram dividir o Sub-Grupo Itararé em duas fácies, estando elas constituídas da seguinte maneira:

- Suspiro (fácies glacial): "drifts", varvitos, turbiditos, tilitos, rochas fluvio-glaciais, tilóides;
- Budô (fácies marinha): arenitos com abundantes concreções ferruginosas, silitos fossilíferos e esporadicamente folhelhos carbonosos.

Com relação a posição estratigráfica destas fácies, ocorrem certas particularidades, pois alguns autores colocam as rochas glaciais sempre sotopostas às da fácies marinha. Em alguns locais segundo BOCCHI, RIBEIRO et alii (1966), na Fazenda Budô, por exemplo, ocorre o contrário, isto é, a fácies marinha está por cima da fácies glacial, opinião compartilhada pela maioria dos autores.

As rochas do Sub-Grupo Itararé mantêm as mais variadas relações de contato com as diversas formações que fazem parte do projeto. Por exemplo: com a Formação Rio Bonito, o contato é gradativo, caracterizado pela ocorrência de leitos carbonosos, também da Formação Rio Bonito.

Extensa área de afloramento do Sub-Grupo Itararé ocorre no "graben" entre as falhas Suspiro-Linhares e a falha do Jaguaraizinho, onde as rochas deste sub-grupo estão em contato com as Formações Vacacaí, Cambaí, Maricã e o Granito Jaguari.

Área análoga de afloramento ocorre no grande alinhamento paralelo ao arroio do Salso (canto noroeste do projeto) que corta as falhas de Santa Helena, dos Duarte, dos Carros e "Falha do Ouro", mantendo contatos com as Formações Vacacaí e Cambaí, a oeste, e com o Membro Acampamento Velho nas proximidades da falha "Cerro da Cria".

Há ainda outra área de afloramento a leste de Caçapava, onde o Sub-Grupo Itararé se apresenta totalmente condicionado à falha "Lageado" e falhamentos menores mantendo contato tectônico com o Membro Hilário da Formação Crespos.

Do exposto anteriormente, deduz-se que a deposição desta unidade gonduânica esteve sempre controlada por falhamentos, ocupando os baixos estruturais, o que motivou as diversas relações de contato enumeradas anteriormente.

Segundo estudos baseados em plantas fósseis, como também da fauna (lamelibrânquios), o Sub-Grupo Itararé é considerado Pensilvaniano Inferior; o ambiente de deposição destes sedimentos é localmente marinho e glacial continental.

Sub-Grupo Guatã (GORDON Jr., 1947)

Formação Rio Bonito (WHITE, 1908)

Numerosos autores estudaram e descreveram esta formação, sendo que a maioria a considera como parte basal do Grupo Tubarão, o qual é constituído, segundo RIBEIRO et alii (1966), e RIBEIRO (1970), por arenitos quartzosos de cor creme, amarelo ou rosa, com ferrificações e silicificações intercaladas entre espessos bancos de folhelho de cor cinza ou marrom, nos quais se incluem camadas de carvão. A matriz destes arenitos é ferruginosa e o cimento é de sílica e óxido de ferro. O arenito capoeira níveis siltico-argilosos de coloração rosa claro, ocorrendo na base um arcóseo conglomerático.

A estratificação da Formação Rio Bonito geralmente é plano-paralela, quando se observa a matriz dos leitos carbonosos descritos anteriormente.

Os trabalhos de sondagem executados por PASSOS et alii (1957) forneceram idéias de variação litológica desta formação, como assim também da espessura máxima observada que foi de 90 metros.

A área de afloramento da Formação Rio Bonito é sem dúvida a maior dentre as formações gonduânicas, atingindo quase todo o norte do projeto. Por esta razão se encontra cobrindo, com camadas de pouca espessura, rochas graníticas e riolíticas nas proximidades de São Sepê e no cerro do Tupancí, estando, por conseguinte, seu desenvolvimento geomorfológico subordinado às estruturas das rochas subjacentes.

A Formação Rio Bonito apresenta relações de contato com a Formação Caneleiras sotoposta, através de uma discordância, e está encoberta pela Formação Palermo através de um contato gradativo e concordante.

Foram observados ainda certos afloramentos onde a Formação Rio Bonito ocorre diretamente sobre os migmatitos da Formação Cambaí, como ocorre nas proximidades da falha "Boa Esperança", sendo que também faz contato através desta falha com as lavas ríolíticas do Membro Acampamento Velho. Mais ao sul, novamente a Formação Rio Bonito faz contato com a Formação Cambaí, através da falha do "Salso", e também com o Sub-Grupo Itararé através de uma falha menor, de direção SE.

Observou-se ainda que, nas proximidades da estação de Itararé, a Formação Rio Bonito jaz discordantemente sobre os ectinitos da Formação Vacacaí.

Segundo RIBEIRO et alii (1966), os critérios usados para diferenciar a Formação Rio Bonito da Formação Palermo foram litológicos e a ausência ou não de estruturas primárias. Os critérios litológicos determinam que a Formação Palermo está constituída por folhelhos silíticos e siltitos com lentes de areia, enquanto que a Formação Rio Bonito apresenta uma predominância de bancos de arenitos com alguns níveis de folhelho e silte. Com relação às estruturas primárias, a Formação Palermo apresenta abundância de estruturas de escorregamento, enquanto que na Formação Rio Bonito essas estruturas inexistem.

Quanto à deposição desta formação, MACHADO (1961) sugere que as lentes carbonosas nela existentes foram formadas em zonas pantanosas, as quais teriam controlado a distribuição e localização das lentes carbonosas, bem como o complexo sedimentar a elas associado.

Com relação à idade da Formação Rio Bonito, a tendência geral é a de considerá-la como sendo do Pensilvaniano Superior, com base em estudos paleontológicos.

Formação Palermo (GORDON Jr., 1947)

WHITE (1908) introduziu pela primeira vez na literatura geológica o termo Palermo para definir um conjunto de folhelhos que estão sobrepostos às camadas carbonosas em Santa Catarina mas GORDON Jr. (1947) considerou estes folhelhos como Formação Palermo, sendo a parte superior do Sub-Grupo Guatã do Grupo Tubarão.

A litologia desta formação é constituída predominantemente por folhelhos e siltitos laminados de coloração cinza-claro a escuro e, quando intemperizados, apresentam uma coloração amarelo-pardo característica. Nestes folhelhos, às vezes, ocorrem arenitos quartzosos finos, bem compactos, que formam bancos resistentes à erosão, e, quando decompostos, apresentam uma estrutura folheada, bastante quebradiça devido ao material micáceo presente.

Na parte basal do pacote sedimentar da Formação Palermo, ocorrem intercalações de finas lentes e níveis arenosos e micáceos, podendo ocorrer localmente um conglomerado basal de distribuição restrita. No topo do pacote aparecem lâminas de cor cinza a violácea de folhelhos silticos. A estratificação desta formação é horizontal e sub-horizontal.

As relações de contato desta formação com a Formação Rio Bonito, subjacente, e a Formação Iratí, sobreposta, são gradativos. A Formação Palermo pode ocorrer transgressivamente sobre a Formação Rio Bonito, como ocorre no cerro dos Picados, onde a Formação Palermo chega a cobrir diretamente os riolitos do Membro Acampamento Velho.

Como se viu, o contato da Formação Palermo com a Formação Irati, é gradativo, sendo que os caracteres distintivos da Formação Palermo são a predominância das estruturas de escorregamento, enquanto que na Formação Irati as camadas são mais contínuas. Outro critério de diferenciação entre estas duas formações é que na Formação Palermo não ocorrem as lentes de calcário tão marcantes na Formação Irati.

Estudos de sondagens efetuados por PASSOS et alii (1961) acusaram uma espessura máxima de 100 metros para a Formação Palermo, entretanto os afloramentos observados nunca ultrapassaram 20 metros.

FORMOSO e FIGUEIREDO (1962) e DELANEY e GOÑI (1963) acreditam que a deposição da Formação Palermo se deu em ambientes de planície de maré de baixa salinidade em plataformas muito estáveis.

Grupo Passa Dois (WHITE, 1908)

Este grupo compreende as formações Irati, Estrada Nova e Rio Pardo. Para uma completa revisão faciológica deste grupo no Rio Grande do Sul, recomenda-se ao leitor o trabalho de FIGUEIREDO (1973).

Formação Irati (WHITE, 1908)

A Formação Irati praticamente está constituída por folhelho preto piro-betuminosos, no qual podem ser separados, segundo RIBEIRO et alii (1966), duas partes definidas: a basal que estaria constituída por nódulos e concreções calcárias e um maior

teor de argila; a parte superior que estaria constituída por folhelhos cinza-esverdeados, quebradiços com juntas preenchidas por material silicoso, com a formação de veios de sílica amorfa de vários centímetros de largura, fato observado a 20 km a sudoeste da cidade de Bagé, como resultado de um processo diagenético pós deposicional.

Posteriormente, FIGUEIREDO FILHO (1971) individualizou duas fácies diferentes na Formação Irati. A fácies Tiaraju que estaria constituída por um conjunto de folhelhos pretos piro-betuminosos e calcários associados, folhelhos cinzas e siltitos intercalados. A área típica desta fácies estaria a 1,5 km na direção sudeste da estação ferroviária de Tiaraju. Outra fácies individualizada, foi designada pelo nome de Valente e sua litologia estaria constituída por folhelhos-sílticos e camadas finamente estratificadas de siltito de coloração cinza-chumbo, com estruturas de escorregamento, fraturas conchoidais e lentes calcárias de coloração amarelo-palha. A área tipo desta fácies encontra-se localizada a 5 km a norte do passo do Valente, 12 km na direção sul de Bagé.

A Formação Irati aflora quase ao norte da área do projeto, onde se encontra distribuída em afloramentos contínuos não muito extensos.

Com relação ao contato, a Formação Irati assenta-se concordantemente sobre os arenitos da Formação Palermo, sendo por conseguinte transicional, a passagem do Sub-Grupo Guatã para o Grupo Passa Dois.

Os critérios para separar estas duas formações foram: a Formação Palermo apresenta estruturas de escorregamento que nos níveis superiores da mesma desaparecem, passando a dominar as

camadas e lâminas com contatos bem definidos, enquanto que na Formação Irati ocorrem leitos com estruturas rítmicas. A coloração dos sedimentos também foi um critério utilizado para diferenciar estas unidades, posto que a Formação Irati apresenta tonalidades cinza-esverdeadas enquanto que a Formação Palermo é de coloração cinza-clara.

A Formação Irati apresenta um contato gradativo com a Formação Estrada Nova, cobrindo-a concordantemente. Este limite é observado na parte superior da Formação Irati onde a sequência argilosa, constituída por folhelhos de coloração cinza-esverdeada, torna-se mais síltica com esparsos níveis arenosos, e a sequência adquire colorações rosada a vermelho-vinho, que é a cor predominante da Formação Estrada Nova.

Em determinados locais, tais como na sanga Ponta do Mato, a Formação Irati está em discordância com os diabásios da Formação Serra Geral. Caso semelhante ocorre também na folha de Boa Vista, na área delimitada pelo arroio das Palmas e pelo banhado das Corticeiras.

Com relação ao ambiente de deposição desta formação, DELANEY e GOÑI (1963) acreditam que pertença a um ambiente salobre, de águas rasas com circulação restrita, salinidade baixa e possivelmente baixo pH.

Formação Estrada Nova (WHITE, 1908)

Após WHITE (1908) definir esta formação, GORDON Jr. (1947) a considerou como sendo constituída pelos Membros Serra Alta e Terezina. Devido, porém, a certos problemas lito-estratigráficos

discutíveis, prefere-se utilizar as denominações dadas por FIGUEIREDO FILHO (1971) usadas apenas no Rio Grande do Sul, pois foram definidas em função das fácies aflorantes. Como o presente trabalho se refere a este estado, é conveniente utilizar as denominações dadas por este autor, que distinguiu duas fácies na Formação Estrada Nova:

- Fácies Caveiras (base) que estaria constituída pela abundância de material pelítico, contendo concreções calcárias resultantes da calcificação da própria rocha. A localidade tipo desta fácies está no cerro Caveiras, nas proximidades de Dom Pedrito.
- Fácies Armadas (topo) que estaria representada por uma passagem gradativa da parte pelítica da Fácies Caveiras para arenitos finos vermelhos que tendem a ser mais abundantes para o topo. Este arenito apresenta estratificação cruzada acanalada ou planar, ocorrendo ainda lentes de conglomerado intraformacional. Os corpos arenosos lenticulares gradam superior e inferiormente para siltitos, possuindo, às vezes pequenos níveis argilosos. Frequentemente, este pacote apresenta leitos de calcário em níveis contínuos, os quais, na parte superior da sequência, podem aparecer como concreções calcíferas de formato elipsoidal atingindo às vezes diâmetros de um metro.

A localidade tipo desta fácies encontra-se na estrada BR-293 que liga Dom Pedrito a Santana do Livramento, a leste do rio Ibicuí das Armadas.

A estratificação da Formação Estrada Nova é plano-paralela e a espessura máxima, encontrada através de sondagem (PASSOS et alii, 1957), foi de 80 metros.

Neste projeto os afloramentos da Formação Estrada Nova ocorrem preferencialmente nas folhas de Barro Vermelho, Formigueiro, Tres Cerros e São Sepê, onde se observam seus contatos. A Formação Estrada Nova se assenta concordantemente sobre a Formação Irati, sendo a passagem gradativa pois os folhelhos de cores cinza-esverdeadas passam para folhelhos de cor vinho que é a coloração dominante na Formação Estrada Nova. Uma passagem gradual destes sedimentos predominantemente finos (Formação Estrada Nova), para termos mais grosseiros, através do aparecimento mais frequente de lentes e camadas de siltitos e arenitos, marcam seu contato com a Formação Rio Pardo.

Ocasionalmente a Formação Estrada Nova faz contato por falha com as Formações Palermo e Irati, a leste de São Sepê.

Com relação ao ambiente de deposição da Formação Estrada Nova, acredita-se que foram depositados em ambientes sub-aquoso e lagunar, fato comprovado pela abundância de material pelítico e estratificação plano-paralela, ocasionalmente ondulada.

A maioria dos autores, com base em estudos paleontológicos dos fósseis existentes na Formação Estrada Nova, indica idade permiana para esta formação.

Formação Rio Pardo (DELANEY e GOÑI, 1963)

DELANEY e GOÑI propuseram esta denominação no Estado do Rio Grande do Sul, aos sedimentos equivalentes aos da Formação Rio do Rastro por não existirem continuidades de afloramentos e suficientes dados de sondagens entre o referido estado e o de Santa Catarina.

A Formação Rio Pardo está representada por arenitos friáveis,

de granulação fina a média, relativamente bem classificados e boa estratificação plano-paralela. O cimento é geralmente calcífero e a matriz argilosa. Segundo observações de campo, foi constatado em alguns locais, próximo ao passo das Tropas, a presença de finas lentes conglomeráticas intercamadas com bancos de argila intercalados em arenitos de coloração vermelha. É nesta lente conglomerática que BORTOLUZZI (1970) acredita que está a passagem da Formação Rio Pardo para a Formação Santa Maria através de uma "eventual discordância". Todavia as observações de campo permitiram comprovar a existência de pequenas lentes conglomeráticas, ocorrentes esporadicamente em toda a Formação Rio Pardo, suscitando dúvidas com relação a este contato. Frequentemente, observou-se estratificação cruzada nesta formação.

A Formação Rio Pardo aflora, de modo contínuo, em grandes extensões ao norte da área do projeto, mantendo um contato discordante com a Formação Santa Maria. Cabe ressaltar que as observações de campo não permitiram estabelecer um limite entre ambas formações, posto que a litologia, estruturas primárias, bem como os "badlands", tão característicos da Formação Santa Maria, também foram observados na Formação Rio Pardo, razão pela qual acredita-se que a Formação Santa Maria seja uma fácies da Formação Rio Pardo.

As relações de contato da Formação Rio Pardo com a Formação Estrada Nova já foram abordadas quando da descrição desta formação.

Com relação ao ambiente de deposição, DELANEY e GONZI (1963) acreditam que os sedimentos da Formação Rio Pardo tenham sido depositados em clima quente e úmido e em ambiente lacustre com águas claras e doces.

A idade da Formação Rio Pardo é considerada como do Permiano Superior.

B.2.2.6. Mesozóico

Grupo São Bento

Formação Santa Maria (GORDON Jr., 1947)

MORAES RÉGO (1930) foi o primeiro a se referir com interesse às "camadas de Santa Maria", pela grande quantidade de fósseis nelas existentes. Foi, contudo, GORDON Jr. (1947) que a consagrou definitivamente como unidade lito-estratigráfica, denominando-a de Formação Santa Maria.

GORDON Jr. (1947), e posteriormente BORTOLUZZI (1970), devido as características bio-litológicas, diferenciam duas fácies na Formação Santa Maria:

- Fácies inferior ou Fácies Passo das Tropas que está representada por um conjunto de sedimentos areno-conglomeráticos aos quais se associam clásticos finos vermelhos. Esta fácies apresenta estratificação pouco desenvolvida e ravinação profundo, feições utilizadas para diferenciar esta fácies.

Cabe aqui lembrar que nas observações de campo na localidade de tipo da Fácies Passo das Tropas, não foi possível definir o nível litológico da Formação Rio Pardo que marcaria o limite desta formação com a Formação Santa Maria.

- Fácies superior, cujos afloramentos típicos estão no prolongamento da estrada Santa Maria-São Sepé até o corte da ferrovia na Vila Kennedy, constituída essencialmente por siltitos argilosos maciços (lamitos), de cor vermelho-tijolo, algo micáceos, portadores de concreções calcíferas, desprovidos de qualquer estratificação.

A Formação Santa Maria ocorre em afloramentos contínuos na parte norte do projeto, estando em contato inferior com a Formação Rio Pardo através de uma "eventual discordância" (BORTOLUZZI, 1970) estabelecida pela presença de um nível conglomerático o qual marcaria o limite da Formação Rio Pardo para a fácies inferior da Formação Santa Maria.

BORTOLUZZI (op.cit.), em um estudo pormenorizado da região de Santa Maria, observou que o contato entre a Formação Santa Maria e a Formação Botucatu sobrejacente, dá-se através de uma discordância erosiva pela passagem de uma sequência lamfítica da fácies superior da Formação Santa Maria para um conglomerado basal da Formação Botucatu.

Com relação à idade, BORTOLUZZI e BARBERENA (1967), com base em estudos paleontológicos, colocam a Formação Santa Maria no Triásico Médio, mais precisamente Ladiniano, posteriormente COLBERT (1970) considerou esta formação como Triásico Superior.

Com respeito ao ambiente de deposição da Formação Santa Maria, acredita-se que seja de origem continental, sendo que seus sedimentos foram depositados em condições flúvio-lacustres.

Formação Botucatu (CAMPOS, 1889)

Esta formação foi situada por vários autores, GUIKARÃES (1967), LEINZ (1949), BORTOLUZZI (1970) e outros, no topo da Formação Santa Maria, sendo que ela aflora no extremo norte da área do projeto. A Formação Botucatu, nas imediações de Santa Maria, está representada (BORTOLUZZI, 1970), por duas unidades litológicas e geneticamente diferentes, que foram classificadas como fácies inferior ou Membro Caturrita e a fácies superior ou Membro Botucatu "sensu strictu".

- Membro Caturrita que apresenta características flúvio-lacustres, compreendendo depósitos de calha, de planície de inundação e lagos efêmeros, estando constituído por arenitos, conglomerados e clásticos finos, estes representados por siltitos arenosos e argilosos e eventualmente folhelhos. Estes sedimentos apresentam colorações que variam de vermelho a vermelho tijolo, e púrpura nos sedimentos mais finos.

Este membro apresenta as seguintes estruturas primárias: estratificação cruzada (tipo acanalado e tipo planar) e estruturas do tipo "corte e preenchimento" ("cut and fill"). A espessura máxima observada neste membro foi de 137 metros (cerro Caturrita).

- Membro Botucatu "sensu strictu", composto essencialmente de arenitos com estratificação cruzada de grande amplitude, geralmente em forma de cunha, sugestiva de sedimentação eólica em ambiente desértico. Estes arenitos apresentam uma constituição quartzo-feldspática em cores variadas com predominância de tonalidades avermelhadas e amareladas. A máxima espessura observada desta fácies foi de 90 metros.

A Formação Botucatu ocorre no extremo norte da área mapeada, mantendo contato com a Formação Serra Geral através de uma discordância (GORDON Jr., 1947 e BORTOLUZZI, 1970) observada pela diferença no comportamento da camada superior eólica da Formação Botucatu com os basaltos da Formação Serra Geral. Por outro lado, a Formação Botucatu faz contato com a Formação Santa Maria através de uma discordância do tipo erosional, conforme foi referido anteriormente quando da descrição da Formação Santa Maria.

Com relação à idade, baseado nos estudos paleontológicos e radiométricos, a Formação Botucatu é considerada do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior.

Formação Serra Geral (WHITE, 1908)

O referido autor denominou de "Eruptivas da Serra Geral" a sequência de rochas vulcânicas que forma o capeamento basáltico dos sedimentos gonduânicos da Bacia do Paraná.

Petrograficamente, a Formação Serra Geral é composta essencialmente por rochas hipabissais de composição basáltica e textura diabásica (ofítica).

Estudos mineralógicos de LEINZ (1949), indicam uma composição homogênea, sendo constituída principalmente de plagioclásio, augita e pigeonita. Posteriormente, estudos petroquímicos realizados por SCHNEIDER (1964) evidenciaram que estas rochas constituem uma província "álcali-calcítica", onde, devido a saturação de sílica, o conjunto poderia ser considerado "toleítico". Esta afirmação foi corroborada pelos estudos químicos de ISSLER (1970) em todos os basaltos da Bacia do Paraná, os quais apresentam as mesmas características toleíticas atribuídas às rochas da Formação Serra Geral.

A Formação Serra Geral ocorre no extremo norte do projeto, nas proximidades da cidade de Santa Maria, constituindo extensos platôs de derrames, com altitude média de 550 metros. A base normal destes derrames é a Formação Botucatu que se encontra, na zona de contato nas proximidades de Mosteiro, recozida poucos centímetros. Com respeito a esta relação de contato, GORDON Jr. (1947) acredita que devido à inclinação, por vezes bastante acentuada dos arenitos eólicos, pode-se interpretar como discordante a relação entre o Botucatu e as lavas da Serra Geral.

A Formação Serra Geral, além de ocorrer no extremo norte do projeto, aflora ao norte de São Sepê, mais precisamente na es-

trada que liga esta localidade à cidade de Santa Maria onde se observa que o diabásio ocorre na forma de um "sill" intrusivo nas rochas sedimentares das Formações Irati e Palermo. No contato com as rochas gonduânicas observou-se alterações típicas de contato térmico, tais como silicificações, endurecimentos, fenômenos estes também observados nas proximidades de Santa Maria no contato com a Formação Botucatu.

Com base nos estudos radiométricos (AMARAL et alii, 1966) admite-se que o processo dos derrames básicos da Bacia do Paraná desenvolveu-se desde o Jurássico Superior até o Cretáceo Inferior, tendo ocorrido a máxima atividade extrusiva no Cretáceo Médio Inferior e não no Rético-Jurássico como anteriormente se supunha.

B.2.2.7. Cenozóico

Formação Santa Tecla (CARVALHO, 1932)

Inicialmente esta formação foi definida pelo autor acima citado, como "Série Santa Tecla" e se referia a um arenito cavernoso de cor esbranquiçada endurecido por soluções de sílicas. Posteriormente outros autores (LEINZ, 1947, FORMOSO e WILLIG, 1966), descreveram esta formação como sendo constituída por conglomerados, arenitos silicificados e arenitos ferruginosos. Nas observações dos afloramentos desta formação nas proximidades da cidade de Bagé, verificamos a ocorrência de arenitos quartzosos de granulação média a fina, algumas vezes argilosos de coloração cinza-verde amarelada com cimento silicoso ou calcítico, e que se caracterizam por apresentar um aspecto cavernoso, rico em concreções silicosas de hábito mamelonar onde a calcedônia aparece como agente cimentante.

Certos autores descrevem conglomerados e arenitos grosseiros mais ou menos arredondados, os quais constituem a base desta formação.

Na área do presente trabalho a Formação Santa Tecla ocorre em grande extensão, em afloramentos contínuos na parte sul do projeto e em grande afloramento isolado nas proximidades da falha Cerro dos Cabritos onde se encontra cobrindo o Granito Jaguari e rochas migmatíticas da Formação Cambaí. É importante fazer a ressalva de que no afloramento ao sul da área a Formação Santa Tecla se encontra cobrindo as Formações Cambaí, Vacacaí, Rio Bonito e Palermo e os Membros Vargas e Mangueirão. Em todos os casos, a Formação Santa Tecla não se encontra afetada pelos sistemas de falhamentos que atingiram estas rochas. TESSARI e GIFFONI (1970), juntamente com a maioria dos autores, acreditam que esta formação seja posterior ao Cretáceo, possivelmente do Terciário Inferior (Paleoceno), idéia corroborada pela falta de qualquer feição tectônica, como falhas e fraturas, existentes em todas as formações mais antigas cobertas pela Formação Santa Tecla.

Devido as características litológicas da Formação Santa Tecla, torna-se difícil deduzir o ambiente de deposição, pela ausência de associações e estruturas comumente encontradas nos ambientes geradores convencionais.

Quaternário

O Quaternário está representado na área do projeto por sedimentos não consolidados arenosos com muito silte e argila (tipo "loam") e secundariamente ocorrem depósitos de seixos e cascalheiros.

Com relação a extensão em área, o Quaternário ocorre no presente projeto em quatro regiões principais a saber:

- Ao norte, o Quaternário estaria representado por sedimentos aluviais do rio Vacacaí com seus afluentes rios Vacacaí Mirim, São Sepé, Santa Bárbara e arroio Irapuã;

- No extremo oeste do projeto ocorrem os sedimentos aluvionais inconsolidados do rio Santa Maria, o qual em regime de cheia transborda indo ocupar sua planície de inundação, onde se dá uma sedimentação fina;
- No setor sul ocorrem os sedimentos dos arroios Quebracho e Pirai, os quais são responsáveis pela erosão das formações gonduânicas depositando este material rudáceo constituído principalmente por seixos e material lutítico inconsolidado;
- Na região central do projeto, o Quaternário está representado pela deposição do rio Camaquã, a qual é constituída principalmente de material proveniente dos sedimentos pré-gonduânicos e rochas do escudo cristalino.

Com relação à utilização deste material clástico pode-se pensar no aproveitamento para obras de engenharia. Por outro lado, estudos mais precisos de áreas de aporte como, por exemplo, nas proximidades do rio Camaquã, permitiram a determinação de ocorrência de "placers" de minerais pesados como a cassiterita.

B.2.2.8. Estratigrafia da Área do Cerro de Jarau

O cerro de Jarau encontra-se situado aproximadamente a 20 km ao norte da cidade de Quaraí, junto da fronteira Brasil-Uruguaí.

É constituído por um conjunto de cristas topográficas de forma elíptica, quase circular, cujo diâmetro maior atinge cerca de 7 quilômetros.

A superfície delimitada pelas cristas é ao redor de 20 km², coincidindo com uma pequena bacia hidrográfica, cuja única saída dá-se através da sanga do Nhanduraí.

As maiores elevações topográficas ocorrem na porção norte, onde atingem altitudes de até 308 metros. O levantamento geológico da área permitiu evidenciar, baseado no estudo de GREHS.(1969), as seguintes formações:

Formação Rio Pardo

Esta unidade aflora no núcleo do cerro de Jarau, como a rocha mais antiga exposta na área, sendo que esta unidade é equivalente à Formação Rosário do Sul, reconhecida por outros autores na área.

Caracteriza-se por uma série de arenitos sílticos, argilosos, e folhelhos sotopostos à Formação Botucatu, sendo que no cerro de Jarau esta formação está constituída por arenitos de grãos finos e angulosos, de matriz síltico-argilosa, e estratificação cruzada irregular.

Observa-se que a textura e as tonalidades nas fotografias aéreas desta formação são mais esbranquiçadas e homogêneas que as rochas sobrepostas, apresentando um relevo negativo.

Formação Botucatu

Esta unidade é composta por arenitos eólicos, friáveis com boa estratificação cruzada, grãos arredondados e essencialmente quartzosos.

Na zona da borda do cerro de Jarau ocorrem dois sistemas de fraturas, um radial e outro anular, que são evidenciados nos arenitos por zonas de extrema silicificação que dão a estes uma maior compactação, fazendo com que se destaquem do relevo circundante, à semelhança de diques. Estas fraturas em detalhe, apresentam grande número de veios de sílica.

O contato com a formação subjacente é de pseudo-concordância.

Formação Serra Geral

Esta unidade aflora em forma contínua em toda a área estudada, fora da parte interna do cerro de Jarau. Dentro da área central observa-se pequenos e raríssimos diques de diabásio alterado.

Litologicamente, esta formação está constituída por basaltos e andesitos em posição horizontal e sub-horizontal, com exceção das bordas do cerro de Jarau onde se encontra afetada tectonicamente.

Quaternário

O Quaternário está representado por depósitos aluviais, sendo que a configuração destes permite reconhecer, tanto na área do cerro de Jarau como adjacências, feições geomorfológicas através das quais podem se obter dados para a interpretação geológica-estrutural da área.

B.2.3. Estrutura

A estrutura da área do projeto está caracterizada por uma combinação de dobramentos e falhamentos de complexa distribuição.

A seguir se tratará exclusivamente da descrição das estruturas presentes, para melhor compreensão da interpretação tectônica que será analisada posteriormente no ítem B.3.

B.2.3.1. Estruturas de Dobramentos

Partindo da análise do tipo de dobramento pode-se distinguir dois estilos completamente distintos, sendo que o primeiro estaria desenvolvido nas formações pré-cambrianas, tais como as formações do Grupo Porongos, enquanto que o segundo ocorreria na cobertura sedimentar posterior.

Dobramentos do Ciclo Brasileiro

O tipo de dobramentos desenvolvidos nas Formações Cambaí, Vacacaí e Cerro Mantiqueira (fácies metamórficas) são caracterizados por dobras paralelas, estreitas do tipo "slip folding" que indicam que a profundidade relativa da sua formação não foi muito profunda. Por outro lado, as dobras do tipo "flow folding" somente estão presentes em áreas restritas, ocorrendo exclusivamente nos migmatitos da Formação Cambaí com relação a zonas de intensa migmatização e nas vizinhanças dos granitos tardi-orogênicos.

As dobras mencionadas anteriormente se associam formando grandes anticlinórios, como o que ocorre na serra das Encantadas, que possui 80 km de comprimento e 16 km de largura.

Estes dobramentos não estão uniformemente distribuídos nos afloramentos destas formações, sendo que geralmente se concentram nas zonas de maior mobilidade ao longo dos alinhamentos principais.

A idade do dobramento coincide com os movimentos orogênicos principais do Ciclo Brasileiro (aproximadamente 620 m.a.) que dobraram as bacias de sedimentação orto-geossinclinal.

Dobramentos da Cobertura Sedimentar

O estilo de dobramento da cobertura sedimentar é marcadamente diferente do dobramento do embasamento metamórfico. A localização e a intensidade do dobramento estão exclusivamente relacionadas aos alinhamentos regionais da área, formando numerosas dobras de arrasto ("drag folds") que se orientam obliquamente ao falhamento. Estas dobras são do tipo concêntrico e variam de magnitude de poucos metros até 60 km de comprimento.

A intensidade dos dobramentos varia com a distância ao alinhamento, havendo também uma atenuação notável do dobramento nas secções mais jovens da sequência sedimentar, como, por exemplo, ocorre no Grupo Bom Jardim e na Formação Santa Bárbara onde a intensidade é muito maior que na Formação Guaritas, e esta, por sua vez, é mais afetada por dobras que a Formação Caneleiras. Nos depósitos gonduânicos o dobramento é de grande amplitude, sendo acomodações ao movimento dos blocos do embasamento sotoposto, predominando as estruturas sinclinais. Como única exceção tem-se o dobramento que se observa na área de São Gabriel que, embora esteja relacionado à estrutura do embasamento, é curto e estreito, e de menor largura (2 a 4 km).

Com respeito à idade dos dobramentos da cobertura sedimentar, pode-se dizer que ocorreram em várias etapas sucessivas de intensidade decrescente. A primeira fase de movimentação dos blocos do embasamento posteriores ao Ciclo Brasileiro, ocorreram logo depois da deposição da Formação Maricã. Outra nova fase ocorreu entre os Grupos Bom Jardim e Camaquã. Esta foi a fase mais importante, que conjuntamente com os movimentos que ocorreram entre a deposição da Formação Guaritas e da Formação Santa Bárbara, logo após a deposição da Formação Guaritas, são responsáveis, pela atual estrutura de dobramento, a qual foi desenvolvida durante o Paleozóico Inferior.

Durante o Paleozóico Superior e o Cretáceo, o dobramento foi, à exceção de áreas locais e restritas, quase inexistente.

