

## INTEGRAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS NA MODELAGEM CRUSTAL DA BACIA DE SANTOS

Eduardo de Mio<sup>1</sup>, Hung Kiang Chang<sup>2</sup> e Fernando Santos Corrêa<sup>3</sup>

Recebido em 12 julho, 2005 / Aceito em 27 outubro, 2005  
Received on July 12, 2005 / Accepted on October 27, 2005

**ABSTRACT.** The Santos Basin is a passive margin basin generated during the Neocomian, associated with Gondwana breakup event. The thickness of the sedimentary package reaches 15 km, including rift sequence deposited over thinned crust which originally was 35 km thick. Crustal modeling was performed over 8 lines aiming to recognize the rift phase geometry and estimate the amount of crustal stretching. The database used was: four depth converted seismic horizons, magnetic and gravimetric grids and depth to magnetic basement data. Pronounced crustal stretching has been recognized in the basin (crustal stretching factors ranging from 1.2 to 3.1), evidencing large deformation accommodation. The modeling results demand thick and widespread volcanic layers to fit the model. These wedge shaped volcanic fill, bordered with normal faults, are a common feature in rift basins. Modeling results were confronted with depth to magnetic basement data, previously obtained, exhibiting strong correlation, mostly in shallow areas.

**Keywords:** crustal modeling, Santos Basin, crustal stretching.

**RESUMO.** A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva gerada durante o Neocomiano, associado com o evento de ruptura do Supercontinente de Gondwana. A espessura da seção sedimentar pode alcançar 15 km, incluindo a seqüência rifte, e foi depositada sobre uma crosta afinada cuja espessura original era de cerca de 35 km. Foi realizada uma modelagem crustal em 8 linhas, aproximadamente perpendiculares ao mergulho deposicional da bacia, objetivando o reconhecimento da geometria da fase rifte e a estimativa do estiramento crustal. Foram utilizados durante a modelagem quatro horizontes sísmicos em profundidade, mapas magnético e gravimétrico além de dados da profundidade do embasamento magnético. Foi reconhecido um pronunciado estiramento crustal em toda a bacia (fatores de estiramento crustal variando entre 1.2 e 3.1), evidenciando ampla acomodação da deformação. Os resultados da modelagem necessitaram, ainda, de espessas e contínuas camadas de rochas vulcânicas para ajuste do modelo. Estas cunhas de rochas vulcânicas, limitadas lateralmente por falhas normais, são feições comuns em bacias rifte. Os resultados da modelagem foram confrontados com dados da profundidade do embasamento magnético, obtidos anteriormente, e evidenciaram forte correlação, sobretudo nas áreas rasas da bacia.

**Palavras-chave:** Modelagem crustal, Bacia de Santos, estiramento crustal.

---

<sup>1</sup>Beicip – Franlab. Av. Napoléon Bonaparte, 232 – BP 213, 92502 Rueil Malmaison Cedex – France. E-mail: eduardo.demio@seicip.fr

<sup>2</sup>LEBAC – Laboratório de Estudo de Bacias, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista – UNESP, Av 24A, n 1515, Bairro Bela Vista, 13506-900 Rio Claro, São Paulo, Brasil. Fone/Fax: (19) 35325119 – E-mail: chang@rc.unesp.br

<sup>3</sup>LEBAC – Laboratório de Estudo de Bacias, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Estadual Paulista – UNESP, Av 24A, n 1515, Bairro Bela Vista, 13506-900 Rio Claro, São Paulo, Brasil. Fone/Fax: (19) 35325119 – E-mail: fscorrea@rc.unesp.br

## INTRODUÇÃO

A estrutura crustal da Bacia de Santos tem sido objeto de diversas discussões quanto à sua geometria, espessura e taxas de deformação (Leyden et al., 1971; Moriak & Dewey, 1987; Chang et al., 1992; França & Assumpção, 2004). Kowsmann et al. (1982) apontam natureza essencialmente continental para a crosta sob a área do Platô de São Paulo, defronte às bacias de Campos e Santos, admitindo que as porções mais a leste poderiam conter porções de crosta transicional, devido à presença de rochas magmáticas intrudidas.

Trabalhos de modelagem crustal baseados em métodos potenciais foram desenvolvidos para a Bacia de Santos por Guimarães et al. (1982) e Chang & Kowsmann (1984). Guimarães et al. (1982), utilizando dados de anomalia gravimétrica *bouguer*, na região do Platô de São Paulo, observaram um gradiente positivo a partir da plataforma continental, talude e início do platô. Na área sobre o platô, os valores de anomalia bouguer se suavizam, aumentando novamente no limite platô – sopé continental. Estes fatos foram interpretados como resultante de um forte estiramento crustal na área próxima à charneira da bacia, passando para um estiramento uniforme sob a área do platô, e um provável limite crosta continental – oceânica localizada na região do sopé continental. Estas características também foram evidenciadas por Chang & Kowsmann (1984), através da análise dos valores de afinamento litosférico na região da bacia. Estes autores estimaram valores de afinamento litosférico (gama) de 0.1 até 0.7. Estes valores são compatíveis com os valores de estiramento crustal (beta) obtidos por Mio (2005).

Neste trabalho são apresentados os resultados de modelagem crustal utilizando-se dados de gravimetria, magnetometria além de dados de horizontes sísmicos em profundidade. Os resultados da modelagem são comparados com dados de profundidade do embasamento magnético obtidos com base na deconvolução de Werner para fontes múltiplas (Braga et al., 2003). A Figura 1 apresenta a localização das linhas modeladas.

