UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS E GEOLÓGICOS:
CONFIGURAÇÃO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO
ARCO DE PONTA GROSSA

Francisco José Fonseca Ferreira

T 708

Orientador: Prof. Dr. André Davino

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geologia Geral e de Aplicação

São Paulo

1982

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROMAGNÉTICOS E GEOLÓGICOS:
CONFIGURAÇÃO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO
ARCO DE PONTÀ GROSSA

Francisco José Fonseca Ferreira

Orientador: Prof. Dr. André Davino

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. André Davino</u>	<u><i>André Davino</i></u>
Examinadores:	<u>Dr. Vicente José Fulfaro</u>	<u><i>Vicente José Fulfaro</i></u>
	<u>Dr. Nelson Ellert</u>	<u><i>Nelson Ellert</i></u>

São Paulo
1982

Dedico este trabalho à memória de Alfredo Gonçalves Sender, Carlos Roberto de Almeida, Exedito Paiva Guedes, Henrique Presgrave, John Frank Mrstik, José de Almeida, José Hermínio Xavier, José Hernandes Fontes, José Macedo de Almeida, José Moreno Fialho, Marcio Paes Barreto, Roberto Madeira da Silva e Ronaldo de Azevedo, que sacrificaram suas vidas no exercício de atividades aerogeofísicas no Brasil.

SUMÁRIO

Página

AGRADECIMENTOS	I
ABSTRACT	II
RESUMO	III
<u>TEXTO</u>	
1. - INTRODUÇÃO	1
2. - FONTES DE INFORMAÇÃO E METODOLOGIA DOS AEROLEVANTAMENTOS	4
2.1. - Fontes de informação	4
2.2. - Metodologia utilizada nos aerolevantamentos	4
2.2.1. - Planejamento, bases de operação e bases cartográficas	4
2.2.2. - Planejamento das linhas de voo e operações de campo..	8
2.2.3. - Testes preliminares em área padrão	8
2.2.4. - Atividades de levantamento	8
2.2.4.1. - Planejamento dos voos	8
2.2.4.2. - Navegação	9
2.2.4.3. - Recuperação dos voos	9
2.2.5. - Testes de rotina	9
2.2.5.1. - Testes diários	9
2.2.5.2. - Testes de efeito de "manobra" e "trevo"	10
2.2.6. - Testes adicionais	10
2.2.7. - Registros obtidos	10
2.2.8. - Instrumentação	10
2.2.8.1. - Aeronaves e equipamentos auxiliares	10
2.2.8.2. - Aeromagnetômetros e magnetômetros terrestres.....	16

	<u>Página</u>
2.2.8.3. - Sistemas de aquisição de dados	16
2.2.9. - Processamento dos dados.....	17
2.2.10. - Posicionamento dos perfis	17
2.2.11. - Tratamento das informações	17
2.2.12. - Cartografia e produtos finais	19
3. - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS	20
3.1. - Interpretação qualitativa	20
3.1.1. - Considerações gerais	20
-3.1.2. - Os principais alinhamentos magnéticos	23
-3.1.2.1. - Alinhamento de Guapiara	23
-3.1.2.2. - Alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo .	26
-3.1.2.3. - Alinhamento do Rio Piquiri	27
-3.2. - Interpretação quantitativa.....	27
-3.2.1. - Introdução	27
-3.2.2. - Propriedades magnéticas das rochas	28
-3.2.2.1. - Generalidades	28
-3.2.2.2. - Características magnéticas dos basaltos e de ro-	
chas do embasamento	32
→3.2.2.2.1. - Trabalhos anteriores	32
→3.2.2.2.2. - Trabalhos realizados	41
→3.2.3. - Anomalias magnéticas das estruturas geológicas mais	
prováveis da área	46
3.2.3.1. - Introdução	46
-3.2.3.2. - Diques e falhas sub-verticais	56
-3.2.3.2.1. - Placa fina semi-infinita	56
-3.2.3.2.2. - Plano vertical limitado	58
-3.2.3.3. - Corpos horizontais: derrames e soleiras	61
-3.2.3.3.1. - Placa fina horizontal limitada	61
-3.2.3.3.2. - Prisma limitado	66

	<u>Página</u>
3.2.3.4. - Prisma infinito.....	69
3.2.4. - Análise das anomalias magnéticas.....	69
3.2.4.1. - Introdução	69
3.2.4.2. - Método das características e análise espectral.....	71
3.2.4.3. - Distorção dos resultados devido a corpos tridimen sionais,.....	71
3.2.5. - Análise estatística dos resultados.....	72
3.2.5.1. - Dispersão estatística das profundidades.....	72
3.2.5.2. - Deconvolução de histogramas.....	85
3.2.6. - Cálculo da espessura da sequência basáltica.....	87
3.2.6.1. - Escolha do modelo adequado.....	87
3.2.6.2. - Análise estatística dos resultados.....	93
3.2.6.3. - Comportamento da Formação Serra Geral.....	94
4. - INTEGRAÇÃO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS E GEOLÓGICOS.....	101
4.1. - Caracterização do Arco de Ponta Grossa.....	101
4.1.1. - Limite setentrional.....	101
4.1.2. - Região central.....	102
4.1.3. - Limite meridional.....	105
4.2. - Evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa.....	106
4.2.1. - O Embasamento.....	108
4.2.2. - O Devoniano.....	110
4.2.3. - O Carbonífero Superior e o Permiano Inferior e Médio.	116
4.2.4. - O Permiano Superior.....	133
4.2.5. - O Triássico-Jurássico.....	143
4.2.6. - A Reativação Wealdeniana.....	145
4.2.7. - O Arco de Ponta Grossa e a margem continental contí gua.....	149
5. - CONCLUSÕES.....	154
5.1. - Relativas ao conteúdo geofísico.....	154
5.2. - Relativas ao conteúdo geológico.....	156

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	160
----------------------------------	-----

ILUSTRAÇÕES

1 - Proposta de configuração do Arco de Ponta Grossa e os principais elementos tectônicos da Bacia do Paraná	2
2 - Coluna estratigráfica simplificada da Bacia do Paraná	3
3 - Mapa de localização dos projetos aeromagnéticos	5
4 - Mapa de localização da área estudada	6
5 - Teste de altura de voo (altura - 400m)	11
6 - Teste de altura de voo (altura - 600m)	12
7 - Teste de altura de voo (altura - 800m)	13
8 - Teste de altura de voo (altura - 1.000m)	14
9 - Teste de continuação vertical (alturas: 500m, 1.000m e 2.500m)	15
10 - Fluxograma de processamento dos dados	18
11 - Comparação entre os perfis observado na estrutura de Piratininga e o calculado a partir do modelo de janela não magnética para $d/h = 16$ e polarização normal	22
12 - Exemplo de perfil magnético e modelo tentativo sobre zonas de relevo suave etaradas por zonas de relevo movimentado correspondente a segmento do alinhamento de Guapiara ...	24
13 - Propriedades magnéticas e conteúdo de óxidos de ferro de rochas intrusivas	31
14 - Curva de magnetização ferromagnética	31
15 - Mapa geológico simplificado e localização da seções amostradas	35
16 - Direções médias das M.R.N. e M.R.P. dos derrames de lava da secção Rocinha-Encruzilhada das Antas (RA)	35
17 - Direções médias das M.R.N. e M.R.P. dos derrames de lava da secção Guatã-Bom Jardim (GB)	39
18 - Direções médias das M.R.N. e M.R.P. dos derrames de lava da secção Barra do Ouro-Morrinhos (BM)	39

19 - Variações de inclinação e declinação das magnetizações primárias das secções RA e GB	40
20 - Variações de inclinação e declinação das magnetizações primárias da secção BM	40
21 - Mapa de localização dos sítios visitados, amostrados e analisados de rochas pré-cambrianas da Borda oriental da Bacia do Paraná	42
22 - Direções médias por sítio de rochas da sequência basáltica	45
23 - Susceptibilidade magnética de rochas da Formação Serra Geral e do embasamento cristalino	47
24 - Direções médias das M.R.N. por sítio de rochas do embasamento cristalino	55
25 - Anomalias magnéticas da placa fina semi-infinita (inclinação 30°)	57
26 - Anomalias magnéticas do plano vertical limitado (<u>strikes</u> N-S e N45E)	59
27 - Anomalias magnéticas do plano vertical limitado (<u>strikes</u> E-W e N45W)	60
28 - Anomalia magnética da placa fina horizontal limitada (<u>strike</u> N-S)	62
29 - Anomalia magnética da placa fina horizontal limitada (<u>strike</u> E-W)	63
30 - Anomalia magnética da placa fina horizontal limitada (<u>strike</u> N45E)	64
31 - Anomalia magnética da placa fina horizontal limitada (<u>strike</u> N45W)	65
32 - Anomalias magnéticas do prisma limitado	67
33 - Prisma retangular mostrando elemento de volume	68
34 - Polarização total J_t	68
35 - Anomalias magnéticas do prisma infinito	70

	<u>Página</u>
36 - Resultados de análise espectral ao longo de várias linhas sobre um corpo tabular horizontal a distância vertical unitária	73
37 - Espectro de amplitude ao longo da linha 1	74
38 - Espectro de amplitude ao longo da linha 2	75
39 - Espectro de amplitude ao longo da linha 3	76
40 - Espectro de amplitude ao longo da linha 4	77
41 - Espectro de amplitude ao longo da linha 5	78
42 - Espectro de amplitude ao longo da linha 6	79
43 - Espectro de amplitude ao longo da linha 7	80
44 - Espectro de amplitude ao longo da linha 8	81
45 - Distribuição das distâncias verticais a uma camada horizontal espessa em que apenas o topo e a base produzem anomalias	84
46 - Distribuição das distâncias verticais a uma camada horizontal espessa em que todos os níveis tem a mesma contribuição de anomalias	84
47 - Distribuição das distâncias verticais a uma camada horizontal espessa em que a contribuição de anomalias diminui exponencialmente com a profundidade	86
48 - Função $H_n(W_n)$ para $\Psi = 1$ intervalo de dados	88
49 - Função $h_n(Z_n)$ para $\Psi = 1$ intervalo de dados	89
50 - Espectro de um prisma	91
51 - Espectro de um corpo tabular	92
52 - Mapa de isopacas da Formação Serra Geral baseado em dados aeromagnéticos	95
53 - Mapa de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral baseado em dados aeromagnéticos	96
54 e 55 - Mapas de isopacas da Formação Serra Geral	98./ 99
56 - O alinhamento de Guapiara e estruturas menores da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo	103

	<u>Página</u>
57 - Mapa de contorno estrutural do embasamento	107
58 - Principais unidades tectônicas do embasamento e alinhamentos estruturais associados ao Arco de Ponta Grossa ...	109
59 - Mapa de isôpacas da Formação Furnas	111
60 - Mapa de isôpacas da Formação Ponta Grossa	113
61a - Comportamento tectônico dos alinhamentos no tempo pré-Itararé	114
61b - Comportamento tectônico dos alinhamentos ao final da sedimentação Itararé	114
61c - Comportamento tectônico dos alinhamentos ao final da sedimentação Rio do Rasto	142
61d - Comportamento tectônico atual dos alinhamentos	150
62 - Mapa de localização da secção estratigráfica perpendicular ao Arco de Ponta Grossa	115
63 - Mapa de porcentagens de areia da Formação Ponta Grossa ...	117
64 - Mapa de isôpacas do Itararé Inferior (fácies psamíticas)...	118
65 - Mapa de isôpacas das Formações Itararé e Aquidauana	120
66 e 67 - Mapas de porcentagens de areia das Formações Itararé e Aquidauana	121/122
68 - Mapa de isôpacas do intervalo superior da Formação Itararé	123
69 e 70 - Mapas de isôpacas da Formação Rio Bonito	126/127
71 - Mapa de isôpacas do intervalo basal da Formação Rio Bonito	123
72 - Mapa isolítico de arenitos da Formação Rio Bonito	123
73 - Mapa de isôpacas dos intervalos médio e superior da Formação Rio Bonito	123
74 - Mapa de porcentagens de areia da Formação Rio Bonito	128
75 - Mapa de isôpacas da Formação Palermo	129
76 - Mapa de porcentagens de areia da Formação Palermo	131
77 - O Alinhamento Estrutural de Guapiara como acidente tectô-	

nico responsável pelas dificuldades de correlação estrati- gráfica entre as Formações Rio Bonito, Palermo e Tatuí no Estado de São Paulo	132
78 e 79 - Mapas de isôpacas da Formação Irati	134/135
80 e 81 - Mapas de isôpacas da Formação Serra Alta	136/137
82 - Mapa de isôpacas da Formação Teresina	138
83 - Mapa de isôpacas da Formação Estrada Nova	140
84 - Mapa de isôpacas da Formação Rio do Rasto	141
85 - Mapa de isôpacas das Formações Pirambóia e Rosário do Sul	144
86 - Mapa de isôpacas da Formação Botucatu	146

TABELAS

1 - Principais especificações dos aerolevantamentos	7
2 - Susceptibilidade magnética das rochas	30
3 - Propriedades magnéticas dos minerais ferromagnéticos	33
4 - Susceptibilidade magnética dos minerais paramagnéticos ..	33
5 - Resultados paleomagnéticos do perfil Barra do Ouro-Morri- nhos (BM)	36
6 - Resultados paleomagnéticos e geocronológicos do perfil Guatã-Bom Jardim (GB)	37
7 - Resultados paleomagnéticos do perfil Rocinha-Encruzilhada das Antas (RA)	38
8 - Propriedades magnéticas de rochas da sequência basáltica (dados por amostra)	43
9 - Propriedades magnéticas de rochas da sequência basáltica (dados médios por sítio)	44
10 - Propriedades magnéticas de rochas do embasamento cristali- no (dados por amostra)	48/52
11 - Propriedades magnéticas de rochas do embasamento cristali- no (dados médios por sítio)	53/54
12 - Comparação entre as espessuras reais e calculadas da For- mação Serra Geral	97

13 - Comparação entre a espessura de basaltos e diabásios ... 97

ANEXOS

1- Mapa de contorno do campo magnético anômalo (simplificado)

2- Mapa de interpretação magnética qualitativa (simplificado)

AGRADECIMENTOS

Seria praticamente impossível agradecer nominalmente a todas as pessoas que de uma forma ou outra colaboraram com a idéia, desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Em primeiro plano manifestamos nossa mais sincera gratidão ao Prof. Dr. Fernando Flávio Marques de Almeida pelo estímulo, disponibilidade, dedicação e possibilidade de realização desta dissertação, além de várias discussões, efetiva orientação do conteúdo geológico e revisão crítica do texto. Também ao Prof. Dr. Marco Polo Pereira da Boa Hora pela análise do conteúdo geofísico, ao Prof. Dr. André Davino e ao Prof. Dr. Igor Gil Pacca pela colaboração no estudo das propriedades magnéticas das rochas.

Agradecimentos são extensivos aos colegas de trabalho Marta Pacheco Ferrari, Roberto Alexandre Vitória de Moraes, Edison Pinto Figueira, Almerio de Barros França, Antonio Roberto Saad, Guilherme Weyler, José Umberto Barbosa, Wallace Guedes Carvalho de Oliveira, Rafael Gabriel do Rosário Ecard e Teodoro do Vale.

Ao Prof. Dr. Nivaldo José Bôsio pelo apoio recebido. A Sônia Regina Salgado pelas inúmeras horas dispendidas, paciência e dedicação na elaboração das ilustrações. A Henrietta Burke Passos pela coordenação da datilografia e a Wilma Rosa pela revisão das referências bibliográficas.

Aos colegas Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida, Jorge Hachiro, Odimo Francisconi e Andrea Bartorelli pelas proveitosas discussões. A Celso dal Rê Carneiro, Haroldo Erwing Asmus, Waldir Lopes Ponçano, Armando Márcio Coimbra, Cleber Paulo Ferrari, Luis Sguisardi do Carmo, Álvaro Penteado Crosta e Cláudio Riccomini pelo incentivo recebido.

Finalmente agradecemos à Gerência de Exploração do Consórcio CESP/IPT (Paulipetro), na pessoa do Dr. Riuiti Yoshida e ao Agrupamento de Geofísica nas pessoas dos Drs. Roberto Breves Vianna, Victor Luiz de Oliveira Meyer e José Eduardo Siqueira Farjallat, cuja compreensão foi fundamental para a realização do presente trabalho no curto período de seis meses.

ABSTRACT

Configuration and outline of the tectonic evaluation of the Ponta Grossa Arch is offered on the basis of integrating aeromagnetic data with known geology. The aeromagnetic coverage of the central eastern part of the Paraná Basin involves approximately 250000 square kilometers. Qualitative interpretation of the aeromagnetic data through the mapping of diabase dykes shows four main alignments, oriented NW-SE. These alignments are generally longer than 600 kilometers, their width varying between 20 and 100 kilometers. The quantitative interpretation is based on statistical methods specially designed for the peculiar geological conditions of the areas over-flown. Structural contours of the base and isopachs of Serra Geral's Formation were elaborated and mapped. The geological interpretation of the main magnetic features outlines the Ponta Grossa Arch. This arch is composed of the structural alignments of Guapiara (northern limits), São Jerônimo - Curiúva and Rio Alonzo (central region) and Rio Piquiri (southern limits). The preliminary model of the tectonic evolution of the Ponta Grossa Arch was conceived mainly on the basis of the isopach maps, and the percentage of sand in the various formations within the stratigraphic column of the basin. The arch has acted and influenced upon the Paraná Basin since the Devonian age. The main arching however, occurred in Juro-Cretassic with very deep structural alignments. Deep alignments were responsible for the basalt overflows, the diabase dykes and the minor structures that could be of importance for oil exploration. Comments are made upon the genetic and structural relationship between the continental margin and the emerged southeastern region of Brasil.

RESUMO

A partir da integração de dados aeromagnéticos e geológicos, propõe-se uma configuração e um esboço de evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Os dados aeromagnéticos distribuem-se sobre aproximadamente 250.000km^2 de grande parte da região centro-oriental da Bacia do Paraná. A interpretação aeromagnética qualitativa, através de um mapa de diques de diabásio, permitiu identificar quatro grandes alinhamentos dispostos segundo NW-SE, larguras variáveis entre 20km e 100km, com extensões não inferiores a 600km. A interpretação aeromagnética quantitativa, através de metodologia estatística especialmente desenvolvida para as condições geológicas das áreas sobrevoadas, permitiu a elaboração dos mapas de isopacas e contorno estrutural da base da Formação Serra Geral. A interpretação geológica das grandes feições magnéticas resultou em proposta de configuração do Arco de Ponta Grossa, dada pelo Alinhamento Estrutural de Guapiara (limite setentrional), Alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo (região central) e Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri (limite meridional). A partir principalmente dos mapas de isopacas e porcentagens de areia das diversas formações da coluna geológica da bacia, concebe-se um modelo preliminar de evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. Admite-se reflexos de sua atuação desde o Devoniano, descrevendo-se as principais inversões tectônicas dos alinhamentos e sua influência na compartimentação da Bacia do Paraná. A maior atividade do arqueamento dá-se no Juro-Cretáceo e os alinhamentos são interpretados como estruturas profundas, responsáveis pelo extravasamento de lavas basálticas, condicionantes de diques de diabásio e rochas alcalinas e geradores de estruturas menores passíveis de interesse à prospecção petrolífera. Comentários são feitos sobre o relacionamento estrutural e genético entre feições da margem continental e do continente emerso da região sudeste brasileira.

1. - INTRODUÇÃO

A presente dissertação pode ser considerada como uma análise qualitativa e quantitativa de dados aeromagnéticos e sua aplicação à geologia básica e evolução tectônica de significativa porção da região oriental da Bacia do Paraná e do seu embasamento.

O trabalho é dividido em três segmentos principais. No primeiro indica-se as principais fontes de informação e um resumo da metodologia utilizada nos aerolevantamentos. As principais fontes de informação são mapas e fitas magnéticas que representam dados distribuídos em área de aproximadamente 250.000km², obtidos durante os anos de 1980 e 1981 pelo Consórcio CESP/IPT (Paulipetro). Apresenta-se no anexo 1 uma planta simplificada desses dados em escala 1:1.000.000. Apesar de resumida, a descrição da metodologia utilizada na coleta e processamento dos dados visa proporcionar ao leitor uma idéia sobre os procedimentos envolvidos até a geração dos produtos finais.

No segundo descreve-se a metodologia utilizada na interpretação qualitativa e apresenta-se no anexo 2 uma planta das principais estruturas magnéticas em escala 1:1.000.000. No tópico dedicado à interpretação quantitativa, além de comentários sobre as propriedades magnéticas de rochas da sequência basáltica e do embasamento cristalino, discute-se as anomalias magnéticas das estruturas mais prováveis da área e apresenta-se mapas de isôpacas e de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral elaborados a partir de metodologia estatística, desenvolvida para as condições geológicas presentes, também descrita.

No terceiro segmento propõe-se uma configuração para o Arco de Ponta Grossa, indicada na figura 1, baseada na interpretação geológica das principais feições magnéticas definidas. A partir dela concebe-se um modelo de compartimentação e evolução tectônica da região ocupada pelo Arco de Ponta Grossa, com base na coluna geológica simplificada da figura 2 que, pela sua abrangência, pode ser aplicado a toda a Bacia do Paraná no Brasil.

Figura 1 - PROPOSTA DE CONFIGURAÇÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA E PRINCIPAIS ELEMENTOS TECTÔNICOS DA BACIA DO PARANÁ.
(MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº 14091, IPT, 1981)

SISTEMA	SÉRIE	GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO
Quat.			Rio Claro Pantanal	
Terc.			Tupanciretã Cachoeirinha	
Cretáceo	Superior	BAURÚ		
	Inferior	SÃO BENTO	Serra Geral	
Jurássico	Superior		Botucatu + Pirambóia + Rosário do Sul	
	Médio			
	Inferior			
Triássico	Superior			Santa Maria
	Médio			
	Inferior			
Permiano	Superior	PASSA DOIS	Rio do Rasto	Morro Pelado
				Serrinha
			Teresina	
			Serra Alta	
				Assistência
			Irati	Taquaral
	Médio	TUBARÃO	Palermo	Siderópolis
				Paraguacú
			Rio Bonito	Triunfo
			Itararé	
	Aquidauana			
Carbonífero	Superior			
	Inferior			
Devoniano	Superior	PARANÁ	Ponta Grossa	
	Médio			
	Inferior		Furnas	

Figura 2 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DA BACIA DO PARANÁ NO BRASIL
(CONFORME RELATÓRIO IPT nº 14091, 1980)

2. FONTES DE INFORMAÇÃO E METODOLOGIA DOS AEROLEVANTAMENTOS

2.1. - Fontes de Informação

Durante os anos de 1980 e 1981 o Consórcio CESP-IPT (Paulipetro) realizou seis projetos aeromagnetométricos na Bacia do Paraná, assim denominados: Projeto Bauru, Projeto Confluência Paraná - Paranapanema, Projeto Botucatu, Projeto Rio Ivaí, Projeto Rio Iguaçu e Projeto Rio Aporé, cuja localização é indicada na figura 3. Para fins do presente trabalho selecionou-se a área indicada na figura 4.

As principais especificações técnicas dos aerolevantamentos são reunidas na tabela 1. Os trabalhos aerogeofísicos envolveram uma perfilagem equivalente a 139.711 km de linhas de voo, distribuída em área de 243.737 km².

2.2. - Metodologia utilizada nos aerolevantamentos

Nos últimos quinze anos os levantamentos aerogeofísicos tiveram um grande desenvolvimento no Brasil, o que já possibilitou o estabelecimento de uma metodologia de rotina em contínuo aperfeiçoamento. Mesmo considerando que esses aspectos sejam familiares a muitos geólogos e geofísicos, reúne-se a seguir os principais procedimentos envolvidos em um dos projetos (Paulipetro-Encal, 1981), no campo e no escritório, possibilitando ao leitor a formação de um quadro genérico sobre o assunto.

2.2.1. - Planejamento, bases de operação e bases cartográficas

O planejamento envolvido em qualquer tipo de levantamento aerogeofísico (magnetométrico, gravimétrico, gamaespectométrico e eletromagnético) requer a seleção de bases de operação, aquisição de bases cartográficas e fotomosaicos, seleção de materiais diversos e equipamentos (aeronaves e instrumentação).

Foram as seguintes as bases de operação (aeropor_{tos}) utilizadas nos diversos projetos:

- . Projeto Bauru - Bauru (SP)
- . Projeto Confluência Paraná-Paranapanema-Presiden
te Prudente (SP)
- . Projeto Botucatu - Bauru (SP)
- . Projeto Rio Ivaí - Maringá (PR)
- . Projeto Rio Iguaçu-Cascavel (PR) e Passo Fundo
(RS)

Figura 3 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PROJETOS AEROMAGNÉTICOS

Figura 4 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

Projeto	Direção e Espaçamento das linhas de vôo	Direção e Espaçamento das linhas de controle	Altura de vôo	Espaçamento da Amostragem	Empresa Executora	Época do levantamento	Extensão da Perfilagem (km linear)	Área Sobrevoada (km ²)
Bauru	N30ºW/2km	N60E/20km	450m	66m	LASA	Dez/79 Jan/80	11.383	17.551
Confluência Paraná-Parapanema	N45ºE/2km	N45W/20km	400m	100m	ENCAL	Fev/Mai/80	37.610	68.748
Botucatu	N-S/2km	E-W/20km	450m	100m	ENCAL	Jun/Jul/80	25.747	45.388
Rio Aporé	N-S/2km	E-W/20km	400m	66m	LASA	Dez/80 Jan/81	6.627	11.655
Rio Iguaçu	N-S/2km	E-W/20km	500m	100m	ENCAL	Dez/80 Mar/81	39.112	66.486
Rio Ivaí	N-S/2km	E-W/20km	400m	66m	LASA	Fev/Mai/80	19.232	33.909
TOTAIS							139.711	243.737

Tabela 1 - Principais Especificações dos Aerolevantamentos

As bases cartográficas são discriminadas por pro
jeto como segue:

- . Projeto Bauru - fotomosaicos semicontrolados na escala 1:100.000
- . Projeto Confluência Paranã-Paranapanema - cartas planialtimétricas nas escalas 1:50.000 e 1:100.000 e imagens de RADAR
- . Projeto Botucatu - cartas planialtimétricas na escala 1:50.000
- . Projeto Rio Ivaí - fotomosaicos semicontrolados na escala 1:100.000
- . Projeto Rio Iguaçu - fotomosaicos semicontrolados na escala 1:50.000.

2.2.2. - Planejamento das linhas de voo e operações de campo

De posse das bases cartográficas procede-se o tra
çado das linhas de voo na direção e espaçamento estabelecidos, assim como das linhas de controle. Nos projetos referidos o espaçamento en
tre as linhas de produção foi de 2km e 20km entre as linhas de contro
le, dispostas perpendicularmente aquelas. Todas as linhas são nume
radas e codificadas. Nas codificações é especificado o número (medida ou controle), o tipo (normal, de repetição, de preenchimento ou de con
tinuação) e o sentido da linha.

As primeiras operações de campo são: instalação de escritório, oficinas de manutenção e escolha de bases para instalação dos magnetômetros terrestres.

