

UM ESTUDO DE COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA PARA A BACIA DO PARANÁ

A study of isostatic compensation for the Paraná Basin

MÁRCIA CRISTINA LOPES QUINTAS

Universidade Federal do Paraná – UFPR

Setor de Ciências da Terra - Departamento de Geomática

Centro Politécnico, Bloco VI – Jardim das Américas

Caixa Postal 19.001 – CEP 81531-990 - Curitiba , PR, Brasil

mquintas@ufpr.br

RESUMO

Este trabalho apresenta uma contribuição para o estudo das principais estruturas que compõe o embasamento da Bacia do Paraná. O principal resultado desta pesquisa, com base no modelamento isostático, foi o cálculo da anomalia gravimétrica gerada pelos sedimentos e rochas ígneas formadoras da bacia, bem como o cálculo da espessura da “raiz” criada pelo ajuste isostático devido à presença destes. A bacia em estudo é sedimentar e do tipo intracratônica de idade Siluro-Ordovicianiana, localizada na porção S-SE do território brasileiro.

A metodologia utilizada baseou-se na modelagem isostática envolvendo 7.100 estações gravimétricas. O modelamento isostático permitiu identificar variações na resposta gravimétrica do embasamento, revelando composições diferentes do mesmo. Os resultados aqui apresentados não são discutidos no âmbito geológico.

ABSTRACT

This paper contributes to the localization of the main basement structures of the Paraná Basin. The main result of this study using isostatic modeling was to compute the gravimetric anomaly caused by sediments and igneous rocks that fulfill the basin, and the “root” created by the isostatic adjustment. This Ordovician-Cretaceous sedimentary basin is intracratonic and located in the S-SE portion of Brazilian territory.

An isostatic modeling was used and 7,100 gravity stations were used in this study. With the modeling it was possible to identify variations in the basement gravimetric signature, revealing different compositions. The results are not discussed under a geological insight.

1 INTRODUÇÃO

A litosfera terrestre é constituída por um mosaico de placas sujeitas a movimentos horizontais e verticais. Determinadas áreas, com movimentos verticais conseqüentes de ajustamentos isostáticos, acumulam grande volume de sedimentos desenvolvendo as chamadas bacias sedimentares. O estudo do desenvolvimento dessas bacias é de grande interesse, visto que este propicia uma poderosa ferramenta na investigação de propriedades mecânicas da litosfera e na definição de possíveis áreas geradoras de recursos energéticos e minerais.

As principais conclusões sobre a natureza do interior da Terra, a partir de estudos de anomalias gravimétricas, começaram a ser difundidos com o desenvolvimento da Teoria da Isostasia. Isostasia é o processo pelo qual se ajusta a elevação da superfície da Terra como resposta à variação de densidades em profundidade ou devido a cargas superficiais, de forma a manter a pressão uniforme a uma dada profundidade. Originalmente, o objetivo desses estudos isostáticos era o de determinar a forma de compensação de massas associadas com feições geológicas individuais em continentes e oceanos. Neste caso, o modelo de isostasia assume que a compensação ocorre diretamente sob a topografia por espessamento da crosta com densidade constante (Airy, 1855), ou por variações laterais de densidade (Pratt, 1855). Posteriormente, ampliando-se os estudos para uma escala regional, surgiu o modelo flexural que considera as cargas parcialmente sustentadas por esforços elásticos no interior da placa litosférica superposta a uma astenosfera fluida e débil, com uma compensação que ocorre somente em escala regional (Dorman & Lewis, 1970 e Forsyth, 1985).

Uma forma de abordar o estudo da compensação isostática em escala regional é avaliar as relações entre as anomalias topográficas e gravimétricas, criadas por massa sub-superficiais anômalas que compensam a topografia. A anomalia gravimétrica de uma bacia sedimentar é o resultado de uma complexa interação entre as propriedades mecânicas da litosfera, história do carregamento sedimentar dentro desta, e sua idade termal (Walcott, 1972; Karner & Watts, 1982; Watts *et al.*, 1982). A magnitude da anomalia é uma indicação direta da rigidez do embasamento e do tempo de permanência do carregamento.

A área objeto deste estudo é uma bacia sedimentar do tipo intracratônica de idade Siluro-Ordoviciano, localizada na porção S-SE do território brasileiro. A Bacia do Paraná compreende uma área de aproximadamente 1.100.000 km², e acumula rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Ordoviciano e o Cretáceo.

