

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

**MODELAGEM CRUSTAL DA BACIA DE SANTOS PELA INTEGRAÇÃO DE
MÉTODOS GEOFÍSICOS**

Eduardo de Mio

Orientador: Prof Dr. Chang Hung Kiang

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em
Geociências – Área de Concentração em
Geologia Regional, para a obtenção do
Título de Mestre em Geociências.

Rio Claro (SP)

2005

COMISSÃO EXAMINADORA

DR. ANDRÉ ADRIANO BENDER

(PETROBRÁS/CENPES/PDEXP)

PROF. DR. EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ

(UFRN - CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS/PÓS GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA)

PROF. DR. HUNG KIANG CHANG (ORIENTADOR)

(UNESP/DGA/ICGE)

EDUARDO DE MIO

(ALUNO)

Rio Claro, 21 de abril de 2005

RESULTADO: APROVADO

551 Mio, Eduardo de
M669m Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos
geofísicos / Eduardo de Mio. - Rio Claro: [s.n.], 2005
94 f. : il., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de
Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Hung Kiang Chang

1. Geofísica. 2. Bacias marginais brasileiras. 3. Métodos potenciais.
4. Geotectônica. 5. Magmatismo. I. Título

Ficha catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP



*Ao Amigo, Administrador e Geólogo, Geofísico e Petroleiro, Marcio José da Silva,
inseparável companheiro de inúmeras jornadas, que hoje nos deixou.
Fica a saudade, a eterna amizade, o companheirismo, as boas lembranças e a certeza
de que você estará sempre na nossa memória.*

16 de junho de 2005.

Dedico este trabalho à minha família

AGRADECIMENTOS

Primeiramente à Deus que permitiu a realização deste trabalho.

Aos meus familiares, pelo apoio carinho e compreensão nos momentos de ausência.

Ao Professor Dr. Chang Hung Kiang, pela orientação no trabalho, sugestões e discussão técnica.

À Professora Dr^a. Maria Rita Caetano Chang, pela discussão e revisão criteriosa do trabalho.

Aos geólogos Dr. Flavio Luís Fernandes e Msc Fernando Santos Corrêa, pelo companheirismo, sugestões e discussões em temas relevantes à conclusão desta dissertação.

Aos colegas do LEBAC e funcionários da UNESP que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento e a execução deste trabalho.

À FUNDUNESP, pela concessão de bolsa durante o período de realização do mestrado.

À Agência Nacional do Petróleo, pela disponibilização dos dados necessários à execução desta dissertação.

RESUMO

A Bacia de Santos é uma bacia de margem passiva, cuja origem durante o Neocomiano está relacionada ao evento de rompimento do Gondwana. A espessura da seção sedimentar é da ordem de 10 a 15 km, incluindo a seção rifte, depositada sobre uma crosta afinada, com espessura original de 35 km. Neste trabalho, foi realizada a modelagem crustal de oito perfis, objetivando o estudo do estiramento crustal e a geometria da base da seqüência rifte, utilizando-se, para isso, dados em profundidade de quatro horizontes sísmicos, dados magnéticos, gravimétricos e de profundidade do embasamento magnético. Os resultados obtidos indicaram fatores de estiramento crustal (β) com valores entre 1.2 e 3.22. Comparados com resultados de estiramento crustal, obtidos através da análise da curva de subsidência tectônica de 29 poços sintéticos, apresentaram boa correlação. Os resultados da modelagem indicam a necessidade de espessas seções vulcânicas para ajuste do modelo. Estas rochas vulcânicas encontram-se dispostas em calhas limitadas por falhas normais, em geometrias compatíveis com modelos de rifteamento conhecidos. Foram ainda definidos, de acordo com a distribuição regional e estruturas associadas, quatro compartimentos para as rochas vulcânicas na base da seqüência rifte da bacia.

Palavras-chave: Bacia de Santos, Modelagem Crustal, Geofísica, Geotectônica, Magmatismo.

MIO, E. *Modelagem crustal da Bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos*. 2005. 94 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

ABSTRACT

The Santos Basin is a passive margin basin generated during the Neocominian, associated with Gondwana breakup event. The thickness of the sedimentary package reach 15 km, including the rift sequence deposited over a thinned crust which originally was 35 km thick. Crustal modeling was performed along 8 sections aiming to recognize geometry of the rift phase 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. The results indicate crustal stretching factors (β) of 1.2 to 3.22. These values were confronted with crustal stretching factors obtained from tectonic subsidence curve analysis, showing satisfactory correlation. The geophysical modeling results demand thick and widespread volcanic layers to fit the model. These wedge shaped volcanic filled, bordered with normal faults, are a common feature in rift basins. Four volcanic provinces have been defined, based on structural compartmentalization and regional occurrence of the basal rift layer, so called Sin-Rift I phase.

Keywords: Santos Basin, Crustal Modeling, Geophysics, Geotectonics, Magmatism.

MIO, E. *Crustal modeling of the Santos Basin by integrating geophysical methods*. 2005. 94 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VI
ABSTRACT	VII
SUMÁRIO	VIII
ÍNDICE	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	XI
ÍNDICE DE TABELAS	XIII
INTRODUÇÃO	1
MATERIAIS E MÉTODOS	7
UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS EM ESTUDOS CRUSTAIS	20
GEOLOGIA REGIONAL	41
DISCUSSÃO DOS DADOS	49
CONCLUSÕES	85
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	88

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	V
RESUMO	VI
ABSTRACT	VII
SUMÁRIO	VIII
ÍNDICE	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	XI
ÍNDICE DE TABELAS	XIII
INTRODUÇÃO	1
Área de Estudo	1
Aspectos Geológicos	1
Aspectos Econômicos	4
Justificativas e Objetivos	5
MATERIAIS E MÉTODOS	7
Base de Dados	7
Dados de Métodos Potenciais	7
Dados de Sísmica de Reflexão	10
Dados de Profundidade do Embasamento Magnético	11
Software de Modelagem	14
Condições Limitantes do Modelo	15
Análise de Geohistória e <i>Backstripping</i>	18
UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS EM ESTUDOS CRUSTAIS	20
Introdução	20
Estrutura Terrestre e Resposta Geofísica	21
Núcleo	22
Manto	22
Crosta	23
Método Gravimétrico	24
Gravidade Terrestre e Suas Correções	25
Fontes de Erros	29

Método Magnético	30
Breve Histórico	30
Magnetismo	30
Campo Magnético Terrestre	34
Campo Magnético Local	35
Propriedades Magnéticas da Crosta Continental Inferior	37
Grandes Fontes x Fontes Profundas	38
GEOLOGIA REGIONAL	41
Arcabouço Estratigráfico	41
Aspectos Evolutivos da Margem Continental Brasileira e a Geração da Bacia de Santos	42
A Herança Tectônica do Embasamento	45
Megaestruturação NE	46
Megaestruturação NW	47
DISCUSSÃO DOS DADOS	49
Modelagem Crustal	49
Sul	49
Linha 19	49
Linha 02	50
Linha 21	51
Central	56
Linha 05	56
Linha 25	56
Norte	59
Linha 28	59
Linha 09_10	59
Linha 16	59
Comparação com a Deconvolução de Werner	65
<i>Backstripping</i> versus Modelagem Crustal	67
Aspectos Estruturais da Seqüência Vulcânica da Bacia de Santos.....	75
Natureza da Crosta	75
Compartimentação da Sequência Vulcânica	76
Condutos Vulcânicos	82
CONCLUSÕES	85
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	88

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01. Localização e limites da Bacia de Santos; ZFF= Zona de Fratura de Florianópolis; ACF= Alto de Cabo Frio.	2
Figura 02. Carta Estratigráfica da Bacia de Santos.	3
Figura 03. Mapa de anomalia <i>bouguer</i> crustal.	8
Figura 04. Mapa de anomalia magnética residual reduzido ao pólo.	9
Figura 05. Exemplo de discretização do modelo geológico.	11
Figura 06. Mapa dos perfis utilizados para estimativa da profundidade do topo do embasamento magnético.	12
Figura 07. Mapa de profundidade do embasamento magnético obtido pela deconvolução de Werner para Fontes Múltiplas.	13
Figura 08. Exemplo da orientação de um bloco dentro do software GMSYS™.	15
Figura 09. Exemplo de gráfico de geohistória gerado para as quatro seqüências estratigráficas utilizadas no trabalho.	19
Figura 10. Estrutura interna da terra.	21
Figura 11. Exemplo de crosta continental afinada em região de margem passiva.	23
Figura 12. Gravidade observada e anomalias <i>free air</i> , <i>bouguer</i> e isostática residual para um modelo de transição entre crosta continental e oceânica.	28
Figura 13. Lei de Ampère.	32
Figura 14. Componentes do campo magnético terrestre.	35
Figura 15. Relação entre susceptibilidade magnética e temperatura.	37
Figura 16. Possibilidades de interpretação para uma mesma anomalia magnética.	39
Figura 17. Compartimentação tectono-estrutural do embasamento da Bacia de Santos apresentando as principais subdivisões de blocos continentais e faixas móveis pré-cambrianas, além das principais estruturas NE e NW.	45
Figura 18. Mapa de localização das oito linhas modeladas.	50
Figura 19. Modelagem crustal da linha 19.	52

Figura 20. Modelagem crustal da linha 02.	53
Figura 21. Modelagem crustal da linha 02 com conduto vulcânico vertical.	54
Figura 22. Modelagem crustal da linha 21.	55
Figura 23. Modelagem crustal da linha 05.	57
Figura 24. Modelagem crustal da linha 25.	58
Figura 25. Modelagem crustal da linha 28.	61
Figura 26. Modelagem crustal da linha 09_10.	62
Figura 27. Modelagem crustal da linha 16.	63
Figura 28. Modelagem crustal da linha 16 com conduto vulcânico vertical.	64
Figura 29. Comparação entre os resultados da modelagem crustal com métodos potenciais e a profundidade do embasamento magnético obtidos pela deconvolução de Werner.	65
Figura 30. Poços sintéticos e gráficos de geohistória para as linhas 19, 02 e 21 (porção sul).	70
Figura 31. Poços sintéticos e gráficos de geohistória para as linhas 05 e 25 (porção central).	71
Figura 32. Poços sintéticos e gráficos de geohistória para as linhas 28, 09_10 e 16 (porção norte).	72
Figura 33. Correlação entre fatores os fatores de estiramento crustal (β) obtidos pela modelagem (β crustal) e pela análise de subsidência (β sedimento).	73
Figura 34. Modelagem magnética da anomalia G na linha BGR87-03 (Bacia de Colorado), margem continental Argentina.	77
Figura 35. Compartimentos vulcânicos definidos com base na modelagem	78
Figura 36. Aspectos estruturais da calha marginal sul nas linhas 19, 02, 05 e 21 com indicação de possíveis falhas normais limítrofes da mesma.	78
Figura 37. Aspectos estruturais da calha marginal norte nas linhas 28, 25 e 16. Esta calha apresenta-se menos profunda que a calha sul.	79
Figura 38. Mapa apresentando as províncias vulcânicas propostas neste trabalho além das zonas de transferência apresentadas por Meisling et al. (2001).	80
Figura 39. Aspectos da província vulcânica sul nas linhas 21 e 02.	81
Figura 40. Província vulcânica norte.	81
Figura 41. Possibilidades de condutos vulcânicos modelados nas linhas 02 e 16.	84

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01. Valores de porosidade inicial e decaimento de porosidade utilizados na descompactação.	19
Tabela 02. Principais unidades de parâmetros magnéticos no Sistema Internacional e Clássico, com seus respectivos fatores de correção.	31
Tabela 03. Tabela com os 29 poços sintéticos gerados sobre as linhas modeladas, apresentado os fatores de estiramento crustal (β) obtidos pela modelagem (β crustal) e pela análise de subsidência (β sedimento), além do fator de afinamento litosférico (γ), sendo este último, calculado com base na fórmula $\gamma = 1 - 1/\beta$	68

INTRODUÇÃO

Área de Estudo

Aspectos Geológicos

A Bacia de Santos é uma bacia sedimentar localizada na margem atlântica brasileira, essencialmente marítima, abrangendo a costa dos estados de RJ, SP, PR e SC (Figura 01), contígua às bacias de Pelotas (sul) e Campos (norte). Sua área é de aproximadamente 350.000 km², sendo limitada ao sul pela Zona de Fratura de Florianópolis e ao norte pelo Alto de Cabo Frio (Pereira *et al.* 1986).

Sua geração e evolução estão relacionadas ao evento de ruptura do Supercontinente de Gondwana, iniciado no Neocomiano, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul e implantação das bacias marginais brasileiras no chamado Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (Chang *et al.* 1992). Estes eventos foram possivelmente desencadeados pela atuação da pluma de Tristão da Cunha sob a área do Platô de São Paulo (White & Mackenzie, 1989), que ocasionou ampla anomalia térmica na região, seguida de domeamento e implantação do processo de rifteamento.

Desenvolveu-se inicialmente como uma bacia rifte, com intenso magmatismo na porção basal, sobreposto por depósitos flúvio-lacustres. Cessado o estiramento, a subsidência térmica implantou-se, instalando-se então um ambiente marinho restrito, com ampla deposição de evaporitos durante o Aptiano. No início do Albiano, com a progressão da abertura, foi gerada uma plataforma carbonática rasa que foi progressivamente afogada, a partir do Albiano Médio, por um oceano aberto em ambiente tectônico de margem passiva. A progressão da subsidência térmica gerou amplo espaço de acomodação, permitindo a deposição e preservação de espessuras sedimentares da ordem de até 15 km nos depocentros da bacia.

A Figura 02 apresenta a coluna estratigráfica da Bacia de Santos com os principais ciclos deposicionais e suas discordâncias.

Esta seção sedimentar depositou-se sobre uma crosta constituída por um mosaico de pequenos blocos, constituídos principalmente por rochas gnáissico-migmatíticas e separados por zonas de sutura que nada mais são que bacias

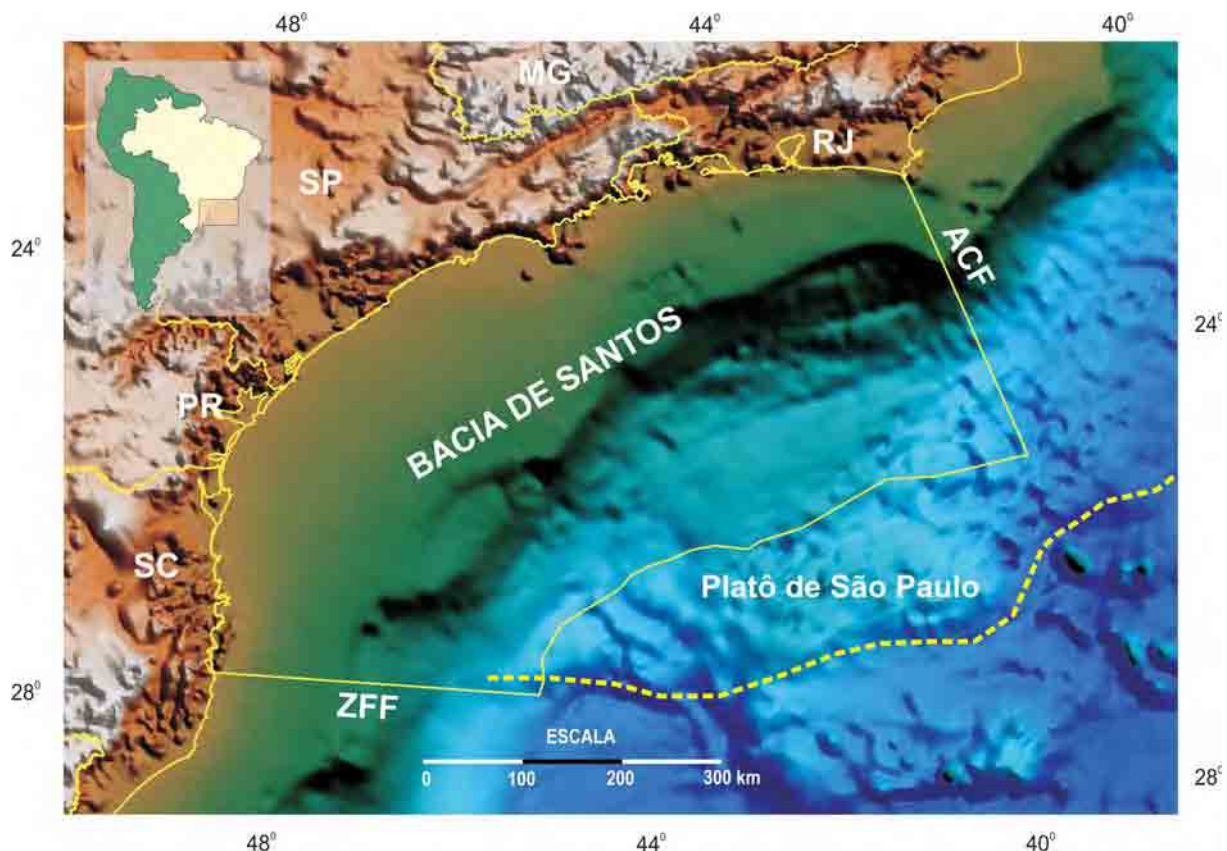


Figura 01. Localização e limites da Bacia de Santos; ZFF= Zona de Fratura de Florianópolis; ACF= Alto de Cabo Frio. A linha pontilhada representa o limite *offshore* do Platô de São Paulo.

sedimentares invertidas, metamorfizadas e remobilizadas por vários ciclos tectônicos, segmentadas por descontinuidades crustais que provavelmente atingem até o manto superior (Hasui *et al.* 1975; Ferreira, 1982; Ferreira *et al.*, 1982; Macedo, 1990; Basei *et al.* 1992; Campanha & Sadowski, 1999; Soares *et al.* 2000). Este embasamento, extremamente heterogêneo, engloba rochas desde o Arqueano, passando por todo o Proterozóico (inferior e médio), até as rochas graníticas geradas pelos eventos magmáticos do final do Proterozóico Superior e início do paleozóico.

Sobre esta complexa crosta continental, desenvolveu-se a Bacia de Santos, devido aos eventos tectônicos que afetaram o então Supercontinente Gondwana, causando sua ruptura.