## ASPECTOS TECTONO – ESTRATIGRÁFICOS DA BACIA DE SANTOS

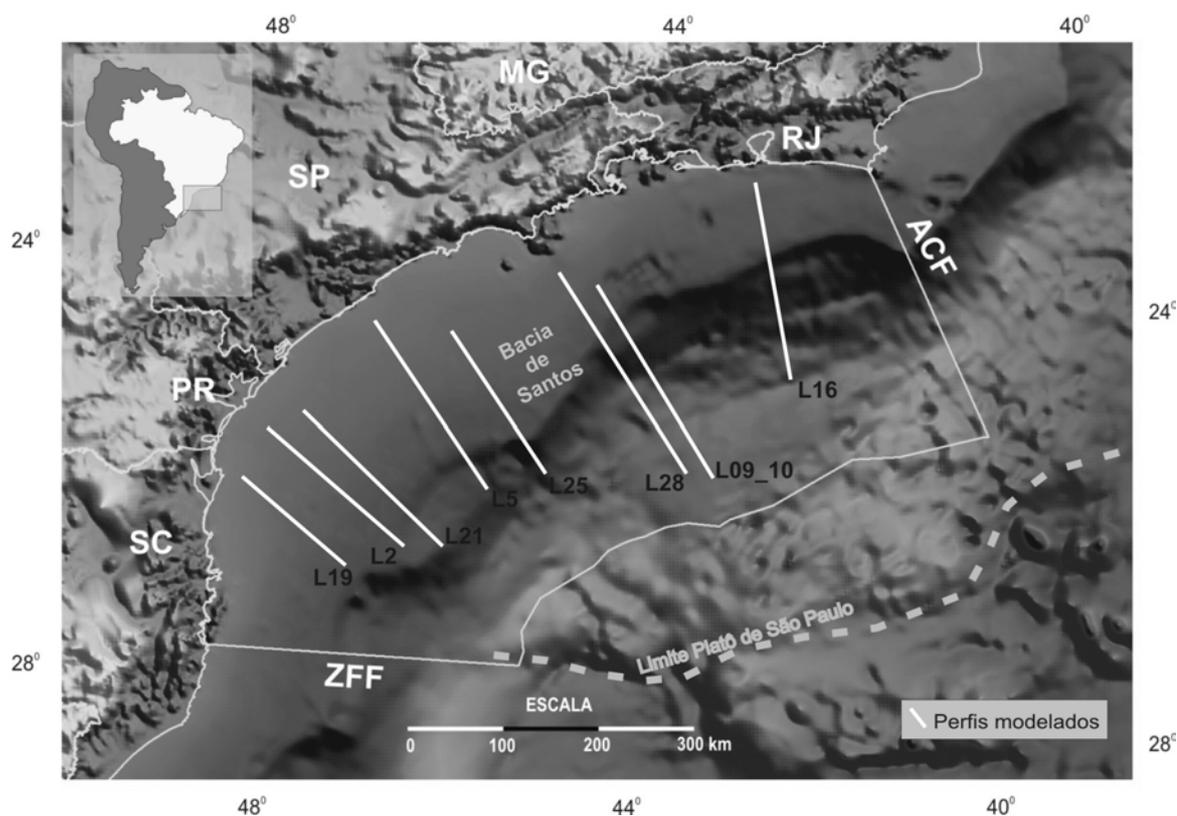
A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva gerada durante o processo de ruptura do continente Gondwana, no Neocomiano, culminando com a abertura do Oceano Atlântico Sul e a separação dos continentes americano e africano. Considerações sobre os mecanismos geradores do rifteamento inicial ainda são controversas. Asmus & Baisch (1983) e Ojeda (1982) atribuem

um domeamento térmico ou intumescência do manto como causa do afinamento crustal. Este domeamento térmico estaria associado a um intenso processo de estiramento litosférico que afetou sobremaneira a bacia (Chang et al., 1992).

São reconhecidas três fases evolutivas principais para a bacia: rifte, transicional e margem passiva. A fase rifte, cujos registros mais antigos datam do Hauteriviano (Pereira & Feijó, 1994), e que perdurou até o início do Aptiano, é composta por um magmatismo basal recoberto por uma seqüência depositada em ambiente flúvio-lacustre, composta por folhelhos, carbonatos e depósitos grossos associados a leques aluviais. Separada da fase rifte pela discordância pré-Alagoas, a fase de transição é composta por uma espessa seção de rochas evaporíticas, depositadas durante o Aptiano em um ambiente marinho restrito, com contribuição de depósitos de *sabkha*. Sobre os evaporitos da fase de transição instalou-se, durante o Albiano inferior, ampla plataforma carbonática, bordejada por sistemas de leques aluviais, iniciando a fase de margem passiva na bacia que perdura até hoje.

Deste modo, o registro sedimentar da fase rifte é chamado de Megasseqüência Continental por Chang et al. (1992) ou Seqüências do Continente e do Lago por Asmus & Porto (1980). Os depósitos evaporíticos do Aptiano, com passagem para ambiente de plataforma carbonática no Albiano, compõem a Megasseqüência Transicional Evaporítica e a Megasseqüência de Plataforma Carbonática Rasa (Chang et al., 1992) ou Seqüência do Golfo (Asmus & Porto, 1980). A fase de margem passiva compreende à Megasseqüência de Mar Aberto (Chang et al., 1992) ou a Seqüência do Mar (Asmus & Porto, 1980).

Para diversos autores a evolução e a própria estruturação da fase rifte da Bacia de Santos é fortemente influenciada por heterogeneidades de expressão regional, presentes na crosta sobre a qual a bacia se desenvolveu (Mohriak & Dewey, 1987; Macedo, 1990; Davison, 1997 e Meisling et al., 2001). Estas heterogeneidades representam descontinuidades em escala regional que afetam a crosta e muito provavelmente o manto superior (Ferreira, 1982; Campanha & Sadowski, 1999; Soares et al., 2000). Geneticamente, compreendem zonas de sutura entre blocos continentais, cinturões de dobramento e cavalgamento, zonas de cisalhamento e enxames de diques máficos. São reconhecíveis no embasamento aflorante em escala regional, através de fotos aéreas, imagens de satélite e principalmente em mapas magnéticos e gravimétricos por justaporem blocos crustais com diferentes características petrológicas e estruturais. Estas descontinuidades controlam o arcabouço estrutural do embasamento da Bacia de Santos através da reativação de estruturas durante o processo de estiramento e abertura (Mio, 2005).



**Figura 1** – Mapa de localização da Bacia de Santos mostrando a localização das linhas modeladas. Em tracejado o limite aproximado do Platô de São Paulo. A figura apresenta ainda a topografia da área emersa e a batimetria da bacia.