A análise isostática desenvolvida neste estudo baseia-se no modelo flexural, devido ao tamanho da Bacia do Paraná. Foi utilizada a técnica de função resposta, também conhecida como admitância ou função de transferência linear (Dorman & Lewis, 1970 ; Lewis & Dorman 1970), para o estudo da compensação isostática da bacia. Este trabalho tem por objetivo fornecer subsídios para a localização das

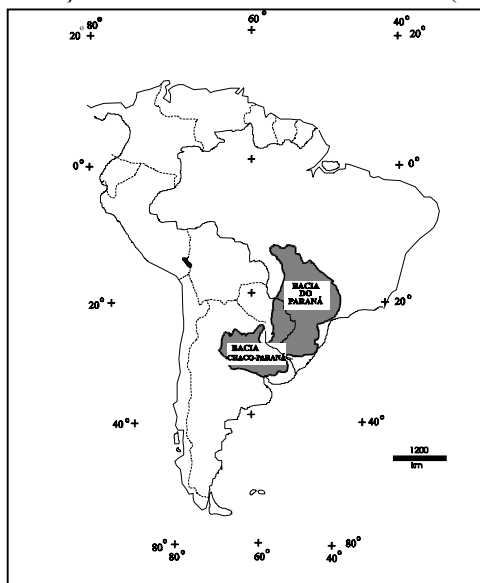
principais estruturas que compõe o embasamento da Bacia do Paraná, permitindo tecer considerações quanto ao segmento litosférico da porção S-SE brasileira.

2 REVISÃO GEOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO

A área analisada neste trabalho compreende a porção da Bacia do Paraná e de seu embasamento exposto, situados em território brasileiro (Fig.1). Apresenta-se a seguir uma descrição resumida da bacia, sendo que maiores detalhes sobre a mesma podem ser encontrados em Quintas (1995) e Zalán *et al.* (1990). A Bacia do Paraná é intracratônica com acumulação de rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Siluro-Ordoviciano e o Cretáceo. O embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas. As idades radiométricas dessas rochas situam-se entre 700 a 450 Ma (Cordani *et al.* 1984), que correspondem ao Ciclo Orogênico Brasileiro.

A área total da bacia é de 1.400.000 km² sendo subdividida em duas partes: Bacia do Paraná e Bacia do Chaco-Paraná. Somente será enfocada neste estudo a área localizada entre os paralelos 14°S e 30°S e os meridianos 47°O e 56°O, que representa a parte brasileira da bacia. A Bacia do Paraná possui formato alongado na direção NNE-SSO, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km. Apresenta derrames de lava basáltica em dois terços da porção brasileira, e os valores máximos de espessura de rochas sedimentares e vulcânicas são da ordem de 6.000 m.

Figura 1 – Localização da Bacia Sedimentar do Paraná (América do Sul).

