



UFRJ

Helder Silvério Borba

**APLICAÇÃO DO MÉTODO GRAVIMÉTRICO AO ESTUDO DA BACIA DO
PARANÁ**

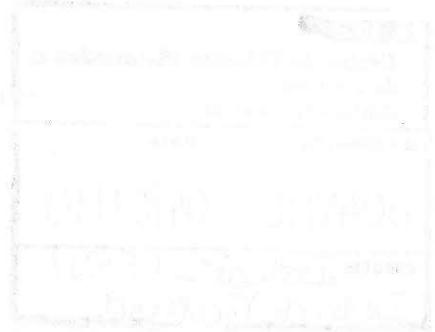
Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes Carlos
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Paula Lúcia Ferrucio da Rocha

Rio de Janeiro

Março de 2007



MGL
B126A

Helder Silvério Borba

APLICAÇÃO DO MÉTODO GRAVIMÉTRICO AO ESTUDO DA BACIA DO PARANÁ

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Paula Lucia Ferrucio da Rocha

Aprovada em: 28 de março de 2007

Por:

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Paula Lucia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Helder Silvério Borba
Aplicação do Método Gravimétrico ao Estudo da Bacia do Paraná / Helder Silvério Borba - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

xii, 65 p. : 24 il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Paula Lucia Ferrucio da Rocha, Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Paula Lucia Ferrucio da Rocha. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Para Erika, pelo apoio constante e todo resto.
Para minha mãe, Nercy, pela dedicação.
Para Nzinga, obrigado por tudo!

Agradecimentos

Agradeço à Petrobras a oportunidade de cursar esta Especialização, a qual contribuiu bastante para minha formação como geofísico.

Agradeço ao Professor Leonardo Borghi e à Professora Paula Lúcia F. da Rocha, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), a atenção dedicada à orientação desta monografia.

Agradeço ao Geofísico Álvaro Lúcio Gomes, da Petrobras, a presteza com que solucionou os diversos imprevistos que se apresentam a quem coordena um projeto dessa magnitude.

Agradeço, ainda, aos colegas geofísicos Erika Medeiros de Siqueira, Rommel Melhor Mendes e Bruno Werner Penkuhn a redação de relevantes trechos do capítulo 1.

"Some people think God is an outsized, light-skinned male with a long white beard, sitting on a throne somewhere up there in the sky, busily tallying the fall of every sparrow. Others — for example Baruch Spinoza and Albert Einstein — considered God to be essentially the sum total of the physical laws which describe the universe. I do not know of any compelling evidence for anthropomorphic patriarchs controlling human destiny from some hidden celestial vantage point, but it would be madness to deny the existence of physical laws."

Carl Sagan (1934-1996)

Resumo

Silvério Borba, Helder. **Aplicação do Método Gravimétrico ao Estudo da Bacia do Paraná.** 2007. xx, 000p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Esta monografia objetiva estudar a aplicação do método gravimétrico à interpretação de estruturas em subsuperfície na bacia sedimentar do Paraná. Inicia-se com uma descrição da Geologia da bacia, em que se enfatizam seus aspectos estrutural, estratigráfico e de potencial petrolífero. Em seguida, estuda-se, em detalhe, o método gravimétrico. Por fim, analisa-se o trabalho de VIDOTTI *et al.*, *Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil*, em que o método é empregado para interpretar a anomalia Bouguer presente na porção oeste da bacia como uma bacia rifte de idade Paleozóica soterrada por estratos sedimentares e derrames basálticos do Mesozóico.

Palavras-chave: Geofísica do Petróleo. Método Gravimétrico. Bacia do Paraná.

Abstract

Silvério Borba, Helder. **Aplicação do Método Gravimétrico ao Estudo da Bacia do Paraná. [Application of Gravity Methods to the Study of Paraná Basin]**. 2007. xx, 000p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This work analyses the application of gravity methods to the interpretation of subsurface structures in the sedimentary Paraná basin. It begins with a description of the basin's Geology, putting emphasis on its structural, stratigraphic and petroleum geology aspects. Subsequently, gravity methods are studied in detail. Finally, we analyse the paper by VIDOTTI *et al.*, *Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil*, where gravity methods are employed to interpret the Bouguer anomaly along the western side of the basin as a Palaeozoic rift basin buried by Mesozoic sedimentary strata and flood basalts.

Key-Words: Petroleum Geophysics. Gravity Methods. Paraná basin.

Lista de Figuras

Figura 1	Mapa que demonstra a extensão da bacia do Paraná	2
Figura 2	Arcabouço estrutural básico da bacia do Paraná	4
Figura 3	Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná	5
Figura 4	Carta estratigráfica da Bacia do Paraná	9
Figura 5	Aspecto geotectônico do embasamento da bacia do Paraná	12
Figura 6	Arco de Ponta Grossa	14
Figura 7	Distribuição espacial das três fases deposicionais da bacia do Paraná ...	16
Figura 8	Distribuição no tempo das diversas unidades do registro estratigráfico da bacia do Paraná	18
Figura 9	Existência de um campo de produção no centro do Estado do Paraná	20
Figura 10	Ciclos deposicionais do Grupo Itararé	24
Figura 11	Geóide e elipsóide de referência	32
Figura 12	Esquema simplificado de uma balança de torção	37
Figura 13	Esquema ilustrativo de um gravímetro do tipo estável	38
Figura 14	Gravímetro de mola inclinada	40
Figura 15	Efeito gravimétrico de uma esfera	45
Figura 16	Efeito gravimétrico de um bastão horizontal	46
Figura 17	Camada fina mergulhante	47
Figura 18	Falha geológica	48
Figura 19	Cobertura gravimétrica da bacia do Paraná	52
Figura 20	Mapa de anomalia Bouguer da bacia do Paraná	54
Figura 21	Mapa de anomalia Bouguer da porção oeste da bacia do Paraná	56
Figura 22	Gráficos do logaritmo espectro de potência	58
Figura 23	Modelos diretos para os perfis 1 e 2 ao longo da anomalia Bouguer da porção oeste da bacia	59
Figura 24	Comparação entre os perfis Bouguer das bacias do Paraná e do Parnaíba.....	61

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Fatores que influenciam a magnitude de \vec{g}	30
--	----

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tabelas	x
1 PRINCIPAIS ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ	1
1.1 Introdução	1
1.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná	5
1.3 Geologia Estrutural	10
1.4 Geologia Histórica	12
1.5 Geologia do Petróleo	19
2 O MÉTODO GRAVIMÉTRICO	25
2.1 Teoria da Gravitação de Newton	26
2.1.1 O Potencial Gravitacional	27
2.1.2 Equações de Laplace, Poisson e Derivadas do Potencial Gravitacional	28
2.1.3 Derivadas do Potencial Gravitacional	29
2.2 A Gravidade do Planeta Terra	30
2.2.1 O Esferóide de Referência	31
2.2.2 O Geóide	31
2.3 Redução Gravimétrica	32
2.3.1 Correção de Latitude	33
2.3.2 Correção de <i>Free-Air</i>	33
2.3.3 Correção Bouguer	34
2.3.4 Correção de Elevação	34
2.3.5 Correções de Terreno, de Maré e Isotática	35
2.3.6 Valor da Anomalia Bouguer para uma estação gravimétrica	35
2.4 Aquisição de Dados	36
2.4.1 Instrumentos de Medida Relativa da Gravidade	36
2.4.2 Aquisição de Dados Gravimétricos	41

2.5 Interpretação Gravimétrica	43
2.5.1 Esfera	44
2.5.2 Bastão Horizontal	45
2.5.3 Camada Fina Mergulhante	47
2.5.4 Falha Geológica	48
2.5.5 Os Métodos Direto e Inverso na Interpretação de Dados Gravimétricos	48
2.5.6 O Excesso de Massa	48
3 ESTUDO DE CASO: ASSINATURA GRAVIMÉTRICA DA BACIA DO PARANÁ	
.....	51
3.1 Introdução	51
3.2 Geologia e Geofísica da Região	53
3.3 Dados Gravimétricos Antigos e Novos	53
3.4 Interpretação do Mapa de Anomalia Bouguer	55
3.5 Discussão	60
3.6 Conclusão	62
4 CONCLUSÕES	63
Referências Bibliográficas	64

1 PRINCIPAIS ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ

1.1 Introdução

Antes de tratar especificamente da bacia sedimentar do Paraná, é conveniente fazer uma descrição sucinta dos domínios tectono-sedimentares encontrados na Placa Sul-Americana. Segundo MILANI & THOMAZ FILHO (2000), podem ser reconhecidos quatro domínios principais na placa em questão, a saber, o **interior continental**, onde foram depositadas camadas sedimentares paleozóico-mesozóicas; a **borda oeste**, caracterizada pela convergência entre as placas Sul-Americana e Pacífica; a **borda leste**, cuja natureza é essencialmente divergente, estando associada à expansão do assoalho do Oceano Atlântico; e as **margens norte e sul**, tipicamente transcorrentes.

É no interior da Placa Sul-Americana que se encontram as quatro bacias intracratônicas brasileiras: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná, cada uma delas batizada segundo o nome de uma bacia hidrográfica de mesmo nome localizada na região. Estas bacias têm em comum um arcabouço sedimentar relativamente simples e a presença de grandes volumes de rochas magmáticas mesozóicas. (Q.v., MILANI & THOMAZ FILHO, 2000.)

A bacia do Paraná localiza-se no centro-sul da América do Sul, estendendo-se por cerca de 1.100.000 km² em território brasileiro e mais 300.000 km² sobre os territórios de Paraguai, Uruguai e Argentina. No Brasil, distribui-se por todos os estados das regiões Sul e Centro-Oeste e ainda pelos estados de São Paulo e Minas Gerais, na região Sudeste. (Ver figura 1.)

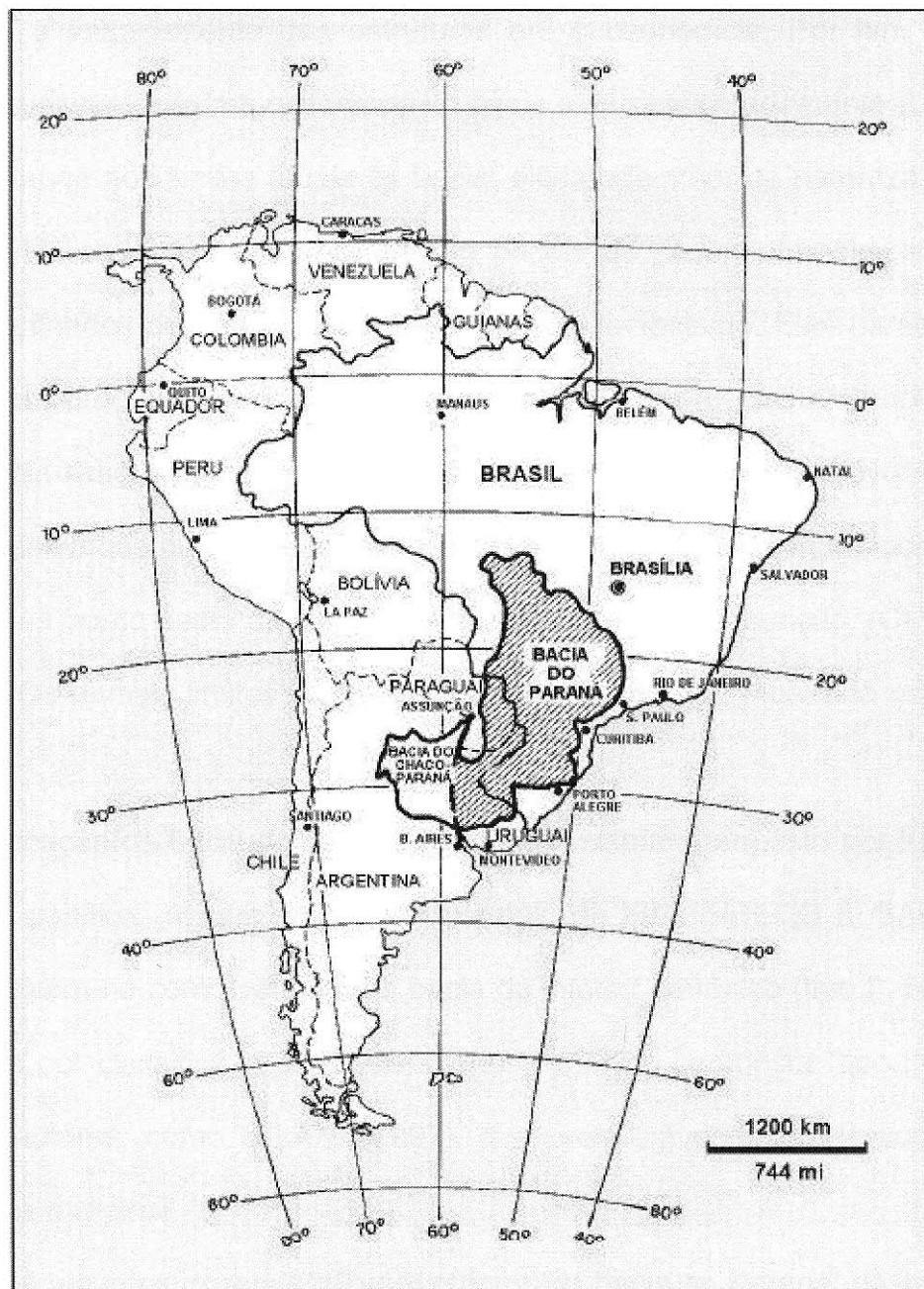


Figura 1 – Mapa que demonstra a extensão da bacia do Paraná. Figura retirada de ZALÁN et al., 1991.

Quanto à forma, a bacia do Paraná possui formato oval, com eixo maior orientado ao longo da direção NNE-SSO. O comprimento e largura médios da bacia em tela são, respectivamente, de 1.750 km e 900 km. Vale salientar que ao longo de dois terços do território nacional, a bacia do Paraná é coberta por lavas mesozóicas da Formação Serra Geral, cuja espessura chega a 1.700 m. Isso dificulta

sobremaneira o imageamento das estruturas em subsuperfície. Por fim, cumpre dizer que a espessura máxima observada na bacia é de aproximadamente 7.000 m.

No que tange aos limites atuais da bacia, eles podem ser de natureza erosiva ou tectônica. No caso de limites erosivos, o pacote de sedimentos simplesmente afina ou são afinados por erosão, sem a atuação de tectonismo. Este parece ser o caso da borda nordeste da bacia do Paraná, entre a zona de falha Guapiara e o Arco de Goiânia-Araguaia. No caso de limites tectônicos, a erosão é proveniente da ação de grandes arcos ou soerguimento. Esta é a situação mais comum, ocorrendo, por exemplo, na borda oeste da bacia, limitada pelo Arco de Assunção. (Cf. ZALÁN *et al.*, 1991.) Os demais limites da bacia constam da figura 2, mostrada na página seguinte.

A classificação da bacia do Paraná segundo o sistema proposto por KLEMME (1980) não é pacífica. Alguns autores, a exemplo de FIGUEIREDO & GABAGLIA (1986), classificam-na como sendo uma bacia de interior cratônico (tipo I). Há ainda os que optam por classificá-la como de interior cratônico composta (tipo II-A). Por fim, existem autores, como MILANI (1997), que preferem enquadrá-la como uma bacia cratônica marginal.

Dentre os recursos minerais não-petrolíferos da bacia do Paraná, destacam-se algumas ocorrências de carvão em depósitos deltaicos permianos, gemas em geodos de lavas e certa produção de diamantes em alguns locais da bacia. Há de ressaltar-se, ainda, as águas do aquífero Guarani, que se situa nas bacias do Paraná e do Chaco-Paraná. As águas deste importante aquífero estão armazenadas em sedimentos arenosos da Formação Pirambóia na base e Formação Botucatu no topo.

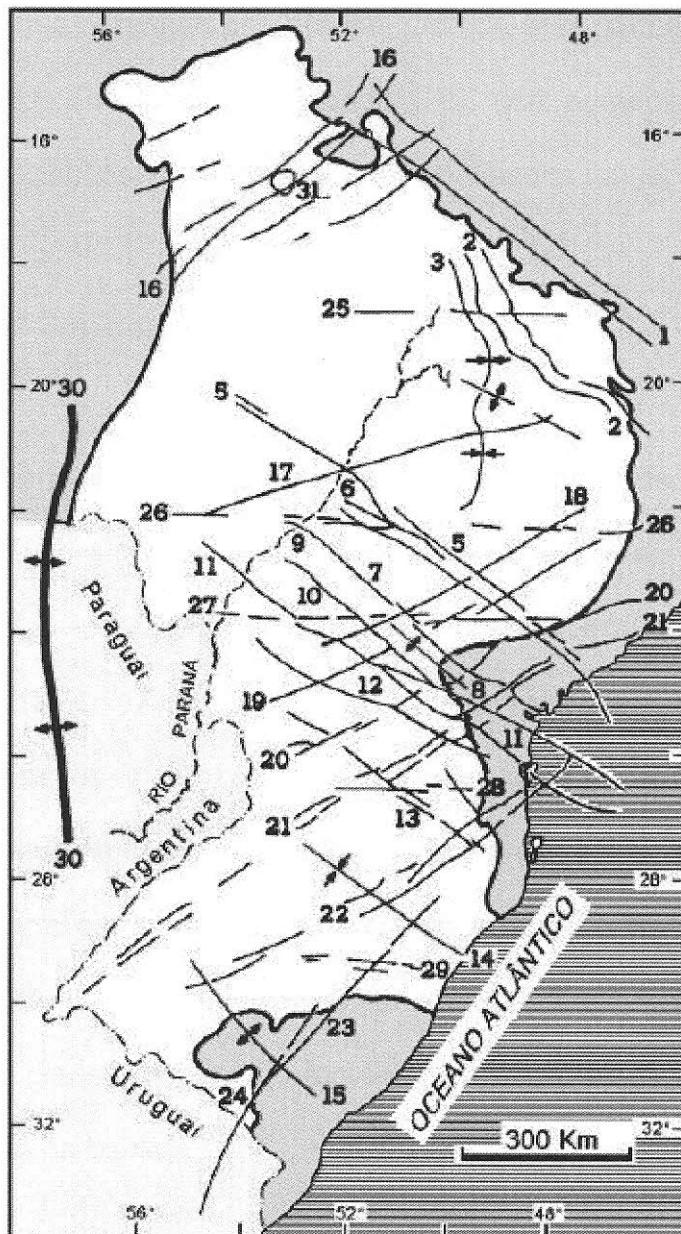


Figura 2 – Arcabouço estrutural básico da bacia do Paraná. Os limites principais da bacia são: 1 - arco do Alto Paranaíba; 8 - arco de Ponta Grossa; 14 - sinclinal de Torres; 15 - arco do Rio Grande; 30 - arco de Assunção. Figura retirada de ZALÁN et al (1991).