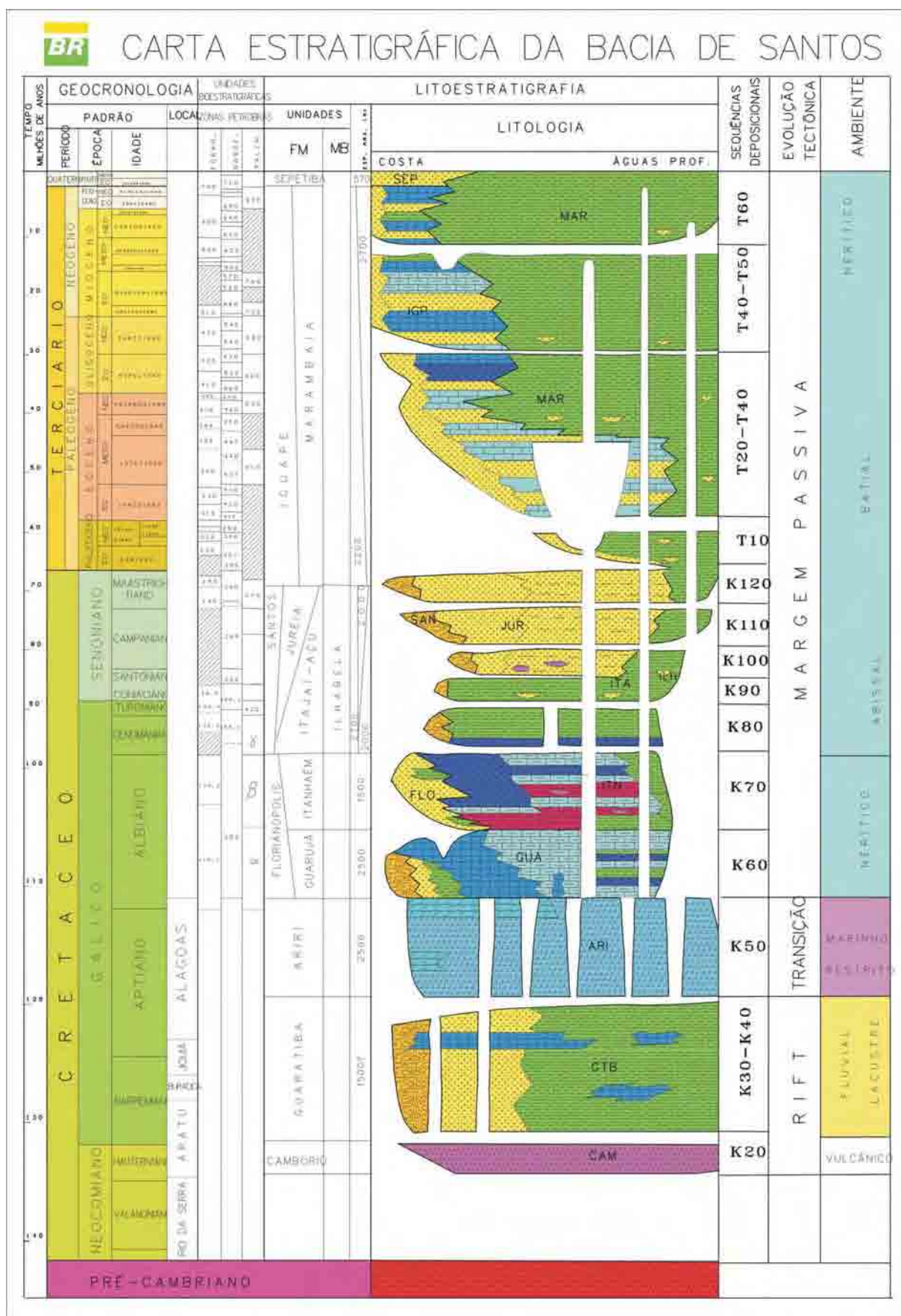


Figura 02. Carta Estratigráfica da Bacia de Santos (Pereira & Feijó, 1994).

Aspectos Econômicos

Do ponto de vista do potencial petrolífero, a Bacia de Santos constitui importante fronteira exploratória devido às recentes descobertas de campos gigantes de gás (BS-400 e BS-500), próximos à costa, hora em fase de desenvolvimento, mas com resultados parciais bastante promissores. Levando-se em conta a proximidade destes campos aos grandes centros consumidores e a infra-estrutura de processamento e distribuição instalada na região sul e sudeste, esta bacia posiciona-se no cenário nacional como uma das mais promissoras.

Estes fatos, aliados à existência de *plays* exploratórios interessantes em toda seção estratigráfica, podem explicar o interesse demonstrado por empresas e consórcios exploratórios em todas as rodadas de licitação promovidas pela ANP (Agência Nacional do Petróleo), reforçando a importância da Bacia de Santos no contexto exploratório nacional.

Justificativas e Objetivos

Apesar da seção sedimentar da bacia ser bastante conhecida e descrita com base na grande quantidade de sísmica de reflexão existente, a geometria da fase rifte, com o extenso vulcanismo associado, ainda é bastante controversa, especialmente por causa da qualidade da resolução sísmica abaixo da espessa seção evaporítica aptiana.

Além disso, a estrutura crustal 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-se de 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. Este fato foi interpretado como resultante de um forte estiramento crustal na área próxima à charneira da bacia, com 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 γ (fator de afinamento litosférico) de 0.1 até 0.7.

Tendo em vista estes aspectos estruturais e tectônicos, o objetivo principal deste trabalho é a avaliação da geometria da crosta, na área da Bacia de Santos, à luz dos conhecimentos disponíveis e de resultados obtidos com as modelagens. Além disso, espera-se poder contribuir para a determinação da natureza da crosta abaixo do Platô de São Paulo, para estimativa da geometria e distribuição das rochas vulcânicas no início da fase rifte da bacia, além da determinação de valores da espessura crustal e dos fatores de estiramento crustal da Bacia de Santos.

Levando-se em conta a aplicabilidade dos resultados, o conhecimento do arcabouço tectônico em nível crustal de uma bacia sedimentar é de grande importância na exploração de petróleo, tendo em vista que os valores de espessura crustal e estiramento são utilizados como parâmetros de entrada nos estudos de modelagem de geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos em softwares disponíveis no mercado ou desenvolvidos pelas grandes companhias petrolíferas. Além disso, a estimativa da geometria da crosta constitui importante ferramenta em estudos tectônicos possibilitando ao pesquisador visualizar, ainda que de maneira qualitativa, a distribuição da deformação em sub-superfície, auxiliando a validação de modelos tectônicos.

Para auxiliar na definição da geometria do embasamento da Bacia de Santos, utilizou-se um modelo de distribuição de valores de densidade e susceptibilidade magnética em sub-superfície, honrando os dados observados de magnetometria e gravimetria.

MATERIAIS E MÉTODOS

Base de Dados

Para realização do estudo de modelagem crustal da Bacia de Santos, foram utilizados dois conjuntos de dados distintos: dados de métodos potenciais, que consistem em perfis de magnetometria e gravimetria na direção do mergulho deposicional da bacia, 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.

Dados de Métodos Potenciais

Os perfis de gravimetria foram extraídos do mapa de anomalia *bouguer* crustal construído por Karner (2000), conforme apresentado na Figura 03. 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, foi subtraída uma superfície de tendência bi-cúbica, obtida por mínimos quadrados, para obter-se um mapa de anomalia *bouguer* crustal, com remoção de efeitos isostáticos regionais através da filtragem dos grandes comprimentos de onda presentes no sinal (Karner 2000).

Para a magnetometria, foi utilizado o mapa magnético residual reduzido ao pólo (Figura 04 - Corrêa *et al.* 2005). Este mapa magnético é proveniente de processamento e integração de vários levantamentos de épocas distintas, realizado pelo projeto “Mapeamento e Interpretação dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos” (ANP/LEBAC, 2003). Foram utilizados dados magnéticos do levantamento PRAKLA (1969) e dados dos levantamentos magnéticos obtidos durante campanhas de aquisição sísmica.

Neste processamento, primeiramente cada conjunto de dados teve o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) calculado para a época do levantamento. A etapa seguinte consistiu na subtração do IGRF dos dados brutos para obtenção da anomalia residual.

Posteriormente foi realizado o nivelamento, além do micro-nivelamento empírico, dos vários levantamentos com o objetivo de colocar os dados magnéticos em um mesmo *datum* e retirar os efeitos direcionais dos levantamentos provenientes da direção e espaçamento das linhas de aquisição (Corrêa *et al.* 2005).

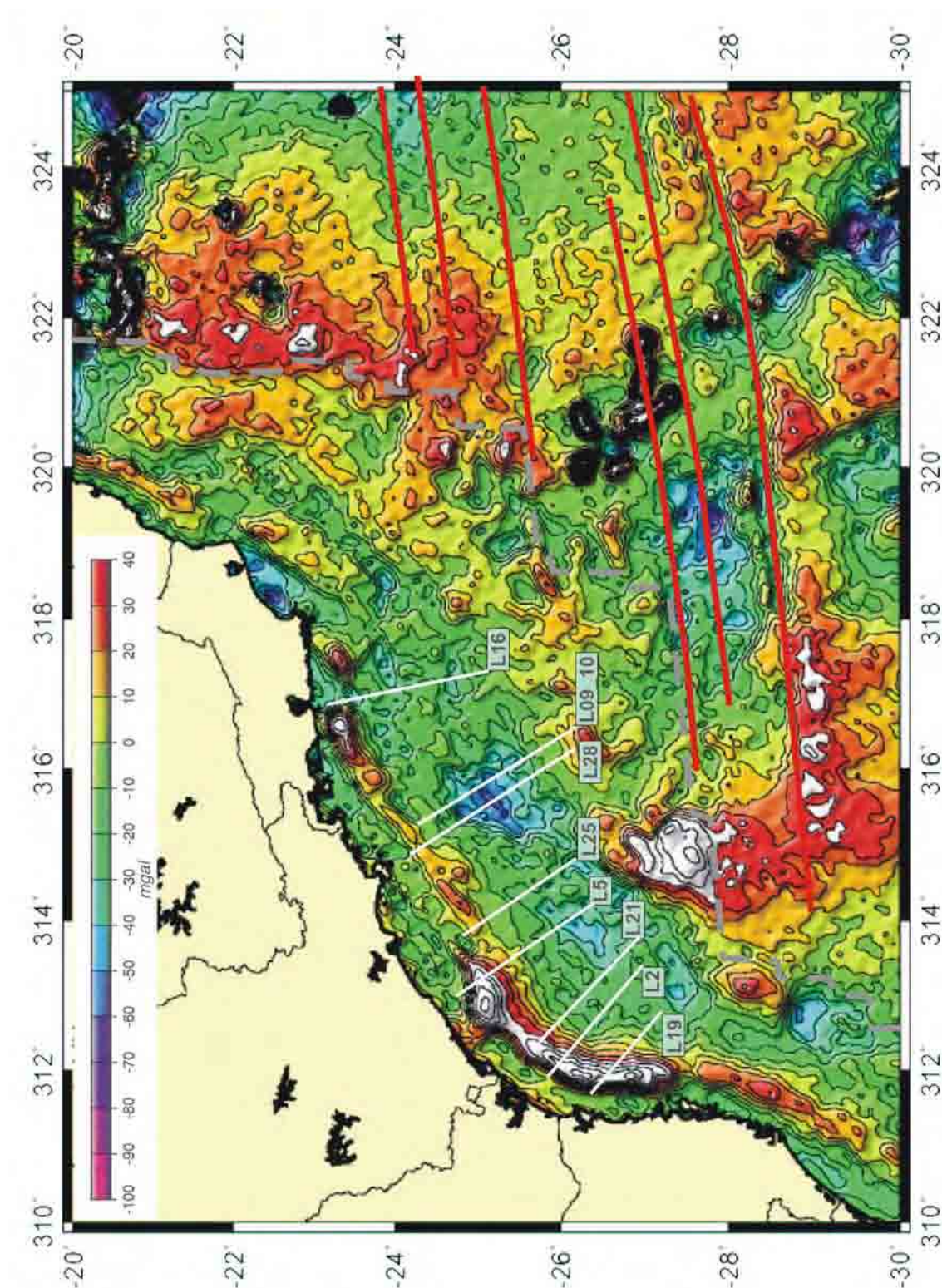


Figura 03. Mapa de anomalia *bouguer* crustal (Karner 2000), com indicação das linhas modeladas neste trabalho (em branco). As zonas de transferência (linha vermelha contínua) e limite crosta continental - oceânica (tracejado cinza) são os propostos por Karner (2000).



Figura 04. Mapa de anomalia magnética residual reduzido ao pólo (Corrêa *et al.* 2005), com indicação das linhas modeladas neste trabalho.

Dados de Sísmica de Reflexão

Para construção do modelo geológico preliminar foram ainda utilizados quatro horizontes sísmicos em profundidade, sendo eles: fundo do mar, base da seção rifte, base da seção evaporítica e base da seção pós-evaporítica da bacia. Estes horizontes foram obtidos a partir do mapeamento regional das discordâncias crono-estratigráficas da bacia (ANP/LEBAC, 2003). Após este mapeamento os dados, originalmente em tempo, foram convertidos para profundidade. Como esta conversão tempo x profundidade depende essencialmente da “amarração” da sísmica de reflexão (em tempo) com dados de poços (profundidade), é importante ressaltar que algumas porções da bacia podem não apresentar 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 diferenças de velocidade entre a seção evaporítica e a seção rifte, além das variações na espessura da seção evaporítica, ocasionadas pela halocinese, com domos de sal que podem atingir milhares de metros de espessura, atenuando a propagação das ondas e dificultando o processamento e interpretação devido à refletores não geológicos criados pela grande diferença de velocidade entre os evaporitos e as rochas adjacentes.

Mesmo com as dificuldades apresentadas acima foi possível construir um modelo de distribuição de densidade bastante confiável para a seção sedimentar, reduzindo consideravelmente a ambigüidade e permitindo um melhor controle do modelo. A Figura 05 apresenta uma representação esquemática da discretização das unidades geológicas utilizadas no modelo.

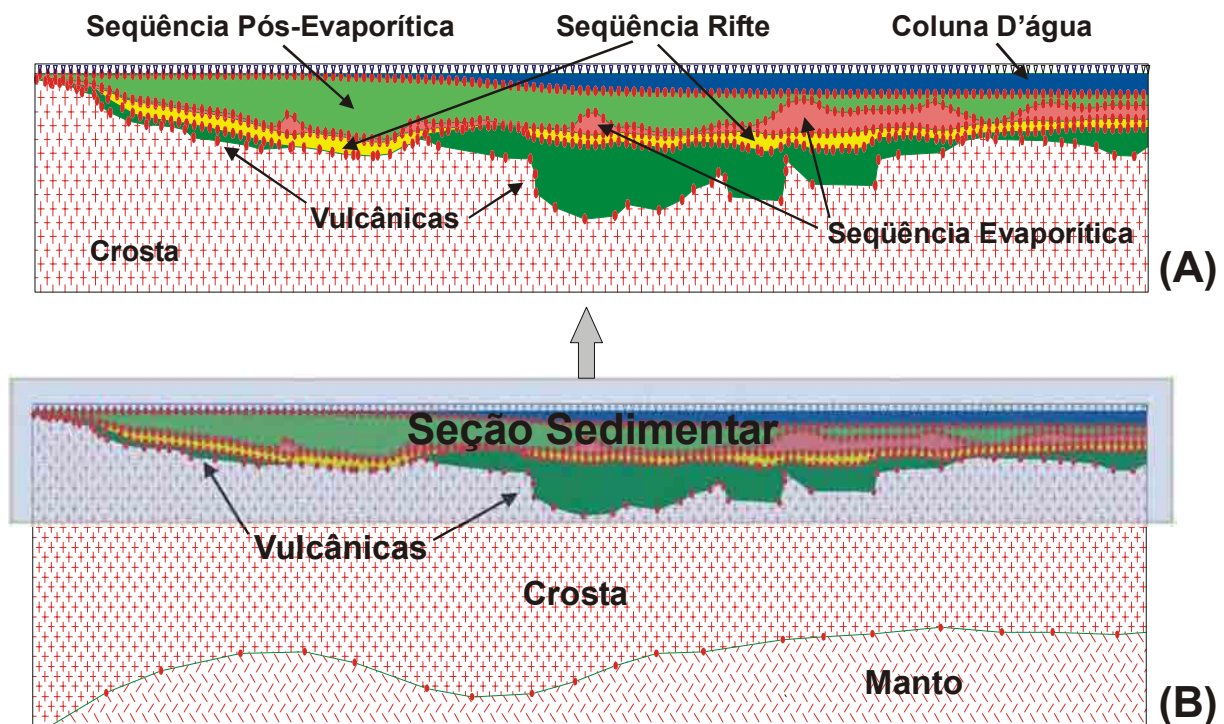


Figura 05. Exemplo de discretização do modelo geológico. Na parte inferior da figura é possível observar a divisão do modelo em seção sedimentar, vulcânicas, crosta e manto. Na parte superior, a seção sedimentar é dividida em sequência rifte, sequência evaporítica e sequência pós-evaporítica, além da coluna de água. As cores e padrões de preenchimento dos blocos do modelo são os mesmos utilizados nas figuras posteriores.

Dados de Profundidade do Embasamento Magnético

Foram ainda utilizados, para comparação com os resultados obtidos com a modelagem, dados de profundidade do embasamento magnético, obtidos por Braga *et al.* (2003). Estes autores utilizaram dados de levantamentos aeromagnéticos de alta resolução, realizados pela FUGRO-Lasa-Aeromag, sob a forma de 29 perfis perpendiculares à costa (Figura 06). Foi aplicada a estes dados a deconvolução de Werner para fontes múltiplas. Esta técnica permite, através da análise do sinal analítico de dados magnéticos, estimar a profundidade do topo das fontes que contribuem para a composição do sinal magnético total, sendo ele proveniente de uma única ou de diversas fontes.

Com os valores em profundidade das diversas anomalias, provenientes de fontes magnéticas profundas, Braga *et al.* (2003) construíram o mapa de profundidade do embasamento magnético apresentado na Figura 07.

Devido à existência destes dados optou-se por realizar a modelagem crustal, objeto deste trabalho, sobre algumas das linhas utilizadas na Deconvolução de Werner, permitindo assim a comparação dos resultados obtidos pelas duas metodologias.