## METODOLOGIA

### Base de dados

Para realização da modelagem crustal foram utilizados dois conjuntos de dados distintos: dados de métodos potenciais, que consistem em perfis de magnetometria e gravimetria e dados de sísmica de reflexão representados por horizontes sísmicos em profundidade. Além disso, dados de profundidade do embasamento magnético da bacia, obtidos através da deconvolução de Werner para fontes múltiplas (Braga et al., 2003), foram utilizados de forma comparativa durante a modelagem (Mio, 2005).

Os perfis de gravimetria foram extraídos do mapa de anomalia bouguer crustal construído por Karner (2000). Este mapa foi produzido através de dados globais de anomalia *free-air* dos oceanos (Geosat) e do grid topográfico ETOP05, com contraste de densidade entre sedimento e água da ordem de  $1,17 \text{ g/cm}^3$ , utilizando uma malha de  $2' \times 2'$ . Além disso, estes autores subtraíram uma superfície de tendência bi - cúbica, obtida por mínimos quadrados, para obtenção de um mapa de anomalia bouguer crustal, com remoção de efeitos regionais através da filtragem dos gran-

des comprimentos de onda existentes no sinal (Karner, 2000).

Para a magnetometria, foi utilizado o mapa magnético residual reduzido ao pólo (Corrêa et al., 2005). Este mapa magnético é proveniente de processamento e integração de vários levantamentos de épocas distintas, como os dados magnéticos do levantamento PRAKLA (1969) e dados dos levantamentos magnéticos obtidos durante campanhas de aquisição sísmica.

Para construção do modelo geológico foram ainda utilizados quatro horizontes sísmicos em profundidade, sendo eles: fundo do mar, base da seção rifte, base e topo da seção evaporítica da bacia (ANP/LEBAC, 2003). Estes horizontes foram obtidos a partir do mapeamento regional das discordâncias crono-estratigráficas da bacia e da conversão tempo  $\times$  profundidade. Como esta conversão depende essencialmente do ajuste da sísmica com dados de poços é importante ressaltar que algumas porções da bacia não apresentam um ajuste satisfatório devido à inexistência de poços com controle de velocidade sísmica. A parte mais afetada por este tipo de problema são as áreas de águas rasas e de águas profundas a ultra profundas, onde o espaçamento entre os poços é muito grande. Outro problema é a qualidade da resolução sísmica

no imageamento da fase rifte, bastante ruim na maioria das seções devido às grandes espessuras de evaporitos presentes na bacia.

Foi ainda utilizado, para comparação com os resultados da modelagem, o mapa de profundidade do embasamento magnético Braga et al. (2003). Este mapa foi obtido através da deconvolução de Werner para fontes múltiplas.

### Condições limitantes do modelo geológico

Neste trabalho, o espaço de acomodação da bacia foi dividido em diferentes pacotes: rochas vulcânicas, seqüência rifte, seqüência evaporítica, seqüência pós – evaporítica, coluna d'água, além da divisão em crosta e manto (Figura 2). Tendo em vista que a seqüência pós – evaporítica é composta principalmente por arenitos, folhelhos e carbonatos, cujas densidades médias são 2.35, 2.40 e 2.55 g/cm<sup>3</sup> respectivamente (Telford et al., 1990), assumiu-se para esta seqüência a densidade média de 2.40 g/cm<sup>3</sup>. Para a seqüência rifte, que provavelmente comporta uma associação litológica semelhante, assumiu-se a densidade média de 2.50 g/cm<sup>3</sup>, um pouco maior que da seqüência pós – evaporítica, devido à seqüência estar em maior profundidade, o que ocasiona uma diminuição na porosidade por compactação e conseqüente aumento na densidade. Para a seqüência evaporítica foi utilizada uma densidade média de 2.20 g/cm<sup>3</sup>, correspondente à densidade da halita. Para a coluna d'água foi utilizado o valor de 1.03 g/cm<sup>3</sup>. Para toda seqüência sedimentar foi admitido o valor de susceptibilidade magnética igual a zero. Para crosta e manto foram utilizados os valores de densidade de 2.67 e 3.30 g/cm<sup>3</sup>, respectivamente. Para crosta assumiu-se valor de susceptibilidade magnética de 0.001 cgs (Carmichael, 1982) e para o manto igual a zero. As rochas vulcânicas representam o maior desafio da modelagem, devido às variações possíveis em termos de composição e geometria. As variações composicionais implicam em significantes variações na densidade. Assembléias mineralógicas diversas contribuem para severas variações na susceptibilidade magnética, que por sua vez influenciam fortemente na identificação da geometria de um corpo magmático no momento do ajuste da curva calculada com a curva observada. Deste modo, os valores de densidade utilizados para as rochas vulcânicas ficaram dentro do intervalo de 2.75 a 3.05 g/cm<sup>3</sup> e os valores de susceptibilidade entre 0.001 e 0.01 cgs, ou seja, variação de uma ordem de grandeza.

A espessura crustal inicial (pré – estiramento) para o modelo foi admitida como 35 km, baseada nas espessuras crustais da área emersa apresentadas por França & Assumpção (2004), obtidas por análise da função de receptor.

### Utilização da deconvolução de Werner para fontes múltiplas

Em se tratando de métodos potenciais, um dos principais desafios enfrentados é a estimativa da profundidade da fonte do sinal. Diversas técnicas são sugeridas, como deconvolução de Euler, estimativas através de meio comprimento de ondas, sinal analítico, deconvolução de Werner, entre outras. O grande problema deste tipo de modelagem está na heterogeneidade do meio geológico, que na maioria das vezes não é permitido ser simulado com fidelidade a tal anisotropia.

A exemplo, tem-se a deconvolução de Werner, que é uma técnica de linearização de problemas de inversão geofísica 2D e que vem sendo utilizada com grande sucesso na estimativa de profundidade de corpos isolados (Hartman et al., 1971). Contudo, a técnica apresenta problemas, quando há rochas com diferentes susceptibilidades em profundidades semelhantes, podendo causar interferência entre os sinais das diferentes rochas, deixando duvidosa a prática da interpretação.

Diante deste problema, Hansen & Simmonds (1993) estenderam a técnica de Werner para fontes múltiplas, na tentativa de reconhecer os diversos sinais e suas respectivas profundidades.