Ocorrências conhecidas de hidrocarbonetos na bacia do Paraná incluem descobertas de gás, campos subcomerciais, indícios de óleo (especialmente nas partes leste e sudeste da bacia), arenitos asfálticos aflorantes no estado de São Paulo e exsudações em vários pontos da bacia. Ocorrem, também, significativas reservas de folhelhos betuminosos (Formação Iriti), que podem ser exploradas

comercialmente para a obtenção de petróleo. Os sistemas petrolíferos Ponta Grossa – Itararé (!) e Irati – Rio Bonito / Pirambóia (!), que apresentam potencialidade razoável para acumulações de óleo e gás, são analisados na seção 1.5, a seguir.

1.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná

Seis grandes seqüências deposicionais, que variam em idade do Ordoviciano ao Cretáceo, constituem a estratigrafia da bacia do Paraná: ordovício-siluriana, devoniana, carbonífera-eotriássica, neotriássica, jurássica-eocretácea e neocretácea (MILANI *et al.*, 1994). As três primeiras correspondem a grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos e as demais são formadas de rochas sedimentares de natureza continental e ígneas associadas (ver figura 3). Na figura 4 apresentamos a carta estratigráfica da bacia, mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas em uma seção NO-SE. Nesta carta também estão associados os eventos tectônicos e os ambientes deposicionais que afetaram a evolução da bacia.

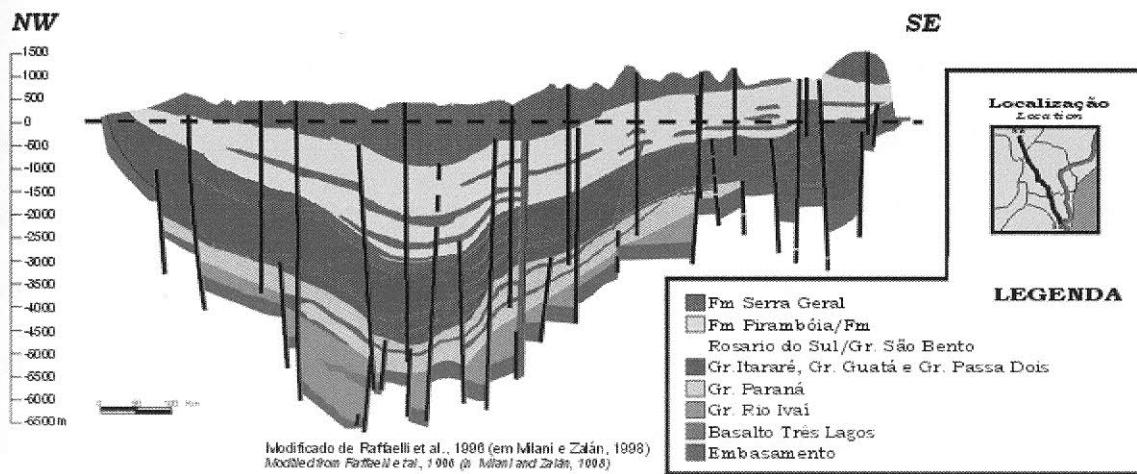


Figura 3 – Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná (www.anp.gov.br)

O *Grupo Rio Ivaí*, correspondente litoestratigráfico da seqüência ordovício-siluriana (cf. ASSINE *et al.*, 1994), tem idade entre o Neo-Ordoviciano e o Eossiluriano. Iniciada por um pacote arenoso (*Formação Alto das Garças*) com até 300 m de espessura, é seguida por algumas dezenas de metros de diamictitos (*Formação Iapó*) e culmina com pelitos fossilíferos (*Formação Vila Maria*), que constituem um importante *datum* cronoestratigráfico no estudo da seqüência. A unidade superior deste ciclo, *Formação Vila Maria*, também documenta a primeira grande incursão marinha na bacia.

A seqüência devoniana depositou-se, em discordância, sobre a seqüência ordovício-siluriana e corresponde litoestratigráficamente ao *Grupo Paraná*, que ocorre nas porções central e norte da bacia e é constituído pelas *formações Furnas* e *Ponta Grossa*.

A *Formação Furnas* é representada por uma unidade basal arenosa com marcante homogeneidade litológica e apresenta estratificações cruzadas em sua maioria acanaladas de um ambiente continental fluvial. A *Formação Ponta Grossa*, por sua vez, é constituída de folhelhos com subordinados siltitos e arenitos deltaicos com marcas onduladas e bioturbado, o que indica deposição predominante em ambiente marinho raso.

A sedimentação na bacia do Paraná foi inibida durante um longo período (do Eocarbonífero ao Neocarbonífero), gerando a discordância regional de maior hiato em seu registro litológico (cerca de 45 M.a.). Esta inibição foi causada por uma conjunção de fatores climáticos e tectônicos que atuaram sobre uma ampla área da margem meridional do Gondwana. A inexistência do registro sedimentar nesta época foi condicionada pelo desenvolvimento de calotas de gelo, associado à epirogênese positiva.

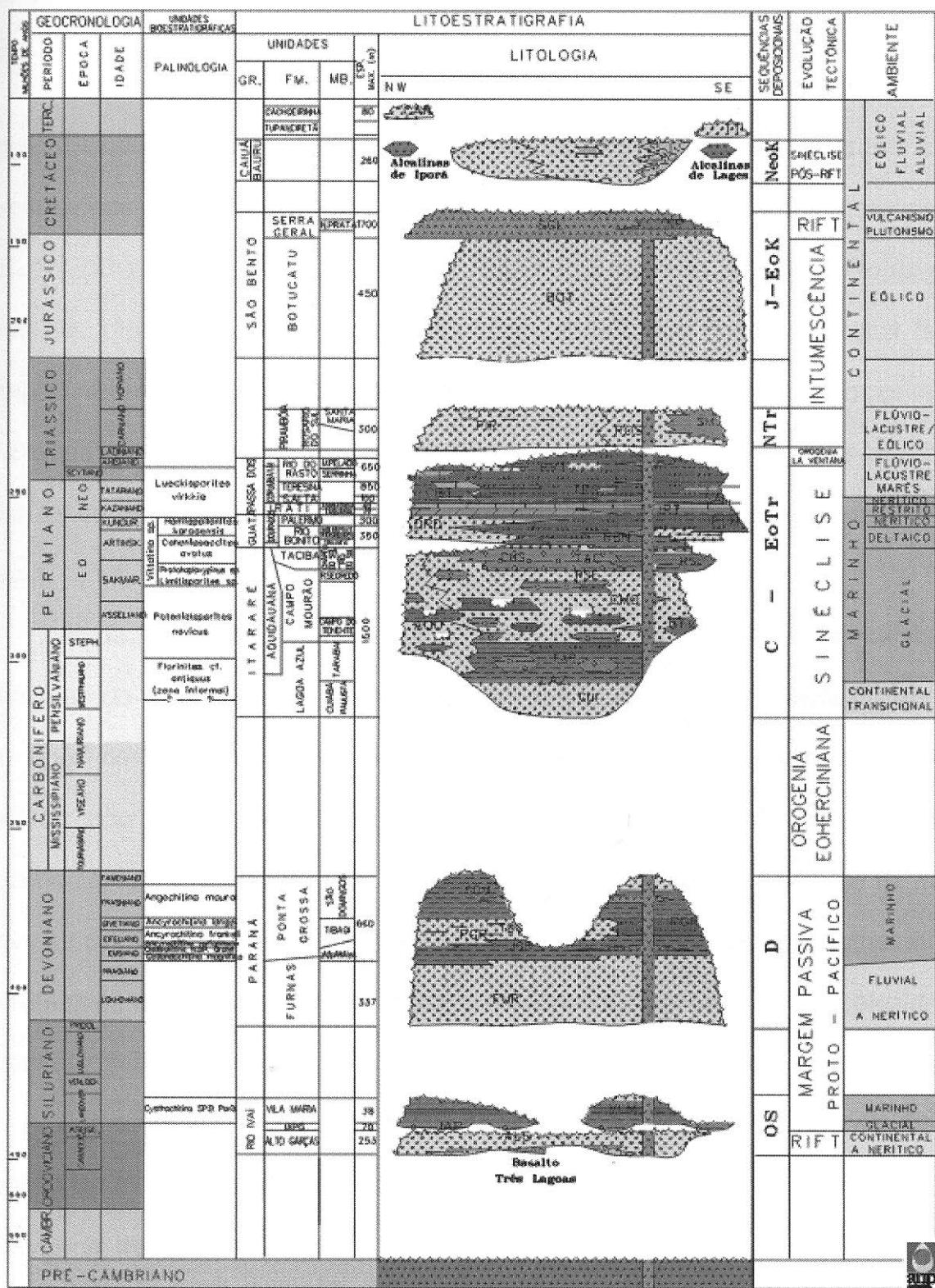
Ainda sob marcante influência do clima glacial, foi acumulada a seção basal da seqüência carbonífera-eotriássica, onde se encontram as rochas glaciogênicas do *Grupo Itararé* (na porção sul da bacia) e *Formação Aquidauana* (na parte norte). São diamictitos, folhelhos, arenitos e conglomerados com espessura total de 1500 m. Após esta seção depositou-se um pacote transgressivo, tendo sido este o caráter de sedimentação devido à deglaciação e consequente subida do nível do mar. Este pacote inclui a *Formação Rio Bonito* (formada por arenitos deltaicos com carvão), a *Formação Palermo* (constituída de deposição de folhelhos e siltitos) e a *Formação Iراتi* (com folhelhos betuminosos e carbonatos). Esta última formação é caracterizada por uma faciologia bastante complexa que indica uma geometria de bacia igualmente complexa, com golfos e baías de profundidades e salinidades bastante variáveis. O intervalo superior da seqüência carbonífera-eotriássica é formado pelas formações *Teresina*, *Rio do Rastro* e *Corumbataí*. Neste intervalo é documentada a progressiva continentalização a que foi submetida a bacia do Paraná. A Formação Teresina é constituída de argilito e siltito cinza-claro, depositados sobre a ação de ondas e marés enquanto que a Formação Rio Rastro é formada por arenitos, siltitos e folhelhos arroxeados, avermelhados e esverdeados e é interpretada como resultante do avanço de sistemas deltaicos a partir da borda leste da bacia. A Formação Corumbataí, na parte norte da bacia, constitui-se de sedimentos areno-argilosos cronoequivalentes aos das formações Teresina e do Rio do Rastro.

As formações *Pirambóia* e *Rosário do Sul* constituem a seqüência neotriássica e são formadas por arenitos com estratificação cruzada acanalada e planar, o que indica deposição em ambientes lacustre rasos e localizados, gerada por sistemas flúvio-eólicos.

A *Formação Botucau* foi formada por gigantescos campos de dunas que dominaram a bacia no Neojurássico, estes seguidos do mais volumoso episódio de extravasamento de lavas do planeta, que deu origem a *Formação Serra Geral*. Estas duas unidades em conjunto constituem a seqüência jurássica-eocretácea.

A seqüência que encerraria a história deposicional da bacia é a seqüência neocretácea que corresponde, em termos litográficos, aos *grupos Bauru* e *Caiuá*. É um pacote com até 280 m de espessura de depósitos continentais incluindo conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e carbonatos de caliche. Esta seqüência ocupou a depressão gerada pela carga de derrames vulcânicos (último episódio significativo de subsidência da bacia) e apresenta estratificações cruzadas acanaladas e feições de corte-e-preenchimento.

As unidades sedimentares mais novas, as *formações Cachoeirinha* (ao norte) e *Tupanciretã* (ao sul da bacia), essencialmente arenosas e de idade terciária, não são consideradas como pertencentes à bacia do Paraná.



ELOMENI ET AL.

1.3 Geologia Estrutural

Os principais elementos estruturais da bacia do Paraná são mostrados na figura 2, onde pode ser observada a presença de padrão linear entrecruzado. Estas feições podem ser divididas de acordo com suas orientações, em três grupos: NO-SE, NE-SO e E-O (ZALÁN *et al.*, 1987). Segundo ZALÁN *et al* (1987), são duas as principais direções de lineamentos, NO-SE e NE-SO, que podem constituir falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e dezenas de quilômetros de largura. Estes dois grupos de elementos tectônicos são zonas de fraquezas antigas, ativadas recorrentemente durante a evolução da bacia.

Ainda segundo ZALÁN *et al* (1987), zonas de fraquezas pré-existentes herdadas do embasamento controlaram a evolução estrutural da bacia do Paraná. Ao longo destas zonas houve movimentações horizontal e vertical de blocos que, mesmo não sendo em grande escala, controlaram a distribuição de fácies sedimentares. Para entender a evolução de todos os aspectos geológicos da bacia, deve-se considerar a distribuição destas zonas de falhas, da situação temporal dos movimentos recorrentes ao longo delas e do consequente controle estabelecido por estas estruturas instáveis.

Soares *et al* (1982, *apud* ZALÁN *et al*, 1987) também identificaram o mesmo padrão de elementos tectônicos com orientação NO e NE e os separaram em três grupos de *trendes* NO e dois grupos de *trendes* NE. Estas zonas representariam áreas com maior mobilidade tectônica se comparadas com as áreas adjacentes e controlariam a sedimentação durante a evolução da bacia. Outro fato apontado pelos autores é que as zonas de *trendes* NO estão intensamente intrudidas por diques de diabásio, ao contrário dos *trendes* NE, carentes destas feições.

O padrão estrutural de uma zona retilínea com concentração de falhas e diques, formando uma extensa zona de falha que pode se alargar ou se estreitar ao longo do seu *trend* é típico da maior parte das zonas de falhas NO. Este padrão é bem exemplificado pela zona de falha Curitiba/Maringá, limitada por duas falhas principais: ao norte pela falha de São Jerônimo/Curiúva e ao sul pela falha do Rio Alonso. A ocorrência de grandes diques, e de deformações a eles associadas, também está presente nestas zonas de falhas com direção NO.

Por outro lado, as zonas de falhas com direção NE são constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea onde não há, em geral, presença de diques (e consequentemente das deformações associadas). Muito mais comuns ao longo dos lineamentos NE são as estruturas relacionadas a movimentações transcorrentes. (Estas também presentes ao longo dos lineamentos NO.)

Os rejeitos verticais destas falhas são relativamente pequenos (de poucas centenas de metros). Deslocamentos recorrentes suaves explicariam este fato e também a reversão dos movimentos, que contribuiu para a compensação e atenuação dos deslocamentos. Há evidências de falhamentos transcorrentes na bacia, como estruturas em flor e lineamentos deslocados (ZALÁN *et al.*, 1987).

Os lineamentos E-O, de acordo com ZALÁN *et al* (1987), detectados em mapas aeromagnéticos e imagens LANDSAT, são pouco compreendidos. Estes estariam de alguma forma ligados ao desenvolvimento do Atlântico Sul devido ao extraordinário paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas e também ao período de seu desenvolvimento, com início no Triássico.

1.4 Geologia Histórica

A Bacia do Paraná se desenvolveu sobre área de escudo do continente Gondwana, após o golfo original aberto para o Sul (Oceano Panthalassa) ter se fechado progressivamente, tornando-a uma depressão intracratônica no paleocontinente (cf. ZALÁN *et al.* 1990, MILANI, 1992 *apud* MILANI & RAMOS, 1998). Seu arcabouço geotectônico proposto por MILANI & RAMOS (1998), é composto por quatro núcleos cratônicos (Rio Aporé, Triângulo Mineiro, Guaxupé e Rio Paranapanema) circundados por vários cinturões móveis do ciclo Brasiliano (figura 5-B). Essa teoria é mais complexa que aquela apresentada por ZALÁN *et al.* (1987) sobre o provável núcleo cratônico (figura 5-A).

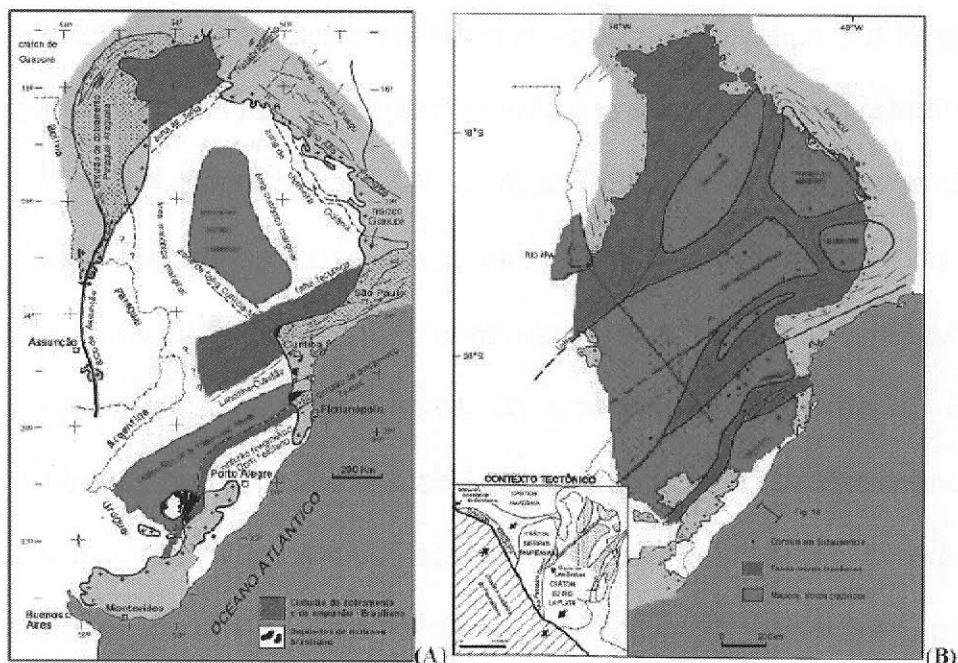


Figura 5 – Aspecto geotectônico do embasamento da bacia do Paraná segundo (A) ZALÁN *et al* (1991) e (B) MILANI & RAMOS (1998). Fonte BORGHI, 2002.