B.2.3.2. Estruturas de Falhamentos

As estruturas de falhamentos são as feições estruturais mais notáveis na área do projeto. A figura B.8 ilustra um diagrama de distribuição de fraturas onde foram plotadas 475 fraturas principais com o objetivo de visualizar a frequência das mesmas.

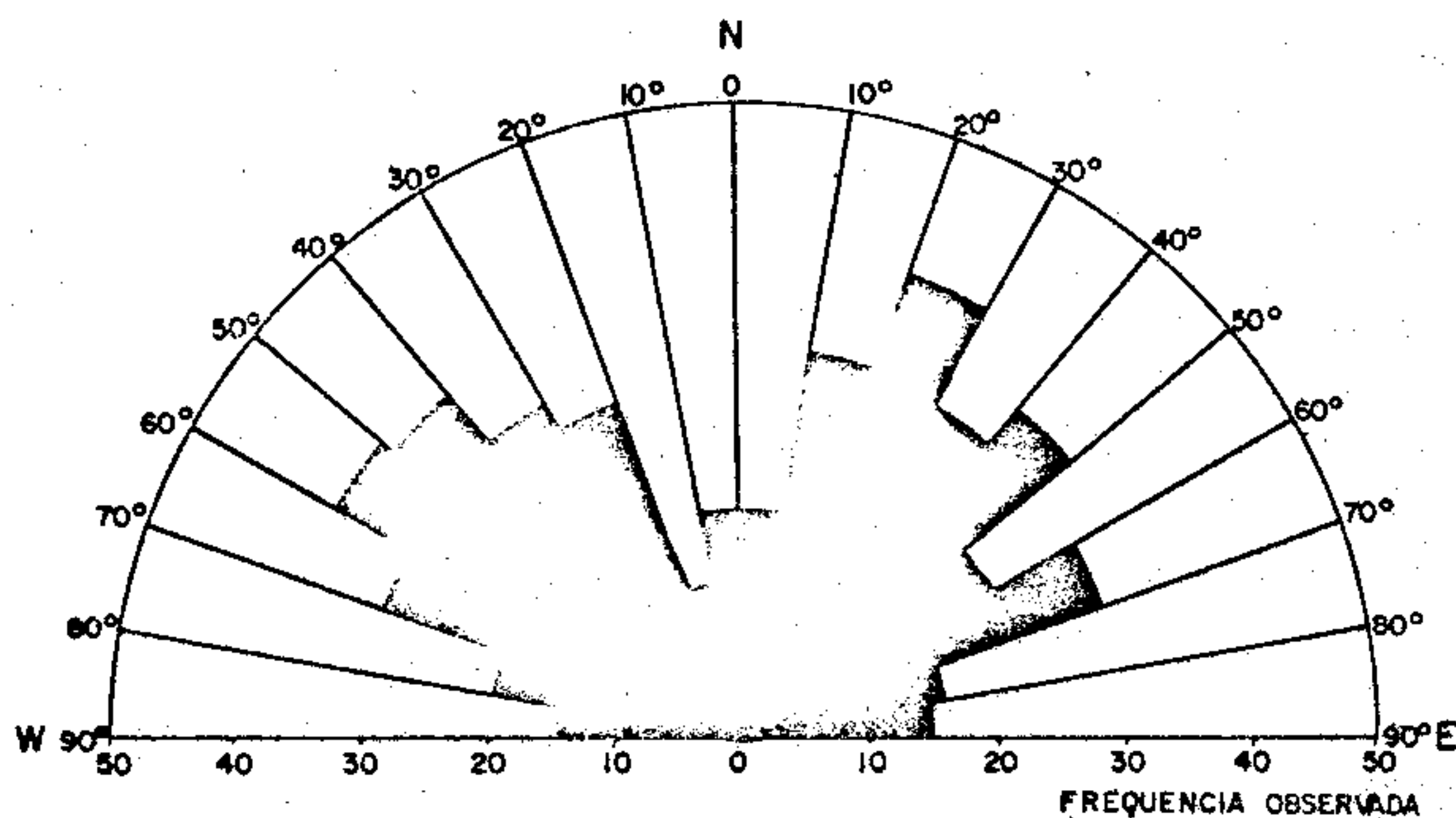


Figura B.8 Diagrama da distribuição de fraturas

Os dois sistemas de fraturamentos estão localizados a quase noventa graus entre si, e correspondem aos intervalos de $N20-30^{\circ}E$ e $N50-60^{\circ}W$. É interessante mencionar que existem outros dois máximos subordinados: um no intervalo $N40-50^{\circ}E$ e outro no de $N60-70^{\circ}E$.

O sistema N20-30°E está representado por falhas regionais com comprimento de 110 km até 140 km, sendo que muitas delas se estendem fora da área do projeto. A este sistema pertencem as falhas "Tapera-Emiliano", "Vargas", "Pereiras", "Torrinhas", etc. A importância regional deste sistema é evidenciada nas imagens do satélite ERTS I, onde é mais conspícuo, uma vez que atravessa o Escudo Sul-Riograndense, estendendo-se mais para o sul além da fronteira Brasil-Uruguai.

As falhas deste sistema apresentam deslocamentos verticais e horizontais, embora predominem os movimentos verticais, como se observa pelas fossas que estas falhas delimitam. Por exemplo, as falhas de "Pereiras" e "Vargas" controlam a fossa tectônica onde se depositaram mais de 4.000 metros dos sedimentos da Formação Arroio dos Nobres. Embora esta fossa tenha sido formada por falhas tensionais, é importante fazer a ressalva de que as mesmas foram reativadas posteriormente como falhas inversas. Este fenômeno é observado na falha "Vargas" onde os xistos da Formação Vacacaí se acavalararam sobre as rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres.

O sistema de N50-60°W não apresenta um máximo tão definido variando desde N40°W a N70°W, sendo que está formado exclusivamente por falhas tensionais que originam numerosas fossas. Entre as que se destacam está aquela delimitada pela falha Suspiro Linhares ao sul da cidade de Lavras do Sul. Estas falhas não são tão extensas como as anteriores, e geralmente são de traçado mais irregular e complexo. O deslocamento vertical varia de quase imperceptível até centenas de metros. Por ser este sistema de tensão aproximadamente transversal às estruturas dominantes, a variação na orientação destas estruturas produziu uma dispersão nas fraturas que se orientam entre N40 e 70°W.

Esta direção é a que preferencialmente controla a intrusão dos diques.

Outro sistema de importância regional, embora de menor frequência, é aquele cujo máximo se encontra entre $N40-50^{\circ}E$, sendo que é um sistema de cisalhamento com notáveis deslocamentos horizontais ao qual pertence a faixa tectônica delimitada pelas falhas "Cordilheira", "Cerro Grande", do Graciano e Boicí-Xadrês. Este sistema tem um deslocamento horizontal dextrógiro ("right lateral") sendo evidenciado pela orientação das estruturas secundárias associadas, tais como dobras de arrasto e zonas de tensão. Controlou também, a intrusão tectônica do Granito Cordilheira. Com um deslocamento para a direita (ver fig. B.9) as zonas de tensão estariam restritas às áreas A e C, que são precisamente as áreas onde este granito aflora. A zona B, ao ter maior compressão, permaneceu fechada impedindo o "emplacement" do Granito Cordilheira. As reativações posteriores também foram de deslocamento para a direita, evidenciadas pelo "emplacement" do Granito Prestes em outra nova abertura da zona de tensão.

Este mesmo sistema afeta os Granitos da Ramada, Cerro da Cria, Jaguari e São Sepê. Os deslocamentos aparentes neste caso parecem indicar um movimento para a esquerda ("left lateral") de 2 km aproximadamente. Cabe ressaltar que não se deve eliminar a possibilidade que estes deslocamentos sejam produto de uma acomodação, posterior ao movimento para a direita ("right lateral").

Por último, observa-se outro sistema de cisalhamento orientado entre $N60-70^{\circ}E$, que é subordinado não só em frequência como também em importância regional. Possivelmente trata-se de um sistema de tensão secundário reativado como falhas de deslocamento horizontal em orogêneses posteriores.

Estes sistemas de fraturamento originaram uma distribuição

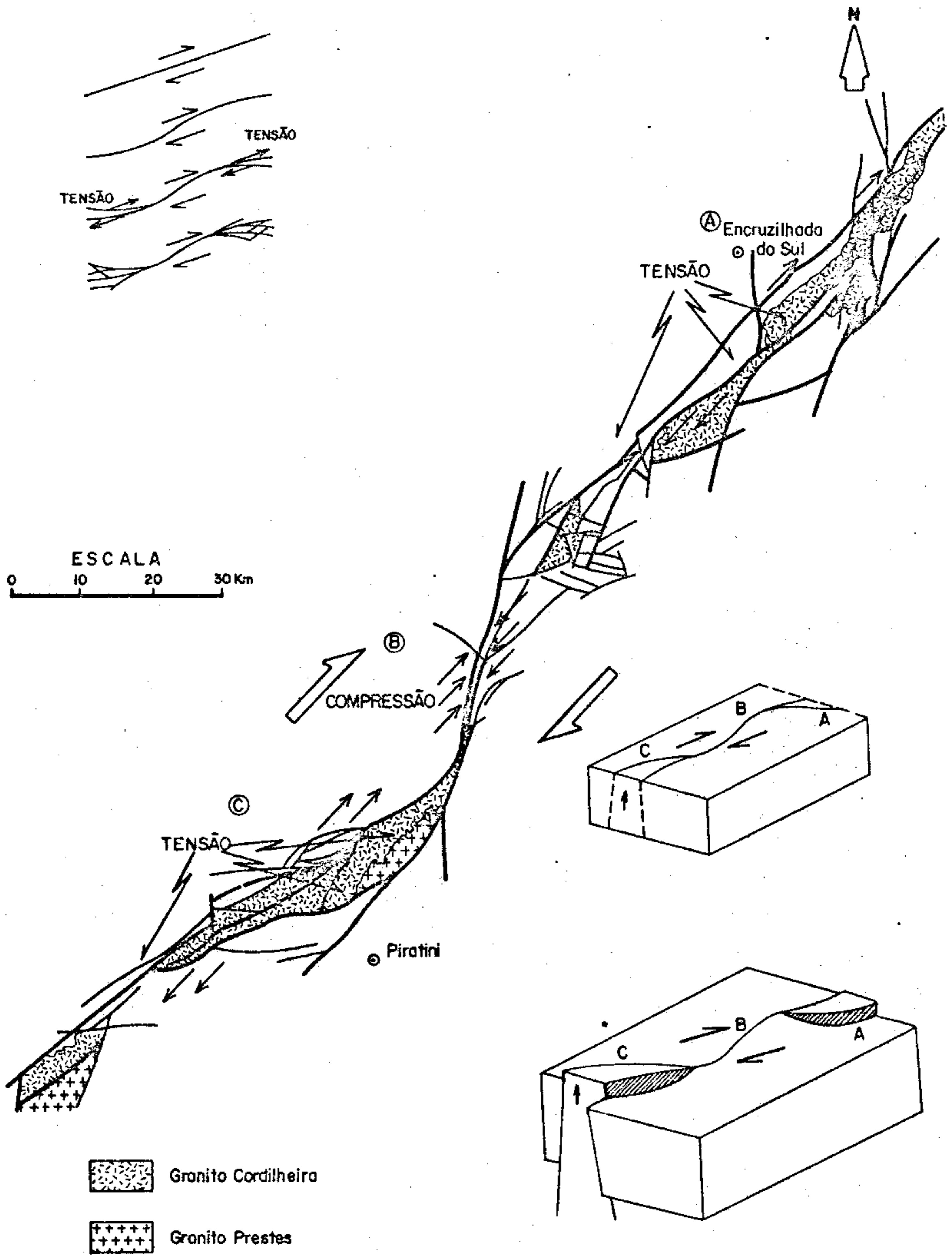


Figura B.9 "Emplacement" dos corpos graníticos na faixa tectônica Encruzilhada-Piratini, R.G.S.

de blocos em diferentes posições estruturais que são ilustradas na fig. B.10. Nesta figura pode-se ver o bloco de Dom Feliciano que estruturalmente é o mais elevado da área. Este, juntamente com o Bloco de Encruzilhada definem a borda oriental da bacia de deposição do Paleozóico Inferior (excluindo o Devoniano).

No setor ocidental observa-se outro estrutural, mas em nível inferior ao anterior, formado pelos Blocos de Bagé, Lavras, São Gabriel e São Sepê, sendo que o Bloco de Bagé é estruturalmente o mais alto do setor.

Uma característica comum aos dois altos estruturais é que o basculamento geral dos blocos é para o nordeste, efeito que é acompanhado pela gradação dos blocos em degraus sucessivos, com os mais rebaixados ao norte.

A zona central é caracterizada por uma depressão estrutural que condicionou a deposição dos Grupos Bom Jardim e Camaquã, balizadas intermediariamente pelo Bloco das Encantadas.

Como se observará mais adiante, esta distribuição em blocos apresenta interessantes implicações para a prospecção mineral da região.

Por último, é necessário mencionar as fossas menores transversais, como as fossas de Jaguari, de Maricã, formadas pelas zonas de tensão do sistema noroeste.

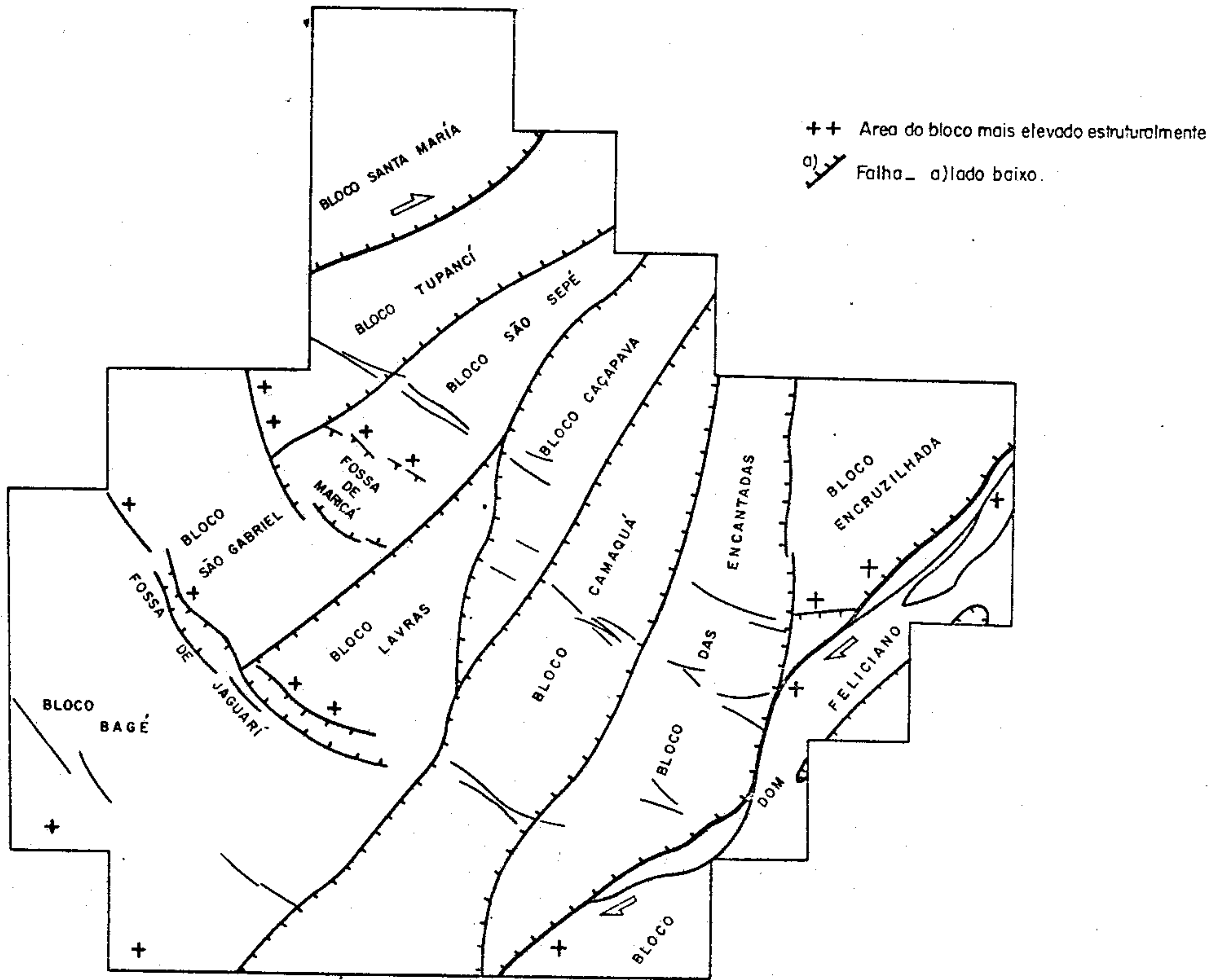


Figura B.10.

Esquema Estrutural

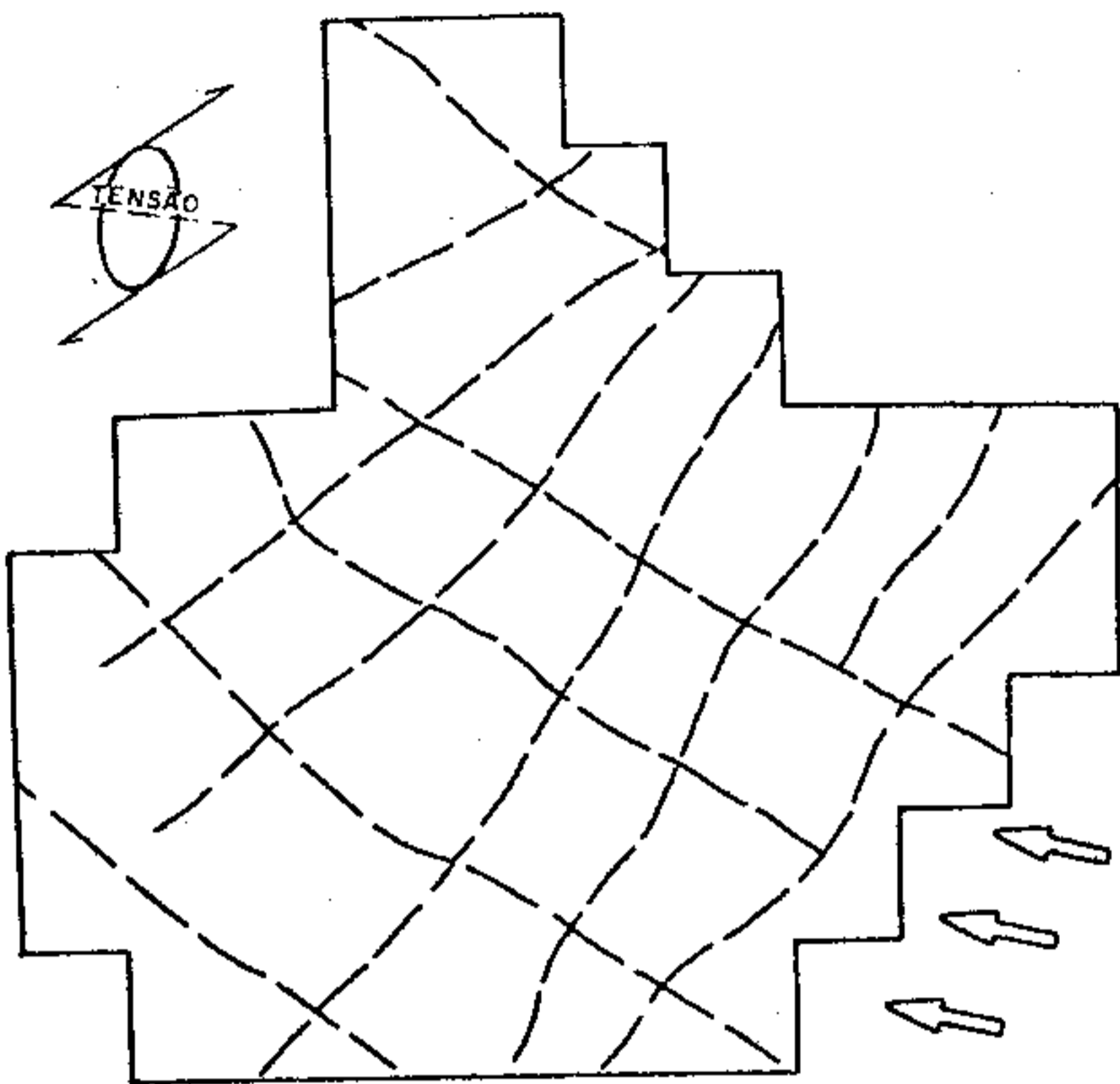
A evolução geológico-estrutural da área se inicia com o Ciclo Tectogênico Brasileiro (800-600 m.a.) que determinou a formação de geossinclinais e o metamorfismo regional de seus depósitos, representados atualmente pelas rochas do Grupo Porongos. Localmente as rochas foram migmatizadas e granitizadas. O setor oriental da área apresenta evidências do "emplacement" tectônico das rochas ultrabásicas, pertencentes a um ciclo anterior (2.000 m.a.).

Durante, e logo depois da fase orogênica principal, sobreveio o plutonismo tardi-orogênico, representado pelos Granitos Dom Feliciano e Encruzilhada, que determinaram a consolidação estrutural neste setor da plataforma brasileira (600-620 m.a.).

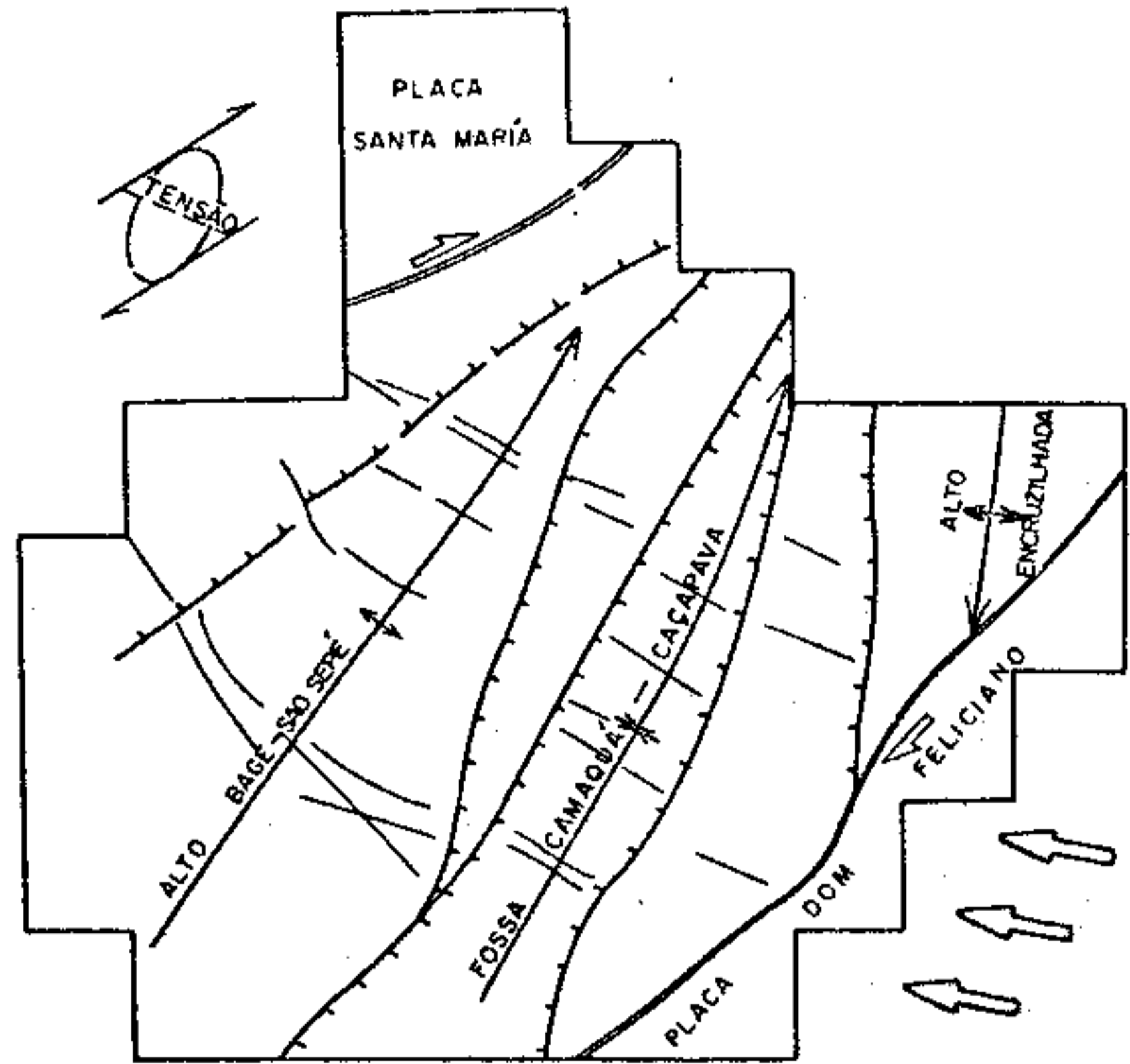
É neste intervalo de tempo que se formaram os sistemas "regmáticos" de fraturas, com uma orientação aproximada de N50-60°W e N20-40°E (ver fig. B.11 a). Estes sistemas "regmáticos" controlaram a evolução geológico-estrutural posterior ocorrida durante o Paleozóico e o Mesozóico.

Qualquer esforço compressivo posterior encontrará um embasamento heterogêneo e fragmentado com linhas de debilidade que irão liberar estes esforços mediante deslocamentos controlados por estes alinhamentos "regmáticos".

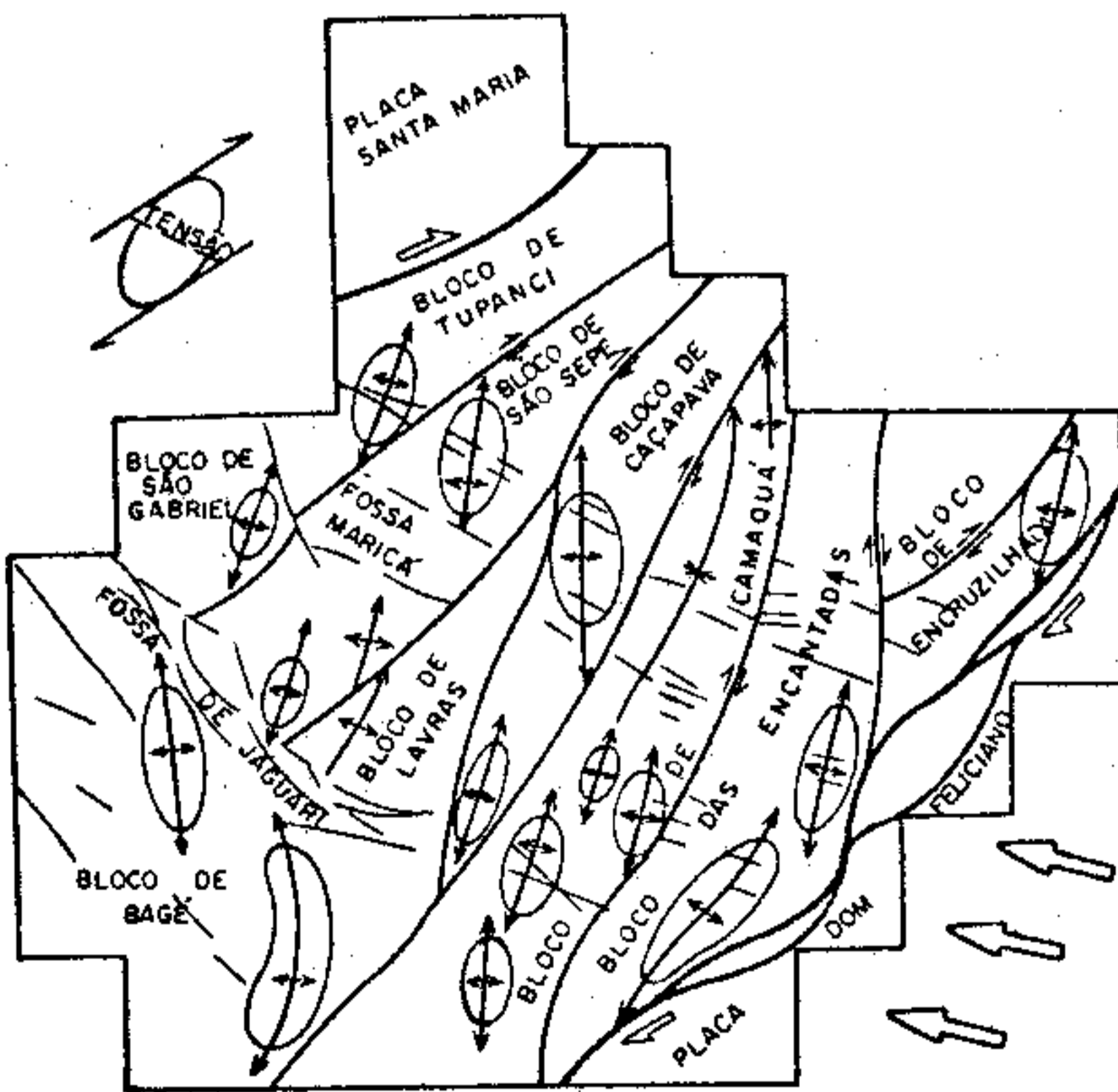
As primeiras reativações dos sistemas "regmáticos" que ocorreram na área estão representados pela discordância que separa a Formação Maricã das demais unidades pré-cambrianas. Estes movimentos foram possivelmente esforços compressivos de direção aproximada Leste-Oeste, os quais podem estar compreendidos no intervalo N80-120°E e que, por sua vez, determinaram a culminância da tectogênese pré-cambriana.



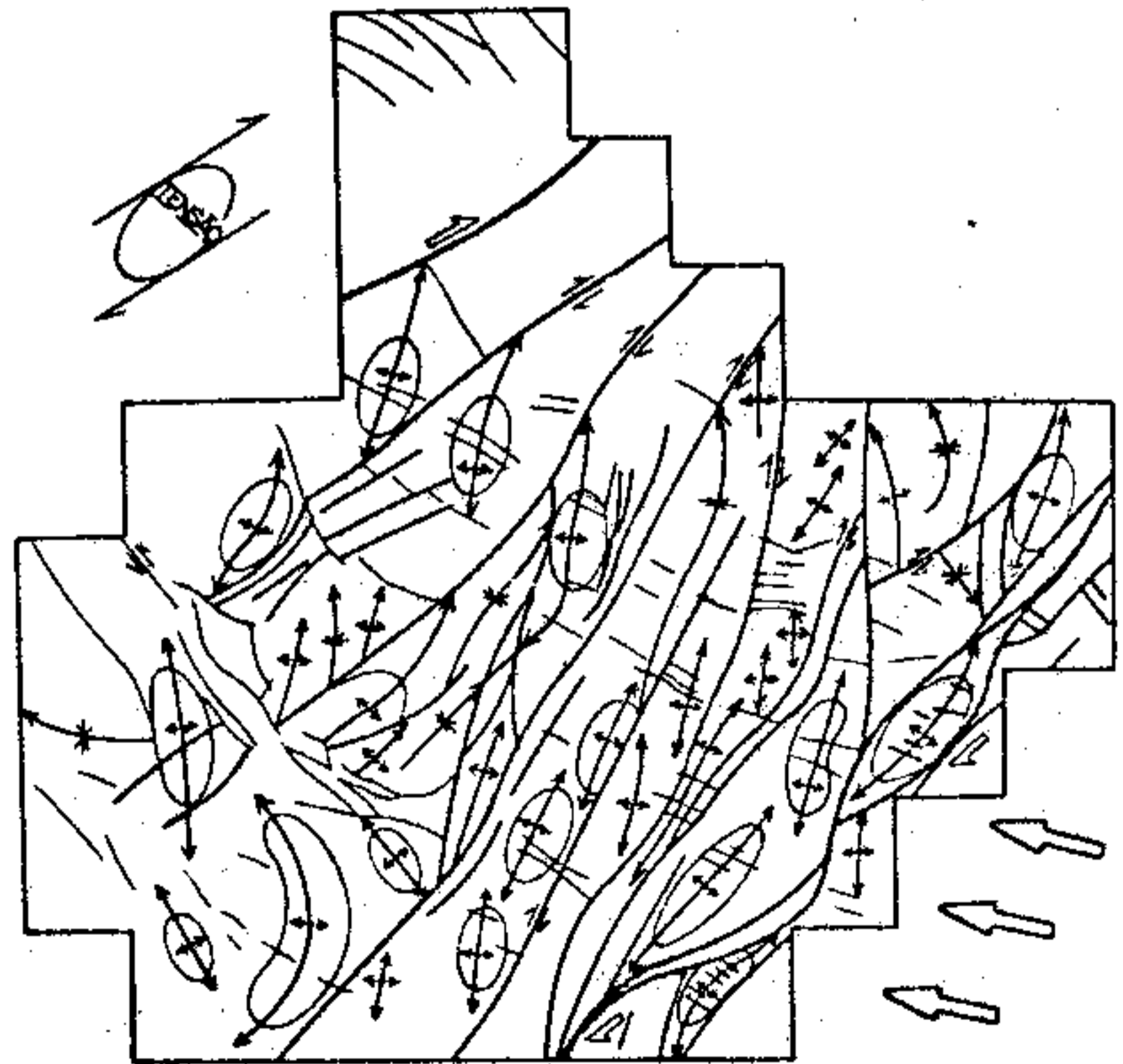
a) Sistemas "regmáticos" formados durante a consolidação Brasileira



b) Primeira reativação do sistema "regmático" (Pós-Grupo Porongos - Pré-Maricá)



c) Reativação de fraturas de flanco por cisalhamento e formação de dobras de arrasto (Intrusão de granitos Pós -Orogênicos)



d) Sucessivas etapas de cisalhamento e nova geração de fraturas de flanco (Durante e Pós-Grupos Bom Jardim e Camaquã)

Figura B.11 Evolução tectônica da placa Camaquã

O sistema nordeste, por ser mais transversal aos esforços compressivos, se reativará como uma zona de cisalhamento com deslocamento dextrógiro ("right lateral"). O sistema noroeste será reativado como uma zona de tensão devido a sua orientação com relação aos esforços compressivos (ver fig. B.11 b)

A reativação dextrógiro do sistema nordeste limita uma série de placas nesta orientação que divide o Escudo Sul-Riograndense (ver fig. B.12).