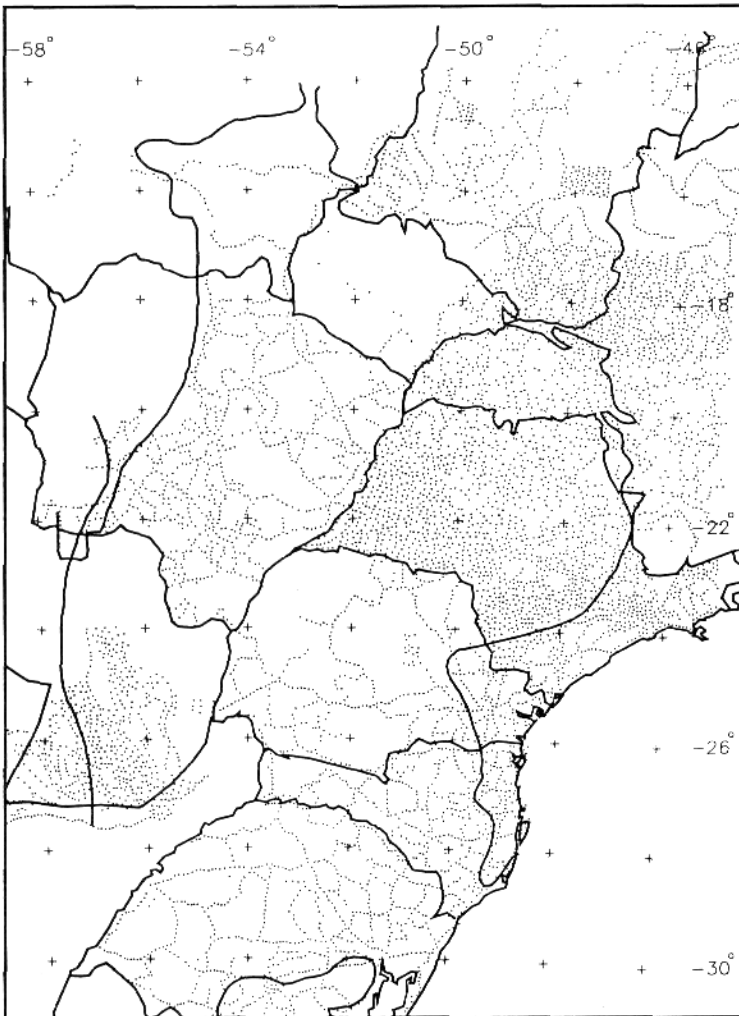


3 DESCRIÇÃO DOS DADOS DISPONÍVEIS PARA A ÁREA EM ESTUDO

Os dados gravimétricos utilizados neste estudo foram levantados pelo Instituto Astronômico e Geofísico / Universidade de São Paulo (IAG/USP), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Observatório Nacional (ON), Companhia de Recursos Minerais (CPRM) e Universidade Federal do Paraná (UFPR), cobrindo estradas principais e secundárias com espaçamento entre estações ao longo de linhas variando de 3 a 5 km. Basicamente, as medidas da aceleração da gravidade foram executadas com 3 modelos diferentes de gravímetros, e as coordenadas foram determinadas em parte utilizando mapas topográficos nas escalas 1:25.000 e 1:10.000, e em parte com levantamentos utilizando geodésia espacial - GPS (*Global Positioning System*). As estações gravimétricas foram parcialmente implantadas diretamente sobre a rede de nivelamento de precisão do IBGE, e as restantes conectadas àquela rede por nivelamento barométrico ou levantamento utilizando geodésia espacial (Fig. 2). As estações gravimétricas foram todas referidas à rede gravimétrica nacional que por sua vez está interligada à rede gravimétrica internacional - *International Gravity System Network* (IGNS).

Informações sobre as unidades litoestratigráficas que compõe a bacia foram obtidas em Zalán *et al.* (1990). Os mapas de isópacas referentes às formações geológicas foram digitalizados, e interpolados sobre pontos de uma malha equiespaçada afim de facilitar operações matriciais entre dados.

Figura 2 - Localização de 7.100 estações gravimétricas utilizadas no estudo.
Fonte: IAG/USP, IBGE, ON, CPRM, UFPR.



4 METODOLOGIA DA ANÁLISE DE TRATAMENTO DE DADOS UTILIZADOS

Para atender aos objetivos propostos neste estudo, o procedimento de análise dos dados gravimétricos fundamentou-se na utilização de modelo de compensação isostática, cujas características serão descritas a seguir.

A estratigrafia de uma bacia sedimentar é o resultado da interação de vários processos geológicos no decorrer do tempo. Segundo Watts *et al.* (1982), estudos efetuados com a técnica de *backstripping* mostraram que os principais processos que afetam a estratigrafia de uma bacia são a contração térmica e o carregamento sedimentar. Fatores como a compactação de sedimentos, paleobatimetria e mudanças eustáticas modificam a estratigrafia, mas esses efeitos normalmente são pequenos se comparados com o carregamento sedimentar e a contração térmica (Quintas *et al.*, 1999). Desta forma, o principal problema no modelamento da estratigrafia de bacias é determinar a forma de contração térmica, e a natureza da resposta do embasamento sob ação de carregamentos sedimentares.

Segundo Barrel (1914), a teoria de placas tectônicas é embasada por um conceito de litosfera rígida e forte, flutuando sobre uma fluida e débil astenosfera. Na maioria dos modelos a litosfera, que corresponde à camada superficial não convectiva da Terra, é simplificadamente representada por uma placa uniforme. Estudos de carregamento geológico em oceanos e continentes tem estabelecido que a flexura litosférica é um importante mecanismo para suportar carregamentos. As propriedades flexurais da litosfera podem ser parametrizadas pela rigidez flexural “D”, que por sua vez depende da espessura elástica efetiva “ T_e ”. Geologicamente, “ T_e ” corresponde a profundidade crítica da isoterma da litosfera que define a transição elástica-plástica.

A rigidez flexural assume valores variáveis e está associada à compensação isostática de cargas na litosfera que podem ser locais ou regionais. Por exemplo: se a rigidez flexural tender ao infinito ($D \rightarrow \infty$), a litosfera será capaz de suportar a carga sem flexura, indiferentemente do comprimento de onda topográfico, ficando a carga definida como isostaticamente não compensada.