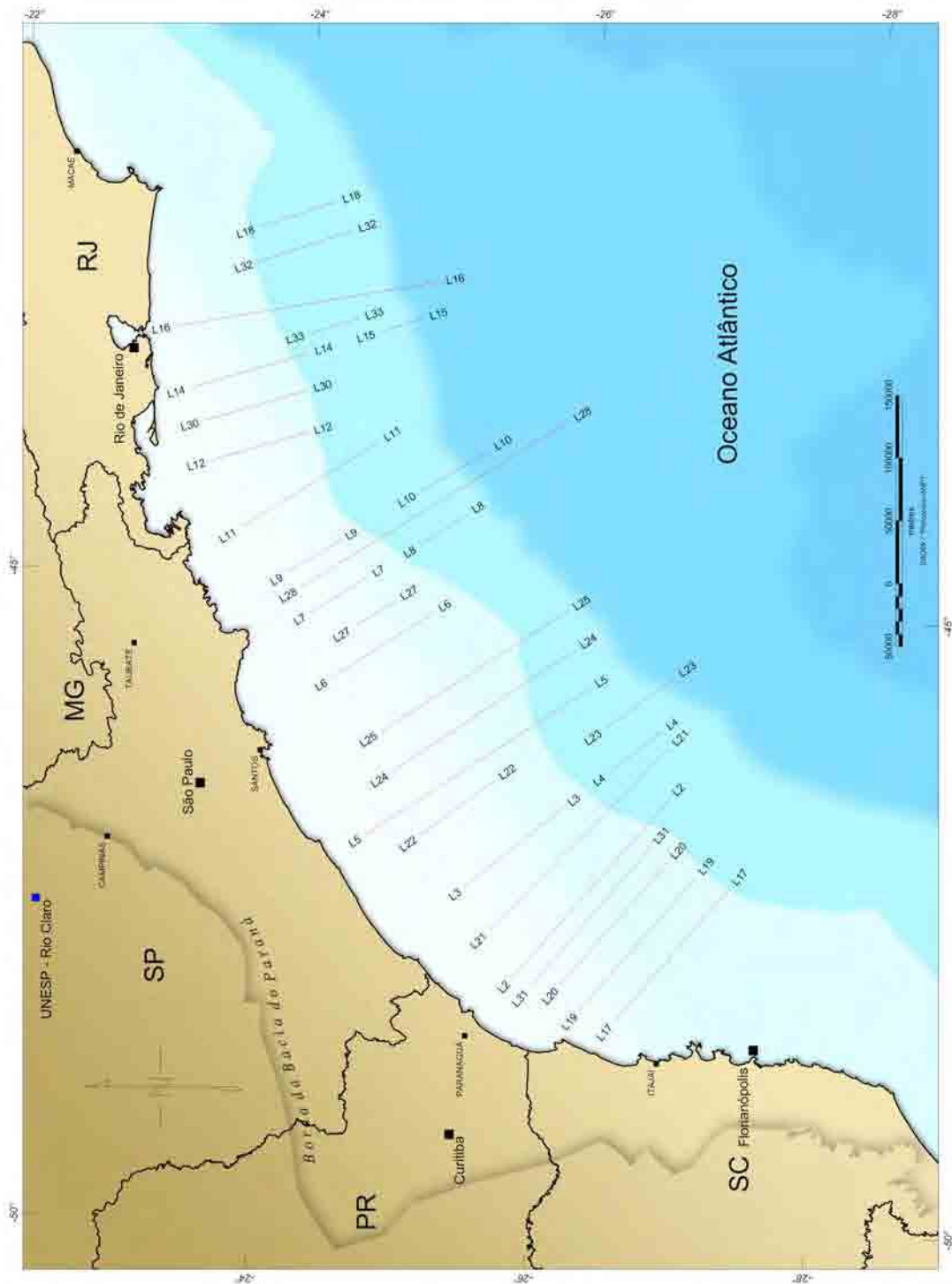


Figura 06. Mapa dos perfis utilizados para estimativa da profundidade do topo do embasamento magnético.

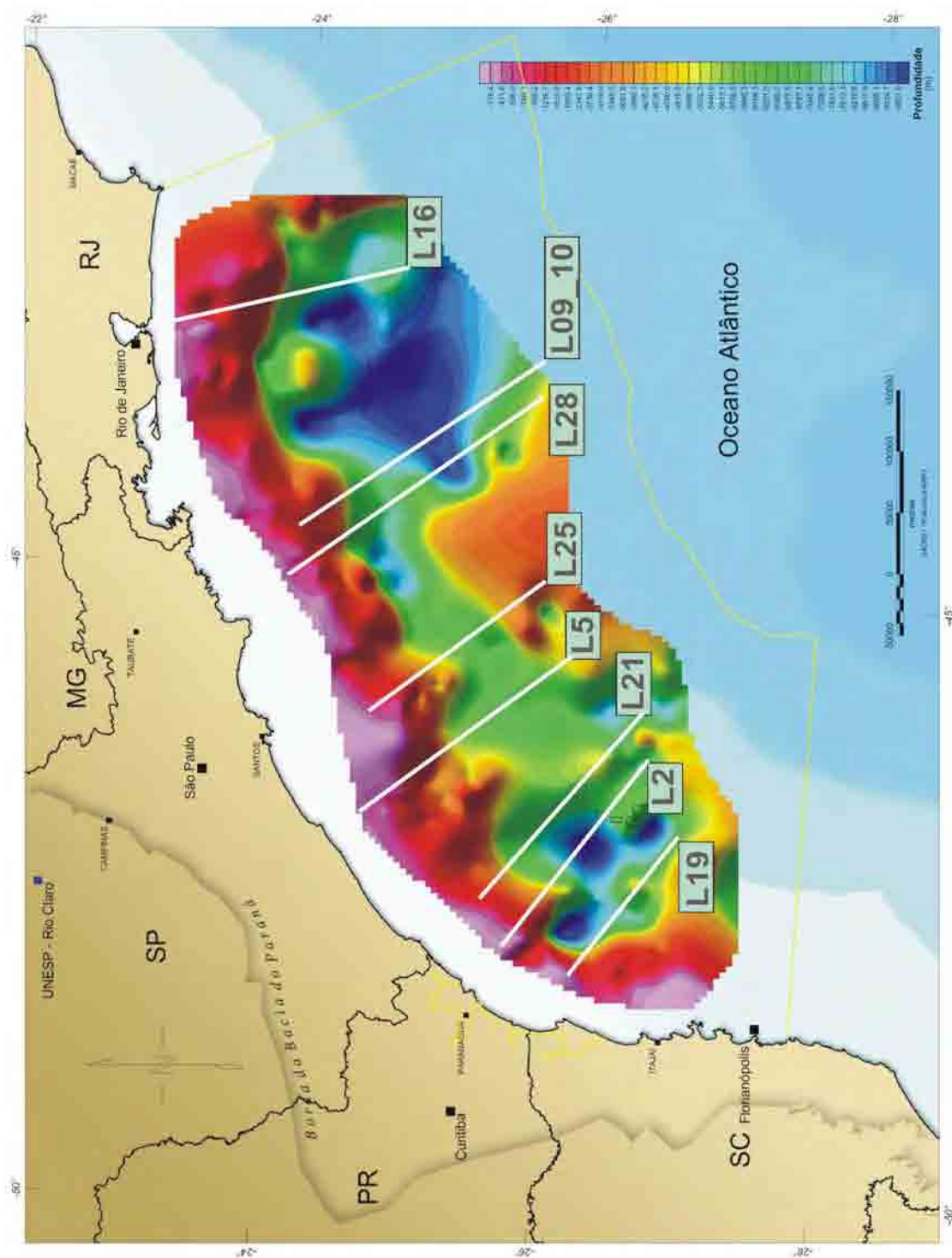


Figura 07. Mapa de profundidade do embasamento magnético obtido pela deconvolução de Werner para Fontes Múltiplas (Braga et al. 2003), com indicação das linhas modeladas neste trabalho.

Software de Modelagem

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 $2\frac{1}{2}$ D ou terminação de corpos dentro de um campo potencial são baseados em Rasmunssen & Pedersen (1979).

Como elementos de modelagem, o programa utiliza superfícies, pontos e blocos inseridos através de arquivos tipo ASCII ou xyz ou criados de forma interativa dentro do programa. Para cada bloco são atribuídos parâmetros como densidade, susceptibilidade magnética, magnetização remanescente e adicionalmente podem ser inseridos dados de velocidade sísmica.

Como modelo terrestre, o GM-SYS utiliza o modelo plano, que permite a inserção de dados topográficos, possibilitando a incorporação da curvatura da superfície terrestre nos cálculos. Para modelos 2D, o programa assume a terra como bidimensional, com mudanças na profundidade (z) e na direção do perfil (x), assumindo na direção perpendicular ao perfil (y) extensão dos blocos até o infinito. Para modelos $2\frac{3}{4}$ D, o programa permite que os blocos sejam terminados em algum ponto arbitrário na direção *strike* (-y;+y), além de permitir a variação do ângulo entre essa direção e a direção do perfil (Figura 08). Existe ainda a possibilidade de extensão do modelo em 30000 km para mais e para menos na direção do perfil (x), com o intuito de eliminar o efeito de borda dos corpos modelados.

Em termos operacionais, vale ressaltar que o programa permite opções de entrada de dados magnéticos em suas latitudes originais ou reduzidos ao pólo, além da possibilidade de entrada de dados do campo magnético total ou residual. Para os

dados gravimétricos é possível escolher a inserção de dados de anomalias *free-air* ou *bouguer*.

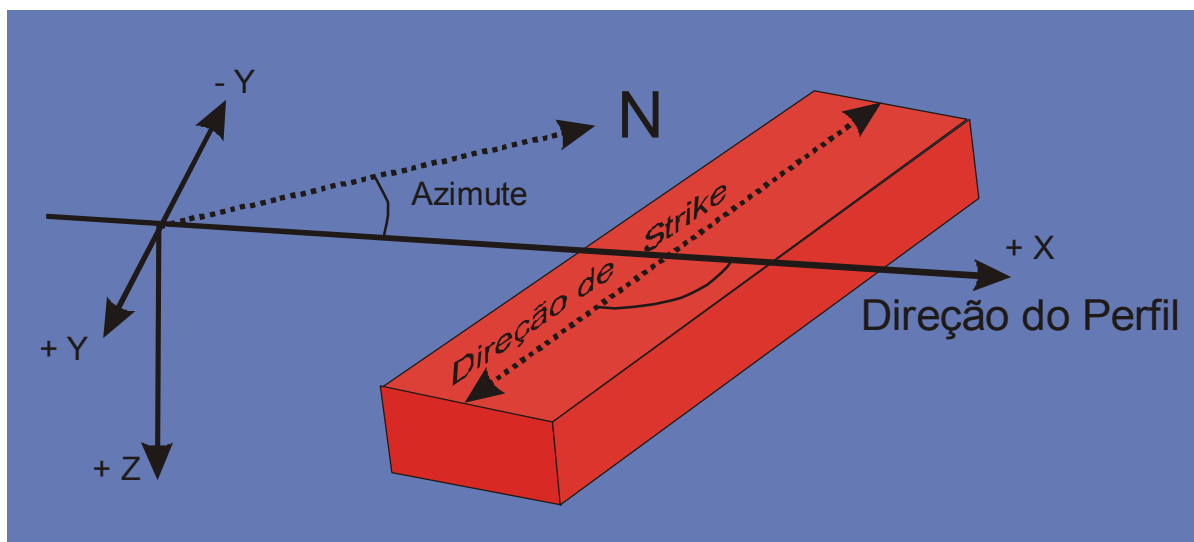


Figura 08. Exemplo da orientação de um bloco dentro do *software* GMSYS™. A direção X representa a direção do perfil a ser modelado. Y representa a direção de *strike* do bloco, que pode variar em relação a X. A extensão do bloco em Y pode ser infinita ou limitada em qualquer ponto. Adaptada de NGA (2001)

Condições Limitantes do Modelo

Modelos crustais baseados em dados geofísicos apresentam ambigüidade interpretativa inerente ao método. Modelos gravimétricos e magnéticos não são únicos, isto é, para dada curva de dados observados admitem-se infinitas soluções ou vários modelos que representam a distribuição litológica e estrutural em sub-superfície, dentre as quais, muitas não são geologicamente possíveis. Assim, a tarefa principal é reduzir esta ambigüidade inserindo no modelo parâmetros físicos e geológicos conhecidos. A distribuição lito-estrutural em sub-superfície, pode ser entendida da seguinte maneira: as variações litológicas representam variações na densidade e na susceptibilidade magnética das rochas, enquanto variações estruturais geralmente são consideradas como mudança na forma dos blocos dentro do modelo.

Neste trabalho, o espaço de acomodação da bacia foi dividido em diferentes pacotes: rochas vulcânicas, seqüência rifte, seqüência evaporítica e seqüência pós-evaporítica, além da coluna d'água, permitindo um ajuste satisfatório do modelo. Tendo em vista que a seção pós-evaporítica é composta principalmente por arenitos, folhelhos e carbonatos, cujas densidades médias são 2.35, 2.40 e 2.55 g/cm³ respectivamente (Telford *et al.* 1990), assumiu-se para esta seqüência a densidade média de 2.40 g/cm³. Para a seqüência rifte, que provavelmente comporta uma associação litológica semelhante, assumiu-se a densidade média de 2.50, um pouco maior que da seqüência pos-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/cm³, correspondente à densidade da halita. Para a coluna d'água foi utilizado o valor de 1.03 g/cm³. Para toda seção sedimentar foi admitido o valor de susceptibilidade magnética igual a zero, tendo em vista que a pequena quantidade de minerais magnéticos presentes nos sedimentos que originaram estas rochas provavelmente já sofreu alteração e perdeu suas propriedades magnéticas originais. Para crosta e manto foram utilizados os valores de densidade de 2.67 e 3.3 g/cm³, respectivamente. Para crosta assumiu-se valor de susceptibilidade magnética de 0.001 cgs (Carmichael 1982) e para o manto igual a zero, uma vez que à profundidade do manto os minerais provavelmente já ultrapassaram a temperatura Curie, perdendo suas propriedades magnéticas. Vale mencionar que efeitos magnéticos provenientes do manto, quando existentes, não são de origem composicional, mas provêm de indução por fluxos elétricos gerados por movimentações de massa.

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/cm³ e os valores de susceptibilidade entre 0.001 e 0.01 cgs, ou seja, variação de uma ordem de grandeza.

Apesar dos valores de densidade e susceptibilidade magnética utilizados apresentarem variações expressivas, foi possível o controle do modelo no sentido de gerar corpos de rochas vulcânicas que permitissem o ajuste das curvas e ao mesmo tempo contemplassem geometrias condizentes com a realidade geológica esperada para a área.

Outra dificuldade encontrada durante a modelagem das rochas vulcânicas foi relativa aos valores de inclinação e declinação magnética das rochas. Como foi utilizado um mapa magnético reduzido ao pólo, foi atribuído o valor de -90° para a inclinação e 0° para a declinação magnética. Isso porém não compensa o efeito da magnetização remanescente presente nas rochas, que pode ser reversa, ou com outros valores de inclinação e declinação. Hinz *et al.* (1999) calcularam valores de inclinação e declinação magnética para os *Seaward Dipping Reflectors* (SDR's) na margem continental Argentina, baseado no posicionamento da América do Sul no Cretáceo Inferior. Estes autores concluíram que os valores não são significativamente diferentes dos valores atuais, os quais podem ser usados satisfatoriamente em estudos de modelagem crustal. Estes SDR's reconhecíveis na Argentina, abaixo da seção sedimentar das bacias marginais, são correlatos aos SDR's encontrados na margem continental brasileira, e são aqui interpretados como as rochas vulcânicas do início da fase rifte.

Ocasionalmente, pequenas variações nos parâmetros físicos das rochas foram utilizadas com o intuito de refinar o modelo e diminuir o erro. Estas modificações estiveram sempre dentro dos intervalos de máximo e mínimo das tabelas de densidade de rochas (Telford *et al.* 1990) e de susceptibilidade magnética (Carmichael 1982) consultadas.

Os dados gravimétricos utilizados neste trabalho, como discutido anteriormente, são provenientes de levantamento de satélite, caracterizados por dados de baixa frequência e grande comprimento de onda, que refletem estruturas profundas ou de âmbito crustal. Deste modo, a modelagem inicial preocupa-se com o ajuste destes grandes comprimentos de onda, que no caso em estudo representa o limite crosta – manto. Para isso é necessário assumir uma espessura crustal inicial para a porção não estirada da crosta. Neste trabalho, utilizou-se o valor de espessura crustal inicial de 35 km, baseado no mapa de espessura apresentado por Assumpção *et al.* (2002) que admite espessuras da ordem de 35 a 47 km, com os menores valores na margem continental aumentando em direção às áreas cratônicas, abaixo da Bacia do

Paraná e sob o Cráton do São Francisco.

Já os dados magnéticos compreendem levantamentos obtidos a alturas de vôo nunca superiores a 1500 m, muitos deles realizados ao nível do mar. No mapa magnético reduzido ao pólo apresentado por Corrêa *et al.* (2005), que representa a integração de diversos levantamentos, os dados foram nivelados para uma altitude de vôo de 1500 m, através da continuação para cima no domínio da frequência. Este conjunto de dados permite a resolução de estruturas muito próximas à superfície.

Análise de Geohistória e *Backstripping*

Para a análise de geohistória, e o conseqüente exercício de descompactação (*backstripping*) para a estimativa de valores de estiramento crustal 1D (β), foi considerado o modelo de extensão uniforme descrito por Mackenzie (1978). Neste modelo, assume-se que os valores de extensão da crosta e da litosfera são iguais (extensão uniforme) e que a subsidência tectônica em uma bacia extensional é resultado de dois estágios distintos: uma subsidência inicial, controlada por falhas, que é dependente da espessura crustal inicial e da quantidade de estiramento (β), e um estágio posterior, de subsidência térmica, causada pela diminuição do fluxo de calor (rebaixamento das isotermas) e dependente unicamente da quantidade de estiramento.

Neste trabalho, comparou-se os valores de estiramento crustal obtidos com base na espessura sedimentar depositada (que foi obtida pela sísmica, através da construção de 29 poços sintéticos) com os valores de estiramento crustal (β) em determinadas posições das linhas modeladas (considerando-se uma espessura crustal inicial de 35 km), onde:

$$\beta = \text{espessura inicial (35 km)/espessura atual}$$

Com os valores de espessura sedimentar foram construídos gráficos de geohistória (Figura 09), com as respectivas curvas de subsidência tectônica. Para o processo de descompactação é necessário atribuir, para cada seqüência, uma litologia com valores de porosidade e decaimento de porosidade em função da profundidade. A Tabela 01 apresenta os parâmetros utilizados na descompactação. Todos o exercício de descompactação e cálculo da subsidência tectônica foi realizado pelo *software* BasinMod 1D, uma suíte de análise de bacias desenvolvida pela Platte River Associates, Inc.