Na realidade, nas zonas não cobertas pelos depósitos gondwânicos e pelo Grupo São Bento, podem-se distinguir por sua vez placas, no sentido de THOMAS (1971), de direção nordeste, que além do movimento horizontal de deslocamento, tiveram importantes movimentos verticais, o que explicaria as diferentes elevações estruturais destas placas.

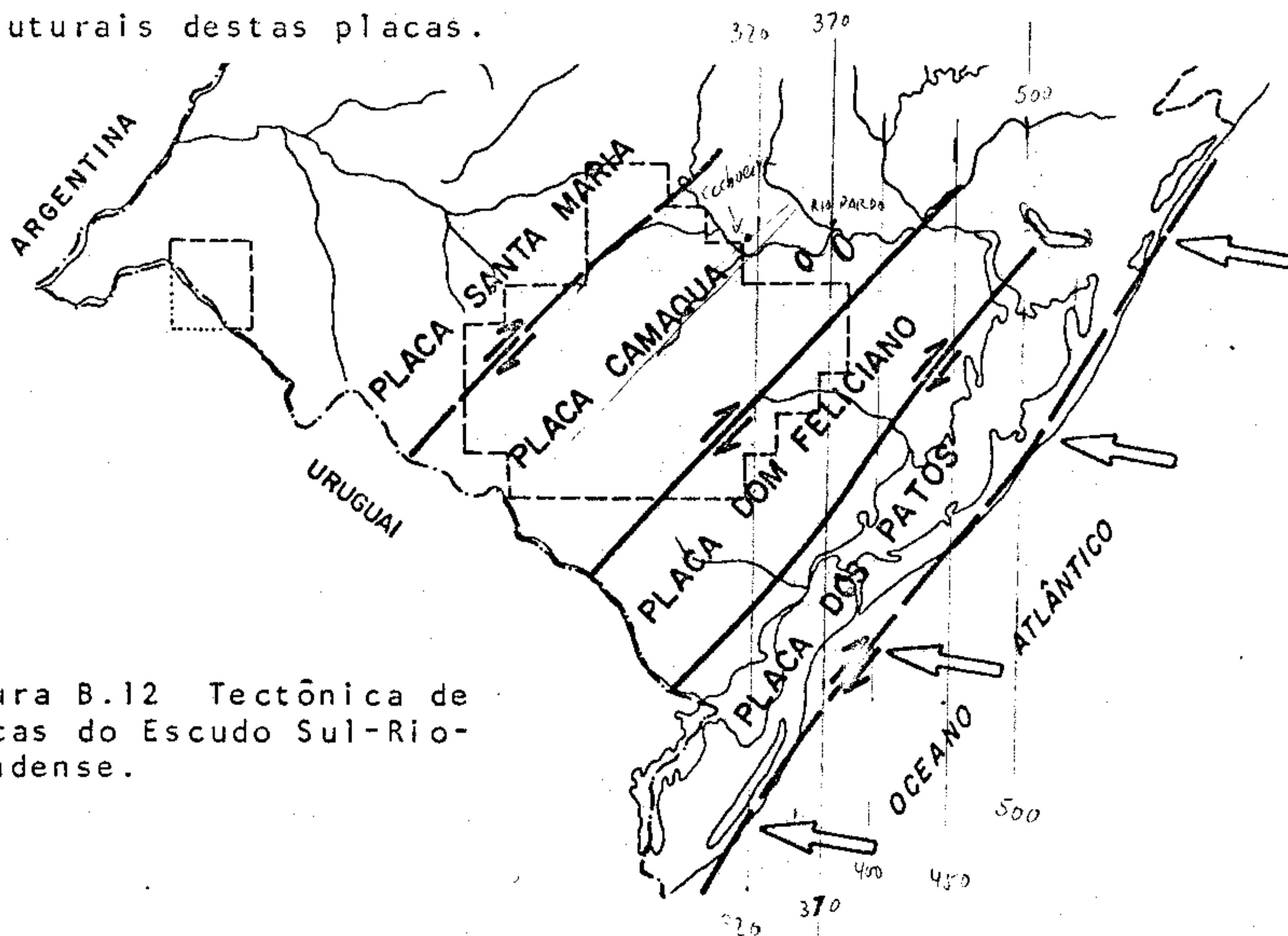


Figura B.12 Tectônica de placas do Escudo Sul-Riograndense.

A maior parte da área do projeto está localizada dentro da placa Camaquã, a qual na região é limitada por duas importantes

zonas de cisalhamentos ("master shears"), as quais estão ilustradas na figura B.11 b. Os esforços compressivos mencionados anteriormente se decompõem em um sistema de esforços conjugados ("couple") que originam, na forma de grandes dobras de arrasto, dentro da placa Camaquã dois altos estruturais: o alto de Bagé-São Sepê, e o alto de Encruzilhada. Estes altos ("up-lifts") estão bordeados por uma série de fraturas gravitacionais de flanco que formam um escalonamento na fossa Camaquã-Caçapava. Em sentido transversal a estes altos e coincidindo com a direção "regmática" noroeste se formará um sistema de falhas tensionais. Este sistema conseqüentemente irá constituir depressões menores, as quais serão preenchidas pelos depósitos da Formação Maricã.

A fossa de Camaquã-Caçapava controlará a deposição dos sedimentos das Formações Maricã e Arroio dos Nobres, sequências tipicamente molássicas constituídas por arenitos, arcóseos e conglomerados.

Durante a deposição destes sedimentos, novos esforços compressivos reativaram o binário ("couple"), e as fraturas de flanco já formadas foram reativadas por sua vez como um sistema de cisalhamento dextrógiro. Este cisalhamento das fraturas de flanco produzirá uma nova geração de dobras de arrasto, que irão controlar o "emplacement" do plutonismo pós-orogênico. Este plutonismo, segundo SIMONEN (1969) aproveitará as zonas de alívio de pressão e se localizará nos altos estruturais, coincidindo com as dobras de arrasto. É deste modo que as intrusões dos Granitos de Caçapava, São Sepê, Lavras, etc. se realizam.

Este episódio marca um evento metalogenético muito importante, uma vez que os granitos pós-orogênicos são os meios ideais para transportar às partes mais superficiais da crosta os fluídos mineralizadores.

As dobras de arrasto mencionadas anteriormente formaram novas fraturas de flanco, as quais junto com a reativação do sistema tensional noroeste produziram as aberturas necessárias para a efusão do vulcanismo andesítico-riolítico da Formação Crespos. O vulcanismo andesítico antecede em parte aos granitos pós-orogênicos. O vulcanismo riolítico é posterior e fortemente controlado pelas linhas tensionais noroeste como se observa na fossa Maricã, e na fossa a sudoeste de São Gabriel (ver fig. B.11 c).

Estas fraturas de flanco serviram também como conduto das soluções hidrotermais trazidas pelo plutonismo pós-orogênico. Por esta razão há uma estreita relação entre o vulcanismo andesítico localizado nas fraturas de flanco e as ocorrências cupríferas na área do projeto. Quando o vulcanismo andesítico não está controlado por estas fraturas, como ocorre a sudoeste de São Gabriel, a área é aparentemente estéril, sem mineralização. Posteriores reativações dos esforços compressivos produzem novas dobras de arrasto, com fraturas de flanco relacionadas. A rotação das antigas dobras de arrasto, como é o caso de Caçapava, produz uma reativação, com cisalhamento das primeiras fraturas de flanco que bordejavam a dobra e, dependendo da intensidade do esforço, podem produzir acavalamientos da dobra por meio de falhas inversas. Este fenômeno de rotação e acavalamiento se observa no dobramento de Caçapava. A rotação produz falhas inversas coincidindo com as antigas fraturas de flanco no setor nordeste e sudoeste da anticlinal de Caçapava.

Os movimentos que ocorrem após a deposição das Formações Santa Bárbara e Guaritas produzem um aumento da densidade das estruturas previamente formadas. Em parte até as fraturas tensionais de direção noroeste são reativadas como fraturas de cisalhamento com deslocamento lateral para a esquerda ("left lateral"), como se observa no extremo oeste da fossa de Jaguari.

Os movimentos posteriores ao Grupo Camaquã determinaram uma série de fossas tectônicas menores no setor oriental, que controlaram a deposição da Formação Caneleiras durante o Devoniano.

Os depósitos molássicos gonduânicos ocorreram como resposta a esta série de movimentos do Paleozóico Inferior que são os responsáveis pela estrutura atual da área. As rochas gonduânicas cobrem discordantemente toda a região periférica do escudo.

Com a separação continental entre América e África, efetivou-se uma brusca reativação dos sistemas tensionais, principalmente do antigo sistema tensional noroeste, que permitiu a efusão de importantes derrames basálticos.

Durante o Cenozóico a região foi consideravelmente estável.

C. G E O F Í S I C A A É R E A

C.1. COLETA DE DADOS

C.1.1. Equipamento

C.1.1.1. Aeronave

Um avião tipo DOUGLAS DC-3 foi utilizado por seu tamanho, capacidade de carga, flexibilidade de operação e segurança, condições requeridas para este tipo de projeto (ver fig. C.1.1.). Além do equipamento padrão fabricado, foi instalado um piloto automático BENDIX para manter a orientação das linhas de voo, e um raio-altímetro AN/APN-141 W(V) para indicar e registrar a distância entre o avião e o terreno. Uma câmara de registro AUTOMAX G-2 registrou no filme de 35 mm a trajetória do avião durante a coleta de dados.

C.1.1.2. Espectrômetros de Raios Gama

O princípio do sistema de espectrometria de raios gama está baseado na medida da amplitude do espectro da luz formada pela captura dos raios gama incidentes sobre cristais de iodeto de sódio ativados por tálio.

Os cristais de iodeto de sódio devem ser suficientemente grandes para permitir a absorção dos "photons" de raios gama incidentes, possibilitando uma relação de contagem espectral bastante ampla para dar uma adequada medida estatística em pequenos intervalos de tempo, requeridos pelo sistema de detecção aérea.

O levantamento por espectrometria de raios gama está baseado nas medidas quantitativas de raios gama de tório, urânio e potássio ocorrentes na superfície da terra.



Figura C.1.1. Aeronave Douglas DC-3

Supõe-se que existe um equilíbrio entre estes três elementos e seus respectivos produtos de desintegração radioativa: tálio²⁰⁸, bismuto²¹⁴ e potássio⁴⁰.

Estes três produtos de desintegração produzem, em condições naturais, picos pronunciados (2,615, 1.76 e 146 Mev, respectivamente), permitindo, portanto, a medida da distribuição de seus elementos radiogênicos: tório, urânio e potássio.

Um espectro típico de raios gama, como o medido nas operações aéreas, consistem de picos de energia discretos, afetados pelo "Compton scattering" e outros efeitos devido aos elementos radioativos naturais, aliados às radiações cósmicas e a radiação produzida por radionuclídeos ("radionuclides") presentes na atmosfera. Todos estes efeitos dissimuladores podem ser identificados e removidos por medições de campo rotineiras e pelo método de redução de dados.

O esquema do sistema instrumental utilizado pela TEXAS INSTRUMENTS no levantamento aéreo de raios gama é apresentado na figura C.1.2.

Detectores de 6 cristais de 11 1/5 polegadas de diâmetro por 4 polegadas de espessura emitem impulsos luminosos com a captura dos "photons" de raios gama. Estes impulsos de luz são detectados por tubos foto-multiplicadores (7 por cristal), amplificados, e logo transmitidos a um analisador multicanal (A), o qual assinala a amplitude do impulso a um dos 400 níveis.

Ao finalizar o período de contagem (2 segundos), os dados armazenados na memória do analisador junto a outros dados como, número de linha, altitude por radar, leituras magnetométricas, hora do dia, etc. são digitalizados e registrados em uma fita magnética.

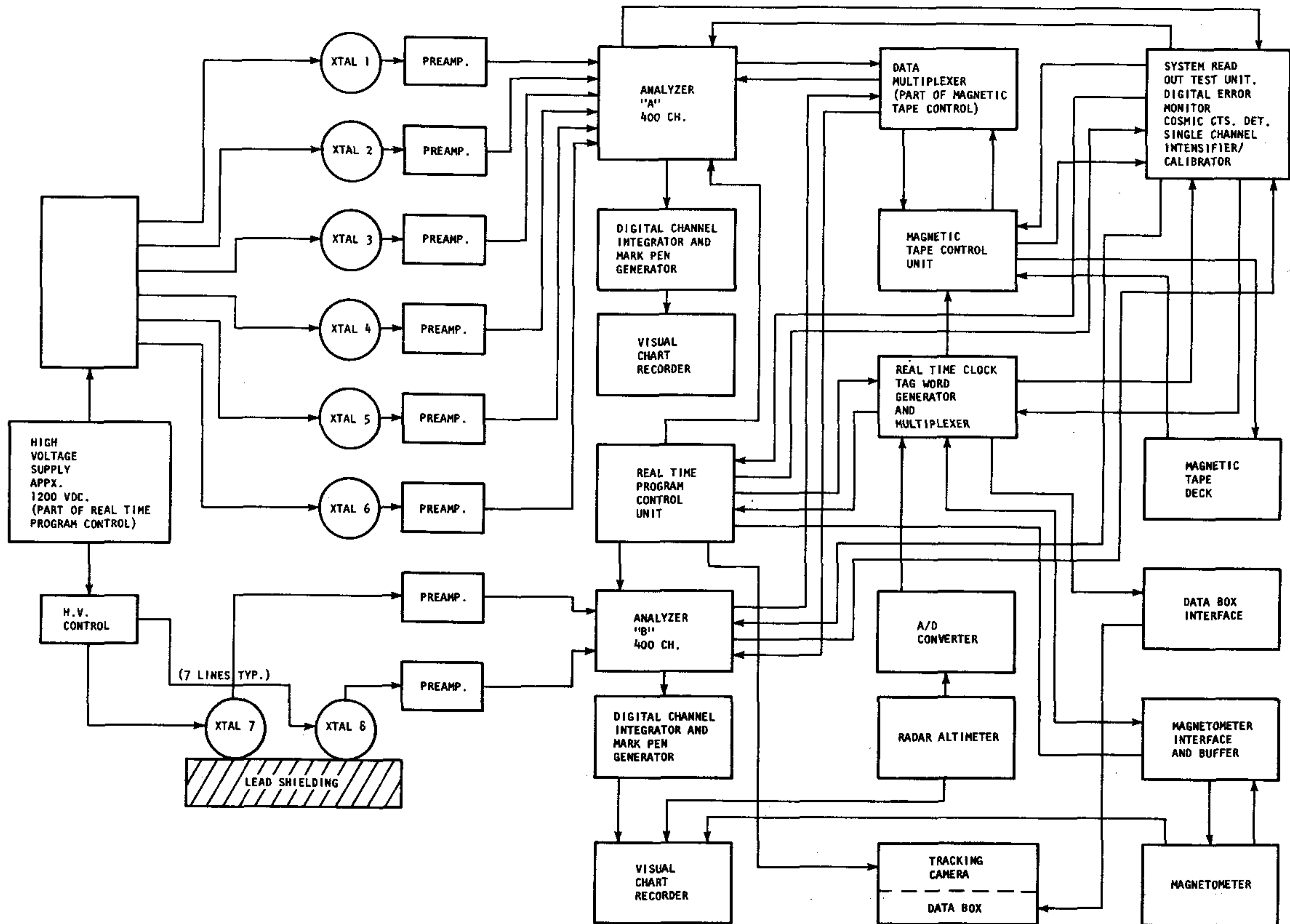


Figura C.1.2. Bloco diagrama do Sistema Aeroespectrométrico

Dois cristais adicionais e um tubo foto-multiplicador associado, foram incorporados e conectados a um segundo analisador multicanal (B) e uma unidade de armazenamento de dados. Estes cristais estão protegidos dos raios gama incidentes no bojo da aeronave por uma chapa de chumbo de 2 polegadas de espessura e são usados para medir a radioatividade produzida pelo gás radônio 222 na atmosfera. O período de contagem para a unidade é 40 vezes maior que o da unidade principal. Os dados obtidos são registrados na mesma unidade de fita magnética.

A descrição das unidades principais que compõem o sistema espectrométrico de raios gama, é a seguinte:
(Ver fig. C.1.3. e C.1.4.)

1) Unidade de Leitura e Teste

Contém um tubo de raios catódicos e um painel-monitor para controlar os dados contidos no analisador durante e após as operações de vôo. Estes dados são armazenados em fitas magnéticas.

2) Analisador TMC 406 (A)

Este foi projetado para receber, analisar e transmitir os impulsos de luz recebidos dos tubos foto-multiplicadores que estão instalados nos 6 cristais descobertos. A saída se dá na fita magnética por intermédio do controle TMC 523.

3) Controle de fita magnética TMC 523

Fornece o controle para o transporte da fita PERTEC, e um "interface" entre os analisadores (A e B) e a fita magnética.



Anterior



Posterior

Figura C.1.3. Instalação do sistema aerospectrométrico

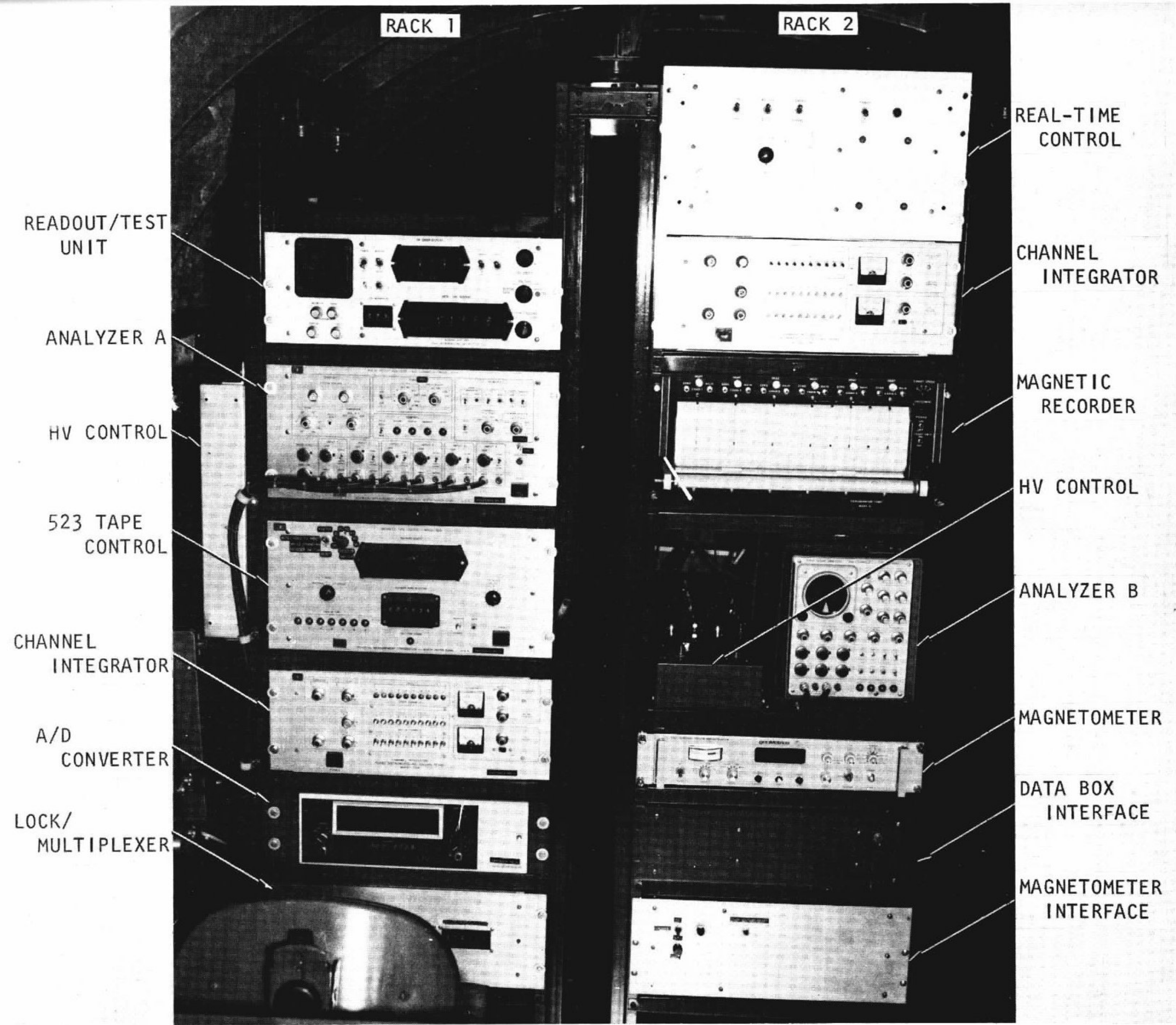


Figura C.1.4. Instrumentos a bordo

4) Integrador de canal N° 1

Esta unidade adiciona as contagens ("counts") obtidas da memória do analisador (A) e as exibe tanto visual como graficamente no registrador de um gravador. O tempo inativo do analisador (A), que é uma indicação da intensidade da radiação detectada, é também apresentada durante as observações de voo.

5) Conversor A/D ADAGE

Recebe o sinal de altitude analógica do radar-altímetro e o converte a um sinal de formato BCD, transmitindo-o ao "clock multiplexer" para sua inclusão na fita magnética.

6) "Clock Multiplexer"

Fornece o número de registro, hora, dia e o número de voo ao controle 523 modelo TMC para identificação e suplementação dos dados registrados na fita magnética.

7) Controle de programa do tempo ativo

Fornece uma potência de + 1200 VDC para o tubo fotomultiplicador, sendo um método conveniente para modificar o tempo ativo e controlar a câmara de registro de 35 mm.

8) Integrador de canal N° 2

Fornece o mesmo que o integrador de canal N° 1, exceto que opera com o analisador (B).

9) Analisador 404 TMC (B)

Destina-se a receber, analisar e transmitir, através do controle 523 TMC, os impulsos de luz recebidos dos tubos foto-multiplicadores montados nos dois canais cobertos, para fita magnética.

10) Caixa de "interface" de Dados

Serve para ativar e controlar, em níveis lógicos e compatíveis com as 7 lâmpadas utilizadas para produzir os números do registro no filme da câmara de 35 mm.

11) Controle de alta voltagem

As duas unidades de controle de alta voltagem contêm resistências variáveis para combinar a sensibilidade dos 8 tubos foto-multiplicadores montados nos 6 cristais descobertos e nos 2 cobertos.

12) "Interface" da câmara

Provê a potência para operar a câmara de registro de 35 mm.

13) Transportador de fita PERTEC

Registra todos os dados numa fita magnética de "paridade par" ("even parity") formato BCD com, 7 faixas e 1/2 polegada de largura.

C.1.1.3. Magnetômetro Aéreo

Um proton-magnetômetro aéreo GEOMETRIC, modelo G-803 foi instalado (ver fig. C.1.5.) e rebocado pelo DC-3. Uma saída digitalizada do G-803, contendo os dados de raios gama, foi gravada em fita magnética, o mesmo ocorrendo com os dados da saída analógica, acoplada a um registrador analógico de canais múltiplos, GEOMETRIC MARS-6.

C.1.1.4. Magnetômetro Terrestre

Um proton-magnetômetro aéreo VARIANT modelo V-4937^A foi usado como magnetômetro terrestre, com o sensor localizado de tal forma que minimizasse ao máximo as interferências locais. A saída analógica deste magnetômetro foi registrada em um gravador analógico HP modelo 680M de um só canal.



Figura C.1.5. Sensor do Magnetômetro aéreo protônico G-803

C.1.2. Procedimento para a Coleta de Dados

C.1.2.1. Procedimentos aéreos

O levantamento geofísico das regiões de Camaquã e cerro de Jarau foram dirigidos desde uma base de operações instalada no aeroporto da cidade de Santa Maria, enquanto que os dados da área de Poços de Caldas foram coletados da base de operações localizada na cidade de Campinas, Estado de São Paulo.

O levantamento foi realizado com um avião bimotor tipo DOUGLAS DC-3, equipado com os instrumentos de aero-espectrometria de alta sensibilidade da TEXAS INSTRUMENTS e o magnetômetro GEOMETRIC mencionados anteriormente. Este magnetômetro foi instalado no bojo da aeronave e rebocado por um cabo. Um magnetômetro terrestre VARIANT permitiu registrar as variações no campo magnético terrestre durante a coleta de dados.

Os dados do levantamento aéreo foram obtidos ao longo de linhas de vôos paralelas, com espaçamento de 1.000 metros, sendo que a altura de vôo foi de 125 metros. A velocidade média de operação do avião foi de 193 km/hora. As linhas de vôo na área de Camaquã estavam orientadas segundo a direção $N45^{\circ}W$, enquanto que para a área do cerro de Jarau esta orientação foi de $N40^{\circ}W$. Na área de Poços de Caldas as linhas de vôo tiveram direção leste-oeste. As linhas de controle foram voadas perpendicularmente às linhas de vôo, com um espaçamento aproximado de 18 km.

Um sistema dotado de piloto automático foi usado durante os trabalhos de obtenção de dados, a fim de manter correta a direção do vôo.

Pequenos afastamentos na direção foram visualmente realizados pelo co-piloto navegador, utilizando-se das faixas de foto-mosaicos, na escala 1:50.000, nos quais as linhas de vôos pré-fixadas estavam plotadas. Ao mesmo tempo, uma segunda cópia das faixas de foto-mosaicos foi manualmente marcada por outro tripulante encarregado do controle de navegação para manter um registro permanente da posição da aeronave. Uma câmara de 35 mm, grande angular, forneceu um registro fotográfico da localização da aeronave em intervalos de 2,5 segundos. Esta técnica de navegação proporciona uma indicação quase instantânea dos desvios das linhas de vôo, que puderam ser corrigidos imediatamente, mediante a interrupção da linha de vôo, retrocedendo-se a aeronave ao ponto necessário para manter uma superposição suficiente e garantir assim a continuidade dos dados.

A distância aeronave-terreno foi mantida pelo piloto mediante a observação do indicador no radar altimétrico existente no painel de controle.

Tanto o espaçamento entre as linhas de vôo como a altitude, estiveram dentro das especificações do contrato, salvo quando foram requeridos desvios para atender aos regulamentos de vôo, ou por consideração às normas de segurança.

C.1.2.2. Procedimentos terrestres

Ao término de cada linha de vôo, um controle da qualidade de dados foi feito em conjunto pelo representante da CPRM e o chefe de operações da TI. Cada fita foi conferida para evitar que os dados coletados apresentassem erros. Tanto os registros analógicos dos magnetômetros aéreo e terrestre, bem como os foto-mosaicos de vôo, foram inspecionados. Uma faixa teste de cada rolo do filme de 35 mm foi processada no campo com o objetivo de garantir a operação normal da câmara de registro.

As linhas de vôos ou porções das mesmas que excediam as especificações constantes no contrato, foram conferidas e voadas novamente.

Registros detalhados do progresso do levantamento foram feitos diariamente e, em intervalos convenientes, as fitas de vôo foram remitidas para o Centro de Processamento de Dados da TI em Dallas, Texas, Estados Unidos.

C.2.1. Redução de Dados de Raios Gama

C.2.1.1. Princípios Básicos

O fluxo geral do processo de redução dos dados é mostrado na figura C.2.1.

O processamento de dados consiste em três etapas principais:

I Etapa Apresentação de dados de valores não-corrigidos nas fitas de campo e transferência desses dados a um armazenamento intermediário em um disco de acesso direto. Ver formato da fita de entrada da figura C.2.2.

II Etapa Dois passos são executados no armazenamento dos dados no disco. O primeiro passo produz a calibração do canal à energia correspondente, para as saídas do analisador de altura por impulsos, em ambos sistemas de registro: o coberto ('shielded') e o descoberto ('unshielded').

O segundo passo reduz os dados, executando várias correções para o desdobramento do espectro, normalização do tempo ativo, distância ao terreno e radiação atmosférica. A saída é na forma de fita magnética intermediária, com listas impressas em linhas para se ter um melhor controle.

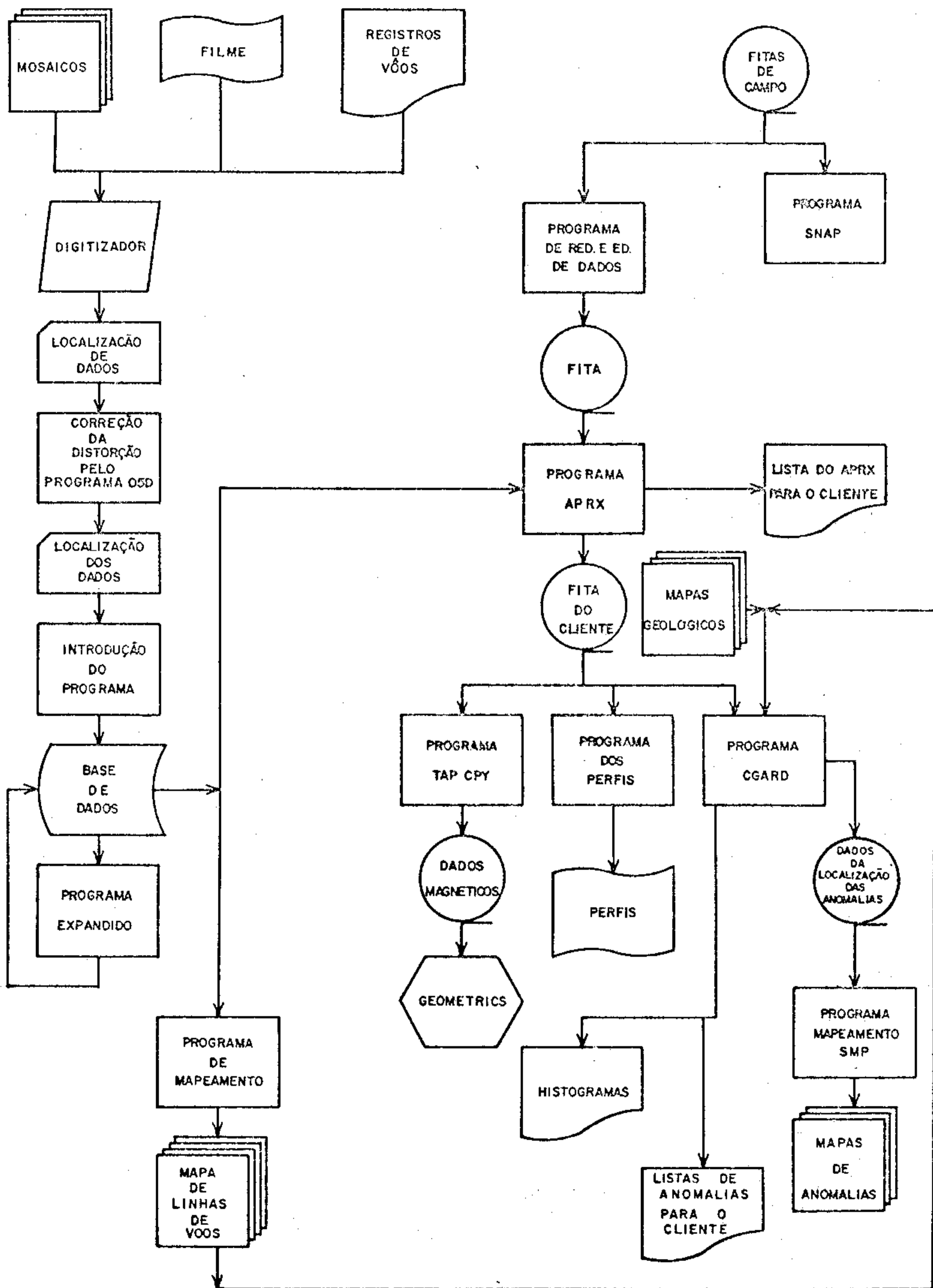


Figura C.2.1. Diagrama do processamento de dados

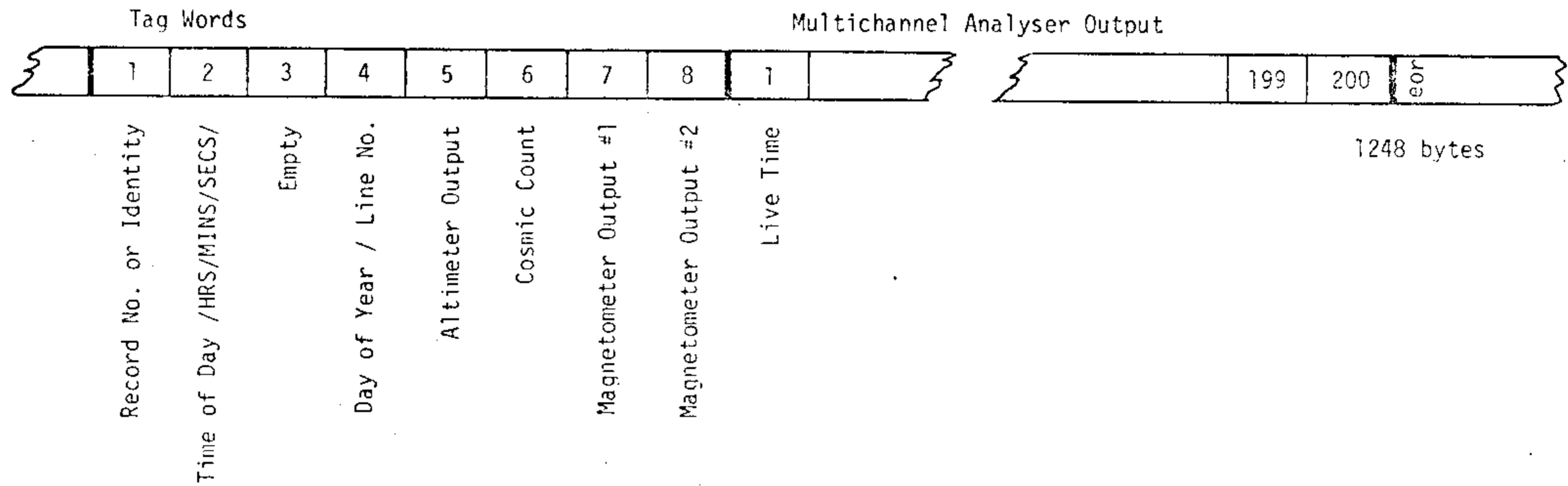
IBM, 7 track, 1/2 inch tape

Density - 200 BPI

Parity - even

Format - binary coded decimal

Logical Record Length = Blocksize
= 1248 bytes (208 words)



NOTE — Atmospheric Radiation Record, Approx. every 40th Record Contains No Tagwords and Consists of 400 Multichannel Analyser Outputs (2400 Bytes)

Figura C.2.2.a Formato da fita de campo

IBM, 9 track, 1/2 inch tape
 Density - 1600 BPI
 Format - VBS (unformatted)
 Logical Record Length = 1156 bytes, (288 words)
 Blocksize = 11564 bytes

Each Composite Record Comprises 8 Reduced Data Records Stored in Integer Form and Real Form.