2.2.3. - Testes preliminares em área padrão

Os testes preliminares são os de tipo "manobra" e "trevo", além de uma série de perfis com o objetivo de analisar os pro
dutos gerados por cada aeronave e compará-los, possibilitando a defi
nição de diversos parâmetros, como as constantes de nivelamento. neces
sárias à integração dos diversos projetos em documento uniforme. Os testes são realizados no início e no término das operações de campo.

2.2.4. - Atividades de levantamento

2.2.4.1. - Planejamento dos vãos

Os vãos são programados com auxílio do Doppler, on
de são introduzidos os seguintes parâmetros:

- . rumo aproximado do perfil
- . declinação magnética média da área
- . quilometragem
- . coordenadas geográficas dos limites do perfil

A programação permite a execução de um a cinco perfis.

2.2.4.2. - Navegação

A navegação é realizada tanto automática (sistema Doppler) quanto visualmente, sendo esta última realizada sobre a base cartográfica utilizada. O controle visual simultâneo auxilia a manutenção da aeronave na rota programada e permite a identificação de pontos topográficos confiáveis, visando a recuperação do filme de rastreo.

A navegação automática permite uma amostragem constante a cada 100m no terreno, enviando as seguintes informações ao sistema geofísico: registros de fiduciais do filme de rastreo, analógicos e digitais.

2.2.4.3. - Recuperação dos vãos

É o seguinte o procedimento para a recuperação dos vãos de produção:

- . revelação do filme de rastreo
- . corte e identificação das linhas de vao
- . identificação dos registros analógicos (número do perfil, direção fiducial, hora inicial e final, nome do projeto e data)
- . recuperação do posicionamento dos perfis através da correlação do filme de rastreo com a base cartográfica.
- . verificação dos dados digitais no visual data display
- . análise dos relatórios de crítica emitidos automaticamente.

2.2.5. - Testes de Rotina

Os equipamentos são submetidos a uma série de testes de rotina objetivando a verificação da performance do sistema.

2.2.5.1. - Testes Diários

São realizados diariamente sobre uma extensão mínima de 5,0 km e na altura do levantamento, visando a verificação da repetibilidade do sistema.

2.2.5.2. - Testes de efeito de "manobra" e "trevo"

Esses testes são realizados em áreas de suaves gradientes magnéticos e visam a eliminação dos efeitos de manobra e a compensação dos campos magnéticos espúrios provocados pela aeronave e equipamentos. As variações observadas são compensadas pelo ajuste de intensidades de corrente de bobinas ortogonais orientadas segundo os três eixos da aeronave.

2.2.6. - Testes Adicionais

Os testes adicionais tiveram como objetivo a correlação entre os magnetômetros de bordo e terrestres e avaliação do efeito de altura de voo. Os testes a diferentes níveis foram conduzidos desde 300m até 1000m de altura com intervalos de 100m sobre um mesmo trecho de 42km. As figuras 5,6,7 e 8 reproduzem os resultados de perfis realizados a 400m, 600m, 800m e 1000m de altura, onde observa-se uma atenuação gradativa na resposta.

Para verificar os efeitos de continuação vertical ascendente foram realizados vãos a 500m, 1500m e 2500m de altura sobre um trecho de aproximadamente 27km e os resultados estão apresentados na figura 9. Nota-se uma forte atenuação entre os testes a 500m e 1500m de altura.

2.2.7. - Registros Obtidos

Os registros obtidos durante as operações de campo são os analógicos de bordo que contêm as informações magnetométricas e altimétricas, registro magnetométrico de base, registro digital e registro fotográfico.

2.2.8. - Instrumentação

2.2.8.1. - Aeronaves e equipamentos auxiliares

Foram utilizados os seguintes tipos de aeronave:

- . Douglas DC-3 - asa baixa com dois motores Pratt-Whitney de 750 HP; velocidade de operação igual a 240km/h ($\pm 10\%$).
- . Islander - asa alta com dois motores Lycoming de 300 HP; velocidade de operação igual a 200km/h ($\pm 10\%$)

Figura 5 - TESTE DE ALTURA DE VÔO (400m)
RUMO N - S
(MODIFICADO DE PAULIPETRO-ENCAL, 1981)

Figura 6 - TESTE DE ALTURA DE VÔO (600 m)
RUMO N-S
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - ENCAL, 1981)

Figura 7 - TESTE DE ALTURA DE VÔO (800 m)

RUMO N - S

(MODIFICADO DE PAULIPETRO-ENCAL , 1981)

Figura 8 - TESTE DE ALTURA DE VÔO (1000 m)
RUMO N-S
(MODIFICADO DE PAULIPETRO-ENCAL, 1981)

Figura 9 - TESTE DE CONTINUAÇÃO VERTICAL
(MODIFICADO DE PAULIPETRO-ENCAL, 1981)

- . Bandeirante - asa baixa, triciclo, com dois motores Pratt-Whitney de 715HP; velocidade de operação igual a 350km/h.

Os equipamentos auxiliares das aeronaves são os seguintes:

- . sistema doppler teledyn ryand e doppler singer kearfott
- . bússolas de precisão
- . câmara fotográfica de operação contínua
- . radar altímetro
- . doppler interface

2.2.8.2. - Aeromagnetômetros e magnetômetros terrestres

Foram utilizados os aeromagnetômetros G-801/3 e G-803 da Geometrics, que medem a intensidade total do campo magnético terrestre. Os sensores são montados em ponta de cauda (stinger). Esses modelos são projetados para registrar o campo entre 20.000 nT e 90.000 nT, com sensibilidades que variam entre 0,12 nT e 2,0 nT com tempos de amostragem entre 1,2 seg e 0,25 seg. Nos projetos referidos os magnetômetros foram ajustados para sensibilidades de ± 1 nT, equivalente a amostragem com intervalos de 0,5 seg. Os aparelhos possuem mostrador visual e saídas digitais e analógicas, estas em escalas de 100 nT e 1000 nT.

Os magnetômetros terrestres registram continuamente o campo magnético com o objetivo de verificar eventuais perturbações, como as tempestades magnéticas. Os modelos utilizados são da Geometrics (G-803 e G-826) e são acoplados a registradores Hewlett-Packard, modelo AP 7155.

2.2.8.3. - Sistemas de aquisição de dados

Os sistemas de aquisição de dados são analógicos e digitais. Os primeiros permitem a observação direta da perfilagem (magnetométrica e altimétrica) em duas escalas e o segundo é uma unidade de computação que é responsável pelo processamento, ordenação e reformatação das informações gravadas em formatos compatíveis com os sistemas IBM a 7 trilhas e 800 bpi. As unidades de processamento das aeronaves são de fabricação da Geometrics modelos G-704 e G-714, acoplados a gravadores Digi-Data modelos 1120 e 1137 IRW. Outro sistema é a unidade de crítica digital que permite verificar a qualidade da gravação e é realizada na base de campo. Trata-se de um visual data

display da Geometrics, modelo G-705, acoplado a um gravador Digi-Da
ta, modelo 1300/1500.

2.2.9. - Processamento dos dados

O fluxograma da figura 10 resume as principais atividades de processamento dos dados. As principais tarefas envolvem a amarração da malha de perfis pela identificação dos cruzamentos entre as linhas de controle e as de produção, seguindo-se as fases de redução dos dados e compilação de mapas finais.

2.2.10. - Posicionamento dos perfis

A partir da identificação de feições no filme de rastreio, são reconstituídos os trajetos percorridos pelas aeronaves e a identificação dos cruzamentos entre as linhas de controle e as de produção. Nas aeronaves equipadas com sistema de navegação Doppler, as posições originais quase sempre correspondem as indicações calculadas, o que permite a identificação de aproximadamente 90% dos cruzamentos. Paralelamente, os perfis são posicionados automaticamente através da digitalização de posições identificadas a intervalos regulares na base cartográfica.

2.2.11. - Tratamento das informações

As fitas gravadas a bordo das aeronaves passam por um processo de reformatação e crítica. Na crítica são eliminadas falhas eventuais de gravação e dados espúrios.

A fase principal de redução dos dados consiste na correção das medidas da intensidade total do campo magnético, baseada no nivelamento da malha executada, na remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência - IGRF e na alteração dos valores anômalos.

O nivelamento magnético dos perfis tem por finalidade minimizar as defasagens entre as medições nos pontos de cruzamento. Por outro lado, em grandes áreas como no caso dos projetos referidos, procede-se o nivelamento pelo ajuste dos campos residuais médios, no sentido de obter uma continuidade perfeita entre as diversas áreas.

Outro tratamento importante é a remoção do Campo Geomagnético Internacional de Referência - IGRF, cujos coeficientes são atualizados para 1975,0 e extrapolados para a data média de 1981,1.

Figura 10 - FLUXOGRAMA DE PROCESSAMENTO DOS DADOS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - ENÇAL, 1982)

2.2.12. - Cartografia e produtos finais

- . Mapas de Posicionamento - são os mapas que contêm os traços de vôo, superpostos as informações contidas nos mapas finais. São gerados automaticamente e contêm as seguintes informações:
 - . número da linha; número do vôo a cada 50km
 - . número de fiduciais interpoladas a cada 25km
 - . marca fiducial interpolada a cada 5km
 - . interseções identificadas e calculadas.
- . Mapas de Contorno do Campo Magnético Anômalo - após a remoção do IGRF define-se o gridding ideal para o contorno dos dados. Os mapas finais são apresentados nas escalas 1:50.000, 1:100.000 e 1.250.000.
- . Fitas Finais - as fitas finais correspondem aos valores encontrados em cada ponto de medida com o seguinte conteúdo:
 - . número do perfil
 - . número do vôo
 - . número da fiducial
 - . ângulo azimutal do perfil
 - . meridiano central
 - . coordenadas E e N
 - . altura bruta
 - . altura tratada
 - . data (dia, mês e ano)
 - . tempo (hora, minuto e segundo)
 - . magnetômetro total (zerado e corrigido)
 - . campo anômalo (corr.IGRF)

Além dessas fitas tem-se as de interseção e as de dados em gridding.

3. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS AEROMAGNETÔMETRICOS

3.1. - Interpretação Qualitativa

3.1.1. - Considerações gerais

A interpretação qualitativa de mapas magnéticos para fins de mapeamento geológico regional e local com objetivos de prospecção mineral, petrolífera e outros, consta basicamente da definição de áreas ou zonas anômalas, eixos de máximos e mínimos das anomalias, de avaliação de seus comprimentos de onda e amplitudes e definição dos alinhamentos magnéticos principais e secundários. Os resultados assim obtidos devem necessariamente ser compatibilizados com os dados geológicos existentes, tendo em mente a perspectiva de avançar na área de conhecimento onde estes resultados são aplicados.

A mais superficial observação do mapa de contorno do campo magnético anômalo (anexo 1), chama atenção para a existência de faixas magnéticas orientadas, grosso modo, segundo NW-SE e descritas no próximo item.

Tendo em vista a importância estrutural-magnética desses alinhamentos para uma melhor caracterização do Arco de Ponta Grossa e conseqüente interpretação de sua evolução tectônica, apresenta-se, no anexo 2, um mapa de interpretação magnética qualitativa simplificado, com ênfase nessas estruturas. Como será demonstrado no capítulo dedicado a integração dos dados geológicos e geofísicos, as anomalias referidas constituem respostas de densos enxames de diques de diabásio, preenchendo zonas de falhamentos extensos associadas ao Arco de Ponta Grossa.

É importante lembrar que as estruturas bidimensionais orientadas segundo NW-SE, em regiões de baixa latitude magnética, fazem um ângulo relativamente pequeno (aproximadamente 30°) com a direção do campo magnético terrestre. Isto significa dizer que as suas respostas são muito menos acentuadas do que aquelas referentes a estruturas orientadas segundo NE-SW e principalmente E-W que são quase perpendiculares à direção do campo.

Devido à abordagem interpretativa utilizada, são assinaladas no mapa de interpretação qualitativa apenas as mais proeminentes estruturas com direções diferentes daquelas orientadas segundo NW-SE.

A orientação assumida para a elaboração do referido mapa (anexo 2) foi a de assinalar as direções das anomalias que mais se assemelhassem as respostas dos modelos da placa fina semi-infinita e do plano vertical limitado, este último em alguns casos, cuja análise deve ser remetida ao item 3.2.3.2. Nesse sentido, o mapa de interpretação magnética é simplificado porque representa essencialmente os enxames de diques superficiais ou subsuperficiais da área estudada, além de algumas fraturas não necessariamente preenchidas por essas rochas.

De uma maneira geral, o relevo magnético na área é bastante movimentado e reflete quase que completamente a sequência basáltica, os diques e as soleiras de diabásio existentes entre a base da Formação Serra Geral e o embasamento cristalino.

Uma descrição detalhada das variações do campo magnético anômalo medido não será feita neste trabalho porque o objetivo principal a que se propõe, conforme mencionado, é caracterizar os grandes alinhamentos.

Entretanto, um fato curioso e que tem chamado atenção na análise dos mapas, é a existência de zonas de relevo magnético suave, frequentemente circundadas por relevos que exibem alta frequência espacial. Estas áreas são assinaladas no anexo 2 quando possuem diâmetro maior, igual ou superior a 10km.

Tem-se observado que muitas vezes estas zonas de relevo magnético suave coincidem ou estão próximas de estruturas geológicas conhecidas e mapeadas, como as de Piratininga, Sarutaiã, Quatiguã e outras, sem que ainda se tenha obtido uma explicação satisfatória, em termos geológicos e geofísicos, para esta coincidência. Apesar disso, nota-se que muitas dessas zonas parecem se relacionar com os grandes alinhamentos estruturais-magnéticos propostos.

Diversos modelos teóricos foram concebidos para explicar a existência dessas zonas nos mapas magnéticos. Quando a estrutura mapeada corresponde a uma "janela" no basalto, como em Piratininga, o modelo apresentado na figura 11 é compatível com os dados observados. Por outro lado, essas zonas suaves são identificadas independentemente da ausência dessas rochas, como também parecem não se relacionar com a variação de espessura da sequência basáltica.

Uma tentativa mais complexa de modelamento relaciona as áreas suaves de Sarutaiã e Itaporanga, separadas por uma zona de relevo magnético movimentado, correspondente a segmento do alinhamento

LINHA 58 VÔO 208

Figura 11 - COMPARAÇÃO ENTRE O PERFIL OBSERVADO NA ESTRUTURA DE PIRATININGA E O CALCULADO A PARTIR DO MODELO DE JANELA NÃO MAGNÉTICA, PARA $d/h=16$ e POLARIZAÇÃO NORMAL.

(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

de Guapiara, conforme a figura 12. Observa-se na ilustração que a combinação de efeitos magnéticos provocados por "janelas" no basalto, diques com polarização normal e invertida e soleiras, podem reproduzir o perfil observado. Situações magnéticas com maior grau de complexidade podem ser simuladas em certas áreas onde o número de informações geológicas e geofísicas seja suficiente para reduzir a ambiguidade da interpretação integrada.

3.1.2. - Os principais alinhamentos magnéticos

3.1.2.1. - Alinhamento de Guapiara

As principais características magnéticas do alinhamento de Guapiara foram descritas por Ferreira et.al. (1981). No mapa de contorno do campo magnético (anexo 1), o alinhamento é representado por uma série de anomalias alinhadas, grosso modo, segundo NW-SE, com pequenos comprimentos de onda e grandes amplitudes, imprimindo um caráter movimentado (alta frequência espacial) ao relevo magnético.

A comparação do comportamento dessas anomalias com as derivadas de modelos teóricos (placa fina semi-infinita), calculados para a latitude magnética média da área estudada, mostra que elas são geradas por enxames de diques superficiais ou subsuperficiais que ocorrem continuamente ao longo de uma extensão mínima de 600 km, com larguras variáveis entre 20km e 100km, desde o litoral sul do Estado de São Paulo até a confluência dos rios Verde e Paranã (Ferreira et. al., 1981).

Uma análise global de suas assinaturas magnéticas demonstra que o alinhamento possui um comportamento heterogêneo relativamente às direções estruturais, polaridades e incidência de diques. Essas particularidades estruturais-magnéticas sugerem que o conjunto de fenômenos responsável pelo condicionamento tectônico dos diques deu-se em intervalos diferentes do tempo geológico.

Considerando que os diques são verticais ou sub-verticais e magnetizados por indução de um campo magnético com inclinação de 30° , as anomalias correspondentes teriam um máximo e um mínimo com amplitudes semelhantes, com o mínimo no lado sul do corpo (Reford, 1964). No caso da presença de vetores de magnetização remanente próximos à direção do campo atual, não serão constatadas grandes deformações na assinatura das anomalias e as polaridades reversas posicionadas em sentido contrário implica em inversão na posição dos máximos e mínimos.

Figura 12 - EXEMPLO DE PERFIL MAGNÉTICO E MODELO TENTATIVO SOBRE ZONAS DE RELEVO SUAVE SEPARADAS POR ZONA DE RELEVO MOVIMENTADO CORRESPONDENTE A SEGMENTO DO ALINHAMENTO DE GUAPIARA.
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

De uma maneira geral, nota-se uma relação entre os grupos de anomalias com polaridade resultante normal e invertida e as direções estruturais por eles ocupadas. As anomalias com polaridades normais orientam-se preferencialmente segundo N45-50W, enquanto as outras posicionam-se normalmente segundo N60-65W. e segmentam as primeiras, sendo, portanto, posteriores.

As anomalias do primeiro grupo exibem comprimentos de onda da ordem de 50km e amplitudes entre 150 nT e 250 nT, podendo atingir até 350 nT. Desenvolvem-se entre Itapeva e Paulicéia, sendo melhor caracterizadas entre Itapeva e Assis (anexo 1), onde ocupam uma faixa com larguras variáveis entre 20km e 50km. Na região de Itapeva o alinhamento é fortemente perturbado por uma estrutura E-W que modifica o arranjo das anomalias, dominando aquelas situadas nos intervalos menores que 50 nT.

A maior densidade de diques concentra-se no segmento entre Taquarituba e Ourinhos, onde observa-se perturbações provocadas por falhamentos na direção NE-SW, especialmente em Ourinhos, Fartura, Joaquim Távora-Quatigã, Pirajú-Sarutaiã e Jacarezinho-Ribeirão Claro. Muitas dessas áreas correspondem a estruturas menores mapeadas, condicionadas ao alinhamento e relacionadas com zonas de relevo magnético suave assinaladas no anexo 2.

As assinaturas magnéticas com polaridades invertidas (valores positivos ao sul e negativos ao norte), desenvolvem-se desde o cruzamento do rio Paranapanema com o alinhamento principal até Assis, na direção N45W, onde infletem para N65W passando entre Maracá e Regente Feijó e seguem pelo vale do Rio Santo Anastácio até o meridiano 52^o, com notável linearidade por mais de 150 km (anexo 1). O comportamento magnético desses segmentos é diferente do grupo de anomalias com polaridade normal em termos de densidade de diques, comprimentos de onda e amplitudes. Os comprimentos de onda são menores que 3km, as amplitudes médias situam-se em torno de 150 nT e os diques são mais estreitos, concentrados e superficiais do que aqueles do grupo anterior.

Na região entre Assis, Paulicéia e Marabá Paulista destaca-se dois importantes falhamentos, igualmente preenchidos por diques com polaridade resultante invertida. São ramificações sinuosas do alinhamento principal deste grupo, com o lado convexo voltado para nordeste. O mais extenso deles inicia-se a noroeste de Assis com direção N65W até as proximidades de Regente Feijó, onde inflete para N35W

passando por Alfredo Marcondes. Ao cruzar o rio do Peixe, assume direção N50-55W até o meridiano 52°. A outra ramificação inicia-se a oeste de Regente Feijó, seguindo na direção N35W até Presidente Bernardes, onde inflete para N60W, passando por Santo Anastácio e Caiuã. Extensos diques são assinalados no anexo 2 entre Marabá Paulista e Taciba, e mais ao sul em Mirante do Paranapanema, todos na direção N60-65W.

3.1.2.2. - Alinhamentos São Jerônimo - Curiúva e do Rio Alonzo

Os alinhamentos São Jerônimo - Curiúva e do Rio Alonzo limitam uma área de grande concentração de anomalias lineares extensas e contínuas com larguras variáveis entre 80km e 100km (anexos 1 e 2). Esse enxame de diques de diabásio continua para sudeste até o litoral (Folha Curitiba da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM, 1974), perfazendo uma extensão não inferior a 600km.

O mapa de contorno do campo magnético anômalo mostra a notável linearidade das anomalias e representam respostas de diques de diabásio contínuos ao longo de mais de 200km. A grande maioria das anomalias, assinaladas no anexo 1, exibem polaridades invertidas, embora possam ser identificados segmentos de diques com polaridade normal entre Terra Rica e Santo Antonio do Caiuã, ao sul de Terra Rica e em muitos outros pontos.

Os diques assinalados no mapa de interpretação qualitativa (anexo 2) representam tão somente aqueles de maior expressão magnética, cujas amplitudes situam-se entre 100nT e 200nT, podendo atingir até 350nT.

A direção predominante dos diques da região central do Arco de Ponta Grossa é N50W, embora observe-se na referida ilustração que ela varia desde N30W até E-W. Os diques orientados segundo N30W são raros e os orientados segundo E-W são facilmente registrados entre Itambê e Apucarana e mais a NW, entre Alto Paraná e Atalaia. A faixa mais importante de diques, na direção E-W, é assinalada entre Sapopema e Venceslau Brás, com aproximadamente 10km de largura e extensão aproximada de 100km, segmentando o alinhamento São Jerônimo - Curiúva (anexo 2). É possível que esta faixa continue para leste até encontrar o enxame de diques que passa por Capão Bonito e Itapeva, cortando o alinhamento de Guapiara, onde passaria a ter uma extensão aproximada de 250km.

O alinhamento São Jerônimo-Curiúva inicia-se no paralelo 24° a 15km sul de Ibaiti, passando por Londrina, Jardim Olinda

e Anaurilândia na direção N50W até o paralelo 22^o, perfazendo 350km de extensão na área estudada.

O alinhamento do Rio Alonzo inicia-se no meridiano 51^o, segue pelo rio Homônimo, passando por São Pedro do Ivaí e sul de Paraíso do Norte na direção N55W, até o paralelo 23^o, perfazendo 270km de extensão na área estudada.

3.1.2.3. - Alinhamento do Rio Piquiri

O alinhamento do Rio Piquiri é caracterizado por uma faixa anômala orientada segundo N60-65W que na área estudada inicia-se aproximadamente a 20km sul do ponto 25^o-52^o, passando pela confluência dos rios Piquiri e Cantu, atingindo o meridiano 53^o, onde perfaz 115km de extensão com largura máxima de 20km.

No mapa de contorno do campo magnético anômalo (anexo 1), observa-se que sua assinatura magnética apresenta uma notável continuidade ao longo de sua extensão. As anomalias exibem polaridades invertidas, comprimentos de onda menores que 3km e amplitudes entre 150 nT e 250 nT e representam respostas típicas de corpos diquiformes. Seus pequenos comprimentos de onda e grandes amplitudes sugerem que os diques de diabásio são superficiais ou subaflorantes.

3.2. - Interpretação Quantitativa

3.2.1. - Introdução

A interpretação quantitativa dos dados aeromagnéticos refere-se aos Projetos Confluência Paranã-Paranapanema, Bauru e Botucatu (parcial) e foi executada pelo Paulipetro-Lasa (1981b). Os demais projetos estão em fase de processamento interpretativo. O planejamento e supervisão dos trabalhos são de responsabilidade do Setor de Métodos Potenciais do Agrupamento de Geofísica do Consórcio CESP-IPT (Paulipetro), do qual o autor é colaborador.

Neste capítulo são discutidos alguns aspectos deste relatório, como as respostas de corpos teóricos em situações magnéticas de baixa latitude, os resultados do tratamento das anomalias magnéticas pelo método das características e análise espectral e a metodologia estatística empregada para gerar os mapas de isôpacas e de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral.

No sentido de subsidiar a interpretação dos dados, o Setor de Métodos Potenciais realizou duas campanhas de campo, onde foram coletadas 146 amostras orientadas de rochas da sequência basál

tica e do embasamento cristalino, visando o conhecimento de suas propriedades magnéticas. As amostras foram analisadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto Astronômico e Geofísico da USP e os resultados são discutidos juntamente com outros dados publicados.

3.2.2. - Propriedades magnéticas das rochas

3.2.2.1. - Generalidades

Quando se comparam cartas aeromagnéticas com mapas geológicos de regiões bem conhecidas, evidenciam-se as relações existentes entre as variações do campo magnético e a geologia. Nota-se que a extensão de muitas anomalias correspondem a estruturas geológicas e que a variação do conteúdo de minerais magnéticos reflete-se nas diversas unidades litológicas. A análise dos dados magnéticos permite também a investigação da distribuição e estrutura subsuperficial das rochas.

O conhecimento das propriedades magnéticas das rochas é de fundamental importância para a análise das anomalias registradas nos aerolevantamentos. De uma maneira geral, os contrastes de susceptibilidade estão diretamente relacionados com as intensidades e a direção da polarização influi bastante na forma das anomalias.

As propriedades magnéticas das rochas são estudadas em laboratórios especializados, utilizando amostras orientadas coletadas no campo. A natureza dessas propriedades, assim como as técnicas de campo e laboratório são discutidas principalmente por Stacey e Banerjee (1974) e Collinson et.al.(1967), voltados aos estudos paleomagnéticos.

As principais propriedades magnéticas das rochas são a magnetização e a susceptibilidade. A magnetização é uma grandeza vetorial dada pelo momento magnético por unidade de volume e a capacidade de magnetização sob a ação de um campo externo denomina-se susceptibilidade magnética, que é uma grandeza adimensional.

No início da aplicação do método magnético em geociências, dava-se muita atenção às medidas de susceptibilidade partindo-se do princípio de que as anomalias eram geradas por indução do campo magnético. Investigações posteriores demonstraram que muitas anomalias não poderiam ser explicadas apenas pela indução do campo magnético. Quando se magnetiza uma rocha sob a ação de um campo magnético fraco, ela adquire uma magnetização remanente natural elevada e

estável, denominada de J_n . Este fato tem se comprovado em lavas vulcânicas atuais, que após o resfriamento adquirem magnetização dez a cem vezes superiores àquela provocada pela ação do campo magnético atual.

Konigsberger estabeleceu que a relação $Q = J_n/J_i$ (onde J_i é a magnetização induzida pelo campo magnético atual) diminui, quando aumenta a idade das rochas, baseado em uma série de medidas de J_n em rochas vulcânicas de idades diferentes. Algumas pesquisas tem revelado que o fator Q é útil para determinar a idade das rochas, partindo do princípio de que este fator é constante para diversos intervalos de tempo.

O fator Q é normalmente menor que a unidade na maioria das rochas e maior em rochas basálticas como na Bacia do Paraná, significando que a magnetização remanente natural deve ser levada em conta na interpretação dos dados magnéticos destas áreas.