### Deconvolução de Werner Usando Sinal Analítico

Considerando o campo magnético  $T(x)$  ao longo de um perfil na direção  $x$ ,  $z = 0$ , o sinal analítico pode ser discretizado como:

$$A(x) = \frac{\partial T}{\partial z}(x) + i \frac{\partial T}{\partial x}(x) \quad (1)$$

onde  $A(x)$  é o sinal analítico. O sinal analítico para contatos onde o vértice é  $x_1$  e  $z_1$ , com a direção *strike* perpendicular ao perfil pode ser descrito da seguinte forma:

$$A_1(x) = \frac{\alpha_1}{x - x_1 - iz_1} \quad (2)$$

onde:  $\alpha_1$  é uma complexa constante dependente da susceptibilidade magnética do contato entre duas litologias, da magnitude e da direção do campo magnético da Terra e do mergulho de contato. Substituindo ( $w_1 = x_1 - iz_1$ ), o sinal analítico para o contato pode ser reescrito:

$$A_1(x) = \frac{\alpha_1}{x - w_1} \quad (3)$$

A deconvolução de Werner é baseada na observação de complexas constantes ( $a_0$  e  $b_0$ ), que podem ser encontradas para representar a influência do contato magnético.

$$a_0 + b_0 A_1(x) + x A_1(x) = 0 \quad (4)$$

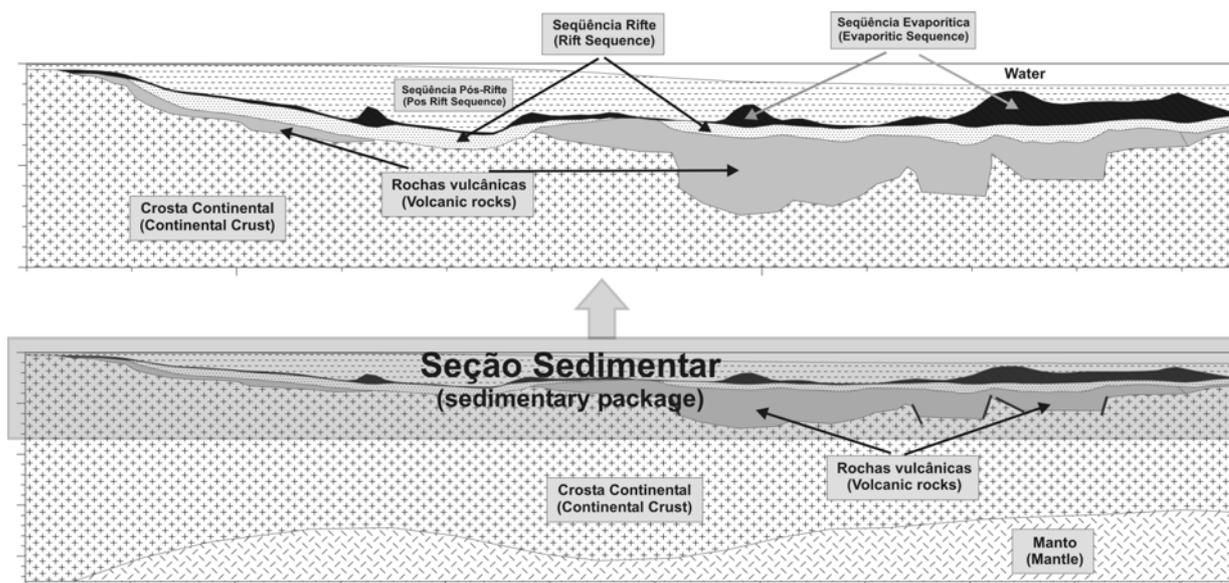


Figura 2 – Modelo geológico preliminar. (a) seção sedimentar dividida em seqüência rift, seqüência evaporítica e seqüência pós-evaporítica, além da coluna de água. (b) divisão do modelo em seção sedimentar, vulcânicas, crosta e manto.

Eliminando-se o denominador, a Eq. (2) pode ser reescrita:

$$x A_1(x) - x_1 A_1(x) - i z A_1(x) = \alpha_1 \quad (5)$$

Comparando as equações 4 e 5 pode-se observar que são satisfeitas:

$$\begin{aligned} a_0 &= -\alpha_1 \\ b_0 &= w_1 \end{aligned} \quad (6)$$

Assim, se  $A_1(x)$ , que é o sinal analítico de um contato magnético, e as constantes que podem ser encontradas quando a Eq. (4) é satisfeita e  $\alpha_1$  e  $w_1$  são determinadas pela mesma equação, então a deconvolução de Werner consiste em se calcular  $a_0$  e  $b_0$  a partir de  $A_1(x)$ , utilizando a Eq. (3) e encontrando-se, portanto,  $\alpha_1$ ,  $w_1$ .

### Deconvolução de Werner para Fontes Múltiplas

O campo magnético de um corpo arbitrário poligonal 2D pode ser decomposto dentro de um somatório de sinais de  $n$  contatos magnéticos. Assim o sinal analítico, à semelhança da simplificação feita na deconvolução de Werner para fonte única de corpo, pode ser descrito da seguinte forma:

$$A_n(x) = \sum_{j=1}^n \frac{\alpha_j}{x - x_j - i z_j} \quad (7)$$

$$A_n(x) = \sum_{j=1}^n \frac{\alpha_j}{x - w_j} \quad (8)$$

A deconvolução de Werner para fontes múltiplas consiste na generalização da Eq. (4) com complexas constantes  $(a_0, \dots, a_{n-1}, b_0, \dots, b_{n-1})$ , resultando na seguinte equação:

$$\sum_{k=0}^{n-1} a_k x^k + \sum_{k=0}^{n-1} b_k x^k A_n(x) + x^n A_n(x) = 0 \quad (9)$$

Observa-se, neste caso, que a validação desta equação é mais complicada que a deconvolução de Werner para fonte única; contudo, é mais eficiente para contatos de indução magnética de várias fontes. O que necessita ser determinado é o  $w_j \alpha_j$ , a partir de valores de  $a_k$  e  $b_k$ , através das seguintes equações:

$$\sum_{k=0}^{n-1} b_k w_j^k + w_j^n = 0 \quad (10)$$

e

$$\alpha_j = - \frac{\sum_{k=0}^{n-1} a_k w_j^k}{\prod_{\substack{l=1 \\ l \neq j}}^n (w_j - w_l)} \quad (11)$$

Assim, se  $a_k$  e  $b_k$  são calculados a partir de dados vindos de  $A_n(x)$ , usando a Eq. (9), os  $w_j$  são determinados pela Eq. (10). Nota-se que a Eq. (10) tem exatamente  $n$  raízes; assim, desde que  $w_j$  seja determinado, o  $\alpha_j$  pode ser obtido pela Eq. (11).