A bacia do Paraná, apesar de se situar em área cratônica, sofreu influências da tectônica em áreas adjacentes, no contexto do Gondwana Sul-ocidental, e, por conseguinte, seu desenvolvimento recebeu influência dos esforços compressivos

originados na margem ativa do paleocontinente (cf. CAMPOS *et al.*, 1998). Isto é, ela se desenvolveu sobre a área cratônica do Gondwana, mas ao lado da zona móvel dos Gondwanides, experimentando, portanto, uma influência dos esforços compressivos originados pela convergência de placas ao longo da faixa de colisão, que se localizava na região meridional do paleocontinente (cf. MILANI e RAMOS, 1998).

Segundo ZALÁN *et al.* (1987), existem dois estilos estruturais em toda bacia do Paraná: deformações associadas a intrusões ígneas básicas e deformações associadas à reativação de elementos tectônicos lineares com direção NE e NO.

A evolução estrutural da bacia do Paraná segundo ZALÁN *et al.* (1987) e ZALÁN *et al.* (1991, *apud* BORGHI, 2002) foi controlada por zonas de fraqueza pré-existentes do embasamento dissipadoras dos esforços intraplaca. Ao longo dessas zonas, houve movimentação de blocos durante a evolução da bacia, tanto verticais quanto horizontais. De acordo com ZALÁN *et al.* (1987), tais movimentos não teriam sido de grande escala, mas foram suficientes para controlar a distribuição de fácies sedimentares. A atividade tectônica no contexto de área intraplaca está basicamente restrita às reativações de falhamentos do embasamento da bacia. Este é o mecanismo através do qual os esforços intraplaca, criados pela movimentação das placas e dos eventos orogenéticos associados às margens delas, são dissipados. Essas estruturas cratônicas pré-existentes são divididas em três grupos de lineamentos, segundo ZALÁN *et al.* (1987), conforme a sua orientação: NO-SE, NE-SO e E-O.

O padrão estrutural dos lineamentos NE-SO caracteriza-se por zonas de falha constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea, segundo ZALÁN *et al.* (1987), em geral, sem intrusões de diabásio, porém com estruturas

associadas a movimentos transcorrentes, embora esses também ocorram ao longo dos lineamentos NO. Não há maiores diferenças entre as zonas de falha NO e NE, tendo ambas influenciado bastante a sedimentação de várias unidades estratigráficas, cada uma em uma época distinta.

Os lineamentos NO-SE são provavelmente mais antigos que os de direção NE-SO. De idade arqueana, essas zonas de falha foram reativadas no Jurássico-cretáceo durante a fase rifte, apresentando um padrão estrutural retilíneo, com concentração de falhas e diques de diabásio, formando extensa zona de falhas, às vezes mais larga ou mais estreita. Esse evento tectono-magmático que reativou essas falhas de direção NO-SE foi o mais forte entre aqueles que afetaram a Bacia do Paraná (cf. ZALÁN *et al.*, 1987). Entre as estruturas NO, destaca-se o Arco de Ponta Grossa (figura 6), que é formado por diques de rochas básicas desde o litoral sul de São Paulo até o interior do Paraná.

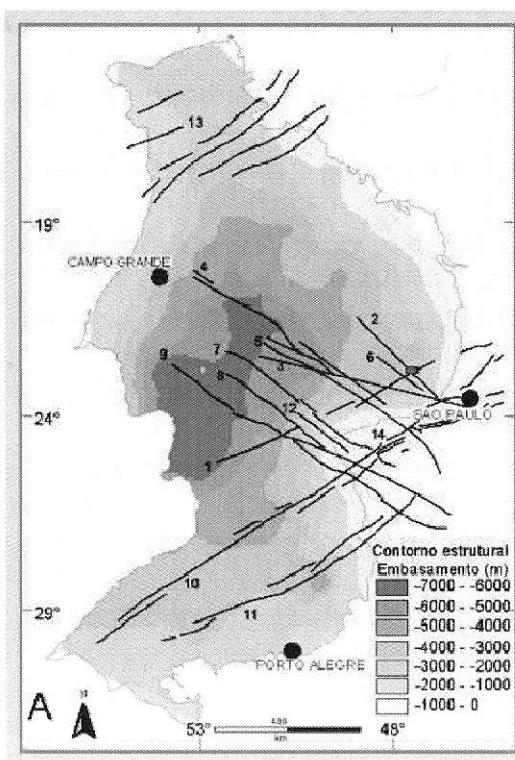


Figura 6 – 1 – falha de Jacutinga, 2- lineamento Tietê, 3- lineamento Paranapanema, 4- falha de Guapiara, 5- falha Santo Anasstácio, 6- lineamento Barra Bonita – Itu, 7- falha São Jerônimo – Curiúva, 8- flaha rio Alonzo, 9- flaha Cândido de Abreu – Campo Mourão, 10- zona de falha Lanchinha – Cubatão, 11- zona de falha Blumenau – Soledade, 12- Arco de Ponta Grossa, 13 – zona de cisalhamento transbraziliiano, 14- zona de cisalhamento Ribeira. Fonte: ARAÚJO *et al.* (2006)

Essas duas direções de lineamentos (NO e NE) representariam para SOARES *et al.* (1982, apud ZALÁN *et al.*, 1987), áreas de maior mobilidade tectônica, em comparação às áreas adjacentes, e que esses elementos representariam zonas de fraqueza do embasamento, e que vários controlariam a sedimentação durante a evolução da Bacia.

Os lineamentos E-O, segundo ZALÁN *et al.* (1987), começaram no Triássico e são paralelos às zonas de fratura oceânica, o que indica uma possível ligação com o evento que culminou com o desenvolvimento do Atlântico Sul. Os estudos não são suficientes para a sua compreensão, mas eles podem ser identificados em mapas aeromagnetométricos.

A origem da bacia do Paraná ainda é obscura, segundo ZALÁN, *et al.* (1987), não havendo evidências de um rifte central precursor sob a mesma, como ocorre em outras bacias intracratônicas interiores. Também não há indicações de eventos tectônicos que teriam provocado o afinamento crustal e a consequente subsidência, devendo ser ainda essa questão objeto de pesquisas. Um provável mecanismo para a subsidência que teria criado a depressão inicial que foi ocupada pela Bacia do Paraná, proposto por Cordani (em comunicado pessoal - cf. ZALÁN *et al.*, 1987), seria o resfriamento de um ciclo de intensa deformação e granitogênese que deve ter espessado a litosfera com rochas supracrustais enriquecidas em radioisótopos, culminando no aumento do seu gradiente geotérmico. Iniciada a sedimentação, o próprio peso dos sedimentos aliado ao resfriamento, seria a causa da subsidência que acolheu as seqüências posteriores. A Bacia do Paraná, ainda conforme ZALÁN *et al.* (1987), é na realidade o produto final da superposição, no tempo, de três diferentes bacias (figura 7), após três fases principais de subsidência (Siluro-Devoniana, Permo-Carbonífera e a fase de lavas do Jurássico Superior/Cretáceo

Inferior), com geometrias e limites distintos. Essas fases são separadas por períodos longos de erosão/não deposição ou de baixas taxas de sedimentação.

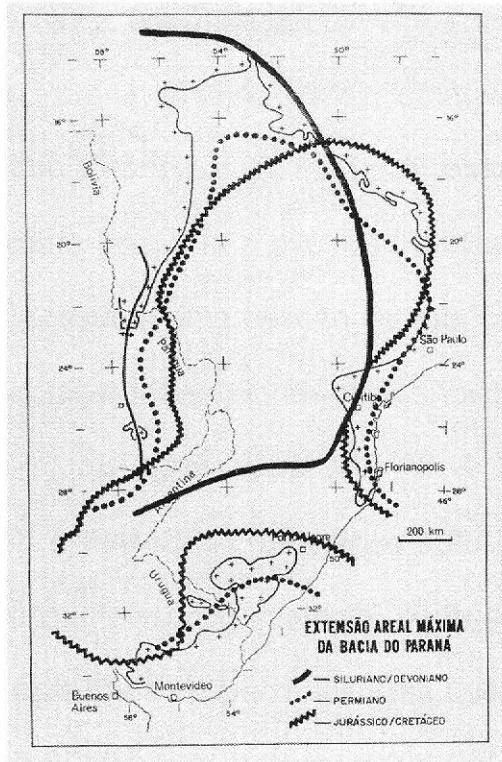


Figura 7 – Distribuição espacial das três fases deposicionais da bacia do Paraná durante o Siluriano/Devoniano, Carbonífero/Permiano, e Jurássico/Cretáceo. Fonte: ZALÁN (1987).

A primeira fase se deu em regime compressional e foi responsável pela deposição das seqüências ordovício-silurianas e da transgressiva devoniana, que ocupou praticamente a mesma área. A segunda fase de subsidência, responsável pela seqüência carbonífera-eotriássica, começou após o Gondwana deixar o paleopólo Sul. A subsidência seria consequência do peso das geleiras continentais e da sobrecarga dos sedimentos do ciclo transgressivo-regressivo carbonífero-eotriássico. Uma orogenia subsequente cessaria a sedimentação com o soerguimento crustal. No neotriássico, a sedimentação recomeçaria, primeiro em um ambiente flúvio-eólico e, posteriormente, num grande deserto que cobriu toda a bacia e áreas adjacentes. Por fim, a terceira fase, correlacionável à seqüência juro-

cretácea, coincide com o magmatismo basáltico, que deve ter sido o causador da subsidência devido ao peso das lavas.

Aventa-se que deve haver uma relação estreita entre o ciclo Brasiliano (700-450 Ma) e a Bacia do Paraná (440-120 Ma), uma vez que o início da sua sedimentação se deu com o término da orogenia citada. Portanto, o início da sedimentação no Ordoviciano inferior e a evolução da Bacia do Paraná no interior do continente Gondwana possuem uma relação estreita com o desenvolvimento de um grande cinturão móvel fanerozóico Gondwanides, que foi local de vários ciclos orogênicos (cf. RAMOS *et al.*, 1986 *apud* MILANI & ZALÁN, 1999). Segundo MILANI, (1997) e MILANI e RAMOS, (1998 *apud* MILANI & ZALÁN, 1999), tais orogenias podem ter concorrido decisivamente para a criação do espaço de acomodação necessário para várias superseqüências que preencheram a Bacia do Paraná, bem como para a sua história deformacional (cf. ZALÁN *et al.*, 1990 *apud* MILANI e ZALÁN, 1999).

Reconhecem-se seis superseqüências no registro estratigráfico, limitadas por expressivas discordâncias interregionais, correspondentes a três ciclos de sedimentação no Paleozóico transgressivos-regressivos e três outros, a pacotes sedimentares continentais Mesozóicos com rochas ígneas associadas, de acordo com MILANI (1997, *apud* CAMPOS *et al.*, 1998), que constituem o preenchimento dessa Bacia. São elas: Superseqüência Rio Ivaí (ordovício-siluriana), Superseqüência Paraná (devoniana), Superseqüência Gondwana I (carbonífera-eotriássica), Superseqüência Gondwana II (meso-neotriássica), Superseqüência Gondwana III (neojurássica-eocretácea) e Superseqüência Bauru (neocretácea) A primeira Superseqüência – Rio Ivaí - com 300 metros de espessura de areia encimada por folhelhos, registra a glaciação do Ordoviciano superior – Siluriano

inferior do Gondwana. O pacote Devoniano referente à Superseqüência Paraná é composto pelos arenitos da Formação Furnas que são cobertos pelos folhelhos da Formação Ponta Grossa. A terceira superseqüência paleozóica, chamada Gondwana I, contém o maior volume de sedimentos entre todas as unidades de segunda ordem da Bacia do Paraná, com espessura de cerca de 2500 m. Representa um pacote complexo e heterogêneo sedimentologicamente, registrando as maiores mudanças paleoambientais através do tempo, que afetaram o Gondwana desde épocas glaciais no Carbonífero superior até os tempos secos e áridos do Triássico. As superseqüências mesozóicas são a Gondwana II (Mesoneotriássica), formada por camadas lacustrinas; Gondwana III (Neojurássica-eocretácea), representada por dunas eólicas da Formação Botucatu, com vasta distribuição regional no Triássico, seguidas do magmatismo basáltico do Eocretáceo da Formação Serra Geral. Por fim, a superseqüência Bauru, do Neocretáceo, um pacote de rochas sedimentares aluviais, fluviais e eólicas, encerra a história deposicional da Bacia do Paraná. (figura 8)

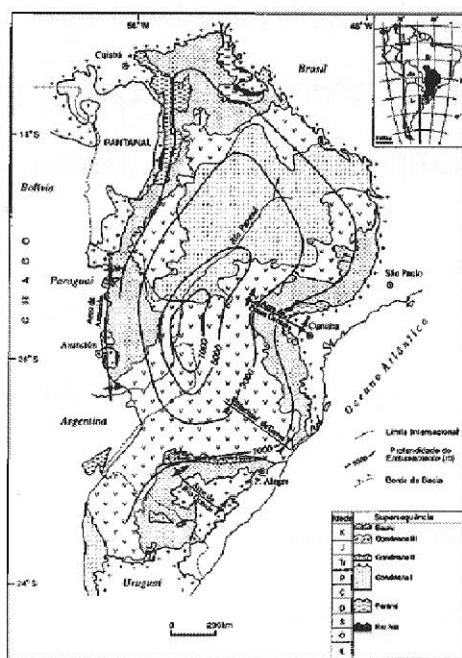


Figura 8 – Mapa geológico simplificado da bacia do Paraná e distribuição no tempo das diversas unidades de seu registro estratigráfico. Fonte: MILANI & RAMOS (1998).

1.5 Geologia do Petróleo

A bacia sedimentar do Paraná apresenta interesse por já ser utilizada para a produção de hidrocarbonetos sintéticos e por já haverem sido encontradas acumulações subcomerciais de hidrocarbonetos naturais.

1.5.1 Hidrocarbonetos Sintéticos

A bacia em estudo é utilizada para produzir petróleo sintético por meio do processamento de folhelho pirobetuminoso da Formação Irati. O querogênio presente no folhelho se transforma em óleo cru sintético quando este é aquecido e o óleo pode ser processado numa refinaria de petróleo comum. A Petrobras realiza este processo, denominado Petrosix, em São Mateus do Sul, Paraná (PETRI & FULFARO, 1988). Segundo MILANI & ARAÚJO (2003), a produção de óleo é de 3.870 barris, a de gás combustível é de 120 toneladas, a de gás liquefeito é de 45 toneladas e a de enxofre é de 75 toneladas (dados de 2003).

Na citada região, as camadas de folhelho pirobetuminoso mergulham 15 metros por quilômetro em relação à horizontal (MOREIRA, 1981, *apud* PETRI & FULFARO, 1988).

1.5.2 Hidrocarbonetos Naturais

Foram encontradas acumulações subcomerciais de óleo e gás na região da calha central da bacia do Paraná (MILANI *et al.*, 1990). Quanto à produção comercial, os dados oriundos do BDEP são contraditórios: indicam haver um campo

de produção no Estado do Paraná (figura 9). Porém, ao consultar-se o anuário estatístico da ANP não consta a produção de um metro cúbico sequer de petróleo ou gás natural em terra no Estado do Paraná durante o período compreendido entre os anos de 2000 e 2007.

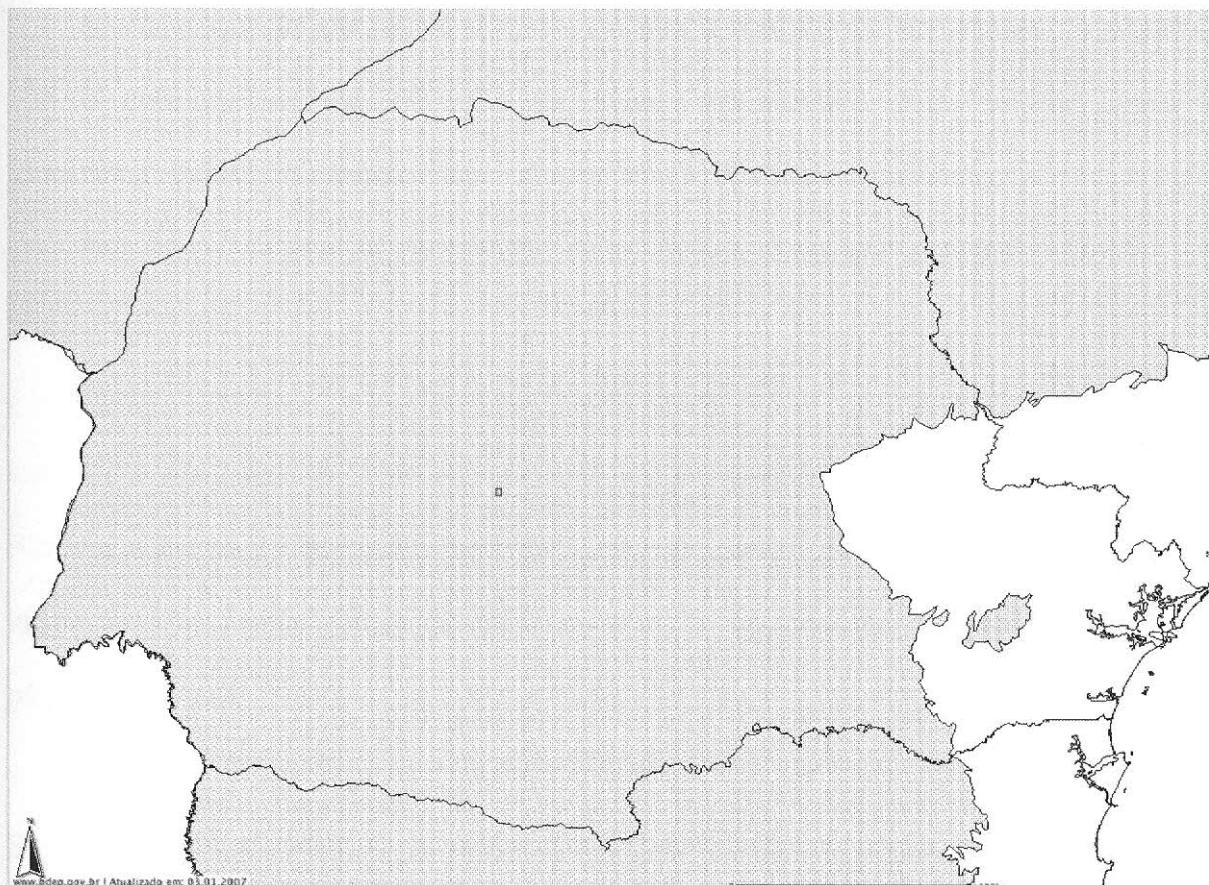


Figura 9 – Existência de um campo de produção no centro do Estado do Paraná (assinalado em verde), segundo o BDEP em fevereiro de 2007. Os dados do o anuário estatístico da ANP, entretanto, não mencionam a produção de óleo ou gás em terra no citado Estado.