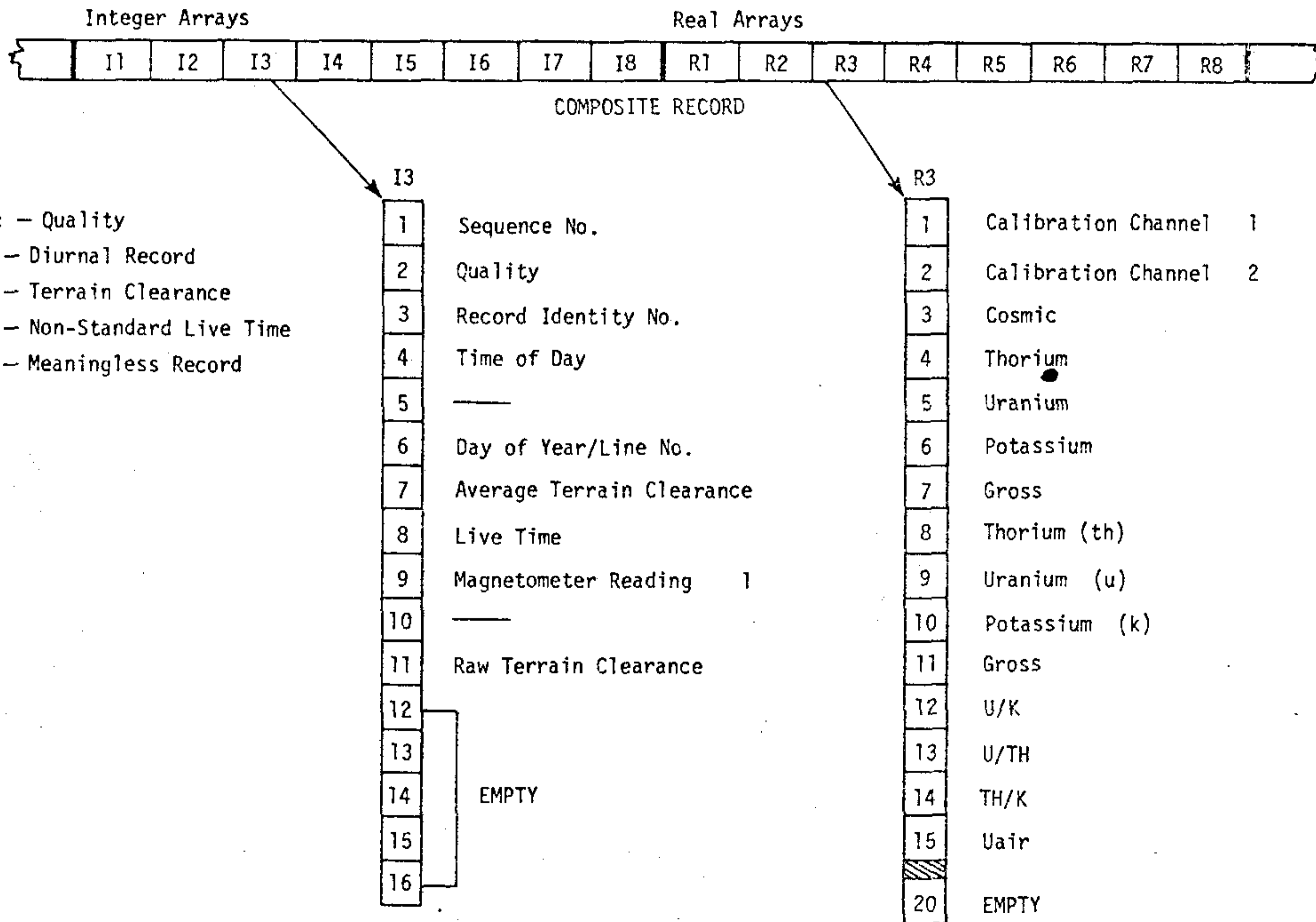


Figura C.2.2.b Formato da fita de entrada

III Etapa Os dados de navegação das linhas de vôos podem ser cotejados com os registros digitalizados, e qualquer outra correção de dados adicionais, pode ser efetuada, sendo que estes dados são transferidos para as fitas de dados finais.

C.2.1.2. Processamento de Dados Digitalizados

C.2.1.2.1. Calibração do Canal de Energia

Apesar de ser feita a calibração no início de cada dia de vôo, é necessário verificar a correspondência entre o número do canal e o nível de energia através do processo de registro. Suaves variações no fornecimento da alta voltagem e nas respostas do foto-multiplicador podem ser corrigidas desse modo, conseguindo-se aumentar portanto a resolução total do sistema. Além do mais, como este processo depende da forma do espectro "registrado", quaisquer outras mudanças na forma deste espectro, por falhas do instrumento ou por qualquer outro motivo, podem ser detectadas rapidamente e automaticamente.

O procedimento para a calibração do canal, para ambos os sistemas detectores, coberto ou descoberto, consiste no seguinte:

- 1) Somatório suficiente de espectros individuais, de tal modo que sejam obtidos foto-picos de energia ("photo energy peaks") bem definidos.
- 2) Localizar a exata posição dos canais correspondentes aos foto-picos de energia 2.615 MeV e 1.460 MeV.
- 3) Calcular a posição do canal de energia zero, e a energia por canal, para obter uma precisa calibração do canal de energia.

C.2.1.2. Correção por Redução de Matriz

Cada espectro de campo supostamente tem uma composição formada pela soma dos espectros dos produtos de desintegração natural de potássio, urânio e tório, juntamente com a radiação cósmica. Ver figura C.2.3.

A separação quantitativa (ou desdobramento) da soma das diferentes fontes de radiação gama é efetuada usando-se métodos de redução de matriz. A matriz, que é usada para multiplicar o vetor formado pelo espectro de campo registrado, é obtida invertendo-se a matriz normalizada do espectro da calibração padrão, para cada uma das principais fontes contribuintes.

As quatro fontes de calibração padrão usadas pelo sistema GRAMS II, são mostradas nas figuras C.2.4. a C.2.7. O espectro de radiação cósmica é essencialmente constante em altitudes superiores a 6.600 metros, e sua variação (aumento) com a altitude é conhecida.

O espectro, produto da desintergração do tório, foi medido em White Mountains, New Hampshire na altitude de operação normal de 133 metros acima do nível do terreno, e com correções normais feitas para as radiações cósmica e de "background".

O espectro padrão de urânio foi obtido por medições aéreas na mina de urânio Haystack, nas proximidades de Grants, New Mexico.

O potássio natural tem uma percentagem do potássio 40 de 0.119, produzindo o espectro indicado na figura C.2.7.

Cóntagem / Canal / 17.5 Min.

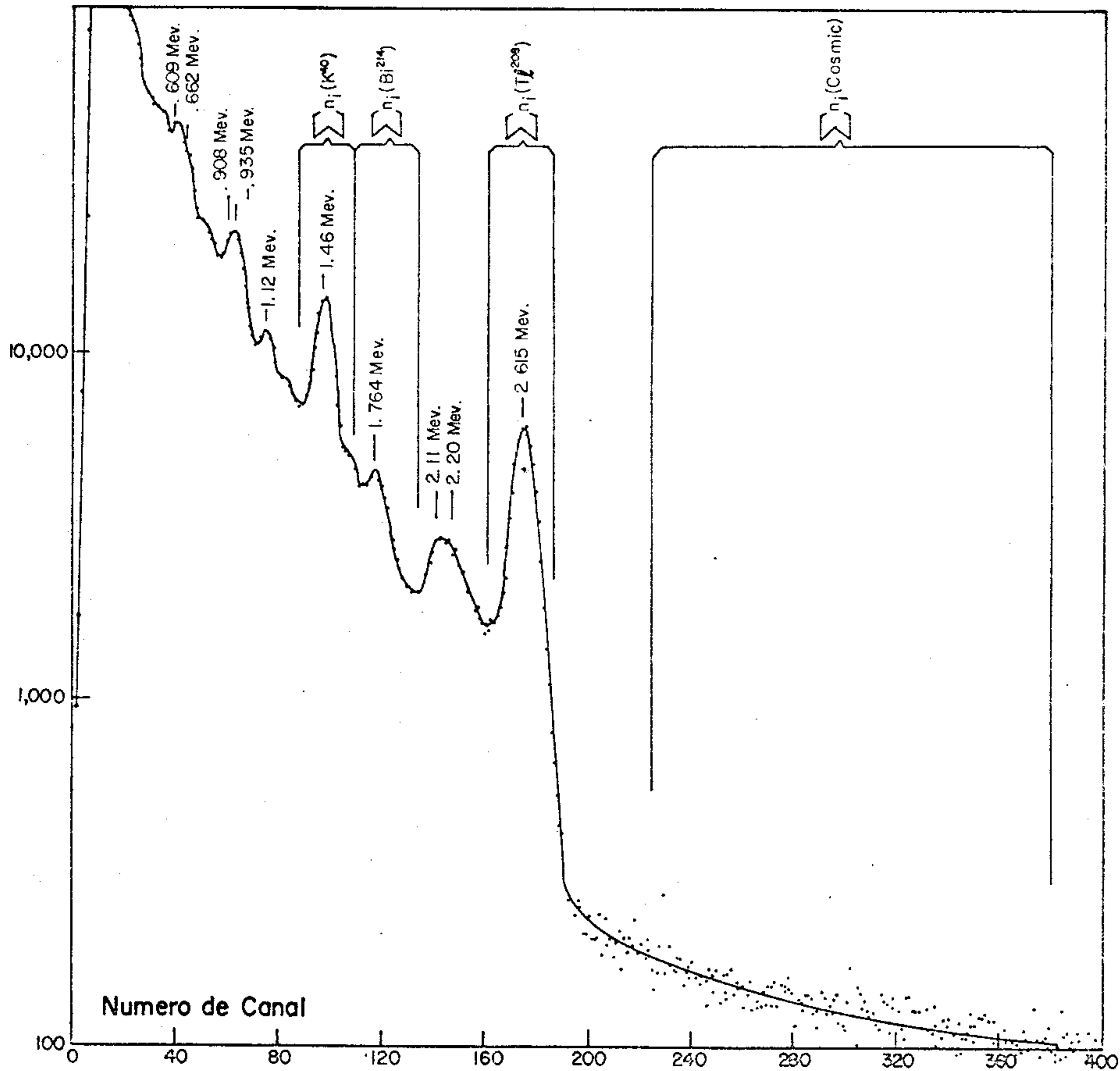


Figura C.2.3. Espectro de raios gama mostrado o somatório dos intervalos de energia

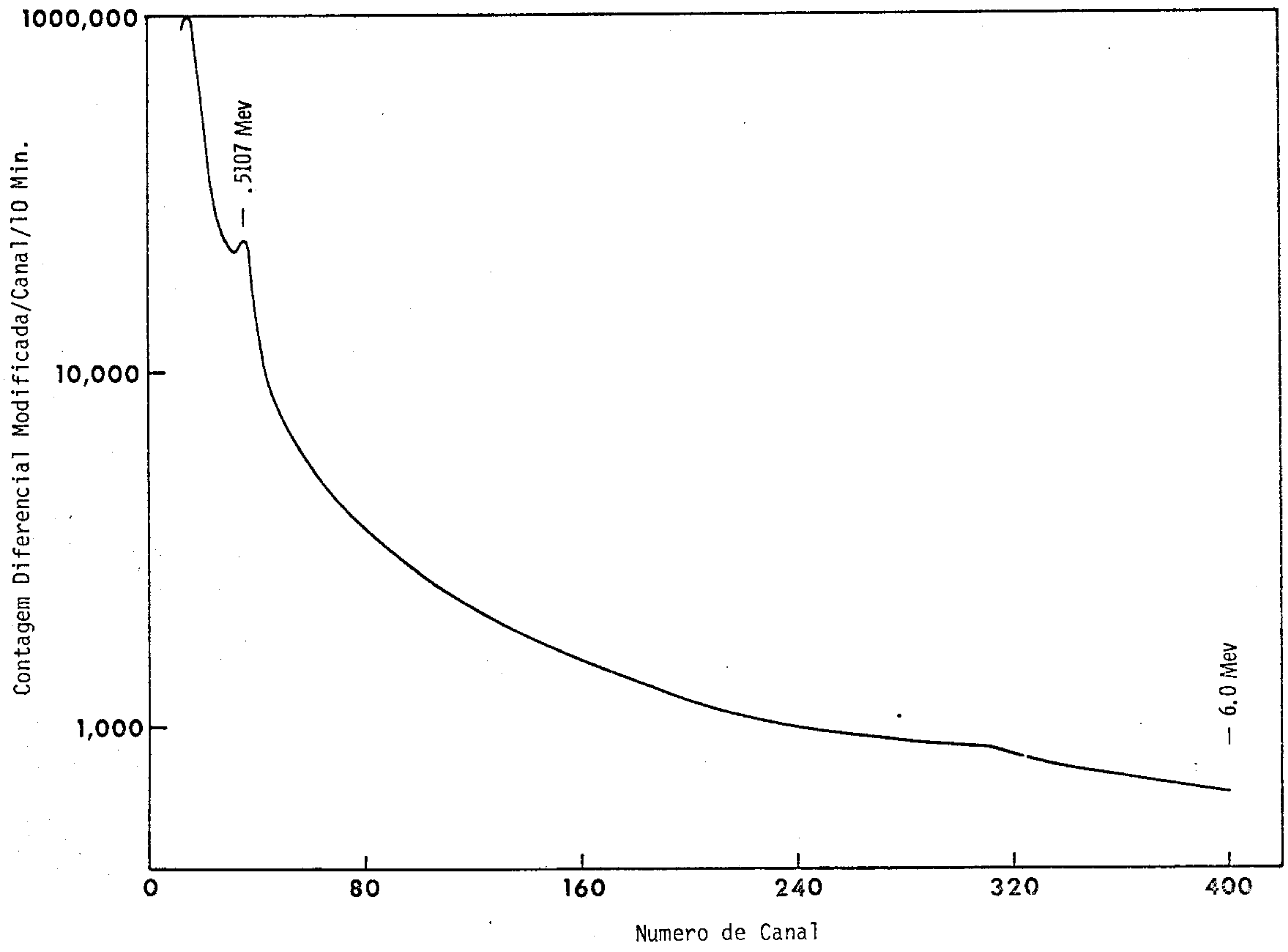


Figura C.2.4. Espectro de Radiação Cosmica



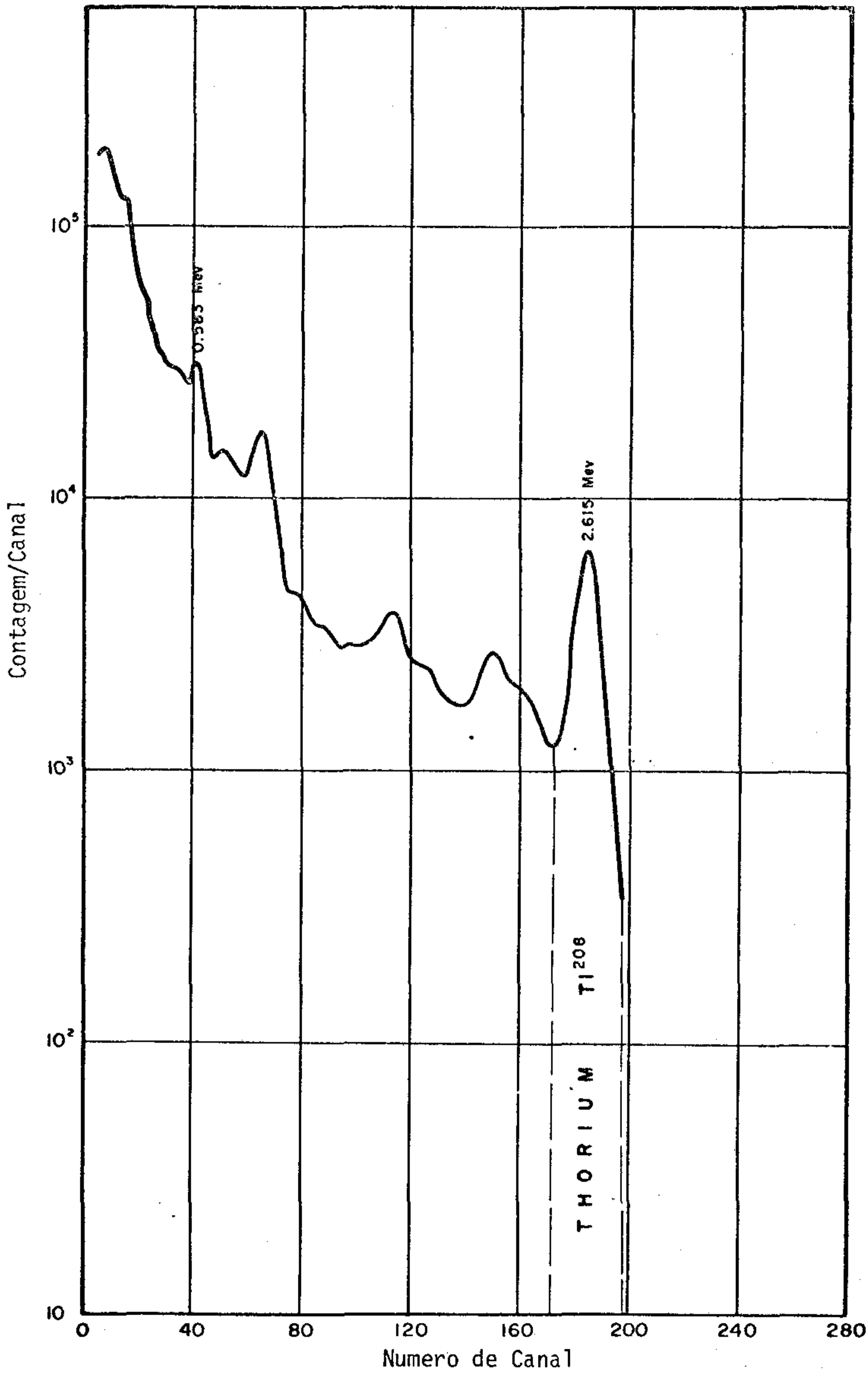


Figura C.2.5. Espectro de Calibração do tório em white Mountain, New Hampshire, U.S.A.

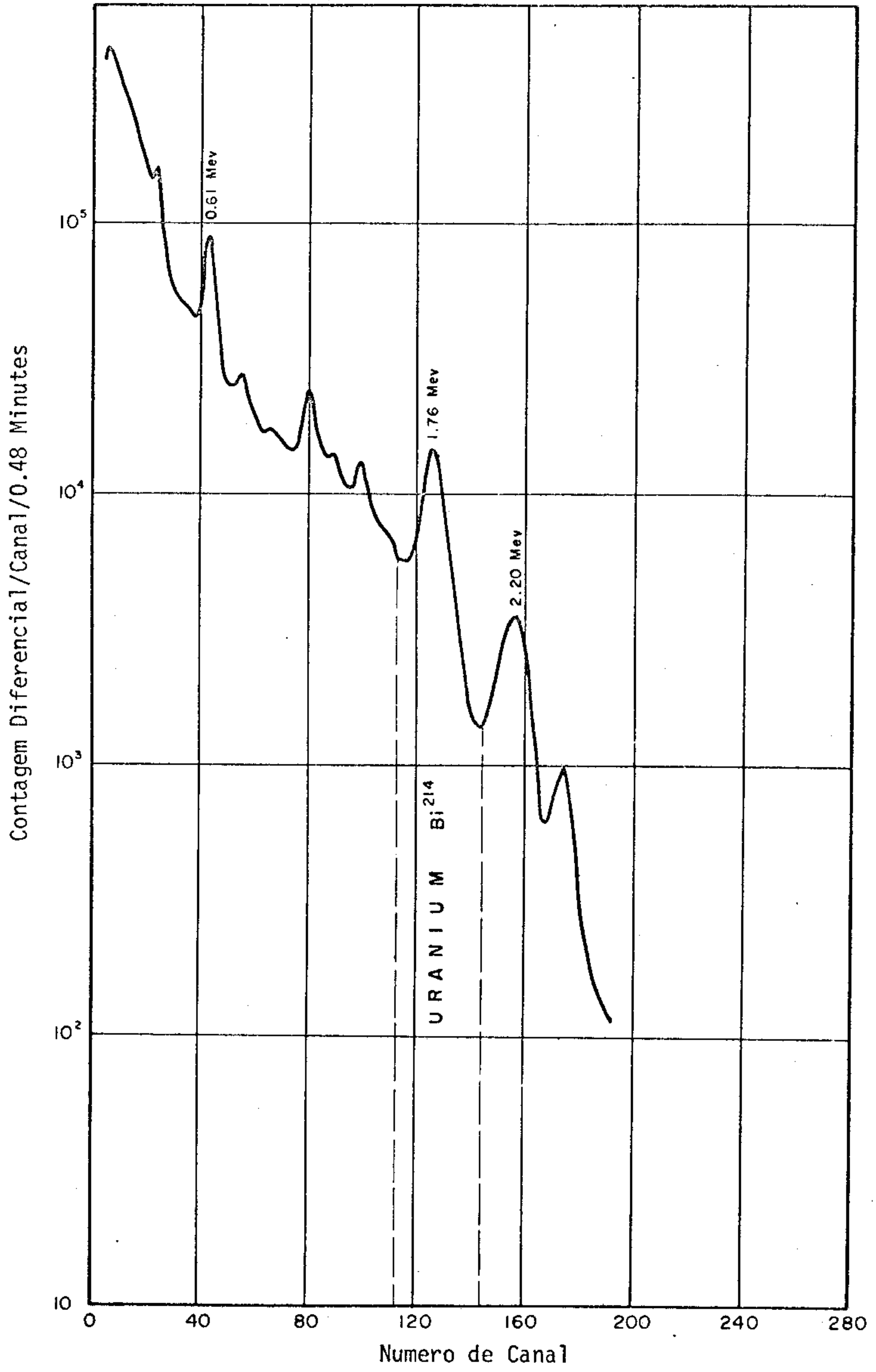


Figura C.2.6. Espectro aéreo do Urânio

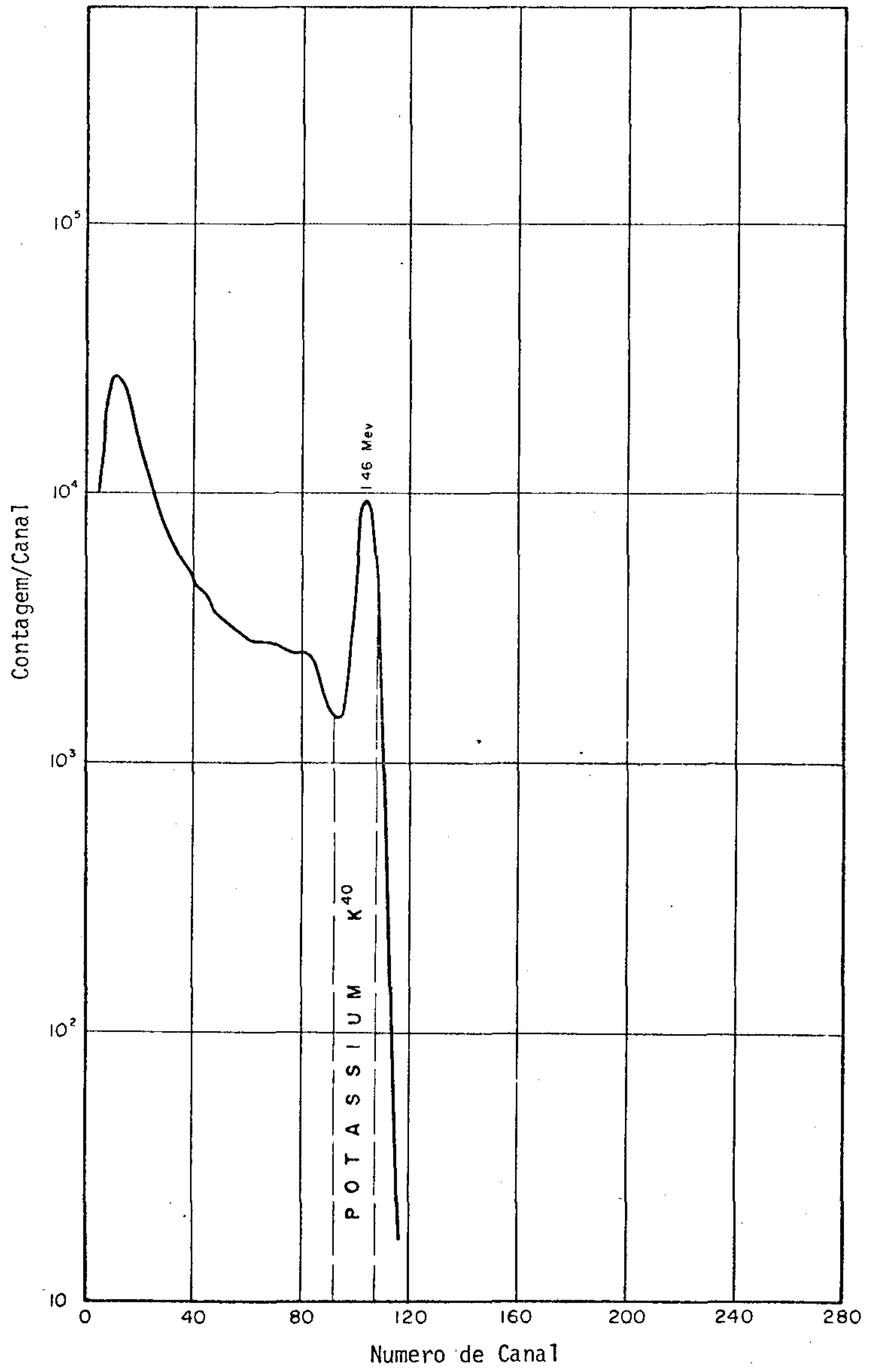


Figura C.2.7. Espectro de calibração do potássio 40

Como os espectros normais foram obtidos através de medidas aéreas com o sistema de operação usual e cristais, e porque a técnica normaliza a um nível acima de 133 metros, não há necessidade de identificar e corrigir efeitos tais como, "Compton scattering" e o "back scattering" nos cristais, geometria dos cristais e deformação espectral devido a atenuação diferencial na atmosfera entre o terreno e o sistema de registro.

As suposições básicas, portanto, são:

- 1) O espectro de campo e os espectros padrões devem ser tomados na mesma geometria experimental.
- 2) O espectro padrão e o espectro de campo devem ter uma idêntica calibração de energia.
- 3) Qualquer isótopo emitindo raio gama no espectro de campo que não é representado por um padrão, deve estar presente em quantidades relativamente pequenas.

C.2.1.2.3. Normalização do Tempo Ativo

Todos os dados espectrais são normalizados para 2 segundos de tempo de contagem. O tempo real durante o qual o sistema foi capaz de detectar os raios gama incidentes, é chamado TEMPO ATIVO, e é definido como o tempo durante o período de contagem em que o sistema de registro realmente tem sido capaz de aceitar a contagem dos canais.

C.2.1.2.4. Correção da Radiação Cômica

O volume dos detectores de cristal empregados no GRAMS II

é tal, que a radiação cósmica tem um efeito mensurável na radiação observada, sendo por isso, necessário corrigi-la. Durante o registro do espectro dos detectores descobertos, analisadores de altura por impulso dos canais 201 até 400, são automaticamente somados no analisador de altura por impulso, e registrados como "palavra chave" ("tag word").

Para o registro dos detectores cobertos, a soma dos canais de energia 201 até 400 é realizada durante o processamento de dados. Esses valores dão a medida direta da radiação cósmica incidente, visto que nenhuma fonte emissora de raios gama terrestre ocorre neste limite de energia (3.3 a 6.0 MeV). Simultaneamente, com a forma padrão da radiação cósmica na matriz de redução, são removidos os efeitos desta radiação nos foto-picos de menor energia.

C.2.1.2.5. Correções da Radiação do "Background" feitas a bordo

Apesar de serem tomadas severas medidas para eliminar toda a fonte radioativa dentro da aeronave, sempre existirá radiação residual ou de "background". Esta radiação é medida registrando-se os espectros dos detectores de cristais individuais quando a aeronave sobrevoa grandes corpos de água doce suficientemente profundos para absorver quaisquer raios gama terrestres. Essas medidas são tomadas em uma altitude suficiente, tornando os efeitos de radiação atmosférica inexpressivos. Depois de feitas as correções para a radiação cósmica e normalização do tempo ativo, subtraem-se os espectros residuais assim medidos, de toda a contagem espectral subsequente.

C.2.1.2.6. Correção da Distância ao Terreno

Para que se tenha uma consistência com os padrões de calibração espectrais usados na redução de matriz, que foram obtidos a

133 metros de distância ao terreno, todos os dados e contagens radiométricas são normalizados considerando-se constante a distância vertical ao terreno, isto é, de 133 metros.

Em vez de tentar separar os efeitos da absorção do ar, do "Compton scattering", do "back scattering" dentro dos cristais, etc., os coeficientes de atenuação para as diferentes janelas de energia são medidos empiricamente. A relação básica é:

$$I_c = I_m \exp (\phi - 133)$$

onde I_c = contagem correta

I_m = contagem incorreta

ϕ = fator de atenuação

133 = distância padrão ao terreno (metros)

x = espaço medido no terreno (metros)

Os fatores de atenuação, experimentalmente determinados, são:

Tório (Th^{208})	+ 0.00179
Urânio (Bi^{214})	+ 0.00185
Potássio (K^{40})	+ 0.00219
Contagem Total	+ 0.01230

O espaço no terreno é medido através do radar altimétrico BENDIX (Modelo AN/APN014W (V) cuja voltagem de saída é digitalizada e convertida em metros com referência à curva de resposta do instrumento.