Dois modelos quantitativos, fundamentalmente diferentes, foram desenvolvidos para investigar as propriedades mecânicas temporais da litosfera continental, são eles: modelo elástico e modelo visco-elástico de Maxwell (Watts *et al.*, 1982). O modelo elástico reflete a estrutura térmica da litosfera na época do carregamento, e prediz deflexões que são dependentes somente desta idade térmica. Em contrapartida, o modelo visco-elástico de Maxwell é caracterizado por uma alta rigidez flexural que decresce com o passar do tempo sob ação do carregamento, fazendo com que somente o tempo decorrente pós-carregamento seja importante na definição da resposta flexural. A rigidez flexural no modelo visco-elástico tende assintoticamente para zero com o passar do tempo geológico.

Segundo Karner & Watts (1982) o modelo flexural adapta-se como um modelo mecânico para o estudo da isostasia. Nesta pesquisa, somente a deformação de uma placa elástica ($D=0$) será levada em consideração.

Uma maneira de se abordar o estudo da compensação isostática é avaliar as relações entre as anomalias topográficas e gravimétricas criadas por massa sub-superficiais anômalas que compensam a topografia. Técnicas de transferência linear foram desenvolvidas como forma de descrever essa relação no domínio do espaço ou domínio de frequências (Dorman & Lewis, 1970; McKenzie & Bowin, 1976).

Dorman & Lewis (1970) apresentam o cálculo do efeito gravimétrico devido às massas de compensação no campo gravitacional medido como um problema não linear. Nesta pesquisa esses autores estimaram que o termo quadrático do campo gravitacional, devido à massa de compensação, geralmente não ultrapassa 10% do termo linear. Baseado nisso, propuseram um modelo isostático onde a resposta isostática a uma carga na superfície é linear, independente do mecanismo de compensação.

Este método representa a determinação quantitativa do estado isostático de uma feição geológica, que consiste em analisar as anomalias gravimétricas causadas pela topografia e sua compensação. Para tal, determina uma função admitância que quando convoluída com o perfil topográfico produz a resposta gravimétrica para a topografia observada e a compensação isostática gerada. A função admitância representa a razão entre a transformada de Fourier da gravidade, e a transformada de Fourier da respectiva topografia.

A técnica descrita por Forsyth (1985) introduziu a função coerência alternativamente à admitância observada entre a anomalia da gravidade e a topografia, para o modelo de uma placa elástica em duas camadas. Estudos de rigidez da litosfera baseados no método de coerência devem ser desenvolvidos sobre áreas reologicamente homogêneas. Geralmente a incorporação de diferentes províncias tectônicas resulta em estimativas de rigidez inferior à média. A utilização do método de coerência no estudo da rigidez flexural da Bacia do Paraná foi descartada, visto as evidências indicarem que a bacia situa-se sobre diferentes províncias tectônicas.

Resumindo, a metodologia utilizada neste estudo consiste em calcular a resposta gravimétrica a partir da função admitância para todas as formações geológicas da bacia e compará-las com a resposta gravimétrica medida na bacia.

4.1 Modelo de compensação isostática

No método desenvolvido por Dorman & Lewis (1970) as anomalias gravimétricas são causadas pela topografia e sua compensação. Este tenta determinar uma função que convoluída com a topografia reproduza anomalias da gravidade.

Por simplicidade é usual assumir que a topografia seja totalmente compensada isostaticamente em profundidade, em uma interface denominada interface de

compensação. Pode-se separar os efeitos da ação da gravidade em duas partes: efeitos gravimétricos da superfície topográfica e efeitos da compensação isostática da interface de compensação. É assumido que a resposta isostática da litosfera seja isotrópica.

O efeito gravimétrico de uma superfície topográfica “ $H(k)$ ”, e o efeito gravimétrico da deflexão em relação à carga “ $R(k)$ ” (raiz topográfica), no domínio de frequência são, respectivamente,

$$G_1(k) = 2\pi\gamma\Delta\rho_1 \exp^{-\kappa d} H(k) \quad (1)$$

$$G_2(k) = -2\pi\gamma\Delta\rho_2 \exp^{-\kappa(d+t)} R(k) \quad (2)$$

onde:

$\Delta\rho_1$ – densidade contraste através da superfície topográfica;

$\Delta\rho_1 = \rho_{carga} - \rho_{deslocado}$;

$\Delta\rho_2$ – densidade contraste através da raiz da topografia;

$\Delta\rho_2 = \rho_{manto} - \rho_{crosta}$;

d – elevação média;

t – distância entre a superfície média e a raiz da topografia;

$H(k)$ – transformada de Fourier da superfície topográfica $H(x)$;

$R(k)$ – transformada de Fourier da raiz da topografia $R(x)$;

γ – constante gravitacional;

κ – número de onda; $\kappa = 2\pi / \lambda$;

λ – comprimento de onda.