Segundo MILANI & ZALÁN (1999), existem dois sistemas petrolíferos atuando na citada bacia:

1) o que tem como rocha geradora os folhelhos negros da formação Ponta Grossa e cujas rochas reservatórios são os arenitos do grupo Itararé e, secundariamente, os da formação Rio Bonito. Os primeiros são selados por soleiras (sils) de diabásio e os segundos por rochas argilosas.

2) o que tem como rocha geradora os folhelhos da formação Iratí e cujas rochas reservatório são os arenitos da formação Rio Bonito e também os da formação Pirambóia. Os primeiros são selados por rochas argilosas e os segundos por derrames basálticos.

Ainda segundo MILANI & ZALÁN (1999), a maturação de ambos os sistemas não é convencional isto é, não se deveu ao simples soterramento, mas foi fortemente influenciada pelo calor oriundo das intrusões de diabásio.

Segundo MILANI *et al.* (1990), pode existir mais um sistema petrolífero na bacia do Paraná:

3) um sistema petrolífero que teria com rocha geradora os folhelhos da formação Vila Maria e cujas rochas reservatório seriam os arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas e do grupo Itararé. Cabe mencionar que a correlata paraguaia da formação Vila Maria (folhelhos Vargas Pena) é responsável por indícios de óleo e gás naquele país.

Segundo MILANI *et al.* (1990), há ocorrências de óleo e gás nos Estados de Santa Catarina, do Paraná, e de São Paulo, todas elas na região da calha central da bacia do Paraná. Nestas regiões é que estão as maiores espessuras do pacote vulcão-sedimentar em toda a bacia.

Na calha central da Bacia do Paraná, a formação Vila Maria está, segundo a mesma fonte, soterrada a grandes profundidades, em condições de gerar hidrocarbonetos gasosos (MILANI *et al.*, 1990). Foram encontrados gás e condensado produzidos pela formação Ponta Grossa na região da calha central. Já a formação Iratí estaria, ainda segundo a mesma fonte, dentro da janela de geração de óleo, devido ao soterramento adequado. Afora isto, nesta região a formação Iratí

não foi intrudida pelos diabásios da formação Serra Geral, ou seja, a situação é particularmente boa para a geração de óleo, ainda segundo MILANI *et al.*, (1990).

Os arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas, assim como os do grupo Itararé, possuem características de reservatórios apenas regulares, com porosidades variando de 6% a 16%, suficientes para acumulações comerciais de gás e condensado. Em Cuiabá Paulista, arenitos do grupo Itararé, com 9 % de porosidade, produziram gás com uma vazão de 51.000 m³/dia. (MILANI *et al.*, 1990). Os arenitos ortoquartzíticos da formação Rio Bonito surpreendem por suas características permoporosas na mesma região. No poço estratigráfico Altônia n/1, perfurado pela Paulipetro, os mesmos apresentaram 150 m de espessura total e porosidades da ordem de 20%, excepcionalmente altas para a profundidade de 4.000 m em que ocorrem. No citado posto ocorreu a produção de água por surgência, o que comprova as boas condições de pressão e transmissibilidade dos arenitos ortoquartzíticos da formação Rio Bonito.

Segundo FRANÇA & POTTER (1991), o grupo Itararé seria um potencial reservatório para hidrocarbonetos porque está situado logo acima dos folhelhos da formação Ponta Grossa (devoniana), folhelhos estes que são potenciais geradores de hidrocarbonetos. Este grupo apresenta arenitos com boas qualidades para reservatório e está selado por argilitos com seixos, siltitos e, possivelmente, intrusões de diabásio.

Ainda segundo FRANÇA & POTTER (1991), o grupo Itararé é subdividido em três ciclos deposicionais principais (figura 10). Os ciclos inferior e superior são bem definidos em toda a bacia. O ciclo intermediário, entretanto, pode apresentar seqüências granodecrescentes ou granocrescentes para o topo, ou então pode apresentar corpos de areia maciça com mais de 300 m de espessura, tornando a

correlação estratigráfica difícil. A porosidade média dos arenitos do grupo Itararé é de 8%, porém foram encontrados valores superiores a 20%.

Observa-se na figura 10, que os ciclos deposicionais do grupo Itararé têm, na sua base, rocha armazenadora (arenito) e, no seu topo, rocha selante (argilito com seixos), o que é uma condição favorável para gerar acumulações de hidrocarbonetos.

Segundo YOSHIDA & GAMA (1982), os basaltos e diabásios presentes na bacia sedimentar do Paraná também favorecem as acumulações de hidrocarbonetos, pois forneceram calor para a sua geração. Além disto, os diabásios fraturados podem se tornar rochas armazenadoras. Em Cuiabá Paulista, uma zona de 15 metros de espessura gerou 21.000 m³/dia de gás. Ainda segundo os mesmos autores, os diabásios podem servir de rocha selante quando associado a soleiras de diabásio maciço.

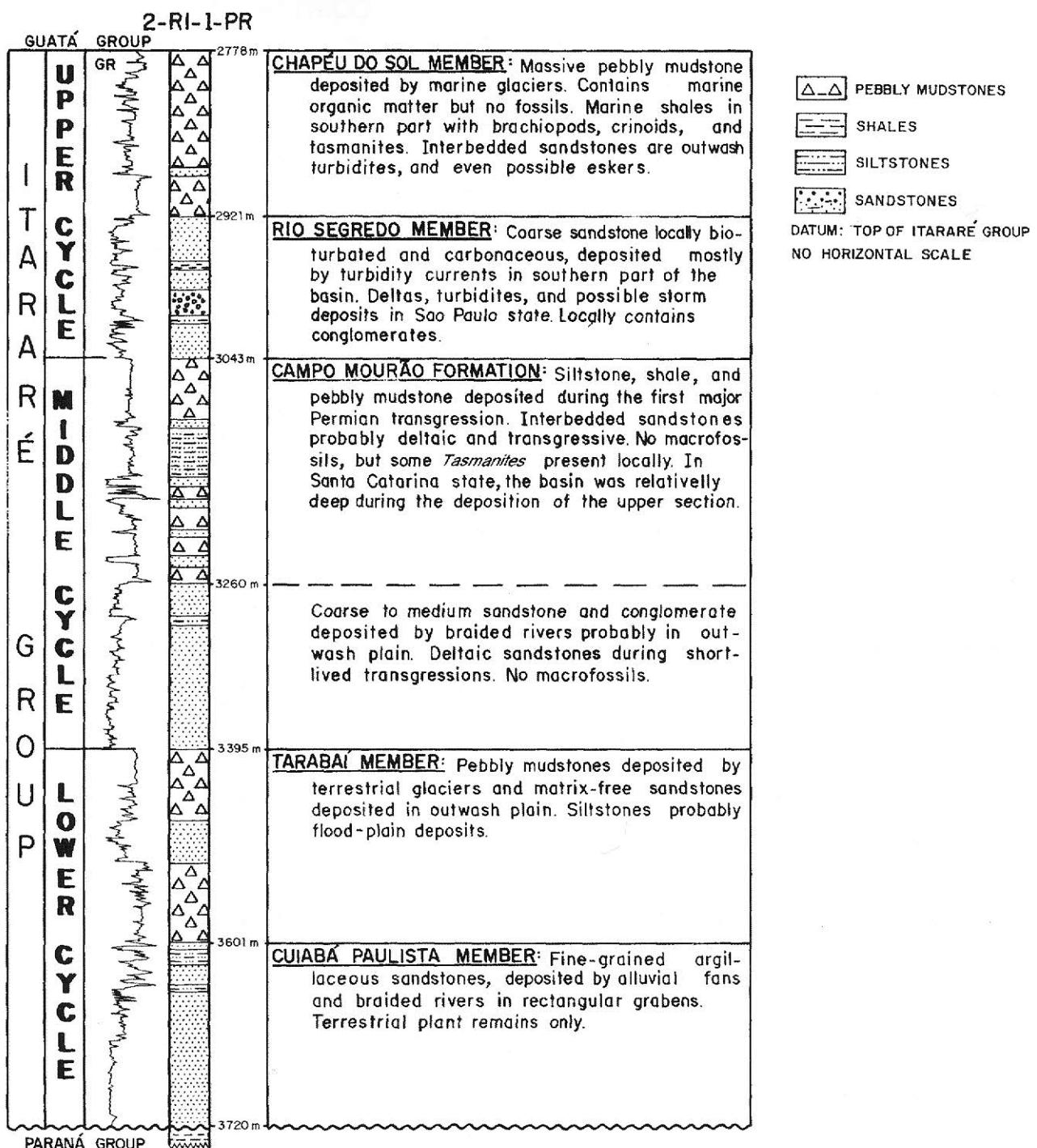


Figura 10 – Ciclos deposicionais do Grupo Itararé, segundo FRANÇA & POTTER (1991).

2 O MÉTODO GRAVIMÉTRICO

Métodos gravimétricos têm sido empregados na prospecção de jazidas de petróleo desde 1922, ano em que se empregaram dados obtidos com uma balança de torção para dar a locação de um poço no Campo de Spindletop, Estados Unidos da América. A rigor, trata-se do primeiro registro de utilização de um método geofísico na pesquisa de hidrocarbonetos (cf. TELFORD *et al.*, 2004, pág. 6).

A exploração gravimétrica baseia-se em medições das variações do campo gravitacional da Terra causadas por corpos em subsuperfície que possuem densidades maiores ou menores do que as estruturas circundantes, sendo, portanto, um método de fonte natural.

A fim de estudar em detalhe o método gravimétrico, faz-se necessária uma análise minuciosa dos princípios físicos envolvidos, em especial da Lei da Gravitação Universal, publicada em 1687 por Isaac Newton em seu *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*. Por essa razão, o capítulo inicia-se com uma introdução aos conceitos mais importantes da Teoria da Gravitação, com o rigor matemático necessário à obtenção das expressões básicas do método. Em seguida, discute-se brevemente o campo gravitacional da Terra, com ênfase no conceito de geóide e nas principais correções envolvidas, como a correção Bouguer. O processamento dos dados é discutido sucintamente na seqüência, sendo o problema da interpretação desses dados abordado no final do capítulo, com destaque para o problema da inversão.

2.1 Teoria da Gravitação de Newton

A Lei da Gravitação Universal estabelece que a força de atração gravitacional entre dois corpos de massas m_1 e m_2 é dada por:

$$\vec{F} = G \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) \vec{r}_1, \quad (2.1)$$

onde \vec{F} é a força que a massa m_1 exerce sobre m_2 , \vec{r}_1 é o vetor unitário apontando de m_2 para m_1 , r é a distância entre os corpos e G é a constante da Gravitação Universal. No Sistema Internacional (SI), o valor de G é, aproximadamente, $6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$.

A aceleração que m_2 experimenta em virtude da força exercida por m_1 é obtida a partir da Segunda Lei de Newton, segundo a qual $\vec{F} = m \vec{a}$. Assim:

$$\vec{g} = \left(\frac{G m_1}{r^2} \right) \vec{r}_1, \quad (2.2)$$

de modo que a força de atração gravitacional que m_1 exerce sobre m_2 pode ser reescrita como:

$$\vec{F} = m_2 \vec{g}. \quad (2.3)$$

Se a massa m_1 for substituída na equação (2.2) pela massa da Terra, M_T , e a distância r por seu raio, R_T , obtém-se a aceleração da gravidade da Terra:

$$\vec{g} = \left(\frac{G M_T}{R_T^2} \right) \vec{r}_1, \quad (2.4)$$

sendo \vec{r}_1 um vetor unitário apontando para o centro do planeta. Em unidades SI, o valor aproximado do módulo de \vec{g} é $9,8 \text{ m/s}^2$. Em geofísica, entretanto, é mais

comum expressar g em unidades CGS, sendo aceito o valor de 980 cm/s^2 , ou ainda 980 Gal ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$).

2.1.1 O Potencial Gravitacional

Uma vez que a força gravitacional é conservativa, pode-se falar em potencial gravitacional. O potencial gravitacional, U , é definido como:

$$\vec{\nabla}U = -\frac{\vec{F}}{m_2} = -\vec{g}. \quad (2.5)$$

A expressão para o potencial U pode ser obtida a partir da integração da equação acima ao longo de qualquer caminho de integração, posto que, como destacado anteriormente, a força gravitacional é conservativa. Assim, em coordenadas esféricas, obtém-se:

$$U(r, \theta, \phi) = \int_{\infty}^r (\vec{\nabla}U) \cdot d\vec{r} = - \int_{\infty}^r \vec{g} \cdot d\vec{r} = -G \int_{\infty}^r m \left(\frac{dr}{r^2} \right) = G \frac{m}{r}. \quad (2.6)$$

A expressão apresentada na equação (2.6) é válida para uma massa pontual m . No caso de corpos extensos, com densidade de massa ρ , o potencial gravitacional fica:

$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dV}{r}$$

$$\Rightarrow U = G \int_V \left(\frac{\rho}{r} \right) dV. \quad (2.7)$$

Embora o resultado acima seja válido em qualquer sistema de coordenadas, é conveniente – tendo em vista as derivações na seqüência – expressá-lo em coordenadas cartesianas:

$$U = G \iint_V \left(\frac{\rho}{r} \right) dx dy dz . \quad (2.8)$$

2.1.2 Equações de Laplace, Poisson e Derivadas do Potencial Gravitacional

O Teorema de Green permite estabelecer a seguinte igualdade entre a integral de volume da divergência de \vec{g} e sua integral sobre uma superfície fechada que contenha esse volume:

$$\int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{g} dV = \oint_S g_n ds . \quad (2.9)$$

Da equação (2.2), segue que o segundo membro na expressão acima é dado por:

$$\oint_S g_n ds = \int_0^\pi \int_0^{2\pi} \left(\frac{-Gm}{r^2} \right) r^2 d\varphi \sin \theta d\theta = -4\pi Gm , \quad (2.10)$$

onde m é a massa no interior do volume de integração V e envolvida pela superfície fechada S . Este resultado pode ser estendido para o caso em que se tem um conjunto de massas m_i no interior de S , cuja soma é igual a M . Assim:

$$\int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{g} dV = \oint_S g_n ds = -4\pi GM , \quad (2.12)$$

com $\sum_i m_i = M$.

Se a massa M é nula, tem-se:

$$\oint_S g_n ds = 0 \Rightarrow -\vec{\nabla} \cdot \vec{g} = \vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla} U = \nabla^2 U = 0 , \quad (2.13)$$

ou seja, nessas condições o potencial gravitacional, U , obedece à **Equação de Laplace**:

$$\nabla^2 U = 0 . \quad (2.14)$$

No caso em que existe uma massa M não-nula no interior do volume de integração V , o potencial gravitacional satisfaz a **Equação de Poisson**, conforme demonstrado a seguir.

$$\int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{g} dV = -4\pi GM = -4\pi G \int_V \rho dV = \int_V (-4\pi G\rho) dV. \quad (2.15)$$

Comparando-se os integrandos obtém-se:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{g} = -4\pi G\rho,$$

onde:

$$\nabla^2 U = 4\pi G\rho. \quad (2.16)$$

2.1.3 Derivadas do Potencial Gravitacional

É importante calcular algumas derivadas do potencial gravitacional U , tendo em vista as diferentes aplicações que essas derivadas têm na interpretação gravimétrica. As derivadas podem ajudar no isolamento de anomalias, por exemplo.

Convém partir da derivada primeira de U em relação a coordenada vertical z . Como g é a componente vertical da aceleração da gravidade, pode-se escrever que:

$$g = -\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (2.17)$$

Calculando a derivada da equação acima em relação a z , vem:

$$\frac{\partial g}{\partial z} = -\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = G\rho \iiint \left(\frac{1}{r^3} - \frac{3z^2}{r^5} \right) dx dy dz, \quad (2.18)$$

onde $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Tomando a derivada da equação acima em relação a z , resulta:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -\frac{\partial^3 U}{\partial z^3} = 3G\rho \iiint \left(\frac{5z^3}{r^7} - \frac{3z}{r^5} \right) dx dy dz. \quad (2.19)$$

Por fim, calculando as derivadas da equação (2.17) em relação a x e a z , obtém-se:

$$U_{xz} = -\frac{\partial g}{\partial x} = 3G\rho \iiint \left(\frac{xz}{r^5} \right) dx dy dz, \quad (2.20)$$

$$U_{yz} = -\frac{\partial g}{\partial y} = 3G\rho \iiint \left(\frac{yz}{r^5} \right) dx dy dz. \quad (2.21)$$

2.2 A Gravidade do Planeta Terra

Como a Terra não é uma esfera perfeita com massa homogeneousmente distribuída, o módulo da aceleração da gravidade varia ao longo de sua superfície. Além disso, o movimento de rotação que o planeta realiza em torno de um eixo imaginário que passa por seus pólos assume papel importante na magnitude de \vec{g} .