C.2.1.2.7. Correção da Radiação Atmosférica

O gás radônio, com um período de vida média de 3,8 dias, es

capa do terreno à atmosfera em quantidades significantes, desintegrando-se em bismuto²¹⁴ que é emissor de raio gama. Os radionuclídeos de bismuto²¹⁴, presentes na atmosfera, contribuem com uma porção significativa e variável na contagem do bismuto²¹⁴ medida através do sistema aéreo. A distribuição do radônio, e conseqüentemente do bismuto²¹⁴ na atmosfera, é afetada pelas condições atmosféricas, turbulência do ar, e pela inversão da temperatura do ar nos estratos. Se não se levasse em conta a radiação do bismuto²¹⁴ proveniente dos radionuclídeos do ar, poderia resultar em uma estimativa insignificante de urânio. Um produto de desintegração gasosa similar ao radônio 220, nas séries de decomposição radioativas do tório tem uma vida média de somente 54.5 segundos e, portanto, não é considerado expressivo na medida da distribuição do tório pela detecção do tálio²⁰⁸.

A radiação que o bismuto²¹⁴ provoca na atmosfera é medida por 2 detectores de 4x11.5 polegadas protegidos do terreno por uma placa de chumbo de 2 polegadas. A saída do foto-multiplicador é acumulada em um segundo sistema analisador de altura por impulso durante o registro de 40 medidas espectrais de 2 segundos. Estes registros diurnos são calibrados e reduzidos da mesma maneira que os registros de 2 segundos, omitindo-se apenas a atenuação da distância ao terreno.

Supondo-se que o bismuto²¹⁴ está homogeneamente distribuído na atmosfera que circunda a aeronave, a contagem de bismuto²¹⁴ normalizado obtida dos detectores cobertos, sofre um fator de correção que é subtraído da contagem do bismuto²¹⁴ final, obtido dos detectores descobertos.

C.2.1.2.8. Compilação dos Mapas de Linha de Vôo

A localização, para aproximadamente cada dez pontos, foi

visualmente determinada e manualmente plotada pelo observador de voo nas faixas dos foto-mosaicos de navegação, durante a obtenção dos dados. Estas localizações foram posteriormente verificadas e suplementadas pela revelação do filme de 35 mm da câmara de registro. As faixas dos foto-mosaicos de navegação, contendo todas as localizações dos registros recuperadas, foram reunidas em quadrículas de 15 minutos. Cada localização de registro recuperada foi digitalizada por meio de um digitalizador de coordenadas X-Y AUTOTROL. A localização de registros digitalizados foi transferida por meio do "plotter" CALCOMP, e editada para se ter uma adequada localização e identificação dos registros.

Um programa de computação exclusivo (Map 05D) foi usado para corrigir as distorções dos mosaicos e converter os valores de localização de registros X-Y a valores de longitude e latitude.

Os resultados obtidos no Map 05D foram inseridos em um programa de computação de dados-base exclusivo, para expansão de todas as localizações de registros intermediários e para deduzir os valores UTM de todas elas. A saída do programa de dados-base foi reunida aos valores obtidos do magnetômetro, para cada localização do registro, a fim de gerar as fitas magnéticas, enviadas posteriormente a GEOMETRICS para processamento adicional e obtenção dos mapas de contorno dos dados magnéticos. A saída do programa dos dados-base foi também utilizada como entrada para um programa de plotagem no computador, gerando fitas magnéticas usadas no "plotter" TIAD da Texas Instruments, tendo como resultado final os mapas de linha de voo nas escalas 1:50.000 e 1:200.000.

C.2.1.2.9.. Gráficos Produzidos

- 1) Listas do Computador
Para explicação dos cabeçalhos das colunas, ver apêndice C.2.

- 2) Perfís reunidos dos elementos, razões ("ratio"), distância no terreno e valores magnéticos referidos a localização dos registros ao longo de cada linha de vôo, com escala horizontal 1:50.000.
- 3) Mapas de Linha de Vôo
Escala 1:50.000 e 1:200.000.
- 4) Fitas de Saída de Formato Final
Ver figura C.2.8.

C.2.2. Processamento dos Dados Magnéticos

Os dados magnéticos coletados no campo, junto com a identificação dos registros e dos dados de posição gerados dos mapas de linhas de vôo, foram remetidos em fitas (Ver figura C.2.9.) a GEOMETRIC para o processamento e compilações dos mapas isomagnéticos.

Um dos passos iniciais foi o de verificar a validade e sequência dos números de registros. A validade dos dados de posição foi obtida em parte pela determinação da posição da quantidade fiducial média, ou distância unitária, por unidade de tempo, a qual deve ser aproximadamente constante ao longo do percurso de vôo. Levaram-se em conta as variações de velocidade do avião previstas para os trechos voados em terrenos muito ondulados.

Todas as linhas de perfís e as linhas de controle foram reduzidas, tanto quanto possível a um nível comum para remover certos erros sistemáticos, tais como efeitos iniciais ("heading effects"), efeitos diurnos, deriva dos instrumentos, etc. Enquanto foi realizada a interpretação dos dados, foi inicialmente determinada a quantidade de correção para minimizar a diferença entre cada interseção das linhas de perfil e de controle.

IBM, 9 track, 1/2 inch tape

Density - 1600 BPI

Format - VBS (unformatted)

Logical Record Length = 1156 bytes, (288 words)

Blocksize = 11564 bytes

Each Composite Record Comprises 8 Reduced Data Records Stored in Integer Form and Real Form.

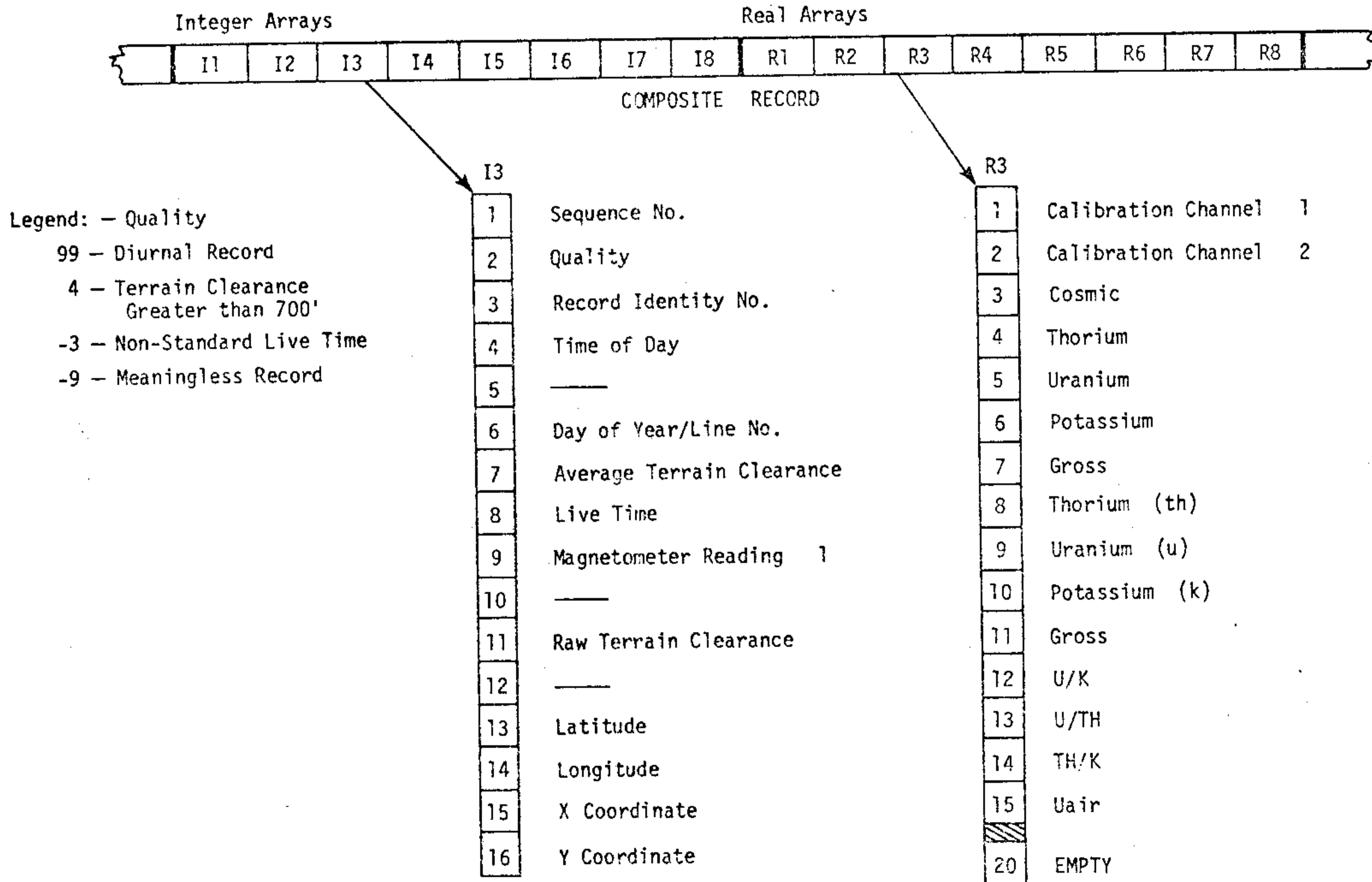


Figura C.2.8. Formato da fita de saida dos dados de Raios Gama



IBM, 7 Track, 1/2 inch tape
 556 BPI
 RECFM = U
 BLKSIZE = 3900
 DEN = 1
 TRTCH = ET

Maximum 50 records per block, no more than 1 flight line per block.



Each record contains 9 words in 5I6, 4I12 format

1	Record Identity No.
2	Time of Day
3	Day of Year/Line No.
4	Average Terrain Clearance
5	Magnetometer Reading
6	Latitude
7	Longitude
8	X Coordinate
9	Y Coordinate

Figura C.2.9. Formato da fita de saida dos dados magnéticos

Foram então calculados, nas interseções ao longo de cada linha, os gradientes horizontais, para evitar que qualquer variação considerável na amarração fosse causada por pequenos erros de localização, na direção de um gradiente local grande.

Os dados aeromagnéticos, uma vez eliminados os erros sistemáticos, ficaram prontos para serem interpolados ou localizados no retículo ("grid"), ou seja o procedimento pelo qual os dados irregularmente espaçados foram usados para determinar os valores em um retículo regular, para poder assim gerar comandos de plotagem para o traçado das curvas de contorno.

As técnicas de interpolação foram dirigidas visando estabelecer os dados em um retículo regular cujas dimensões foram relacionadas ao espaçamento médio entre as linhas de vôos. Este retículo foi, então, refinado em um retículo menor através de um novo programa de interpolação.

Um procedimento foi estabelecido para cada interseção do novo retículo a fim de procurar dentro de um raio de procura máximo, a localização dos novos dados.

Os dados consistiram em vários novos pontos, sendo que cada um deles foi ponderado em função de suas distâncias radiais aos pontos do "grid". Estes pontos foram então usados para formar uma superfície gerada por uma função matemática. Os valores dos pontos do retículo foram obtidos dos valores desta superfície nestas localizações.

Vários pontos do retículo foram assim determinados e combinados formando um retículo retangular em todo o mapa. Estes

dados foram posteriormente interpolados a um retículo ainda mais fino, usando a técnica de "bicubic spline" para gerar uma superfície de valores igualmente espaçados sem descontinuidades.

Um programa do traçado das curvas de contorno gerou assim, mapas isomagnéticos finais por meio de um "plotter" eletrostático, o qual imprimiu contornos sombreados em intervalos de 10 gamas. O sombreado se situa nas áreas de menor intensidade magnética.

Os mapas foram plotados, na escala 1:50.000, em faixas de contornos paralelos à direção da linha de vôo. Estas faixas foram superpostas e recortadas finalmente em quadrículas de 15' x 15', correspondendo ao formato dos mapas planimétricos.

Em uma etapa intermediária, através de processos fotográficos, foi elaborada uma série de reduções dos mapas isomagnéticos até atingir a escala 1:200.000, que serviu de mapa-base final para a interpretação dos resultados dos dados aeromagnéticos.

APÊNDICE C.2.

EXPLICAÇÃO DOS CABEÇALHOS DAS LISTAS DO COMPUTADOR

ID Número de Identificação do Registro

Um sistema de numeração sequencial é usado para identificar os registros individuais tomados no campo. A contagem, não obstante, começa em 0 cada vez que o sistema é ativado, sendo portanto impreciso, a menos que seja considerado em conjunto com a coluna DIA/LINHA como será explicado posteriormente. Este processo é uma das formas utilizadas para relacionar a lista do computador com os mapas das linhas de vôos.

QUAL Identificação do Controle de Qualidade

Este número identifica o registro por seu tipo e qualidade. Um registro normal livre de erros de digitalização é identificado por 0. Em terrenos abruptos "4" identifica os dados obtidos acima dos 215 metros. Foram usados números de identificações adicionais para definir o tipo de terreno no qual o registro foi obtido.

SEQ Número Sequencial

Esta é uma contagem pela qual o computador mantém um controle da localização dos registros individuais nas fitas de entrada/saída, posto que

a entrada/saída está bloqueada para uma melhor eficiência do processamento. Este número não tem necessariamente correspondência com os números do ID explicados anteriormente, pois os registros obtidos no campo são também editados por sub-rotinas de controle de qualidade durante o processo de computação.

HORA	Hora do Dia
	Este é um relógio de 24 horas que indica as horas, minutos e segundos. Por exemplo: 141005 são 14 horas, 10 minutos, 05 segundos, hora local.
DIA/LINHA	Dia do Ano, Linha de Vôo
	Os 2 primeiros algarismos nesta coluna indicam o dia sequencial do ano. Os últimos, por sua vez, indicam o número da linha de vôo.
ALT-MED	Altitude
	Esta é a altitude do vôo no tempo em que foi obtido o registro.
T/A	Tempo Ativo
	Esta é a medida do tempo durante o período de contagem que indica que a instrumentação foi realmente "ativa", ou seja, capaz de aceitar contagens. Os dados obtidos foram padronizados para um tempo pré-estabelecido de contagem

MAG

Estes números são automaticamente registrados a partir das leituras obtidas no proton magnetômetro em intervalos de 2.5 segundos, com valores em gamas.

SOMAS BRUTAS

Estas constituem o somatório da contagem contida em cada janela de energia selecionada de um espectro de raios gama de 400 canais.

Estas janelas são escolhidas nas porções do espectro, onde os tipos individuais de fontes de raios gama dominam ou afetam fortemente a razão da contagem.

A posição das janelas são calculadas por um computador através de um processo de ajuste de quadrados mínimos da forma dos picos no espectro observado relacionando-o às curvas teóricas. Este fato assegura a calibração automática do espectro e que as somas brutas sejam sempre obtidas sobre os mesmos limites de energia absoluta, independentemente de pequenos desvios ou erros no alinhamento diário. As somas brutas não são corrigidas, exceto no que diz respeito à calibração da energia absoluta.

COS

A janela cósmica está situada entre 3.3 e 6 MeV. Nenhuma fonte emissora de raios gama terrestre ocorre naturalmente dentro desses limites. A contagem nesta janela não necessita de correção uma vez que se origina somente em fontes cósmicas.

TH

A janela de tório está centrada nos 2.615 MeV. Esta posição corresponde a mais alta energia de

raios gama encontrada naturalmente. Provém do tálio²⁰⁸ que é o produto de desintegração do tório. A razão para se realizar a contagem nesta janela, logo após a correção cósmica, é porque representa uma medida de contagem do tório visível aos detectores. Parte deste tório pode ser "background" da aeronave. O resto do tório procedente do terreno terá a radiação gama atenuada pela atmosfera. A quantidade atenuada dependerá da altitude em que se encontrar a aeronave. A soma bruta é a razão de contagem observada na janela do tório antes de aplicar qualquer uma dessas correções.

U

Um dos produtos de desintegração do urânio, o bismuto²¹⁴, emite raios gama em uma faixa determinada de energia. Uma correção deve ser efetuada tanto para as radiações cósmicas como para as de tório, as quais penetram nesta janela antes que a razão de contagem possa ser uma medida exata do produto de desintegração do urânio. Além disso, os produtos de desintegração do urânio no ar devem ser medidos, e subtraídos no final para poder converter a soma bruta do urânio numa contagem real do urânio da superfície.

K

A janela do potássio está centrada nos 1.46 MeV. O potássio 40, que compreende uma pequena fração do potássio de ocorrência natural, emite energia de raios gama. A razão de contagem resultante é uma medida do potássio presente, quando são feitas correções para a radiação procedente de fontes de energia mais alta, entre as quais se incluem nestes limites, a cósmica, a do tório, e a do urânio.

VALORES
CORRIGIDOS

Estes representam os valores das somas brutas corrigidas, posto que os diversos componentes foram separados um dos outros, e que foram subtraídos os valores da radiação atmosférica e o "background" do interior da aeronave.

As variações artificiais, introduzidas pelas mudanças no espaço livre deixado entre a aeronave e o terreno, foram normalizadas. O fato de que as somas corrigidas (especialmente as do urânio) sejam expressivamente diferentes das somas brutas correspondentes, mostram quão importantes são essas correções.

A radiação cósmica não é repetida aqui, visto que nenhuma das correções mudam o valor de sua soma bruta.

RELAÇÕES

Estas constituem as relações das somas individuais corrigidas. São importantes para eliminar variações nas razões de contagens causadas por:

- a) mudanças no tamanho das partículas;
- b) diferenças entre tipos de vôos em algumas áreas;
- c) absorção pela vegetação;
- d) absorção diferencial por diferenças na umidade da superfície.

C.3. TÉCNICAS DE INTERPRETAÇÃO DE DADOS

C.3.1. Dados de Raios Gama

C.3.1.1. Análises por Computador

Devido à grande quantidade de localização de registros individuais (aproximadamente 250.00), e à grande quantidade de valores de raios gama (6) para cada localização registrada, o método mais eficiente para interpretar inicialmente estes dados, foi por meio da "Análise Geológica dos Dados Radiométricos por Computador" (CGARD), desenvolvido pela TEXAS INSTRUMENTS.

Este programa de computação estatística relaciona os dados de raios gama às unidades geológicas, determinando o "background" da contagem para cada unidade geológica ao mesmo tempo que identifica os valores de registro, cuja variação seja estatisticamente significativa.

O objetivo desta análise de dados é facilitar a avaliação dos dados anômalos de raios gama por:

- 1) Identificação das variações nos valores de registro causadas pelas diferenças em unidades geológicas.
- 2) Identificação dos valores de registros, dentro das unidades litológicas, que são anômalos em relação ao seu "background".
- 3) Cálculo estatístico da magnitude e a confiança dos desvios de "background" dos registros anômalos.

C.3.1.2. Preparação dos Dados

Os mapas de linha de vôo foram superpostos aos mapas geológicos, tendo sido preparadas as listas tabeladas que relacionam a

localização dos registros individuais às unidades geológicas.

As listas foram, então, perfuradas, verificadas, transferidas para fitas magnéticas e combinadas com os valores de raios gama para o processamento no computador.

C.3.1.3. Processamento de Dados

C.3.1.3.1. Inicialmente, através do processamento de dados se produz a plotagem em histogramas para cada elemento e a razão ("ratio") para cada unidade geológica (37 unidades geológicas no Projeto Camaquã e cerro de Jarau e 11 unidades em Poços de Caldas). Também foram computados e indicados em cada histograma, os parâmetros estatísticos diagnósticos, tais como, a média, o desvio padrão e o número de amostras.

A maioria dos histogramas mostram uma distribuição log-normal e, portanto, os dados foram submetidos a análise CGARD baseados em uma distribuição de frequência lognormal.

C.3.1.4. Apresentação dos Dados

C.3.1.4.1. Os dados foram apresentados nos histogramas descritos no ítem C.3.1.3.

C.3.1.4.2. As listas computadas por meio do programa CGARD mostram:

- 1) O número de registro e os valores registrados para cada elemento e relação ("ratio").
- 2) A unidade geológica dentro da qual cada registro se encontra.
- 3) O "background" de contagem para cada elemento e razão de cada unidade geológica.

- 4) Símbolos por meio dos quais os registros dos valores anômalos são identificados, e indicações da magnitude e confiança do desvio do "background".

C.3.1.4.3. Mapas com a plotagem da análise do CGARD para cada elemento e razões entre eles na escala 1:200.000 foram produzidos na TIAD da TEXAS INSTRUMENTS. As simbologias utilizadas para a localização de cada registro anômalo para indicar a magnitude de seu desvio de "background" foram: " " para -2 a -3 desvios padrões, "0" para -3 desvios padrões ou valores maiores, "X" para +2 a +3 desvios padrões e "Y" para +3 desvios padrões.

C.3.1.5. Análise dos Dados

Foram feitas cópias de cada mapa de plotagem da análise CGARD na escala 1:200.000, com curvas de contorno em função dos 4 símbolos base representando o grau do desvio do "background".

Tendo disponíveis os dados de raio gama, já processados e apresentados na forma acima mencionada, procedeu-se rapidamente a fase de interpretação, comparando-se cada mapa de anomalia CGAR com as seguintes informações:

- 1) Mapas de interpretação foto-geológica para determinar anomalias atribuídas a possíveis erros na localização dos contatos. Todas aquelas localizações dos registros que não estejam relacionadas ao tipo correto de rocha, terão valores CGARD incorretos, posto que cada tipo de rocha tem um "background" médio característico, para os valores de contagem de Bi^{214} , Tl^{208} e K^{40} .

Quando dois tipos de rochas adjacentes apresentam valores de contagem muito diferentes de Bi^{214} , Tl^{208} e K^{40} ocorrerão anomalias CGARD na zona de contato, es-

tas anomalias são, porém, facilmente reconhecíveis, podendo inclusive serem utilizadas como guia para melhorar o mapa foto-geológico.

- 2) Feições topográficas e fotográficas para se determinar anomalias atribuídas a irregularidades na topografia, presença de lagos, planícies de inundação, etc.
- 3) Mapas de análise estrutural com as ocorrências minerais para a determinação de:

- a) Correlação das ocorrências minerais conhecidas que poderiam ser utilizadas como guias para localizar e recomendar outras áreas potencialmente mineralizadas.

Foi realizado também um estudo mais detalhado para relacionar cada ocorrência mineral com os tipos de rocha associados, e com os valores dos elementos e "ratio" para todos os registros de raios gama localizados nas proximidades.

Esta informação foi compilada em tabelas e analisada no intuito de estabelecer possíveis correlações.

- b) Outras relações que poderiam ser utilizadas para contribuir, enriquecer e estender as informações do mapa de análise estrutural.
- 4) Mapas magnéticos para determinar a correlação entre os dois métodos geofísicos aéreos empregados.

C.3.2. Dados Magnéticos

Neste ítem serão descritas as técnicas usadas para a interpretação dos dados aeromagnéticos com uma breve introdução acerca dos princípios básicos.

C.3.2.1. Campo Magnético da Terra

O campo magnético da Terra se assemelha a um di-polo magnético com seu eixo ao longo da linha que une os polos magnéticos norte e sul. Este campo magnético primário atua sob os minerais magnéticos induzindo um campo secundário, reflexo da distribuição desses minerais.

Este campo magnético primário varia de aproximadamente 60.000 gamas na direção vertical no polo magnético. A unidade de intensidade do campo magnético terrestre é a gama (1 gama = 10^{-5} gauss), que corresponde à força de uma dina exercida num polo unitário com campo magnético de um gauss. É importante ter-se um bom entendimento das causas e efeitos das mudanças na intensidade e direção do campo magnético primário, para interpretar de modo mais acurado as anomalias magnéticas.

C.3.2.2. Magnetismo das Rochas

O estudo das anomalias magnéticas e as rochas que as produzem, mostra que as anomalias resultam principalmente da presença da magnetita, a qual ocorre como mineral acessório nas rochas ígneas e metamórficas. Em geral, quanto maior é a amplitude da anomalia magnética, maior é o conteúdo de magnetita na rocha que causa a anomalia, sendo que provavelmente se trate de uma rocha de composição relativamente básica. As rochas sedimentares essencial

mente não são magnéticas, salvo as formações ferríferas.

A propriedade das rochas de se tornarem magnéticas sob influxo de um campo magnético externo, é descrita como sendo a sua suscetibilidade. A anomalia assim produzida é diretamente proporcional ao produto da suscetibilidade pela força do campo magnético indutor.

A suscetibilidade magnética das rochas varia amplamente em torno de 100×10^{-6} unidades c.g.s. para o granito, até 1.000×10^{-6} ou mais nas rochas básicas. A magnetita apresenta uma suscetibilidade de aproximadamente 0.3 c.g.s.

Por aquecimento, as rochas podem adquirir também magnetismo residual ("remanent magnetism"), sendo que este magnetismo pode ser muito mais forte e de direção diferente do atual campo magnético terrestre.

C.3.2.3. Procedimento para a Interpretação

A interpretação dos dados magnéticos aéreos consiste geralmente no reconhecimento qualitativo das unidades litológicas e estruturais e na análise quantitativa das anomalias ou grupo de anomalias, correlacionando-as com a profundidade, dimensões e suscetibilidade das rochas que as originaram.

A primeira etapa na interpretação dos dados magnéticos consiste em realizar o estudo dos diferentes padrões ("pattern") das curvas isomagnéticas, sendo que as grandes unidades litológicas podem ser reconhecidas pelos padrões ("pattern") característicos das anomalias. Por outro lado, os contatos entre as unidades geológicas adjacentes podem ser determinados com base nas variações

da frequência das anomalias, sua extensão em área, forma, orientação, amplitude magnética local e pelo nível geral de intensidade. Estas diferenças podem ser graduais e difíceis de detectar mas geralmente são nítidas e proporcionam um meio eficaz para localizar os contatos litológicos. Estas unidades litológicas nem sempre corresponderão aos contatos mapeados no campo ou por fotogeologia que estão baseados em critérios estratigráficos ou petrográficos. A causa desta possível discrepância é que as diferentes formações, tendo concentrações equivalentes de minerais magnéticos, se evidenciam por padrões magnéticos também similares. Poderão ocorrer, ao contrário, variações nos padrões magnéticos, em área de contraste litológico marcante que foi considerada no mapa como uma única unidade.

As falhas são evidenciadas magneticamente pelas interrupções do padrão magnético, pelos gradientes persistentes ou mudanças lineares nos padrões em grandes distâncias. A presença de pequenos corpos ou diques é detectada pela forma e intensidade de seu padrão magnético.

Uma mesma fonte geológica pode produzir uma grande variedade de tipos de anomalias, dependendo de sua localização com referência ao campo magnético da Terra.

VACQUIER et alii (1951) apresenta as anomalias produzidas por prismas verticais para as diversas inclinações do campo magnético terrestre.

REFORD (1964) mostra os efeitos das mudanças de latitude no tamanho e forma das anomalias magnéticas causadas por finas lâminas de inclinação e direção variadas (ver fig. C.3.1.).

Utilizando-se destes diagramas, o fotointérprete pode se familiarizar com as mais diversas anomalias produzidas por fontes geológicas na latitude da área em estudo.

No decurso da interpretação dos dados magnéticos foi realizada uma correlação entre as características magnéticas da área e as informações geológicas obtidas na interpretação foto-geológica.

Diversas técnicas foram desenvolvidas para a análise quantitativa das anomalias magnéticas com relação à profundidade, dimensão, forma e contraste de susceptibilidade magnética das possíveis fontes de anomalias. Estas técnicas são, no entanto, muito mais complexas que a análise qualitativa das variações no padrão magnético.

A análise quantitativa, ainda que da forma geométrica representando corpos geológicos relativamente simples como, por exemplo, diques, dispense intensas horas de trabalho em computador. Análises deste tipo escapam, por conseguinte, aos objetivos do presente levantamento.

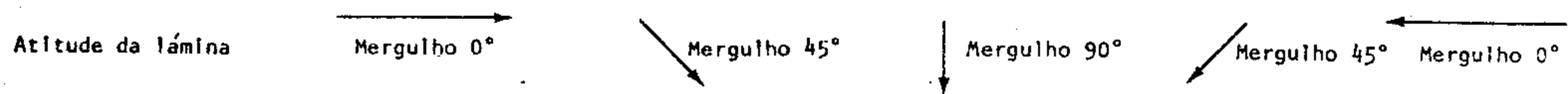
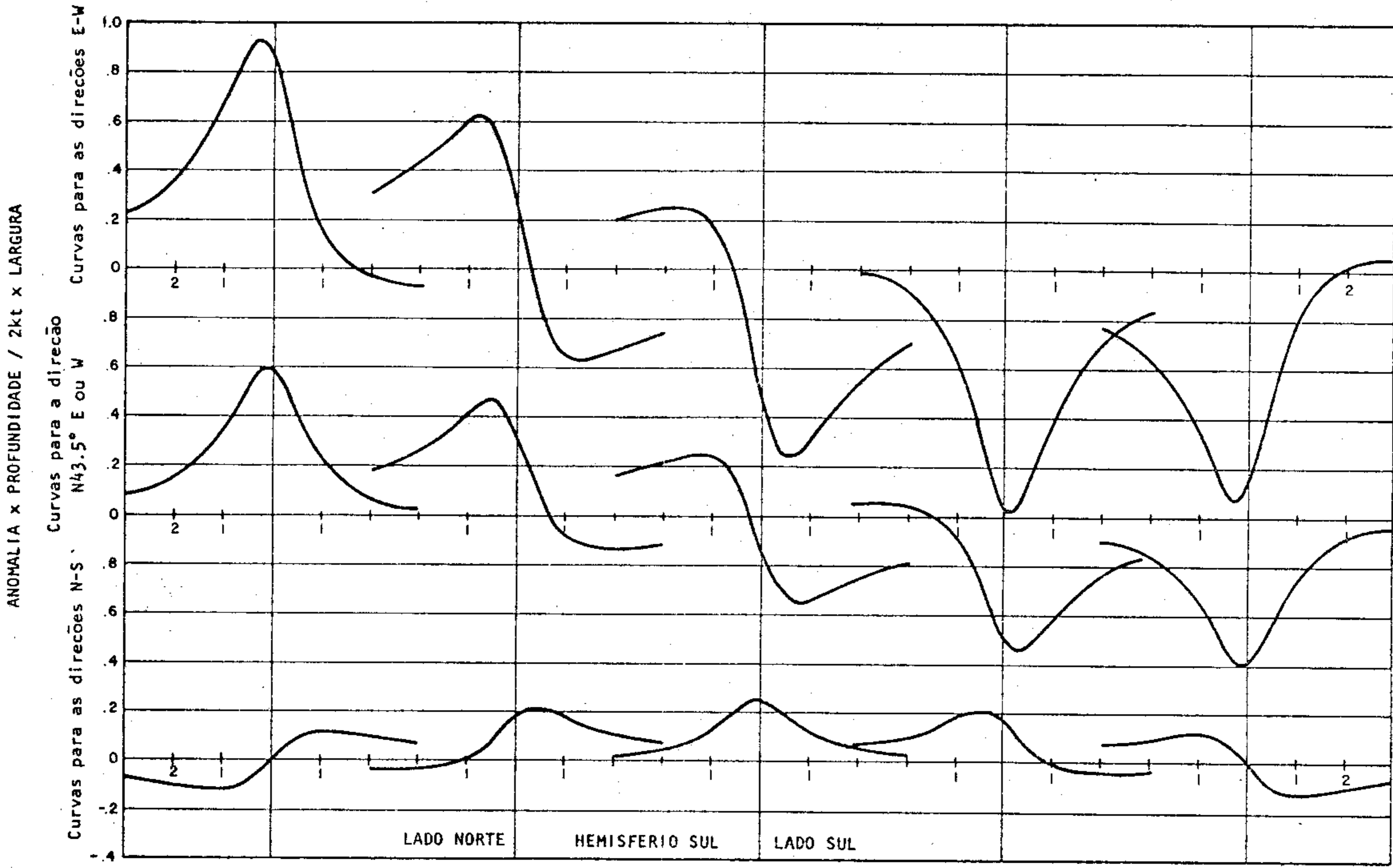


Figura C.3.4. Anomalias Magneticas no campo total, causadas por uma fina lamina em uma inclinacao magnetica de 30°.

C.4.1. Interpretação de Raios Gama

No processo de seleção das anomalias que aparecem nos mapas de anomalias de raios gama na escala 1:200.000, foram geralmente escolhidas aquelas anomalias associadas aos depósitos minerais conhecidos e às áreas potencialmente mineralizadas. Muitas anomalias foram eliminadas com base nos estudos fotogeológicos, topográficos e fotográficos. Outras anomalias, também foram eliminadas por carência de informação das ocorrências minerais conhecidas na área, com relação ao tipo, concentração, tonelagem, exploração, etc. Não foram também consideradas outras anomalias, devido ao limitado conhecimento da relação e associação entre ocorrências minerais conhecidas e concentrações relativas de Bi^{214} , Tl^{208} e K^{40} . As anomalias selecionadas e indicadas no mapa incluem todos os valores com dois (ou maiores que dois) desvios padrões positivos de Bi^{214} e K^{40} e valores selecionados de Bi^{214} e Tl^{208} com os mesmos desvios padrões.