## Software

Para o cálculo da resposta magnética e gravimétrica do modelo geológico construído foi utilizado o pacote GM-SYS® v. 4.7 for Windows, que representa a suíte de modelagem do Oásis montaj™, produzido pela NGA (Northwest Geophysical Associates) para a plataforma Geosoft. Este programa possibilita a criação e a manipulação interativa de modelos geológicos bidimensionais, permitindo o ajuste das curvas calculada e observada e o teste de diversas soluções alternativas. Os métodos utilizados por este programa são baseados em Talwani et al. (1959) e Talwani & Heirtzler (1964 *apud* NGA, 2001) e são utilizados os algoritmos e rotinas descritos por Won & Bevis (1987) para o cálculo das anomalias magnética e gravimétrica devidas a um polígono. Os cálculos de anomalias  $2^{1/2}D$  ou terminação de corpos dentro de um campo potencial são baseados em Rasmussen & Pedersen (1979).

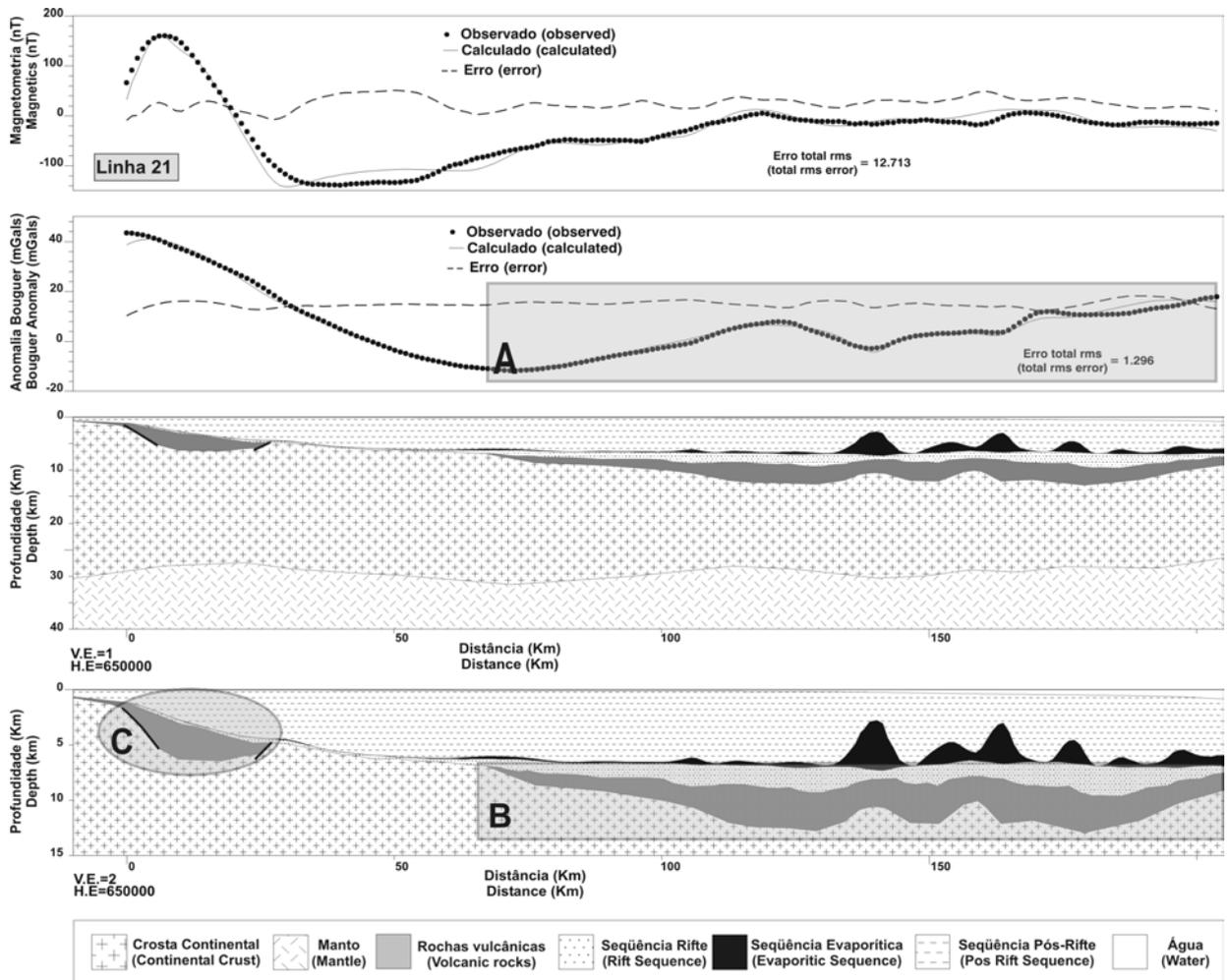
## RESULTADOS

Os resultados da modelagem evidenciaram feições tectono – estruturais importantes, recorrentes em toda bacia, em especial a assimilação da deformação decorrente do evento de abertura sob a forma de estiramento crustal além da deformação rúptil na fase inicial de abertura, com a geração de calhas profundas, limitadas por falhas normais, preenchidas pelo vulcanismo sin – rifte. Na linha 21 (Figura 3), localizada na porção sul da bacia, é possível evidenciar uma importante anomalia gravimétrica e magnética na posição proximal da linha, com comprimento de onda de aproximadamente 50 km e amplitudes que alcançam 300 nT e 70 mGals. Esta anomalia foi ajustada através da alocação de uma calha conforme descrito acima. O estiramento crustal pode ser evidenciado nesta linha através da observação das curvas de magnetometria e gravimetria, as quais apresentam leve gradiente positivo em direção *offshore*, como resultado do afinamento crustal, e também da presença extensiva de rochas vulcânicas na base da seqüência rifte. O estiramento crustal apresenta um forte gradiente na região de charneira, ocasionando a brusca diminuição da espessura crustal nesta posição, passando para um suave gradiente em direção *offshore*. O estiramento crustal ocasionou, nesta porção da bacia, uma redução da espessura da crosta de aproximadamente 35 km na região de charneira, para valores da ordem de 15 km, nas porções distais, equivalente a um fator de estiramento crustal (beta) de 2.33.