Os fatores que influenciam o valor de g e que desempenham um papel importante na prospecção de hidrocarbonetos são listados, em ordem decrescente da magnitude das anomalias associadas, na tabela 1.

Tabela 1 – Fatores que influenciam a magnitude de \vec{g}

Fator	Magnitude das Anomalias
Latitude (ϕ)	5 Gal ou 0,5% do valor médio de g
Elevação do terreno	0,1 Gal ou 0,01% do valor médio de g
Variações de densidade em subsuperfície (associadas a óleo e gás)	10 mGal ou 0,001% do valor médio de g

Efeitos topográficos	Variam caso a caso
Marés causadas pela Lua e pelo Sol	0,3 mGal ou 3×10^{-5} % do valor médio de g

2.2.1 O Esferóide de Referência

Seguindo a definição apresentada por DUARTE (2003), o esferóide de referência é “utilizado para representar o globo terrestre nos trabalhos de geodésia”. O achatamento desse elipsóide é dado por

$$f = \frac{R_{eq} - R_p}{R_{eq}}, \quad (2.22)$$

sendo R_{eq} e R_p os raios equatorial e polar da Terra, respectivamente. Vale notar que se $R_{eq} = R_p$, por hipótese apenas, o achatamento seria nulo.

O valor teórico da gravidade, g_t , à latitude φ do tal elipsóide é dada por:

$$g_t = 978031,846 \times (1 + 0,005278895 \operatorname{sen}^2 \varphi + 0,000023462 \operatorname{sen}^4 \varphi) \text{ mGal.} \quad (2.23)$$

2.2.2 O Geóide

Define-se geóide como a superfície eqüipotencial do potencial gravitacional U , equivalente ao nível médio dos mares. Em áreas continentais, o geóide corresponde ao nível médio da água em canais imaginários ligados aos oceanos (DUARTE, 2003 e TELFORD et al., 2004).

O geóide reflete a verdadeira distribuição de massa da Terra, incluídas aí variações laterais de densidade associadas à presença, em subsuperfície, de corpos anômalos. Por conta da existência de tais variações laterais, o geóide e o

elipsóide de referência não coincidem, podendo apresentar desvios de até 100 m. A diferença de elevação entre o geóide e o elipsóide — ilustrada na figura 11 — é chamada de *ondulação geoidal*, medida ao longo da normal ao elipsóide (DUARTE, 2003, pág. 100).

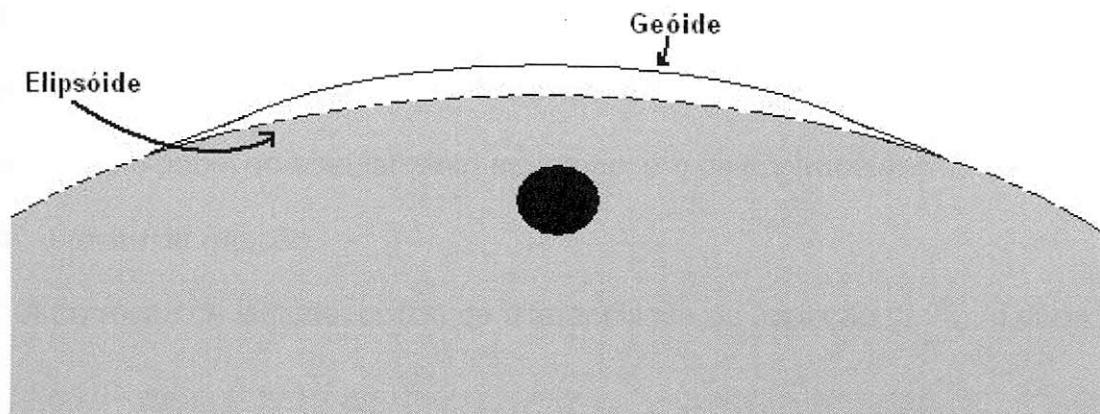


Figura 11 — O círculo preto corresponde a um excesso de massa em subsuperfície, o que gera uma ondulação geoidal positiva, que é aquela em que o geóide desvia-se para cima em relação ao elipsóide de referência. (Figura adaptada de TELFORD et al., 2004.)

2.3 Redução Gravimétrica

Analogamente ao que ocorre no método sísmico — em que efeitos indesejados não representativos da geologia em subsuperfície são eliminados através do processamento sísmico —, os dados gravimétricos carecem de um tratamento adequado. Uma das etapas do processamento, à qual dar-se-á atenção especial nesta monografia, é a **redução gravimétrica**, sendo as correções Bouguer e de ar livre seus mais importantes constituintes. A redução gravimétrica é fundamental, uma vez que reduz as leituras do gravímetro (ver seção 2.4) aos valores que seriam lidos sobre o geóide ou qualquer superfície paralela a este em todos os pontos.

2.3.1 Correção de Latitude

É bem sabido que o valor de g varia com a latitude (φ), devido a dois motivos: a rotação da Terra e seu abaulamento equatorial. O primeiro fator é responsável pelo surgimento de uma componente de força centrífuga que se opõe à atração exercida pelo planeta, de modo a diminuir o valor lido no gravímetro. Este efeito é máximo no equador e inexistente nos pólos, tornando o valor nos pólos maior do que no equador. Já o papel do abaulamento equatorial é o de contrabalançar, ao menos em parte, o efeito da rotação.

A correção de latitude, obtida da diferenciação da equação (2.23), é dada por:

$$\frac{\Delta g_L}{\Delta s} = \left(\frac{1}{R_T} \right) \times \left(\frac{\Delta g_t}{\Delta \varphi} \right) = (0,811) \times \text{sen}(2\varphi) \text{ mGal/km}, \quad (2.24)$$

onde R_T é o raio da Terra.

2.3.2 Correção de Ar-Livre

O objetivo da correção de ar-livre é eliminar o efeito da diferença de elevação em relação ao geóide das diferentes estações gravimétricas. Cria-se, assim, um *datum* horizontal de referência. Da diferenciação da equação (2.4), obtém-se:

$$\frac{\Delta g_{FA}}{\Delta R} \approx \frac{2g}{R_T} \approx 0,3086 \text{ mGal/m}. \quad (2.25)$$

Este valor deve ser somado ao valor lido na estação, caso ela se encontre acima do *datum* horizontal de referência, e subtraído para estações abaixo deste *datum*.

2.3.3 Correção Bouguer

A correção Bouguer leva em conta a atração devida ao material entre a estação e o *datum* horizontal de referência, atração esta que foi ignorada na correção de ar-livre.

A fim de calcular a correção Bouguer, supõe-se que a estação esteja sobre um platô horizontal plano de grande extensão, com densidade e espessura constantes. A leitura da estação seria, então, aumentada da atração devida a esta placa, cuja intensidade é dada por:

$$\frac{\Delta g_B}{\Delta R} = 2\pi G\rho = 0,04192\rho \text{ mGal/m}, \quad (2.26)$$

onde ρ é a densidade do platô em g/cm^3 . Assumindo um valor de ρ igual a $2,67 \text{ g/cm}^3$ para as rochas da crosta, obtém-se a seguinte expressão para a correção Bouguer:

$$\frac{\Delta g_B}{\Delta R} = 0,112 \text{ mGal/m}. \quad (2.27)$$

Desta forma, quando a estação está acima do *datum*, subtrai-se a correção Bouguer do valor lido, ao passo que, para estações abaixo do *datum*, deve-se somar a correção Bouguer ao valor lido no gravímetro.

2.3.4 Correção de Elevação

A correção de elevação nada mais é do que a combinação das correções de ar-livre e Bouguer. Sua expressão é a seguinte:

$$\frac{\Delta g_E}{\Delta R} = \frac{\Delta g_{FA}}{\Delta R} - \frac{\Delta g_B}{\Delta R} = (0,3086 - 0,0419\rho) \text{ mGal/m}. \quad (2.28)$$

Vale salientar que a correção de elevação deve ser aplicada da mesma maneira que a correção de ar-livre, isto é, deve ser somada à leitura da estação quando esta se encontra acima do *datum* horizontal de referência e subtraída quando a estação encontra-se abaixo deste *datum*.

2.3.5 Correções de Terreno, de Maré e Isotática

Menos importantes do ponto de vista das magnitudes envolvidas são as correções de terreno, de maré e isotática. A fim de obter descrições exaustivas acerca desses termos, o leitor deve consultar a referência TELFORD *et al.* (2004), na qual o presente capítulo é largamente baseado.

2.3.6 Valor da Anomalia Bouguer para uma estação gravimétrica

Após a aplicação de todas as correções anteriormente descritas à leitura de uma dada estação gravimétrica, obtém-se o valor da anomalia Bouguer da estação:

$$g_B = g_{observado} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_{FA} - \Delta g_B + \Delta g_T). \quad (2.29)$$

Outra quantidade comumente utilizada é a anomalia de ar-livre de uma estação gravimétrica, cuja expressão é obtida omitindo-se Δg_B na equação anterior:

$$g_{FA} = g_{observado} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_{FA} + \Delta g_T). \quad (2.30)$$

2.4 Aquisição de Dados

Os instrumentos de medição de gravidade podem ser divididos em dois tipos: instrumentos de medição absoluta e dispositivos de medição relativa de gravidade.

Valores absolutos de gravidade são obtidos através da medição precisa do período de um pêndulo simples, para ficar com um exemplo simples. As medições absolutas de gravidade, entretanto, têm precisão limitada, uma vez que é difícil medir pequenos intervalos de tempo.

Os instrumentos de medição relativa de gravidade, por sua vez, são utilizados em larga escala na prospecção de reservas de hidrocarbonetos. Exemplos bem conhecidos desse tipo de dispositivo são a balança de torção e o gravímetro, além dos que são apresentados na subseção a seguir.

2.4.1 Instrumentos de Medida Relativa da Gravidade

A fim de tornar a exposição deste tópico mais completa, convém detalhar os princípios de funcionamento dos instrumentos de medição relativa de gravidade mais comuns.

2.4.1a Pêndulo Portátil

Sabe-se que o período de um pêndulo simples de comprimento ℓ é dado por:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{\ell}{g}}, \quad (2.31)$$

onde g é o magnitude da aceleração da gravidade. Da equação acima, segue que:

$$T^2 g = \text{constante}, \quad (2.32)$$

onde, por diferenciação, obtém-se:

$$\Delta g = -\frac{2g\Delta T}{T} = \frac{2g(T_1 - T_2)}{T_1}. \quad (2.33)$$

Assim, se T_1 e T_2 são as leituras em duas estações diferentes, a diferença nos módulos das acelerações da gravidade nas estações é dada por Δg .

2.4.1b Balança de Torção

A figura 12 é o esquema simplificado de uma balança de torção. Ela consiste de duas massas iguais separadas tanto horizontal quanto verticalmente por barras rígidas, sendo o conjunto suspenso por uma fibra de torção. Um espelho preso a esta fibra permite medir rotações através do desvio de um feixe luminoso.

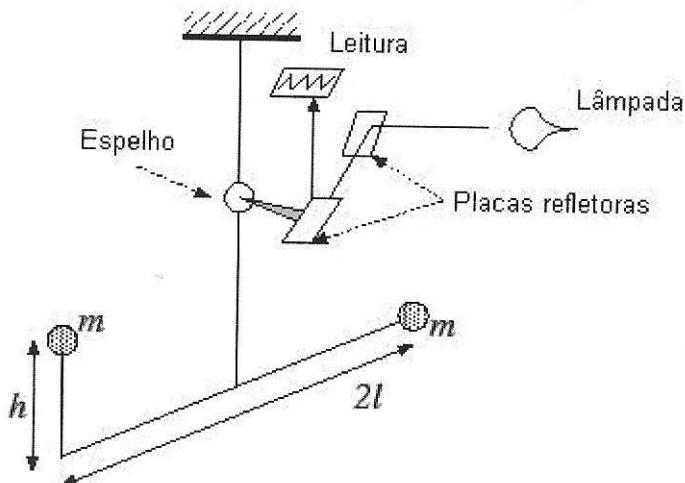


Figura 12 – Esquema simplificado de uma balança de torção. Figura adaptada de TELFORD *et al.* (2004).

O desvio do feixe luminoso deve-se a variações horizontais e laterais do campo gravitacional relacionadas às curvaturas das equípotenciais gravitacionais.

Os desvios permitem calcular derivadas do potencial gravitacional, como U_{xy} , U_{xz} e $|U_{yy} - U_{xx}|$, que por sua vez levam ao cálculo da diferença Δg entre estações.

2.4.1c Gravímetros do Tipo Estável (ou Estático)

O princípio de funcionamento de qualquer gravímetro, seja ele do tipo estável ou do tipo instável, é aquele de uma balança extremamente sensível, em que uma massa M é suportada por uma mola de constante elástica k . Variações da magnitude da aceleração da gravidade fazem com que essa mola seja mais ou menos comprimida pela massa.

O esquema de funcionamento de um gravímetro estável é mostrado na figura 13.

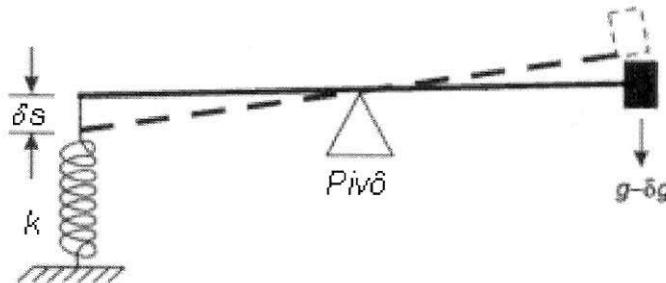


Figura 13 – Esquema ilustrativo de um gravímetro do tipo estável. Figura adaptada de TELFORD et al. (2004).

Aplicando a lei de Hooke a esse sistema, resulta:

$$\Delta F = M(\delta g) = k(\delta s) \therefore (\delta g) = \left(\frac{k}{M} \right) \delta s. \quad (2.34)$$

Percebe-se, em primeira análise, que a sensibilidade desse tipo de dispositivo é limitada pelo valor da razão (k/M) , a qual pode ser reescrita em termos do período de oscilação da massa:

$$T = 2\pi \times \left(\frac{M}{k} \right)^{1/2} \therefore \frac{k}{M} = \frac{4\pi^2}{T^2}. \quad (2.35)$$

Assim:

$$\delta g = \frac{4\pi^2 \delta s}{T^2}. \quad (2.36)$$

Da equação acima, segue que para medir valores pequenos de δg o período T deve ser bastante grande, exigindo a observação por um período de tempo longo.

2.4.1d Gravímetros do Tipo Instável (ou Astático)

Este tipo de gravímetro possui uma massa M que é fixada na extremidade de uma haste horizontal, a qual tem sua outra ponta pivotada em uma parede vertical, conforme mostra a figura 14.

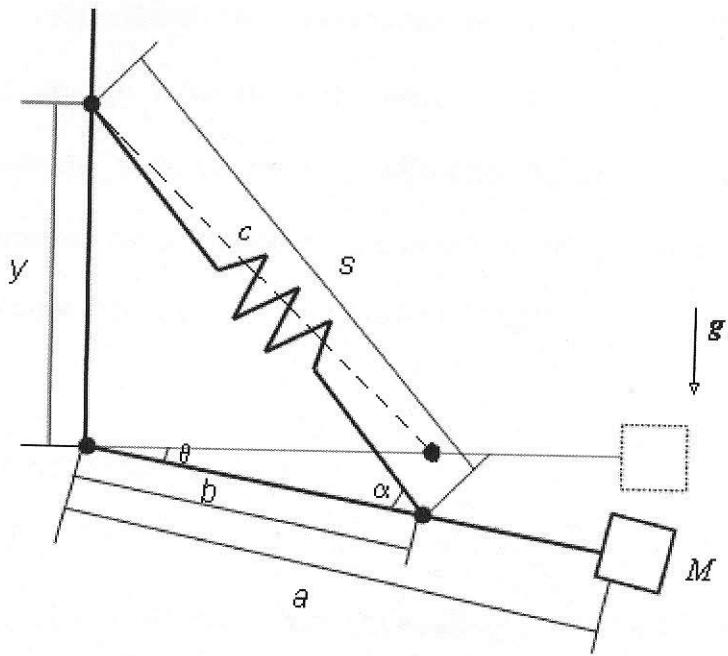


Figura 14 – Gravímetro instável de mola inclinada. Figura adaptada de TELFORD et al. (2004).

Sendo k a constante elástica da mola que segura a massa e a haste, obtém-se do equilíbrio dos torques atuantes no sistema:

$$Mga \cos \theta = k(s - c)b \sin \alpha = k(s - c)b \left(\frac{y \cos \theta}{s} \right). \quad (2.37)$$

Rearranjando os termos nessa equação, resulta:

$$g = y \left(\frac{k}{M} \right) \left(\frac{b}{a} \right) \left(1 - \frac{c}{s} \right), \quad (2.38)$$

onde, por diferenciação, obtém-se a expressão para a sensibilidade do gravímetro de mola inclinada:

$$\delta g = \left(\frac{k}{M} \right) \left(\frac{b}{a} \right) \left(\frac{c}{s} \right) \left(\frac{y}{s} \right) \delta s. \quad (2.39)$$

Para um dado valor de δg , a deformação correspondente δs pode ser feita tão grande quanto se queira, bastando, para tanto, diminuir o valor do comprimento natural da mola, c . A situação ideal seria o limite em que c tende a zero. Foi

LaCoste, em 1934, o responsável pelo desenvolvimento de uma mola helicoidal que para tensões acima de um valor mínimo funciona como se tivesse um valor insignificante. A precisão atingida com a utilização de um gravímetro de mola inclinada de comprimento nulo (também conhecido como gravímetro de LaCoste-Romberg) é da ordem de 0,01 mGal. (Q.v. DUARTE, 2003.)