As razões para a escolha das anomalias de $\text{Bi}^{214}/\text{Tl}^{208}$ como guias na localização das mineralizações de urânio, foram bem estabelecidas por diversos autores. As anomalias de K^{40} como chave para o reconhecimento de rochas alteradas hidrotermalmente estão bem documentadas por MOXHAM et alii (1965) e, para depósitos de cobre disseminado por DAVIS e GUILBERT (1973).

Algumas anomalias foram elegidas para demonstrar outras aplicações da análise CGARD de raios gama. É muito possível que possam ser estabelecidas futuramente correlações adicionais entre várias ocorrências minerais e concentrações relativas de Bi^{214} , Tl^{208} e K^{40} , o que tornarão novamente útil os presentes dados da análise CGARD.

Tabela C.4.1. Valores Médios de Raios Gama

Símbolos da Formação	<u>U</u>	<u>Th</u>	<u>K</u>	<u>U/K</u>	<u>U/Th</u>	<u>Th/K</u>
<u>Camaquã</u>						
Qr	46	81	145	0.32	0.58	0.56
Tst	40	58	127	0.32	0.70	0.46
Cr?sbsg	81	149	207	0.39	0.56	0.70
Cr?sbb	46	79	209	0.25	0.64	0.38
Cr?sbsm	46	72	80	0.56	0.64	0.87
Psrp	44	66	82	0.53	0.68	0.78
Pien	53	97	148	0.36	0.55	0.65
Piir	58	112	168	0.35	0.52	0.67
Pgpa	60	107	132	0.45	0.57	0.79
Pgrb	59	101	105	0.55	0.58	0.93
Pita	61	100	259	0.24	0.61	0.38
Dca	59	118	180	0.31	0.50	0.62
EoPzcx	45	104	481	0.10	0.42	0.23
EoPzg	42	86	366	0.12	0.51	0.24
EoPzsb	41	89	410	0.10	0.47	0.22
EoPzsbrv	36	66	363	0.11	0.57	0.18
EoPzcr	59	77	322	0.18	0.76	0.24
EoPzcra v	57	129	334	0.18	0.45	0.40
EoPzi	79	159	568	0.14	0.50	0.28
EoPzcrhi	46	93	322	0.15	0.51	0.29
EoPzanv	46	98	349	0.13	0.47	0.28
EoPzanm	52	105	333	0.16	0.50	0.32
EoEma	43	96	325	0.13	0.46	0.29
PEpc	87	120	571	0.16	0.72	0.22
PEpi	86	199	640	0.14	0.44	0.31
PEpp	177	481	1036	0.17	0.37	0.46
PEpcp						
PEpmtq	20	48	108	0.23	0.48	0.46

<u>Símbolos da Formação</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	<u>K</u>	<u>U/K</u>	<u>U/Th</u>	<u>Th/K</u>
<u>Camaquã</u>						
PÉpvc	48	95	267	0.18	0.52	0.35
PÉpcb	41	90	323	0.13	0.47	0.28
PÉe	30	72	437	0.07	0.44	0.16
<u>Cerro de Jarau</u>						
Qr	41	60	92	0.44	0.68	0.66
Cr?sbsg	45	71	89	0.50	0.64	0.79
Cr?sbb	31	37	43	0.68	0.84	0.82
Psrp	31	40	43	0.62	0.77	0.82

C.4.2. Interpretação Magnética

A interpretação dos dados aeromagnéticos permite delinear, em escala regional, as unidades litológicas com base no aspecto do padrão magnético.

Na área de Camaquã, a comparação entre os mapas aeromagnéticos e os mapas fotogeológicos forneceu uma adequada correlação entre as características magnéticas e as unidades litológicas mapeadas.

Cerca de 50% da área mapeada estão cobertos superficialmente por rochas sedimentares, as quais essencialmente não são magnéticas. No restante da área, o padrão magnético produzido pelas rochas ígneas e metamórficas aflorantes na superfície, permitiu uma correlação eficiente, a qual foi utilizada como interpretação magnética.

Diversas anomalias ou zonas de anomalias foram especialmente selecionadas, identificadas por uma numeração nos mapas, para se ter uma referência conveniente, de tal forma que possam ser dis

cutidas no presente relatório. A numeração é constituída por um primeiro número, o qual se refere ao número do mapa na escala 1:200.000, no qual estas feições especiais estão representadas; a segunda parte da numeração representa o número da anomalia particular ou traço especial que está sendo descrito.

Na interpretação magnética, todas as referências à geologia da área mapeada estão contidas no mapa geológico compilado por métodos fotogeológicos e que faz parte do Projeto Aerogeofísico Camaquã.

A análise qualitativa dos eventos aeromagnéticos discutidos neste relatório, foi realizada mediante o estudo de duas séries de mapas na escala 1:200.000, resultantes da redução dos mapas aeromagnéticos, onde os quatro mapas da área Camaquã foram agrupados em um único mapa para facilitar o estudo. Os padrões magnéticos de natureza regional puderam, assim, ser facilmente observados. Um dos conjuntos de mapas aeromagnéticos foi usado para o estudo dos padrões magnéticos, em termos de tamanho, forma e orientação, enquanto que a segunda série de mapas foi colorida, em intervalos de 100 gamas, usando-se cores diferentes para cada intervalo. Este procedimento permitiu, de uma maneira simples, a avaliação da totalidade da área, baseada nas variações da intensidade magnética.

Após a realização das operações mencionadas anteriormente, a área do Projeto Camaquã exibiu um padrão magnético, que constitui uma complexa combinação de anomalias relacionadas aos diversos tipos de rochas e às feições estruturais. Algumas áreas puderam ser delimitadas com base nas suas intensidades magnéticas, enquanto que, outras áreas contendo um padrão magnético uniforme, puderam ser subdivididas pelas variações de intensidade observadas nos mapas coloridos.

Procedeu-se a seguir à confecção de uma série de "overlays" transparentes para facilitar a distinção entre os vários padrões de anomalias atribuídos às variações nos tipos de rochas e os outros padrões causados por falhas.

Os dados interpretados nestes "overlays", foram combinados e modificados para a obtenção do traçado final dos contatos entre os diferentes tipos de rochas e sistemas de falhas, mostradas no mapa de interpretação magnética que acompanha o presente relatório.

TABELA C.4.2.-CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES MAGNÉTICAS MAPEADAS

<u>Área</u>	<u>Característica Magnética</u>	<u>Grau de intensidades</u> (gamas)	<u>Grau de Amplitude</u> (gamas)	<u>Tipo de rocha correlacionada</u>
F	Anomalias circulares de frequência alta, intensidade média e distribuição ao acaso.	23600-23980	380	Lavas basálticas.
E	Áreas de características magnéticas suaves, rodeadas de anomalias circulares de intensidade média.	23720-23950	230	Granito.
D	Anomalias numerosas de alta intensidade e distribuição irregular.	23320-24500	1180	Andesitos ou intrusivas mais básicas.
C	Área de alta intensidade aproximadamente circular, ampla.	23450-24260	810	Sienito.
B	Anomalias de amplitude média a baixa, variando na distribuição, que passa de orientada ao acaso.	23720-24000	280	Metamorfitos.

TABELA C.4.2.-CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES MAGNÉTICAS MAPEADAS

<u>Área</u>	<u>Característica Magnética</u>	<u>Grau de intensidades</u> (gamas)	<u>Grau de Amplitude</u> (gamas)	<u>Tipo de rocha correlacionada</u>
A	Áreas geralmente de baixa intensidade, baixa frequência magnética, parcialmente modificada quando afetada por diques.	23750-23950	200	Granitos, gnáiss ou rochas vulcânicas ácidas.

C.4.2.1. Mapa de Interpretação Aeromagnética N° 1

O padrão magnético na parte norte deste mapa (F) consiste em anomalias de intensidade média, distribuídas ao acaso e com frequência alta. Este padrão é característico de rochas vulcânicas superficiais ou pouco profundas. Esta área apresenta uma correlação segura com os basaltos superficiais que afloram ao norte da cidade de Santa Maria nos mapas geológicos.

Ao sul se observa uma área que exhibe uma intensidade e variação de frequência baixa (A), a qual é a expressão magnética das rochas do embasamento, que são relativamente ácidas. Esta área se estende para leste no mapa N° 2, e para o sul no mapa N° 3. Este padrão magnético foi correlacionado com os granitos e gnais pré-cambrianos e com possíveis rochas vulcânicas ácidas do Paleozóico Inferior (Membro Acampamento Velho?). A maior parte da superfície deste mapa, que apresenta uma cobertura de rochas sedimentares, parece estar formada por um embasamento subjacente constituído por rochas relativamente ácidas.

A oeste de São Sepé ocorre uma extensa área, de forma aproximadamente ovalada, designada por (E) e que exhibe uma intensidade magnética extremamente baixa, muito característica, típica das rochas ígneas muito ácidas. Esta área correlaciona-se muito bem com a área mapeada como granitos do Paleozóico Inferior. Esta área está quase totalmente cercada por anomalias de alta frequência, de distribuição ao acaso e de intensidade baixa a média.

As áreas magnéticas anômalas designadas como (B) são atribuídas a rochas metamórficas do pré-Cambriano Superior, especialmente xistos, os quais podem ter sido alterados por metamorfismo térmico, por ocasião da intrusão do Granito de São Sepé. As rela

ções entre as intrusivas graníticas interpretadas e as áreas anômalas que as rodeiam, permitem diferenciar as áreas de ocorrência dos granitos paleozóicos das áreas dos granitos e gnáisses pré-cambrianos subjacentes que, embora tenham um padrão magnético similar, não apresentam as anomalias de alta frequência ao longo de seus contatos ao não apresentar em auréolas de metamorfismo térmico.

Outra área designada como (B) se estende para o nordeste dos arredores de São Gabriel. A presença de traços magnéticos lineares e orientados dentro desta área permite reconhecer a ocorrência de rochas metamórficas foliadas. Uma possível extensão deste tipo de rochas do embasamento na direção nordeste parece terminar numa zona de falhamentos principais que se estendem através da área com direção S 60°E. A expressão magnética deste falhamento interpretado, consiste em um brusco gradiente magnético, que decresce em intensidade para norte. Existem várias descontinuidades das direções magnéticas ao longo desta zona. Esta parece ser a única falha principal com direção nordeste-sudeste, embora ocorram numerosas falhas secundárias paralelas a esta direção, distribuídas em toda a área. A diminuição da intensidade magnética para o norte da falha sugere que este seja o bloco baixo da mesma.

O traço especial 1-1 significa uma anomalia magnética isolada, no máximo de 120 gamas, que se encontra balizada ao sul por um mínimo de 140 gamas. A posição do mínimo ao sul do máximo, é típica de uma anomalia produzida por magnetização induzida. A amplitude do mínimo é maior que a do máximo, o que é também característico da latitude magnética na qual se encontra a área estudada (aproximadamente 30°S). A anomalia 1-1 provavelmente representa a expressão magnética de um contraste de suscetibilidade superficial, ou de pouca profundidade, sendo que poderia estar relacio

nada a uma rocha ultrabásica da Formação Cerro Mantiqueira, que foi mapeada nas vizinhanças desta anomalia.

A anomalia 1-2, localizada perto do canto sudeste deste mapa, consiste em um máximo e um mínimo alongado com uma amplitude total de 460 gamas, estando localizada na interseção de duas direções principais de falhamentos de direção nordeste, dentro de uma área interpretada como xistos do pré-Cambriano Superior, possivelmente alterados, a sudeste, pelos efeitos térmicos e de contato da intrusão do Granito Caçapava do Paleozóico Inferior. Esta anomalia é provavelmente causada por rochas básicas ou ultrabásicas e poderiam indicar uma possível mineralização ao longo da zona de falha.

C.4.2.2: Mapa de Interpretação Aeromagnética Nº 2

Grande parte da área coberta por este mapa apresenta um padrão magnético suave, designado pela letra A, o qual tem sido correlacionado com granitos e gnáisses do pré-Cambriano.

Superposta a esta área de baixo relevo magnético, ocorrem várias áreas de características magnéticas diversas.

A área 2-1, localizada na parte mais ao norte do mapa, consiste em uma série de anomalias de pequena extensão, as quais estão em uma direção magnética leste-oeste e formam um mínimo bem definido, limitado ao norte por uma direção paralela de menor intensidade. Este traço, juntamente com outras pequenas anomalias para o norte, são interpretados como a expressão magnética de rochas vulcânicas próximas à superfície. O alinhamento da anomalia 2-1, não obstante, sugere que pode ser causada pela intrusão de um dique ao longo de uma zona de falha.

As áreas 2-2, 2-3, 2-4 e 2-5 são todas de anomalias magnéticas de alta intensidade que ficam dentro de uma área de forte direção estrutural magnética nordeste. A anomalia 2-2 é de longe a anomalia mais forte de toda a área levantada. Sua amplitude magnética total é de aproximadamente 1.800 gamas. ISAAC (1966) mostra que o contraste de suscetibilidade aproximado entre o corpo causante desta anomalia e a rocha encaixante, pode ser computado mediante as seguintes relações:

$$K = \frac{\Delta T}{(2 \sin \lambda) (2 \phi) T}$$

Onde ΔT é a amplitude da anomalia; λ é a metade do ângulo compreendido entre o comprimento do corpo e o ponto de observação sobre seu centro; e ϕ é a metade do ângulo definido pela largura do corpo e a vertical no ponto de observação, sendo ϕ expressado em radianos.

O comprimento e a largura do corpo foram interpretados no mapa magnético como 4.500 e 600 metros, respectivamente, mediante a observação do tamanho e forma da anomalia. A extensão horizontal do gradiente mais abrupto, entre as componentes máximas e mínima da anomalia, proporciona uma rápida aproximação da distância entre a fonte da anomalia e o magnetômetro sendo, neste caso, em torno de 750 metros.

Presumindo-se que a fonte de anomalia se estenda a uma grande profundidade em relação à largura, e que a anomalia causada pela indução num campo total é de aproximadamente 23.800 gamas, o contraste de suscetibilidade calculado é de 0,048 unidades C.G.S. Posto que a suscetibilidade magnética é 0,3, a anomalia 2-2 pode conter 16% em volume de magnetita. Esta anomalia ocorre na inter

seção de duas falhas maiores, e poderia corresponder a um corpo de andesito, ou a um corpo intrusivo mais básico, situado em uma profundidade de aproximadamente 600 metros da superfície.

Os cálculos deste tipo são extremamente sensíveis à largura da anomalia, sendo esta a dimensão mais difícil de se determinar. Se a largura suposta para este corpo fosse maior, de cresceria o contraste de suscetibilidade calculado para o mesmo.

A área 2-3 é aproximadamente paralela em direção a anomalia 2-2, sendo que é uma anomalia magnética de 380 gamas, localizada ao longo de um contato, adjacente à interseção de duas falhas.

A combinação destes fatores sugere um contraste de suscetibilidade controlada por falhas devido as rochas andesíticas ou de caráter mais básico, em profundidade similar à anterior (anomalia 2-2).

As anomalias 2-4 e 2-5 são também interpretadas como causadas por rochas básicas relativamente profundas, controladas possivelmente por falhas. Estas anomalias parecem fazer parte de uma só anomalia linear de direção nordeste que foi truncada por falhas transversais.

No canto sudoeste do mapa, uma área de baixa intensidade magnética E, se estende para o sul no mapa N° 4. Esta área está rodeada por anomalias, com padrões magnéticos complexos, de alta frequência e alta intensidade. A zona central de baixa intensidade apresenta excelente correlação com a área mapeada originalmente como Granito Caçapava do Paleozóico Inferior.

A unidade envolvente (D) é correlacionada com xistos do pré-Cambriano Superior da área B, e as rochas andesíticas ou mais básicas do Paleozóico Inferior. Estas unidades jazem entre duas falhas principais de direção nordeste.

Mais para leste desta área ocorre uma anomalia bastante isolada, de notável extensão em área, designada pela letra C. O bordo interpretado da anomalia indica que o corpo que a originou tem uma dimensão norte-sul de 13 km por 7 km na direção leste-oeste.

Uma medida da extensão do declive ("slope-length"), nos gradientes mais abruptos relacionados com a anomalia, indica uma profundidade de 800 metros para a mesma, a partir da aeronave. O contraste de suscetibilidade calculado para esta anomalia é de 0,006 unidades C.G.S.; interpretadas como sendo provocadas por um corpo de rochas andesíticas ou mais básicas dentro dos granitos e gnáisses pré-cambrianos das áreas adjacentes. O contraste de suscetibilidade calculado é demasiado alto para ser um sienito, o qual possui uma suscetibilidade magnética de aproximadamente 0,003 C.G.S.

Embora o contorno da anomalia coincida com a área do sienito mapeado na superfície, a intensidade magnética e o contraste de suscetibilidade sugerem a ocorrência de uma rocha mais básica em profundidade.

Na área 2-6 há uma pequena anomalia circular bem isolada, localizada no setor oriental do mapa. Pela amplitude, que é de cerca de 320 gamas, forma e extensão em área, pode-se deduzir que se trata de um corpo intrusivo básico, relativamente próximo à superfície.

C.4.2.3. Mapa de Interpretação Aeromagnética Nº 3

O padrão magnético da área coberta por este mapa é extremamente intrincado. Em geral, a intensidade magnética é mais alta no setor ocidental da área, decrescendo para leste. Inúmeras falhas principais, aproximadamente paralelas, se estendem através da área com direção nordeste. Estes falhamentos se evidenciam magneticamente por fortes gradientes alinhados, mudanças abruptas no padrão magnético e descontinuidades nas direções magnéticas. O padrão magnético indica também um sistema secundário de falhamentos de direção noroeste.

Três áreas designadas como D no extremo ocidental do mapa apresentam uma distribuição complexa das anomalias magnéticas, todas com intensidade relativamente alta. Este padrão magnético foi correlacionado com rochas andesíticas, ou termos mais básicos, do Paleozóico Inferior. As anomalias individuais de maior amplitude dentro destas áreas foram delineadas como 3-1 e 3-9, com uma amplitude máxima, nesta última, de 1.180 gamas. O padrão da anomalia que circunda estas áreas, se caracteriza por uma mudança gradativa e uma intensidade menor e se correlaciona com rochas metamórficas pré-cambrianas, principalmente xistos, designados como área B. Outras áreas que apresentam características de intensidade e frequência baixas são atribuídas a rochas graníticas. Grande parte desta área foi designada como A, sendo interpretada como a expressão magnética de granitos e gnáisses do pré-Cambriano Superior, ou rochas vulcânicas ácidas do Paleozóico Inferior.

Na região centro-norte, nas cercanias de Lavras do Sul, foi atribuído a uma área de baixo nível magnético como sendo constituída pelos granitos do Paleozóico Inferior, pois o limite interpretado coincide com as rochas desta idade mapeadas na superfície.

cie. Um gradiente magnético de direção nordeste foi interpretado como uma falha regional, que secciona transversalmente a área deste projeto. Esta feição estrutural divide a área E em duas partes, sugerindo movimentos horizontais consideráveis ao longo da falha, estando deslocado o setor inferior com relação ao superior.

Em torno da periferia da área E, ocorrem numerosas anomalias de alta frequência. Algumas das mais significativas foram identificadas como 3-2, 3-3 e 3-4. A amplitude total destas anomalias varia até um máximo de 500 gamas. Sua proximidade com o limite interpretado como Granito do Paleozóico Inferior, sugere a possibilidade da existência de metamorfismo de contato nas rochas adjacentes. As amplitudes das anomalias indica que sua fonte são rochas relativamente básicas.

No setor nordeste do mapa, a designação 3-5 se aplica a duas anomalias magnéticas. Uma delas, é uma anomalia magnética máxima, linear, limitada a nordeste por uma anomalia mínima que lhe é paralela. A amplitude total desta área é de 420 gamas e está localizada ao longo de um alinhamento, interpretado como falha secundária, de direção noroeste. A geometria desta anomalia, ou seja, a posição do máximo com relação ao mínimo, está ao contrário da que se produziria por indução do campo magnético terrestre. Foi interpretada como um dique relativamente básico, que se posicionou ao longo da falha com magnetização inversa.

A nordeste deste dique, ocorre uma anomalia de pequena extensão em área, localizada ao longo de um limite interpretado como sendo o contato entre o Granito do Paleozóico Inferior e as rochas metamórficas do pré-Cambriano Superior. A amplitude desta anomalia é de 140 gamas e indica um aumento local de magnetita

ao longo da zona do contato. Esta, e outra anomalia similar, podem ser a expressão magnética das alterações produzidas por metamorfismo de contato.

A anomalia 3-6 localizada na região centro leste do mapa, é a extensão para oeste, da anomalia linear, descrita no item C.4.2.4.

A sudoeste desta feição, estão localizadas três anomalias magnéticas variando de amplitude de 220 gamas a 520, que são contíguas a duas falhas maiores de direção nordeste. Estas três anomalias têm uma orientação aproximadamente paralela. Foram interpretadas como a expressão magnética de andesitos ou rochas mais básicas, intrusivas ao longo de falhas tensionais secundárias, associadas a falhas principais de direção nordeste. Uma quarta anomalia, localizada a sudoeste desta área possui mesma orientação que as três anomalias descritas, inclusive quanto a origem.

A anomalia 3-8, com direção magnética noroeste aproximadamente contínua, se caracteriza por máximos e mínimos paralelos com uma amplitude próxima de 160 gamas. Foi interpretada como um dique andesítico ou mais básico que se introduziu ao longo de uma falha secundária. Sua continuidade parece estar interrompida por duas falhas maiores de direção nordeste e uma possível falha secundária paralela.

C.4.2.4. Mapa de Interpretação Aeromagnética N° 4

Tanto o padrão magnético, como a geologia interpretada na porção noroeste deste mapa, são uma extensão de feições similares localizados ao norte do mapa N° 2. A unidade litológica E foi interpretada como um granito do Paleozóico Inferior que cortou rochas metamórficas pré-cambrianas e andesitos do Paleozóico Infe-

rior, identificados como B e D, respectivamente.

A anomalia 4-1 varia em amplitude magnética de 210 a 440 gamas. Estes valores são interpretados como a expressão magnética dos andesitos ou intrusivas mais básicas, estruturalmente controlados por falhamentos.

A maior parte do mapa exhibe um padrão que é característico dos granitos e gnáisses pré-cambrianos e rochas vulcânicas ácidas do Paleozóico Inferior. A área está dividida em vários blocos por um sistema principal, aproximadamente paralelo, de direção nordeste. Uma mudança persistente nos padrões magnéticos se estende a nordeste e ao longo do setor sudeste deste mapa. Estas mudanças lineares e o padrão magnético se coadunam perfeitamente com a falha regional mostrada nos mapas geológicos.

A unidade litológica que aparece a sudeste da falha acima referida, foi afetada por numerosos diques, os quais produzem um padrão magnético mais complexo que o da área a noroeste da falha.

No setor sudoeste do mapa, há uma série de anomalias, 4-4, que foram interpretadas como rochas andesíticas ou mais básicas situadas em falhas secundárias de direção noroeste. Em diversos lugares, ao longo de seu traço, as feições magnéticas apresentam claras evidências de falhamento transversal, indicadas por deslocamento dos alinhamentos magnéticos.

Uma falha principal, com direção nordeste, atravessa a área, desde uma área de anomalias magnéticas lineares fracas, B, localizadas no setor sudoeste do mapa. A falha parece terminar em outra área, designada como B, no setor centro-norte do mapa.

Estas duas áreas de traços magnéticos lineares e fracos foram interpretadas como xistos do pré-Cambriano Superior. Algumas evidências magnéticas fracas, na forma de amplos e leves incrementos na intensidade entre estas duas áreas, sugerem que a faixa de xistos é relativamente contínua através do mapa.

A anomalia 4-5 consiste em dois "trends" magnéticos de, um máximo e outro mínimo, possuindo numerosos fechamentos ao longo da direção. Foram registradas variações de amplitude de até 500 gamas. Esta anomalia foi também interpretada como um dique andesítico, ou de rocha mais básica, localizado ao longo de uma falha secundária de direção noroeste. Seu limite leste termina de modo abrupto contra uma falha secundária.

As áreas 4-6 consistem em anomalias magnéticas com um padrão de alta frequência e intensidade média. Foram interpretadas como a expressão magnética em superfície, ou em sua proximidade, de rochas vulcânicas de composição intermediária entre ácidas e básicas. A mina Camaquã se encontra localizada nas imediações desta área.

A anomalia 4-2 é uma feição magnética de relativamente pouca extensão em área, localizada ao longo de uma falha principal no setor nordeste do mapa. Sua amplitude total é de 440 gamas. Sua origem foi interpretada como sendo produzida pela intrusão de uma rocha básica provavelmente ao longo de uma falha.

A anomalia 4-3 é um grupo de quatro feições magnéticas, uma das quais se localiza na interseção de duas falhas (interpretadas). As áreas restantes são de pequena intensidade e reduzida extensão em área. Estas anomalias, e possivelmente outras em sua vizinhança, podem ser a expressão magnética das rochas vulcânicas alcalinas conhecidas na área.

C.4.2.5. Interpretação Magnética do Cerro de Jarau

O padrão magnético desta folha apresenta uma área, designada B, de intensidade relativamente alta no setor nordeste. O resto da área, A, apresenta intensidade relativamente baixa. A amplitude total observada entre os pontos de intensidade máxima e mínima é de 520 gamas.

A área B parece corresponder à expressão magnética de rochas do embasamento, relativamente básicas. A área A é característica das rochas ácidas do embasamento, provavelmente graníticas. Ocorre um padrão de anomalias de alta frequência superposto às duas amplas feições magnéticas de máximo e mínimo mencionadas. A amplitude destas anomalias é da ordem de 100 a 150 gamas. Este padrão é, provavelmente, a expressão superficial ou subsuperficial de rochas vulcânicas.

Perto do setor central, existe uma área de intensidade magnética baixa, de forma aproximadamente circular, que coincide com a estrutura do cerro de Jarau, indicando que ocorrem subjacente a esta feição, rochas cristalinas ácidas.

Duas falhas secundárias foram mapeadas com base em seus padrões magnéticos, cortando-se com ângulo de quase 90° , na porção sudoeste da área. A extensão limitada do cerro de Jarau impossibilita análises posteriores.

C.4.3. Avaliação dos Dados

C.4.3.1. Avaliação das anomalias de Raios Gama

A seguir serão avaliadas as anomalias de raios gama que foram agrupadas, segundo critérios especificados no ítem C.4.1., e que são ilustradas no mapa de análise de raios gama.

A cada denominação corresponde um grupo de anomalias que devido a suas características geológicas e de resposta aos raios gama, foram reunidas para facilitar sua descrição. Esta descrição segue o seguinte esquema:

- 1 - Tipo de anomalia
- 2 - Intensidade das anomalias
- 3 - Unidade geológica
- 4 - Avaliação geológica

C.4.3.1.1. Região anômala A

- 1) U, U/Th e K
- 2) Duas regiões de + 3 desvios padrões ou maiores de urânio superpostos a valores de urânio anormalmente altos em toda a zona; várias regiões de + 3 desvios padrões ou maiores de U/Th, sendo que o K está significativamente enriquecido em 3 registros nesta região, com uma intensidade de 2 a 3 desvios padrões.
- 3) Formações Santa Maria e Botucatu, rodeadas no extremo norte pelos basaltos da Formação Serra Geral.
- 4) A associação de anomalias de urânio e anomalias de U/Th indicam que o urânio está altamente enriquecido, mesmo

com relação ao tório. As mais altas anomalias de urânio se encontram na Formação Santa Maria variando de intensidade de 270 a 300 c/2s, para um "background" de 46 c/s. Devido ao ambiente redutor de deposição, como se deduz pela presença de plantas fósseis nesta formação, estas anomalias tornam-se de alto interesse econômico.

A proximidade de fortes anomalias de urânio nas adjacências das localidades de Camobí e Santa Maria poderiam ser parcialmente produzidas por meios artificiais.

C.4.3.1.2. Região anômala B

- 1) U e U/Th.
- 2) Três regiões anômalas de urânio com + 3 desvios padrões ou maiores superpostos a altos valores de urânio na área; várias zonas com anomalias de U/Th de + 3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Formação Rio Pardo
- 4) As anomalias estão afastadas de qualquer contato litológico e, portanto, estão bem definidas com valores de até 235 c/2s que se sobressaem de uma média de 44 c/2s para esta formação.

A associação com anomalias de U/Th indicam um enriquecimento secundário de urânio em relação ao tório, possivelmente de interesse econômico.

Outra região de anomalias de urânio definida (de + 2 a 3 desvios padrões) ocorre na Formação Santa Maria, a nordeste da região anômala B.

C.4.3.1.3. Região anômala C

- 1) U e U/Th
- 2) Uma área geral de + 2 desvios padrões ou maiores, de U e U/Th.
- 3) Formações Rio Bonito e Palermo.
- 4) As anomalias presentes não são extremamente altas, (valores de urânio oscilando entre 150 e 180 c/2s comparados à média em torno de 60 para estas duas unidades) e, portanto, sejam talvez de pouco valor econômico. São, porém, corretamente definidas por sua localização central, longe de outros tipos litológicos com valores de "background" diferentes.

C.4.3.1.4. Região anômala D

- 1) K (se estende do mapa N° 1 ao N° 3)
- 2) Anomalias de K com + 2 desvios padrões
- 3) Formações Rio Bonito, Cambaí e Cerro Mantiqueira,
- 4) Estas anomalias poderiam ser produzidas por:
 - a) Cobertura muito fina da Formação Rio Bonito sobre as rochas pré-cambrianas.

- b) Erosão ao longo dos leitos dos rios que descobriram descontinuamente o pré-Cambriano.
- c) Falta de precisão na posição dos contatos.
- d) Possível enriquecimento do K por metassomatismo de contato na Formação Cerro Mantiqueira (possibilidade remota).

Estas anomalias não são muito importantes economicamente mas poderão ser consideradas como um meio de melhorar a precisão do mapeamento.

C.4.3.1.5. Região anômala E

- 1) K
- 2) Anomalias de K com + 2 a 3 desvios padrões.
- 3) Formações Cerro Mantiqueira e Maricã.
- 4) São anomalias muito fortes para o tipo de rochas na qual ocorrem, embora possam ocorrer problemas similares aos descritos em D. Somente as duas anomalias da parte sul da região e a da sanga da Pelada poderiam ter interesse econômico, pois ocorrem no contato entre duas unidades com conteúdo de K similares (ver Tabela C.4.). Estas anomalias poderiam indicar uma alteração de contato na Formação Maricã pela intrusão do Granito da Ramada.

C.4.3.1.6. Região anômala F

- 1) K
- 2) Anomalias de K com +2 a 3 desvios padrões
- 3) Formação Cambaí
- 4) Estas anomalias se caracterizam por valores isolados anormalmente altos de K. Poderão indicar a presença de pegmatitos, ou possivelmente, alteração hidrotermal. São de provável importância econômica.

C.4.3.1.7. Região anômala G

- 1) K
- 2) Anomalias de K de +2 a 3 desvios padrões
- 3) Formação Vacacaí e Membro Vargas
- 4) Valores absolutos muito altos de K (até 1.000 c/2s) de provável significação, devido a grande quantidade de ocorrências de Cu nas vizinhanças. Estas anomalias não podem ser explicadas por falta de precisão nos contatos, posto que as rochas envolvidas possuem um "background" semelhante.

C.4.3.1.8. Região anômala H

- 1) K
- 2) Anomalias de K de + 2 a 3 desvios padrões, com um

valor excedendo +3 desvios padrões

- 3) Formação Santa Bárbara e Membro Rodeio Velho
- 4) Estas anomalias apresentam valores muito altos de K (acima de 1.000 c/2s), associados a corpos andesíticos do Membro Rodeio Velho. Poderão estar indicando uma alteração hidrotermal dos arenitos e conglomerados da Formação Santa Bárbara no contato com as rochas vulcânicas.

C.4.3.1.9. Regiões anômalas Ia e Ib

- 1) U e U/Th
- 2) Anomalias de U e U/Th de +2 a 3 desvios padrões e três valores de +3 desvios padrões.
- 3) A presença de altos valores de U e U/Th, que excedem de 6 a 7 vezes o "background" das formações nas quais se encontram, aliada à localização em baixos estruturais, tornam estas anomalias altamente significativas. As anomalias na Formação Santa Bárbara poderiam ser produzidas por finas coberturas da Formação Rio Bonito não mapeadas. Estas anomalias são de potencial econômico definido.

C.4.3.1.10 Região anômala J

- 1) U
- 2) Anomalias de U de +2 a 3 desvios padrões.