Constata-se uma grande variação nos valores de susceptibilidade das rochas, como observa-se na tabela 2 (Telford et.al. 1976). Logachev e Zajorav (1978) resumem, na figura 13, dados de susceptibilidade (k), magnetização remanente natural (J_n) e do conteúdo médio de $FeO + Fe_2O_3$ de rochas intrusivas, representando dados de mais de 60.000 determinações. A figura 13 mostra claramente que a susceptibilidade e o conteúdo médio de óxido de ferro aumenta das rochas ácidas para as básicas, o que de resto é sabido.

De acordo com as propriedades magnéticas, as substâncias minerais são divididas em diamagnéticas ($k < 0$), paramagnéticas ($k > 0$) e ferromagnéticas. Estas últimas apresentam altos valores de susceptibilidade (k).

Todas as substâncias minerais são diamagnéticas, porque este tipo de magnetização está relacionado com o movimento dos elétrons ao redor do núcleo. Um campo magnético exerce uma força indutiva nos elétrons em movimento, aumentando a pulsação de Larmor nas órbitas. O aumento da velocidade angular dos elétrons gera um momento magnético orientado no sentido contrário ao do campo magnetizante. Em realidade, o diamagnetismo propriamente dito só se manifesta no caso em que os átomos não tenham momentos magnéticos constantes, o que ocorre quando a estrutura eletrônica é simétrica e os momentos magnéticos dos elétrons (spins e orbitais) se compensam. Na ausência de um campo magnético externo o momento resultante em cada átomo é nulo.

Quando os átomos possuem envoltórias eletrônicas in

Tipo de Rocha	k ($\times 10^{-6}$ uem)		Tipo de Rocha	k ($\times 10^{-6}$ uem)	
	Intervalo	Média		Intervalo	Média
<u>Sedimentar</u>			<u>Ígnea</u>		
Dolomito	0 - 75	10	Granito	0 - 4000	200
Calcáreo	2 - 280	25	Riolito	20 - 3000	
Arenitos	0 - 1660	30	Dolerito	100 - 3000	1400
Folhelhos	5 - 1480	50	Sienito	2700 - 3600	
			Diabásio	80 - 13000	4500
<u>Metamórfica</u>			Gabro	80 - 7200	6000
Anfibólito		60	Basalto	20 - 14500	6000
Xisto	25 - 240	120	Diorito	50 - 10000	7000
Filito		130	Piroxenito		10500
Quartzito		350	Peridotito	7600 - 15600	13000
Serpentinito	250 - 1400		Andesito		13500

Tabela 2 - Susceptibilidade Magnética das Rochas
(modificado de Telford et. al., 1976)

Figura 13 - PROPRIEDADES MAGNÉTICAS E CONTEÚDO DE ÓXIDOS DE FERRO DE ROCHAS INTRUSIVAS
(MODIFICADO DE LOGACHEV E ZAJAROV, 1978)

Figura 14 - CURVA DE MAGNETIZAÇÃO FERROMAGNÉTICA.
(MODIFICADO DE LOGACHEV E ZAJAROV, 1978)

completas, o momento magnético resultante em cada átomo é diferente de zero, sendo a direção dos momentos indeterminada devido ao movimento térmico. Aumentando a intensidade do campo magnetizante, aumenta a quantidade de átomos com momentos orientados por ele, mesmo que este número seja pequeno. Quando esta orientação concorda com a orientação dos vetores, a magnetização do corpo será positiva e a substância é paramagnética.

Os minerais ferromagnéticos distinguem-se dos demais pelos seus altos índices de susceptibilidade e por uma relação complexa entre a magnetização, a intensidade do campo magnetizante e a temperatura. Suas propriedades magnéticas só se manifestam até a temperatura de Curie, acima da qual transformam-se em paramagnéticos. A curva típica de magnetização de um mineral ferromagnético é apresentada na figura 14. Observa-se uma relação entre a magnetização J e o campo H . J_s representa a magnetização de saturação, J_r a magnetização remanente e H_c a força coercitiva. A curva OA é a de magnetização inicial e a total é denominada de ciclo de histerese.

De acordo com as teorias contemporâneas, o ferromagnetismo é explicado pela existência de zonas de magnetização espontâneas, denominadas de domínios magnéticos, dentro dos quais os momentos tem valores correspondentes ao estado de saturação e são paralelos entre si. A magnetização deste tipo de material sob a ação de um campo externo, reflete-se no aumento de volume dos domínios magnetizados na direção do campo aplicado.

A susceptibilidade e outras propriedades magnéticas dos minerais ferromagnéticos e paramagnéticos são apresentados nas tabelas 3 e 4 de acordo em Logachev e Zajarov (1978).

3.2.2.2. - Características magnéticas dos basaltos e de rochas do embasamento

3.2.2.2.1. - Trabalhos Anteriores

De acordo com vários trabalhos geocronológicos (Amaral et.al. 1966, Melfi 1967, Cordani e Vandomos 1967, MacDougall e Ruegg 1966, Creer et.al. 1965 e outros) as idades dos basaltos variam entre 100 e 135 milhões de anos, mostrando uma concentração em torno de 120 milhões de anos.

Os primeiros estudos paleomagnéticos realizados na Bacia do Paraná, na Formação Serra Geral, devem-se a Pacca e Hiodo.

Minerais	k (cgs)	Js (cgs)	Hc (oe)	Ponto de Curie (C°)
Magnetita	0,3 - 2,0	490	10 - 150	578
Titanomagnetita	-	75 - 490	-	100 - 578
Hematitas	10^{-5} - $2 \cdot 10^{-4}$	1,5 - 2,5	7000 - 8000	675
Maghemita	0,3 - 2,0	435	10 - 130	-
Pirrotita	10^{-3} - 10^{-2}	17 - 70	15 - 110	300 - 325

Tabela 3- Propriedades Magnéticas dos Minerais Ferromagnéticos
(modificado de Logachev e Zajarov, 1978)

Minerais	$k \cdot 10^{-6}$ (cgs)	Minerais	$k \cdot 10^{-6}$ (cgs)
Quartzo	-0,46	Galena	-0,35
Hornblenda	16 - 122	Pirita	7 - 159
Augita	13 - 133	Calcopirita	0,4 - 7,6
Biotita	23 - 116	Esfalerita	- (1,2 ÷ 2,5)
Fluorita	5 - 8	Siderita	67 - 102
Turmalina	1 - 97	Pirolusita	25 - 32

Tabela 4 - Susceptibilidade Magnética dos Minerais Paramagnéticos
(modificado de Logachev e Zajarov, 1978)

(1976) e Ernesto et.al.(1979). Estas investigações foram realizadas nas bordas do planalto Serra Geral, nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, onde os basaltos exibem espessuras entre 650m e 880m. A figura 15 mostra a localização de três seções estudadas (Barra do Ouro - Morrinhos (BM), Guatã - Bom Jardim (GB) e Rocinha - Encruzilhada das Antas (RA), identificando-se, respectivamente, 11, 28 e 18 derrames.

Os resultados paleomagnéticos das seções BM, GB e RA são apresentados nas tabelas 5, 6 e 7. Observa-se que as médias dos valores normais e inversos de declinação e inclinação são praticamente simétricos, sugerindo a natureza dipolar do campo magnético. As direções médias de magnetização remanente natural e primária para cada derrame das seções referidas são apresentadas nas figuras 16, 17 e 18. Os derrames estão ordenados estratigraficamente.

Considerando que a espessura total da sequência basáltica é semelhante para as três seções, nota-se que o número de derrames é maior nos perfis ao norte (GB e RA), separados aproximadamente de 50km. O número de reversões observados nas três seções (três no perfil RA e uma no perfil GB) indicam, de acordo com Ernesto et.al. - (1979), que a atividade vulcânica ao sul foi diferente do vulcanismo observado a norte.

Outro aspecto importante citado pelos autores é a constatação de variações graduais nos gráficos de inclinação e declinação, que são interpretados como atividade vulcânica ocorrida em um período de alguns milhares de anos (figuras 19 e 20).

A boa correlação obtida entre os derrames 9 a 16 do perfil RA e 17 a 25 do perfil GB, sugerem que a cada derrame GB corresponde um derrame simultâneo RA (figura 21).

Os resultados paleomagnéticos apresentados mostram a extrema complexidade magnética da Formação Serra Geral. Nota-se que em seções distando aproximadamente 150km existem fortes variações na distribuição espacial dos basaltos, refletidas no número e na espessura dos derrames.

Os valores médios de inclinação e declinação são praticamente simétricos, com índices semelhantes tanto na polaridade normal quanto na reversa. As magnetizações oblíquas são raras, talvez porque os ciclos de declinação sejam estimados em uma dezena de milhares de anos, enquanto o fenômeno de reversão parece se dar em períodos dez vezes menores.

Figura 16 - DIREÇÕES MÉDIAS DA MRP DOS DERRAMES DE LAVA RA. O SIMBOLO ⊗ DIREÇÃO A DIREÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO ATUAL E * INDICA A DIREÇÃO DO CAMPO DIPOLAR ATUAL. A MÉDIA DAS DIREÇÕES (NORMAIS E REVERSA) DA MRP FOI OBTIDA TOMANDO-SE AS DIREÇÕES OPOSTAS ÀS NORMAIS E A REVERSA, E ESTÁ INDICADA COM O SÍMBOLO +. O CÍRCULO DE CONFIANÇA (α_{95}) APARECE EM TORNO DA MÉDIA REVERSA.

(MODIFICADO DE ERNESTO ET. AL., 1976)

Figura 15 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO E LOCALIZAÇÃO DAS SEÇÕES AMOSTRADAS
(MODIFICADO DE PACCA E HODQ, 1976)

Nº DO DERRAME	ALTITUDE (m)	N	n	Dm	Im	$\alpha 95(^{\circ})$	K	POLARIDADE	POLOS GEOMAGNÉTICOS VIRTUAIS			
									Long($^{\circ}$ E)	Lat ($^{\circ}$ S)	d ψ ($^{\circ}$)	d χ ($^{\circ}$)
11	778/781	7	12	11.4	-35.2	19.0	6.1	N	178.1	75.5	12.7	21.9
10	644/754	8	15	345.1	-29.5	7.5	26.4	N	81.4	70.7	4.6	8.3
09	528	2	4	185.1	40.9	11.2	67.5	R	168.2	82.4	8.3	13.6
08	475/482	4	8	174.9	46.7	4.7	137.6	R	57.7	85.3	3.9	6.1
07	468	6	12					O				
06	448	3	6					O				
05	361/445	12	24	3.4	-56.0	7.0	18.5	N	288.2	82.3	7.2	10.1
04	335/352	5	10	350.6	-48.2	6.1	63.3	N	39.0	81.8	5.2	8.0
03	210/247	11	22	0.3	-32.6	6.1	26.7	N	131.3	78.2	3.9	6.9
02	190/209	4	8	158.8	20.0	4.9	127.1	R	79.4	62.4	2.7	5.1
01	156/186	6	12	173.0	21.8	7.7	32.3	R	108.5	70.7	4.3	8.1
				175.2	37.1	9.5	30.0	N-R	102.3	81.1	$\alpha 95 = 8.3^{\circ}$	

Tabela 5 - Resultados Paleomagnéticos do Perfil Barra do Ouro - Morrinhos (BM)
(modificado de Pacca e Hiodo, 1976)

Nº DO DERRAME	ALTITUDE (m)	IDADE K-Ar (m.a)	n.	Dm	Im	$\alpha_{95} (^{\circ})$	K	POLARI- DADE	POLOS MAGNÉTICOS VIRTUAIS			
									Log($^{\circ}$ E)	Lat($^{\circ}$ S)	d ψ ($^{\circ}$)	d χ ($^{\circ}$)
28	1418	101 $\pm$ 7	4	357.7	-46.8	1.9	2327.4	N	47.3	87.9	1.6	2.4
27	1405/1408		6	348.9	-39.4	1.8	1338.6	N	68.6	78.3	1.3	2.2
26	1390		3	23.9	-39.7	0.8	18870.0	N	210.8	67.7	0.6	1.0
25	1375		3	354.2	-44.3	6.7	338.4	N	62.9	84.3	5.3	8.4
24	1340/1372		12	352.9	-41.2	4.3	101.6	N	74.9	82.0	3.2	5.2
23	1298	103 $\pm$ 5	3	1.0	-34.8	3.7	1106.3	N	136.3	80.8	2.4	4.3
22	1264/1280		12	354.6	-33.2	3.8	130.9	N	103.2	78.6	2.5	4.3
21	1244/1250		7	356.8	-52.3	6.9	75.6	N	19.4	84.6	6.5	9.5
20	1225/1230		8	330.6	-45.6	3.2	292.7	N	36.1	63.9	2.6	4.1
19	1215/1220		8	338.4	-57.0	5.8	91.0	N	7.6	69.6	6.1	8.4
18	1210		4	348.7	-49.4	0.7	14227.0	N	26.4	79.9	0.6	0.9
17	1206		6	349.3	-51.7	6.1	118.4	N	14.1	79.9	5.7	8.3
16	1178		3	17.6	-27.4	10.9	126.7	N	183.9	68.6	6.5	11.9
15	1169/1176		7	9.1	-33.2	4.2	207.4	N	171.6	76.8	2.7	4.8
14	1170		4	9.9	-32.4	4.2	468.1	N	172.8	75.9	2.7	4.7
13	1144	123 $\pm$ 4	4	0.1	-35.1	7.1	167.5	N	131.0	81.0	4.7	8.2
12	1128		4	4.3	-28.9	4.6	388.7	N	148.4	76.5	2.8	5.1
11	1104/1118		7	357.3	-37.5	7.0	74.5	N	111.2	82.2	4.8	8.2
10	1078/1090	125 $\pm$ 6	7	0.6	-30.5	3.5	293.3	N	133.1	78.0	2.2	3.9
09	1060/1068		7	178.4	22.4	11.5	28.4	R	124.9	73.2	6.5	1.2
08	1052/1057	122 $\pm$ 5	6	175.5	42.8	8.6	60.8	R	80.0	84.6	6.6	10.6
07	1018/1033		8	178.9	47.9	3.4	258.5	R	5.8	88.8	2.9	4.4
06	1005/1008		4	170.2	52.4	1.6	3006.9	R	8.8	80.3	1.5	2.2
05	988/1003		6	179.3	47.1	2.6	660.9	R	41.8	89.3	2.2	3.4
04	942/972	124 $\pm$ 5	10	186.9	45.2	2.9	261.8	R	207.5	83.6	2.3	3.7
03	918/936		11	189.7	45.3	4.6	96.9	R	212.8	81.2	3.7	5.8
02	865/904		20	191.9	38.4	6.7	24.5	R	191.2	77.3	4.7	7.9
01	748/844		17	189.6	30.2	5.9	36.5	R	168.6	75.0	3.6	6.6
MÉDIA		119 $\pm$ 5		179.9	40.9	4.0	45.2	N-R	123.7	85.6	95 = 4.10	

Tabela 6 - Resultados Paleomagnéticos e Geocronológicos do Perfil Guatã - Bom Jardim (GB)

(modificado de Pacca e Hiedo, 1976)

Nº DO DERRAME	n	Dm	Im	$\alpha_{95} (^{\circ})$	K	POLARIDADE	POLOS GEOMAGNÉTICOS VIRTUAIS	
							Long. (° E)	Lat. (° S)
18	8	4.4	-69.1	13.0	19.0	N	123.5	65.9
17	8	2.0	-28.2	8.4	43.4	N	138.2	76.0
16	20	347.3	-41.6	4.3	57.4	N	160.2	77.6
15	12	4.1	-38.7	5.6	59.2	N	158.9	82.0
14	12	2.4	-38.5	5.0	76.0	N	147.6	82.5
13	20	352.0	-47.6	5.5	35.9	N	39.1	82.9
12	12	357.8	-44.0	3.2	178.1	N	96.9	86.3
11	12	337.6	-66.7	6.1	51.5	N	163.7	63.3
10	8	354.6	-52.9	2.4	500.1	N	173.5	83.4
09	7	345.9	-48.4	9.4	42.0	N	34.0	77.6
08	11	356.1	-45.0	5.3	74.8	N	72.4	85.8
07	12	5.2	-53.5	5.0	74.1	N	91.0	83.1
06	12	183.3	21.4	11.4	15.5	R	140.6	71.9
05	12	352.9	-50.6	1.2	1152.4	N	195.5	83.4
04	36	351.3	-29.1	4.2	32.3	N	97.0	74.4
03	12	224.5	-9.6	1.7	625.5	O	189.2	35.5
02	8	22.8	-47.0	13.9	16.7	N	43.8	69.9
01	36	2.2	-31.2	2.7	75.5	N	140.2	77.8
Média		354.5	-46.7	3.8	25.0	N-R	107.3	$86.6 \alpha_{95} = 6.1$

Tabela 7 - Resultados Paleomagnéticos do Perfil Rocinha - Encruzilhada das Antas (RA)

(modificado de Ernesto et. al., 1979)

Figura 17 - DIREÇÕES MÉDIAS DE MRN (a) E MRP (b) DA SECÇÃO GB. O SÍMBOLO ⊗ INDICA A DIREÇÃO DO CAMPO MAGNÉTICO ATUAL; * INDICA A DIREÇÃO DO CAMPO DIPOLAR ATUAL; AS CRUZES MAIORES INDICAM AS DIREÇÕES MÉDIAS DE MRP (NORMAL E REVERSA) E FORAM OBTIDAS A PARTIR DAS DIREÇÕES OPOSTAS AS NORMAIS E RESERVAS; O CÍRCULO DE CONFIANÇA (α₉₅) É INDICADO EM TORNO DA MÉDIA REVERSA.

(MODIFICADO DE PACCA E HODO, 1976)

Figura 18 - DIREÇÕES MÉDIAS DE MRN (a) E MRP (b) DA SECÇÃO BM. O SIGNIFICADO DOS SÍMBOLOS É O MESMO DA FIGURA 16.

(MODIFICADO DE PACCA E HODO, 1976)

Figura 19 - VARIAÇÕES DE INCLINAÇÃO E DECLINAÇÃO DAS MAGNETIZAÇÕES PRIMÁRIAS DAS SEÇÕES RA E GB. PARA A DECLINAÇÃO FOI ADOPTADA DIREÇÃO OPOSTA NO CASO DE DERRAMES REVERSOS, INDICADOS POR PONTOS SOMBREADOS.
(MODIFICADO DE ERNESTO ET. AL., 1979)

Figura 20 - VARIAÇÕES DE INCLINAÇÃO E DECLINAÇÃO DE MAGNETIZAÇÃO PRIMÁRIA DA SEÇÃO BM
MESMA CONVENÇÃO DA FIGURA 20.
(MODIFICADO DE ERNESTO ET. AL., 1979)

De qualquer maneira, a ambiguidade na interpretação fica reduzida quando considera-se que a polarização dos basaltos é próxima à do campo atual ou é diametralmente oposta (Paulipetro-Lasa, 1981b).

3.2.2.2.2. - Trabalhos realizados

Durante os anos de 1980 e 1981 foram realizadas duas campanhas de coleta de amostras orientadas de rocha, descritas em Ferreira e Ferrari (1981). As amostras foram analisadas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG - USP (Paulipetro - IAG 1980 e 1981).

Na primeira campanha foram coletadas 26 amostras de basalto provenientes de nove sítios diferentes, situados em uma estreita faixa entre as latitudes de $22^{\circ}45'$ e $23^{\circ}00'$, e $49^{\circ}00'$ e $50^{\circ}00'$ de longitude oeste, entre as cidades de Botucatu e Ourinhos.

Na segunda, foram visitados afloramentos de rochas do embasamento cristalino de porção da borda oriental da Bacia do Paraná, dos quais quarenta deles (sítios) foram amostrados, totalizando 120 amostras. Destas, apenas sessenta e nove foram analisadas, correspondendo a vinte e três sítios de rochas predominantemente magnéticas (granulitos e charnockitos), estudadas em uma primeira etapa. A localização dos sítios visitados, amostrados e analisados é mostrada na figura 21.

Os resultados das medições de susceptibilidade, direção e intensidade da magnetização remanente natural (MRN) para os basaltos, são apresentados na tabela 8. Na tabela 9 são apresentadas as direções médias por sítio utilizando-se a estatística de Fischer de pontos sobre uma esfera. O parâmetro estatístico α_{95} representa o ângulo de um cone com eixo coincidente com a direção média, dentro do qual a probabilidade de uma das direções situar-se é 95%. Assim, os sítios com valores próximos ou superiores a 90° (4,5,8 e 9) indicam grande dispersão em torno da média.

A figura 22 mostra as direções de magnetização dos sítios amostrados, do campo atual e do campo cretáceo obtido por Ernesto et.al (1979). De uma maneira geral, observa-se uma grande dispersão nas medidas ao longo de um círculo máximo que passa pela direção do campo atual e do campo cretáceo. De acordo com Paulipetro - IAG (1980), as amostras devem ter adquirido uma componente de magnetização secundária devida ao campo atual, que poderia ser do tipo viscoso ou química, sugerindo que os dados são inconclusivos relativamente à magnetização, sendo necessários estudos de desmagnetização térmica ou

Figura 21 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS SÍTIOS VISITADOS AMOSTRADOS E ANALISADOS DE ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS DA BORDA ORIENTAL DA BACIA DO PARANÁ (CONFORME FERREIRA E FERRARI, 1981)

AMOSTRA (basalto)	SUSCEP. ($\times 10^{-6}$ cgs)	MRN		INT. ($\times 10^{-6}$ cgs)
		INC. ($^{\circ}$)	DEC. ($^{\circ}$)	
PP-01	980	- 70,7	11,2	4431,6
PP-02	3980	- 56,2	12,9	13471,9
PP-03	3700	- 60,7	6,6	9636,2
PP-04	5080	- 66,1	11,0	15285,4
PP-05	800	- 2,6	185,7	559,4
PP-06	720	- 12,0	195,2	347,2
PP-07	1020	- 18,2	205,5	289,1
PP-08	2220	- 5,6	353,9	418,6
PP-09	2080	- 11,4	346,0	967,1
PP-10	2250	- 9,4	351,7	684,6
PP-12	1400	- 32,0	182,0	2836,9
PP-13	1900	- 36,1	354,4	2558,5
PP-14	1650	- 37,3	0,4	3502,6
PP-15	2000	- 25,5	353,0	3326,0
PP-16	1530	- 60,8	233,2	6031,2
PP-17	1770	- 47,7	3,0	1839,8
PP-18	1700	- 35,1	2,2	2059,3
PP-19	1630	- 37,8	7,0	2213,8
PP-20	1130	- 54,9	340,4	980,9
PP-21	2000	- 58,5	346,9	1572,3
PP-22	4330	- 42,3	227,5	1139,7
PP-23	2020	- 68,6	231,6	1711,3
PP-24	2670	- 42,0	93,3	1055,1
PP-25	2330	1,5	134,5	1230,6
PP-26	2890	10,8	196,4	656,5
PP-27	1870	54,8	157,0	4377,6

Tabela 8 - Propriedades Magnéticas de Rochas da Sequência Basáltica
(dados por amostra - modificado de Paulipetro-IAG, 1980)

SÍTIO	AMOSTRAS	DEC (°)	INC (°)	α_{95} (°)	INT.($\times 10^{-6}$ cgs)	SUSCET.($\times 10^{-6}$ cgs)
1	1 a 4	10,4	- 63,4	7,3	10706,3	3437
2	5 a 7	195,2	- 11,0	19,1	398,6	845
3	8 a 10	350,5	- 8,8	7,6	690,1	2183
4	12 a 13	248,1	- 84,0	90,0	2697,7	1650
5	14 a 16	340,5	- 52,1	80,5	4286,6	1728
6	17 a 19	4,0	- 40,2	10,5	2037,6	1700
7	20 a 22	302,7	- 66,4	66,6	1230,9	2489
8	23 a 25	129,6	- 46,0	> 90,0	1315,7	2239
9	26 a 27	182,0	34,2	> 90,0	2517,0	2378

Tabela 9 - Propriedades Magnéticas de Rochas da Sequência Basáltica

(dados médios por sítio - modificado de Paulipetro-IAG, 1980)

Figura 22 - DIREÇÕES MÉDIAS POR SÍTIO DE ROCHAS DA SEQUÊNCIA BASÁLTICA
(MODIFICADO DE PAULIPETRO- IAG, 1980)

por campos alternados, visando a determinação da direção de magnetização primária à época da formação da rocha. Por outro lado, os dados de susceptibilidade enquadram-se na faixa de variação daqueles anteriormente citados e são representados em escala logarítmica na figura 23. Os índices oscilam entre 720×10^{-6} e 5080×10^{-6} com valor médio de 2140×10^{-6} .

Os resultados das análises magnéticas de rochas do embasamento são apresentados nas tabelas 10 e 11, e constituem uma tentativa de avaliação do comportamento magnético destas rochas. A dispersão observada na direção da magnetização remanente natural é muito grande conforme se observa na figura 24. Esta dispersão, de acordo com Paulipetro-IAG (1981), indica a presença de importantes componentes de magnetização secundária adquirida no último evento metamórfico de larga escala que afetou as rochas da região amostrada.

A figura 23 mostra os valores de susceptibilidade plotados em escala logarítmica, observando-se as seguintes variações de k de acordo com as diferentes litologias:

. Basaltos	$0.7 \text{ a } 5,0 \times 10^{-6}$ cgs
. Charnockitos	$0,5 \text{ a } 3,5 \times 10^{-6}$ cgs
. Granulitos	$0,7 \text{ a } 2,5 \times 10^{-6}$ cgs
. Gnaisses	$0,3 \text{ a } 0,8 \times 10^{-6}$ cgs

Estes resultados sugerem que o embasamento geológico pode ser determinado aeromagneticamente quando for constituído por charnockitos/granulitos e em áreas onde a sequência basáltica e o total de soleiras de diabásio indicarem pouca espessura. Caso contrário, seriam necessários grandes volumes de rochas magnéticas do embasamento para que o mesmo pudesse ser discernível pelo tratamento quantitativo dos dados aeromagnetométricos.

3.2.3. - Anomalias magnéticas das estruturas geológicas mais prováveis da área

3.2.3.1. - Introdução

Discute-se neste item as anomalias magnéticas de corpos teóricos que mais poderiam se assemelhar às estruturas e modelos geológicos da área. Pretende-se com este procedimento avaliar a forma, atitude e polaridade das anomalias e comparar com aquelas registradas nos aerolevantamentos.