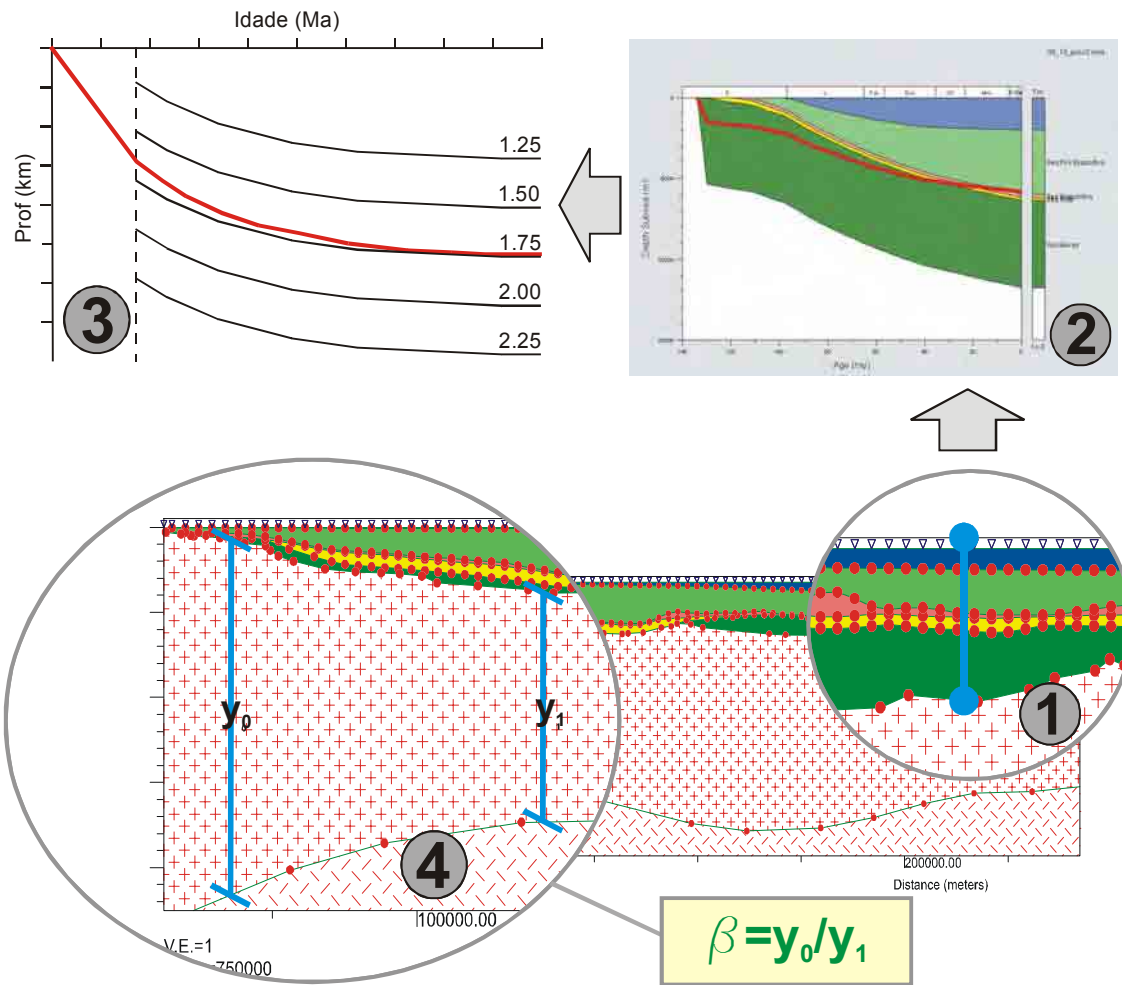


Figura 09. Exemplo da obtenção de valores de estiramento crustal (β) por duas metodologias diferentes. **Análise de subsidência:** 1) construção de poço sintético com estimativa de espessura para cada unidade cronoestratigráfica 2) geração da curva de geohistória (no software BasinMod 1D) e curva de subsidência tectônica (em vermelho) 3) comparação da curva de subsidência tectônica com curvas teóricas (modelo de McKenzie) e estimativa dos valores de estiramento crustal. **Espessura Crustal:** 4) medida da espessura crustal, diretamente na linha modelada, em um ponto com espessura original (y_0) e em um ponto afetado pelo estiramento. (y_1) e cálculo do estiramento crustal. Nas construção das curvas de geohistória, admitiu-se uma paleobatimetria com aumento exponencial ao longo do tempo, com início em 98 Ma (final do Albiano), representado o início do aprofundamento da bacia.

Seqüência	Litologia	Porosidade Inicial	Decaimento de Porosidade 1/km
Lamina d água	Água	0	0
Seção Pós Evaporítica	Folhelho	56	0.39
Seção Evaporítica	Evaporitos	05	0.01
Seção Rife	Arenitos)	60	0.44
Vulcânicas	Basaltos	05	0.01

Tabela 01. Valores de porosidade inicial e decaimento de porosidade utilizados na descompactação.

UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS MAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS EM ESTUDOS CRUSTAIS

Introdução

Os métodos magnético e gravimétrico, também chamados de métodos potenciais por serem derivados de um campo potencial, foram desenvolvidos principalmente com enfoque para prospecção mineral (Telford *et al.* 1990), onde variações de grande amplitude na magnetização e densidade do minério em relação à rocha encaixante são esperadas. Estas ferramentas têm-se mostrado bastantes úteis na indústria petrolífera pelo custo relativamente baixo para cobrir extensas áreas de bacias, permitindo uma visão abrangente das principais feições regionais, tais como estruturas, depocentros, calhas, províncias magmáticas, entre outras.

Deste modo, da segunda metade do século passado em diante, levantamentos e interpretação de dados aeromagnéticos e gravimétricos de alta densidade e precisão foram realizados e trouxeram importantes contribuições ao entendimento do arcabouço tectono-estrutural em nível crustal (Blakely & Connard 1989).

Apesar destes métodos estarem agrupados como métodos potenciais, pode-se ressaltar algumas diferenças básicas entre eles. Enquanto a atração gravitacional é uma propriedade inerente à massa e varia em função da densidade, a magnetização depende de outros fatores como a indução e a orientação dos campos indutores. As variações na atração gravitacional ocasionadas pelas mudanças de densidade das rochas em superfície são pequenas em relação à atração gerada por toda a massa da terra, enquanto que a amplitude das anomalias magnéticas é maior, em relação à do campo terrestre, além de apresentarem variações temporais significativas, fato que não é observado nos dados gravimétricos (excetuando-se as marés, que são previsíveis e calculadas de forma relativamente simples). As correções na gravimetria, como será visto adiante, são mais complexas e mais importantes que as magnéticas (Telford *et al.* 1990).

Neste capítulo, procura-se dar uma visão geral da natureza dos métodos gravimétrico e magnético e sua aplicabilidade em um estudo crustal, limitações e

deficiências, bem como a dualidade interpretativa inerente aos mesmos. Entretanto, é importante uma breve revisão sobre a estrutura da terra para melhor entender a constituição do sinal geofísico que se obtém em superfície, ou os campos potenciais observados.

Estrutura Terrestre e Resposta Geofísica

Para interpretação dos sinais provenientes dos campos gravimétrico e magnético observados em superfície é necessário um conhecimento básico da fonte geradora deste sinal que, em outras palavras, são as variações composicionais e estruturais em sub-superfície. Então, é necessário o conhecimento sobre a estrutura terrestre para que se possa gerar um modelo geológico capaz de contemplar os dados obtidos através de levantamentos em superfície. A Figura 10 apresenta uma síntese da estrutura terrestre.

O conhecimento atual da estrutura interna da terra deriva essencialmente de estudos de sismicidade e da composição de meteoritos. Com base nestes estudos, a Terra é dividida em três porções principais, sendo elas núcleo, manto e crosta (Figura 10). Além disso, de acordo com as características reológicas, a terra é dividida em

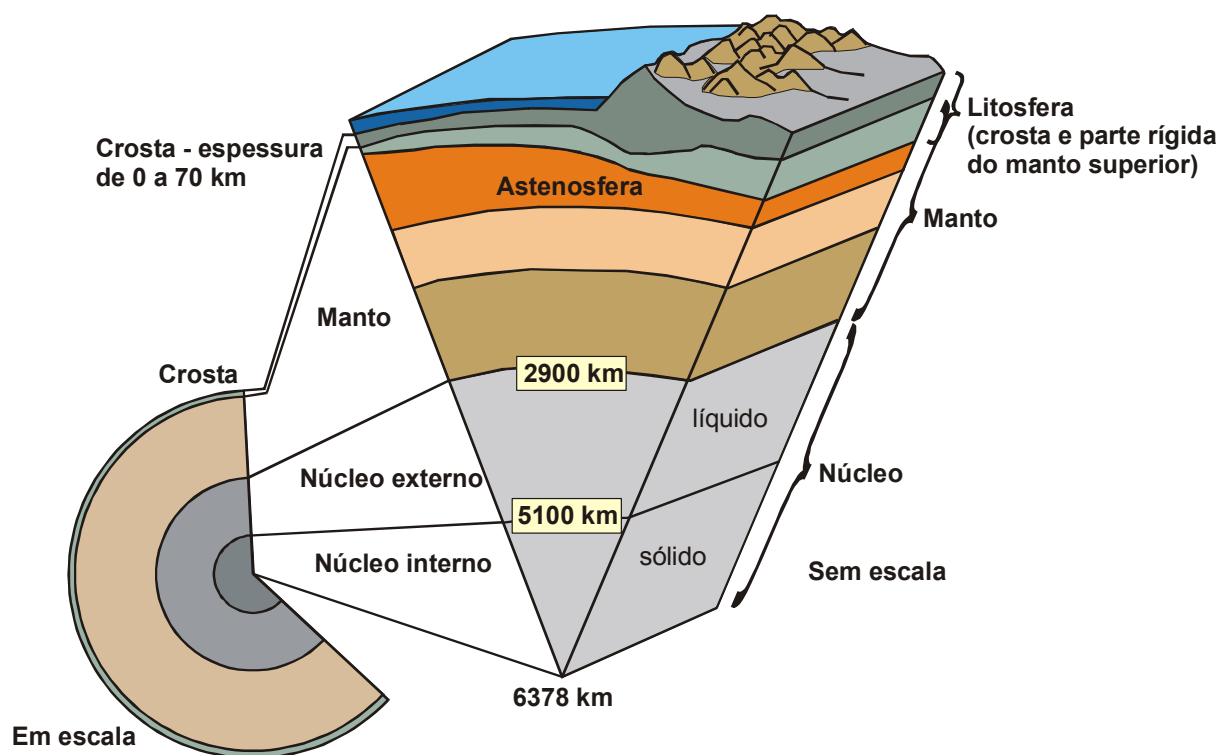


Figura 10. Estrutura interna da terra. Fonte www.usgs.gov

litosfera (porção rígida), astenosfera (com comportamento dúctil) e mesosfera, com comportamento novamente rígido, devido ao aumento de pressão com a profundidade.

A litosfera representa a porção externa da Terra com comportamento rígido compreendendo assim a crosta e parte superior do manto. A definição de *litosfera termal* admite como limite inferior a isoterma de 1330° C, o que representa uma espessura que varia nas regiões oceânicas entre 5 e 100 km e nas regiões continentais entre 100 e 250 km (Allen & Allen, 1990). O conceito de *litosfera elástica* está relacionado à rigidez flexural da litosfera e capacidade de absorção de esforço ao longo do tempo geológico (Allen & Allen, 1990).

Núcleo

O núcleo terrestre é composto predominantemente por uma liga metálica composta por ferro e níquel, com densidade média em torno de 10 g/cm³, que estende-se desde o centro (a ~ 6300 km) até a profundidade de 2900 km, compreendendo 15,83 % do volume terrestre total.

Manto

O manto terrestre compreende a porção entre a descontinuidade de Mohorovicic (limite inferior da crosta, que pode variar de 5 km nas áreas oceânicas até 70 km em áreas cratônicas antigas) e a descontinuidade de Gutenberg, situada a aproximadamente 2900 km de profundidade, representando 82,7 % do volume terrestre.

A parte mais externa, denominada manto superior, é constituída de rochas ultramáficas ricas em olivina magnesiânica, sendo que a densidade varia de 3,2 g/cm³, na parte superior, até 3,6 a 3,7 g/cm³, na profundidade de 400 km (final da zona de baixa velocidade – ZBV). No intervalo entre 400 e 650 km de profundidade existem algumas descontinuidades geradas por pequenas variações composicionais e de densidade. Abaixo de 650 km, no chamado manto inferior, as estruturas minerais são mudadas para polimorfos mais densos, sendo que se estima um aumento de densidade de cerca de 4,0 g/cm³ (a 650 km) para valores próximos a 5,0 g/cm³, na descontinuidade de Gutenberg.

Crosta

A crosta terrestre representa a porção de maior importância para estudos geológicos, tendo em vista que nesta pequena fatia do globo situam-se os recursos minerais e energéticos de interesse e ao alcance do homem. Entretanto, em termos volumétricos equivale a apenas 1,41 % do volume da terra (considerando-se uma crosta com espessura média de 30 km), além de possuir a maior variabilidade em termos composicionais. Devido ao pequeno volume e às baixas densidades ($2,67 \text{ g/cm}^3$ em média), a contribuição da crosta para o campo gravimétrico total é pequena e os contrastes de densidade são sutis.

Entretanto, quando se considera a anomalia residual, observa-se uma grande variação de espessuras entre áreas cratônicas, áreas de bacias marginais e áreas com crosta oceânica. Estas variações produzem anomalias gravimétricas bastantes expressivas devido às variações na profundidade do manto. No exemplo da Figura 11, observa-se uma bacia de margem passiva (interpretada a partir de dados sísmicos),

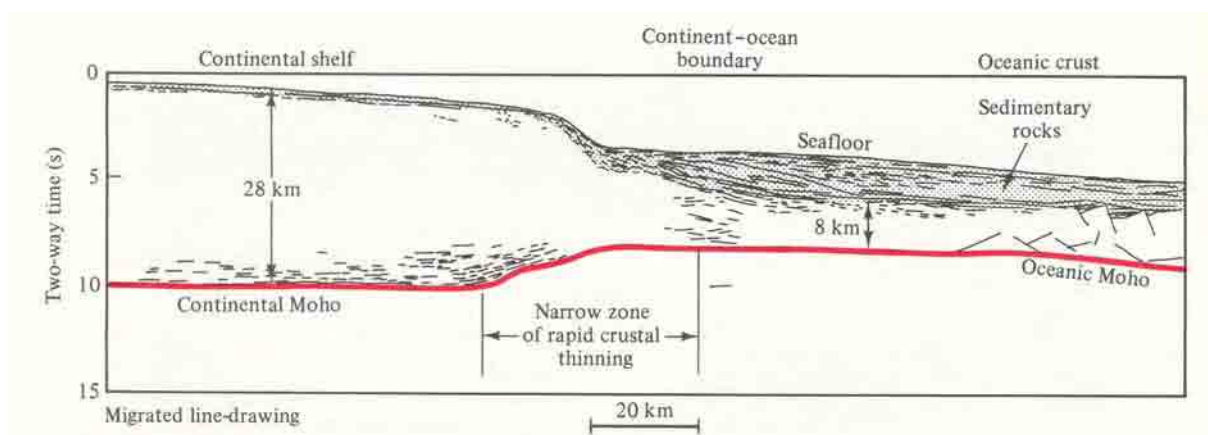


Figura 11. Exemplo de crosta continental afinada em região de margem passiva. Modificado de Allen & Allen (1990).

onde ocorre um processo de intenso estiramento crustal, com uma crosta continental original de 28 km de espessura passando para cerca de 8 km próximo ao limite com a crosta oceânica, produzindo um expressivo soerguimento da Moho. Isto resulta em forte anomalia bouguer positiva na região de charneira devido à aproximação do manto (de densidade maior) à superfície, onde são referenciados os dados gravimétricos (elipsóide de referência). A cobertura sedimentar depositada sobre esta crosta estirada

e a lâmina d'água, necessárias à compensação isostática, também terão grande influência no campo gravimétrico anômalo, devido ao grande contraste de densidade em relação à crosta.

Quanto ao campo magnético terrestre, se considerada a isoterma de 450^o C como limite máximo de temperatura para preservação de magnetização em minerais e rochas (superfície Curie), admite-se que a profundidade desta isoterma condicionará as anomalias magnéticas que são visíveis em levantamentos realizados na superfície. Como a profundidade desta isoterma varia entre 10 e 20 km (dependendo do fluxo térmico da região, que pode ser mais alto em áreas de bacias sedimentares jovens), supõe-se que as anomalias detectadas provêm de fontes situadas acima destas profundidades, ou seja, em nível crustal.

Em regiões de crosta estirada, como no exemplo da Figura 11, eventos magmáticos relacionados à geração de bacias produzem extensos derrames e intrusões de rochas ricas em minerais magnéticos, contribuindo para a geração de expressivas anomalias magnéticas em regiões de transição de crosta continental para crosta oceânica.

Método Gravimétrico

Com relação aos aspectos histórico e cronológico, o desenvolvimento dos conhecimentos sobre a gravimetria podem ser divididos da seguinte maneira (Torge 1989):

- Estabelecimento da fundamentação teórica – Séculos 17 e 18;
- Desenvolvimento do pêndulo e aplicações iniciais em geodésia e geofísica – Séculos 18 e 19;
- Desenvolvimento de gradiômetros e Gravímetro Estático, levantamentos gravimétricos regionais – Primeira metade do século 20;
- Desenvolvimento de equipamentos Free-Fall e estabelecimento de rede gravimétrica fundamental para a solução de problemas geodésicos, geofísicos e geodinâmicos – Segunda metade do século 20.

A fundamentação teórica da gravimetria está ligada à lei da gravitação de

1687, publicada por Isaac Newton em “*Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*” (Torge 1989), segundo a qual a força de atração entre duas partículas de massa m_1 e m_2 é diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os centros destas massas, como segue:

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (01)$$

F é a força gravitacional, γ é a constante gravitacional e r é a distância entre as massas m_1 e m_2 (Telford *et al.* 1990).

A aceleração gravitacional de m_2 , devido à presença de m_1 , pode ser obtida pela divisão de F por m_2 , resultando:

$$g = (m_1/r^2) \quad (02)$$

A aceleração g é igual à força gravitacional por unidade de massa devida à m_1 . Se m_1 representa a massa da terra M_t e R_t o raio da Terra, então g representa a aceleração da gravidade e é descrita por:

$$g = (\gamma M_t/R_t^2) \quad (03)$$

Esta aceleração foi medida por Galileu no seu experimento na Torre de Pisa e apresentou um valor de 980 cm/s². Em homenagem a Galileu, a unidade de aceleração gravitacional (cm/s²) recebeu o nome de Gal (Telford *et al.* 1990).

O campo potencial gravitacional é conservativo, ou seja, o trabalho realizado por uma partícula independe do caminho percorrido pela mesma e somente depende da posição final, ou, em outras palavras, a soma da energia cinética (movimento) e da energia potencial (posição) é sempre constante em um sistema fechado. Deste modo, a força gravitacional pode ser tratada como uma função potencial escalar $U(x,y,z)$, chamada de potencial Newtoniano ou tridimensional (Telford *et al.* 1990).

Gravidade Terrestre e Suas Correções

A atração gravitacional ou aceleração é função da distância entre os centros

de massas, como demonstrado na Equação 01. Quando se trata da gravidade terrestre e sabe-se que a Terra não é uma esfera perfeita, é possível supor que existem variações significativas nos valores de aceleração na superfície devido a diferenças no raio terrestre. Este é um dos efeitos que devem ser considerados nas correções ou reduções a que devem ser submetidos os dados gravimétricos brutos.

As reduções gravimétricas são um exemplo clássico de melhoria do sinal pela retirada do ruído previsível (Simpson & Jachens 1989). As variações no campo gravitacional são devidas a fatores bem conhecidos, como a rotação terrestre ou elevação topográfica, e podem ser removidas por cálculos que utilizam modelos realísticos de representação da terra. As correções que são aplicadas aos dados gravimétricos procuram retirar o efeito da latitude, elevação, deriva instrumental, topografia do terreno adjacente e efeito de marés. As anomalias que permanecem após a retirada dos efeitos citados anteriormente possuem duas naturezas distintas: podem ser derivadas da distribuição de densidades no interior da Terra, onde sua estimativa é a tarefa mais complicada para o intérprete, ou podem representar imperfeições nos modelos de representação da Terra.

Quanto ao processo de redução, inicialmente considera-se (1) a massa total da Terra, (2) a forma elipsoidal da Terra e (3) a rotação da terrestre. Estas três correções produzem a chamada gravidade teórica ao nível do elipsóide de referência. Este elipsóide de referência é o modelo matemático de representação da superfície terrestre, que leva em conta parâmetros como excentricidade e achatamento do geóide. Além disso, este elipsóide de referência possui um valor de g absoluto para a sua superfície. Comumente as reduções se referem a um elipsóide definido pelo Geodetic Reference System 1967 (*International Association of Geodesy*, 1971 *apud* Simpsons & Jachens, 1989) que possui o valor de g igual a 978.031 gal na sua superfície.