- 3) Granito Lavras, Membro Hilário e Formação Santa Bárbara.
- 4) Estas são típicas anomalias de U. Sua associação com anomalias de Th (como se deduz pela falta de anomalias de U/Th) sugere a presença de processos magmáticos com pouco fracionamento entre o Th e o U. As anomalias maiores estão relacionadas ao contato do Granito Lavras (EoPzi) com os andesitos do Membro Hilário (EoPzcrhi). Altos valores de K (+1), Th (+2 a 3) e U (230 c/2s, comparados a um "background" em torno de 50 c/2s) sugerem processos primários de concentração mas grande importância econômica.

C.4.3.1.11. Região anômala K

- 1) U, U/Th e K
- 2) Anomalias com +2 a 3 desvios padrões em K, U e U/Th associados com +3 desvios padrões ou maiores de U.
- 3) Formações Vacacaí e Maricã
- 4) Anomalias muito fortes de urânio (500 c/2s, para um "background" de 48 c/2s), localizadas em um baixo estrutural e associadas a anomalias de U/Th. Aparecem como um caso típico de enriquecimento secundário de U.

C.4.3.1.12. Regiões anômalas La e Lb

- 1) K
- 2) Anomalias de K de +2 a 3 desvios padrões

- 3) Formações Encantadas e Vacacaí
- 4) Devido à diferença do conteúdo de K entre os dois tipos de rochas, é possível, usando estas anomalias de K, delimitar no setor mais ao sul no núcleo da anticlinal, um afloramento da Formação Encantadas, que não era conhecido anteriormente. Estas anomalias apresentam somente interesses geológicos.

C.4.3.1.13. Região anômala M

- 1) K
- 2) Anomalias de +2 a 3 desvios padrões com alguns valores de +3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Formação Santa Bárbara e Membro Vargas
- 4) A persistência, em várias linhas de vãos, de fortes valores anômalos de potássio (mais de 1.000 c/2s), principalmente associados com a Formação Santa Bárbara, indicam uma provável e forte zona de alteração hidrotermal ao sul da mina de cobre Camaquã. Os andesitos do Membro Rodeio Velho, localizados a sudeste da mina, não apresentam valores anômalos, nem alto conteúdo de U e K, o que estaria indicando que não guardariam, aparentemente relação com a mineralização, como alguns autores sugerem. Tendo em vista sua associação com a área de exploração de cobre conhecida, esta anomalia apresenta grande interesse potencial.

C.4.3.1.14. Região anômala N

- 1) K e U

- 2) Anomalias de +2 a 3 desvios padrões de K e U; e anomalias de +3 desvios padrões ou maiores de K.
- 3) Formação Santa Bárbara e Membros Hilário e Vargas.
- 4) Estas anomalias estão alinhadas ao longo de linhas de falha associadas a mineralizações conhecidas, razão pela qual estão provavelmente relacionadas com alteração hidrotermal. As anomalias de U nos andesitos (EoPzcrhi), estão possivelmente relacionadas com a mineralização cuprífera.

C.4.3.1.15. Região anômala 0a e 0b

- 1) U e U/Th
- 2) Anomalias de U e U/Th com +2 a 3 e +3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Granitos Cordilheira e Prestes e Membro Vargas
- 4) As anomalias de U mais altas estão associadas claramente com o Granito Prestes (EoPzi). A presença, no setor ocidental de anomalias positivas de U/Th, sugere que o U tenha sido significativamente enriquecido por processos posteriores ao "emplacement" do granito. As anomalias da sub-região 0b, visto a falta de anomalias de U/Th, poderiam ser primárias.

C.4.3.1.16. Região anômala P

- 1) U e K
- 2) Anomalias de K e U com +2 a 3 desvios padrões

- 3) Formação Caneleiras e depósitos quaternários (pêpi?)
- 4) Fortes anomalias para qualquer dos tipos de rochas mapeadas. Não obstante a coincidência de ambas as anomalias nos vales dos rios, poderiam indicar que o granito pêpi iria aflorar nestes vales. Anomalias de valor econômico duvidoso.

C.4.3.1.17. Região anômala Q

- 1) U, U/Th e K
- 2) Anomalias de U, K e U/Th com +2 a 3 desvios padrões, associadas com anomalias de U/Th de +3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Granitos Cordilheira e Dom Feliciano e Formação Vaca-cáí
- 4) A presença de anomalias de U relacionadas com U/Th poderão indicar alterações deutéricas no Granito Cordilheira, e não visíveis no Granito Dom Feliciano (pêpi). A falha de Boici-Xadrês foi delineada em vários lugares por valores de U/Th altos, que sugerem uma atividade deutérica ao longo desta faixa tectônica, e na rocha encaixante da mesma (pêpi).

C.4.3.1.18. Região anômala R

- 1) U
- 2) Anomalias de U com +2 a 3 desvios padrões

- 3) Membros Vargas e Mangueirão
- 4) Esta região compreende uma série de anomalias de U e Th (não ilustradas no mapa) que se localizam preferencialmente em um "graben", onde afloram estas duas formações. Por este motivo, estas anomalias poderiam ser economicamente significativas, ainda que se distribuam em uma área muito ampla.

C.4.3.1.19. Região anômala S

- 1) K, U e U/Th
- 2) Anomalias de K, U e U/Th com +2 a 3 desvios padrões com anomalias de K de +3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Sienito Piquiri, Membros Vargas e Mangueirão, Formações Itararé, Vacacaí e Cambaí.
- 4) Área de afloramento do Sienito Piquiri (pEpp), o qual é por si só enriquecido anormalmente em K (800 a 1.300 c/2s, com média de 1.035 c/2s), se for comparado com os sienitos normais, cuja média varia de 550 a 850 c/2s. Apresenta altos valores de K, U e U/Th em seus contatos com as diferentes rochas encaixantes, o que indicaria um metassomatismo potássico nas mesmas. Anomalias de possível importância econômica.

C.4.3.1.20. Região anômala T

- 1) U
- 2) Anomalias de U de +2 a 3 desvios padrões

- 3) Formação Cambaí e Granito Encruzilhada
- 4) Prováveis anomalias primárias e isoladas de U em ambos os tipos de rochas. A totalidade da área abrangida pela anomalia está predominantemente enriquecida em U, como é evidenciado pela falta absoluta de valores negativos de U dentro da mesma. Isto sugere um enriquecimento geral de U na totalidade do distrito das regiões anômalas S, T e U, relacionadas com o Granito Encruzilhada.

C.4.3.1.21. Região anômala U

- 1) U, U/Th e K
- 2) Anomalias de K, U e U/Th de +2 a 3 desvios padrões e anomalias de U e U/Th com +3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Formações Itararé, Rio Bonito, Caneleiras, e Cambaí
- 4) Associação de anomalias de U e U/Th; relação das anomalias de U com ocorrências de U conhecidas (distrito ao sul de cerro Partido); a estreita coincidência das anomalias de U e U/Th com um baixo estrutural (compare-se com o mapa de análise estrutural) e a persistente permanência destas anomalias através das formações pré-cambrianas e paleozóicas de variada litologia, indicam que esta é uma área promissora para mineralização uranífera.

C.4.3.1.22. Região anômala V

- 1) U e U/Th
- 2) Anomalias de U e U/Th de +2 a 3 e +3 desvios padrões ou maiores.
- 3) Granitos Cordilheira e Encruzilhada, Formações Cambaí e Vacacaí.
- 4) Estas anomalias são similares em sua distribuição às anomalias da região Q. As anomalias de U e U/Th estão associadas com o Granito Cordilheira (pεpc). So_{mente} as anomalias de U, por sua vez, estão relacionadas ao Granito Encruzilhada (pεpi). Provavelmente atuaram, nesta área, processos similares aos da região Q que produziram áreas com provável enriquecimento econômico de urânio.

C.4.3.1.23. Região anômala W

- 1) U
- 2) Anomalias de U de +2 a 3 desvios padrões
- 3) Formação Estrada Nova.
- 4) Várias anomalias de U isoladas que superam quase 4 vezes o "background" normal da formação e valores localizados ao longo de uma falha. Significado econômico duvidoso.

C.4.3.1.24. Região do Cerro de Jarau

Esta área de rochas basálticas dominantes está caracterizada por um número de anomalias isoladas que aparentemente não se relacionam com a estrutura circular do cerro de Jarau. As anomalias presentes não apresentam nenhum significado econômico.

C.4.3.2. Avaliação dos Dados Magnéticos

A justificativa principal para se realizar um levantamento aeromagnético na exploração mineral como uma ajuda ao mapeamento geológico, em seus aspectos regionais, está amplamente demonstrada no presente projeto. As variações dos padrões magnéticos foram correlacionadas com as principais rochas plutônicas, metamórficas e vulcânicas da área. Esta correlação permitiu a extensão dos contatos litológicos do embasamento sob áreas cobertas por rochas sedimentares, as quais cobrem aproximadamente 40% da área deste levantamento.

A construção do arcabouço estrutural da área, foi claramente definida pelo padrão magnético, o que permitiu delinear o sistema de falhas principais, de direção nordeste, como também um sistema de falhas secundário, alinhado na direção noroeste. Pelo menos uma falha principal do embasamento de direção noroeste foi mapeada mediante a análise dos dados magnéticos, que não tinha sido previamente individualizada devido a cobertura sedimentar.

A concentração de ferro magnético é indicada diretamente pelo magnetômetro. Uma das anomalias foi de uma intensidade suficientemente alta como para ser uma área potencialmente prospectível,

embora sua fonte seja interpretada como estando a uma profundidade de 600 metros. A mineralização de não ferrosos pode ser identificada, se ocorrer associada com concentrações magnéticas. Por outro lado, este tipo de depósito mineral pode ser indiretamente localizado, uma vez estabelecida a correlação entre as condições geológicas prováveis e seus padrões magnéticos.

Embora ocorra uma grande quantidade de informação ilustrada pelos dados aeromagnéticos, somente foram mapeadas as feições geológicas e estruturais principais. O verdadeiro valor destes dados não serão inteiramente compreendidos até que seja encontrada uma explicação geológica razoável para cada anomalia magnética.

D. CORRELAÇÃO DOS DADOS GEOLÓGICOS E AEROGEOFÍSICOS

As diferentes fases do presente estudo permitiram definir de forma independente, uma série de anomalias e áreas de interese se que serão avaliadas e correlacionadas neste capítulo.

Para a seleção destas áreas foram utilizados critérios geológicos e tectônicos associados não sô às anomalias de U, U/Th e K, detectadas durante a análise estatística dos valores de raios gama, bem como às áreas anômalas selecionadas por meio de critérios magnéticos.

Estas áreas de interesse serão reunidas em diferentes tipos de associações de anomalias que apresentam mineralizações características e condições geológicas particulares.

D.1. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO I

As áreas potencialmente econômicas com anomalias magnéticas relacionadas com rochas andesíticas, alterações potássicas e fraturas tensionais, associadas em parte às intrusões pós-orogênicas, serão descritas a seguir, por ordem de suas potencialidades relativas.

D.1.1. Área de Caçapava do Sul

Durante a descrição dos diversos ciclos magmáticos foram discutidas as condições favoráveis que apresentam os granitos pós-orogênicos como veículos portadores de soluções hidrotermais com possíveis concentrações de minerais metálicos. Por outro lado, foram

também destacadas as relações entre os distintos níveis de erosão destes corpos e as possíveis associações minerais.

O Granito de Caçapava apresenta condições ideais para controlar a presença de soluções hidrotermais que juntamente com seu nível de erosão muito superficial, permitem esperar associações de minerais metalíferos formados em temperaturas baixas ou médias, como acontece com as ocorrências conhecidas de cobre no seu flanco nordeste.

Na interpretação estrutural havia-se mencionado a importância do "emplacement" dos corpos intrusivos nas dobras de arrasto, relacionadas com os alinhamentos principais. Estas são as zonas de maior mobilidade do embasamento e, portanto, são os condutos ideais para a mineralização. Do mesmo modo, tinha-se dado ênfase especial ao desenvolvimento do sistema de fraturas de flanco nestas dobras de arrasto, porque este sistema permite a formação de espaços (aberturas) necessários para a ascensão das soluções hidrotermais.

Todo este condicionamento se verifica no Granito de Caçapava, especialmente no seu flanco nordeste, onde se desenvolveu a maior intensidade de fraturas de flanco. É neste setor onde se encontram numerosas anomalias magnéticas de intensidade e frequência altas, as quais indicam a presença de rochas vulcânicas, possivelmente andesíticas identificadas como D nos mapas magnéticos. Estes andesitos apresentam grandes contrastes de suscetibilidade magnética com as rochas circundantes. É deste modo que no setor sul da área de interesse 4-1 observa-se uma certa coincidência entre os andesitos do Membro Hilário, aflorantes no cerro dos Martins, e a forte anomalia que este pequeno corpo sub-vulcânico produz. Como é conhecido, estes andesitos do cerro dos Martins apresentam numerosas ocorrências

minerais de cobre (ver mapa estrutural Nº 4). Observa-se, ademais, a presença de altas anomalias de potássio (região anômala Na-Nb) associadas aos andesitos, o que poderia estar indicando a presença de alteração hidrotermal.

A combinação dos fatores geológicos e tectônicos favoráveis, em conjunto com as anomalias magnéticas e de potássio, na zona delimitada ao norte pelo arroio Lajeado, a leste pela falha dos Lopes, a oeste pelo Granito Caçapava e ao sul pelo cerro dos Martins, permitem reconhecer uma zona de altas probabilidades de mineralização cuprífera.

A descoberta de anomalias magnéticas, como as localizadas perto da falha dos Lopes ao sul da estrada que une Santana de Boa Vista com Caçapava, coincidindo com valores anômalos de potássio, sugere a presença de corpos andesíticos não aflorantes de direção N60°W relacionados a alterações hidrotermais em área onde, localmente, não eram conhecidas ocorrências de cobre. Portanto, nesta área a associação de pequenas anomalias magnéticas de alta frequência e intensidade, relacionáveis a pequenos corpos andesíticos controlados por fraturas de flanco, e a presença de alteração hidrotermal evidenciada pelos valores de potássio, permitem que novas áreas específicas dentro desta zona mineralizada, sejam apontadas como potencialmente favoráveis.

D.1.2. Área da Mina Camaquã

Esta área de conhecida mineralização cuprífera, corrobora as observações feitas para a zona anteriormente descrita.

Novamente se repete a associação de anomalias muito fortes de potássio, com vários valores que ultrapassam 3 desvios padrões

da média da rocha, com distintas anomalias magnéticas que estão indicando a presença, em níveis quase superficiais, dos andesitos. Neste caso, os andesitos se introduziram nas fraturas tensionais perpendiculares às dobras de arrasto, que têm uma direção dominante de N40 a 60°W, como se observa nos mapas fotogeológicos e magnéticos. Esta também é a direção dominante das falhas mineralizadas na mina.

É interessante destacar que as anomalias de potássio não estão relacionadas somente à área da mina, mas também se estendem, 3 a 5 km para o sul e sudeste, nos afloramentos da Formação Santa Bárbara. Estes podem estar relacionados com uma forte fratura do embasamento, com direção N50-45°W, visível apenas nos mapas magnéticos e que não chega a alcançar a superfície. Este sistema se estende para noroeste da mina, na Formação Guaritas, por sob a qual se observam anomalias magnéticas em sub-superfícies produzidas por andesitos. Estas evidências permitem estender a zona mineralizada a novas áreas potenciais, ao sul e noroeste da mina Camaquã.

D.1.3. Área dos Arroios Santa Catarina-Las Palmas

A 24 km a sudoeste da área anterior, nos arredores do arroio Santa Catarina, se encontra uma área com numerosas ocorrências cupríferas, relacionadas com anomalias de potássio. É interessante destacar que as ocorrências conhecidas estão associadas com fraturas de flanco, tanto a leste como a oeste do mencionado arroio. No alto estrutural a leste (ver mapa de análise estrutural N°3), a presença de uma forte zona tensional transversal à dobra de arrasto, controla a anomalia de potássio. Esta zona é também observada nos mapas aeromagnéticos.

A zona mineralizada está a leste de inúmeras anomalias (área 3-7) que aparecem entre os arroios Santa Catarina e das Palmas. Além das anomalias marcadas neste setor cuja orientação é $N40^{\circ}E$, ocorrem outras menores que estão coincidindo com a presença dos andesitos em superfície.

A presença de anomalias magnéticas, como a 3-8, permite estender a zona potencialmente interessante para sul, estando estas anomalias, em geral, relacionadas com a falha Passo dos Enforcados.

A poucos quilômetros mais a noroeste, logo ao norte do rincão dos Mouras, torna-se a encontrar anomalias muito fortes de K (+3 desvios padrões correspondentes à região anômala H), que coincidem com corpos de andesitos do Membro Rodeio Velho. Ainda que não se conheçam ocorrências de cobre nesta região, a similitude que guarda com outras áreas reconhecidamente mineralizadas, torna esta zona altamente atrativa para a prospecção.

D.1.4. Área Piratini-Rio Camaquã

Nesta área existe uma série de diques, individualizados por meio da análise dos dados magnéticos, os quais estão localizados ao sul do rio Camaquã, e a noroeste e oeste de Piratini, estando indicados como áreas anômalas 4-4 e 4-5 nos mapas aeromagnéticos. O dique de melhor desenvolvimento aflora a 7 km ao sul do rio Camaquã, onde ocorre uma precisa coincidência entre a anomalia magnética e o dique de andesito pertencente ao Membro Hilário da Formação Arroio dos Nobres.

Estes diques ocupam as aberturas produzidas pelo sistema de tensão de direção $N70-50^{\circ}W$. Embora não apresentem anomalias ra-

diométricas, suas características magnéticas e sua provável composição andesítica, torna-os altamente prospectáveis.

D.2. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO II

Áreas potencialmente econômicas de anomalias magnéticas em zonas de contatos com granitos pós-orogênicos, relacionadas essencialmente com anomalias de potássio e urânio.

D.2.1. Área Lavras do Sul-Jaguari

Uma série de anomalias determinadas por métodos aero-geofísicos coincide com a zona de contato destes corpos intrusivos pós-orogênicos. Como o Bloco de Lavras está numa posição estrutural mais alta que o Bloco de Caçapava, o nível de erosão atingido no Granito Lavras é mais profundo e, portanto, as associações metalogenéticas serão diferentes das de Caçapava. Conseqüentemente nesta área serão mais comuns as ocorrências de veios de quartzo aurífero e mineralizações do tipo hipotermal a mesotermal.

É também notável a coincidência da anomalia magnética localizada a 6 km ao sul de Lavras do Sul com uma anomalia de potássio na zona de contato. Numerosas anomalias magnéticas ao longo do contato do granito e da rocha encaixante são visíveis nos Granitos Jaguari e Lavras (anomalias magnéticas 3-3 e 3-4). Estas são interpretadas como possíveis depósitos minerais de contato, aparentemente independentes da estrutura regional.

D.2.2. Área da Ramada

No extremo norte do Granito da Ramada (área E dos mapas de raios gama) ocorre uma associação de anomalias similares às do

Ítem anterior, com valores de potássio muito altos (até +3 desvios padrões da média), relacionadas com anomalias magnéticas de intensidade média que aparecem no flanco do Granito da Ramada com as rochas encaixantes. Esta associação de fortes anomalias de potássio pode estar indicando uma possível alteração hidrotermal relacionada à zona de contato, com possíveis implicações econômicas.

D.3. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO III

Anomalias magnéticas e de potássio associadas ao Sienito Piquiri.

Esta área apresenta fortes anomalias geológicas, magnéticas e de raios gama, onde se destacam as seguintes características:

- 1) Existência de uma zona central intensamente fraturada.
- 2) Evidência de uma profunda alteração coincidente com a zona cataclástica.
- 3) Numerosas evidências de mineralização de cobre em pequenos veios ao redor e dentro do corpo principal do sienito.
- 4) Intensa oxidação dos veios de cobre (não se conhecem sulfetos primários).
- 5) Valores médios muito altos de potássio na rocha, excedendo amplamente a média esperada para um sienito.

- 6) Intensa atividade metassomática nas zonas de contato com os xistos.
- 7) Pelo menos dois ciclos de formação: um sin-tectônico que formou o metassoma gnáissico e outro pós-tectônico que produziu a feldspatização no sienito.
- 8) "Background" alto de urânio com baixos valores na zona alterada (ver perfís aeroespectrométricos).
- 9) Suscetibilidade magnética alta, 0.006 c.g.s., em comparação com 0,0027 e 0,0036 para um sienito normal.
- 10) Existência de uma intrusão posterior em profundidade, encaixada na parte interna do sienito, que originou a anomalia magnética.

X Estas características permitem postular a possibilidade de uma mineralização de sulfetos disseminados na parte central do sienito, associada a uma zona de cataclase em vista de:

- 1) alteração hidrotermal potássica;
- 2) intensa oxidação;
- 3) concentração parcial de magnetita em profundidade relacionada com a possível intrusão de corpos sub-vulcânicos mais básicos.

As numerosas evidências em superfície da mineralização cuprífera, permitem esperar que se existe a mineralização disseminada de sulfetos, estes serão de cobre.

Em relação à potencialidade econômica, esta é uma das áreas mais interessantes do projeto.

D.4. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO IV

Anomalias primárias de urânio nas rochas plutônicas e gnáissicas.

D.4.1. Área de Lavras do Sul

Nesta área está compreendida a zona anômala de urânio J, a leste da cidade de Lavras.

A presente área se caracteriza pela ausência de um enriquecimento relativo de urânio com respeito ao tório, o que sugere um "emplacement" primário do urânio sem remobilização diferencial. As anomalias se encontram na zona de contato entre o Granito de Lavras e as rochas encaixantes. Embora seus baixos valores de U não permitam esperar uma forte mineralização uranífera, podem ser utilizados por sua possível associação com outros tipos de mineralizações. Magneticamente, a área se caracteriza pela presença de pequenas anomalias magnéticas de baixa intensidade.

D.4.2. Área Encruzilhada Sudeste

Esta área está localizada a sudeste de Encruzilhada, coincidindo com as áreas de anomalias T dos mapas de análise de raios gama. As anomalias se desenvolvem principalmente nos migmatitos da Formação Cambaí e, subordinadamente, no Granito Encruzilhada. O caráter magnético desta área é baixo tanto em intensidade como em frequência, não apresentando, por conseguinte, anomalias.

Os valores moderados de urânio, embora ocupem uma extensa área, por sua dispersão não apresentam expectativas econômicas.

D.5. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO V

Anomalias primárias de urânio em rochas sedimentares.

D.5.1. Área Rincão dos Santos

Esta área está situada na região centro-sul da folha Durasnal e corresponde à anomalia W do mapa de raios gama, estando localizada no extremo sul da anomalia magnética 2-2. Como esta anomalia magnética se relaciona com um provável corpo andesítico em profundidade e a anomalia de urânio com falhas superficiais, torna-se uma área de interesse para a prospecção de urânio.

D.5.2. Área de São Gabriel

Esta área localiza-se a leste da cidade de São Gabriel, onde se observa a presença de uma mineralização de urânio moderada, e que não está relacionada diretamente com nenhuma anomalia U/Th, o qual indica pouca remobilização do urânio com relação ao tório.

A importância econômica desta associação de anomalias é geralmente pouco significativa.

D.6. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO VI

Anomalias secundárias de urânio relacionadas a baixos estruturais e rochas sedimentares. Estas anomalias são as mais importantes para a prospecção de minerais uraníferos.

D.6.1. Área Cerro Partido-Cerro do Chapéu

Durante a análise estrutural chamou-se a atenção para a im-

portância da associação dos altos estruturais e intrusões pós-orogênicas com os baixos estruturais vizinhos e rochas sedimentares depositadas em ambiente redutor que atuariam como "armadilha" ("trap") para concentrar as mineralizações. Na área Cerro Partido-Cerro do Chapéu, localizada no setor nordeste do projeto, indicada pela letra U, estas condições, ocorrem.

O mapa aeromagnético não indica nenhuma anomalia relacionada com esta área. As fortes anomalias de U e U/Th, que não teriam sido visíveis sem a análise estatística, mediante o programa CGARD, do "background" das rochas nas quais se encontram, estão presentes em diversos tipos de rochas com diferentes valores médios de urânio. Existe uma estreita relação entre a área de deposição da Formação Caneleiras e da Formação Itararé e a área delimitada com anomalias uraníferas.

É interessante destacar que as razões U/Th, com até três desvios padrões positivos, estão indicando uma remobilização e enriquecimento secundário do urânio com respeito ao tório. Além do mais, esta área está relacionada às ocorrências uraníferas conhecidas, tornando-a bastante atrativa para a pesquisa de urânio.

D.6.2. Área Velhaco Norte

Esta área está localizada no setor centro-leste do mapa de análise de raios gama N° 3, a aproximadamente 7 km do arroio Velhaco, coincidindo com as áreas de anomalias Ia e Ib.

Novamente observa-se a associação de anomalias de U e de U/Th com rochas sedimentares da Formação Rio Bonito perto do contato com a Formação Santa Bárbara.

Embora não ocorra nem uma anomalia magnética na área, as

características estruturais estão indicando uma marcante relação com o baixo estrutural localizado entre dois grandes dobramentos de arrasto ou altos estruturais.

As mesmas considerações do ítem anterior são válidas, posto que os valores de urânio são relativamente mais altos (6 a 7 vezes o "background" da Formação Rio Bonito), do que os valores da razão U/Th.

Esta área é, como a anterior, bastante promissoras para a prospecção de urânio.

D.6.3. Áreas Santa Maria-Camobi

Estas duas áreas localizadas no setor norte da área do projeto estão caracterizadas por fortes anomalias de urânio e U/Th em duas áreas separadas que apresentam valores de urânio acima dos da média da Formação Santa Maria.

Embora as anomalias, aparentemente, não estejam relacionadas a baixos estruturais, o tipo de associação indica um provável enriquecimento de urânio com respeito ao tório numa zona de altos valores de urânio.

Não ocorre nenhuma anomalia aeromagnética relacionada com estas áreas de anomalias radioativas.

D.6.4. Área Passo das Pedras

Esta área encontra-se localizada, entre os mapas de análises de anomalias 2 e 4, na folha geológica de Rodeio, a 4 quilômetros

ao norte do passo das Pedras. A área anômala K está localizada em um baixo estrutural definido, estreitamente relacionado com as Formações Maricã e Vacacaí que apresentam valores extremamente altos com relação a média das formações citadas (mais de 10 vezes o "background"). Este fato juntamente com as anomalias de U/Th, permite definir uma área altamente promissora para a prospecção de urânio.

D.7. ASSOCIAÇÕES DE ANOMALIAS DO TIPO VII

Anomalias primárias e secundárias de urânio associadas com a remobilização de granitos pré-orogênicos e processos deutéricos finais.

Ocorre uma série de anomalias ao longo da faixa tectônica que atravessa a área do projeto desde o sul de Encruzilhada até o norte de Piratini. Estas anomalias radioativas não apresentam um padrão magnético anômalo mas se encontram relacionadas ao "emplacement" dos Granitos Cordilheira e Prestes. O primeiro é um granito pré-tectônico que se introduziu por meio de falhas, o qual teve uma importante remobilização e fenômenos deutéricos que alteraram a rocha encaixante. O Granito Prestes se introduziu no Paleozóico Inferior, posteriormente ao Granito Cordilheira, por uma nova abertura das zonas de tensão desta faixa tectônica.

É interessante ressaltar que em todas estas anomalias (0a, 0b, Q e V) observa-se que a zona mais vizinha à faixa tectônica, e portanto a mais possível de ser afetada por fenômenos deutéricos, é a que apresenta maior migração de urânio, como é indicado pela presença de grande concentração de anomalias de U/Th. Por sua vez, as zonas mais afastadas da faixa tectônica são as que apresentam somente anomalias de urânio.

Estas zonas anômalas, devido aos altos valores relativos de urânio, podem ser potencialmente econômicas.

E. C O N C L U S Õ E S

Os resultados do Projeto Aerogeofísico Camaquã permitem estabelecer as seguintes conclusões:

- 1- A aplicação de uma análise estatística dos valores radiométricos, que foi possível devido à alta precisão obtida nas medições destes valores, através do espectrômetro aéreo da TEXAS INSTRUMENTS, permitiu reconhecer e identificar fortes anomalias relativas, dificilmente detectáveis com espectrômetros de menor sensibilidade.
- 2- O levantamento aeromagnético simultâneo permitiu obter um conhecimento mais completo da estrutura da região, especialmente nas áreas cobertas, bem como a individualização das intrusivas sub-superficiais responsáveis pelas anomalias de possível interesse econômico.
- 3- Nenhum destes métodos teria, isoladamente ou em conjunto, validade para aquilatar o potencial econômico da área, se não estivessem intimamente relacionados a um levantamento geológico sistemático, por meios fotogeológicos e/ou de interpretações estruturais, como os utilizados no presente projeto.

A aplicação integrada destes métodos permitiu, na verdade, uma compreensão da evolução geológica, assim como a seleção de áreas de anomalias de interesse econômico potencial, entre as quais se destacam as seguintes:

Mineralizações de Urânio

- a) Cerro Partido-Cerro do Chapéu
- b) Arroio Velhaco Norte
- c) Santa Maria-Camobi
- d) Passo das Pedras

Mineralizações Cupríferas

- a) Caçapava oriental
- b) Mina Camaquã Sul
- c) Arroio Santa Catarina
- d) Rincão dos Moura Norte

Mineralizações Disseminadas Prováveis

- a) Sienito Piquiri

Espera-se que os resultados aqui apresentados tenham contribuído para um melhor conhecimento da geologia e avaliação dos recursos minerais no Estado do Rio Grande do Sul, bem como um estímulo para empreender novas investigações geológicas na área, com base nos dados fornecidos e interpretados no presente relatório.

Dallas, Texas, 21 de dezembro de 1973.

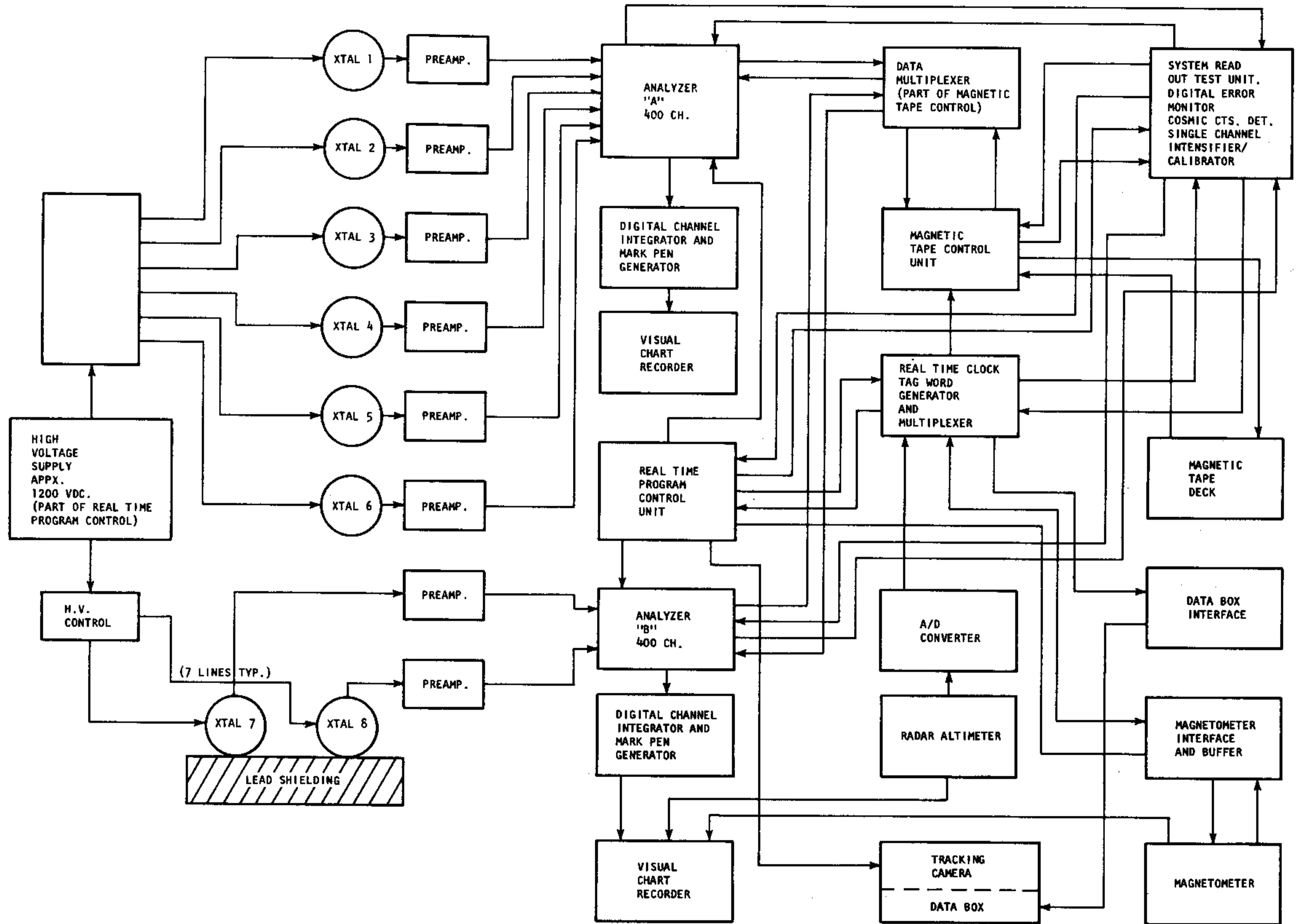


Figura C.1.2. Bloco diagrama do Sistema Aeroespectrométrico

BIBLIOGRAFIA GERAL

- Ab'sáber, A.N. (1960) - Nótula sobre as superfícies aplainadas do Rio Grande do Sul. Not. Geomorf. Nº 5, Ano III, pp. 54-56.
- Almeida, F.F.M. (1949) - Novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 14.
- (1972) - Geochronological Division of the PreCambrian of South America - Revista Brasileira de Geociências, Vol. 1, Nº 1, pp. 13-19.
- Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. e Reynolds, J.H. (1966) - Potassium - argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil: Geochim. Cosmochim. Acta. Vol.30, Nº 2, pp. 159-189.
- American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961) - Code of stratigraphic nomenclature: Bul. of the Amer. Association of Petroleum Geologists, Vol. 45, Nº 5, pp. 645-665.
- Atwater, T. (1970) - Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evaluation of Western North America: Geol. Soc. America: Bul., Vol. 81, Nº 12, pp. 3513-3536.
- Azevedo, J.G. (1941) - Cobre no Seival, Rio Grande do Sul - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 6, Nº 32.
- Badgley, P.C. (1965) - Structural and Tectonic Principles: Harper and Row, New York, pp. 521.
- Barbosa, O (1939) - Jazidas de Minerais Metálicos no Rio Grande do Sul - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 22.
- Barbosa, A.F. (1942) - Sondagem e Avaliação da Jazida de Cobre do Cerro dos Martins - Inédito, Secr. Agrc., Ind. e Comércio, D.P.M., Porto Alegre.
- (1957) - A Série Maricá e sua posição na coluna geológica do Estado do Rio Grande do Sul - Soc. Bras. Geol., São Paulo, Vol. 6, Nº 2, pp. 5-19.
- (1958) - Alguns aspectos da mineralização de cobre e da pesquisa das jazidas do Seival, Estado do Rio Grande do Sul - Tese de concurso apresentada à Escola Politécnica da Univ. de São Paulo, São Paulo.