A linha 09\_10, localizada no centro-norte da bacia (Figura 4), apresenta uma anomalia magnética pronunciada no centro da li-

nha com comprimento de onda em torno de 100 km, alcançando amplitudes da ordem de 300 nT. Na curva gravimétrica, também é possível notar o aumento gradativo dos valores em direção *offshore*, indicando, como na linha anterior, um aumento no estiramento crustal, com conseqüente diminuição da espessura. Este conjunto de anomalias foi ajustada através da alocação de duas calhas profundas (atingindo cerca de 15 km de profundidade) preenchidas por rochas vulcânicas, que se estendem em direção *offshore*, praticamente até o final da linha. A geometria destas calhas pode ser correlacionada com um sistema de horst e grábens, limitados por falhas normais, esperados para a fase rifte da bacia. O padrão de diminuição de espessura crustal em direção *offshore* foi observado também em estudos crustais em áreas continentais adjacentes à Bacia de Santos (França & Assumpção, 2004). Estes autores obtiveram valores de espessura crustal de 42 km na região da Província Mantiqueira e do Cráton do São Francisco, diminuindo para aproximadamente 35 km na região costeira. Isto implica em um baixo gradiente na região continental passando para um forte gradiente de estiramento na região de charneira da bacia, conforme evidenciado por Guimarães et al. (1982) e Chang & Kowsmann (1984), e que foi também notado na modelagem aqui apresentada. A média das raízes quadradas dos erros para o ajuste de magnetometria e gravimetria para a linha 09\_10 foram respectivamente de 19,54 e 4,29 e para a linha 21 foram de 12,71 e 1,29 (Figuras 3 e 4).

Os valores de erro para a gravimetria são considerados bastante baixos e podem ser associados à incertezas na determinação das densidades das rochas na seção sedimentar e na crosta, bem como incertezas na geometria dos corpos de rochas vulcânicas modelados. Já os erros de ajuste da magnetometria parecem estar associados principalmente à falta de informações a respeito de magnetização remanescente dos diversos eventos vulcânicos e a geometria complexa do magmatismo, além da possível existência de vulcanismo dentro da seção sedimentar, hipótese esta que não foi testada devido ao caráter regional da modelagem. Outro importante fator a ser considerado é a possibilidade de existência de uma fraca susceptibilidade magnética negativa nas camadas evaporíticas, decorrentes das características diamagnéticas dos sais presentes nas mesmas, o que também não foi considerado na modelagem. Este último fator pode ser responsável pelas discrepâncias nas profundidades do embasamento magnético modelado com o obtido pela deconvolução de Werner para fontes múltiplas, que é maior nas porções onde a seção evaporítica é mais espessa.