As variações devidas à atração luni-solar são também bastante conhecidas e possuem formulações definidas para o cálculo da sua influência em determinado instante, sendo necessário somente o registro preciso do horário de aquisição do dado. Os equipamentos mais modernos possuem rotinas para cálculo e retirada do efeito de marés, permitindo a obtenção de dados já corrigidos; caso contrário a maioria dos *softwares* possui estas rotinas dentro dos fluxos de redução dos dados.

Após o cálculo do valor de gravidade reduzido a um nível de referência (elipsóide), o próximo passo da correção é a retirada do efeito de afastamento da estação, medida em relação ao nível do elipsóide (correção *free air*), tendo em vista que a gravidade varia inversamente ao quadrado da distância. Esta correção equivale em valor absoluto à retirada de 0.3086 mGal para cada metro de afastamento do elipsóide de referência (Telford *et al.* 1990).

Durante a correção *free air*, o efeito de atração da massa entre a superfície do elipsóide e o ponto de medida não é considerado; portanto, é necessária ainda a correção *bouguer*, em que é atribuída uma densidade média para esta massa.

Ainda pode ser removido o efeito da atração devida a massas continentais que compensam cargas topográficas, através do uso de um modelo de compensação isostática. Esta correção é chamada de *correção isostática*. De um modo geral, a correção isostática representa a modelagem crustal, pois retira o efeito regional pela geração de um modelo geológico em sub-superfície que compense, por exemplo, a subida da anomalia bouguer em uma região de extensão crustal, como no modelo de transição de crosta continental para crosta oceânica, apresentado na Figura 12.

Para cada passo da redução, que aproxima os dados obtidos ao modelo gravitacional teórico, obtem-se uma anomalia de mesmo nome. Por exemplo, após aplicarmos a correção *bouguer* obtemos um mapa de anomalia *bouguer*, e cada tipo de anomalia pode ser usado com determinado propósito. Os mapas de anomalia bouguer são mais comumente utilizados em regiões continentais porque a correção *bouguer* elimina o efeito topográfico local, embora o efeito regional da compensação isostática ainda permaneça. Com isso, em mapas bouguer regionais, temos um efeito inverso da topografia, com altos gravimétricos sobre áreas oceânicas profundas e baixos gravimétricos sobre áreas com cadeias de montanhas (Simpson & Jachens 1989).

Os mapas de anomalia *free air* podem ser considerados como o equivalente da anomalia *bouguer* em área oceânica devido ao fato da superfície da topografia neste caso estar no nível do mar, e muito próxima à superfície do geóide. Entretanto podem ser utilizados mapas *bouguer* em áreas oceânicas onde a massa de água é compensada de acordo com a batimetria. Mapas de anomalia *free air* são mais indicados em estudos de áreas oceânicas, onde os dados de batimetria são de pior qualidade (Simpson & Jachens 1989).

Os mapas de anomalia residual são aplicáveis tanto para regiões oceânicas como continentais, por amplificarem a resposta de feições crustais, através da remoção de efeitos de primeira ordem como o efeito das feições topográficas e a compensação destas (Simpson & Jachens 1989).

Deste modo, podemos observar que todo o processo de redução gravimétrica é feito na tentativa de ajuste dos dados observados ao modelo teórico de gravidade previsto para a superfície do elipsóide de referência. As anomalias em cada etapa

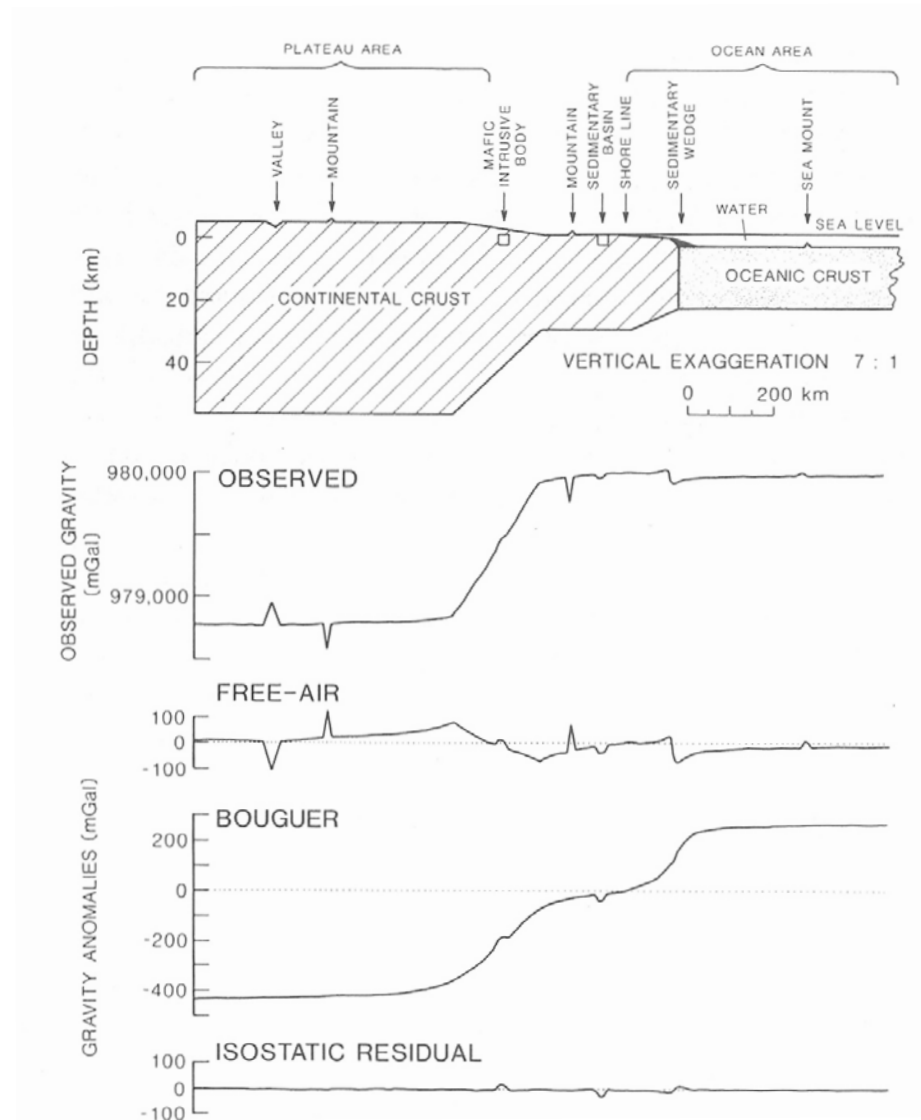


Figura 12. Gravidade observada e anomalias *free Air*, *bouguer* e *isostática residual* para um modelo de transição entre crosta continental e oceânica. Como no modelo foi utilizada uma mesma densidade para a crosta oceânica e continental só é observado uma pequena variação (alto/baixo) na anomalia isostática residual no ponto de transição. Do mesmo modo, a anomalia *free-air* apresenta neste ponto o mesmo comportamento devido às mudanças de densidade ocasionadas pela água e pela cunha sedimentar (Simpson & Jachens 1989).

representam o efeito de uma característica ainda não corrigida (topografia, massa e carga isostática). Todas as correções confluem para um passo final, que seria o modelo de densidade verdadeiro. Este modelo é conseguido, com mais ou menos erro, com base no modelo geológico estabelecido para as regiões estudadas, cujo qual é progressivamente mais confiável, quanto maior a disponibilidade de dados e informações sobre o mesmo. Isto equivale a dizer que uma redução de dados extremamente refinada não tem tanto sentido, se o modelo geológico de distribuição de densidades para a área não possui elementos suficientes para restringir as possibilidades interpretativas.

Fontes de Erros

Os erros e incertezas associados às medidas gravimétricas são geralmente decorrentes de incorreções nos valores de altitude, de localização e de efeitos topográficos não compensados corretamente. Por exemplo, um erro de 1 m na altitude de uma estação pode acarretar em 0.3 mGal de variação (Telford *et al.* 1990). Para uma incerteza de 100 m na direção N-S, em uma latitude de 45° , esta variação pode chegar a 0.08 mGal. As correções topográficas geram variações de dezenas de mGals, em regiões muito acidentadas, e erros nesta correção podem ser da ordem de 10 a 20 % do valor total da correção (Simpson & Jachens, 1989).

Por fim, a maior fonte de incerteza na interpretação gravimétrica consiste na natureza do problema inverso, na teoria do campo potencial, que permite uma infinidade de soluções para geometrias e variações de densidade em subsuperfície que satisfazem a curva de dados observados.

Método Magnético

Breve Histórico

Excetuando-se os estudos do campo magnético terrestre que principiaram há cerca de 2500 anos, na Grécia antiga, levados pela curiosidade científica do filósofo Thales e por outros que posteriormente estudaram o fenômeno, os avanços efetivos e as aplicações nas Ciências da Terra tiveram início na II Guerra Mundial, com o desenvolvimento de magnetômetros Fluxgate, que permitem a medida das três componentes do campo magnético (Telford *et al.* 1990). Logo após a guerra, estes magnetômetros começaram a ser utilizados em aviões, possibilitando a execução de levantamentos regionais. Os magnetômetros de precessão de prótons foram desenvolvidos nesse mesmo período, traduzindo-se em eficientes ferramentas devido à facilidade de uso, rapidez e precisão das medidas. Em 1962, iniciou-se o uso de magnetômetros de vapor de álcali óticamente bombeados (*alkali vapor optical pumped magnetometers*), de alta precisão de medidas (Telford *et al.* 1990). A utilização extensiva de gradiômetros teve início somente na década de 80 (Blakely & Connard 1989).

Magnetismo

O conceito clássico admite que um ponto qualquer no espaço, usado para representar um pólo magnético, tem o mesmo significado de um ponto de carga elétrica ou um ponto de massa, isto é, as forças destes dois pontos agem inversamente ao quadrado da distância, de modo similar à eletricidade ou gravidade. Deste modo, derivam as unidades em cgs (centímetro-grama-segundo) e e.m.u. (unidade eletromagnética), ou unidades gaussianas (Blakely & Connard 1989). O conceito eletromagnético (Sistema Internacional de Unidades) assume que o campo magnético é elétrico na sua origem e sua unidade básica é um dipolo criado por uma corrente elétrica circular contrariando o conceito pontual do sistema cgs-e.m.u. As unidades e.m.u e SI (Sistema Internacional) estão ambas em uso na atualidade (Telford *et al.* 1990). A Tabela 02 apresenta as principais unidades dos parâmetros magnéticos no Sistema Internacional e em Unidades Gaussianas (ou clássicas), e os fatores de conversão.

Propriedade	Símbolo	Unidade SI	Unidade Gaussiana	Fator de Conversão
Indução Magnética	B	Tesla (T)	gauss (G)	10^4
Campo Magnético	H	A.m ⁻¹	Oersted (Oe)	$4\pi \cdot 10^3$
Polarização Magnética	J	tesla	emu.cm ⁻³	$(4\pi)^{-1} \cdot 10^4$
Momento magnético por unidade de volume (magnetização)	M	A.m ⁻¹	emu.cm ⁻³	10^{-3}
Susceptibilidade magnética	k	adimensional	adimensional	$(4\pi)^{-1}$

Tabela 02. Principais unidades de parâmetros magnéticos no Sistema Internacional e Clássico, com seus respectivos fatores de correção. Adaptado de Blakely & Connard (1989).

O conceito básico da magnetização é dado pela Lei de Columb:

$$F = (p_1 p_2 / \mu r^2) r_1 \quad (04)$$

F é a força em p_2 , em dinas, r é a distância entre p_1 e p_2 , μ é a permeabilidade magnética, uma propriedade intrínseca do material, e r_1 é o vetor unitário que vai de p_1 em direção p_2 . Como na eletricidade (o que não é o caso na gravidade), a força F é atrativa para pólos de sinais opostos e repulsiva para pólos de sinais iguais, e convencionou-se que o pólo positivo é o que direciona-se para o norte terrestre.

A intensidade do campo magnético (H), que é definida como a força atuante em um único pólo, é dada por:

$$H = F/p_2 = (p_1 / \mu r^2) r_1 \quad (05)$$

A unidade de H é apresentada em oersteds (dinas por unidade de pólo).

Um dipolo magnético é dado por dois pólos $+p$ e $-p$ separados por uma distância $2l$ e o momento magnético do dipolo é dado por:

$$m = 2l p r_1 \quad (06)$$

m é um vetor na direção do vetor unitário r_1 , que se estende do pólo negativo em direção ao pólo positivo.

O campo magnético é resultado do fluxo de uma corrente elétrica I (segundo a lei de Ampère) passando por um condutor de comprimento Δl , que cria no ponto P um campo magnético ΔH (Figura 13), dado por:

$$\Delta H = (I \Delta l) * r_1 / 4 \pi r^2 \quad (07)$$

ΔH é dado em amperes por metro (SI), r e Δl são em metros, I , em amperes, e ΔH , r_1 e I têm as direções indicadas na Figura 13. Esta lei também é conhecida como regra da mão direita.

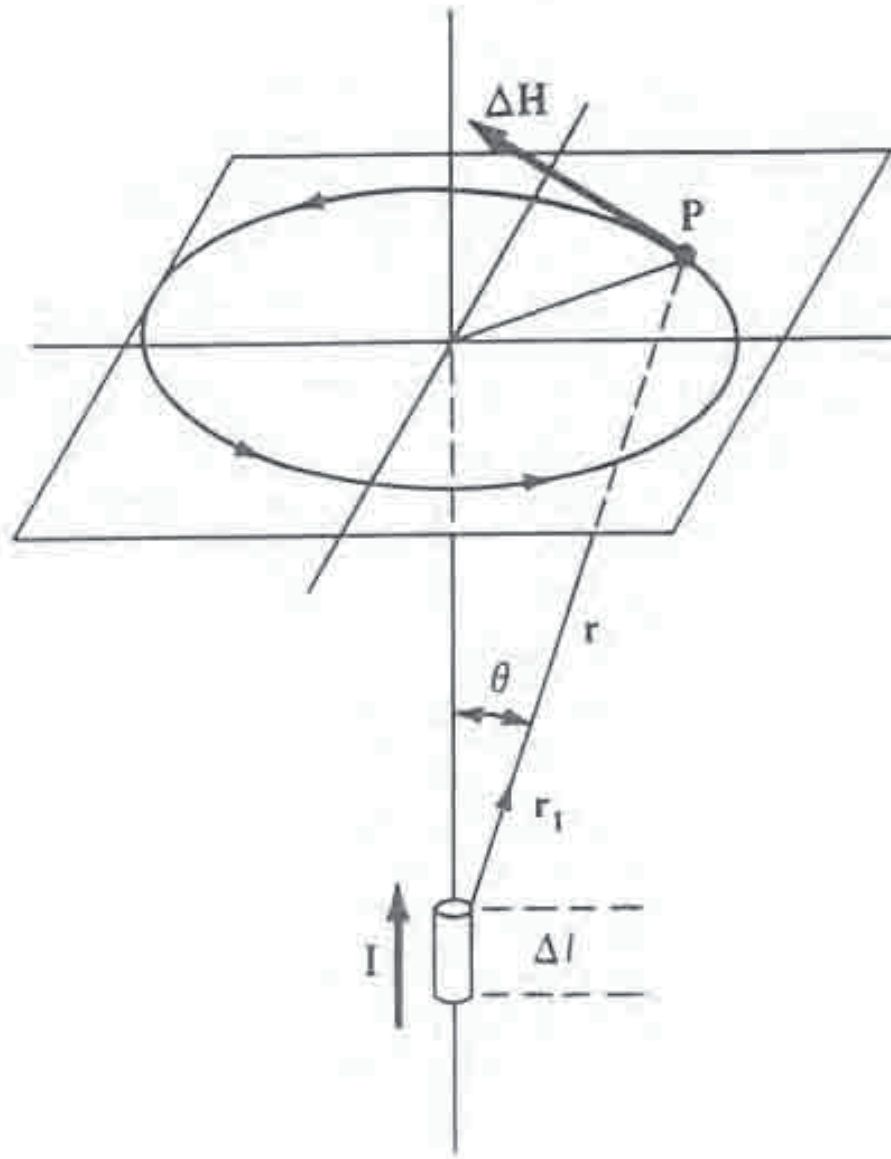


Figura 13. Lei de Ampère. Uma corrente I através de um segmento condutor Δl cria um campo magnético ΔH em um ponto P . Adaptada de Telford et al. (1990).

Uma corrente fluindo dentro de um circuito circular atua como um dipolo magnético localizado no centro deste circuito e orientado segundo a direção de fluxo desta corrente. A movimentação de elétrons em volta do núcleo atômico constitui esta corrente circular e gera um momento magnético nos átomos. O *spin* das moléculas também causa um momento magnético.

A magnetização é resultado do rearranjo dos átomos e moléculas em relação a um campo indutor externo e a mesma pode ser medida pela intensidade magnética M , também chamada de momento de dipolo por unidade de volume. O grau de magnetização de um determinado material é dado pela susceptibilidade magnética k , que representa a capacidade do material adquirir magnetização quando exposto a um campo indutor H :

$$M=kH \quad (08)$$

A magnetização M é proporcional ao campo magnético H , ao qual o material é exposto, e à susceptibilidade magnética do material.

A susceptibilidade magnética k é o parâmetro fundamental a ser investigado na prospecção magnética.

A indução magnética B é o campo total, medido na superfície terrestre, e que representa o campo terrestre somado à magnetização presente nas rochas. É dado por:

$$B = \mu_0(H+M) \quad (09)$$

μ_0 é a permeabilidade magnética no espaço livre. A unidade de indução magnética mais usada na geofísica é o nanotesla, também chamado de gamma (γ), sendo que $1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ } \gamma$.

Em última instância, a magnetização é função da quantidade, em volume, de minerais com alta susceptibilidade magnética presentes na crosta terrestre, sendo que a maior contribuição é dada pela magnetita. Valores de susceptibilidade magnética e composições médias de minerais magnéticos são apresentadas por Carmichael (1982).

Campo Magnético Terrestre

O campo magnético terrestre é composto por três partes distintas: a) o campo principal, de origem interna, que apresenta variações lentas e contínuas; b) um campo criado por fatores externos que apresenta variações rápidas e de dimensões menores que o campo principal; c) e variações espaciais no campo principal causadas por fontes magnéticas locais. Este último compreende as anomalias magnéticas locais, causadas por variações na geometria e propriedades magnéticas dos corpos geológicos, que são o objeto de estudo na prospecção (Telford *et al.* 1990).

O campo magnético principal é gerado por correntes de convecção que afetam o núcleo externo líquido da Terra (entre 2800 e 5000 km de profundidade), composto de ferro e níquel. A fonte magnética parece estar ligada a estas correntes, que geram um dínamo auto-sustentável. Este campo possui três componentes bem definidas: a magnitude do campo (F), a inclinação em relação à horizontal (I) e o ângulo entre o vetor (F) e o norte geográfico, ou a declinação magnética (D), que estão ilustrados na Figura 14.