Os corpos teóricos envolvidos relacionam-se a formas e estruturas vinculadas ao embasamento, intrusivas e efusivas. As rochas magmáticas se constituem da maior importância para a interpretação

Figura 23 - SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DE ROCHAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL E DO EMBASAMENTO CRISTALINO
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - IAG, 1980 e 1981)

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRA	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	MRN		INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. ($^{\circ}$)	DECL. ($^{\circ}$)	
(5) DB-84 (CHARNOCKITOS)	SO-12	7	- 5.9	230.2	1.05
	SO-13	8	-17.3	289.7	0.38
	SO-14	6	36.1	21.8	0.25
(6) DB-72 (CHARNOCKITOS)	SO-15	2220	-59.2	349.6	11527.25
	SO-16	2543	24.6	308.1	11164.46
	SO-17	1672	(BS) 24.1 (BM) 24.1	192.6 213.6	5602.86
(9) DB-108 (GRANULITO)	AP-23	4	-60.5	138.0	3.91
	AP-24	15	50.6	248.0	3.76
	AP-25	16	(BS) -56.6 (BM) -56.5	175.8 163.7	136.06
(10) DB-110 (GRANITO-GNAISSE)	AP-26	228	-24.3	316.4	27.13
	AP-27	749	-67.8	68.0	50.91
	AP-28	401	-80.6	24.5	33.88
(13) LC-421 (GRANITO-GNAISSE)	AG-35	175	-42.7	36.4	23.01
	AG-36	1155	-37.4	37.7	242.41
	AG-37	1185	-18.9	72.0	164.21

Tabela 10 -- Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino
(dados por amostra - modificado de Paulipetro-IAG, 1981)

BS-BÚSSOLA SOLAR
BM-BÚSSOLA MAGNÉTICA

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRA	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	MRN		INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. ($^{\circ}$)	DECL. ($^{\circ}$)	
(14)DB-267 (CHARNOCKITOS)	CA - 38	1258	(BS) 44.4 (BM) 44.3	32.2 84.2	166422.40
	CA - 39	1208	(BS) 13.6 (BM) 13.7	141.2 170.1	38267.09
	CA - 40	1561	(BS) -11.1 (BM) -11.1	93.6 279.6	18729.96
	CA - 45	1804	6.3	308.6	594.12
(16)DB-142 (CHARNOCKITOS)	CA - 46	2011	21.4	321.0	943.28
	CA - 47	2269	16.6	311.7	855.63
	SJ - 48	2980	-15.5	322.1	727.67
(17)LC - 161 (DIORITO-GNAISSE)	SJ - 49	2992	-27.4	9.1	578.04
	SJ - 50	3774	-28.4	338.0	740.03
	GR - 51	2325	15.5	211.8	18667.97
(18)LC - 191 (GRANULITO)	GR - 52	2406	13.9	208.6	15865.36
	GR - 53	2518	-8.9	26.8	2831.66
	GR - 54	1413	-20.3	114.2	37502.45
(19)DB - 253 (GRANULITO)	GR - 55	1719	(BS) 26.5 (BM) 26.5	190.0 161.0	59766.53
	GR - 56	1451	1.8	303.7	6394.11

Tabela 10 - Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino

(dados por amostra - modificado de Paulipetro-IAG, 1981)

BS-BÚSSOLA SOLAR

BM-BÚSSOLA MAGNÉTICA

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRA	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	MRN		INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. ($^{\circ}$)	DECL. ($^{\circ}$)	
(20)LC - 196 (CHARNOCKITOS)	GR - 57	717	(BS) - 63.2	115.0	2348.61
			(BM) - 63.2	105.0	
	GR - 58	692	(BS) - 15.3	280.0	856.79
			(BM) - 15.3	272.9	
(21)LC - 214 (CHARNOCKITOS)	GR - 59	1337	(BS) 51.9	218.6	15113.13
			(BM) - 51.9	235.5	15113.13
	GX - 60	763	32.0	180.6	498.21
	GX - 61	215	- 37.7	6.7	1093.27
(24)LC - 219 (BIOTITA-GNAISSE)	GX - 62	1972	30.0	154.0	1954.76
	JA - 69	9	- 70.1	158.0	113.30
	JA - 70	7	63.4	69.9	9.56
	JA - 71	7	5.2	78.9	28.25
(25)DB - 198 (CHARNOCKITOS)	MS - 72	643	13.9	350.6	777.07
	MS - 73	269	- 12.7	335.6	23.33
	MS - 74	670	- 25.4	349.3	41.81
(26)LC - 159 (GRANULITO)	SJ - 75	1672	- 2.1	26.2	537.40
	SJ - 76	2125	- 19.6	58.8	552.06
	SJ - 77	1075	- 61.0	51.6	131.74

Tabela 10-Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino
(dados por amostra - modificado de Paulipetro-IAG, 1981)

BS-BÚSSOLA SOLAR
BM-BÚSSOLA MAGNÉTICA

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRA	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	MRN		INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. (°)	DECL. (°)	
(29)LC - 108 (BIOTITA-GNAISSE)	SB - 84	332	- 25.5	68.0	261.32
	SB - 85	38	- 21.1	54.1	60.17
	SB - 86	676	- 34.3	36.2	520.88
(33)FM - 02 (GRANULITO)	AL - 96	697	- 27.7	10.0	195.41
	AL - 97	584	- 12.1	35.3	28.05
	AL - 98	928	- 55.1	22.1	19.07
(34)FM - 03 (GRANITO-GNAISSICO)	SO - 99	523	- 27.0	16.0	91.58
	SO -100	440	- 42.7	338.0	43.61
	SO -101	291	- 46.0	317.4	23.03
(35)FM - 04 (GRANITO)	VA -102	531	- 23.1	342.5	57.25
	VA -103	778	- 33.1	1.9	206.05
	VA -104	546	- 26.7	15.6	74.34
(37)LC - 327 (GRANULITO)	VA -108	675	- 4.0	1.4	3626.85
	VA -109	702	- 6.0	83.8	11719.66
	VA -110	744	- 10.3	111.1	9792.97
(38)FM - 05 (MIGMATITO)	BP -111	1447	7.1	320.4	345.64
	BP -112	2145	- 8.4	340.2	328.87
	BP -113	1381	- 6.8	347.2	148.47

Tabela 10 - Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino
(dados por amostra - modificado de Paulipetro-1AG, 1981)

5/5

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRA	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	MRN		INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. ($^{\circ}$)	DECL. ($^{\circ}$)	
(39)LC - 80 (MIGMATITO)	CM - 114	1565	- 39.0	87.9	2744.57
	CM - 115	1546	- 73.4	40.8	2024.31
	CM - 116	1866	40.9	336.8	525.66
(40)FM - 06 (MIGMATITO)	VA - 117	722	17.2	20.0	540.33
	VA - 118	405	23.0	26.1	262.29
	VA - 119	303	- 4.1	18.8	110.95

Tabela 10 - Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino
(dados por amostra - modificado de Paulipetro-IAG, 1981)

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRAS	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	DIREÇÃO MÉDIA			INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. (°)	DECL. (°)	$\alpha 95$ (°)	
(5) DB-84 (CHARNOCKITOS)	SO-12 a 14	7	7.5	287.7	> 90	0.56
(6) DB-72 (CHARNOCKITOS)	SO-15 a 17	2145	(BS) -1.9 (BM) -1.4	279.7 283.0	> 90 > 90	9431.52
(7) DB-108 (GRANULITO)	AP-23 a 25	12	(BS) -38.4 (BM) -39.2	190.7 185.2	> 90 > 90	47.91
(8) DB-110 (GRANULITO)	AP-26 a 28	459	-67.2	347.5	70.2	37.31
(9) LC-421 (GRANITO-GNAISSE)	AG-35 a 37	838	-34.2	50.2	33.5	143.21
(267) DB-267 (CHARNOCKITOS)	CA-38 a 40	1342	(BS) 20.5 (BM) 45.6	96.2 186.9	> 90 > 90	74473.15
(16) DB-142 (CHARNOCKITOS)	CA-45 a 47	2028	14.8	313.6	15.1	797.68
(17) LC-161 (DIORITO-GNAISSE)	SJ-48 a 50	3248	-25.0	342.3	36.2	681.91
(18) LC-191 (GRANULITO)	GR-51 a 53	2417	20.6	213.7	> 90	12455.00
(19) DB-253 (GRANULITO)	GR-54 a 56	1528	(BS) 10.2 (BM) 9.9	190.4 154.9	> 90 > 90	34554.37

Tabela 11 - Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino
(dados médios por sítio - modificado de Paupetro-IAG, 1981)

BS-BÚSSOLA SOLAR
BM-BÚSSOLA MAGNÉTICA

SÍTIO (LITOLOGIA)	AMOSTRAS	SUSCET. ($\times 10^{-6}$ cgs)	DIREÇÃO MÉDIA			INTENS. ($\times 10^{-6}$ cgs)
			INCL. ($^{\circ}$)	DECL. ($^{\circ}$)	$\alpha 95$ ($^{\circ}$)	
(20)LC-196 (CHARNOCKITOS)	GR-57 a 59	915	(BS) - 19.3 (BM) - 18.3	241.3 248.0	> 90 > 90	6106.18
(21)LC-214 (CHARNOCKITOS)	GX-60 a 62	983	23.5	151.1	> 90	1182.08
(24)LC-219 (BIOTITA-GNAISSE)	JA-69 a 71	8	1.6	88.8	> 90	50.37
(25)DB-198 (CHARNOCKITOS)	MS-72 a 74	527	- 8.2	345.0	34.0	280.74
(26)LC-159 (GRANULITO)	SJ-75 a 77	1624	- 28.0	43.9	56.8	407.07
(29)LC-108 (BIOTITA-GNAISSE)	SB-84 a 86	349	- 27.5	53.2	23.9	280.79
(33)FM-02 (GRANULITO)	AL-96 a 98	736	13.2	23.0	76.6	80.84
(34)FM-03 (GRANITO-GNAISSICO)	SO-99 a 101	418	- 41.2	346.2	40.4	52.74
(35)FM-04 (GRANITO)	VA-102 a 104	618	- 28.3	359.8	24.3	112.55
(37)LC-327 (GRANULITO)	VA-108 a 110	707	- 9.6	68.7	> 90	8379.83
(38)FM-05 (MIGMATITO)	BP-111 a 113	1658	- 2.7	335.9	25.2	274.33
(39)LC-80 (MIGMATITO)	CM-114 a 116	1659	- 39.0	35.3	> 90	1764.85
(40)FM-06 (MIGMATITO)	VA-117 a 119	477	12.0	21.5	22.7	304.52

Tabela 11 - Propriedades Magnéticas de Rochas do Embasamento Cristalino
(dados médios por sítio - modificado de Paulipetro-IG, 1981)

BS-BÚSSOLA SOLAR
BM-BÚSSOLA MAGNÉTICA

Figura 24 - DIREÇÕES MÉDIAS DAS MRN POR SÍTIO DE ROCHAS DO EMBASAMENTO CRISTALINO
(MODIFICADO DE PAULIPETRO- IAG, 1981)

tação dos dados, por causa de suas propriedades magnéticas e por representarem segmento significativo da coluna geológica da bacia. O campo magnético gerado pelo embasamento geológico certamente é muito menos intenso do que o campo produzido pelas possantes massas de rochas magnéticas, que por estarem mais próximas da superfície representam a predominância dos sinais registrados.

A computação e análise dos modelos apresentados foi realizada pelo Paulipetro-Lasa (1981b), para as condições magnéticas da área sobrevoada, à exceção dos diques infinitos e prismas tridimensionais, onde utilizou-se os dados já publicados na literatura geofísica (Reford, 1964 e Andreassen e Zietz, 1969).

Os resultados das pesquisas paleomagnéticas de Hio do e Pacca (1976) e Ernesto et al. (1979) demonstram, como referido, que as direções de magnetização dos basaltos são próximas às do campo atual ou são diametralmente opostas, o que permite considerar situações de magnetização induzida. Quando a polaridade for reversa, tem-se apenas inversão nos máximos e mínimos das anomalias.

3.2.3.2. - Diques e falhas sub-verticais

O mapa de anomalias magnéticas (anexo 1) exhibe faixas com predominância de feições na direção aproximada N45W. Estas anomalias são respostas de enxames de diques de diabásio associados às principais zonas de falha do Arco de Ponta Grossa, que serão discutidas com maior detalhe no capítulo seguinte. Esses diques estendem-se por dezenas de quilômetros e alguns possuem espessuras consideráveis (diques espessos), capazes de produzirem fortes anomalias.

Para avaliar o tipo de anomalia associada com estas estruturas (diques e falhas sub-verticais), discute-se os modelos de placa fina semi-infinita e da placa fina vertical limitada. Este último modelo, embora secundário, é provável que ocorra na prática devido a interrupções provocadas por fenômenos tectônicos, assemelhando-se a uma sequência de placas finas verticais ou sub-verticais.

3.2.3.2.1. - Placa fina semi-infinita

Este modelo corresponde ao caso de dique ou falha de grande extensão linear. A figura 25 mostra as respostas da placa fina semi-infinita para diversos mergulhos e strikes onde a inclinação magnética é de 30° , de acordo com Reford (1964).

Figura 25 - ANOMALIAS MAGNÉTICAS DA PLACA FINA SEMI-INFINITA
INCLINAÇÃO 30°
(MODIFICADO DE REFOR, 1964)

Nas regiões do hemisfério sul magnético, como no Brasil, observar-se-ã apenas uma inversão na polaridade da anomalia, mantendo-se a amplitude. Considera-se que a placa semi-infinita é uniformemente magnetizada por indução. No caso de magnetização remanente as curvas preservam a mesma forma, porém os ângulos mostrados para os mergulhos não serão corretos, devido a influência da direção da magnetização.

A análise da figura 25 mostra que existem praticamente dois tipos de anomalias quando se consideram os mergulhos verticais ou sub-verticais das placas; as causadas por corpos cujo strike é paralelo ao campo magnético ou faz um ângulo significativo com ele. No primeiro caso a anomalia é + e simétrica. Quando o strike faz um ângulo apreciável com a direção do campo, a anomalia resultante é assimétrica, com o mínimo no lado sul do corpo, como no segundo tipo,

Considerando que os strikes mais prováveis dos diques e falhas não sejam paralelos ao campo, conclui-se que no caso de magnetização induzida as anomalias seriam assimétricas com o mínimo no lado sul. A inversão de polaridade refletirá magnetização reversa e a simetria indica desvio da condição de verticalidade do corpo, com simetria positiva nos mergulhos para sul e negativa nos mergulhos para norte.

A figura 25 mostra ainda que as placas finas semi-infinitas orientadas perpendicularmente ao campo (aproximadamente E-W geográfico) darão anomalias mais intensas do que aquelas que fazem um ângulo pequeno com ele. Em consequência, as estruturas nesta direção tendem a destacarem-se na área do levantamento. Desta forma, serão raras as feições magnéticas na direção norte-sul, mesmo sobre corpos geológicos contínuos. De fato, as amplitudes registradas em baixas latitudes são mais reduzidas do que as indicadas pelas curvas padrão, porque a intensidade do campo magnético terrestre no equador é aproximadamente a metade da intensidade nos polos.

3.2.3.2.2. - Plano vertical limitado

O modelo do plano vertical limitado corresponde ao caso de um dique ou de uma falha, cuja extensão linear é comparável à sua distância ao ponto de observação. Geologicamente poderia corresponder a segmento de um dique ou falha secundária, com reduzido comprimento ao longo do strike.

As figuras 26 e 27 mostram as anomalias do plano

Figura 26 - ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO PLANO VERTICAL LIMITADO (STRIKES N.-S e N 45°E)
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 27 - ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO PLANO VERTICAL (STRIKES E-W e N 45 W)
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

vertical limitado para diferentes strikes (N-S, N45E, E-W e N45W). A unidade de dimensão do modelo é a distância do sensor ao topo da placa e sua geometria tem seis unidades de comprimento e quatro unidades de largura (ou profundidade).

Verifica-se que a forma das anomalias é parecida com a do modelo da placa semi-infinita. Sua forma, no entanto, é mais complexa devido ao efeito dos limites laterais do corpo. Para corpos posicionados paralelamente ao campo magnético os limites do modelo são dados por dois picos positivos de mesma intensidade e o pico negativo situa-se sobre o corpo. No caso de corpos situados perpendicularmente ao campo tem-se um pico positivo a norte e outro negativo sobre o corpo, além de um fraco sinal positivo mais a sul do modelo. Quando o modelo faz um ângulo de 45^0 com o campo, o padrão é de um pico positivo a norte e um negativo a sul. Em ambos os casos nota-se um fraco sinal positivo a sul do corpo.

3.2.3.3. - Corpos horizontais; derrames e soleiras

Conforme já mencionado, a sequência basáltica e as soleiras são os elementos geológicos mais importantes na identificação e interpretação das anomalias magnéticas. A Formação Serra Geral é formada por um conjunto de derrames empilhados, posicionados normalmente na horizontal, salvo variações locais provocadas por fenômenos tectônicos ou efeitos de erosão, o mesmo acontecendo com as soleiras de diabásio. Este modelo, é, pois, o mais adequado para representar estas situações geológicas.

3.2.3.3.1. - Placa fina horizontal limitada

Para examinar a resposta deste modelo, foram computadas pelo Paulipetro -Lasa (1981b), as anomalias produzidas pela placa fina horizontal limitada, magnetizada por indução de um campo magnético com inclinação de -20^0 .

As figuras 28, 29, 30 e 31 mostram as anomalias do modelo para os seguintes strikes: N-S, E-W, N45E e N45W, respectivamente. O modelo tem seis unidades de comprimento e quatro de largura, representando cada uma a distância do sensor à placa.

Apesar das modificações introduzidas pela variação do strike, o padrão das anomalias é semelhante. Na direção N-S nota-se um pico positivo imediatamente a norte da aresta superior, um pico negativo dentro da placa (na porção inferior) e um fraco sinal positivo a sul do modelo. A distância entre o mínimo e o máximo cor

Figura 28 - ANOMALIA MAGNÉTICA DA PLACA FINA HORIZONTAL LIMITADA (STRIKE N-S)
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 29 - ANOMALIA MAGNÉTICA DA PLACA FINA HORIZONTAL LIMITADA (STRIKE E-W)
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 30- ANOMALIA MAGNÉTICA DA PLACA FINA HORIZONTAL LIMITADA (STRIKE N45°E)
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 31 - ANOMALIA MAGNÉTICA DA PLACA FINA HORIZONTAL LIMITADA (STRIKE N45°W)
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

responde aproximadamente a dimensão da placa. A anomalia na direção E-W é semelhante, sendo alongada nesta direção.

Para as placas posicionadas na direção N45E, observa-se dois picos (um máximo e um mínimo) nos cantos norte e sul e as linhas de contorno acompanham aproximadamente seus limites. Na figura 31 a situação é simétrica em torno do eixo N-S.

De uma maneira geral, a forma das anomalias fornece consideráveis informações sobre as dimensões da placa.

3.2.3.3.2. - Prisma Limitado

Com o objetivo de visualizar o efeito da variação de espessura na forma da anomalia da placa, mostra-se na figura 32 as respostas do modelo do prisma limitado modificado de Andreassen e Zietz (1969). O modelo do prisma é um bloco retangular com sua face superior distando uma unidade de profundidade abaixo do plano x-y de observação, conforme a figura 33. O comprimento, largura e espessura são expressos em unidades de profundidade. O prisma é constituído por dipolos elementares alinhados na mesma direção e com o mesmo momento magnético. A polarização J_t é o vetor soma da polarização induzida pelo campo magnético terrestre (J_i) e da polarização remanente (J_r). A direção de J_t é dada por dois ângulos, i e α , como mostrado na figura 34.

Da mesma forma que a placa fina horizontal limitada, o prisma tem dimensões de 4x6 unidades. Na figura 32 são apresentados os efeitos resultantes do aumento de espessura do prisma, ou seja do aumento da aresta vertical para um corpo orientado na direção E-W. São considerados quatro espessuras: 0,1, 0,25, 0,5 e 1,0 unidade. A unidade de dimensão é a distância do topo do prisma ao sensor magnético.

A forma da anomalia é semelhante a da placa fina horizontal limitada. A medida que a dimensão vertical do prisma aumenta e o efeito magnético da base se afasta, a anomalia torna-se mais intensa. Como se observa na figura 32, um aumento de 0,1 para 1,0 corresponde a um acréscimo de aproximadamente sete vezes na intensidade dos picos das anomalias.

Verifica-se, assim, que para iguais contrastes de susceptibilidade, os derrames mais espessos produzirão anomalias mais intensas que as provocadas por derrames ou soleiras finas. É provável,

$\alpha = 0^\circ; \lambda = -30^\circ; I = -36^\circ$

4x6x0.1

$\alpha = 0^\circ; \lambda = -30^\circ; I = -30^\circ$

4x6x0.25

$\alpha = 0^\circ; \lambda = -30^\circ; I = -30^\circ$

4x6x0.5

$\alpha = 0^\circ; \lambda = -30^\circ; I = -30^\circ$

4x6x1.0

Figura 32 - ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO PRISMA LIMITADO
(MODIFICADO DE ANDREASEN E ZIETZ, 1969)

Figura 33 - PRISMA RETANGULAR MOSTRANDO ELEMENTO DE VOLUME
(MODIFICADO DE ANDREASEN E ZIETZ, 1969)

CONVENÇÕES

- J_t - POLARIZAÇÃO TOTAL
- α - AZIMUTE DA POLARIZAÇÃO TOTAL
- l - MERGULHO DA POLARIZAÇÃO TOTAL

Figura 34 - POLARIZAÇÃO TOTAL J_t
(MODIFICADO DE ANDREASEN E ZIETZ, 1969)

também, que soleiras espessas possam ser detectadas sob pequenos ca
peamentos de basaltos.

3.2.3.4. - Prisma Infinito

As anomalias do prisma inifinito são semelhantes aquelas observadas nos modelos de prismas limitados, porem as intensidades dos picos é bem maior. Este modelo é mais adaptado a estruturas do embasamento. A figura 35 mostra as respostas do modelo de acordo com Andreasen e Zietz (1969). A título de comparação, nota-se que a anomalia do prisma infinito é cerca de duas vezes mais intensa que a do prisma cuja espessura é igual a distância do sensor ao topo do mo
delo.

De uma maneira geral, a intensidade anômala é pro
porcional ao contraste magnético e inversamente proporcional a profun
didade. Na região investigada, os corpos profundos relacionados ao em
basamento terão que possuir um forte contraste de susceptibilidade com as encaixantes e serem de grandes dimensões para poderem ser de
tetados sob possantes massas de rochas magnéticas. Isto leva a crer
que as feições estruturais profundas não sejam facilmente identifica
das.

3.2.4. - Análise das anomalias magnéticas

3.2.4.1. - Introdução

A análise das anomalias magnéticas foi realizada pelo Paulipetro-Lasa (1981b), através de planejamento, coordenação e supervisão do Setor de Métodos Potenciais do Agrupamento de Geofísica do Consórcio CESP-IPT (Paulipetro).

Neste trabalho foram utilizados diversos temas de processamento interpretativo, resultando em mapas de segunda derivada, continuação vertical ascendente, filtragens passa-alto, passa-baixo e direcional e redução ao polo.

Por se tratar de uma enorme quantidade de dados (aproximadamente 300 mapas na escala 1:250.000), cuja análise, inter
pretação e integração com outros dados geofísicos e geológicos estã
em andamento, apresenta-se nos próximos itens os resultados referen
tes a outros procedimentos, como o método das características e análi
se espectral que objetivaram fundamentalmente o estudo da sequência
basáltica.

Figura 35 - ANOMALIA MAGNÉTICA DO PRISMA INFINITO
(MODIFICADO DE ANDREASEN E ZIETZ, 1969)

3.2.4.2. - Método das características e análise espectral

A análise de perfis magnéticos normais ao strike de prismas bidimensionais depende apenas da relação entre a largura, profundidade e mergulho do corpo. A expressão matemática da anomalia do prisma pode ser indicada em função da profundidade h . A razão entre qualquer par de distância entre pontos característicos encontra correspondência em perfis magnéticos equivalentes, independentemente da escala. Essas razões adimensionais são denominadas de características e os sistemas de análise desses perfis são conhecidos como métodos das características.

É considerável o número de trabalhos publicados na literatura geofísica relativo a esses métodos, sendo alguns de natureza empírica e outros com adequado embasamento matemático. Ademais, os métodos de natureza não empírica normalmente são muito laboriosos e muitas vezes referem-se a pontos característicos de difícil identificação, não se prestando à aplicações práticas em levantamentos magnéticos extensos.

No referido trabalho todos os perfis foram analisados pelo método de características denominado Regra do Declive Retilíneo (Straight Slope Rule), primeiramente referido por Peters (1949) e posteriormente avaliado por Vacquier et.al. (1951). Este método foi utilizado como complemento de métodos quantitativos como a análise espectral, no estudo das estimativas da sequência basáltica.

Apesar de que o método tenha sido originalmente desenvolvido com base em modelos teóricos de corpos prismáticos, estudos posteriores (Lasa, 1979) demonstraram que ele é válido para corpos tabulares (placa fina limitada). O fato do método do declive retilíneo ser independente do modelo é uma das grandes vantagens em relação a outros métodos de características.

Os métodos de características e análise espectral foram exaustivamente utilizados pelo Paulipetro-Lasa (1981b), para avaliação das espessuras da Formação Serra Geral. Foram estudados os espectros do semi-plano magnético, do plano magnético limitado, de semi-planos horizontais e do prisma retangular bidimensional, cuja análise pode ser remetida ao referido trabalho.

3.2.4.3. - Distorção dos resultados devido a corpos tridimensionais

Toda a análise desenvolvida pelo Paulipetro-Lasa

(1981b) refere-se a distribuição espectral de diversas estruturas magnéticas. Como a análise espectral foi realizada ao longo das linhas de voo, implica que os corpos considerados são bidimensionais, com seção uniforme na direção perpendicular a linha de voo.

Para avaliar as distorções da análise espectral bidimensional em corpos tridimensionais, foi utilizado como teste pelo Paulipetro-Lasa (1981b), o modelo da placa fina horizontal limitada que, geologicamente, pode corresponder a uma soleira de diabásio.

Sobre este modelo foram simuladas as respostas magnéticas obtidas em diversas linhas de voo e em três diferentes direções conforme a figura 36. Os espectros obtidos nas diferentes direções e a interpretação das profundidades são apresentados nas figuras 37 a 44.

O modelo foi considerado com strike 0° e magnetizado por indução em uma área com inclinação de $\sim 30^{\circ}$. Na escala utilizada, o modelo situa-se a uma profundidade de 1 cm do sensor e as dimensões horizontais da placa são de 3 cms x 4 cms.

Na figura 36, os números indicados nas linhas de voo referem-se muitas vezes a mais de uma interpretação.

A análise desta figura mostra que as profundidades determinadas em linhas de voo na direção do campo, são as que mais se aproximam da profundidade real do modelo. As profundidades calculadas a partir das linhas oblíquas ou perpendiculares à direção do campo magnético, mostram consideráveis distorções em relação a profundidade real.

São as seguintes as distorções provocadas pela tridimensionalidade do corpo quando os critérios utilizados são bidimensionais para o modelo estudado:

linhas	N-S	:	desvios entre 2% e 12%
linhas	NE-SW	:	desvios entre 32% e 44%
linhas	E-W	:	desvios entre 6% e 73%

Estes dados demonstram claramente que é de se esperar uma grande dispersão de profundidade, quando utilizam-se técnicas bidimensionais em situações tridimensionais, sugerindo a necessidade de uma metodologia estatística.

3.2.5. - Análise estatística dos resultados

3.2.5.1. - Dispersão estatística das profundidades

Figura 36 - RESULTADOS DE ANÁLISE ESPECTRAL AO LONGO DE VÁRIAS LINHAS
SOBRE UM CORPO TABULAR HORIZONTAL A DISTÂNCIA VERTICAL UNITÁRIA
(MODIFICADO DE PAULIPETRO-LASA, 1981 b)

Figura 37 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 1
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1961 b)

Figura 38 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 2
(MODIFICADO DE PAULIPEIRO - LASA, 1981 b)

Figura 39 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 3
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 40- ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 4
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 41 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 5
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 42 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 6
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 43 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 7
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 44 - ESPECTRO DE AMPLITUDE AO LONGO DA LINHA 8
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Descreve-se, neste item, a metodologia desenvolvida pelo Paulipetro-Lasa (1981b), para tratar os dados resultantes da interpretação quantitativa pelos métodos das características e da análise espectral.