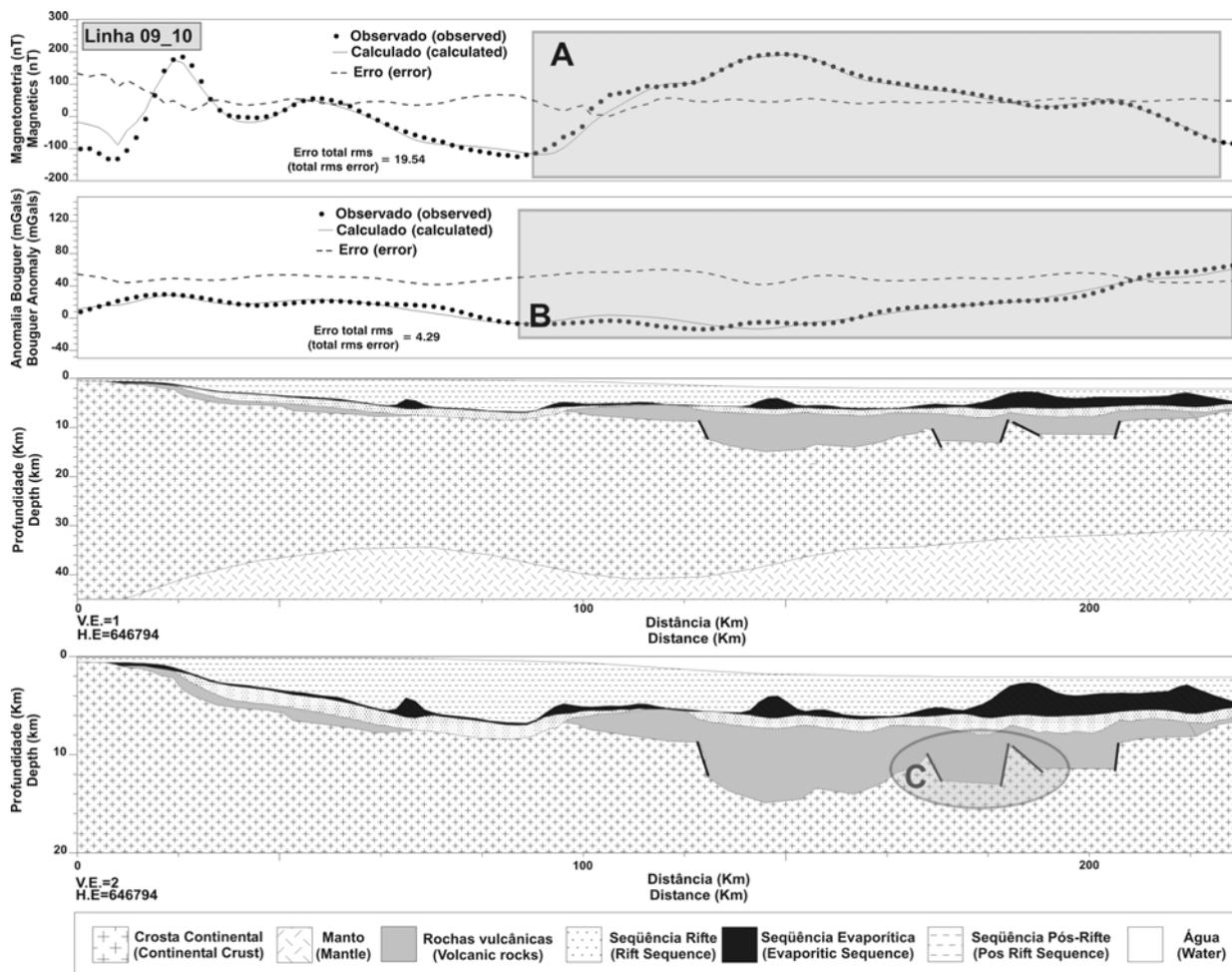


**Figura 3** – Modelagem crustal da Linha 21, porção sul da Bacia de Santos. (A) Gradiente positivo na curva de gravimétrica indicando progressivo afinamento crustal (B) Camada delgada e contínua de rochas vulcânicas. (C) Calha marginal preenchida por rochas vulcânicas na posição inicial da linha com possíveis estruturas associadas.

### Comparação com a deconvolução de Werner

Para avaliação dos resultados da modelagem efetuada com dados sísmicos e métodos potenciais, foi realizada uma comparação entre estes e os resultados de profundidade do embasamento magnético, obtidos pela deconvolução de Werner para fontes múltiplas (Braga et al., 2003), objetivando a verificação da consistência do modelo geológico gerado. O topo do embasamento magnético obtido pela deconvolução de Werner para fontes múltiplas representa, na área em questão, o topo da seqüência vulcânica do início da fase rife da bacia. Para isso, foram comparados os dados de profundidade obtidos pela deconvolução de Werner em três linhas: a linha 16, no norte da bacia, a linha 25,

na porção central e a linha 19 no sul como pode ser observado na Figura 5. Na linha 16 nota-se um ajuste regular entre o topo das vulcânicas e o topo do embasamento magnético na porção proximal da linha. A partir do centro da linha os valores obtidos pela deconvolução de Werner são mais profundos do que os da modelagem. Na linha 25, representativa da região central da bacia, observa-se um ajuste bastante satisfatório entre os dois conjuntos de dados, exceto na porção final onde existe divergência entre os valores, justamente na posição onde a espessura da seqüência evaporítica é expressivamente maior. A linha 19 é a que apresenta o melhor ajuste entre a modelagem e a deconvolução de Werner. Os dois conjuntos de dados seguem ajustados até o ponto onde terminam as rochas vulcânicas modeladas, a partir



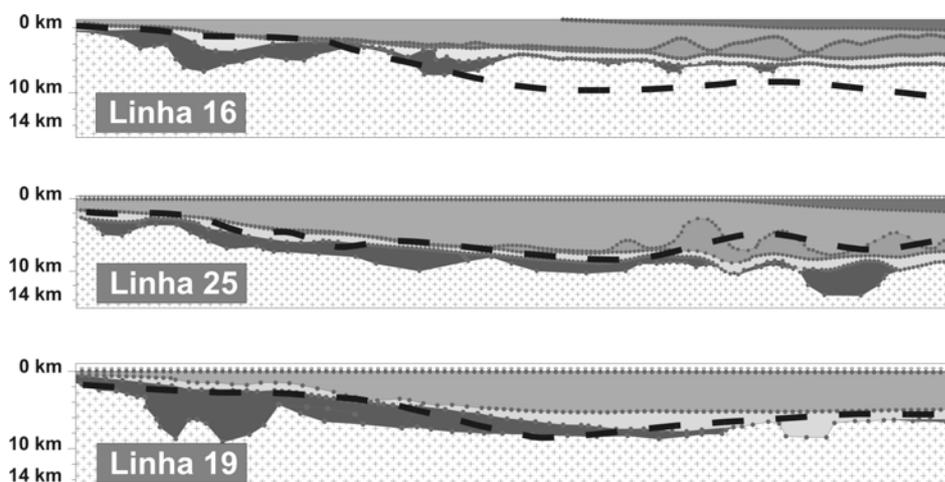
**Figura 4** – Modelagem crustal da linha 09\_10, porção norte da Bacia de Santos. (A) A ampla anomalia magnética na parte central da linha foi ajustada pela colocação de profundas calhas preenchidas por rochas vulcânicas e limitada por falhas. (B) Progressivo aumento dos valores da anomalia *bouguer*, resultante da elevação do Moho pelo estiramento crustal. (C) possíveis falhas normais limitando as calhas de rochas vulcânicas.

do qual, o embasamento cristalino acompanha a curva resultante da deconvolução de Werner.

Estas diferenças de ajuste entre os dois métodos, mais expressiva nas porções mais profundas das linhas, podem ser resultantes do maior afastamento fontexanomalia nestas regiões, presença de vulcanismo dentro da seção sedimentar, que contribui para o sinal magnético total, e que não foi considerado neste trabalho, além da natureza diamagnética das camadas evaporíticas, que resultariam em uma fraca susceptibilidade magnética negativa. Embora a susceptibilidade magnética não entre diretamente no cálculo da deconvolução de Werner, a mesma tem influência direta sobre a amplitude do sinal analítico, que é a base para a deconvolução de Werner.