As variações do campo magnético principal são bem estudadas e conhecidas, e existem modelos teóricos para determinar as variações das três componentes deste campo, ao longo do tempo. Estes modelos são denominados IGRF (*International Georeference Magnetic Field*). O cálculo e a retirada do IGRF consistem na primeira etapa de redução dos dados magnéticos (Telford *et al.* 1990).

O campo magnético terrestre sofre influência das variações externas causadas pela atividade dos ventos solares atingindo a ionosfera, e das variações pela interação com a ionosfera lunar e tempestades magnéticas. A detecção e a remoção destes efeitos são relativamente simples e bem descritas, e podem ser feitas através do monitoramento de tempestades magnéticas e da variação diurna sendo, esta última, possível através da aquisição de dados em um ponto fixo com um magnetômetro de base.

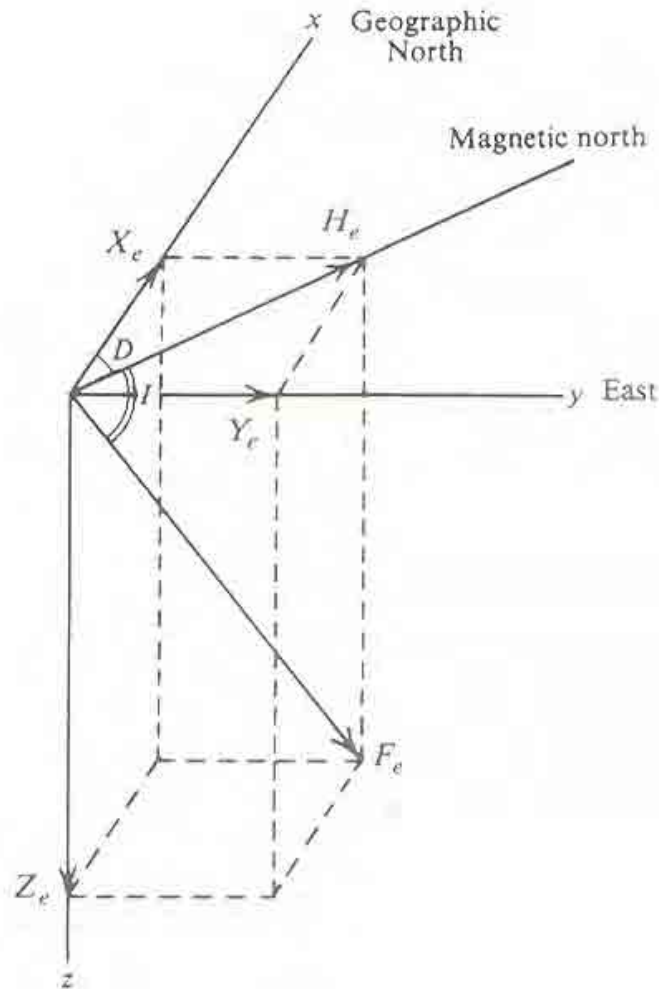


Figura 14. Componentes do campo magnético terrestre. F_e é um vetor que representa a *magnitude* do campo magnético. A inclinação deste vetor, denominada *inclinação magnética* é dada por I . D representa a *declinação magnética*, ou o ângulo entre o norte magnético e o geográfico. Adaptada de Telford *et al.* (1990).

Campo Magnético Local

Retirados os efeitos do campo magnético principal da Terra e das variações externas ao campo, restam ainda as anomalias magnéticas relacionadas a fontes locais. Como abordado anteriormente, a magnetização é função do conteúdo de minerais com alta susceptibilidade magnética em uma rocha. Os minerais podem ser divididos em três grupos distintos quanto ao seu comportamento, quando submetidos a um campo externo: os *diamagnéticos* possuem campos dominados por orbitais atômicos opostos ao campo externo e exibem susceptibilidade negativa (grafita, quartzo e halita). Esta situação só ocorre se a soma de todos os momentos magnéticos for zero, quando

o campo H for zero também, o que configura átomos com as camadas eletrônicas completamente preenchidas. Quando o momento magnético é diferente de zero e o campo H é zero, então a substância é denominada *paramagnética* e apresenta valores de susceptibilidade magnética positivos, apesar de extremamente baixos; certos elementos paramagnéticos como ferro, cobalto e níquel têm a característica de alinhar todos os momentos dentro de regiões chamadas domínios. Este efeito é chamado *ferromagnetismo* e é da ordem de 10^6 vezes mais forte que os efeitos de diamagnetismo e paramagnetismo. Os minerais ricos nestes elementos, como a magnetita, titanomagnetita, óxidos de ferro e de ferro e titânio são exemplos de minerais ferromagnéticos (Telford *et al.* 1990).

O ferromagnetismo diminui com a temperatura e desaparece quando o mineral atinge a chamada temperatura Curie. Esta temperatura é dependente do conteúdo de cada elemento ferromagnético presente na composição do mineral e da sua proporção. Carmichael (1982) estudou o comportamento das temperaturas Curie em diversas rochas e sua relação com a susceptibilidade magnética, apresentando valores tabelados para diversas composições de rochas, com teores variados de minerais ferromagnéticos. Shive *et al.* (1992) estudaram o comportamento da susceptibilidade magnética em função da temperatura (Figura 15). É interessante notar a queda brusca da curva de susceptibilidade magnética com o aumento da temperatura para a magnetita, quando ocorre o apagamento da característica magnética em temperaturas acima de 550°C (em uma rocha da fácies anfibolito). Com o resfriamento, a característica magnética retorna. Como a temperatura é dependente da profundidade, pode-se supor que a partir de determinada profundidade não existe contribuição da magnetização das rochas para o campo magnético, tornando-se importante estimar a profundidade da chamada Superfície Curie, em estudos crustais, ou pelo menos admitir que as fontes magnéticas devem estar situadas acima de determinada profundidade.

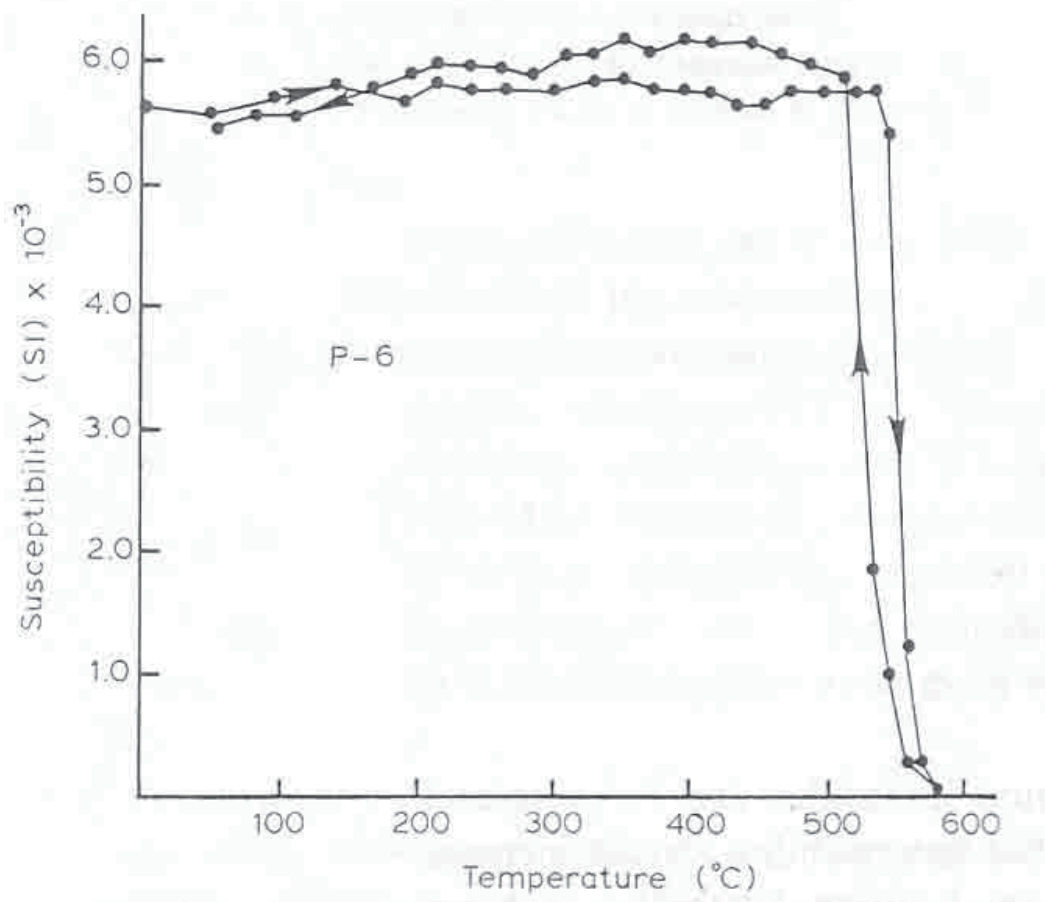


Figura 15. Relação entre susceptibilidade magnética e temperatura. Segundo Shive *et al.* (1992).

Propriedades Magnéticas da Crosta Continental Inferior

Os conhecimentos das propriedades magnéticas da crosta inferior provêm basicamente de duas fontes de dados: a) os dados aeromagnéticos, coletados próximos à crosta terrestre, com as ambigüidades interpretativas inerentes à teoria do campo potencial; b) dados de medidas das propriedades magnéticas, obtidas diretamente nas amostras de rochas consideradas provenientes da crosta inferior.

As anomalias magnéticas de grande comprimento de onda são comuns nos levantamentos aeromagnéticos e de satélite, sendo que as mesmas provêm de fontes fortemente magnéticas, situadas nas porções profundas da crosta, em profundidades acima da superfície Curie.

Shive *et al.* (1992) apresentam uma síntese de diversos estudos realizados em fontes magnéticas de grande comprimento de onda, que apresentaram valores altos de magnetização (2 a 10 A/m) e são explicadas por fontes profundas de diversas naturezas, tais como: ondulações na interface crosta-manto; ondulações na interface

entre a crosta média e inferior; ondulações na superfície Curie atual e variações laterais de composição. As condições limitantes e os parâmetros impostos aos modelos variam de autor para autor e são obtidas por tentativa e erro, durante o ajuste dos mesmos. Além disso, modelos crustais profundos são construídos com base em diversos conjuntos de dados, tais como: medida das propriedades magnéticas e de densidade de rochas análogas expostas, determinação da geometria crustal através de estudos de sísmica profunda, anomalias gravimétricas, determinação de espessura crustal através do estudo de mecanismo focal de terremotos, ou medidas em superfície de fluxo térmico.

GRANDES FONTES X FONTES PROFUNDAS

Particularmente, os modelos geofísicos gerados a partir de dados magnéticos admitem infinitas soluções para determinada anomalia. Quando se trata de anomalias provenientes de profundidades onde não existe um bom controle geológico, a resolução do problema fica ainda mais complicada. Uma anomalia com grande comprimento de onda não necessariamente requer uma fonte profunda. Shive *et al.* (1992) demonstraram através da transformada de *Fourier*, que uma determinada magnetização, confinada em uma posição crustal profunda, pode ser transformada em outra magnetização, em uma posição mais rasa, sem modificar a anomalia gerada por esta magnetização. Esta operação é semelhante a um filtro conhecido como continuação para cima (*upward continuation* – Blakely & Conard 1989). Neste filtro, a continuação para cima é feita no domínio do número de ondas e consiste em multiplicar os coeficientes de *Fourier* do campo magnético medido pelo fator e^{-kz} , onde z é posição espacial na vertical e k é o número de onda definido como $2\pi/\lambda$ (λ = comprimento de onda) para o domínio unidimensional ou $k = \frac{2\pi}{\lambda_x + \lambda_y}$ para o domínio bidimensional. Este filtro, que também é utilizado para suavização, demonstra que uma anomalia pode ser explicada por uma variação composicional abrupta, próxima ao limite crosta - manto, ou também por suave relevo no topo da crosta inferior.

A Figura 16 mostra duas possibilidades de interpretação para uma mesma anomalia magnética.

Esta ambigüidade entre fontes deve ser considerada quando se utilizam dados provenientes de levantamentos aéreos com grande altitude de vôo, onde um conjunto de pequenas fontes superficiais pode ser interpretado como uma fonte profunda

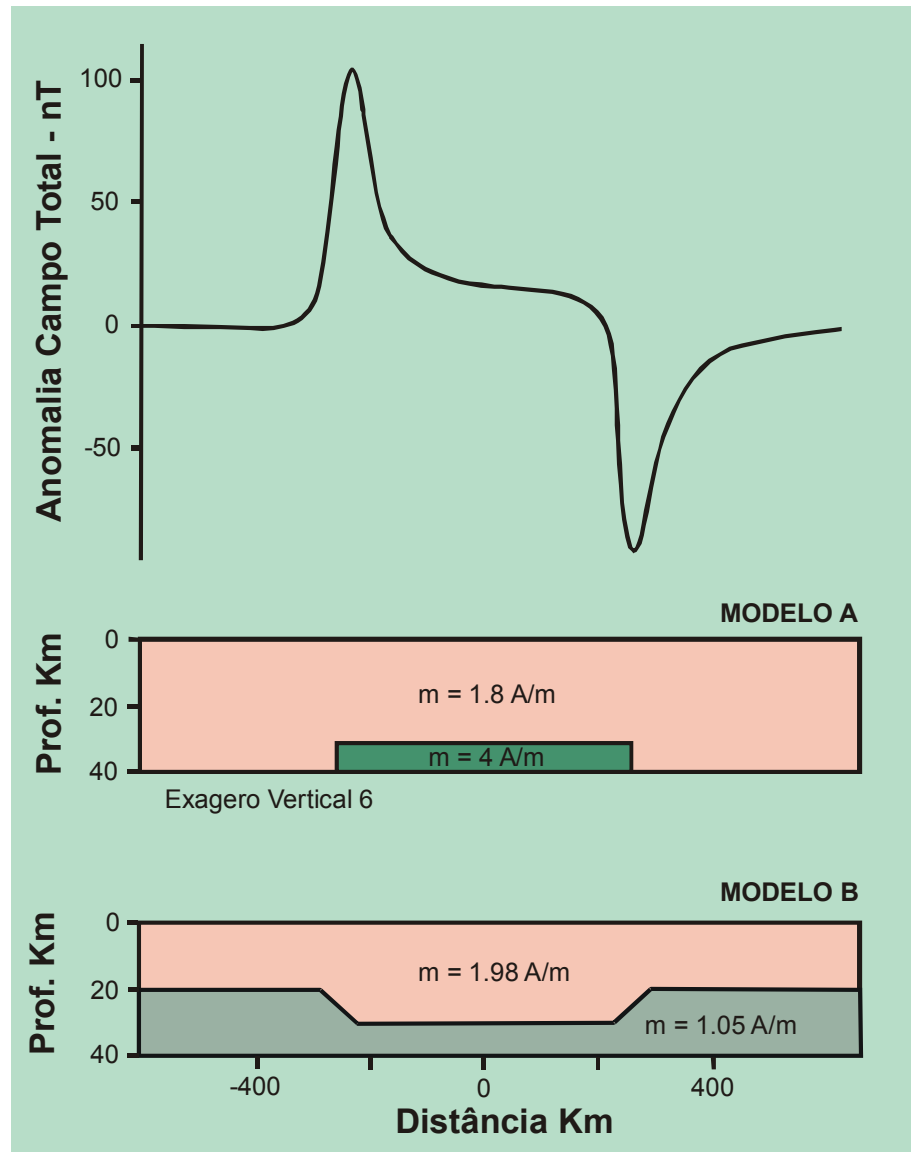


Figura 16. Possibilidades de interpretação para uma mesma anomalia magnética. No modelo A, um corpo com uma magnetização alta (4 A/m), em grande profundidade (cerca de 30 Km), gera uma anomalia no campo total. Esta mesma anomalia pode ser gerada por outro conjunto de geometrias e valores de magnetização (modelo B), agora em posição mais rasa. Adaptada de Shive *et al.* (1992).

única, de grande extensão, ou, ainda, quando se utilizam dados gerados por filtros de corte de altas ou baixas frequências, sendo interessante a análise anterior do espectro de frequências presente nos dados.

Este tipo de análise no domínio da frequência, chamada de *power spectrum*, pode fornecer uma boa aproximação da profundidade das fontes que constituem o sinal em superfície e, ainda, diferenciar intervalos de frequências relativos a determinados intervalos de fontes, permitindo não só restringir o modelo interpretativo como, ainda, possibilitar a programação de filtros de corte dos dados, objetivando contemplar um ou outro conjunto de frequências.

Outro fator a ser levado em consideração é que as fontes magnéticas no interior da Terra podem ser divididas em dois conjuntos, quanto à sua origem: fontes próximas, situadas entre a superfície terrestre e acima da isoterma Curie, geradas pela magnetização dos minerais presentes nas rochas, e fontes provenientes dos efeitos magneto-hidrodinâmicos do núcleo externo. A região situada entre a interface núcleo-manto e a isoterma Curie deveria comportar-se como não magnética, com exceção de pequenos campos magnéticos locais, gerados por correntes elétricas (Shive *et al.* 1992). O segundo conjunto pode ser removido pela retirada do IGRF do sinal, para que se trabalhe somente com dados relativos à magnetização das rochas.

GEOLOGIA REGIONAL

Arcabouço Estratigráfico

O registro estratigráfico da Bacia de Santos está sintetizado na carta estratigráfica (Figura 02) proposta por Pereira & Feijó (1994), onde são apresentadas três fases tectônicas para a bacia: rifte, transicional e de 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 (Formação Camboriú) recoberto por uma seqüência depositada em ambiente flúvio-lacustre, composta por folhelhos, carbonatos e depósitos grossos associados a leques aluviais (Formação Guaratiba). Em analogia à Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos, supõe-se que esta fase seja responsável pelas rochas geradoras de hidrocarbonetos da Bacia de Santos (Henry *et al.* 1995). O embasamento desta seqüência provavelmente seja representado, pelo menos em parte, pelas rochas da Bacia do Paraná (Formações Botucatu e Serra Geral) a exemplo do sul da bacia, no limite com a Bacia de Pelotas, onde a Bacia do Paraná aflora no litoral e é recoberta pelos sedimentos recentes. Entretanto, em direção à norte da bacia, a contribuição dos núcleos pré-cambrianos e faixas móveis associadas parece ser maior, devido à maior extensão da faixa aflorante dos mesmos, indicando uma maior erosão da Bacia do Paraná nesta região.

Separada da fase rifte pela discordância pré-Alagoas, a fase de transição é composta por uma espessa seção de rochas evaporíticas (Formação Ariri), depositadas durante o Aptiano em um ambiente marinho restrito, com contribuição de depósitos de *sabkha*. Esta seção foi responsável por extensa deformação halocinética em grande parte da bacia, provavelmente a partir do Albiano superior, tendo desempenhado importante papel no controle de geração e maturação e formação de trapas para hidrocarbonetos.

Sobre os evaporitos da fase de transição instalou-se, durante o Albiano inferior, ampla plataforma carbonática (Formação Guarujá), bordejada por sistemas de leques aluviais (Formação Florianópolis), iniciando a fase de margem passiva na bacia. Esta associação foi progressivamente recoberta durante o Albiano Superior por um

pacote pelítico, depositado em ambiente nerítico, representado pela Formação Itanhaém.