A necessidade do desenvolvimento de uma metodologia estatística foi uma imposição das condições geológicas da área investigada. Na região, a distribuição espacial das rochas magnéticas é extremamente irregular, com contrastes de susceptibilidade e de polaridade. No tocante a distribuição espacial, observa-se que a sequência basáltica é constituída por um conjunto de dezenas de derrames, cuja natureza magnética é muito pouco conhecida. Por outro lado, entre a base da Formação Serra Geral e o embasamento cristalino, existem numerosas intercalações de soleiras de diabásio, cujos efeitos magnéticos somam-se aos dos basaltos. O conjunto desses fatores envolve necessariamente uma grande dispersão no cálculo de profundidade, obrigando uma abordagem estatística.

Parte-se do princípio da existência de uma camada horizontal delgada e magnetizada, acima da qual desloca-se um sensor.

Quando a camada de dimensões infinitas é homogênea, o modelo não produzirá anomalias. A geração de anomalias deve-se a heterogeneidades magnéticas e geológicas dos derrames e ao seu comportamento espacial. Os parâmetros destas anomalias podem ser usados para determinar as distâncias verticais do sensor à camada magnetizada.

A distância vertical do sensor à camada magnetizada, $\bar{x}$, seria constante se sua avaliação não envolvesse erros. Desta forma, a distribuição x de $\bar{x}$ obedeceria a uma função de Dirac:

$$f(x) = \delta(x - \bar{x})$$

O que se observa, entretanto, é um espalhamento de x em torno de $\bar{x}$. Admitindo-se que a distribuição $f(x)$ das medições é normal, vem:

$$f(x) = e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\psi^2}} / \psi \sqrt{2\pi}$$

onde ψ representa o desvio padrão, portanto uma medida deste espalhamento, sendo função dos erros nas medições e das variações na altura de vôo e nas profundidades à camada magnetizada.

Uma sucessão de derrames basálticos pode ser considerada como uma camada espessa horizontal representando a soma de um certo número de camadas delgadas, horizontais e sobrepostas umas a

outras. As anomalias geradas e detetadas pelo sensor vão depender de sua heterogeneidade, distribuição, posição em relação a ele e ao conjunto de sub-camadas. É de se esperar que o topo e a base da camada espessa contribuam para o efeito total mais do que as partes intermediárias, onde os gradientes de susceptibilidade são menores.

Admite-se que as anomalias produzidas e detetadas por uma sub-camada de espessura infinitesimal $d\bar{x}$, obedecem a uma distribuição normal:

$$dF(x) = A(\bar{x}) \frac{e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\psi^2}}}{\psi \sqrt{2\pi}} d\bar{x}$$

onde $A(\bar{x})$ representa a contribuição da referida sub-camada.

No caso do conjunto das sub-camadas tem-se:

$$F(x) = \int_{x_1}^{x_2} A(\bar{x}) \frac{e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\psi^2}}}{\psi \sqrt{2\pi}} d\bar{x}$$

onde x_1 e x_2 são as distâncias verticais médias do topo e da base da camada espessa.

Quando apenas o topo e a base contribuem para o sinal total tem-se:

$$A(\bar{x}) = A_1 \delta(\bar{x} - \bar{x}_1) + A_2 \delta(\bar{x} - \bar{x}_2)$$

e:

$$F(x) = A_1 \frac{e^{-\frac{(x-\bar{x}_1)^2}{2\psi^2}}}{\psi \sqrt{2\pi}} + A_2 \frac{e^{-\frac{(x-\bar{x}_2)^2}{2\psi^2}}}{\psi \sqrt{2\pi}}$$

Esta distribuição, soma de duas distribuições normais, é representada na figura 45.

Considerando que todas as sub-camadas representem a mesma contribuição, ou seja:

$$A(\bar{x}) = A_0 \quad \text{para } \bar{x}_1 < \bar{x} < \bar{x}_2$$

a distribuição resultante será:

$$F(x) = \frac{A_0}{2} \left\{ \operatorname{erf} \frac{(x - \bar{x}_1)}{\psi \sqrt{2}} - \operatorname{erf} \frac{(x - \bar{x}_2)}{\psi \sqrt{2}} \right\}$$

onde $\operatorname{erf} ()$ simboliza a função dos erros, indicada na figura 46.

O que parece se verificar na prática é que a contribuição diminui exponencialmente com a profundidade da fonte. Nesse

Figura 45 - DISTRIBUIÇÃO DAS DISTÂNCIAS VERTICAIS À CAMADA HORIZONTAL ESPESSA
EM QUE APENAS O TOPO E A BASE PRODUZEM ANOMALIAS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 46 - DISTRIBUIÇÃO DAS DISTÂNCIAS VERTICAIS À CAMADA HORIZONTAL ESPESSA
EM QUE TODOS OS NÍVEIS TEM A MESMA CONTRIBUIÇÃO DE ANOMALIAS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

caso tem-se:

$$A(\bar{x}) = A_0 e^{-\mu \bar{x}} \quad \text{para } \bar{x}_1 < \bar{x} < \bar{x}_2$$

$$F(x) = \frac{A_0}{2} e^{\mu^2 \psi^2 / 2} e^{-\mu x} \left\{ \operatorname{erf} \left(\frac{x - \bar{x}_1 - \mu \psi^2}{\psi \sqrt{2}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{x - \bar{x}_2 - \mu \psi^2}{\psi \sqrt{2}} \right) \right\}$$

representada na figura 47.

A análise das curvas das figuras 45, 46 e 47 correspondentes a $\bar{x}_1 = 4$ e $\bar{x}_2 = 7$ para os três casos discutidos e para diversos valores de ψ , mostra que os histogramas de distâncias verticais podem ser usados, pelas suas características, para a determinação da espessura de uma camada horizontal espessa, desde que o desvio padrão seja pequeno. Quando o desvio padrão for grande ou a espessura reduzida, a semi-largura do histograma representaria o limite superior da camada.

3.2.5.2. - Deconvolução de Histogramas

Para se obter uma estimativa da sequência básica, a partir dos histogramas de profundidade, foi desenvolvido pelo Paulipetro-Lasa (1981b) um filtro inverso, isto é um operador de deconvolução, baseado nas considerações estatísticas do item anterior.

Como já foi mencionado, a distribuição dos índices de profundidade é função da distribuição espacial das fontes magnéticas e dos erros associados as distâncias verticais.

Supondo que as medições obedeçam a uma distribuição de Gauss e que $A(\bar{z})$ seja a contribuição de cada camada de espessura infinitesimal $d\bar{z}$, admite-se que a expressão abaixo represente a função de distribuição de profundidade:

$$(1) \quad f(z) = \int_{\bar{z}_1}^{\bar{z}_2} A(\bar{z}) e^{-\frac{(z-\bar{z})^2}{2\psi^2}} d\bar{z}$$

onde $\bar{z}$ é a distância média do sensor à fonte magnética e ψ uma medida de espalhamento de z em torno de $\bar{z}$.

Como a integral (1) é a convolução de $A(\bar{z})$ com a função de Gauss, pode-se escrever:

$$(2) \quad f(z) = A(z) * g(z) \quad \text{e} \quad F(w) = A(w).G(w)$$

Figura 47 - DISTRIBUIÇÃO DAS DISTÂNCIAS VERTICAIS À CAMADA HORIZONTAL ESPESSE EM QUE A CONTRIBUIÇÃO DE ANOMALIAS DIMINUI EXPONENCIALMENTE COM A PROFUNDIDADE.

Observa-se que a deconvolução de $f(z)$ com $g(z)$, permite filtrar os efeitos de dispersão devido a erros nas medições, de sorte que os histogramas refletiriam apenas a distribuição espacial $A(z)$ das fontes magnéticas. O filtro inverso desenvolvido permite esta operação.

No domínio da frequência a expressão (2) pode ser escrita:

$$(3) \quad F(w) = A(w).G(w) \quad (4) \quad A(w) = F(w) \cdot \frac{1}{G(w)} = F(w).H(w)$$

O filtro $H(w)$ é aquele cuja expressão no domínio das frequências é o mesmo da função $G(w)$. Se $G(w) = e^{-w^2}$ vem:

$$(5) \quad H(w) = e^{w^2}$$

A transformada inversa de Fourier de $H(w)$ não existe matematicamente porque a condição de convergência é violada. Entretanto, como é comum em sistemas físicos reais, é possível encontrar uma função discreta $H_n(w_n)$ que seja uma aproximação válida da função $H(w)$ e cuja transformada discreta $h_n(z_n)$ seja determinada utilizando-se um algoritmo de transformada rápida de Fourier.

A abordagem utilizada pelo Paulipetro-Lasa (1981b), consiste na redução empírica das amplitudes espectrais para uma banda estreita de frequências muito próxima do limite superior de Nyquist.

A figura 48 mostra a função $H_n(w_n)$ para $\psi = 1$ em intervalo de dados (igual a 100m) e a figura 49 mostra a função correspondente $h_n(z_n)$ no domínio do espaço.

A função $h_n(z_n)$ é, portanto, o filtro inverso ou operador de deconvolução que permite eliminar nos histogramas a dispersão devida a erros associados as distâncias verticais do sensor as fontes magnéticas.

3.2.6. - Cálculo da espessura da sequência basáltica

3.2.6.1. - Escolha do modelo adequado

A Formação Serra Geral é, do ponto de vista magnético, a unidade geológica mais importante porque representa juntamente com os diabásios, as fontes da grande maioria dos sinais registrados nos aerolevantamentos.

A análise dos mapas magnéticos mostra que, devido a complexidade geológica, os modelos simplistas frequentemente utili-

Figura 48 - FUNÇÃO $H_n(\omega_n)$ PARA $\psi = 1$ INTERVALO DE DADOS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 49 - FUNÇÃO $h_n(Z_n)$ PARA $\sigma = 1$ INTERVALO DE DADOS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

zados na literatura geofísica não se adequam perfeitamente às características da área.

O modelo mais simples que poderia representar a sequência basáltica seria a placa espessa. Considerando que esta camada sofreu esforços tectônicos, imagina-se que ela seria decomposta numa série de prismas. A transformada de Fourier (uni ou bidimensional) sobre uma área de basaltos, permitiria obter-se um "prisma médio" (Spector e Grant 1970), cuja espessura, calculada no referido espectro, representaria a espessura média da cobertura basáltica.

De acordo com este modelo as fontes magnéticas estariam localizadas nas facetas do prisma que, sendo contíguos, devem apresentar contrastes de susceptibilidade ou fortes deslocamentos verticais uns em relação aos outros. Caso contrário, anulam-se as cargas magnéticas das facetas em contato, sem geração de campo magnético (resultante do conjunto de prismas).

Este é o modelo corrente utilizado por diversos autores, mas no caso da área estudada apresenta os seguintes inconvenientes:

- a- não existem evidências de que a cobertura basáltica tenha sofrido falhamentos que produzissem grandes rejeitos verticais.
- b- a Formação Serra Geral é formada por uma série de derrames empilhados. Considerando que a composição de cada derrame é relativamente homogênea, embora diferente dos demais, os contrastes de susceptibilidade devem ocorrer na vertical.

Os resultados da análise espectral obtidos pelo Paulipetro-Lasa (1981b) parecem confirmar estas conclusões. Os espectros do prisma de extensão lateral infinita e do corpo tabular tem as características indicadas nas figuras 50 e 51.

Diversos testes indicaram o modelo do corpo tabular como predominante. Muitas vezes as distâncias verticais calculadas a partir dos espectros dos prismas eram inferiores as alturas de vôo, confirmando a impropriedade do modelo.

Assim, tanto as evidências geológicas (sucessão de derrames horizontais) quanto as geofísicas, indicam o modelo tabu

Figura 50- ESPECTRO DE UM PRISMA
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

Figura 51 - ESPECTRO DE UM CORPO TABULAR
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

lar como o mais adequado. Aliás, as espessuras dos derrames basálticos são desprezíveis em relação as demais dimensões, representando, por definição, corpos tabulares.

3.2.6.2. - Análise estatística dos resultados

Como foi visto no item anterior, o modelo mais adequado para o tratamento da cobertura basáltica é o tabular, ou seja, uma sequência de camadas horizontais, delgadas e empilhadas. Esta constatação tem várias implicações para a interpretação dos dados:

- a- as fontes magnéticas acham-se distribuídas ao longo de toda a camada e não somente no topo e na base;
- b- a análise espectral de um determinado segmento de linha de voo ou área não vai indicar o topo e a base da camada, mas uma média de profundidade de todas as fontes distribuídas sob o segmento ou área.
- c- as fontes magnéticas neste tipo de modelo encontram-se nas arestas ou interrupções dos derrames, as quais nem sempre são perpendiculares as linhas de voo, provocando uma dispersão das medidas conforme se observa na figura 36.

A primeira consequência de (a) é que a determinação das espessuras da sequência basáltica só pode ser feita recorrendo-se à análise estatística. Foi a seguinte a metodologia estatística adotada pelo Paulipetro-Lasa (1981b): determinam-se as diversas profundidades para uma determinada área; estes valores são plotados em um histograma de profundidades ou de distâncias verticais do sensor as fontes magnéticas; nas abcissas representam-se os intervalos de profundidade e nas ordenadas o número de medições em cada um destes intervalos.

Quando o espalhamento dos dados é grande, a densidade de informações deve proporcionar a construção de um histograma interpretável. Como a densidade de informações por área é limitada, a seleção deve ser feita de modo que o número de medições seja significativo. No caso, as áreas de amostragem foram divididas em quadrículas de 30' x 30' com pontos centrais distribuídos em malha de 15' x 15', de modo que cada medição foi usada na construção de até quatro histogramas diferentes.

Dois histogramas foram construídos para cada quadrícula: um pelo método das características e outro pela análise espectral. Verificou-se que os histogramas obtidos pelo método das características mostravam-se mais regulares, coerentes e, portanto, mais fáceis de interpretar do que aqueles obtidos por análise espectral. O estudo do conjunto de ambos os tipos de histogramas levou à confecção do mapa de isôpacas da Formação Serra Geral (figura 52) e do mapa de contorno estrutural da base desta formação (figura 53).

Deve-se salientar que os resultados obtidos são considerados como estimativas, porque além de representarem espessuras médias em áreas com cerca de 2.500km^2 , existe dispersão nos cálculos de profundidade, devido a imprecisão das medidas, heterogeneidades na sequência basáltica e presença de possantes soleiras de diabásio entre a base da Formação Serra Geral e o embasamento cristalino.

3.2.6.3. - Comportamento da Formação Serra Geral

O mapa de isôpacas da Formação Serra Geral, baseado em dados aeromagnéticos conforme metodologia já descrita, mostra espessuras que variam desde zero em torno de Bauru até superiores a 1200m ao longo de uma faixa orientada segundo NE-SW, entre Guaraçai e Cuiabá Paulista, aproximadamente paralela ao Rio Paranã. Daí para NW e N as espessuras diminuem gradativamente até atingirem 700m (figura 52).

A área de maior espessura de basaltos, superior a 1600m, situa-se no canto NW, entre Presidente Venceslau e Cuiabá Paulista. Nesta área, o poço 2-CB-1-SP, situado aproximadamente 5km a leste de Cuiabá Paulista, acusou uma espessura de 1731m de basaltos, o maior índice já registrado na Bacia do Paranã. A comparação entre as espessuras calculadas a partir do mapa de isôpacas da figura 53 e as espessuras reais (inclui ígneas do Botucatu) da Formação Serra Geral atravessada pelos furos 2-TL-1-MT, 2-AR-1-SP, 2-LA-1-SP, 2-LI-1-SP, 1-PA-1-SP, 2-AA-1-SP, 2-PP-1-SP, 2-TB-1-SP e 2-CB-1-SP, demonstra a eficácia da metodologia estatística empregada, conforme tabela abaixo:

Espessuras Reais (m)		Espessuras Calculas (m)	Erro(%)
2-TL-1-MT	724/709§	800	10
2-AR-1-SP	865	1270	46
2-LA-1-SP	1091	1100	1
2-LI-1-SP	685/496§	500	27
1-PA-1-SP	0	0	0

Figura 52 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL BASEADO EM DADOS AEROMAGNÉTICOS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LSA, 1981 b)

CONVENÇÕES

MAGNÉTICAS

- CONTORNO EM METROS
- EIXO DE MÍNIMOS
- EIXO DE MÁXIMOS

TOPOGRÁFICAS

- CIDADE
- DRENAGEM

Figura 53- MAPA DE CONTORNO ESTRUTURAL DA BASE DA FORMAÇÃO SERRA GERAL BASEADO EM DADOS AEROMAGNÉTICOS
(MODIFICADO DE PAULIPETRO - LASA, 1981 b)

2-AA-1-SP	799	980	23
2-PP-1-SP	910/910§	850	7
2-TB-1-SP	1249	1150	8
2-CB-1-SP	1731	1700	2

§ - Dados do Northfleet et.al., (1969)

Tabela 12 - Comparação entre as espessuras reais e calculadas da Formação Serra Geral

A análise da tabela 12 mostra que os erros variam entre 46% e 0%. Uma das principais fontes de erro no cálculo das espessuras dos basaltos são os inúmeros níveis de diabásio que ocorrem entre a base da Formação Serra Geral e o embasamento. De fato, a tabela 13 mostra que, em muitos casos, a espessura total de diabásios, com propriedades magnéticas muito semelhantes aos basaltos, se aproxima da espessura das rochas da Formação Serra Geral. Além disso, conforme já mencionado, os dados obtidos representam espessuras médias em área quadrada de cerca de 50km de lado, além dos erros inerentes a interpretação de um histograma.

<u>Espessuras de basaltos (m)</u>		<u>Espessuras de diabásios(m)</u>
2-TL-1-MT	724/709§	643
2-AR-1-SP	865	205
2-LA-1-SP	1091	601
2-LI-1-SP	685/496§	473
1-PA-1-SP	0	312
2-AA-1-SP	799	309
2-PP-1-SP	910/910§	299
2-TB-1-SP	1249	373
2-CB-1-SP	1731	388

§ - Dados de Northfleet et.al., (1969)

Tabela 13 - Comparação entre as espessuras de basaltos e diabásios.

A comparação do mapa de isôpacas da Formação Serra Geral (figura 54) com o mapa de isôpacas da figura 52, revela uma notável coincidência na região da confluência dos rios Paranã e Paranapanema, onde passa o eixo de maior espessura da cobertura basáltica, no centro da bacia. Outras áreas com espessuras superiores a 1300m são indicadas a sul do Mirandópolis, sudoeste de Araçatuba e em torno de Echaporã. Estes mapas, quando comparados com o de isôpacas da figura 55, mostra que a área com espessuras superiores a 1500m é

Figura 54 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL
(INCLUI ÍGNEAS DO BOTUCATU; MODIFICADO DE FRANÇA, A.B., 1982; GRUPO DE INTEGRAÇÃO DE DADOS/PAULIPETRO)

Figura 55 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL
(CONFORME NORTHFLEET ET AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n° 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURITIBA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

dem mais restrita do que aquela assinalada por Northfleet et.al.(1969).

O mapa de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral (figura 53) mostra uma variação de cotas deste + 500m a sul de Bauru, até cotas inferiores a - 1000m, entre Guaraçaí e Cuiabá Paulista, voltando a subir até - 400m no norte da área. A porção mais profunda corresponde à área entre Presidente Venceslau e Cuiabá Paulista, embora outras regiões com cotas inferiores a -800m sejam assinaladas a sudeste de Mirandópolis e Araçatuba e nas regiões de Eça porã, Jaú, Cafelândia e Três Lagoas. As áreas de maior elevação são as de Guaraçaí (que corresponde a segmento da área que contém o eixo do Arco de Ponta Grossa), Rubiãcea, Paraguaçu Paulista, Bastos, Lins e Bauru.

As variações observadas no mapa de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral são interpretadas como de origem tectônica, e as áreas referidas representariam altos e baixos estruturais, que por sua vez poderiam ser reflexos atenuados de movimentos do embasamento cristalino.

4. - INTEGRAÇÃO DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS E GEOLÓGICOS

4.1. - Caracterização do Arco de Ponta Grossa

Propõe-se neste capítulo, a partir de dados aeromagnéticos (anexo 1) e de uma interpretação qualitativa simplificada (anexo 2), definir a geometria do Arco de Ponta Grossa através de alinhamentos estruturais que encontram apoio na geologia da área estudada e fora dela.

A exceção do alinhamento do Rio Piquiri, definido no presente trabalho e interpretado como o limite meridional do arco, os demais constituem prolongamentos para NW e SE dos falhamentos da Serra da Fartura, São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, propostos por Vieira (1973).

Vieira (1973) reconheceu que os falhamentos mencionados segmentam a região ocupada pelo Arco de Ponta Grossa em quatro compartimentos com características estruturais próprias.

4.1.1. - Limite Setentrional

O limite setentrional do Arco de Ponta Grossa é representado pelo Alinhamento Estrutural de Guapiara, definido por Ferreira et.al.(1981). Constitui extensa feição tectônica com pelo menos 600km de comprimento e larguras variáveis entre 20km e 100km. Inicia-se sob os sedimentos litorâneos da região de Iguape (SP), atravessa os terrenos Pré-Cambrianos onde coincide com denso enxame de diques de diabásio (Fissuramento Guapiara de Algarte, 1972) e penetra na Bacia do Paranã até a confluência dos Rios Verde e Paranã. Nos terrenos sedimentares inclui uma zona de falha igualmente preenchida por diques, descritos por Fúlfaro e Suguio (1967) e denominada Falhamento da Serra da Fartura por Vieira (1973).

A região a nordeste do alinhamento de Guapiara inclui a área 4 de Vieira (1973), caracterizada por apresentar um número pequeno de falhas relativamente aos outros compartimentos estruturais.

A estrutura regional deste segmento pode ser representada, de acordo com Fúlfaro et.al.(1980), por três homoclinais denominados de Paranapanema, Médio-Tietê e Mogi-Guaçu com orientações ENE, N e NE, respectivamente.

Os falhamentos, segundo Vieira (1973), exibem orientações tanto NW como NE, mencionando que não existe predominância

cia de uma direção em relação a outra. Fúlvaro et.al. (1980) descrevem com certo grau de detalhe, as principais falhas e estruturas dômicas desta área nordeste do alinhamento de Guapiara, reunindo dados de Gonçalves e Schneider (1971), Vieira e Mainguê (1972) e Soares (1974). Assim, citam as falhas de Santa Rita-Tambaú, Descalvado-Santa Cruz da Conceição, Paranapanema-Angatuba, horst de Pau D'Alho e os sistemas de falhas da Serra da Fartura e do Rio das Pedras-Ipeúna. Os mesmos autores, com base em Soares (1974), referem-se a existência de pelo menos 18 estruturas, identificadas no campo, citando as seguintes com fechamento nas camadas Permianas: Urucaia, Pitanga, Artêmis, Anhembí e Gibóia (relativas ao homoclinal do Tietê), Torrinha, Guareí, Jacu, Jacutinga, Neblina e Ribeirão Grande (relativas ao homoclinal do Paranapanema).

A figura 56 mostra as principais estruturas até agora identificadas na área 4 de Vieira (1973), sugerindo que a maioria deve estar tectonicamente controlada pela atividade do alinhamento de Guapiara. Durante a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967), o soerguimento e abatimento de blocos de falha condicionados ao alinhamento é interpretado como fenômeno gerador das estruturas menores mapeadas, embora Ferreira et.al. (1981) acreditem que muitas delas poderiam estar consolidadas em tempos paleozóicos, com base na longa história tectônica deste alinhamento estrutural, como será visto no próximo capítulo.

A região entre os alinhamentos estruturais de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva inclui a área 3 de Vieira (1973). Este autor refere-se a presença de fraturamentos e falhamentos sem orientação preferencial e com rejeitos de até 250m, citando horsts orientados segundo NE-SW como os de Arapoti, Ibaiti e Quatiguã, que devem estar condicionados a atividade destes alinhamentos.

Fúlvaro et.al. (1980) citam nesta área a presença do homoclinal do Itararé com direção N70E, constituindo prolongamento do homoclinal do Paranapanema, referindo-se que o falhamento da Serra da Fartura é o limite setentrional entre estes homoclinais.

4.1.2. - Região Central

A região central do Arco de Ponta Grossa é limitada pelos alinhamentos estruturais de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo. Encerra uma exagerada concentração de diques de diabásio perfeitamente mapeáveis nos terrenos Pré-Cambrianos, como observa-se na

Figura 56- O ALINHAMENTO DE GUAPIARA E ESTRUTURAS MENORES DA BACIA DO PARANÁ NO ESTADO DE SÃO PAULO

(COMPILADO DE HASUI ET AL -1980a, PAULIPETRO-1980, SOARES-1974 E ANDRADE & SOARES -1971; MODIFICADO DO MAPA-GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO, V.1, ESCALA 1.500.000; IPT, 1981)

Folha Curitiba da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (DNPM, 1974). Nos terrenos sedimentares da Bacia do Paraná os diques são preferencialmente mapeados pela aeromagnetometria (anexos 1 e 2), pelo fato da maioria deles não aflorar.

O enxame de diques de diabásio, assim como os alinhamentos que o limitam, estendem-se por aproximadamente 600Km, com larguras variáveis entre 80Km e 100Km na área estudada. Orienta-se preferencialmente na direção N45-55W, embora o mapa de interpretação magnética assinala diques em outras direções, inclusive E-W. Fúlfaro e Suguio (1967) admitem que os diques podem atingir até 950m de largura, o que é perfeitamente compatível com os dados aeromagnéticos.

A região central do arco, conforme definida, inclui a área 2 de Vieira (1973). Nela predomina um vigoroso fraturamento na direção aproximada N50-55W e as falhas apresentam pequenos rejeitos, da ordem de algumas dezenas de metros.

É interessante observar que esta zona de alta densidade de diques e os alinhamentos marginais, têm uma tendência de abertura em leque de sudeste para noroeste, sem que se saiba ao certo as causas que provocaram tal comportamento. De qualquer maneira, sendo o Arco de Ponta Grossa gerado a partir de estruturas antigas, os alinhamentos estruturais a ele associados foram reativados no Juro-Cretáceo por um tectonismo intenso, simultâneo ao soerguimento, além da geração de novos fraturamentos preenchidos por diques. Esse conjunto complexo de fenômenos deve ter sido responsável pela disposição atual do enxame de diques.

Fúlfaro et.al.(1980) mencionam que o Arco de Ponta Grossa pré-vulcanismo deveria ter uma orientação próxima a N50W, cujos falhamentos foram preenchidos por diabásio, enquanto a configuração atual do ápice da estrutura apresenta-se flexionado segundo N70W, de acordo com a faixa de afloramentos entre o embasamento e a sequência basáltica.