2.4.2 Aquisição de Dados Gravimétricos

A aquisição de dados gravimétricos pode ser realizada em terra, no fundo ou na superfície do mar e em ar (levantamentos aerotransportados).

2.4.2a Levantamentos em Terra

Em geral, o espaçamento entre estações gravimétricas depende da finalidade do levantamento. Dependendo do objetivo, se reconhecimento ou mapeamento, o espaçamento entre estações gravimétricas pode ser maior ou menor, indo de 20 km até 5 m. Para fins de exploração de petróleo, deve-se escolher um espaçamento menor do que as dimensões típicas das estruturas geológicas em que o óleo se acumula. Desta forma, na prospecção de hidrocarbonetos, é razoável ter-se uma estação para cada 2-4 km² (q.v. TELFORD *et al.*, 2004). Outros fatores devem ser levados em conta, tal como a facilidade de acesso.

Um levantamento topográfico bem realizado é fundamental para levantamentos gravimétricos terrestres, posto que pequenas imprecisões na elevação de uma estação podem levar a erros no valor de aceleração da gravidade

lido. O mesmo pode ser dito em relação à latitude. Para uma precisão de 0,03 mGal, por exemplo, exige-se uma precisão de 10 cm na elevação e de 30 m na latitude.

Algumas das observações desta seção também se aplicam a levantamentos gravimétricos feitos no fundo do mar, como será evidenciado na subseção a seguir.

2.4.2b Levantamentos Marítimos

Conforme destacado anteriormente, existem dois tipos de levantamento marítimo: aquele realizado nas superfícies de mares, rios e lagos e aquele em que as leituras são feitas por gravímetros posicionados no fundo desses corpos aquosos. No primeiro caso, são utilizados **gravímetros de bordo**, amplamente empregados na prospecção de hidrocarbonetos, ao passo que no segundo empregam-se **gravímetros de fundo**.

Os gravímetros de fundo consistem, basicamente, em gravímetros do tipo usado em terra adaptados para operarem a profundidades de até 200 m, sendo apropriados para levantamentos em regiões costeiras e corpos d'água intracontinentais. Esse tipo de levantamento encontra-se em desuso, em grande parte devido à dificuldade em se reocupar estações gravimétricas localizadas no fundo do mar.

Os gravímetros de bordo, por sua vez, são usados na maior parte dos levantamentos gravimétricos realizados em mar. Eles são montados em plataformas giro-estabilizadas localizadas no ponto da embarcação em que o movimento devido às oscilações é mínimo. Um aspecto a ser considerado na operação deste tipo de gravímetro é o efeito da velocidade do navio (módulo, direção e sentido) sobre o

valor de aceleração da gravidade lido. Esse fenômeno, conhecido como Efeito Eötvös, origina-se da força centrífuga. A correção necessária é dada por:

$$\Delta g_V = (4,040)V \cos \varphi \operatorname{sen} \alpha + (0,001211)V^2 \text{ mGal}, \quad (2.40)$$

onde V é a velocidade do navio em km/h , φ é a latitude e α é o ângulo que o vetor velocidade do navio faz com o norte verdadeiro. O segundo termo é, em geral, desprezível, tornando-se importante apenas para valores elevados da velocidade do navio, V .

2.4.2c Levantamentos em Ar

Levantamentos gravimétricos em ar podem ser realizados, em princípio, de maneira bastante similar à empregada em levantamentos em mar: com o auxílio de um gravímetro de bordo transportado por uma aeronave, mais comumente um helicóptero.

No caso em apreço, a principal dificuldade relaciona-se a variações rápidas e fortes no valor lido de g em decorrência de mudanças na altitude do helicóptero e das acelerações horizontais e vertical deste. Apesar das melhorias obtidas nos procedimentos operacionais e nas técnicas de processamento de dados obtidos desta maneira, a precisão não é tão boa quanto a de um levantamento marítimo, em que as variações citadas anteriormente são lentas e mais facilmente controláveis.

A precisão obtida em levantamentos aerotransportados é tipicamente da ordem 2-5 mGal (cf. BROZENA, 1984), sendo suficiente para fazer reconhecimentos regionais e mapear grandes anomalias.

2.5 Interpretação Gravimétrica

Ao término da etapa de processamento, cujo objetivo é a retirada de efeitos indesejáveis presentes nos valores lidos, os dados gravimétricos estão prontos para a etapa seguinte, a saber, a interpretação gravimétrica. Um dos procedimentos mais utilizado para fins de interpretação é o **método direto iterativo**, que consiste em calcular o efeito gravimétrico associado a uma distribuição de massa modelo e subtraí-lo da anomalia residual observada. Havendo efeitos que não possam ser explicados por essa primeira aproximação, o modelo é modificado repetidamente, até que a diferença seja tão pequena quanto se queira.

Nesta seção, vamos calcular as anomalias gravimétricas associadas aos seguintes corpos: esfera, cilindro horizontal, camada fina mergulhante e falha geológica. No que segue, o contraste de densidade entre o corpo considerado e o meio circundante é representado por ρ .

2.5.1 Esfera

O efeito gravitacional de uma esfera maciça de massa M é dado por:

$$g_r = \frac{GM}{r^2}, \quad (2.41)$$

onde \vec{r} é o vetor com origem em seu centro e extremidade no ponto de observação, conforme mostrado na figura 15.

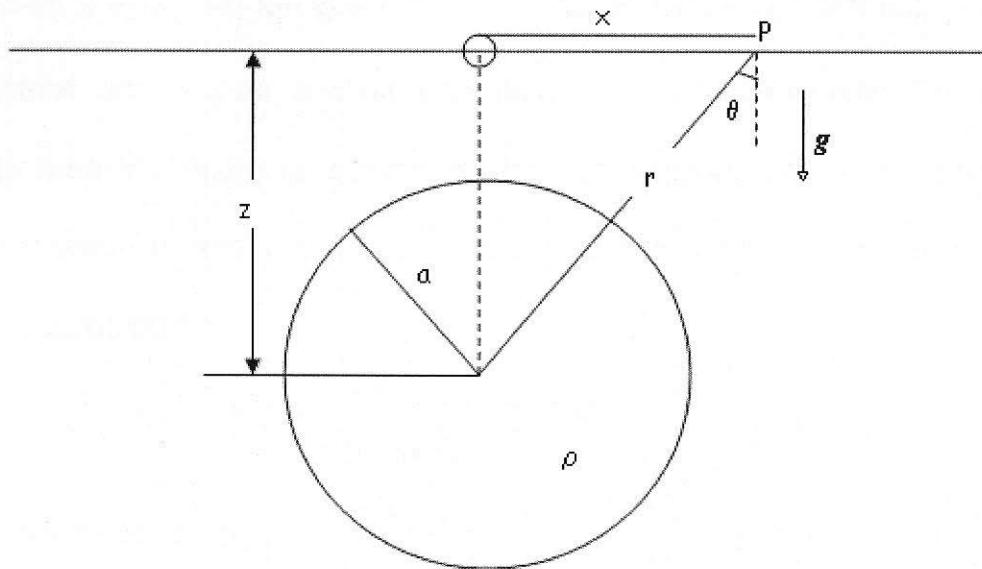


Figura 15 – Esfera de raio a , situada a uma profundidade z em, relação à superfície. Figura adaptada de TELFORD et al. (2004).

A componente vertical da aceleração acima calculada é dada por:

$$g = g_r \cos \theta = \frac{GMz}{r^3} = \frac{k\rho a^3 z}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \text{ mGal,} \quad (2.42)$$

sendo k uma constante definida como:

$$k = \frac{4\pi G}{3} = 2,79 \times 10^{-2} \text{ (SI).} \quad (2.43)$$

Para $x = 0$, obtém-se o valor máximo de g :

$$g_{\max} = 2,79 \times 10^{-2} \frac{\rho a^3}{z^2} \text{ mGal.} \quad (2.44)$$

A esfera é, em geral, a primeira aproximação usada no método direto iterativo quando se tem anomalias residuais esferossimétricas.

2.5.2 Bastão Horizontal

Considere-se a figura 16, em que um cilindro horizontal de comprimento $2L$ e raio negligenciável encontra-se a uma profundidade r_1 da superfície. Sendo λ a densidade linear de massa do cilindro, o efeito gravimétrico devido a um segmento de comprimento $d\ell$ em um ponto $P(x, y, 0)$ arbitrariamente localizado sobre a superfície é dado por:

$$dg_r = \frac{G\lambda d\ell}{r^2} = \frac{G\lambda r_1 d\varphi}{r^2 \cos^2 \varphi} = \frac{G\lambda d\varphi}{r_1}, \quad (2.45)$$

onde $d\ell$ foi substituído por:

$$d\ell = \frac{r_1 d\varphi}{\cos^2 \varphi}. \quad (2.46)$$

Mostra-se que a componente vertical da aceleração dg_r pode ser escrita como (q.v. TELFORD *et al.*, 2004):

$$dg = \frac{Gmz \cos \varphi d\varphi}{r_1^2}. \quad (2.47)$$

Integrando a equação acima em φ , no limite em que $L > 10z$, tem-se a seguinte expressão aproximada:

$$g = \frac{2G\lambda}{z} \left(1 + \frac{x^2}{z^2} \right)^{-1}. \quad (2.48)$$

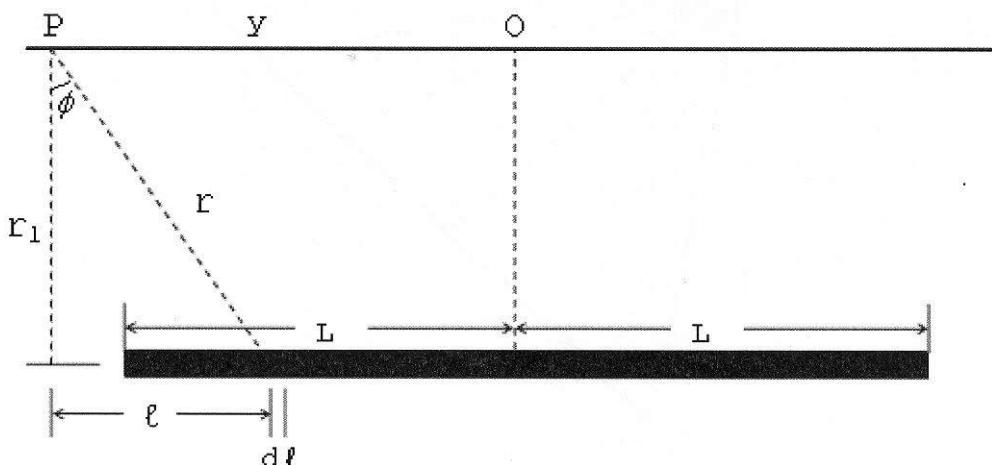


Figura 16 – Efeito gravimétrico de um bastão horizontal. Figura adaptada de TELFORD *et al.* (2004).

2.5.3 Camada Fina Mergulhante

Dada sua importância na interpretação gravimétrica de camadas geológicas mergulhantes em subsuperfície, convém listar as expressões da anomalia gravimétrica de uma camada fina mergulhante. Sem apresentar os cálculos, os quais podem ser consultados em TELFORD *et al.* (2004), mostra-se que o efeito gravitacional sobre o ponto P mostrado na figura 17 é descrito pela seguinte expressão:

$$g = 2G\rho t p \int_{-\theta_1}^{\theta_2} \left(\frac{z}{r^2} \right) \sec^2 \theta d\theta = 2G\rho t \left[\sin \alpha \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - (\theta_2 + \theta_1) \cos \alpha \right]. \quad (2.49)$$

No caso de uma camada vertical, tem-se $\alpha = \pi/2$, de modo que $\sin \alpha = 1$ e $\cos \alpha = 0$, que substituídos na equação acima leva a:

$$g = 2G\rho t \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) = 2G\rho t \ln \left[\frac{(h+L)^2 + x^2}{x^2 + h^2} \right]. \quad (2.50)$$

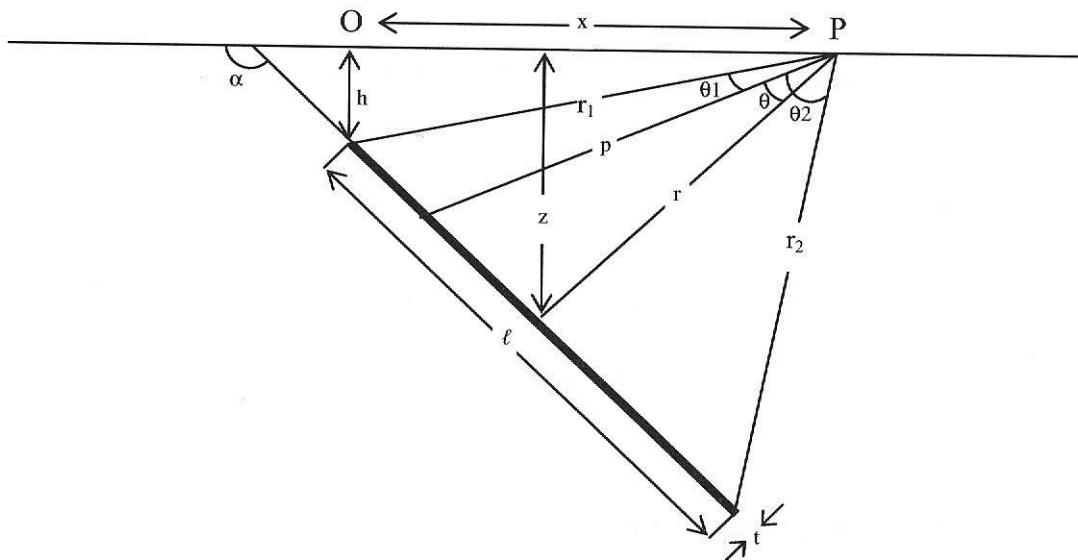


Figura 17 – Camada fina mergulhante. Figura adaptada de TELFORD *et al.* (2004).

2.5.4 Falha Geológica

Por fim, chega-se ao caso com em que a aplicação prática é mais evidente: o de uma falha geológica de espessura L . Os demais parâmetros são mostrados na figura 18, mostrada abaixo.

Conforme demonstrado em TELFORD *et al.* (2004), a anomalia gravimétrica associada a uma falha geológica é dada por:

$$g = 2G\rho \left\{ \pi L + x \cos^2 \beta [(F_2 - F_1) - (F_4 - F_3)] \right\}, \quad (2.51)$$

onde os $F_{1\ldots 4}$ são definidos como:

$$F_i = \psi_i \cotan(\psi_i) - \ln(\sin(\psi_i)). \quad (2.52)$$

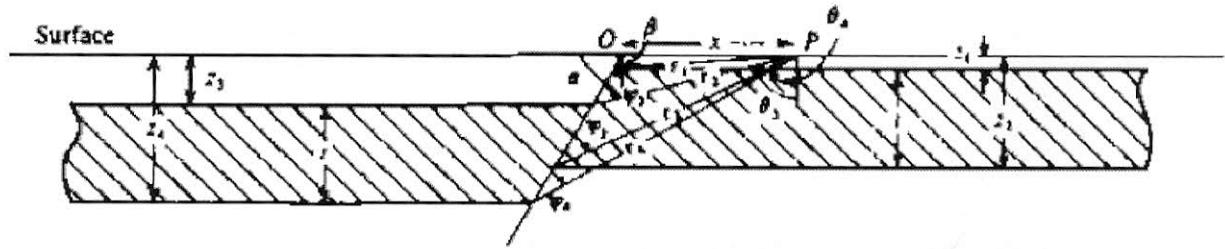


Figura 18 – Efeito gravimétrico de uma falha. Retirado de TELFORD *et al.* (2004).

2.5.5 Os Métodos Direto e Inverso na Interpretação de Dados Gravimétricos

O método direto, descrito ao longo desta seção, apresenta alguns inconvenientes, sendo o principal o fato de uma mesma anomalia gravimétrica poder ser atribuída a diferentes distribuições de massa em subsuperfície. Em outras palavras, o método direto apresenta não-unicidade.

Uma abordagem alternativa, que tem se mostrado útil no tratamento da não-unicidade anteriormente citada, é o chamado **método indireto**. Neste, determinam-

se a geometria e as propriedades físicas da fonte a partir de medições da anomalia gravimétrica. A não-unicidade é contornada com o auxílio de vínculos adicionais.

2.5.6 O Excesso de Massa

Em algumas situações, em particular na prospecção de hidrocarbonetos, é útil estimar a massa responsável por uma anomalia gravimétrica dada. Este procedimento, ao contrário do que ocorre na determinação da distribuição de massa associada à mesma anomalia, não encerra ambigüidade.

Uma quantidade fundamental envolvida no cálculo da massa causadora da anomalia é o **excesso de massa**. Ela pode ser obtida a partir da equação (2.12), desconsiderando o sinal negativo:

$$\oint_S g_n ds = 4\pi GM, \quad (2.53)$$

onde M é o excesso de massa. A integral acima pode ser reescrita como:

$$\oint_S g_n ds = \iint_H g(x, y) dx dy + \iint_H g_n R^2 \sin \theta d\theta d\varphi = 4\pi GM, \quad (2.54)$$

em que a superfície S foi escolhida como sendo um hemisfério apoiado em um círculo de mesmo raio, R . Além disso, ressalte-se que, na primeira integral, g_n reduz-se a $g(x, y)$, a anomalia residual. Fazendo o valor de R arbitrariamente grande, M reduz-se a uma massa pontual localizada na origem e $g_n = GM/R^2$ sobre o hemisfério. Desta maneira, a segunda integral fica:

$$\iint_H g_n R^2 \sin \theta d\theta d\varphi = GM \int_0^{2\pi} \int_{\pi/2}^{\pi} d\theta d\varphi = 2GM, \quad (2.55)$$

onde segue que:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) dx dy = 2\pi GM \Leftrightarrow M = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) dx dy. \quad (2.56)$$

Uma vez calculado o excesso de massa, M , pode-se encontrar a massa real associada à anomalia gravimétrica considerada. Sendo ρ_{real} a densidade do corpo em questão e $\Delta\rho$ o contraste de densidade em relação ao meio circundante, obtém-se para M_{real} o seguinte valor:

$$M_{\text{real}} = \left(\frac{\rho_{\text{real}}}{\Delta\rho} \right) \times M. \quad (2.57)$$

3 ESTUDO DE CASO: ASSINATURA GRAVIMÉTRICA DA BACIA DO PARANÁ

O estudo de caso apresentado nesta monografia foi retirado de VIDOTTI *et al.*, *Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil*, artigo publicado no volume 159 (1998) do periódico *Earth and Planetary Science Letters*.