A equação geral para o efeito da gravidade para o modelo isostático de duas camadas, segundo Karner & Watts (1982) é ;

$$G_T(k) = 2\pi\gamma\Delta\rho_1 H(k) \exp^{-\kappa d} \left[1 - \frac{\Delta\rho_2 R(k)}{\Delta\rho_1 H(k)} \exp^{-\kappa t} \right] \quad (3)$$

A reologia elástica ou visco-elástica da litosfera determina o processo pelo qual a compensação será realizada. Assumindo uma reologia elástica para a litosfera, a relação entre “ $R(k)$ ” e “ $H(k)$ ” pode ser expressa pela seguinte equação, segundo Banks *et al.* (1977),

$$R(k) = \frac{\Delta\rho_1}{\Delta\rho_3} \left[1 + \frac{k^4 D}{\Delta\rho_3 g} \right]^{-1} H(k) \quad (4)$$

onde:

D – rigidez flexural;

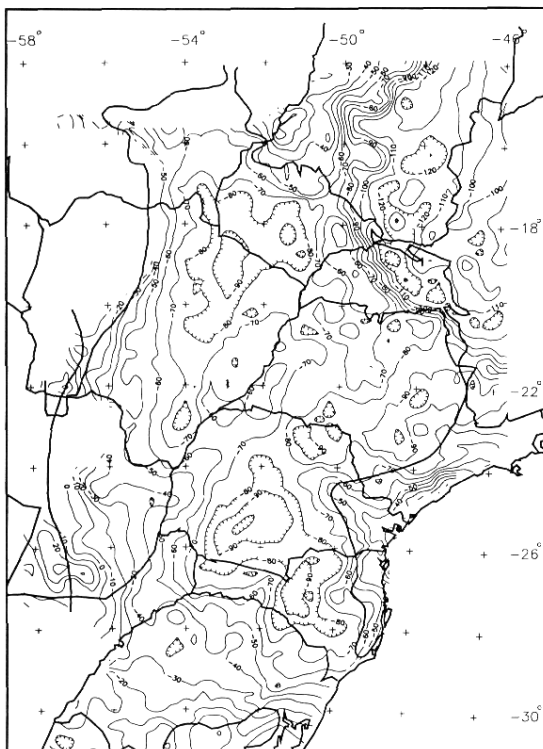
$\Delta\rho_3$ – densidade contraste entre o material sob a placa e o material que preenche a flexura da bacia.

A profundidade, posição e tamanho das cargas que causam flexura na litosfera, podem ser determinadas por observações de anomalias gravimétricas associadas a bacias sedimentares.

5 ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A primeira etapa da análise dos dados foi executar a redução de Bouguer nos dados observados. As anomalias foram calculadas utilizando-se a Fórmula Internacional da Gravidade (1967) e o valor padrão de redução de $2,67 \text{ g/cm}^3$ (Fig. 3) (Quintas, 1995). Posteriormente, as anomalias foram interpoladas sobre pontos de uma malha equiespaçada afim de viabilizar operações matriciais entre os dados.

Figura 3 – Mapa de anomalias Bouguer calculado a partir de dados observados.



Como já descrito na metodologia, o método desenvolvido por Dorman & Lewis (1970) foi utilizado na reconstrução das anomalias Bouguer da região a partir dos carregamentos superficiais e subsuperficiais.

A formulação baseia-se no conceito de isostasia, segundo o qual a superfície topográfica é compensada em profundidade em uma ou mais interfaces inversamente proporcionais à topografia. Para fins de simplificação, utiliza-se uma única interface de compensação em correspondência à **Moho**, ou seja, a profundidade de compensação coincide com a espessura crustal. A tabela 1 relaciona os parâmetros utilizados na equação 3.

Tabela 1 - Variáveis utilizadas no modelamento

PARÂMETROS	VALORES
ρ_{manto}	3,33 g/cm ³
$\rho_{crosta superior}$	2,75 g/cm ³
$\rho_{crosta média}$	2,80 g/cm ³
$\rho_{crosta inferior}$	2,85 g/cm ³
ρ_{carga}	$\rho_{sedimentos} = 2,55 \text{ g/cm}^3$
	$\rho_{ígneas} = 2,87 \text{ g/cm}^3$
	$\rho_{global} = 2,67 \text{ g/cm}^3$
	$\rho_{ácidas} = 2,45 \text{ a } 2,65 \text{ g/cm}^3$
d	Variável com a carga
$t_{espessuracrustal}$	45 km
λ	Função do comp. do perfil
D	0

No interior da Terra a densidade dos materiais varia com a profundidade, e para este estudo a crosta foi dividida em três partes: crosta próxima da superfície ($\rho_{crosta superior}$), crosta intermediária ($\rho_{crosta média}$) e crosta no limite com o manto ($\rho_{crosta inferior}$).