A continuidade do feixe de diques para o interior da bacia até a altura do rio Paraná, conforme os dados aeromagnéticos, nada sugere sobre a inflexão ou rotação da charneira do Arco de Ponta Grossa. O que se observa nos mapas magnéticos (anexos 1 e 2) é que, independentemente das variações locais de direção dos diques no interior da região central do arqueamento, o controle estrutural regional é dado pelos alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo,

orientados segundo N50-55W.

4.1.3. - Limite Meridional

O limite meridional do Arco de Ponta Grossa é representado pelo Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri. Na área estudada esta feição é bem destacada em imagens de Radar e Landsat (Soares et.al.,1982), como um conjunto de lineamentos dispostos preferencialmente segundo N60W. Seu comportamento aeromagnético, conforme referido, reflete a presença de diques de diabásio naquela direção e exibem polaridades invertidas, de acordo com modelo desenvolvido por Reford (1964).

O mapa geológico integrado da área entre as latitudes 24° e 25° e longitudes 52° e 53° (Paulipetro-Themag,1981), assinala em sua área de ocorrência acentuados e contínuos lineamentos fotogeológicos, interpretados como correspondentes a falhas ou fraturas. Trabalhos de semi-detelhe realizados pelo Paulipetro-Geosol 1981, em segmento do alinhamento, mostram um estreito e extenso dique de diabásio, orientado segundo N60W, fielmente refletido nos mapas aeromagnêticos (anexo 1).

A.Bartorelli (comunicação pessoal), reuniu uma sêrie de dados de campo como brechas de falha, milonitos e amostras com nítidas estrias horizontais, acreditando que o Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri trata-se de extensa zona de falhamentos transcorrentes.

O prolongamento do alinhamento para sudeste da área investigada no presente trabalho é assegurado por evidências aeromagnetométricas (CPRM,1971) e por produtos de sensoriamento remoto (Soares et.al.,1982). Além disso, como será demonstrado no capítulo dedicado a evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa, o alto de Porto União (Northfleet et.al.,1969 e Tommasi, 1973), situado na referida continuidade, é interpretado como segmento do alinhamento do Rio Piquiri.

A área compreendida entre os alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri inclui a área 1 de Vieira (1973), caracteriza da por falhamentos com rebaixamento de blocos no lado SW e fraca incidência de diques de diabásio.

Fúlfaro et.al.(1980), propõem o homoclinal do Rio Ivaí entre o alinhamento do Rio Alonzo e o Rio Canoinhas, com direção N20W e mergulho de 1° para SW. Citam que os falhamentos maiores posi

cionam-se segundo N60W, sendo mais raros para sul e normalmente preenchidos por diques de diabásio, além de diversas estruturas locais, em número de oito, como sendo do tipo graben e horst, aqui interpretadas como produtos da atividade do alinhamento do Rio Piquiri.

Nesta área, em realidade limitada pelos alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri, destaca-se um enxame de diques assinalado no mapa de interpretação magnética (anexo 2), entre as cidades de Ivaí e Manoel Ribas, também registrado na Folha Curitiba da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (DNPM, 1974). Possui largura máxima de 20km e extensão não superior a 80km.

4.2.- Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa

A partir da proposta de configuração do Arco de Ponta Grossa explicitada nos itens 3.1.2 e 4.1., faz-se a seguir uma tentativa de interpretação da evolução tectônica dos alinhamentos estruturais que definem o Arco de Ponta Grossa.

Os dados nos quais está baseada são essencialmente os generalizados mapas isôpacos e de porcentagens de areia de Northfleet et.al.(1969), Muhlmann et.al.(1974) e Fulfaro et.al.(1980), que refletem a insuficiência de informações de sub-superfície da bacia, especialmente a oeste do rio Paranã, pelo que deve-se encará-la como uma abordagem preliminar e resumida.

Uma revisão detalhada das litologias e ambientais de sedimentação das várias formações, suas relações com o arcabouço estrutural evolutivo proposto, a atualização de mapas isôpacos, de porcentagens de areia e folhelho em intervalos bem definidos e de contorno estrutural, um número significativo de seções perpendiculares e paralelas à estrutura e a integração com outros dados geológicos e geofísicos já coletados pelo Consórcio CESP-IPT (Paulipetro), constitui tarefa futura de fundamental importância, a qual permitirá um enriquecimento, mudança ou abandono das idéias preliminares apresentadas.

O embasamento oculto - figura 57- sob os sedimentos e vulcânicos da Bacia do Paranã é, por assim dizer, desconhecido. Admite-se, todavia, que a reativação de estruturas antigas a ele relacionado, especialmente aquelas orientadas segundo NE-SW e possíveis de serem delineadas nos mapas aeromagnéticos, possa vir a ter grande papel na interpretação da evolução da bacia, associada ao desempenho tectônico dos alinhamentos estruturais do Arco de Ponta Grossa.

Figura 57 - MAPA DE CONTOURNO ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO
(MODIFICADO DE FRANÇA, A. B., 1982; GRUPO DE INTEGRAÇÃO DE DADOS/PAULIPETRO).

4.2.1. - O Embasamento

O embasamento exposto na borda oriental da Bacia do Paran caracterizado por uma unidade tectnica denominada cinturo Mvel Costeiro por Almeida (1979). A regio norte do cinturo inclui duas faixas de dobramentos, Apia e Tijucas, separadas pelo Macio Mediano de Joinvile (Hasui et.al., 1975), o qual abrange toda a rea de influncia do Arco de Ponta Grossa em suas pores orientais (figura 58).

Da faixa de dobramentos Apia participam diversos tipos de rochas metasedimentares e metavulcnicas reunidas no Grupo Aungui (Hasui e Sadowski, 1976). A faixa de dobramentos So Roque formada por tipos petrogrficos semelhantes queles da faixa de dobramentos Apia, porm com caractersticas estruturais prprias.

A Formao Setuva constitui unidade inferior do Grupo Aungui, formada principalmente por gnaisses, micaxistos, anfibolitos e metaultrabasitos, considerada pr-brasiliana por Batolla Jr. et.al. (1977). Atualmente muitos autores (Batolla Jr. et.al., 1981; Silva e Algarte, 1981 e Silva, 1981) consideram-na como de idade transamaznica.

O Grupo Aungui envolve predominantemente metamorfitos de fcies xisto-verde a anfibolito, os quais foram parcialmente migmatizados, como observa-se por exemplo na passagem dos ectinitos do Complexo Pilar para as rochas do Complexo Migmattico Embu (Hasui e Sadowski, 1976). Grandes e numerosos corpos granticos estabeleceram-se no contexto do Grupo Aungui (Trs Crregos e Agudos Grande), simultnea ou posteriormente aos processos tectnicos e metamrficos principais.

O Macio Mediano de Joinvile quase que completa-mente formado por rochas antigas pertencentes ao transamaznico, uruaano e arqueano, representadas por grande variedade de tipos petrogrficos como gnaisses, granitos, migmatitos, xistos, ultrabasitos, charnockitos, etc.

As feies estruturais mais importantes do embasamento exposto so os falhamentos transcorrentes de direo geral NE-SW. Este sistema de falhas no Grupo Aungui est presente nos Estados de So Paulo e Paran e adentram bacia sob os sedimentos da regio ocupada pelo Arco de Ponta Grossa. Constituem extensos falhamentos rastreveis por dezenas de quilmetros, ativos no perodo tardi

brasiliانو, além de controlarem o magmatismo e a sedimentação nas bacias molássicas (Grupo Castro, Formação Guaratubinha, etc). No Maciço Mediano de Joinville as falhas são menos extensas e de direções variadas, mantendo contudo a orientação geral NE-SW.

Importante é salientar que as direções estruturais do embasamento são praticamente perpendiculares à direção do Arco de Ponta Grossa, pelo que torna-se difícil, à luz dos conhecimentos atuais, estabelecer relações entre estas falhas tardibrasilianas que certamente tiveram influência no arcabouço estrutural da bacia, com os alinhamentos estruturais propostos, não obstante sua atuação se fizesse sentir desde os primórdios da sedimentação, no Siluriano.

Entretanto, diversos autores como Petri e Fúlvaro (1967) e Hasui(1973), demonstraram a influência dos falhamentos tardibrasilianos na bacia, nas regiões de Itapeva e Pilar do Sul, respectivamente, ambas em São Paulo. Outros exemplos importantes são extraídos do estudo das bacias molássicas. Este sistema corta o Grupo Brusque e condiciona tectonicamente o Grupo Itajaí (Albuquerque et.al. 1971), existindo indícios de movimentação no Paleozóico. Loczy(1966), cita que no Carbonífero Superior esta reativação origina, na região sul de Santa Catarina, uma depressão no vale dos rios Itajaí Açu-Superior e Itajaí Oeste, acumulando sedimentos do Grupo Tubarão (varvitos e folhelhos).

4.2.2. - O Devoniano

Supõe-se que os alinhamentos estruturais, tal como concebido neste trabalho, já estariam implantados pelo menos desde o início do Paleozóico, na região que viria a ser ocupada pelo Arco de Ponta Grossa. Embora nada possa ser sugerido com segurança sobre a evolução pré-Devoniana destas grandes e importantes feições tectônicas, é possível que elas se relacionassem à estruturas mais antigas.

Mesmo existindo a possibilidade de sedimentação siluriana (Almeida, 1980) a maioria dos pesquisadores considera que o início da sedimentação na Bacia do Paraná no Brasil deu-se no Devoniano Inferior, com a deposição da Formação Furnas.

A Formação Furnas deposita-se em sítio arrasado pela erosão e em provável ambiente de mar epicontinental raso (Bigarella, Salamuni e Marques Filho, 1966). Seu mapa de isópacas mostra uma tendência de adelgaçamento das espessuras de sedimentos na região hoje ocupada pelo arco (figura 59), fazendo supor que os alinhamentos propostos já

Figura 59 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO FURNAS
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

se comportassem como estruturas positivas, especialmente aqueles de região central. Fúlfaro (1971), através de estudo da evolução tectônica da Bacia do Paraná utilizando técnicas de "trend surface analysis", identifica uma área de maior positividade a leste do então denominado Arco de Ponta Grossa, que situa-se em domínios do alinhamento de Guapiara.

A deposição da Formação Ponta Grossa em ambiente marinho mais profundo (Sanford e Lange, 1960), encontrou uma situação tectônica diferente do tempo Furnas na região do Arco de Ponta Grossa. O mapa de isôpacas da figura 60, embora não represente a situação estrutural e deposicional real da formação, cujos limites originais são desconhecidos devido aos processos de deformação seguidos de erosão e refletidos na nítida discordância Devoniana, mostra que a região entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo foi subsidente, condicionando tectonicamente a depressão de Apucarana (Northfleet et.al.1969), que chegou a acumular até 653 metros de sedimentos.

A seção estratigráfica perpendicular à estrutura (figura 61-a), ilustra a inversão da região entre os referidos alinhamentos, como também o caráter positivo dos alinhamentos do Rio Piquiri e de Guapiara. A figura 62 mostra a localização da referida seção.

O alinhamento de Guapiara, comportando-se como um alto, parece ter sido a feição mais regional e importante da bacia neste tempo, pois separou os depocentros de Apucarana e Alto Garças, o que sugere a existência de movimentos verticais síncronos entre os limites setentrionais dos Arcos de Ponta Grossa e Campo Grande (Ferreira et. al.,1981). Esta relação é possível de ser estabelecida porque Northfleet et.al.(1969), ao definir o Arco de Campo Grande como uma estrutura que desenvolveu-se no Devoniano Médio (inferida pelo mapa de isôpacas da figura 61), cita um caráter mais arenoso da Formação Ponta Grossa, o qual é interpretado como um indício de movimentos verticais do arco na região por ele ocupada. Trabalho posterior (Schneider, 1976), considera o Arco de Campo Grande como a única estrutura positiva da Bacia do Paraná no Devoniano.

Ferreira et.al. (1981), verificaram a continuidade de aeromagnética do alinhamento de Guapiara à leste do rio Paraná, através de consultas a mapas de contorno do campo magnético anômalo do Projeto Arco de Campo Grande realizado para a PETROBRÁS. Sugerem

Figura 60 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO PONTA GROSSA
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº. 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

FERREIRA, F. J. F. (1982)
DES. SÔNIA REGINA SALGADO

também que os falhamentos assinalados na Folha Corumbã da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (DNPM, 1980) entre Rio Verde de Mato Grosso e Coxim, afetando os sedimentos das Formações Furnas e Ponta Grossa, possam vir a se constituir em reflexos superficiais desse movimento positivo ou de reativação do Arco de Campo Grande.

A atividade do alinhamento de Guapiara em terrenos paulistas encontra apoio no mapa de porcentagens de areia da Formação Ponta Grossa (figura 63), onde observa-se que os maiores índices dispõem-se sobre seu eixo, como reflete também a área deprimida de menor energia da região central, indicada pelo contorno de 20%. Os movimentos dos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo devem também ter proporcionado o desenvolvimento de lentes conglomeráticas na Formação Ponta Grossa, referidas por Nothfleet et.al. (1969), na cidade homônima.

4.2.2. - O Carbonífero Superior e o Permiano Inferior a Médio

O intervalo de tempo decorrido entre o Devoniano Superior e o Carbonífero Superior é muito pouco conhecido na Bacia do Paraná. Nesta fase a bacia assistiu a um processo epirogenético positivo, permitindo a atuação de fenômenos erosivos extensivos associados a deformações que a reestruturaram. O arcabouço estrutural da região ocupada pelo Arco de Ponta Grossa no Sthephaniano, quando a sedimentação foi retomada, pode ser mentalizado pela interpretação dos mapas isôpacos da Formação Itararé.

O mapa de isôpacas do Itararé Inferior (figura 64), mostra que a região entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo foi tectonicamente invertida, pois subsidente que era no tempo Ponta Grossa mostra-se agora soerguida e mergulhando para o interior da bacia, refletindo, portanto, movimentos invertidos do embasamento cristalino (figura 61-b).

Esse jogo de blocos de falha do embasamento gerou também abatimentos, como em São Paulo, onde o alinhamento de Guapiara exhibe também comportamento inverso, apresentando-se como estrutura deprimida e acumulando até 700 metros de sedimentos nas proximidades de seu eixo (figura 64). A atuação tectônica do alinhamento de Guapiara pós-Ponta Grossa explica as diferenças faciológicas entre as formações Itararé a SW e Aquidauana a NE.

O mapa de isôpacas das Formações Itararé e Aquidauana revela mais claramente esse padrão tectônico, denotando a continuidade da sedimentação sobre o alinhamento de Guapiara, que atinge até 1315 metros de sedimentos. Nesse sentido, o embaciamento de São Paulo

Figura 63 - MAPA DE % DE AREIA NA FORMAÇÃO PONTA GROSSA
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº. 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 64 - MAPA DE ISÓPACAS DO ITARARÉ INFERIOR (FÁCIES PSAMITICAS)
(CONFORME FÚLFARO ET. AL., 1980; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº.14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

estaria implantado pelo menos desde o Stephaniano, sendo tectonicamente limitado pelo alinhamento São Jerônimo-Curiúva a sudoeste, e pela borda do Craton do Paramirim a nordeste, identificada pela integração de dados geofísicos e geológicos (Almeida et.al., 1980). Este limite setentrional do embaciamento de São Paulo tem história complexa, pois ativo no Prê-Cambriano foi sucessivamente reativado no Paleozóico (Flexura de Goiânia) e no Cretáceo Superior (Arco do Alto Paranaíba). Saliente-se que ambas estruturas de tão prolongada história tectônica são profundas, uma vez que condicionaram rochas alcalinas ao longo de sua extensão durante a Reativação Wealdeniana.

O mesmo mapa de isôpacas da figura 66 mostra a diminuição gradativa de espessuras da região central, de NW para SE, e a seção estratigráfica da figura 61-b sugere também este comportamento. Os mapas de porcentagens de areia das Formações Itararé e Aquidauana das figuras 66 e 67, deixam claro a existência de uma área de maior energia entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, sendo mais um dado que vem de encontro à atividade positiva desta região no tempo Itararé.

O alto de Porto União (Northfleet et.al., 1969 e Tommasi, 1973) é interpretado como segmento do alinhamento do Rio Piquiri que atuou como estrutura positiva. De acordo com Medeiros e Thomaz Filho (1973), o alto de Porto União separa uma sub-bacia no Paraná e outra em Santa Catarina. A localização dos alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri no mapa de isôpacas do intervalo superior da Formação Itararé (figura 68), demonstra que a sub-bacia paranaense a que se referem, em realidade foi tectonicamente controlada pela atividade positiva dos referidos alinhamentos neste tempo. O mapa de porcentagens de areia das Formações Itararé e Aquidauana (figura 67) também indica este comportamento.

Desta forma, no fim do Permiano Inferior, toda a área entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo era um alto estrutural que compartimentou a Bacia do Paraná na região hoje ocupada pelo Arco de Ponta Grossa, gerando o embaciamento de São Paulo a nordeste e a sub-bacia paranaense a sudoeste.

A compartimentação NW da Bacia do Paraná em duas sub-bacias, uma em São Paulo e outra em Santa Catarina, referida genericamente por Sanford e Lange (1960), pode agora ser melhor entendida. A interpretação dos fenômenos tectônicos oriundos do embasamento, atuantes no Carbonífero Inferior e condicionantes da sedimentação Itararé

Figura 65 - MAPA DE ISÓPACAS DAS FORMAÇÕES ITARARÉ + AQUIDAUANA
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº. 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 66 - MAPA DE % DE AREIA DAS FORMAÇÕES ITARARÉ E AQUIDAUANA
(BASEADO EM DADOS DA PETROBRÁS E PAULIPETRO; FRANCISCONI, O. - COLABORAÇÃO ESPECIAL)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-RIO ALONZO 2-RIO PIQUIRI

Figura 67 - MAPA DE % DE AREIA NAS FORMAÇÕES ITARARÉ E AQUIDAUANA
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 68 - MAPA DE ISÓPACAS DO INTERVALO SUPERIOR DA FORMAÇÃO ITARARÉ (MODIFICADO DE MEDEIROS E THOMAZ FILHO, 1973)

Figura 71 - MAPA DE ISÓPACAS DO INTERVALO BASAL DA FORMAÇÃO RIO BONITO (MODIFICADO DE MEDEIROS E THOMAZ FILHO, 1973)

Figura 72 - MAPA ISOLÍTICO DE ARENITOS DO INTERVALO BASAL DA FORMAÇÃO RIO BONITO (MODIFICADO DE MEDEIROS E THOMAZ FILHO, 1973)

Figura 73 - MAPA DE ISÓPACAS DOS INTERVALOS MÉDIOS E SUPERIOR DA FORMAÇÃO RIO BONITO (MODIFICADO DE MEDEIROS E THOMAZ FILHO, 1973)

é assim concebida; o embaciamento de São Paulo foi limitado pela Flexura de Goiânia a nordeste e pelo alinhamento São Jerônimo-Curiúva a sudoeste, tendo como eixo deposicional o alinhamento de Guapiana; a região entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo foi soerguida como um megabloco balizado por estes falhamentos, e a sub-bacia paranaense foi limitada pelos alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri, o qual foi o limite setentrional da chamada sub-bacia de Santa Catarina.

A continuidade do alinhamento de Guaipira a oeste do rio Paraná parece estar relacionada com a atividade positiva do Arc de Campo Grande no Stephaniano (Schneider, 1976), separando o depocentro de Dourados daquele situado no sul de Goiás (Ferreira et.al., 1981), como sugere a figura 65, embora não se tenham dados conclusivos a respeito.

Uma interpretação mais precisa da história da sedimentação da Formação Itararé e de seus condicionantes tectônicos, é por ora difícil de ser formulada devido a insuficiência de informações e a própria natureza dos ambientes de sedimentação envolvidos (continental, glacial, marinho, glácio-continental e glácio-marinho), que provavelmente contribuíram com movimentos secundários associados aos tectônicos citados. Uma revisão detalhada de suas litologias, simultaneamente à mentalização do arcabouço tectônico, certamente explicaria certas variações ambientais. Assim, é possível que a região entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, uma vez soerguida, possa ter se constituído em obstáculo para as ingressões marinhas, o contrário acontecendo na região entre os alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri e em São Paulo, que achavam-se deprimidas. Da mesma forma, as áreas de irradiação e acúmulo de gelos pode ter explⁱcação no paleorelevo, como sugere Landim (1972).

A partir da deposição da Formação Rio Bonito e até o fim do Paleozóico, a Bacia do Paraná atravessou um período de relativa calma tectônica, comparativamente ao estágio anterior onde observou-se uma intensa movimentação e inversões tectônicas dos alinhamentos, com soerguimento de blocos de falha do embasamento e o decorrente surgimento de novos depocentros.

A Formação Rio Bonito repousa discordantemente sobre a Formação Itararé e encontrou a região entre os alinhamentos estruturais de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, como um megabloco soerguido, fora da bacia, ou menos subsidente que as áreas sedimentares marginais, o que possibilitou o desenvolvimento do conhecido sistema deltáico progradacional desta formação, como postulado por Medeiros (1973).

A análise do mapa de isôpacas da figura 69 sugere que o alinhamento de Guapiara comportou-se como um alto (Ferreira et. al., 1981), proporcionando um acúmulo de aproximadamente 100m de sedimentos em São Paulo e controlando a sedimentação no depocentro de Dourados. Neste tempo, o alinhamento de Guapiara teria comportamento tectônico inverso daquele observado durante a deposição da Formação Itararé. Na interpretação de Muhlmann et. al. (1974), não existem indícios desta atividade positiva do alinhamento no Estado de São Paulo, embora manifeste-se no Mato Grosso do Sul (figura 70).

A atuação do alinhamento de Guapiara pós-Itararé é um fenômeno tectônico importante porque alterou as condições deposicionais na área do embaciamento de São Paulo, influenciando a sedimentação e o vulcanismo, como será demonstrado no decorrer do trabalho.

O comportamento tectônico positivo dos alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri, limitando a já referida sub-bacia paranaense é notavelmente ilustrado pelas figuras 71, 72 e 73, modificadas de Medeiros e Thomaz Filho (1973) e pelo mapa de porcentagens de areia da figura 74. O mapa de isôpacas do intervalo basal da Formação Rio Bonito mostra o acúmulo de 140m de sedimentos nesta área e o alinhamento do Rio Piquiri apresenta-se claramente como um alto, limitando setentrionalmente a denominada sub-bacia de Santa Catarina. Este padrão tectônico é ainda melhor visualizado no mapa de isôpacas dos intervalos médio e superior da formação (figura 73), demonstrando a atividade positiva do Alto do Porto União, o qual é interpretado como segmento do alinhamento do Rio Piquiri, conforme mencionado anteriormente. Também o mapa isolítico de arenitos da Formação Rio Bonito reflete este quadro (figura 72).

Finalmente, o mapa de porcentagens de areia da Formação Rio Bonito (figura 74) revela a atividade positiva dos alinhamentos do Rio Alonzo e Rio Piquiri, pois as porcentagens mais elevadas dispõem-se sobre eles.

A Formação Palermo deposita-se sobre uma plataforma rasa em ambiente de mar epicontinental (Medeiros e Thomaz Filho, 1973).

O mapa de isôpacas da figura 75 sugere a relativa calma tectônica durante sua deposição, uma vez que não apresenta possantes espessuras de sedimentos e estende-se por uma grande área. En

Figura 69 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO RIO BONITO
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 70- MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO RIO BONITO
(CONFORME MUHLMANN ET. AL., 1974; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 74 - MAPA DE % DE AREIA DA FORMAÇÃO RIO BONITO
(BASEADO EM DADOS DA PETROBRÁS, FRANCISCONI, O. - COLABORAÇÃO ESPECIAL)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-RIO ALONZO 2-RIO PIQUIRI

Figura 75 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO PALERMO
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969, MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

tretanto, a presença de intercalações arenosas no topo da formação sugere que a região entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo foi menos subsidente, pois nota-se um aumento gradativo das porcentagens de areia de NW para SE conforme a figura 76.

O mapa de isôpacas da Formação Palermo sugere a atividade do alinhamento de Guapiara, controlando a sedimentação no depocentro de Alto Garças. Esta barreira foi responsável pelo desenvolvimento da sedimentação a sudoeste do alinhamento, onde a bacia subsidiu gradativamente nesta direção. Pelo que pode-se concluir da análise da referida ilustração, o alinhamento de Guapiara foi menos subsidente do que aqueles da região central.

O alinhamento do Rio Piquiri e o Alto de Porto União seriam também feições positivas. De acordo com Medeiros e Thomaz Filho (1973), esta última estrutura está presente no seu mapa de isôpacas da Formação Palermo, mostrando uma superposição com um alto atual discutido por Medeiros e Zembrusk (1967), "onde ocorrem inúmeros indícios de petróleo em superfície e em subsuperfície, além de acumulação de óleo e gás".

A superposição de trecho do mapa de interpretação magnética ao geológico (figura 77), mostra que o alinhamento de Guapiara, como um alto, é o acidente tectônico responsável pelas dificuldades de correlação estratigráfica entre as Formações Rio Bonito, Palermo e Tatuí no Estado de São Paulo. De fato, como nota-se na referida ilustração, não se consegue diferenciar as Formações Rio Bonito e Palermo a leste da zona de influência do alinhamento, na altura do meridiano de Paranapanema. Nesse sentido, é muito provável que esta atividade menos subsidente a leste do alinhamento esteja diretamente relacionada com as condições deposicionais da Formação Tatuí em São Paulo.

A Formação Rio Bonito foi dividida por Muhlmann et.al. (1974), nos membros Triunfo (inferior), Paraguaçu (médio) e Siderópolis (superior). Fúlfar et.al. (1980), reúnem as Formações Rio Bonito e Palermo no que chamam de subgrupo Guatã ou Formação Tatuí. Para alguns autores, como Muhlmann et.al. (1974), a Formação Tatuí equivale a Formação Palermo acrescida do Membro Paraguaçu da Formação Rio Bonito. Fúlfar et.al. (1980), propõem estender o que entendem como Formação Tatuí aos Estados de São Paulo, Mato Grosso e Goiás, com base "na distribuição de espessuras da Formação Palermo e na dificuldade de identificar os sedimentos correlacionáveis ao membro Paraguaçu da Formação Rio Bonito" nessas áreas.

Figura 76 -MAPA DE % DE AREIA DA FORMAÇÃO PALERMO
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

CONVENÇÕES

GEOLÓGICAS

INTRUSIVAS BÁSICAS

FORMAÇÃO PALERMO

FORMAÇÃO RIO BONITO

FORMAÇÃO TATUI

CONTATO GEOLÓGICO

FALHA DE GRAVIDADE (A = ALTO; B = BAIXO)

DIQUE BÁSICO

DOMO DE JACU

ESTRUTURAS MENORES

MAGNÉTICAS

ALINHAMENTO ESTRUTURAL DE GUAPIARA

FALHA OU FRATURA PREENCHIDA POR DIQUE

FALHA OU FRATURA PREENCHIDA OU NÃO POR DIQUE

TOPOGRÁFICAS

CIDADE

POÇO PETROBRÁS

POÇO PAULIPETRO

0 5 10 KM
ESCALA GRÁFICA

Figura 77 - O ALINHAMENTO ESTRUTURAL DE GUAPIARA COMO ACIDENTE TECTÔNICO RESPONSÁVEL PELAS DIFICULDADES DE CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE AS FORMAÇÕES RIO BONITO, PALERMO E TATUI NO ESTADO DE SÃO PAULO. OBSERVAR QUE A FORMAÇÃO TATUI INICIA-SE PRECISAMENTE A LESTE DA ZONA DE INFLUÊNCIA DO ALINHAMENTO DE GUAPIARA. (MODIFICADO DO MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO. IPT, 1981 e LASA, 1981)

4.2.4. - O Permiano Superior

O Permiano Superior inicia-se com a deposição da Formação Irati, encontrando a Bacia do Paraná em geral e os alinhamentos propostos em particular, em fase de máxima estabilidade tectônica, refletida na persistência da sedimentação em grandes áreas, sem apresentar contrastes abruptos nas suas espessuras.