No referido trabalho, os autores utilizam as leituras de 185 estações gravimétricas localizadas na bacia do Paraná a fim de levantar a geometria e a magnitude do mapa de anomalias Bouguer da região, em especial de sua porção oeste. O mapa Bouguer obtido é, então, interpretado à luz do histórico extensional da bacia.

A análise dos dados gravimétricos obtidos nessas estações e a comparação destes com dados gravimétricos precedentes, fluxo de calor, mapas de contorno, do embasamento e estrutural reforçam a conclusão de que a porção ocidental da bacia em apreço é um rifte pré-cretáceo.

3.1 Introdução

A figura 19 mostra os levantamentos gravimétricos disponíveis antes da publicação do estudo base para este capítulo e aquele realizado para análise no mesmo.

Como subsídio para a discussão aqui apresentada, destaca-se o trabalho de QUINTAS (1995), que sugere rifteamento no Ordoviciano, no neo-Devoniano/eo-Carbonífero e no Jurássico nas porções oeste e central da bacia do Paraná.

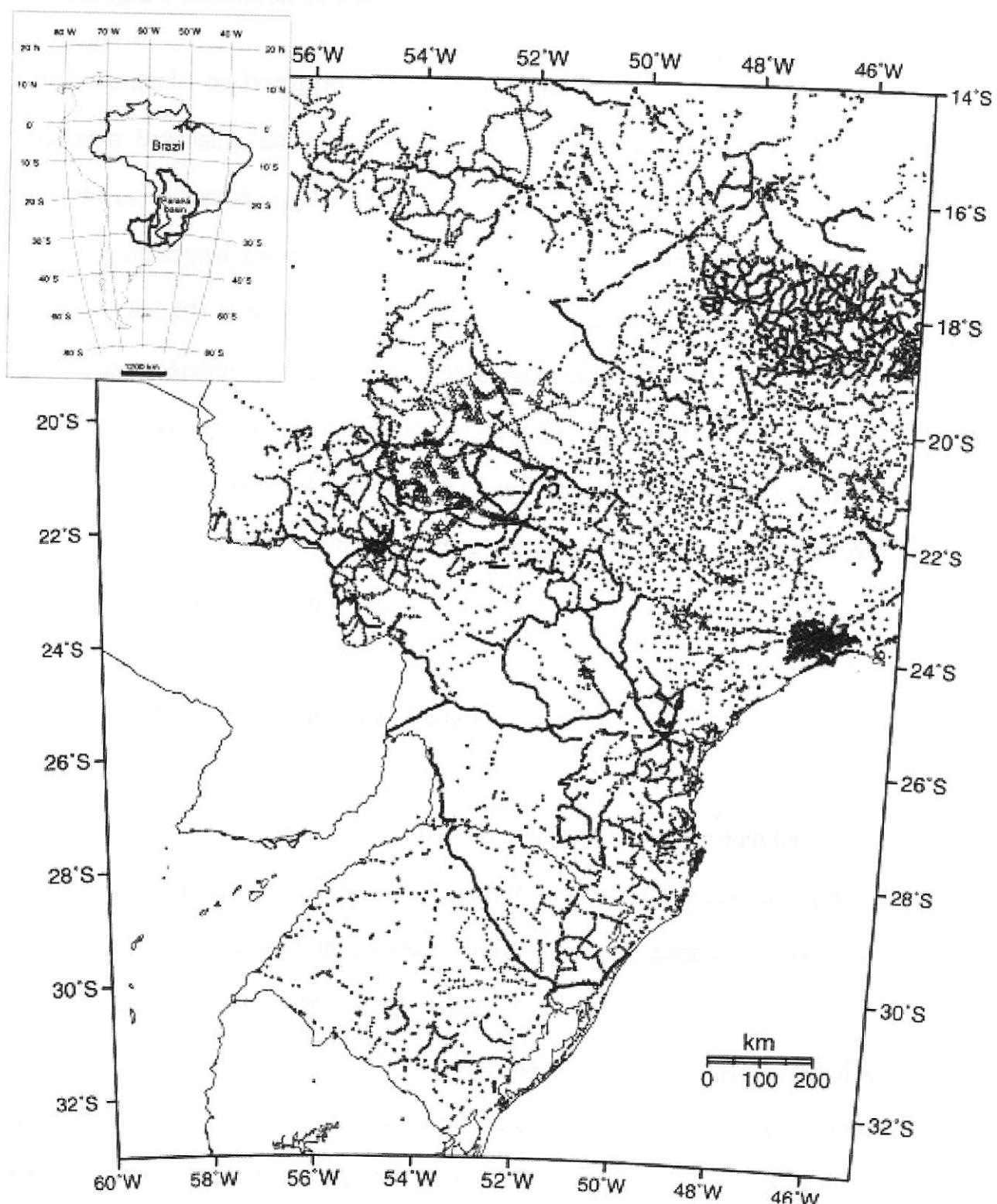


Figura 19 – Cobertura gravimétrica da bacia do Paraná. Fonte: VIDOTTI *et al.* (1998).

3.2 Geologia e Geofísica da Região

O embasamento da bacia do Paraná é a crosta continental mais antiga da Plataforma Brasileira, sendo caracterizada por deformação e granito-gênese causadas por diversas colisões entre placas. (Q.v. FULFARO *et al.*)

Dois principais *trendes* estruturais associados ao embasamento estão presentes: NO-SE e NE-SO. Essas tendências foram mapeadas a partir de alguns poços esparsos, levantamentos aeromagnéticos que não cobrem toda a bacia e uma excursão geológica realizada na área. Os elementos do *trend* NE-SO consistem de falhas e zonas de falhas, sem diques. Os elementos do *trend* NO-SE, por sua vez, consistem de falhas e zonas de falhas com intrudidas por numerosos diques de diabásio.

3.3 Dados Gravimétricos Antigos e Novos

Os dados gravimétricos anteriores ao projeto discutido neste capítulo foram, na maioria, retirados do *South American Gravity Project* (SAGP), que se trata de uma compilação de dados de diversas fontes, incluindo dados gravimétricos privados e de domínio público. (Q.v. FAIRHEAD, 1989.)

Outro projeto, chamado *Anglo Brazilian Gravity Project* (ABGP), preencheu muitas das zonas não cobertas pelo projeto anterior, entre os anos de 1991 e 1997. (Cf. BLITZKOW *et al.*, 1995.).

Na figura20, mostrada a seguir, observa-se que o mapa de anomalia Bouguer da bacia do Paraná apresenta dois grandes baixos gravimétricos (cerca de -100mGal) em suas porções leste e oeste, com um alto relativo no centro (cerca de 100mGal).

– 50 mGal). Este novo estudo detectou uma tendência de baixos gravimétricos ao longo da direção N-S, estando esse *trend* limitado por gradientes acentuados.

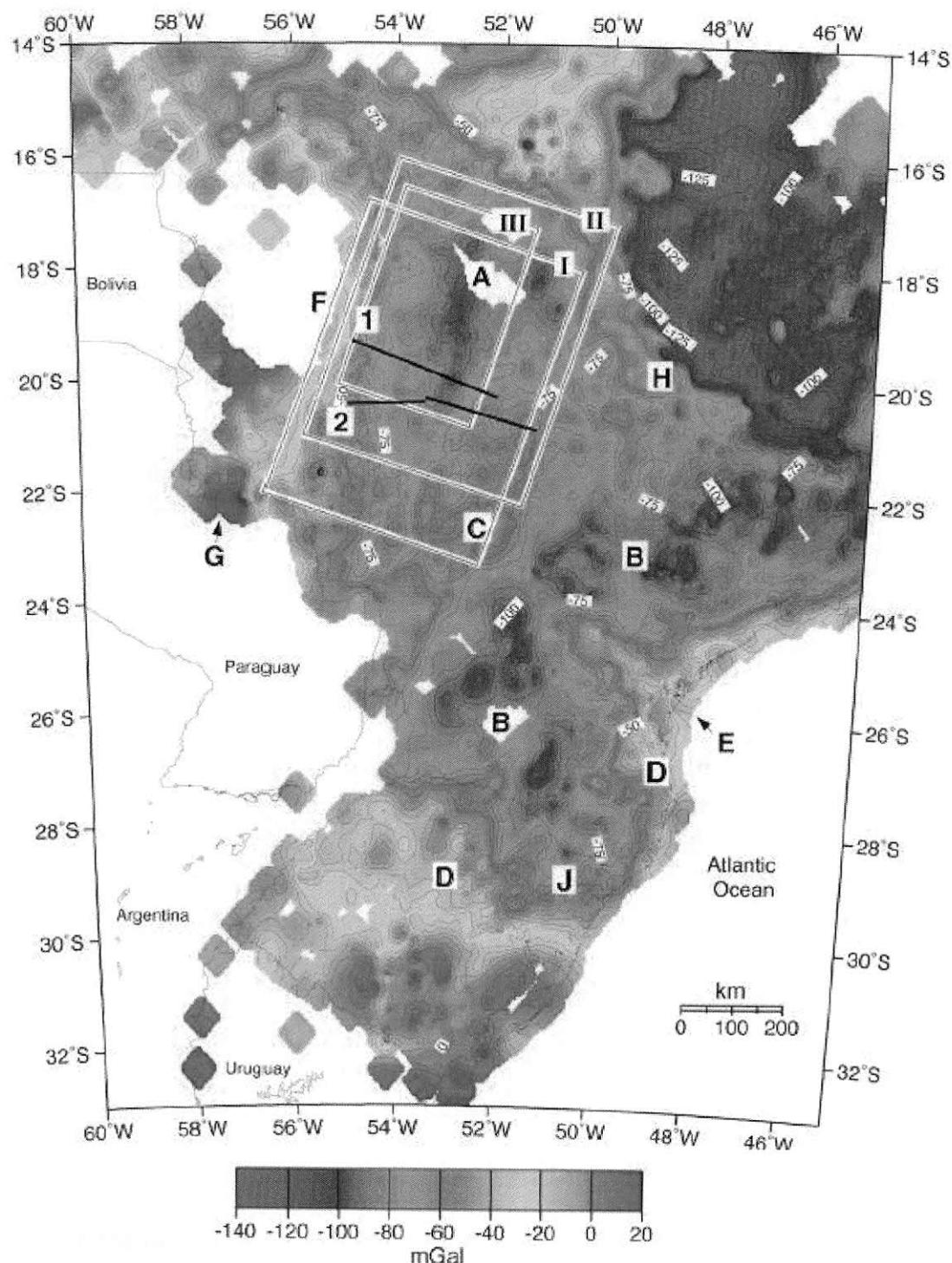


Figura 20 – Mapa de anomalia Bouguer da bacia do Paraná. O intervalo entre os contornos é de 5 mGal. Além dos baixos (A e B) e do alto (C) gravimétricos, merecem destaque os arcos de Ponta-Grossa (E) e de Assunção (G). Retirado de VIDOTTI *et al.* (1998).

3.4 Interpretação do Mapa de Anomalia Bouguer

Uma vez que as estruturas em subsuperfície da bacia do Paraná ainda não eram bem conhecidas, os autores do estudo optaram por comparar o mapa de anomalia Bouguer obtido com o mapa do embasamento já disponível. O objetivo desse procedimento é, em última instância, sugerir interpretações para as estruturas da crosta observadas nessa bacia.

Conforme já observado, o mapa Bouguer da bacia do Paraná apresenta baixos gravimétricos em suas porções oeste (região A, na figura 20) e leste (região B), separados por um alto relativo (denotado por C, na figura 20). O baixo gravimétrico leste (B) apresenta lineamento NE, paralelamente à faixa de dobramento Ribeira, que é uma zona de rochas metamórficas, sedimentares e vulcânicas ácidas de densidade mais baixa. (Cf. MANTOVANI *et al.*, 1991.)

A figura 21 mostra, em detalhes, o mapa gravimétrico da porção oeste da bacia do Paraná. Pode-se reconhecer aí um baixo gravimétrico com *trend* N-S, o qual é limitado por gradientes gravimétricos elevados ($0,7 \text{ mGal}/\text{km}$). Esse *trend* não tem relação com quaisquer estruturas da superfície ou do embasamento que possam ser mapeadas na bacia. A intensidade dos gradientes indica que a anomalia origina-se de uma fonte rasa. Levando em conta a história geológica da bacia, as interpretações mais plausíveis são: (1) um sistema de riftes do Proterozóico ou do Paleozóico inferior, de *trend* N-S, enterrado pelas seqüências da bacia do Paraná; (2) um faixa do embasamento de densidade mais baixa e com *trend* N-S. O artigo em discussão conclui que a primeira opção é mais plausível, conforme argumentos apresentados nas páginas seguintes desta monografia.

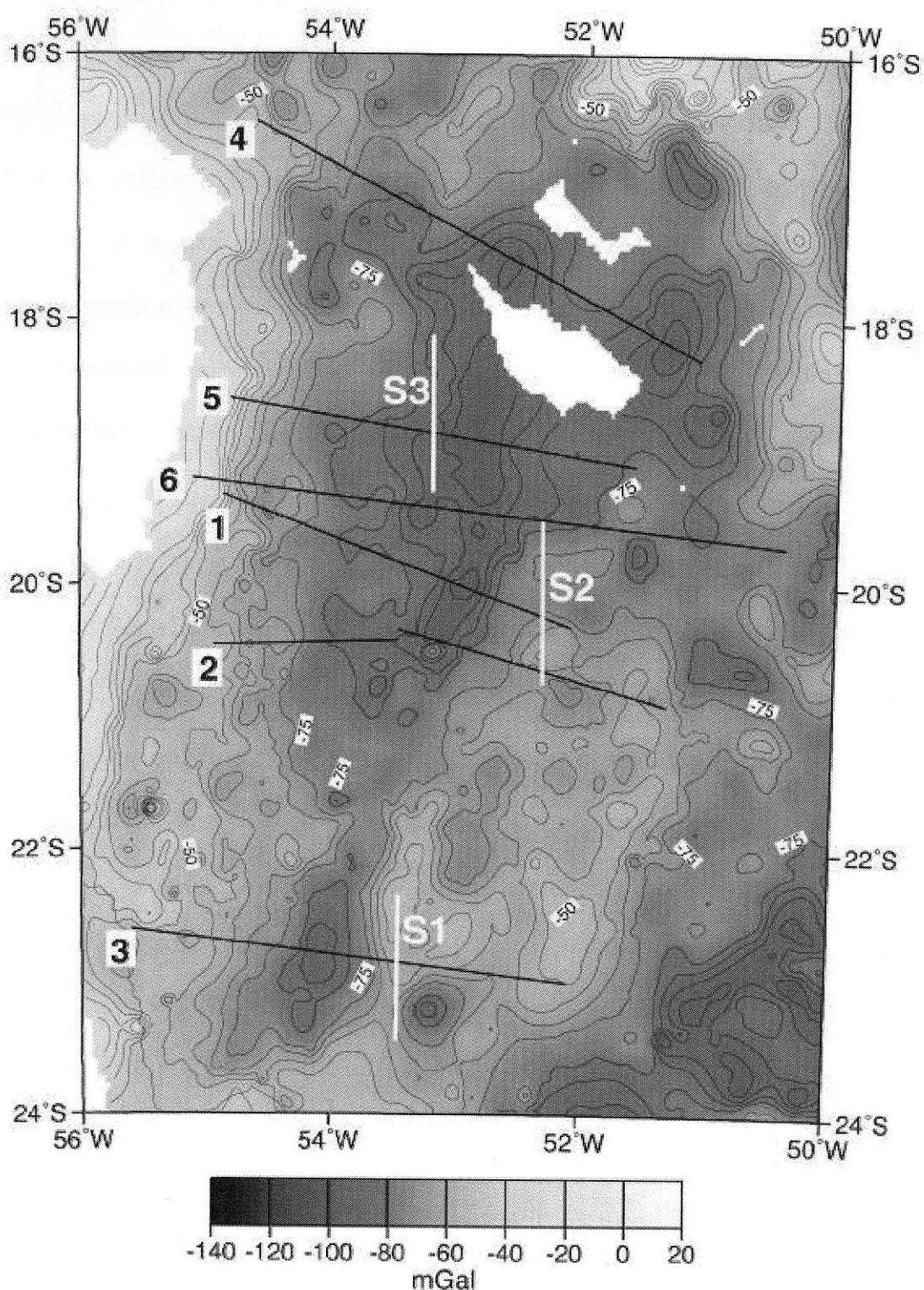


Figura 21 – Mapa de anomalia Bouguer da porção oeste da bacia do Paraná. As barras verticais S1, S2 e S3 indicam três porções em que o rifte pode estar segmentado. Retirado de VIDOTTI et al. (1998).