Para o cálculo da anomalia gravimétrica foi necessário separar sedimentos e rochas ígneas formadores da bacia que estão acima e abaixo do nível médio dos mares. Os mapas de isópacas das formações geológicas que compõe a bacia estão

disponíveis em vários trabalhos sobre a Bacia do Paraná (Quintas, 1995; Zalán *et al.*, 1990; etc).

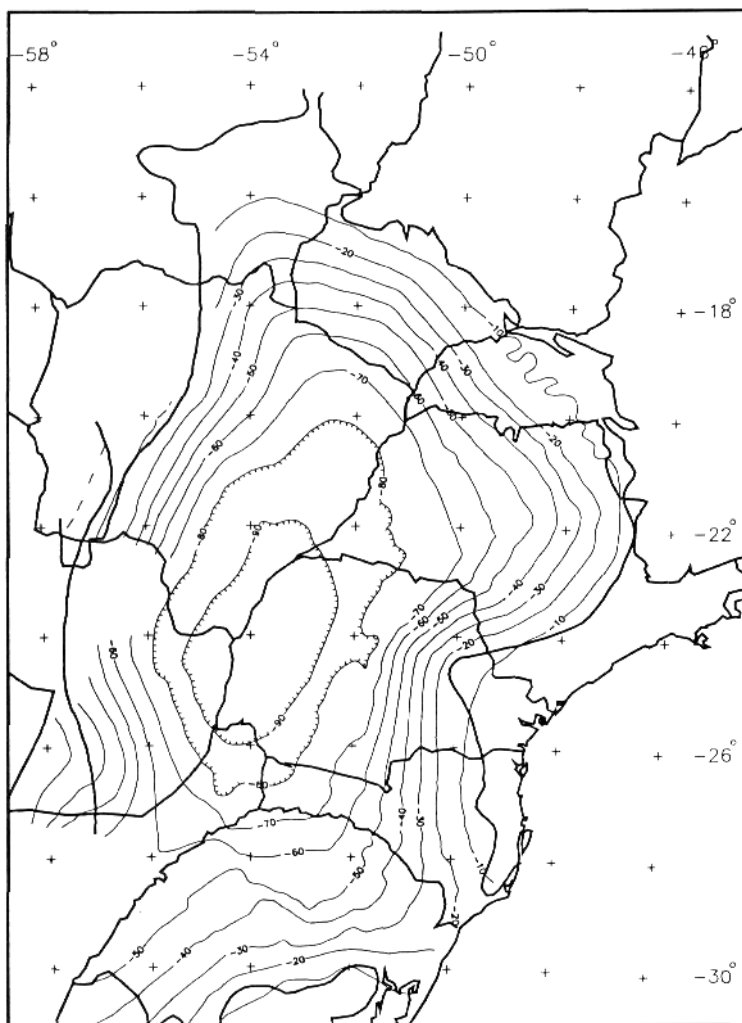
Fazendo uma análise do sinal gravimétrico gerado pelas rochas que preenchem a bacia temos: O pacote de formações sedimentares situados na parte interna da bacia, com densidade média de $2,55 \text{ g/cm}^3$, gera um sinal gravimétrico negativo uma vez que esses sedimentos foram se depositando sobre o embasamento que constitui a crosta superior (densidade de $2,75 \text{ g/cm}^3$). A diferença de densidade entre eles é de $-0,20 \text{ g/cm}^3$, determinando uma deficiência de massa e gerando uma anomalia negativa. Já o pacote de rochas ígneas resulta em anomalia positiva, pois a alta densidade das rochas ($2,87 \text{ g/cm}^3$) determina um excesso de massa sobre o material deslocado, implicando em uma diferença de densidade de $0,12 \text{ g/cm}^3$.

Os sedimentos e rochas ígneas que estão fora da depressão da bacia, ou acima do nível médio dos mares, são reduzidos ao platô de Bouguer levando-se em consideração a diferença de densidade das formações e o valor médio da crosta superior ($2,67 \text{ g/cm}^3$) (ver maiores detalhes em Heiskanen & Vening Meinesz, 1958). A redução dos sedimentos ao Platô de Bouguer resultou em uma diferença de densidade entre eles de $-0,12 \text{ g/cm}^3$, determinando uma deficiência de massa e gerando uma anomalia negativa. Já a redução das rochas ígneas ao platô resultou em uma diferença de densidade de $0,20 \text{ g/cm}^3$, gerando uma anomalia positiva.