Durante o Cenomaniano-Maastrichtiano, com o progressivo aprofundamento da bacia, foram depositados espessos pacotes de clásticos finos (Formação Itajaí-Açú) com arenitos turbidíticos intercalados (Membro Ilhabela), enquanto que nas porções mais proximais depositavam-se clásticos grossos em leques aluviais (Formação Santos) e folhelhos e arenitos finos de plataforma (Formação Juréia).

No Terciário teve início um amplo evento de transgressão marinha, com retrogradação de fácies. Neste contexto foram depositadas as formações Iguape (ambiente de plataforma carbonática com influência de leques aluviais na áreas mais proximais) e Marambaia (espessa seção de folhelhos marinhos e margas, intercaladas com arenitos turbidíticos). Esta seqüência foi em parte recoberta por depósitos de leques costeiros quaternários da Formação Sepetiba.

Outros autores, baseados na análise do registro estratigráfico em outras bacias da margem continental brasileira, consideram quatro estágios evolutivos distintos, muito próximos da evolução tectônica proposta por Pereira & Feijó (1994), sendo que a principal diferença consiste na atribuição de mais uma fase evolutiva na passagem de bacia rifte para uma bacia de margem passiva, durante o Albiano.

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).

Aspectos Evolutivos da Margem Continental Brasileira e a Geração da Bacia de Santos

Conforme descrito anteriormente, 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. Deste modo, as considerações sobre tectônica

formadora, arquitetura estratigráfica e padrão de preenchimento devem ser tecidas levando-se em conta os padrões observados nas bacias contíguas, ao longo da margem atlântica, além das bacias da costa oeste africana, que coadjuvaram no tempo geológico até chegarem à configuração atual.

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 processo de estiramento litosférico (Chang *et al.* 1992).

Durante o evento de ruptura continental, duas margens foram desenvolvidas ao longo da costa do Brasil: a margem equatorial, onde existiu movimentação direcional entre África e Brasil, e a margem leste, com o desenvolvimento do Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (Chang *et al.* 1992), cujo eixo de abertura é aproximadamente ortogonal à direção de extensão crustal. Estas pequenas variações na cinemática da movimentação da placa africana em relação à americana são responsável por diversas discussões quanto à acomodação da deformação ao longo da margem e no interior do continente, em estruturas preexistentes (Chang *et al.* 1992).

Um modelo de ruptura e evolução foi proposto levando em consideração a existência de uma extensa anomalia termal na porção sul (Bacias de Santos e Campos), gerando uma intumescência na crosta. Associadas a este domeamento térmico foram geradas feições interdômicas nas proto-bacias Recôncavo e Sergipe Alagoas, situadas na parte norte do eixo de ruptura (ANP/LEBAC 2003), gerando padrões distintos de preenchimento para as seqüências sin-rifte. Este padrão domo – interdomo já havia sido descrito por Asmus & Porto (1980) e é correlacionável com a evolução da margem africana (Karner & Driscoll 1999).

Neste modelo, durante a evolução da seqüência sin-rifte I (Neocomiano – 143-130 Ma), na porção sul da ruptura ocorreu intenso evento térmico devido ao *hot spot* de Tristão da Cunha. Este evento causou fusão parcial de rochas na base da litosfera tendo como consequência vulcanismo, enquanto que nas bacias da porção norte ocorria a deposição concomitante de folhelhos e turbiditos em lagos profundos, resultantes de pulsos acentuados de subsidência mecânica. Segundo Chang *et al.*

(1992), estes depósitos são representados pelas formações Barra de Itiúba (Sergipe-Alagoas) e Sergi (Recôncavo).

Na fase sin-rifte II (Barremiano), foram geradas as principais calhas do rifte da Bacia de Santos, preenchidas por sedimentos siliciclásticos. Nesta bacia, estes sedimentos encontram-se depositados sobre rochas vulcânicas (sin-rifte I), ao contrário das bacias do norte da margem, onde esta seqüência está depositada diretamente sobre rochas sedimentares geradas na fase anterior.

A fase sin-rifte III é caracterizada pela deposição em ambiente flúvio-deltaico e de talude nos baixos estruturais, com intensa deposição de folhelhos ricos em matéria orgânica, enquanto nos altos estruturais desenvolveram-se plataformas carbonáticas com bivalves e ostracodes. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, estes depósitos clásticos são representados pela Formação Coqueiro Seco com intercalações da plataforma carbonática Morro do Chaves. Na Bacia de Campos, essa seqüência é representada pela Formação Lagoa Feia.

Analogamente, supõe-se que na Bacia de Santos esta seqüência seja representada pela porção superior da Formação Guaratiba, na base do andar Alagoas, embora esta formação tenha sido amostrada em apenas três poços. Supõe-se ainda que esta seqüência tenha sido depositada em ambiente de bacia tipo *sag* (ANP/LEBAC 2003). Este modelo é também descrito por Henry *et al.* (1995) para a rocha geradora da Formação Falcão, Bacia de Kwanza, que tem afinidade geoquímica com os óleos oriundos da Formação Lagoa Feia. Segundo este autor, a diminuição do fluxo térmico no final da fase rifte causou um colapso na sustentação da área soerguida, gerando assim subsidência em uma área ampla. É interessante notar a ausência de falhas afetando a seqüência sin-rifte III na Bacia de Santos (ANP/LEBAC, 2003), o que também foi constatado na Bacia de Kwanza (Henry *et al.* 1995).

Embora Asmus e Porto (1980) afirmem que a Seqüência do Lago na Bacia de Santos (Formação Guaratiba) constitui uma delgada seção de sedimentos clásticos, o poço 1-SPS-23 atravessou 990 m dessa seqüência; na Bacia de Campos, a Formação Lagoa Feia, correlacionável com a mesma fase, apresenta espessuras da ordem de 2500 m. Assim, é de se supor que para a Bacia de Santos podem ser esperadas consideráveis espessuras de rochas potencialmente geradoras, que ainda não foram adequadamente amostradas por poços.

A Herança Tectônica do Embasamento

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,

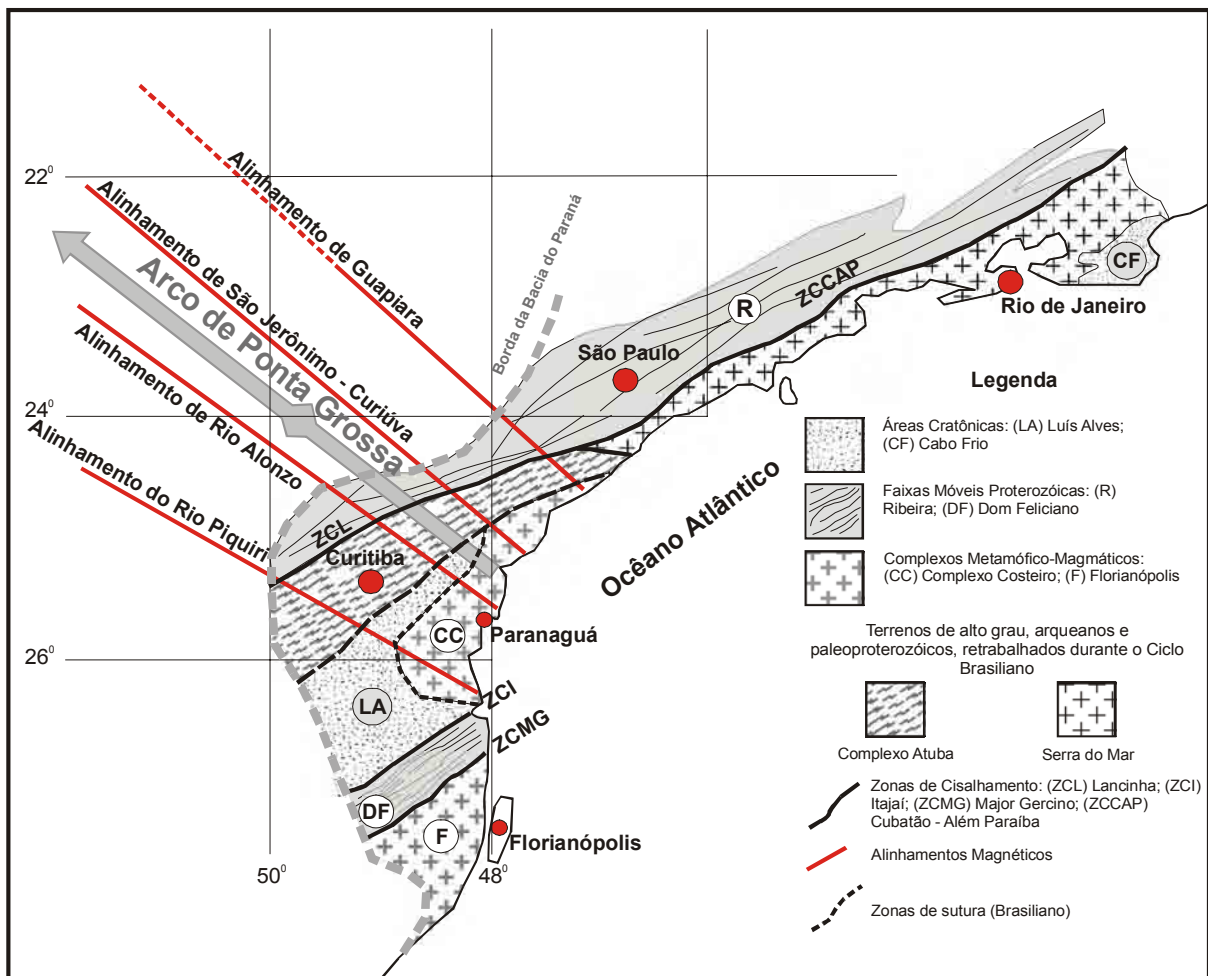


Figura 17. Compartimentação tectono-estrutural do embasamento da Bacia de Santos, apresentando as principais subdivisões de blocos continentais e faixas móveis pré-cambrianas, além das principais estruturas NE e NW. Mapa síntese construído a partir dos mapas apresentados por Ferreira (1982), Campanha & Sadowski (1999), Basei *et al.* (2000) e Soares *et al.* (2000).

cinturões de dobramento e cavalgamento, zonas de cisalhamento e enxames de diques máficos. São aqui divididas, tendo em vista apenas o aspecto descritivo, em Megaestruturação NE e Megaestruturação NW, de acordo com o *trend* estrutural das mesmas. Ambos conjuntos são reconhecíveis no embasamento aflorante em escala regional, através de fotos aéreas, imagens de satélite e principalmente em mapas magnéticos por justaporem blocos crustais com diferentes características petrológicas e estruturais. A Figura 17 sintetiza a estruturação do embasamento adjacente à Bacia de Santos, com as principais subdivisões de blocos crustais, além dos lineamentos NE e NW mais expressivos.

Megaestruturação NE

O *trend* estrutural NE nas adjacências da Bacia de Santos, é caracterizado pelo Cinturão de Dobramentos Ribeira (na acepção de Campanha & Sadowski 1999) que compreende diversas unidades geotectônicas, entre elas: Faixa de Dobramentos Apiaí e Maciço Mediano de Joinville (Hasui *et al.* 1975); Cráton de Luiz Alves (Kaul 1980); Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1980); Microplacas Curitiba, Luiz Alves e Cinturão Granitóide Costeiro (Basei *et al.* 1992). Este grande domínio geotectônico é segmentado por um sistema de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil a dúctil, de caráter predominantemente transcorrente (Campanha & Sadowski 1999).

Estas zonas de cisalhamento são por vezes associadas às suturas resultantes da colisão e colagem de pequenas massas continentais (Microplacas Curitiba, Luiz Alves e Cinturão Granitóide Costeiro), processo iniciado entre 700-650 Ma e que perdurou até 550 Ma (Basei *et al.* 1992). Definem importantes lineamentos (Lancinha, Ribeira, Morro Agudo, Cubatão – Além Paraíba, Taxaquara entre outros), relacionados ao Sistema de Megafalamentos Cubatão-Além Paraíba (Sadowski & Motidome 1987) ou Cinturão de Cisalhamento do Sudeste (Machado & Endo 1993).

Aspectos como vergência estrutural, ângulo de mergulho, natureza e extensão das unidades geotectônicas apresentadas acima (zonas de cisalhamento, falhas, zonas de sutura, etc) são discutidos por diversos autores (Hasui *et al.* 1975; Macedo 1990; Basei *et al.* 1992; Campanha & Sadowski 1999; Soares *et al.* 2000); de modo geral, estas heterogeneidades podem ser caracterizadas, em uma escala continental, por zonas de cisalhamento de alto ângulo de direção NE a NNE e cinturões

de cavalgamento de baixo ângulo, também de direção nordeste, muitas das quais possivelmente afetam crosta inferior e manto.

Quanto à influência destas estruturas no condicionamento da fase rifte da Bacia de Santos, pode-se admitir que o posicionamento ortogonal ou oblíquo das estruturas NE aos esforços distensionais responsáveis pela abertura do Atlântico Sul, cujo tensor estava orientado aproximadamente na direção EW, propiciou a instalação de um mosaico de falhas sintéticas de direção NS a NE/SW, com sistemas secundários antitéticos formando meio-grábens ou calhas, na base da bacia, que foram logo preenchidas por rochas vulcânicas básicas correlacionáveis ao vulcanismo Serra Geral (Cainelli & Moriak 1998).

Megaestruturação NW

Em posição perpendicular às estruturas descritas acima, são reconhecíveis quatro importantes alinhamentos magnético/estruturais, de caráter regional, sendo denominados, de norte para sul, de Alinhamento Estrutural de Guapiara (Ferreira *et al.* 1981), Alinhamento Estrutural São Gerônimo – Curiúva, Alinhamento Estrutural de Rio Alonzo e Alinhamento Estrutural do Rio Piquiri (Ferreira 1982). Estes lineamentos apresentam larguras variáveis de 20 até 100 km e extensões que podem alcançar 600 km (sem considerar o prolongamento para dentro da Bacia de Santos). Provavelmente são estruturas profundas que atingem o manto superior, pois propiciaram a ascensão de magma e intrusão de enxame de diques básicos, além de corpos de rochas alcalinas ao longo de seu eixo.

Ferreira (1982) propôs a configuração do Arco de Ponta Grossa com base nestes quatro alinhamentos, sendo que os alinhamentos de São Gerônimo – Curiúva (norte) e Rio Alonzo (sul) definem o compartimento central do arco, região mais densamente intrudida pelos diques de diabásio. Os Alinhamentos de Guapiara e Rio Piquiri representariam os limites externos do arco a norte e a sul, respectivamente.

Segundo Ferreira (1982), estes alinhamentos apresentam atividade tectônica desde o Devoniano, controlando a sedimentação na Bacia do Paraná, com o clímax durante a ativação Wealdeniana, no Juro-Cretáceo. Assine (1996) apresenta evidências, através de mapas de isópacas das formações Furnas e Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), do controle exercido pelo Alinhamento Estrutural de Guapiara na

sedimentação da Bacia do Paraná, funcionando como alto estrutural à época de deposição das mesmas.

Em relação ao processo de geração da Bacia de Santos, alguns autores atribuem caráter *strike-slip* para as estruturas NW, admitindo deformações intraplaca ao longo destes alinhamentos para acomodar a deformação diferencial gerada durante o processo de ruptura continental (Conceição *et al.* 1988), enquanto Chang & Kowsmann (1991) e Chang *et al.* (1992) admitem uma acomodação através de rotação da América do Sul em relação à África, produzindo extensão na direção NE-SW e também na direção NW-SE, com a injeção de enxames de diques em ambas as direções, preferencialmente nesta última.

DISCUSSÃO DOS DADOS

Neste capítulo é discutida a modelagem crustal realizada com base em oito seções que cruzam a Bacia de Santos aproximadamente perpendiculares à costa. Estas oito seções coincidem com linhas onde foi aplicada a técnica da deconvolução de Werner, em dados magnéticos (Braga *et al.* 2003). A nomenclatura das linhas foi a mesma adotada por estes autores, tendo sido escolhidas de acordo com sua extensão e distribuição na bacia, procurando contemplar as principais feições visíveis no dados magnéticos e gravimétricos, tais como altos e baixos expressivos.

Após a apresentação dos resultados da modelagem em si, é apresentada uma breve correlação dos resultados de profundidade do embasamento magnético, obtido com a deconvolução de Werner (Braga *et al.* 2003), com os resultados do topo da seqüência de rochas vulcânicas, obtidos com a modelagem aqui desenvolvida.

É, ainda, apresentada uma comparação dos resultados de estiramento crustal (β), obtidos através da técnica de *backstripping*, com os valores de espessura crustal obtidos pela modelagem.

Finalmente, são discutidos alguns aspectos estruturais que condicionam a distribuição da seqüência de rochas vulcânicas da Bacia de Santos, e de compartimentação para as mesmas, com base nas estruturas associadas.

Modelagem Crustal

As oito linhas modeladas são apresentadas, de norte para sul, divididas em três conjuntos: sul (linhas 19, 2 e 21), central (linhas 5 e 25) e norte (linhas 28, 09_10 e 16), conforme apresentado no mapa de localização da Figura 18.