## CONCLUSÕES

A modelagem crustal apresentou resultados bastante satisfatórios quanto à distribuição do estiramento crustal e geometria da base da seqüência rifte da bacia, comumente com dificuldade de imageamento pela sísmica de reflexão. O estiramento crustal resultante do processo de rifteamento e implantação da bacia foi evidenciado de maneira satisfatória nas linhas modeladas e é coerente em termos qualitativos e quantitativos com modelos apresentados por outros autores (Guimarães et al., 1982; Chang & Kowsmann, 1984). Além disso, a modelagem evidenciou a presença de calhas preenchidas por rochas vulcânicas na base da seqüência rifte, resultantes da deformação dútil causada pelo processo de rifteamento. Os valores dos erros rms das curvas



**Figura 5** – Comparação entre os resultados da modelagem crustal com métodos potenciais e a profundidade do embasamento magnético obtidos pela deconvolução de Werner. A linha tracejada representa os resultados do topo do embasamento magnético e em cinza escuro as rochas vulcânicas modeladas.

de magnetometria estão associados a diversos fatores não considerados na modelagem, entre eles, magnetização remanescente, presença de rochas vulcânicas dentro da seção sedimentar e suscetibilidade magnética negativa nas espessas seções evaporíticas. Estes fatores também são responsáveis pelas discrepâncias entre os valores de profundidade do embasamento magnético obtidos pela modelagem e pela deconvolução de Werner, mais expressivos nas porções mais profundas das linhas. Considerando estes aspectos a comparação entre os resultados da modelagem com os dados obtidos pela deconvolução de Werner apresentou boa correlação, corroborando com as interpretações de geometria e distribuição do vulcanismo basal da bacia.

## REFERÊNCIAS

- ANP/LEBAC. 2003. Interpretação e mapeamento dos sistemas petrolíferos da Bacia de Santos – Tomo I. Agência Nacional do Petróleo, (Relatório Interno), 170.
- ASMUS HE & BAISCH PR. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, 4: 3–9.
- ASMUS HE & PORTO R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. 1: 225–239.
- BRAGA LFS, COSTA CM, GAMA F, FONTOURA C, CUNHA AS, DOURADO F & CORRÊA FS. 2003. Magneto-Structural Imaging (MSI) and regional basement of the Santos Basin, Brazil. *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 8, Rio de Janeiro, 2003. Rio de Janeiro, SBGf. V. P.1 CD-ROM.
- CAMPANHA GAC & SADOWSKI GR. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apia Domain). *Precambrian Research*, 98: 31–51.
- CARMICHAEL RS. 1982. *Physical properties of rocks and minerals*. CRC press Inc, 741.
- CHANG HK & KOWSMANN RO. 1984. Subsidiência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, 2: 1602–1614.
- CHANG HK, KOWSMANN RO, FIGUEREDO AMF & BENDER AA. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97–138.
- CORRÊA FS, CHANG HK & MIO E. 2005. Santos Basin magnetic data integration, processing and preliminary results (em preparação).
- DAVISON I. 1997. Wide and Narrow Margins of the Brazilian South Atlantic. *Journal of the Geological Society*, 154: 471–476.
- FERREIRA FJF. 1982. Geologia da Bacia do Paraná – Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. IPT, Geologia da Bacia do Paraná – Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico, 143–166.
- FRANÇA GS & ASSUMPÇÃO M. 2004. Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 743–758.
- GUIMARÃES PPD, ALMEIDA HP, KOWSMANN RO, COSTA MPA & BOA HORA MP. 1982. Modelagem Gravimétrica na porção sul do platô de São

- Paulo e suas implicações geológicas. Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, 5: 1570–1575.
- HANSEN RO & SIMMONDS M. 1993. Multiple-source Werner deconvolution. *Geophysics*, 58: 1792–1800.
- HARTMAN RR, TESKEY DJ & FREIDBERG JL. 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, 36: 891–918.
- KARNER GD. 2000. Rifts of the Campos and Santos Basins, southeastern Brazil; distribution and timing. *AAPG Memoir*, 73: 301–315.
- KOWSMANN RO, COSTA MPA, ALMEIDA HP, GUIMARÃES PPD & BOA HORA MP. 1982. Geologia Estrutural do Platô de São Paulo. Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, 4: 1558–1569.
- LEYDEN R, LUDWIG WJ & EWING J. 1971. Structure of the continental margin of Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin*, 55: 2161–2173.
- MACEDO JM. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: RAJA GABAGLIA GP & MILANI EJ (Ed.) Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 361–376.
- MEISLING KM, COBBOLD PR & MOUNT VS. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85: 1903–1924.
- MIO E. 2005. Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos. Rio Claro. 94 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade Estadual Paulista).
- MOHRIAK WU & DEWEY JF. 1987. Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89: 133–140.
- NGA. 2001. GM-SYS – Gravity/Magnetic modeling software user's guide. Corvallis, Northwest Geophysical Associate, 102.
- OJEDA HAO. 1982. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, 66: 732–749.
- PEREIRA MJ & FEIJÓ FJ. 1994. Bacia de Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 219–234.
- PRAKLA. 1969. Levantamento Aeromagnetométrico da Bacia de Santos. Petrobras, (Relatório Interno),
- RASMUSSEN R & PEDERSEN LB. 1979. End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting*, 27: 749–766.
- SOARES PC, FIORI AP, CARMIGNANI L & ROSTIROLLA SP. 2000. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 130–134.
- TALWANI M, WORZEL JM & LANDISMAN M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 64: 49–59.
- TELFORD WM, GELDART LP & SHERIFF RE. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press, 770 p.
- WON IJ & BEVIS M. 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232–238.

## NOTAS SOBRE OS AUTORES

**Eduardo de Mio.** Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR) em 1999, Mestre em Geociências pela Universidade Estadual Paulista – UNESP em 2005. Trabalhou de 2003 a 2006 junto ao Laboratório de Estudo de Bacias – LEBAC – UNESP em projetos de integração e interpretação de dados em bacias marginais brasileiras. Atualmente trabalha na Beicip - Franlab como geólogo especialista em modelagem de bacias.

**Hung Kiang Chang.** Bacharel em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) em 1974. Doutor em Geologia pela Northwestern University em 1993. Atualmente é Coordenador do Laboratório de Estudo de Bacias – LEBAC onde desenvolve projetos de análise de bacias, mapeamento e interpretação de sistemas petrolíferos. Além disso é responsável por disciplinas nas áreas de Hidrogeologia e Tectônica e Sedimentação no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista no Campus de Rio Claro.

**Fernando Santos Corrêa.** Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR) em 1999, Mestre em Ciências e Engenharia do Petróleo pela Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP – em 2002. Atualmente trabalha junto ao Laboratório de Estudo de Bacias – LEBAC – em projetos de integração e interpretação de dados em bacias marginais brasileiras e cursa doutorado na Universidade Estadual Paulista – UNESP, na área de análise de bacias sedimentares.