- e Constantino, W. (1961) - A mineralização de cobre de Volta Grande e sua relação com o Granito de Lavras, Estado do Rio Grande do Sul - Bol. Soc. Bras. de Geol., São Paulo, Vol. 10, Nº 1.
- Barth, T.F.W., Correns, C.W. e Eskola, P. (1939) - Die Entstehung der Gesteine - Verlag von Julius Springer, Berlin.
- Belousov, V.V. (1962) - Basic problems in Geotectonics - McGraw-Hill Book, Co. Inc.
- Beurlen, K., Sena Sobrinho, M. e Martins, E.A. (1955) - Formações Gonduânicas do Rio Grande do Sul - Bol. 22, Mus. Nac., Rio de Janeiro.
- Bianchi, L. (1962) - Trabalho de Formatura de 1962 - Manuscrito inédito, Biblioteca da Escola de Geol., Porto Alegre.
- Bigarella, J.J. e Ab'sáber, A.N. (1964) - Palaeogeographische und Palaeoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien, Zeits. für Geomorphologie. Vol. 8, pp. 286-312.
- Bocchi, P.R e Ribeiro, M. (1963) - Trabalho de formatura de 1963 - Manuscrito inédito, Bibl. da Escola de Geologia, Porto Alegre.
- (1966) - "Formação Crespos" - Em Ribeiro e colaboradores. "Geologia do Grau de Caçapava do Sul, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil (Mapa Geológico 1:250.000 - Estratigrafia, Estrutura, Ocorrências Minerais e seu Condicionamento)" - Relatório da Div. Fom. Prod. Min. R.G. do Sul - Dep. Nac. Prod. Min. - (no prelo) Projeto Básico do Plano Mestre Decenal para Avaliação dos Recursos Minerais do Brasil.
- e Passos, N. (1966) - "Geologia da Folha do Passo dos Enforcados" - Relatório Interno - 1º Distrito Extremo-Sul do DNPM, Porto Alegre.
- (1967) - "Geologia da Folha das Palmas - Região de Tocas" - Relatório Interno - 1º Distrito Extremo-Sul do DNPM, Porto Alegre.
- (1970) - Geologia da falha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. DNPM, Bol. 245.
- Bortoluzzi, P. (1970) - Geologia da Região de Santa Maria, Universidade de Santa Maria, relatório inédito, pp. 1-150.

- Camargo, W.R. (1945) - Sobre a Gênese de uma Jazida de Molibdenita do Rio Grande do Sul. Bol. da Faculdade de Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. Mineralogia, Nº 7, pp. 31-74.
- Caorsi, J.H. e Goñi, J.C. (1958) - Geologia Uruguaya, Inst. Geol. del Uruguay, Bol. 37, Montevideo, pp. 50-55.
- Carey, S.W. (1958) - Continental Drift: a symposium: Univ. Tasmania; Geol. Dept., pp. 177-355.
- Carvalho, P.F. (1929) - Reconhecimento geológico efetuado no município de Caçapava, Brasil - Serv. Geol. Min. Brasil Rel. An. Dir., 1928, Rio de Janeiro.
- (1932) - Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul - Inst. Geol. Min. Bras., Bol. 66, pp. 72 - Serv., Rio de Janeiro.
- (1937) - Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul - Serv. Geol. Min. Bras., Rio de Janeiro, Bol. 72.
- Costa Filho, J.H. de (1944) - Prospeção das Minas de Cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul - Bol. 59 da DFPM, Dep. Nac. Prod. Min. do Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro.
- Dahne, E. (1903) - Mapa Geológico da Zona Mineral do Rio Grande do Sul - Citado por Leinz, Barbosa e Teixeira (1941).
- DeLaney, P.J.V. e Formoso, M.L.L. (1960) - Ocorrência de uma chamada Bentonita no município de São Gabriel, Rio Grande do Sul - Bol. 2, Esc. Geol. UFRGS, Porto Alegre.
- e Goñi, J.C. (1963) - Correlação preliminar entre as formações Gonduânicas do Uruguai e do Rio Grande do Sul, Brasil - Bol. Paranaense de Geografia, Nº 8 e 9, Curitiba, pp. 3-21.
- (1965) - Fisiografia e Geologia de Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Publ. Esp. Nº 6, Escola de Geol. da Univ. Fed. R.G. do Sul - Porto Alegre.
- Dolianiti, E. (1945) - Descoberta de Fósseis na Formação Maricã, Estado do Rio Grande do Sul - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 9, Nº 51.

- Eckert, R.M. e Fabrício, J.A.C. (1970) - "Prospecção final da jazida Cuprífera do Cerro dos Martins" - Relatório Interno do 1º Distrito Extremo-Sul do DNPM, Porto Alegre.
- (1971) - Projeto Cobre RS. Folha Geológica das Palmas. Relatório 1617, CPRM-DNPM, Porto Alegre.
- Englert, Z. (1928-1930) - Ministério de cobre no Rio Grande do Sul - Egatea, Porto Alegre, Vol. 13, Nº 3; Vol. 14, Nº 4 e 5; Vol. 15, Nº 1 e 2; Nº 3.
- Fabrício, J.A.C. (1970) - Prospecção geoquímica e sondagens nas ocorrências cupríferas da "Falha da Catarina", mun. de Bagé, RS - Relatório Interno do 1º Distrito Extremo-Sul do DNPM, Porto Alegre.
- Figueiredo Fº, P.M. (1966) - Caracterização Sedimentológica das Formações Sedimentares Pré-Gonduânicas do Grau de Caçapava do Sul, RS. Avulso Nº 91 da DFPM do DNPM.
- Folk, R.L. (1951) - Stages of textural maturity in sedimentary rocks, Jour. Sed. Pet., Vol. 21, Nº 3, pp. 127-130.
- Formandos de 1963 (Escola de Geologia da UFRGS) (1963) - Mapa Geológico Preliminar da Quadrícula de Cerro Partido - Porto Alegre (Inédito).
- Formoso, M.L.L. e Carraro, C.C. (1962) - Caolinização do Anortosito Capivarita - XVI Congresso Bras. de Geol. - Porto Alegre.
- e Figueiredo, P.M. (1962) - Estudo Sedimentológico do Grupo Guatã, em especial Palermo - Trabalho apresentado ante o XVI Congresso da Soc. Bras. de Geol., Porto Alegre.
- (1966) - Alguns aspectos geológicos e tecnológicos das principais ocorrências de argila no Rio Grande do Sul - Palestra apresentada no Primeiro Encontro de Geólogos - Inédito, Porto Alegre.
- e Willig, C.D. (1966) - A Discordância Palermo-Santa Tecla, Esc. Geol. Univ. RS, Notas e Estudos, Porto Alegre, Vol. 1, Nº 2, pp. 83-91.
- Franco, R.R. (1944) - A Faixa Estanífera do Rio Grande do Sul - Publicação Avulsa - São Paulo.

- Fuck, R. e Muratori, A. (1965) - A Formação Camarinha - Contribuição ao XIX Congresso Bras. Geol., Rio de Janeiro.
- Gavronski, E.F. (1961) - Relatório parcial da pesquisa na Mina do Camaquã, feito em regime de cooperação com a Companhia Bras. do Cobre, abrangendo a campanha de 1958 até 1960 - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- (1963 a) - Relatório da Campanha de Sondagem de 1962-1963, no Setor "Barita" da Mina do Seival - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- (1963 b) - Pesquisa de cobre na Mina dos Crespos, RS - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- , Lowatzki, R. e Almeida, E. (1963) - Prospecção geológica no vale do Santa Bárbara - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- (1964) - Pesquisa de cobre em Volta Grande, RS - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- Giraud, P. (1961) - Les charnochites et les roches associées du Suggarien à faciès in Ouzzal (Sahara Algérien) - Bull. Soc. Géol. France, (7), Paris, t. 3, N° 2, pp. 165-70.
- Gonçalves, A. (1962) - "A Base da Formação Maricã e a Litologia Associada na Área 6, Quadrícula de Vila Nova - Arroio das Canas, São Sepê, RS" - Trabalho Especial de Formatura - Inédito - Escola de Geologia, Univ. Fed. do Rio Grande do Sul.
- Goñi, J.C. (1961) - O Rapakivi de Lavras - Jazidas Associadas - Lavras do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil Esc. Geol. Univ. RS, Porto Alegre, Bol. 7, pp. 107.
- (1962) - Origine des Roches Ultrabasiques et Serpentineuses du Pre-Cambrien du Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralizations. Esc. Geol. Univ. RS, Bol. 12, Porto Alegre.
- , Goso, H. e Issler, R.S. (1962) - Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eopaleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense (Contribuição ao XVI Congresso Bras. Geol.) - Esc. Geol. Univ. RS, Avulso N° 3, Porto Alegre, pp. 105.

- Gorceix, H. (1873) - Notícia sobre a jazida em exploração de ouro em Lavras e Caçapava, província de São Pedro do Rio Grande do Sul - Trad. do Frances, Rio de Janeiro, 8º.
- (1875 a) - Notice sur le Gisement et l'exploration de l'or a Lavras, province du Rio Grande do Sul - Bull. Soc. de L'industrie Min. Saint-Étienne, Paris, 2 Serv., IV.
- (1875 b) - Résultat d'une première exploration de la province du Rio Grande do Sul (Brésil) - Bull. Soc. Geol. France, 3, Serv. III.
- Gordon, Jr., M. (1947) - "Classification of the Gondwanic Rocks of Paraná, Santa Catarina, and Rio Grande do Sul" - Div. Geol. Min. Motas Prel. e Est., Rio de Janeiro Nº 38, pp. 19.
- Groddeck (1879) - Ueber das Verkommen Von Gold-Kupfer und Bleierzen in der Provinz Rio Grande do Sul, in Brasilien Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie, III, Leipzig.
- Guillou, J.J., Primel, L. et Routhier, P. (1962) - "Existence d'un Complexe Ophiolitique Sous-Marine dans le Cap Corse: sa Estructure Plissé" - Rev. Geog. Phys. et Geol. Dyn. - Vol. V, fasc. 1, pp. 29-35.
- Guimarães, D. (1926) - Wolframita e cassiterita no Estado do Rio Grande do Sul - SGMB, Bol. 21 - Rio de Janeiro, (no município de Encruzilhada).
- Hills, E.S. (1956) - The tectonic style of Australia - Geotectonisches Symposium zu ehrem von Hans Stille Rommisions - Verlag von Ferdinand Enke, Stuttgart, pp. 336-346.
- Hobbs, W.H. (1912) - Earth Features and their meaning, and introduction to Geology, New York, pp. 227.
- Homem, J.F. (1944) - Prospecção das Minas de Cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul - DNPM-DFPM, Bol. 59, Rio de Janeiro, part. II.
- Issler, R.S. (1963) - Coronito de Mata Grande - Inédito, Escola de Geologia UFRGS, Porto Alegre.

- , Burger, J.C. e Roisenberg, A. (1967) - Coronito da área de Mata Grande, município de São Sepê, RS, XXI Congresso Bras. de Geol., Anais do XXI Congresso Bras. de Geol., pp. 182-197.
- , Chdiay Dresch, R.A. e Roisenberg, A. (1973) - Geocronologia do Gabro de Mata Grande, município de São Sepê, Estado do Rio Grande do Sul, Rev. Bras. de Geociências, Vol. 3, pp. 124-127.
- Jost, H. e Tessari, R.I. (1963) - Trabalho de Formatura de 1962 - Manuscrito inédito, Bibl. da Esc. de Geol., Porto Alegre.
- e Villwock, J.A. (1966) - Contribuição à Estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. Notas e Estudos da Esc. Geol. Univ. RS, vol. 1, Nº 1, pp. 13-26.
- (1967) - Mineralizações de Cobre e Molibdênio e Ouro das Cabeceiras do Rio Vacacaí, São Gabriel, RS. Anais do XXI Congresso Bras. de Geol., Curitiba, pp. 80-102.
- (1970) - Esboço Geológico da Folha "Cabeceiras do Rio Vacacaí, São Gabriel, RS", Esc. Geol. Univ. RS, Bol. 16, Porto Alegre, pp. 47.
- e Pinto, J.F. (1970) - Geologia da Folha Suspiro, São Gabriel, Lavras do Sul - RS. Esc. Geol. Univ. RS. Porto Alegre, Bol. 17, pp. 75.
- Knijnik, P.R. e Pozza, E.V. (1971) - Geologia da área de Bagé - São Gabriel - Rio Grande do Sul. CPRM/DNPM, Relatório inédito, Rio de Janeiro.
- Leinz, V. (1939) - Problema Geológico do Pós-Arqueano no Rio Grande do Sul - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 4.
- e Almeida, S.C. (1941) - Gênese da Jazida de Cobre Camaquã - Secr. Agrc. Ind. Com. RS, DNPM, Porto Alegre, Bol. 88.
- , Barbosa, A. e Teixeira, E. (1941) - Mapa Geológico Caçapava-Lavras - Secr. Agrc. Ind. Com. - DNPM, Porto Alegre, Bol. 90, pp. 40.
- (1941) - A Jazida de Cobre "Cerro dos Martins", Caçapava, RS, sua Geologia, Mineralização e Prospecção - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 5, Nº 30.

- e Teixeira, E. (1941) - As Jazidas Auríferas de Lavras, RS., e sua Gênese Metassomática - Trabalho citado por Leinz e Almeida (1941).
- (1945) - Geologia da área mineralizada de estanho e tungstênio no Estado do Rio Grande do Sul - DFPM, Bol. 70, Rio de Janeiro.
- e Pinagel, H. (1945) - A Mina de Estanho de Campinas, Município de Encruzilhada, RS - DNPM, DFPM, Bol. 70, Rio de Janeiro.
- (1946) - Teores em ouro do Minério de Cobre de Camaquã e Seival, município de Caçapava, RS - Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 10, Nº 60.
- , Bartorelli, A., Minioli, B. e Kawashita, K. (1971) - Contribuição à Estratigrafia do Eopaleozóico do Estado Sul-Riograndense. Resumo das Comunicações do XXV Congresso Bras. Geol., São Paulo, Bol. Especial, Nº 1, pp. 195.
- Lisboa, M.A. (1940) - Relatório final dos estudos geológicos realizados no 2º Distrito do município de São Sepé - DNPM, Inédito, Porto Alegre.
- Machado, E.R. e Castanho, O.S. (1957) - Pesquisa de carvão mineral na faixa sedimentar do Rio Grande do Sul - DACM - Porto Alegre.
- (1961) - "Contribuição ao estudo das jazidas de carvão do Rio Grande do Sul" - Publ. Esp. Nº 3, Esc. de Geol., Univ. Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- , Dequech, V. e Castanho, O.S. (1962) - Condicionamento Geológico das Jazidas de Carvão do Brasil Meridional - Rio Grande do Sul e Santa Catarina - Esc. Geol. UFRGS, Avulso Nº 4, Porto Alegre.
- Martinelli, J.A. e Nogueira Fº (1959) - Prospecção geoquímica de cobre no RS - Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, Vol. 8, Nº 1.
- Martins, E.A. (1952) - Uma hipótese sobre o Gondwana do Rio Grande do Sul - Eng. Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 29.
- Mau, H. (1959) - "Ignimbritos" na Região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul - Eng. Min. Met., Rio de Janeiro, Vol. 29.

- (1960) - "Vale pré-glacial ao norte de Lavras do Sul, RS" - Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, Vol. 9, Nº 2.
- (1962) - Atividades Magmáticas na Região de Caçapava-Lavras, Estado do Rio Grande do Sul - Bol. 64, Geol. Nº 19, Fac. Filos. Ciências e Letras, Univ. São Paulo, SP.
- Maxwell, J.C. e Wise, D.V. (1958) - Wrench fault tectonics: a discussion: Geol. Soc. America, Bull. Vol. 69, Nº 7, pp. 927-928.
- Melcher, G.C. (1957) - Prospecção geoquímica em Seival e Camaquã, RS - Relatório anual do DNPM, 1957, Rio de Janeiro.
- e Mau, H. (1960) - Novas Observações Geológicas na Região de Caçapava do Sul, RS - Acad. Bras. Ciênc. Rio de Janeiro, Vol. 32, Nº 1.
- , Gomes, C.R., Cordani, V.G., Bettencourt, J.S., Damasceno, E.C., Girardi Vicente, V.A. e Melfi, A.J. (1973) - Geologia e Petrologia das rochas metamórficas e granitos associados do Vale do Rio Ribeira de Iguapé, São Paulo e Paranã, Rev. Bras. de Geociências, Vol. 3, Nº 2, pp. 97-123.
- Melfi, A.J. e Arruda, M.R. (1964) - Mapeamento Geológico das Minas do Camaquã - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- Menegotto, E. (1966) - Contribuição ao estudo da geologia do município de Dom Pedrito, RS (Inédito), pp.11.
- Moody, J.D., e Hill, M.J. (1956) - Wrench fault tectonics; Geol. Soc. America Bul., Vol. 67, Nº 9, pp. 1207-1246.
- Moraes Rêgo, L.F. (1930) - A Geologia do Petróleo no Estado de São Paulo - Serv. Geol. Min. Bras., Bol. 46, Rio de Janeiro.
- Moreno, J.A. (1961) - O clima do Rio Grande do Sul - Bol. Geogr. Porto Alegre, Ano VI, Nº 11.
- Meinesz, V.F.A. (1947) - Shear Patterns of the Earth's Crust; Trans Am. Geophys. Union, Vol. 28, Nº 1, pp. 1-61.
- Nogueira, P.C. (1952) - Os principais Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul - 1ª Conf. Est. Quim. Técn. Nº 7.

- Passos, N. (1947) - Prospecção do Minério de Cobre no Rio Grande do Sul em 1945 - Min. Met., RJ, Vol. 12, Nº 67.
- , Gavronski, E.P. e Roland, S. (1958) - Pesquisa de Carvão no município de São Sepê - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- e Gavronski, E.P. (1959) - Relatório sobre Prospecção das ocorrências de cobre do Cerro dos Andradas, Primavera e Santa Bárbara, no município de Caçapava do Sul, RS - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- , Gavronski, E.P., e Azevedo, J.G. (1960) - Prospecção das ocorrências de cobre no município de Caçapava do Sul, RS - Eng. Min. Met., São Paulo, Vol. 32, Nº 189.
- Pease, R.W. (1969) - Normal faulting and lateral shear in north-eastern California: Geol. Soc. America Bull., Vol. 80, Nº 4, pp. 715-720.
- Picada, R.S. (1963) - Sobre a ocorrência de rochas lambawíticas no complexo Encruzilhada - RS. - Notas e Estudos da Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Vol. 1, Nº 2, pp. 9-14.
- Pinto, I.D. (1947) - Novos Fósseis na Formação Maricã - Univ. Rio Grande do Sul, Fac. de Ciên. e Letr., Porto Alegre, Vol. 1, Nº 1. Citado por Barbosa (1957).
- (1955) - Série Maricã, Camaquã, e Formação Teixeira Soares, no Rio Grande do Sul, Histórico, Idade, e Correlação. Descoberta de Fósseis na Formação Palermo no Rio Grande do Sul. Inst. Ciên. Nat. Univ. F., RS, Porto Alegre, Bol. 2, pp. 23.
- (1965) - Novos Insetos na Formação Irati. O Problema da idade das Formações Irati e Rio Bonito - Resumo em "O XIX Congresso Bras. de Geol.". Avulso Nº 40, Div. Geol. e Min. - DNPM - Rio de Janeiro.
- Putzer, H. (1954) - Divisão da Formação Palermo no sul de Santa Catarina - Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, Nº 1.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Fº, P.M. e Tessari, R.I. (1966 a) - Geologia e Recursos Minerais do Grau de Caçapava - RS, DFPM - DNPM (no prelo).

- (1966 b) -
Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Bra-
sil. Div. Fom. Prod. Min., Bol. 127, Rio de Ja-
neiro, pp. 232.
- (1970) - Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Gran-
de do Sul, Brasil. Div. Geol. Min., Rio de Janei-
ro Bol. 247, pp. 142.
- Robertson, J.F. (1961) - Revision of the Stratigraphy and Nomenclature of Rock Units in the Caçapava-Lavras Region, State of Rio Grande do Sul, Brasil - Manuscrito Inédito.
- (1966) - Revision of the Stratigraphy and Nomenclature of Rock Units in the Caçapava-Lavras Region, State of Rio Grande do Sul. Notas e Estudos, Esc. Geol. Univ. RS, Porto Alegre, Vol. 2, pp. 41-55.
- Roland, S. e Almeida, E. (1964) - Prospecção geoquímica da Mina Camaquã - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- Sales, J.K. (1968) - Crustal mechanics of Cordilheran foreland deformation: a regional and scale model approach: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., Vol. 52m N° 10, pp. 2016-2044.
- Sena, M.S. (1956) - Pesquisa Preliminar na Jazida de Cobre do "Passo dos Enforcados", município de Bagé, RS - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- (1958) - Mapa Mineiro Geológico do Rio Grande do Sul, Dep. Prod. Min. Secr. Agrc. RS, Porto Alegre.
- Simonen, A. (1969) - The Earth's Crust and Upper Mantle - Am. Geophysical Union - pp. 983-489.
- Sonder, R.A. (1947) - Discussions of "Shear patterns of the Earth's Crust (by F.A. Vening Meinesz): Trans. Am. Geophy. Union, Vol. 28, N° 6, pp. 939-946.
- Stone, D.S. (1969) - Wrench faulting and Central Rocky Mountain tectonics: The Mountain Geologists, Vol. 6, pp. 67-79.
- Targa, F. (1923) - Minérios e Minas do Rio Grande do Sul, Jazidas de Estanho de Camaquã - Egatea Vol. 7, Porto Alegre.

- Teixeira, E. (1937 a) - Cobre no Rio Grande do Sul - Avulso Nº 22, S.F., Prod. Min., Rio de Janeiro.
- (1937 b) - Estanho no Rio Grande do Sul - Min. Met. Rio de Janeiro, Vol. 2.
- Tessari, R.I. e Picada, R.S. (1963 a) - Formação Caneleiras, conferência no Núcleo do Rio Grande do Sul da Soc. Brasileira de Geologia, Porto Alegre.
- (1963 b) - Esboço Geológico Preliminar do grau de Encruzilhada do Sul, conferência no Núcleo do Rio Grande do Sul da Soc. Bras. de Geol. Porto Alegre.
- (1965) - Evolução Geotectônica do Escudo Sul-Riograndense - Conf. no Núcleo do Rio Grande do Sul da Soc. Bras. de Geol., Porto Alegre.
- (1966 a) - Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Brasil - DFPM, Inédito, Porto Alegre.
- (1966 b) - Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Brasil, DNPM, DFPM, Bol. 124, Rio de Janeiro, pp. 147.
- e Giffoni, L.E. (1970) - Geologia da Região Piratini-Pinheiro Machado-Bagé, Rio Grande do Sul, Div. Geol. Min., Bol. 246, Rio de Janeiro, pp. 122.
- Thomas, G.E. (1971) - Continental plate tectonics: Southwest Wyoming: Wyo. Geol. Assoc. 23rd Field Conf. Guidebook, pp. 103-123.
- Trein, E. (1963) - Trabalho de Formatura de 1963 - Manuscrito inédito, Bibl. da Esc. de Geol., Porto Alegre.
- Walter, K. (1912) - Zur Geologie der Gegurd von Seival in State Rio Grande do Sul, und ihrer Kuhfererzlagertatten - Zeitschrift fur Praktische Geologie, Vol. 20, Rev. No. Trans. Inst. Min. Eng., Vol. 44, London (1913).
- White, I.C. (1908) - "Relatório sobre as Coal Measures e Rochas Associadas do Sul do Brasil" - Relatório final da comissão dos estudos das minas de carvão de pedra do Brasil, parte 1, Rio de Janeiro.
- Woodworth, J.B. (1912) - "Geological Expedition to Brazil and Chile 1908 and 1909" - Harvard College Mus. Comp. Zool., Vol. 56, Nº 1, Cambridge.

BIBLIOGRAFIA SELECCIONADA DE
ESPECTROMETRIA DE RAIOS GAMA

- Adams, J.A.S. e Lowder, W.M., Editors (1964) - The natural radiation environment; Chicago: The University of Chicago Press, pp. 1069.
- e Gasparini, P. (1970) - Gamma-Ray Spectrometry of Rocks; Methods in Geochemistry and Geophysics; Amsterdam: Elsevier, pp. 295.
- Charbonneau, B.W. e Darnley, A.G. (1970 a) - A test strip for calibration of airborne gamma-ray spectrometers; Geol. Surv. Can., Paper 70-1, Part B., pp. 27-32.
- (1970 b) - Radiometric precipitation and its significance to high-sensitivity gamma-ray spectrometer surveys; Geol. Surv. Can., Paper 70-1, Part B., pp. 32-36.
- Cook, B., Duval, J. e Adams, J.A.S. (1971) - Progress in the calibration of airborne gamma spectrometers for geochemical exploration; In Geochemical exploration Montreal: CIM Special Vol. 11, Proc: Third International Geochemical Symposium, Toronto, pp. 480-484.
- Darnley, A.G. e Fleet, M. (1968) - Evaluation of airborne gamma-ray spectrometry in the Bancroft and Elliot Lake areas of Ontario, Canada; In Proc. 5th Symposium on Remote Sensing of Environmente, University of Michigan, Ann Arbor, pp. 833-853.
- , Bristow, Q. e Donhoffer, D.K. (1968) - Airborne gamma-ray spectrometer experiment over the Canadian Shield; In Nuclear Techniques and Mineral Resources, International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 163-186.
- (1970) - Airborne gamma-ray spectrometry. Trans. Can. Inst. Min. Metall., Vol. LXXIII, pp. 20-29.
- e Grasty, R.L. (1971) - Mapping from the air by gamma-ray spectrometry; In Geochemical Exploration (Montreal: CIM) (Proc. 3rd Int. Geochem. Explor. Symp. Toronto) (CIM spec. Vol.11), pp. 458-500.

- e Charbonneau, B.W. (1971) - A radiometric profile across part of the Canadian Shield; Geological Survey, Canada, Paper 70-46, pp. 42.
- (1972) - Airborne Gamma Survey Techniques; In Uranium Prospecting Handbook edited by Bowie, S.H.U., Davis, M. and Ostle, D., The Institution of Mining and Metallurgy, pp. 174-211.
- Davis, J.D. e Gilbert, J.M. (1973) - Distribution of the Radioelements Potassium, Uranium, and Thorium in Selected Porphyry Copper Deposits; Economic Geology, Vol. 68, pp. 145-160.
- Foot, R.S. (1968) - Improvement in airborne gamma radiation data analysis for anomalous radiation by removal of environmental and pedologic radiation changes; Paper SM-112/13, presented at IAEA Symposium on Use of Nuclear Techniques in the Prospecting and Development of Mineral Resources, to be published by IAEA, Vienna, 1969.
- Fronde!, C. (1958) - Systematic mineralogy of uranium and thorium U.S.G.S. Bulletin 1064, pp. 400.
- Grasty, R.L. e Darnley, A.G. (1971) - Calibration of gamma-ray spectrometers for ground and airborne use; Geological Survey Canada, Paper 71-17, pp. 23.
- Godby, E.A., Cannock, S.H.G., Steljes, J.F., Cowper, G. e Carmichael, H. (1952) - Aerial prospecting for radioactive materials; Report AECL 13. National Research Council Laboratories, Ottawa, Canada. CRR-495; MR 17-93 p.; Nucl. Sci. Abstr., Vol. 6, pp. 6596.
- Gregory, A.F. e Horwood, J.L. (1961) - A laboratory study of the gamma-ray spectra at the surface of rocks; Mines Branch Research Report, R 85, Dept. Mines & Tech. Surv., Ottawa, pp. 52.
- (1963) - A spectrometric study of the attenuation in air of gamma-rays from mineral sources; Mines Branch Research Report, R 110, Dept. of Mines & Tech. Surv., Ottawa.
- Heinrich, E.W. (1958) - Mineralogy and geology of radioactive raw materials; New York: McGraw-Hill, pp. 614.

- Hood, P.J. (1971) - Mineral exploration: trends and developments in 1970; Can. Min. J., Vol. 92, pp. 185-214.
- MacFadyne, D.A. e Guedes, S.V. (1955) - Air survey applied to the search for radioactive minerals in Brazil; Proc. of the International Conference in Geneva. Peaceful uses of Atomic Energy, Vol. 6, pp. 726-743.
- Moxham, R.M., Foote, R.S. e Bunker, C.M. (1965) - Gamma-ray spectrometer studies of hydrothermally altered rocks. Economic Geology, Vol. 60, pp. 653-671.
- Pemberton, R.H. e Seigel, H.O. (1966) - Airborne radioactivity tests. Elliot Lake area, Ontario; Canadian Mining Journal.
- (1968) - Radiometric exploration, modern tools in the search for uranium; Mining in Canada.
- Pierson, D.H. e Franklin, E. (1951) - Aerial prospecting for radioactive minerals. British Journal of Applied Physics; Vol. 2, pp. 281-291.
- Sakakura, A.Y. (1957) - Scattered gamma-rays from thick uranium sources. U.S. Geological Survey Bulletin 1052.A., pp. 50.

BIBLIOGRAFIA SELECCIONADA DE
MAGNETOMETRIA

- Agocs, W.B. (1955) - Spacing effect and determination of Optimum Spacing, illustrated by Marmora, Ontario, Magnetic Anomaly: Trans. C.I.M.M., vol. 58, pp. 397-400.
- Dobrin, M.B. (1952) - Introduction to Geophysical prospecting: New York, McGraw-Hill.
- Fabiano, E.B. and Peddie, N.W. (1965) - Grid Values of total Magnetic Intensity IGRF; ESSA Technical.
- Gay, S. Parker, Jr. (1963) - Standard Curves for interpretation of Magnetic anomalies over long tabular bodies; geophysics, vol. 28, pp. 161-200.
- Jacobs, J.A. (1967) - The Earth's Magnetic Field, mining geophysics, vol. 11, Society of Exploration Geophysicists, pp. 424-436.
- Peters, L.J. (1949) - The direct approach to Magnetic interpretation and its practical application: Geophysics, vol. 14, pp. 290-320.
- Reford, M.S. and Sumner, J. (1964) - Review article - aeromagnetism: Geophysics, vol. 29, pp. 482-516.
- (1964) - Magnetic Anomalies over thin sheets: Geophysics, vol. 29, pp. 532-536.
- Vacquier, Victor Steenland, NC, Henderson, R.C. and Zeitz, Isidore, (1951) - Interpretation of Aeromagnetic Maps; Geol. Soc. America, Mem. 47, pp. 151.