Entretanto, é razoável supor que o arcabouço estrutural do final da sedimentação do Grupo Tubarão estivesse mantido neste tempo, uma vez que nenhuma discordância é aí assinalada. O mapa de isopacas de Northfleet et.al.(1969) - figura 78 - permite imaginar que a região entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, apesar de estável, mantinha-se como um paleoalto, refletido na inflexão das curvas e no aumento gradativo de espessuras a partir da borda da estrutura para NW, denotando suave mergulho para o interior da bacia.

Situação semelhante ocorreu também em relação ao alinhamento de Guapiara. O mesmo mapa de isopacas mostra que as maiores espessuras da formação, a nordeste do alinhamento, encontram-se em São Paulo e Goiás, em áreas já deprimidas anteriormente e equivalentes ao embaciamento de São Paulo e ao depocentro de Alto Garças. A proposição de Muhlmann et.al.,(1974) - figura 79 -, apesar de não tão evidente, permite chegar-se as mesmas conclusões relativas ao comportamento dos alinhamentos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo no tempo Irati. Em ambos os mapas, todavia, não existem indícios claros da influência do alinhamento do Rio Piquiri.

A Formação Serra Alta distribui-se, na Bacia do Paraná, em área bem mais restrita que as Formações Irati e Palermo, em ambiente de extrema calma tectônica. Seus mapas isopacos (figuras 80 e 81) possibilitam interpretar o alinhamento de Guapiara como barreira menos subsidente, enquanto que a região a SW do alinhamento São Jerônimo-Curiúva inicia um lento processo de subsidência que será mantido no restante do ciclo sedimentar equivalente ao Grupo Passa Dois, portanto com comportamento tectônico invertido.

A deposição da Formação Teresina, concordante com a Formação Serra Alta, indica, pela interpretação de seu mapa de isopacas (figura 82), que a região entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo continuou subsidindo, enquanto que os outros aparentemente não se manifestaram,

Figura 78 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO IRATI
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL, 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 79 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO IRATI
(CONFORME MUHLMANN ET. AL., 1974, MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 80 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SERRA ALTA
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 81 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO SERRA ALTA
(CONFORME MUHLMANN ET. AL., 1974; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº.14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 82 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO TERESINA
(CONFORME MUHLMANN ET. AL., 1974; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº.14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

A Formação Estrada Nova de acordo com Landim (1970), é constituída pelos membros Serra Alta na base e Teresina no topo, enquanto Muhlmann et.al., (1974) consideram que esta unidade estratigráfica equivale a Formação Corumbataí nos Estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, mantendo correlação direta com as Formações Serra Alta e Teresina. De acordo com Northfleet et.al. (1969), a Formação Estrada Nova (figura 83) inclui além de Teresina e Serrinha, segmento da Formação Rio do Rastro no conceito de Muhlmann et.al. (1974).

A Formação Rio do Rastro (dividida nos Membros Serrinha e Morro Pelado), encerra a sedimentação paleozóica na Bacia do Paranã. O mapa de isôpacas da figura 84 nada sugere relativamente aos movimentos dos alinhamentos, além da grande subsidência da região entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, embora seja possível que a área próxima às atuais exposições da formação tivessem abandonado seu caráter subsidente, antevendo o generalizado levantamento epirogenético que iria se processar em toda a bacia entre o Permiano e o Triássico.

Gama Jr. (1979), interpreta o Grupo Passa Dois (exclusive Formação Iratí) a partir de sistemas deposicionais peneconemporâneos oriundos do assoreamento de um mar epicontinental. Identifica a plataforma epinerítica Serra Alta, o sistema deltáico Serra do Espigão e a planície de Maré Corumbataí. Este modelo geomórfico de monstra, de acordo com o mesmo autor, que a região entre os alinhamentos centrais subsidiou intensamente ao final Permiano Superior, fato representado esquematicamente na figura 61-c, assumindo, portanto, o mesmo caráter negativo que a caracterizou no Devoniano.

Desde 1970, Fúlvaro vem chamando a atenção sobre a existência de barreira geográfica no Permiano Superior na área de Fartura, ao estudar a geologia da região de Angatuba. Trabalhos posteriores (Fúlvaro e Suguio, 1974) nesta área, assinalam problemas estratigráficos no contexto da Formação Estrada Nova, indicando que os litossomas inferiores transgrediam sobre os superiores, fato já observado por Moraes Rego (1931), in Fúlvaro (1974).

Na tentativa de encontrar uma explicação para os dados de campo, ou seja, inversões de mergulho e assembléias fósseis distintas na região de Fartura, Fúlvaro (1974) propõe o suposto alinhamento estrutural do Paranapanema como elemento tectônico positivo que atuaria sob forma de barreira geográfica ou alto submerso.

Figura 83 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO ESTRADA NOVA
(CONFORME NORTHFLEET ET. AL., 1969; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 84 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO
(CONFORME MUHLHANN ET. AL., 1974; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº.14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

Figura 61 - c - COMPORTAMENTO TECTÔNICO DOS ALINHAMENTOS AO FINAL DA SEDIMENTAÇÃO RIO DO RASTO

FONTE: MODIFICADO DE FRANÇA, A. B. (1982) - GRUPO DE INTEGRAÇÃO DE DADOS/PAULIPETRO

Zaine (1980), investigando com certo grau de detalhe a área de Fartura em sua dissertação de mestrado, constata a existência deste referido obstáculo no Permiano, a partir de variações faciológicas e faunísticas. Assim, a sul da barreira, no Paraná, os litossomas Serra Alta, Teresina e Serrinha são bem individualizados na coluna sedimentar, enquanto a Formação Estrada Nova no Estado de São Paulo é indivisa. Identifica, confirmando trabalhos anteriores (Fúlfaro, 1970), que as assembléias fósseis distintas de um lado e de outro deste alto são representadas pela presença de lamelibrânquios do gênero Maackia que só ocorrem a sul desta feição tectônica, no Paraná.

Ferreira et.al.(1981), ao estudarem a evolução do alinhamento de Guapiara no Permiano, concluíram que na realidade foi este o elemento tectônico responsável pelas constatações acima referidas, uma vez que a área de superposição entre os alinhamentos de Guapiara e do Paranapanema é a região da Serra da Fartura. Além do mais, como é notório e de há muito conhecido, a Serra da Fartura exibe nítidas orientações estruturais NW, o que não se compatibiliza com a direção WNW proposta por Fúlfaro (1974) para o alinhamento do Paranapanema.

4.2.5. - O Triássico - Jurássico

Entre o final do Permiano Superior e o Triássico, a Bacia do Paraná assistiu a um processo de generalizado levantamento epirogenético, sustando a sedimentação e permitindo a atuação de fenômenos erosivos extensivos. Toda a área entre os alinhamentos de Guapiara e do Rio Piquiri foi soerguida, implantando o Arco de Ponta Grossa, cujo arcabouço estrutural seria posteriormente utilizado pelo maior evento tectônico da Bacia do Paraná em toda sua história: a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967).

A reconstituição tectônica deste intervalo de tempo, todavia é pouco conhecida. Os reflexos dos movimentos porventura atuantes entre o Permiano Superior e o Triássico Médio, são referidos por diversos autores como Bishoff (1957), Loczy (1966), Padula e Mingramm (1969) e Fúlfaro (1970), citados por Almeida (1980).

Esta inversão generalizada dos alinhamentos estruturais propostos foi responsável pela nítida discordância mesozóica, modificou completamente o arranjo tectônico em sua área de influência, dividindo a Bacia do Paraná em duas sub-bacias: Pirambóia a norte e Rosário do Sul a sul (figura 85), influenciando também na acentuada mudança dos ambientes de sedimentação entre o Permiano e o Triássico.

Figura 85 - MAPA DE ISÓPACAS DAS FORMAÇÕES PIRAMBÓIA E ROSÁRIO DO SUL
(CONFORME FÚLFARO ET. AL., 1980; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT nº.14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

A Formação Botucatu, constituída predominantemente de sedimentos eólicos, repousa discordantemente sobre as Formações Pirambóia e Rosário do Sul e seu mapa de isôpacas (figura 86) mostra que a região ocupada pelo Arco de Ponta Grossa estava soerguida. É interessante observar nesta ilustração a manutenção de áreas já deprimidas desde o Permiano Inferior-Médio, controladas pelo alinhamento de Guapiara e correspondentes ao embaciamento de São Paulo e ao depocentro de Dourados.

Para alguns autores como Soares e Landim (1976), Herz (1977) e Asmus (1978), esta atividade positiva do Arco de Ponta Grossa precederia o conjunto de fenômenos responsável pela separação entre os continentes sul-americano e africano (abertura do Oceano Atlântico), com a decorrente ascensão de magmas básicos e alcalinos.

4.2.6. - A Reativação Wealdeniana

A Reativação Wealdeniana é um conjunto complexo de fenômenos tectônicos e magmáticos definido por Almeida (1967), extensivo a todo o território brasileiro, com manifestações particulares na região admitida neste trabalho como ocupada pelo Arco de Ponta Grossa. Constitui a mais expressiva manifestação diastrófica da Bacia do Paraná após o Cambro-Ordoviciano, reativando estruturas antigas e gerando outras, a elas relacionadas ou não, associada a processos magmáticos que permitiram o surgimento dos derrames basálticos e intrusivas alcalinas.

Inúmeros são os trabalhos que tratam da natureza, extensão e petrografia do vulcanismo basáltico e alcalino da Bacia do Paraná e de seus condicionantes tectônicos. Neste item não pretende-se fazer uma análise dos modelos correntes e movimentos causativos desse intenso e extenso vulcanismo, nem de suas possíveis relações com o continente africano. Tão pouco uma síntese comentada dos mais importantes trabalhos publicados sobre o tema é aqui apresentada. Limita-se, tão somente, à exposição de algumas idéias sobre o comportamento tectônico dos alinhamentos estruturais do Arco de Ponta Grossa durante a referida reativação da Plataforma Sul-Americana (Almeida et.al., 1976).

Almeida (1969) distinguiu três fases principais no decorrer da Reativação Wealdeniana. Na primeira delas, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano, o ápice da estrutura e os alinhamentos foram reativados e soerguidos intensamente. Bowen

Figura 86 - MAPA DE ISÓPACAS DA FORMAÇÃO BOTUCATU
(CONFORME FÚLFARO ET. AL., 1980; MODIFICADO DO RELATÓRIO IPT n.º 14091, 1980)

ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

- 1-GUAPIARA 2-SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA 3-RIO ALONZO 4-RIO PIQUIRI

(1966) tentou quantificar o soerguimento do Arco de Ponta Grossa, entendido como sua região central, chegando a um índice mínimo de 7,5 km, considerado superestimado por Almeida (1976).

Nesta fase desenvolveu-se ao longo e as margens dos alinhamentos propostos extensos falhamentos distencionais, os quais condicionaram os mais expressivos sills e enxames de diques de diábasio do arco, além de rochas alcalinas, conforme observa-se nos anexos 1 e 2 e nos mapas geológicos disponíveis. Considerando este condicionamento e suas continuidades por mais de 600 km, os alinhamentos são interpretados como estruturas que atingiram níveis profundos da crosta e o próprio manto superior, constituindo-se nas principais fontes de lavas básicas da região centro-oriental da Bacia do Paraná.

Um grupo de rochas alcalinas mais antigas situadas entre 140 m.a. e 110 m.a., no Estado de São Paulo, representado pelas suites de Jacupiranga e Juquiã, desenvolveu-se pela atividade tectônica do alinhamento de Guapiara nesta fase da reativação, de acordo com Ferreira et.al. (1981). Esses autores acreditam ainda que as anomalias aeromagnéticas de Registro e Paríquera-Açu, interpretadas por Ferreira e Algarte (1979) como manifestações subaflorantes do vulcanismo alcalino e alcalino-ultrabásico, vinculam-se, pelos mesmos processos, ao alinhamento de Guapiara.

No primeiro estágio da reativação, simultâneo ao vulcanismo trapiano, o intenso tectonismo gerou estruturas menores como horsts, grabens, domos e outras, provavelmente relacionadas à atividade principal dos alinhamentos propostos, conforme já mencionado.

Na segunda fase, entre o Aptiano e o Eoceno, cessou o vulcanismo basáltico, porém os alinhamentos continuaram ativos. Prova disso é a disposição linear de um representativo grupo de rochas alcalinas em direção aproximada N45W, referida por Algarte (1972). Envolve as ocorrências de Tunas, Ribeirão da Ilha, Mato Preto, Barra do Rio Ponta Grossa, Sete Quedas, Barra do Teixeira e Banhadão, aqui consideradas como pulsações vulcânicas controladas pelo alinhamento São Jerônimo - Curiúva, pois dispõem-se nitidamente ao longo de sua borda nordeste.

O alinhamento de Guapiara parece também ter sofrido removimentações nessa segunda fase, a julgar pelas ocorrências de pulaskitos e diques traquíticos de Cananãia, incluídas em segmento litorrâneo de sua influência tectônica. Esta suite faz parte de um grupo

mais novo de rochas alcalinas do Estado de São Paulo (Intervalo K α 3-90 m.a. a 65 m.a. - IPT, 1981), o qual inclui focos vulcânicos ao longo de seu litroal norte, podendo também ser interpretado como resultado da reativação de estruturas pré-cambrianas orientadas grossomodo segundo NE-SW, relativas ao estágio rift da evolução da margem continental brasileira (Asmus, 1975).

Nesse sentido, é de se esperar que outros focos vulcânicos da mesma natureza devam existir ao longo dos alinhamentos estruturais do Arco de Ponta Grossa, tanto em terrenos Pré-Cambrianos quanto em sedimentares da Bacia do Paraná. Assim, admite-se que a o corrência alcalina de natureza sienítica, referida por Algarte (1972), intercalada na Formação Serra Alta, com 120m de espessura e topo a 798m de profundidade, identificada no poço 1-SJ-1-PR (PETROBRÁS), este ja condicionada à atividade do alinhamento São Jerônimo-Curiúva (vide localização do poço nos anexos 1 e 2).

Os movimentos relativos à segunda fase da reativação, na Bacia do Paraná, após o vulcanismo basáltico, são comentados por Fúlfaro et.al. (1980), com base nos trabalhos de Soares e Landim (1976) e Fúlfaro (1975). Referem-se que no Cretáceo Inferior a deposição da Formação Caiuã, do Grupo Bauru, deu-se em embaciamento situado no noroeste do Paraná e oeste-sudoeste de São Paulo, coincidentes com áreas que conservam as máximas espessuras de basalto. Considerando que a extensão da Bacia Caiuã limitava-se aquelas áreas, é possível que este comportamento restrito fosse controlado pela atividade tectônica do Arco de Ponta Grossa e que o alinhamento do Rio Piquiri se comportou como um limite da área subsidente, impedindo a preservação dos sedimentos e continuidade da sedimentação ao sul. Este limite indica que a região ao sul do alinhamento do Rio Piquiri teve comportamento tectônico positivo.

Após a deposição daquela formação houve migração da bacia para norte, registrando-se a atividade do Arco de Ponta Grossa no Cretáceo Médio, refletida no retrabalhamento dos arenitos da Formação Caiuã e redeposição mais para norte da fonte, constituindo a fácies Santo Anastácio do Grupo Bauru (Fúlfaro et.al., 1980).

No Cretáceo Superior o Arco de Ponta Grossa foi ativo, associado ao soerguimento dos arcos marginais da Bacia do Paraná, Canastra ao norte, Serra do Mar a leste e Central Paraguaião a oeste (Fúlfaro, 1979), possibilitando uma sedimentação em leques aluviais, simultânea ao vulcanismo neo-Cretáceo e eo-Terciário (Fúlfaro et.al., 1980).

No Cenozóico, de acordo com Fúlfaro (1979), mantem-se o quadro tectônico e o comportamento positivo dos alinhamentos mencionados, herdado do Cretáceo, à exceção do Arco Central que entre o Oligoceno e o Mioceno originou a depressão atualmente ocupada pelo pantanal matogrossense (Fúlfaro e Suguio 1977, in Fúlfaro 1979). Nesta terceira fase da reativação, do Eoceno ao Recente, diversos movimentos envolveram o Arco de Ponta Grossa. Fúlfaro et.al. (1980) citam que a reativação dos movimentos positivos da Serra do Mar (iniciados no Cretáceo Superior) no fim do Mioceno, é síncrona de movimentos semelhantes ocorridos no Arco de Ponta Grossa, referindo-se que este desenvolveu grande atividade tectônica no Plioceno e Recente. A título de ilustração, apresenta-se na figura 61-d a situação atual dos alinhamentos do Arco de Ponta Grossa.

4.2.7 - O Arco de Ponta Grossa e a margem continental contígua

O nível atual de conhecimentos da margem continental brasileira deve-se aos trabalhos desenvolvidos pela PETROBRÁS na última década e pelo Projeto REMAC (Reconhecimento da Margem Continental) entre os anos de 1972 e 1978.

As características estruturais, estratigráficas, o vulcanismo, os estágios evolutivos e uma interpretação global a luz da teoria da tectônica de placas, da margem continental brasileira, vem sendo divulgada sistematicamente desde 1970 pelos geólogos da PETROBRÁS.

Asmus e Porto (1980) reconhecem três tipos principais de estruturas na margem continental brasileira: falhas normais, linhas de charneira e estruturas transversais. As estruturas transversais incluem as zonas de fratura oceânicas e os lineamentos. As primeiras (São Paulo, Romanche, Chain e Fernando Noronha), situadas na região equatorial, são assim definidas porque podem ser rastreadas desde a margem continental brasileira até a margem continental africana, enquanto os lineamentos - presentes desde a Ponta do Calcanhar (RN) até o Chuí (RS) - são menos extensos e não atingem a Cadeia Mesoatlântica, portanto sem deslocá-la, apesar de serem definidos pelos mesmos critérios. São denominados de norte para sul de lineamentos de Maceió, do Rio de Janeiro, de Florianópolis, de Porto Alegre e do Chuí (Asmus e Porto, 1980).

Asmus (1981) faz uma síntese dos conhecimentos que relacionam feições estruturais da margem continental com expressões

correspondentes na área emersa da região sudeste brasileira, entendida como a faixa situada entre os paralelos 22°S e 29°S . Na margem continental esta área é limitada por dois lineamentos transversais orientados aproximadamente na direção E-W, Rio de Janeiro a norte e Florianópolis a sul (Asmus e Porto, 1980), antes considerados como correspondentes a zonas de fraturas oceânicas por Asmus (1978).

A área continental emersa adjacente seria limitada meridional e setentrionalmente pelos alinhamentos do Rio Uruguai (Asmus, 1978) e do Paranapanema (Fúlfaro, 1974), respectivamente, e representam continuidades dos lineamentos oceânicos referidos, os quais limitam a Bacia de Santos (Asmus, 1981).

O Alto de Cabo Frio, relativo ao lineamento do Rio de Janeiro, separa a Bacia de Santos da Bacia de Campos e a Plataforma Estrutural de Florianópolis, relativa ao lineamento de Florianópolis, separa a Bacia de Santos da Bacia de Pelotas (Asmus, 1981).

Ao interpretar a evolução da margem continental brasileira de acordo com modelo da teoria de tectônica de placas, Asmus (1975) admite a existência de um sistema litotérmico ou área dômica no estágio pré-rift-valley daquela evolução, em região atualmente ocupada pela Bacia de Santos e segmento do continente emerso. Este é o fenômeno causativo a partir do qual concebe o modelo evolutivo da porção submersa e da área emersa contígua, responsável pelo soerguimento da região sudeste, então com reduzidas espessuras crustais, baseando-se no vulcanismo eocretáceo e na homogeneização isotópica ocorrida há cerca de 180 m.a. (Thomaz Filho et.al., 1976 in Asmus 1981).

O último autor supõe que o eixo maior do citado domo de grandes dimensões estaria posicionado na direção NE-SW, portanto paralelo às direções estruturais do embasamento pré-cambriano. Uma vez reativados, estes falhamentos antigos teriam grande importância na implantação da Bacia de Santos, além dos lineamentos e altos interbaciais.

O vulcanismo basáltico (130 m.a. a 105 m.a.) processado no estágio rift-valley (Asmus, 1975), correspondente à primeira fase da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969) e o alcalino simultâneo e posterior (90 m.a. a 40 m.a.) são considerados, na Bacia de Santos, como extensão de vulcanismos consanguíneos da Bacia do Paraná (Almeida, 1976), admitindo-se que sob o embasamento basáltico da Bacia de Santos existam rochas do substrato cristalino pré-cambriano, como

já constatado por perfurações na vizinha Bacia de Campos (Asmus, 1981)..

A configuração do Arco de Ponta Grossa proposta neste trabalho, baseada na existência de quatro alinhamentos estruturais com extensões não inferiores a 600km, larguras variáveis entre 20km e 100km, rastreados aeromagneticamente, com adequado embasamento geológico e orientados segundo NW-SE, insere-se, conforme limites arbitrados por Asmus (1981), na região do continente emerso entre os supostos alinhamentos do Paranapanema e do Rio Uruguai.

Partindo do princípio de que as maiores fontes de extravasamento de lavas basálticas da referida região tenham sido os enxames de diques de diabásio, associados aos alinhamentos estruturais do Arco de Ponta Grossa, definidos até a atual linha de costa, é de se esperar que continuem no sentido das porções submersas contíguas, atingindo a Bacia de Santos.

Ao admitir o surgimento do sistema litotérmico no eomesozóico em direção NE-SW, Asmus e Guazelli (1979) explicam a formação do Arco de Ponta Grossa como um apêndice transversal desse sistema, simultâneo ao soerguimento e intrusão principal da anomalia térmica.

Asmus (1981) acredita que o Arco de Ponta Grossa poderia ser um pouco mais antigo, do Triássico, ao considerar que o soerguimento neste tempo separa as Bacias Pirambóia a norte e Rosário do Sul a sul, afirmando que a estrutura inexistiria no fim do Permiano, com base em modelo de Gama Jr. (1979), indicativo da subsidência de sua região central.

Essas idéias não se compatibilizam com o que tem sido exposto neste trabalho sobre a evolução tectônica dos alinhamentos estruturais. Admite-se reflexos de sua atividade desde o Devoniano e principalmente no Carbonífero Inferior, quando então a Bacia do Paraná foi reestruturada, com inversões tectônicas dos alinhamentos propostos.

Parece também pouco provável a conexão dos lineamentos oceânicos com os alinhamentos estruturais do continente conforme postulado por Asmus (1981), quando supõe que os últimos teriam sido originados por heterogeneidades crustais desde o pré-cambriano, limitando transversalmente (E-W) a região sudeste emersa através de zonas insustentáveis da crosta que poderiam "representar os primórdios dos alinhamentos do Rio Paranapanema e do Rio Uruguai".

Conforme pretendia-se esclarecer no item 4.4.2, o autor questiona a existência do alinhamento do Paranapanema e suas conse

quentes implicações na evolução tectônica da Bacia do Paraná como referidas por Fúlfaro (1974), por considerá-lo carente de mais dados geofísicos e geológicos para que tenha aceitação segura. Do mesmo modo, o autor questiona também a conexão dos lineamentos do Rio de Janeiro e de Florianópolis com os supostos alinhamentos estruturais do continente (Paranapanema e Uruguai), conforme postulado por Asmus (1981). Admite-se, todavia, que o prolongamento do Arco de Ponta Grossa, em sua configuração proposta, à margem continental, teve grande influência na implantação e evolução tectônica da Bacia de Santos, associada a reativação de feições estruturais NE-SW do embasamento cristalino Pré-Cambriano.

5. - CONCLUSÕES

5.1. - Relativas ao conteúdo geofísico

5.1.1. - A utilização da aeromagnetometria em terrenos sedimentares da Bacia do Paraná é considerada como metodologia eficaz de reconhecimento geológico. Seus reduzidos custos, aliado a rapidez da coleta dos dados, mostram que o método pode e deve ser aplicado extensivamente em bacias sedimentares terrestres e marítimas com objetivos de prospecção petrolífera. Os resultados obtidos através da interpretação qualitativa e quantitativa dos dados, constituem importantes informações estruturais-magnéticas de superfície e sub-superfície, os quais contribuem, quando adequadamente integrados a outros dados geofísicos e geológicos, para o esclarecimento ou definição do arcabouço estrutural e decorrente mentalização da evolução tectônica das áreas sobrevoadas.

5.1.2. - O mapa de contorno do campo magnético anômalo define faixas orientadas grosso modo segundo NW-SE, extensões de até 450km e larguras variáveis entre 20km e 100km. Tratam-se de anomalias lineares com notável continuidade e representam respostas típicas do modelo magnético denominado placa fina semi-infinita (dique).

5.1.3. - A abordagem utilizada na elaboração do mapa de interpretação qualitativa é voltada principalmente para a caracterização dessas grandes zonas anômalas. Assim, são definidos os alinhamentos magnéticos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, do Rio Alonzo e do Rio Piquiri.

5.1.4. - O relevo magnético de uma maneira geral é bastante movimentado e reflete quase que completamente a sequência basáltica, os diques e as soleiras de diabásio. Os modelos teóricos desenvolvidos para explicar a existência de zonas de relevo suave, frequentemente associadas aos alinhamentos principais, juntamente com outros dados, podem contribuir para reduzir a ambiguidade da interpretação magnética.

5.1.5. - Os principais alinhamentos magnéticos definidos são caracterizados por exibirem alta frequência espacial e grandes amplitudes, sendo heterogêneos relativamente às direções estruturais por eles ocupadas, polaridades e incidência de diques. No alinhamento de Guapiara as anomalias com polaridade resultante normal posicionam-se segundo N45-50W, enquanto aquelas com polaridade resultante invertida direcionam-se segundo N60-65W e aparentemente são posteriores. Nos

demaís nota-se uma predominância de anomalias invertidas orientadas segundo N45-50W - na região limitada pelos alinhamentos São Jerônimo - Curiúva e do Rio Alonzo - e N60-65W no alinhamento do Rio Piquiri. Importantes feições E-W são assinaladas com características magnéticas semelhantes, destacando-se aquela da região de Itapeva.

5.1.6. - Os resultados paleomagnéticos demonstram a extrema complexidade da Formação Serra Geral em termos da distribuição espacial dos derrames, reversões de polaridade, idade e sincronismo da atividade vulcânica.