Todo material depositado na área da bacia está sujeito a um ajustamento isostático com o passar do tempo, gerando uma deflexão na litosfera. A **Moho**, situada na litosfera, também é defletida. As rochas da crosta inferior ($2,85 \text{ g/cm}^3$) são mais leves que as rochas do manto superior ($3,33 \text{ g/cm}^3$), resultando em uma “raiz” com diferença de densidade de $-0,48 \text{ g/cm}^3$ para a carga depositada na superfície. Dessa forma, todo o material depositado na bacia é compensado pela “raiz”, que produz uma anomalia negativa. A espessura desta “raiz” é determinada pela rigidez flexural da placa litosférica “*D*”. Conforme já mencionado anteriormente, foi considerado “*D* = 0” para área em estudo.

O efeito produzido pelas rochas que compõem a bacia situados acima e abaixo da superfície de referência, bem como o efeito da “raiz” gerada pelos mesmos, pode ser observado na fig. 4. A tendência mostrada pelas isópacas nesta figura, indicam um baixo gravimétrico situado aproximadamente entre os paralelos 22°S e 26°S , e entre os meridianos 53°O e 55°O .

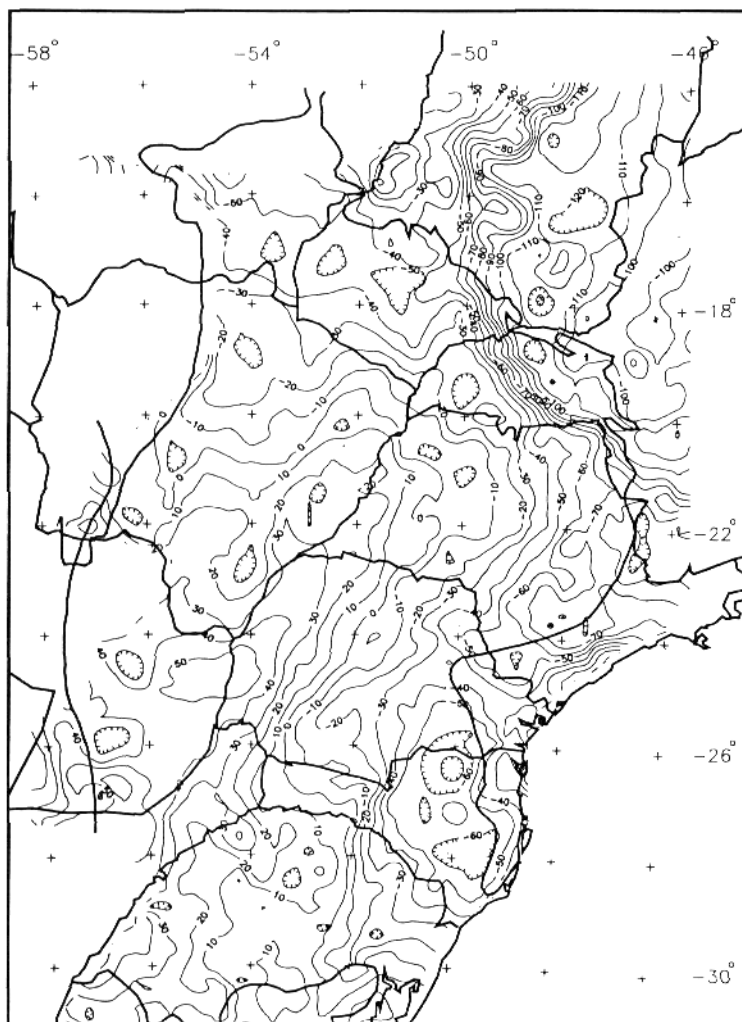
Figura 4 – Mapa de anomalias calculado devido a bacia, considerando a anomalia gerada pelos sedimentos, rochas ígneas, sills e “raiz”.



Este resultado já era esperado, visto as maiores espessuras de sedimentos e rochas ígneas estarem localizadas na mesma área.

As anomalias Bouguer dos dados observados quando subtraídas do efeito devido à presença da bacia revelam diferentes tendências (fig. 5).

Figura 5 – Mapa resíduo de anomalias.



Verifica-se a existência de faixas de anomalias negativas bem marcadas: ao sudeste a continuação do sinal negativo aflorante para dentro da área da bacia, terminando nas imediações de um alto gravimétrico (54°O, 28°S); ao nordeste um expressivo gradiente gravimétrico que descreve uma curva. Nota-se ainda, a

existência de altos gravimétricos: na região NO do Estado do Paraná, fazendo fronteira com o Estado do Mato Grosso do Sul e com o Leste do Paraguai; na região NO do Estado do Rio Grande do Sul (54°O , 28°S); um alinhamento de altos gravimétricos no Estado do Mato Grosso do Sul entrando no Paraguai seguindo a fronteira com os Estados de São Paulo e Paraná. A existência de baixos gravimétricos é observada, também: a sudeste ao longo do meridiano 50°O entre os paralelos 26°S e 28°S ; ao norte da bacia entre os paralelos 50°O e 54°O .