O primeiro passo é utilizar o conteúdo espectral das anomalias gravimétricas para estimar a profundidade dos contrastes de gravidade. Conforme destacado por VIDOTTI *et al.* (1998), isso pode ser feito utilizando o método do logaritmo do espectro de potência. Essa análise foi feita nas regiões I, II e III indicadas na figura 20, sendo os resultados mostrados na figura 22. Nas três regiões, constata-se inclinação mais acentuada para comprimentos de onda mais longos, além de duas descontinuidades na inclinação. As inclinações desses três segmentos indicam profundidades da fonte de 40 km, de 20 km e de uma fonte entre 4 km e 7,4 km. A primeira profundidade é interpretada como a da interface crosta / manto, de acordo com estimativas anteriores — baseadas em levantamentos sísmicos — de uma espessura crustal entre 40 km e 45 km para a porção norte-central da bacia do Paraná (cf. SNOKE & JAMES, 1997). A profundidade intermediária é, provavelmente, um horizonte no meio da crosta, também de acordo com estudos anteriores (BRAILE *et al.*, 1995). O contraste raso, por sua vez, está associado à profundidade média do embasamento embaixo das unidades de rochas sedimentares e vulcânicas, a qual varia de 0 a 6 km segundo dados de poços obtidos em outras partes da bacia (q.v. QUINTAS, 1995).

Um segundo método de interpretação gravimétrica empregado é a modelagem direta de perfis de anomalia Bouguer através do baixo gravimétrico. Considerou-se uma espessura regional de 40 km (q.v. SNOKE & JAMES, 1997), além de densidades baseadas em dados de poço da bacia. São mostrados dois modelos de um rifte estreito, com largura de cerca de 30–35 km, abaixo dos estratos sedimentares e vulcânicos do Paleozóico superior para o **perfil 1** (ver figuras 20 e 21): (1) um sem afinamento crustal, para ilustrar o efeito insignificante de pequenas variações laterais na espessura crustal; e (2) outro com um pequeno grau de

afinamento crustal distribuído ao longo de uma região ligeiramente mais larga do que a bacia. Para o **perfil 2**, tem-se, também, dois modelos: (1) um com afinamento crustal, semelhante ao segundo modelo do perfil 1; e (2) um modelo que mostra um corpo de intrusão do embasamento de densidade mais baixa (por exemplo, uma intrusão granítica) na crosta superior, limitada por contatos muito acentuados. Dada a história fanerozóica da bacia do Paraná, as estimativas de profundidade obtidas do logaritmo do espectro de potência, e o padrão dos 600km de anomalia gravimétrica, os autores acreditam que um rifte Proterozóico ou do Paleozóico inferior soterrado por basaltos e sedimentos do Cretáceo parece a interpretação mais plausível para a anomalia. Na seção seguinte, esta interpretação é discutida à luz de dados geológicos e geofísicos pré-existentes.

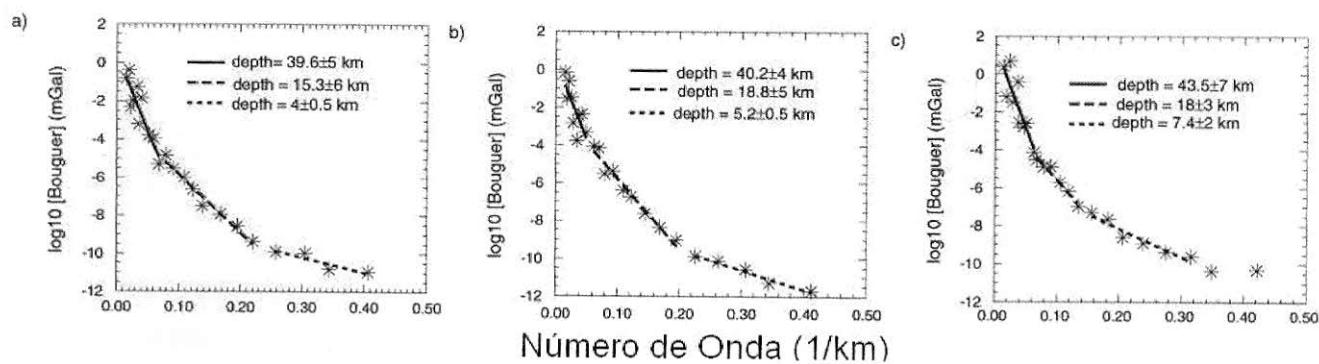


Figura 22 – Gráficos do logaritmo espectro de potência nas regiões I, II e III mostradas na figura 20: (a) caixa I, (b) caixa II e (c) caixa III. Adaptado de VIDOTTI *et al.* (1998).

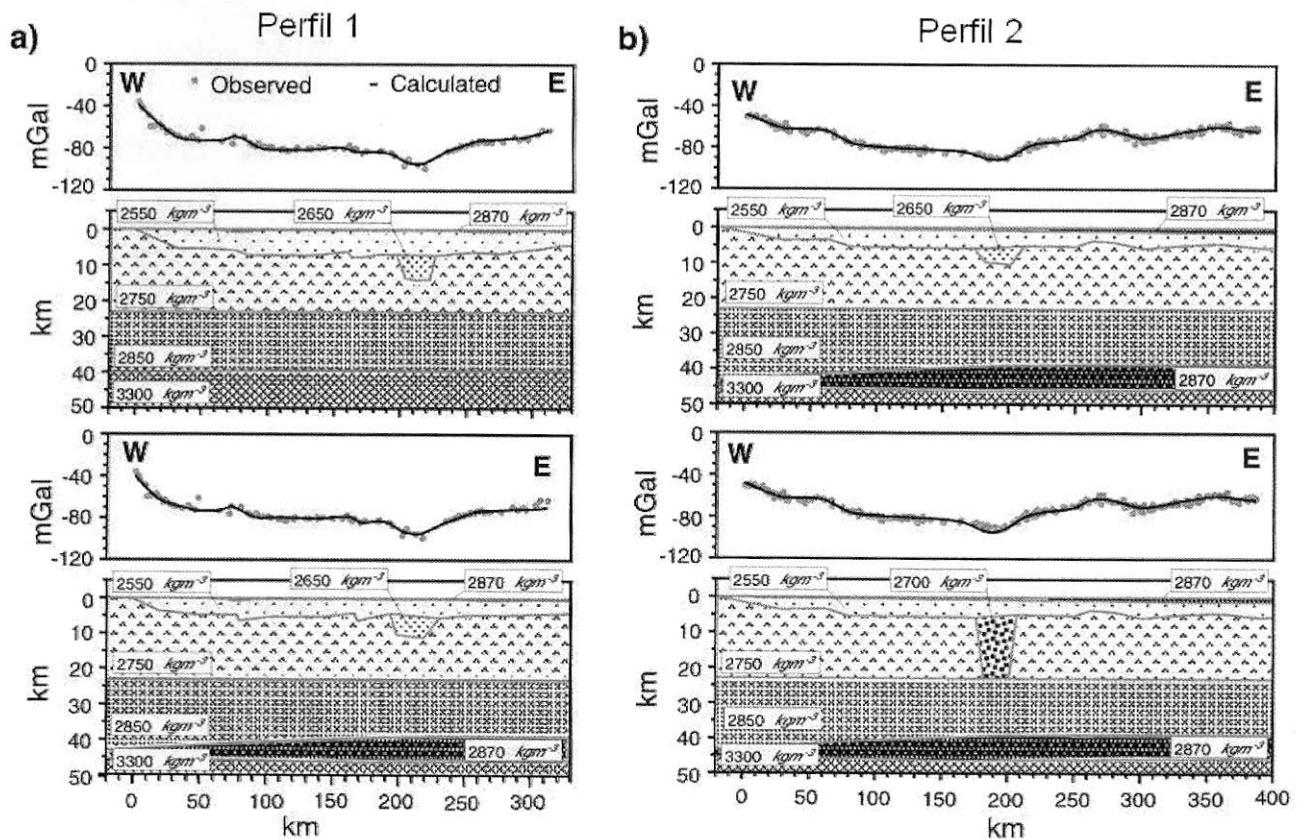


Figura 23 – Modelos diretos para os perfis 1 e 2 ao longo da anomalia Bouguer da porção oeste da bacia. (a) Dois modelos diferentes para o perfil 1; um sem adelgaçamento crustal para ilustrar o efeito insignificante de pequenas variações laterais na espessura da crosta e um com afinamento. (b) Dois modelos diferentes para o perfil 2; um com adelgaçamento crustal e outro em que a anomalia gravimétrica é causada por uma intrusão do embasamento de baixa densidade (granito) na crosta superior. Figura adaptada de VIDOTTI et al. (1998).

3.5 Discussão

Os dados de fluxo de calor na bacia do Paraná mostram valores elevados (da ordem de $73-87 \text{ mW/m}^2$) nas partes ocidental e sul da anomalia em comparação com os valores médios no restante da bacia (da ordem de $56 \pm 11 \text{ mW/m}^2$). Estes valores relativamente elevados podem ser causados por um aquecimento litosférico localmente maior durante eventos mesozóicos, posto que esses valores são comparáveis a valores obtidos em bacias tipo rifte africanas que se formaram antes e durante a separação da África e da América do Sul: os riftes de Luangwa e de Zambesi (cf. NYBLADE *et al.*, 1990).

Conforme observado na figura 23, é difícil diferenciar variações laterais na densidade da crosta devido a um rifte soterrado daquelas oriundas de variações compostionais da própria crosta. O mais provável é ter-se uma situação em que os dois efeitos estão presentes, como ocorre em muitas bacias de rifte paleozóicas e mesozóicas da América do Sul.

O baixo gravimétrico da porção oeste da bacia do Paraná poderia ser causado por variações da espessura da crosta combinadas a variações laterais da densidade crustal, como mostrado na figura 23. O espectro de freqüências dos dados gravimétricos dessa região da bacia, contudo, indicam que a anomalia é causada por uma estrutura rasa ($<10 \text{ km}$). A comparação com outras bacias rifte do Paleozóico-Mesozóico, em que dados de subsuperfície de boa qualidade mostram dois estágios rifte, confirma a interpretação do artigo de um rifte enterrado na porção oeste da bacia. A bacia do Parnaíba contém seqüências rifte de idade mesoproterozóica a cambro-ordovicianas cobertas, no presente, por até $3,5 \text{ km}$ de

seqüências pós-rifte de idade siluriana a terciária (q.v. GÓES *et al.*, 1993). A figura 24, apresentada a seguir, ilustra a notável semelhança entre as anomalias da bacia do Parnaíba e um perfil representativo do rifte soterrado da porção ocidental da bacia do Paraná.

A amplitude da anomalia Bouguer do rifte soterrado da bacia do Paraná, ~15mGal, e sua largura, ~50km, também são comparáveis à assinatura gravimétrica do Gráben Viking do Mar Norte, onde existem até 9km de sedimentos, incluindo uma seqüência rifte enterrada a cerca de 3–5km. (Cf. COWIE *et al.*, 1990.) Outro rifte com forma e amplitude similares às da bacia do Paraná é a bacia de rifte de Karoo, no sudeste da Tanzânia.

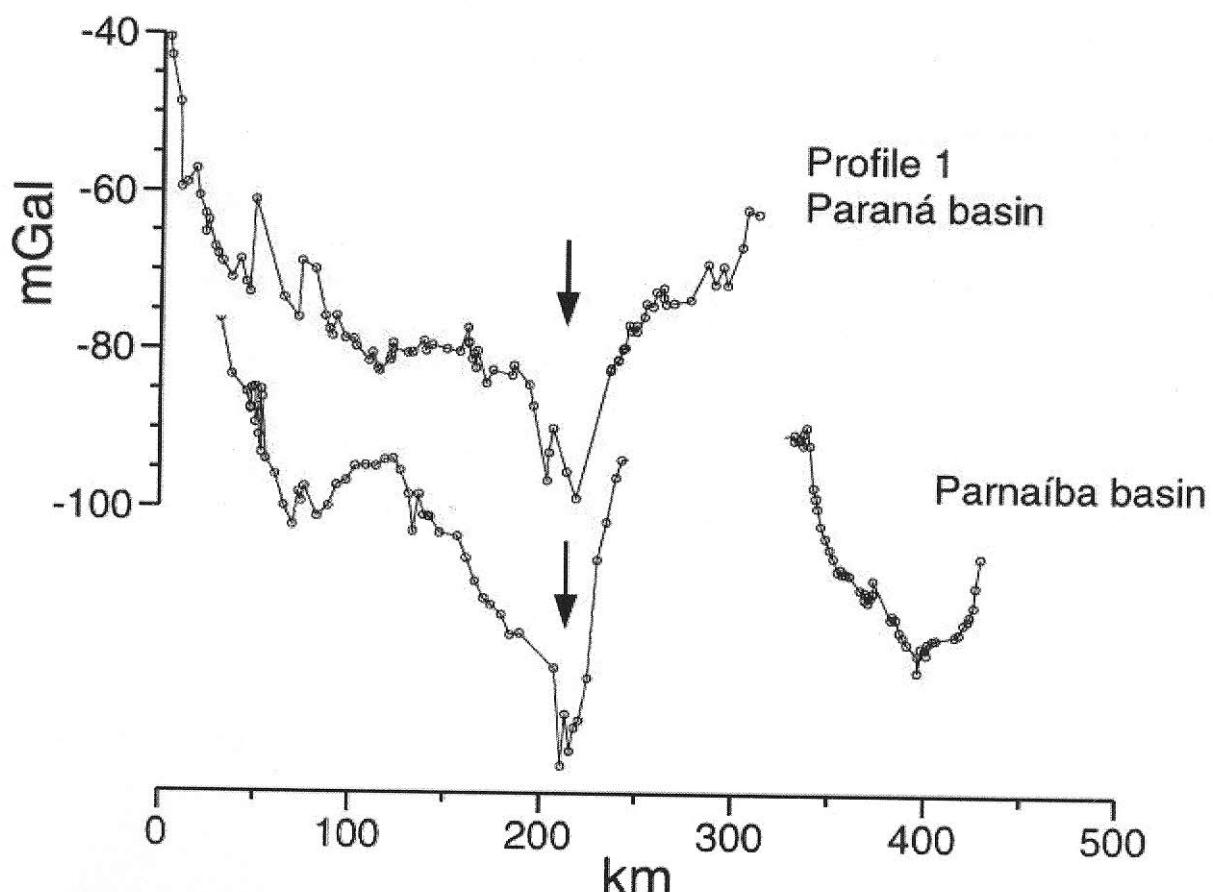


Figura 24 – Comparação entre os perfis Bouguer das bacias do Paraná e do Parnaíba. Os baixos gravimétricos apontados pelas setas são causados por riftes soterrados do Proterozoico superior. Figura adaptada de VIDOTTI *et al.* (1998).

Dessa maneira, comparações com outros sistemas rifte com melhor controle de subsuperfície sugerem que o baixo gravimétrico ocidental da bacia do Paraná é uma bacia tipo rifte de idade Paleozóica soterrada, no presente, por derrames de basalto e por seqüências sedimentares do Mesozóico.

3.6 Conclusão

O mapa de anomalia Bouguer da bacia do Paraná mostra um baixo gravimétrico em sua porção oeste com cerca de 600km de comprimento e entre 50km e 100km de largura. Diversas evidências indiretas sugerem que o baixo gravimétrico em questão origina-se de uma bacia tipo rifte soterrada abaixo de estratos sedimentares e derrames basálticos largamente distribuídos:

- O conteúdo espectral dos dados sugere variações na espessura sedimentar que pode chegar a 8km abaixo do baixo gravimétrico.
- A modelagem direta de perfis mostra uma bacia do tipo rifte que contém de 3km a 4km de sedimentos soterrados por aproximadamente 3km de estratos sedimentares e derrames basálticos.
- A forma e a amplitude da anomalia são similares a bacias rifte Paleozóicas e Mesozóicas bacias soterradas por espessas seqüências pós-rifte no Brasil, no Mar do Norte e na África Central.
- O fluxo de calor na região é mais elevado do que em outras partes da bacia.

4 CONCLUSÕES

O propósito inicial desta monografia — a aplicação do método gravimétrico ao estudo da bacia do Paraná — foi satisfatoriamente atingido. Os três capítulos deste trabalho coadunaram-se com esse objetivo. Primeiro, fez-se um apanhado da Geologia da bacia; em seguida, cuidou-se do método gravimétrico propriamente dito para, finalmente, empregar o método no mapeamento de estruturas em subsuperfície na porção oeste da bacia.

É no estudo de caso que o poder do método se destaca. A gravimetria é uma ferramenta bastante útil quando os dados de poços e de sísmica disponíveis são escassos ou de qualidade ruim, como acontece na porção ocidental da bacia do Paraná. O artigo discutido nesta monografia aplica o método, sob tais circunstâncias, para interpretar um baixo gravimétrico que aparece no mapa Bouguer da região. A interpretação mais plausível, como discutido no texto, é a de uma bacia tipo rifte soterrada por estratos sedimentares e derrames basálticos de fase pós-rifte.

Milani, E. J. & Ramos, V. A. (1998) Orogenias paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná, Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 473-484.

Milani, E.J. (1997), Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica da Gondwana sul-occidental. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 vols., 255p. (v.1), anexos (v.2). (Tese de Doutorado.)

Milani, E. J & Zalán, P. V. (1999) An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America, Episodes, IUGS (Int. Union of Geological Sciences) Ottawa, vol. 22, nº 3, p. 199-205.

Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. (2000) Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (editores), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 389-452.

Nyblade, A.A., Pollack, H.N., Jones, D.L., Podmore, F., Mushayandebvu, M., Terrestrial heat flow in east and southern Africa, J. Geophys. Res. 95 (B11) (1990) 17371-17384.

Petri, S., & Fulfaro, V. J. (1988). Geologia do Brasil. T. A. Queiroz.

Quintas, M.C.L., O Embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu Arcabouço, tese de doutorado, Departamento de Geofísica, IAG-USP, São Paulo, 1995.

Snoke, J.A., James, D.E., Lithospheric structure of the Chaco and Paraná basin of South America from surface-wave inversion, J. Geophys. Res. 102 (B2) (1997) 2939-2951.

Telford, W.M, Geldar, L.P, Sherif, R.E. Applied Geophysics. 2 ed. Cambridge, 2004.

Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. J., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., Zanotto, O. A., Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná, In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, PR, 1987, Atas ..., Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 441-477.

Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Conceição, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R., Marques, A. (1991), The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (eds.), Interior cratonics basins. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p.681-708. (Memoir 51)

Vidotti, R.M., Ebinger, C.J., Fairhead, J.D., Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil, Earth and Planetary Science Letters 159 (1998) 117-132.