5.1.7. - A análise desses dados demonstra que os valores médios de inclinação e declinação são praticamente simétricos, com índices semelhantes nas polaridades normal e reversa. Eles indicam que a polarização média dos basaltos é próxima à do campo atual ou é diametralmente oposta. Isto significa dizer que na interpretação dos mapas aeromagnéticos, as anomalias da placa fina semi-infinita podem ser tratadas como provocadas pela indução do campo magnético atual. Quando a polaridade for reversa, tem-se uma inversão na posição dos máximos e mínimos das anomalias.

5.1.8. - Os resultados de medidas de susceptibilidade magnética de rochas do embasamento cristalino exposto em segmento oriental da Bacia do Paraná, demonstram que porções quicã significativas do embasamento oculto sob os sedimentos e vulcânicas - com índices semelhantes de k -, possam contribuir para os sinais registrados nos aerolevantamentos, mesmo, como no caso, que a quase totalidade do conteúdo do anômalo seja dada pelos basaltos, diques e soleiras de diabásio.

5.1.9. - A direção NW-SE dos diques faz um ângulo relativamente pequeno - aproximadamente 30° - com a direção média do campo magnético da área estudada. Isto significa dizer que suas respostas são menos acentuadas do que aqueles posicionados segundo NE-SW e principalmente E-W, que são quase perpendiculares ao campo. Pelo contrário, os diques posicionados segundo N-S dificilmente serão detetados pelo método aeromagnético.

5.1.10. - A metodologia estatística desenvolvida para tratar os dados resultantes da aplicação dos métodos das características e análise espectral, permitiu a elaboração dos mapas de isôpacas e de contorno estrutural da base da Formação Serra Geral. Naturalmente, esses mapas representam um avanço em relação aqueles baseados em dados de poços. A eficácia da metodologia empregada é comprovada pela compa

ração com dados reais. As variações da base da Formação Serra Geral devem ser interpretadas como reflexos de movimentos tectônicos a o corridos, que por sua vez talvez relacionem-se a movimentos do embasamento cristalino.

5.1.11 - No cálculo da espessura da sequência basáltica optou-se pelo modelo tabular, por considerá-lo mais adaptável às condições geológicas da área investigada. São as seguintes as principais implicações dessa opção para a interpretação dos dados: a distribuição das fontes magnéticas dá-se ao longo de toda a camada e não apenas no topo e na base; os resultados da análise espectral não representam a média do topo e da base da camada, mas sim a média de todas as fontes distribuídas ao longo de todas as camadas; as fontes magnéticas encontram-se nas arestas ou interrupções dos derrames.

5.2. - Relativas ao conteúdo geológico

5.2.1. - A integração dos dados aeromagnéticos e geológicos resultou em uma proposta de configuração do Arco de Ponta Grossa, assim concebida: limite setentrional - Alinhamento Estrutural de Guapira; região central - Alinhamentos Estruturais São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo; limite meridional - Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri.

5.2.2. - Os alinhamentos constituem feições tectônicas com pelo menos 600km de extensão e larguras variáveis entre 20km e 100km. São identificados a partir da atual linha de costa, atravessam os terrenos Pré-Cambrianos e penetram na Bacia do Paraná até a altura do rio homônimo.

5.2.3. - Os alinhamentos compartimentam a Bacia do Paraná na região aqui admitida como ocupada pelo Arco de Ponta Grossa, em áreas com características estruturais próprias.

5.2.4. - Os alinhamentos refletem ou limitam áreas com grande densidade de diques e soleiras de diabásio, são considerados como feições profundas que atingiram o manto superior e por isso constituem-se nas principais fontes de extravasamento de lavas básicas da região oriental da Bacia do Paraná, além de condicionarem rochas alcalinas.

5.2.5. - Os alinhamentos são considerados como responsáveis pela geração de estruturas menores condicionadas ao Arco de Ponta Grossa durante a Reativação Wealdeniana, embora suspeite-se que a maioria delas já estivessem consolidadas em tempos paleozóicos.

5.2.6. - Apesar da constatação de variações locais na direção dos diques, o controle tectônico regional da região central do Arco de Ponta Grossa é dado por direções N50-55W. Os dados nada sugerem sobre a inflexão ou rotação do ápice do arqueamento.

5.2.7. - Admite-se que os alinhamentos estruturais já estivessem implantados na região ocupada pelo Arco de Ponta Grossa desde o Siluriano, embora a maioria dos autores acredite que o início da sedimentação na Bacia do Paraná deu-se no Devoniano, com o advento Furnas.

5.2.8. - Embora nada possa ser definido com segurança sobre a evolução pré-Devoniana dos alinhamentos estruturais, admite-se que as estruturas tardibrasileiras possam ter tido influência em sua implantação, como parece ocorrer em outros pontos da bacia, mesmo que as direções do embasamento exposto sejam quase perpendiculares a eles.

5.2.9. - O início da deposição da Formação Ponta Grossa encontrou a região entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo como área deprimida, gerando a depressão de Apucarana. O alinhamento de Guapiara, como um alto, separou este depocentro daquele da região de Alto Garças. Admite-se vínculos tectônicos entre o alinhamento de Guapiara e o Arco de Campo Grande neste tempo.

5.2.10. - O processo de reestruturação da Bacia do Paraná durante o Carbonífero Inferior modificou completamente o arranjo tectônico na área estudada. Sua porção central foi soerguida - portanto invertida - como um megabloco balizado pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, o que proporcionou o desenvolvimento do embasamento de São Paulo, limitado a nordeste pela Flexura de Goiânia e a SW pelo alinhamento São Jerônimo-Curiúva. O alinhamento de Guapiara foi tectonicamente invertido, apresentando-se como estrutura deprimida e constituindo o eixo deposicional do embasamento de São Paulo. Os alinhamentos do Rio Alonzo e do Rio Piquiri, como altos, definem a sub-bacia paranaense. Este último é o limite setentrional da sub-bacia de Santa Catarina. Necessário torna-se investigar as eventuais influências deste arcabouço estrutural nos complexos ambientes de sedimentação das formações Itararé e Aquidauana. Admite-se que a inversão tectônica do alinhamento de Guapiara possa ter sido responsável pelas variações faciológicas entre as formações Itararé e Aquidauana.

5.2.11. - A manutenção ou lenta ascensão da região entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, proporcionou o desenvolvimento do sistema deltáico da

Formação Rio Bonito e de lentes arenosas no topo da Formação Palermo. Amplia-se a sedimentação nas sub-bacias paranaense e de Santa Catarina. Os alinhamentos do Rio Alonzo, do Rio Piquiri e o Alto de Porto União continuaram como altos estruturais. O comportamento tectônico do alinhamento de Guapiara é interpretado como o acidente tectônico responsável pelas dificuldades de correlação estratigráfica entre as Formações Rio Bonito, Palermo e Tatuí no Estado de São Paulo. Esta atividade menos subsidente a leste do Alinhamento de Guapiara está diretamente relacionada com as condições deposicionais da Formação Tatuí no Estado de São Paulo.

5.2.12. - Admite-se que no início do Permiano Superior, período de máxima estabilidade tectônica da bacia, o arcabouço estrutural descrito no item anterior estivesse mantido durante a deposição da Formação Irati. Durante a deposição do Grupo Passa Dois, os alinhamentos assistem lentos processos de subsidência, especialmente aqueles da região central, culminando com a deposição da Formação Rio do Rastro, no fim do Paleozóico, portanto com comportamentos inversos. O alinhamento de Guapiara, como uma barreira, é interpretado como o elemento tectônico responsável pelas variações faciológicas e faunísticas da Formação Estrada Nova entre os Estados de São Paulo e Paraná.

5.2.13.- No Triássico-Jurássico implanta-se o Arco de Ponta Grossa, através de mecanismos de inversão tectônica dos alinhamentos propostos, acompanhando o generalizado processo de levantamento epirogenético da Bacia do Paraná, definindo o arcabouço estrutural que seria aproveitado pelo maior e mais complexo conjunto de fenômenos tectônico-magmático experimentado pela bacia durante sua longa história - a Reativação Wealdeniana -, separando as bacias Pirambôia e Rosário do Sul e controlando a sedimentação Botucatu.

5.2.14. - Durante a primeira fase da reativação o Arco de Ponta Grossa foi vigorosamente soerguido; a geração de falhamentos distensionais extensos ao longo e as margens dos alinhamentos possibilitaram o extravasamento de lavas basálticas e condicionaram os diques e soleiras de diabásio; o alinhamento de Guapiara alojou um grupo de rochas alcalinas mais antigas no Estado de São Paulo; a maioria das estruturas menores foram geradas ou reativadas nesta fase e são interpretadas como produtos da atividade tectônica dos alinhamentos estruturais propostos. Na segunda fase, cessado o vulcanismo, a atividade do arco condicionou um grupo mais novo de rochas alcalinas, vinculado ao alinhamento São Jerônimo-Curiúva, admitindo-se que outros focos vulcânicos da mesma natureza possam ser futuramente identificados ao

longo dos alinhamentos. Admite-se que o Arco de Ponta Grossa tenha condicionado a deposição do Grupo Bauru deste o tempo Caiuã, e que o alinhamento do Rio Piquiri se comportou como limite da área subsidente, impedindo a continuidade da sedimentação ao sul.

5.2.15. - Finalmente questiona-se o relacionamento físico, estrutural e genético entre feições tectônicas da margem continental e do continente emerso da região sudeste brasileira. Considera-se que os alinhamentos transversais do Paranapanema e do Rio Uruguai carecem de mais dados geofísicos e geológicos para que tenham aceitação segura e que o prolongamento do Arco de Ponta Grossa à margem continental contígua teve grande importância na implantação e evolução tectônica da Bacia de Santos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, L.F.F. de; ARIOLLI, E.E.; DIAS, A.A.; KIRCHNER, C.A. -1971- Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville - SC. Porto Alegre, DNPM/CPRM (inédito).
- ALGARTE, J.P. -1972- A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. Anais... Belém, SBG, v.1, p. 65-69. il. Bibliografia.
- ALMEIDA, F.F.M. de -1967- Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, DNPM, (241): 1-36, il. Bibliografia.
- ALMEIDA, F.F.M. de -1969- Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Salvador 1969. Anais... Salvador, SBG, p. 29-46. il. Bibliografia.
- ALMEIDA, F.F.M. -1976- The system of continental rifts bordering of Santos Basin, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE, São Paulo, 1975. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 48 (supl.): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de -1979- O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: I SIMPÓSIO SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979.
- ALMEIDA, F.F.M. de -1980- Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo, IPT, 187 p. il. Bibliografia. (Relatório IPT, 14091-Paulipetro).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; DAVINO, A; HARALY, N.L.E. - 1980- In formações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 52 (1): 49-60.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y; NEVES, B.B.B. -1976- The upper pre cambrian of South America. Bol. IG, São Paulo, 7:45-80.
- AMARAL, G; CORDANI, U.G; KAWASHITA, K; REYNOLDS, J.H. -1966- Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, Oxford 30 (2): 159-189.

- ANDREASEN, G.E. & ZIETZ, I. -1969- Magnetic fields for a 4 x 6 prismatic model. Washington, U.S. Department of the Interior, 9p. il. (Geological Survey Professional Paper, 666).
- ASMUS, H.E. -1975- Controle estrutural da deposição mesozóica nas Bacias da margem Continental Brasileira. Rev. Bras. Geoc., SBG, São Paulo, 5 (3): 160-175, set. il. Bibliografia.
- ASMUS, H.E. -1978- Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás, DNPM/CPRM, DNH, CNPq. p. 39-73 (Projeto REMAC, 4).
- ASMUS, H.E. -1981- Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental sudeste brasileira e da área continental emersa adjacente. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG, Núcleo São Paulo, v.1, p.262-273. il. Bibliografia.
- ASMUS, H.E. & GUAZELLI, W. -1979- Sumário das estruturas da margem continental brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causativo e implicações no prognóstico de seu potencial em recursos minerais. Rio de Janeiro, Petrobrás, DNPM/CPRM, DNH, CNPq. (Projeto REMAC, 9).
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. -1980- Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais... Balneário de Camboriú, SBG v.1, p. 225-239. il. Bibliografia.
- BATOLLA JUNIOR, F; HAMA, M; LOPES JUNIOR, I. -1977- Idades radio métricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas da região leste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG, Núcleo São Paulo, p. 324-337. il. Bibliografia.
- BATOLLA JUNIOR, F; SILVA, A.T.S.F. da; ALGARTE, J.P. -1981- O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e oeste-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG, Núcleo de São Paulo, v.1, p. 94-108. il. Bibliografia.

- BIGARELLA, J.J; SALAMUNI, R; MARQUES FILHO, P.L. -1966- Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. Bol. Univ. Fed. Paraná, Curitiba, p. 114 (Geologia, 18).
- BISCHOFF, V.G. -1957- Stratigraphie, tektonik und magmatismus des perms und mesozoikums in Gebiet von Jacarezinho/Nordparana. Beitr. Geol. Jb., 25: 81-104.
- BOWEN, R.L., -1966- The Paraná Basin flow lavas and their structural relations with Ponta Grossa arch. In: INTERNATIONAL FIELD INSTITUTE. Guidebook, Brazil. Washington, cap. 10, p. 1-5.
- BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - DNPM -1974-Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Curitiba (SG.22) por Oniro A.Monaco e outros, Brasília 81 p. il. (texto explicativo).
- BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - DNPM -1980-Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folha Corumbá (SE.21) Brasília, DNPM. (texto explicativo no prelo).
- COLLINSON, D.W; CREER, K.M; RUNCORN, S.K. -1967- Methods in paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company; 609 p. il. (Developments in Solid Earth Geophysics, 3).
- COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS - CPRM -1971- Projeto aerogeofísico Ponta Grossa - Criciúma; mapas escalas, 1:100.000 e 1:250.000. Rio de Janeiro.
- CORDANI, U.G. & VANDOROS, P. -1967- Basaltic rocks of the Paraná basin. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GONDWANA STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY, 1., Mar del Plata. 1967. Proceedings... "Problems in Brazilian Gondwana Geology". Curitiba, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Paraná. p. 207-231.
- CREER, K.M; MILLER, J.A; SMITH, A.G. -1965- Radiometric age of Serra Geral Formation. Nature, 207 (4992): 282-283.
- ERNESTO, M; HIODO, F.Y; PACCA, I.G. -1979- Estudo paleomagnético de sequências de derrames basálticos da Formação Serra Geral em Santa Catarina. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 51 (3): 327-332.
- FERREIRA, F.J.F. & ALGARTE, J.P. -1979- O comportamento aeromagnético - cintilométrico das principais rochas alcalinas dos

Estados de São Paulo e Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 2., Rio Claro, 1979. Atas... São Paulo, SBG, Núcleo São Paulo, v.2, p. 195-208. il. Bibliografia.

FERREIRA, F.J.F. & FERRARI, M.P. -1981- Projeto propriedades magnéticas das rochas da Formação Serra Geral e do embasamento cristalino. São Paulo, Paulipetro, 68 p. il. (Relatório GEF/SMP/RT-007/81).

FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B. -1981- Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG, Núcleo de São Paulo, v.1, p. 226-240. il. Bibliografia.

FÜLFARO, V.J. -1970- Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Bol. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, DNPM (253): 1-83. il. Bibliografia.

FÜLFARO, V.J. -1971- A evolução tectônica e paleogeográfica da bacia sedimentar do Paraná pelo "trend surface analysis" Bol. Esc. Eng., São Carlos (14): 1-112 (Tese de livre docência apresentada ao Instituto de Geociências da USP, 1971).

FÜLFARO, V.J. -1974- Tectônica do alinhamento estrutural do Parana panema. Bol. Inst. Geoc., São Paulo, 5: 129-138.

FÜLFARO, V.J. -1975- Mesozoic-cenozoic tectonic and paleogeographic evolution of southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 9., Nice, 1975. Proceedings... Nice, theme IV, p. 125-132.

FÜLFARO, V.J. -1979- O Cenozóico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. Atas... São Paulo, SBG, v.1, p. 2-31. il. Bibliografia.

FÜLFARO, V.J. & SUGUIO, K. -1967- Campos de diques de diabásio da Bacia do Paraná. Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 16 (2): 23-38.

FÜLFARO, V.J. & SUGUIO, K. -1974- Geologia da região de Fartura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG, v.4, p. 173-180. il. Bibliografia.

- FÜLFARO, V. J.; GAMA JUNIOR, E; SOARES, P.C. -1980- Revisão Estratigráfica da Bacia do Paranã, São Paulo, Paulipetro. 155 p. il. Bibliografia (Relatório BP 008/80).
- GAMA JUNIOR, E. -1979- A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. Rev. Bras. Geoc., São Paulo, SBG, 9 (1): 1-16, nov. il. Bibliografia.
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.L. -1970- Estudo estrutural da base da Formação Botucatu na região de Porto União/Serra dos Borges, SC. Petrobrás, Rio de Janeiro (Relatório Int., 39).
- HASUI, Y. -1973- Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo (Tese apresentada ao Instituto Geociências da USP).
- HASUI, Y & SADOWSKI, G.R. -1976- Evolução geológica do pré-cambria no na região sudeste do Estado de São Paulo. Rev.Bras. Geoc., São Paulo, 6 (3): 180-200.
- HASUI, Y; CARNEIRO, C.D.R; COIMBRA, A.M. -1975- The Ribeira folded belt. Rev. Bras. Geoc., SBG, São Paulo, 5 (4): 257-266.
- HERZ, N.-1977 -Timing of spreading in the South Atlantic: information from brazilian rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., New York, (88): 101-112.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT - Divisão de Minas e Geologia Aplicada -1981- Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1.500.000. 2v. (IPT - monografias,6) (Publicação IPT nº 1184).
- LANDIM, P.M.B. -1970- O Grupo Passa Dois (P) na bacia do Rio Corumbatã (SP). Bol. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, DNPM, (252): 1-103. il. Bibliografia.
- LANDIM, P.M.B. -1972- Upper paleozoic glaciation in the northeastern Paranã basin, Brazil (Tubarão Group). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24., Montreal, 1972. Proceedings... Montreal, theme D part 3, p. 406-414.
- LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. -1979- Atlas de anomalias magnéticas da placa fina limitada. Rio de Janeiro (Relatório Int. LASA).

- LOCZY, L. de -1966- Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e seu embasamento, Bol. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, DNPM, (234): 1-71. il. Bibliografia.
- LOGACHEV, A.A. & ZAJAROV, V.P. -1978- Exploracion Magnética, Barcelona, Editorial Reverté, 346 p. il. Bibliografia.
- MCDUGALL, I. & RUEGG, N.R. -1966- Potassium-argon dates on the Serra Geral Formation of South America. Geoch. Cosmoch. Acta, Oxford, 30 (2): 191-195.
- MEDEIROS, R.A. -1973- Estudo faciológico da Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. Resumo das Comunicações, Aracaju, SBG.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ FILHO, A. -1973- Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG, v.3, p.3-11. il. Bibliografia.
- MEDEIROS, R.A. & ZEMBRUSCKI, S.G. -1967- Análise das possibilidades petrolíferas na área de Taquara Verde - Três Pinheiros, SC. Petrobrás, 33 p. il. (Rel. DESUL-352).
- MELFI, A.J. -1967- Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, Oxford, 30: 191-195.
- MORAES REGO, L.F. de -1931- Relatório anual do diretor para 1930. In: SERVIÇO GEOLÓGICO E MINERALÓGICO DO BRASIL, Rio de Janeiro, p. 7-18.
- MUHLMANN, H; SCHNEIDER, R.L; TOMMASI, E; MEDEIROS, R.A; DAEMON, R. F; NOGUEIRA, A.A. -1974- Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. Ponta Grossa, Petrobrás/DESUL, 186 p. il. (Rel. DESUL-444).
- NORTHFLEET, A.A; MEDEIROS, R.A; MUHLMANN, H. -1969- Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Tec. da Petrobrás, Rio de Janeiro, 12 (3): 291-346.
- PACCA, I.G. & HIODO, F. Y. -1976- Paleomagnetic analysis of mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in southern Brasil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 48 (supl): 207-214.

- PADULA, E. & MINGRAMM, A. -1969- Permian subsurface beds of the chacomopotamian region, Argentina and their relatives in Brazil, Paraguay and Uruguay. GONDWANA STRATIGR., IUGS Symp. Buenos Aires, p. 1041-1051.
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & ENCAL S.A. CONSULTORIA E AEROLEVANTAMENTOS -1980a- Projeto aerogeofísico Confluência Paranã - Paranapanema: levantamento aeromagnetométrico dos blocos 33, 37, 38, 42, 43 e 44, Rio de Janeiro, ENCAL v.1, 64 p. il. anexos (Paulipetro/Encal- Relatório Final).
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & ENCAL S.A. CONSULTORIA E AEROLEVANTAMENTOS -1980b- Projeto aerogeofísico Botucatu: levantamento aeromagnetométrico dos blocos 46, 47, 48 e 49, Rio de Janeiro, ENCAL v.1, 66 p. il. anexos (Paulipetro / Encal- Relatório Final).
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & ENCAL S.A. CONSULTORIA E AEROLEVANTAMENTOS -1981- Projeto aerogeofísico Rio Iguaçu: levantamento aeromagnetométrico dos blocos 75, 76, 77, 78, 79 e 80. Rio de Janeiro, Encal. v.1, 86 p. il. anexos (Paulipetro/Encal - Relatório Final).
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO DA USP -1980- Medidas de susceptibilidade e magnetização natural de basaltos da Formação Serra Geral no Estado de São Paulo, por I.G. Pacca, São Paulo, IAG 4 p. il. anexos (Relatório Final).
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO DA USP -1981- Medidas de susceptibilidade e magnetização natural de rochas metamórficas da borda nordeste da Bacia do Paranã por I.G. Pacca, São Paulo, IAG, 3p.il. anexos (Relatório Final).
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. -1980- Projeto aerogeofísico Bauru: levantamento aeromagnetométrico dos blocos 39 e 45. Rio de Janeiro, LASA, v.1, 28 p. il. anexos (Paulipetro/Lasa - Relatório Final).
- PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & LASA EN

GENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. -1981a- Projeto aerogeofísico Rio Ivaí: levantamento aeromagnetométrico dos blocos 72, 73, 74 e 05. Rio de Janeiro, LASA, v.1, 36 p. il. anexos (Paulipetro/Lasa - Relatório Final).

PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT. Agrupamento de Geofísica & LASA EN GENHARIA E PROSPECÇÕES S.A. -1981b- Processamento interpretativo dos projetos Confluência Paranã - Paranapanema Bauru e Botucatu, blocos 33, 37, 38, 42, 43, 44, 46, 47, 48 e 49. Rio de Janeiro, LASA, v.1, 276 p. il. anexos (Paulipetro/Lasa - Relatório Final).

PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT & GEOSOL - GEOLOGIA E SONDAGENS -1981- Análise morfoestrutural de semidetalhe da área de rio Ranchinho; Bloco SG.22-B (75). Belo Horizonte, GEOSOL, 15 p. il. anexos. Bibliografia (Paulipetro/Geosol - Relatório RT-085/81).

PAULIPETRO CONSÓRCIO CESP/IPT & THEMAG ENGENHARIA LTDA -1981- Geologia do Bloco ACS-75; escala 1:100.000. São Paulo, THEMAG 86 p. il. anexos. Bibliografia (Paulipetro/Themag - Relatório Final).

PETERS, J.L. -1949- The direct approach to magnetic interpretation and its practical application, Geophysics, 14, 290-320.

PETRI, S. & FÚLFARO, V. J. -1967- Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, São Paulo, Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 16 (1): 25-42, nov. Bibliografia.

REFORD, M.S. -1964- Magnetic anomalies over thin sheets. Geophysics 29 (4): 532-536.

SANFORD, R.M. & LANGE, F.W. -1960- Basin study approach to oil evaluation of Parana miogeosyncline, south Brazil. AAPG Bull., Tulsa, 44 (8): 1316-1370.

SCHNEIDER, R.L. -1976- O sistema devoniano da Bacia do Paranã: possibilidades petrolíferas. Rio de Janeiro, Petrobrás, (Relatório Int. 5105).

SILVA, A.T.S.F. da -1981- Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana exposta entre Peruibe e Curitiba, SP e PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba

- tiba, 1981. Atas... Curitiba, SBG, Núcleo São Paulo. v.1, p. 133-147. il. Bibliografia.
- SILVA, A.T.S.F. da & ALGARTE, J.P. -1981- Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariqueira Açu, Estado de São Paulo. II - estrutura, metamorfismo e evolução tectônica. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG, Núcleo São Paulo, v.1, p. 109-120. il. Bibliografia.
- SOARES, P.C. -1974- Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paranā: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG, v.4, p. 107-121. il. Bibliografia.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. -1976- Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in south Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE, São Paulo, 1975. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro, 48 (supl.) 313-324.
- SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E; CSORDAS, S.M; MATTOS, J.T; BALLIEIRO, M.G; MENESES, P.R. -1982- Lineamentos em imagens de Landsat e Radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paranā. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., Brasília, 1982. Atas... Brasília, CNPq/INPE (no prelo).
- SPECTOR, A. & GRANT, E.S. -1970- Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, 35: 293-302.
- STACEY, F.D. & BANERJEE, S.K. -1974- The physical principles of rock magnetism, Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 195 p. il. (Developments in Solid Earth Geophysics, 5).
- TELFORD, W.M; GELDART, L.P; SHERIFF, R.E; KEYS, D.A. -1976- Applied Geophysics. Cambridge University Press. Cambridge, 860 p. il.
- TOMMASI, E. -1973- Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paranā, Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paranā. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG, v.3, p. 179-188. il. Bibliografia.
- VACQUIER, V; STEENLAND, N.C; HENDERSON, R.G; ZEITZ, I. -1951- Interpretation of aeromagnetic maps, Geol. Soc. Am., Memoir 47, 151 p.

- VIEIRA, A.J. -1973- Geologia do centro e nordeste do Paran e centro-sul de So Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Anais... Aracaju, SBG, v.3, p. 259-277. il. Bibliografia.
- VIEIRA, A.J. & MAINGU, E. -1972- Geologia de semi-detalhe do centro-norte do Paran e sudoeste de So Paulo. Ponta Grossa, Petrobrs/DESUL, 49. p. il. (Relatrio DESUL 425).
- ZAINE, M.F. -1980- Uma barreira geogrfica no Paleozico Superior na regio de Fartura-SP. So Paulo, 109 p. il. Bibliografia (Dissertao de Mestrado apresentada ao Instituto Geocincias da USP).

CONVENÇÕES

MAGNÉTICAS (CLASSE DE INTENSIDADE ANÔMALA EM nT)

TOPOGRÁFICAS

MAPA DE CONTOURNO DO CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO (SIMPLIFICADO)

- ANEXO 1 -

FONTE: PROJETO AEROGEOFÍSICO CONFLUÊNCIA PARANÁ-PARANAPANEMA (PAULIPETRO - ENCAL, 1980)
PROJETO AEROGEOFÍSICO BAURU (PAULIPETRO - LASA, 1980)
PROJETO AEROGEOFÍSICO BOTUCATU - PARCIAL (PAULIPETRO - ENCAL, 1980)
PROJETO AEROGEOFÍSICO RIO IVAÍ (PAULIPETRO - LASA, 1981 b)
PROJETO AEROGEOFÍSICO RIO IGUAÇU (PAULIPETRO - ENCAL, 1981)

100000
B 3-TECA
T 208
11 9