6 CONCLUSÕES

A principal contribuição desta pesquisa, com base no modelamento isostático, foi o cálculo da anomalia gravimétrica gerada pelos sedimentos e rochas ígneas formadoras da bacia, bem como o cálculo da espessura da “raiz” criada pelo ajuste isostático devido à presença destes. Uma contribuição adicional foi a retirada das anomalias gravimétricas geradas pelas componentes acima citadas das anomalias observadas, criando uma mapa de resíduos de anomalias. Complementarmente, a partir desse mapa de resíduos de anomalias foi possível identificar a presença de um extenso alto gravimétrico, limitado por dois gradientes e um alinhamento de altos gravimétricos, que sugere a existência de um bloco interposto entre diferentes tipos de estruturas na porção central da bacia.

O mosaico dos blocos identificados gravimetricamente (geometria e localização) constitui subsídio para o estudo da tectônica precursora à formação da Bacia do Paraná, tópico não explorado no presente artigo. Os resultados obtidos aqui, evidenciam a necessidade da utilização de outras modelagens, vista a pluralidade de soluções dos modelamentos de dados potenciais, de forma a vincular quantitativamente os modelos.

7 AGRADECIMENTOS

Ao IAG/USP, IBGE, CPRM, ON pela liberação de parte dos dados aqui utilizados. À Prof^a Dr^a Marta Silvia Maria Mantovani (IAG/USP) por várias discussões e sugestões ligadas ao tema deste estudo. A realização da pesquisa contou com o apoio financeiro do CNPq.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIRY, G.B. On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. **Philosophical Transactions of The Royal Society of London**, v.145, p.101-104, 1855.
- BANKS, R.J.; PARKER, R.L.; HUESTIS, S.P. Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms. **Geophysics Journal Research Astr. Society**, v.51, p.431-452, 1977.
- BARREL, J. The strength of earth's crust. **Journal of Geology**, v.22, n.5, p.441-468, 1914.

- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Revista Ciência Técnica Petróleo**, n. 15. Petrobrás, CENPES, CINTEP. 70p, 1984.
- DORMAN, L.M.; LEWIS, B.T.R. Experimental Isostasy. 1. Theory of the determination of the earth isostatic response to a concentrated load. **Journal of Geophysical Research**, v.75, n.17, p.3357-3365, 1970.
- FORSYTH, D.W. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. **Journal of Geophysical Research**, v.90, n.B14, p.12.623-12.632, 1985.
- HEISKANEN, W.; VENING-MEINESZ, F.A. **The earth and its gravity field**. McGraw-Hill Book Company, N.Y. 1958.
- JEFFREY, H. **The earth**. 4th ed. Cambridge University Press, London, 420p, 1959.
- KARNER, G.D.; WATTS, A.B. On isostasy at Atlantic type continental margins. **Journal of Geophysical Research**, v.87, n.B4, p.2923-2948, 1982.
- LEWIS, B.T.R.; DORMAN, L.M. Experimental Isostasy. 2. An isostatic model for the U.S.A. derived from gravity and topographic data. **Journal of Geophysical Research**, v.75, n.17, p.3367-3386, 1970.
- McKENZIE, D.P.; BOWIN, C. The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.81, p.1903-1915, 1976.
- PRATT, J.H. On the attraction of the Himalaya mountains and of the elevated regions beyond them. **Philosophical Transactions of The Royal Society of London**, v.145, p.53-100, 1855.
- QUINTAS, M.C.L. **O embasamento da Bacia do Paraná: Reconstrução Geofísica de seu arcabouço**. Tese. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico (IAG). 213p, 1995.
- QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**. v.29 (2), p.217-226, 1999.
- WALCOTT, R.I. Gravity, flexure, and the growth of sedimentary basins at a continental edge. **Geological Society of America Bulletin**, v.83, p.1845-1848, 1972.
- WATTS, A.B.; KARNER, G.D.; STECKLER, M.S. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. **Philosophical Transactions of The Royal Society of London**. Series A, v.305, p.249-281, 1982.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T. Bacia do Paraná. In: *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p.135-164, 1990.

(Recebido em 29/08/02. Aceito para publicação em 14/10/02.)