Sul

LINHA 19

A linha 19 (Figura 19) está situada na porção sul da Bacia de Santos e é caracterizada por uma ampla anomalia magnética na sua porção proximal, com comprimento de onda da ordem de 30 km e amplitude de cerca de 600 nT. As curvas de magnetometria e gravimetria apresentam, em direção *offshore*, pequeno gradiente negativo e uma pequena inflexão positiva no final da linha. Esta anomalia magnética

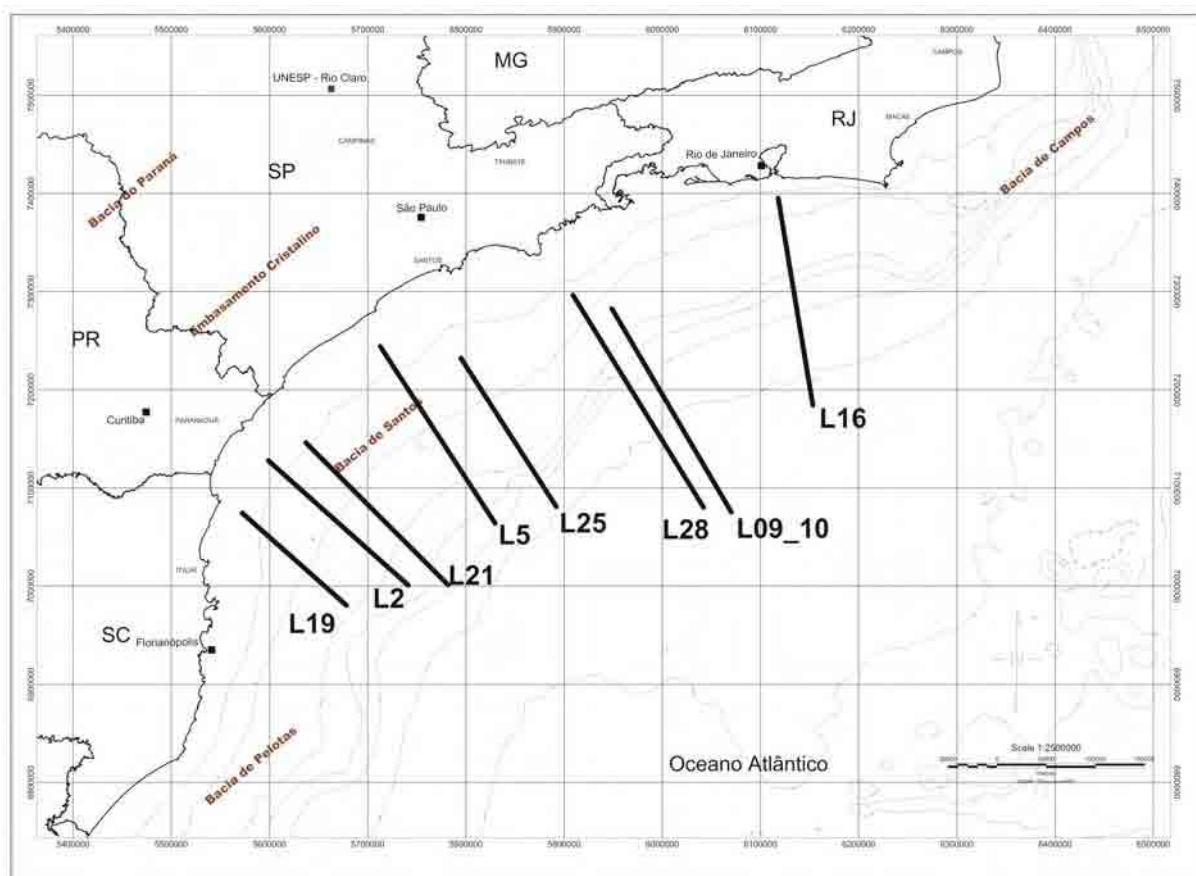


Figura 18. Mapa de localização das oito linhas modeladas.

pronunciada na porção proximal da linha coincide com uma forte anomalia gravimétrica que chega a 50 mGals e continua bacia adentro. Estas anomalias foram modeladas utilizando-se uma calha preenchida por rochas vulcânicas. Foi necessária a continuação destas rochas vulcânicas em direção *offshore* para o ajuste das curvas.

LINHA 02

A linha 02 (Figura 20), à semelhança da linha 19, apresenta em sua porção proximal uma anomalia magnética associada a uma anomalia gravimétrica. Estas anomalias representam a continuação, para norte, das anomalias verificadas na linha 19. Do mesmo modo, para o ajuste do modelo foi necessária a colocação de uma calha profunda, preenchida por rochas vulcânicas que se estendem de maneira uniforme bacia adentro, além da extensão das rochas vulcânicas da linha 19. Na posição de 50 km a partir do início da linha, foi testada a colocação de uma estrutura vertical (Figura 21), representando um conduto vulcânico, responsável pela alimentação do vulcanismo, sem prejuízo para o ajuste das curvas.

LINHA 21

Ainda situada na porção sul da bacia, a linha 21 (Figura 22) apresenta as mesmas características das duas linhas anteriores, mostrando fortes anomalias magnética e gravimétrica na porção proximal, diminuindo em direção às porções distais da bacia. As anomalias gravimétrica e magnética proximais possuem aproximadamente 30 km de comprimento de onda, com amplitude de 50 mGals e 200 nT, respectivamente. Ambas curvas apresentam leve gradiente positivo em direção *offshore*, como resultado do afinamento crustal.

Nas três linhas da porção sul, os padrões de afinamento crustal são semelhantes, com pronunciado afinamento na porção proximal (charneira da bacia), passando de 35 km de espessura para valores em torno de 20 a 25 km de espessura. Em direção *offshore*, ocorre alternância de porções mais, ou menos estiradas.

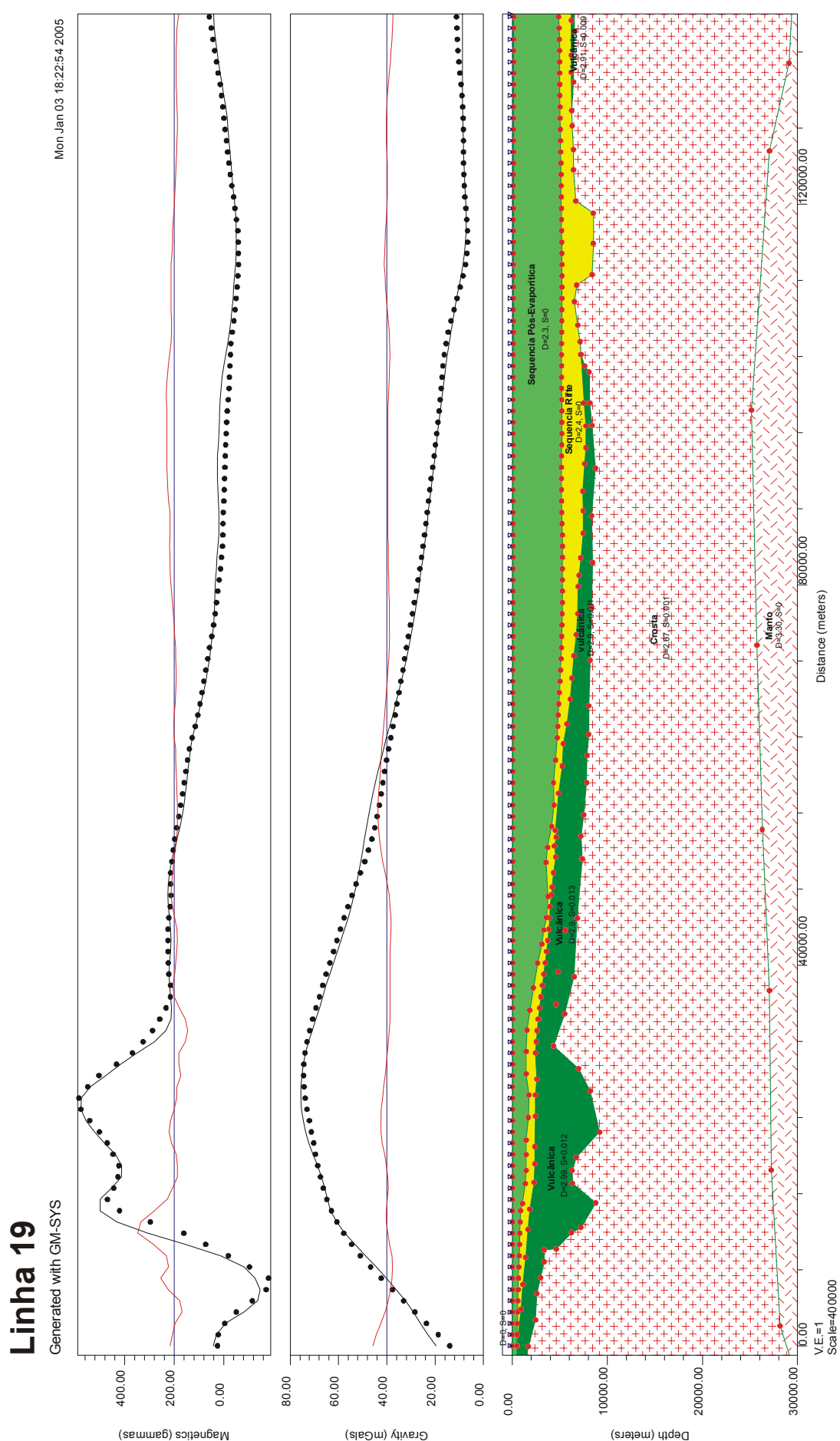


Figura 19. Modelagem crustal da linha 19. Para legenda ver Figura 05.

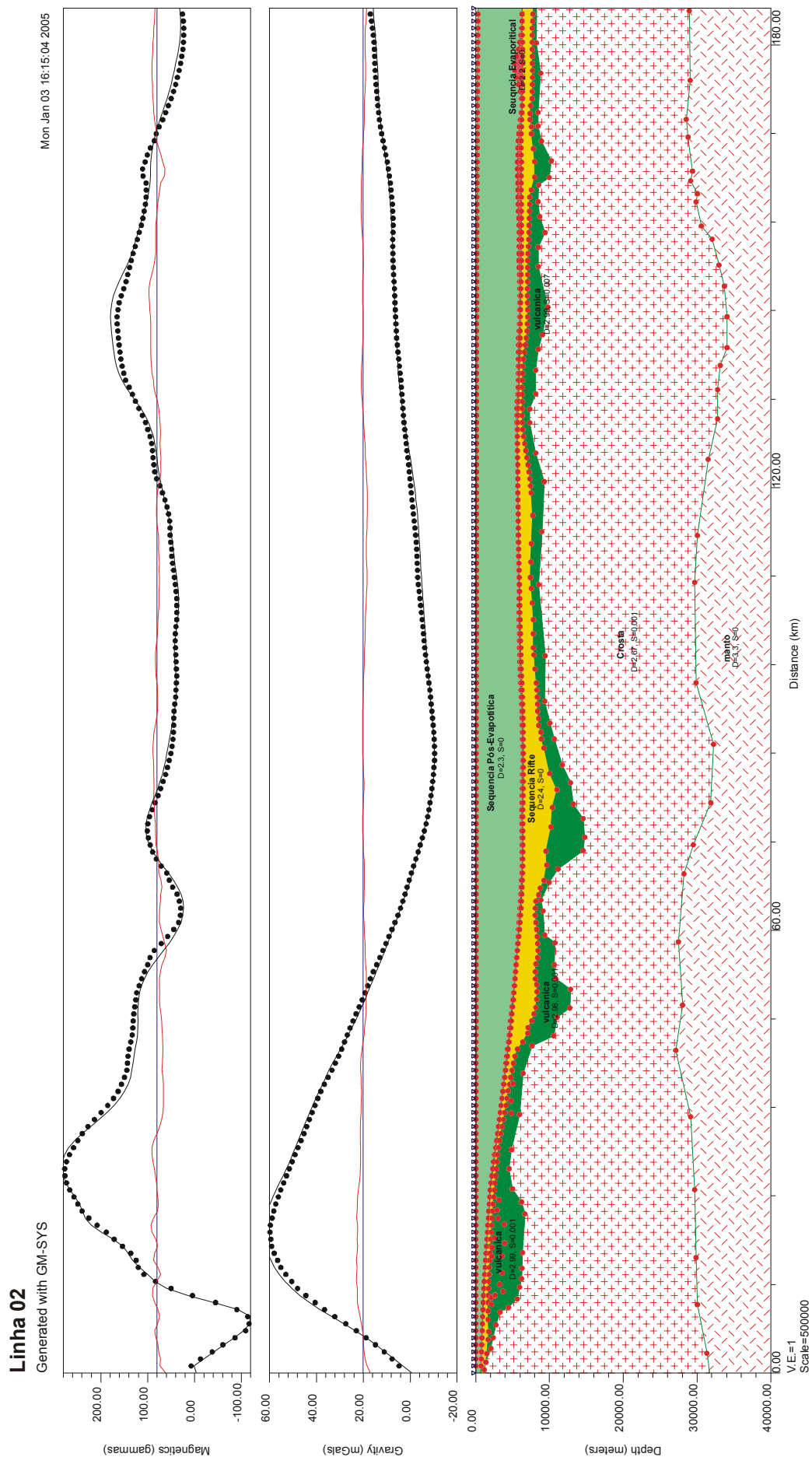


Figura 20. Modelagem crustal da linha 02. Para legenda ver Figura 05.

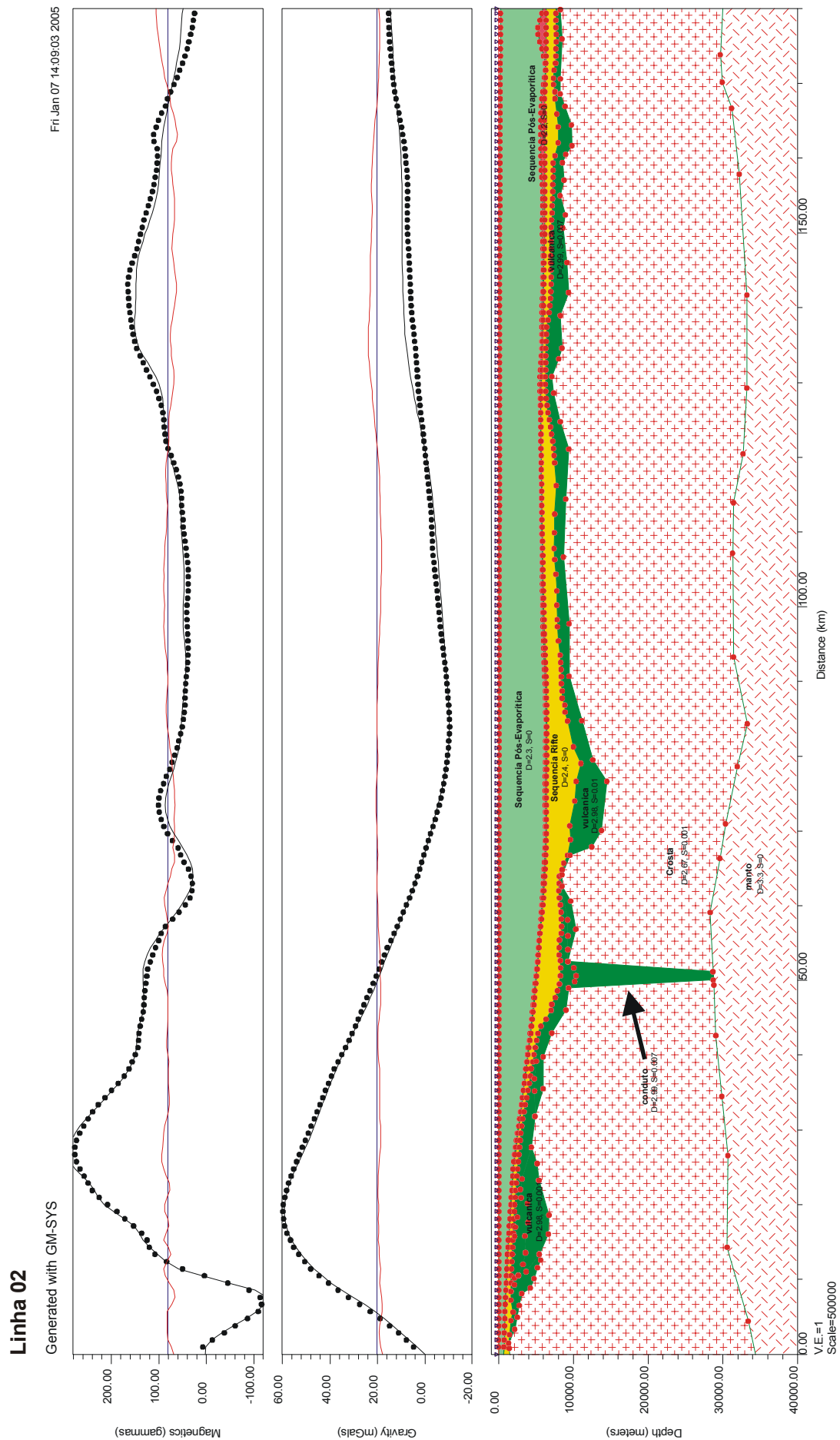


Figura 21. Modelagem crustal da linha 02 com conduto vulcânico vertical. Para legenda ver Figura 05.

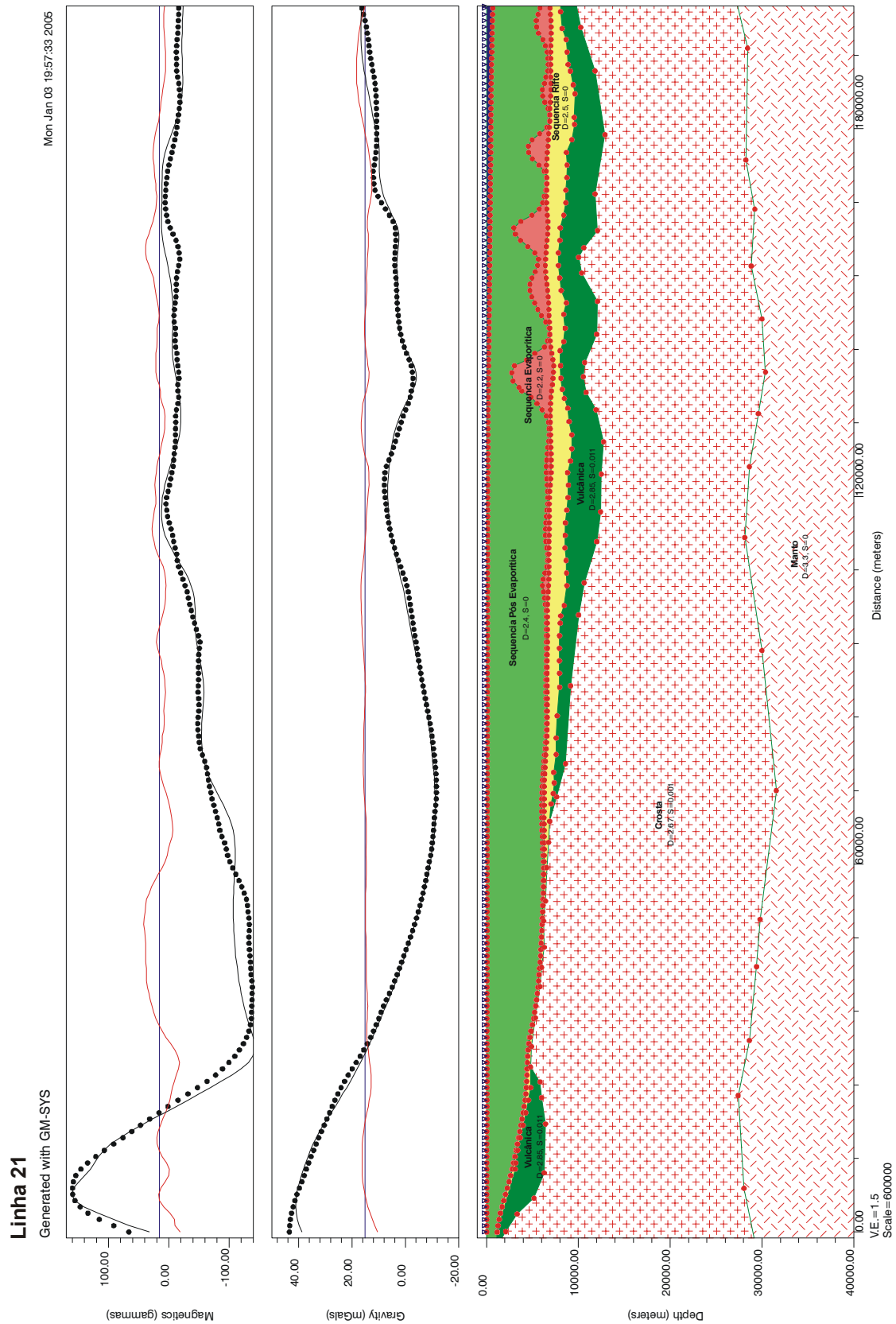


Figura 22. Modelagem crustal da linha 21. Para legenda ver Figura 05.

Central

LINHA 05

A linha 05 (Figura 23) apresenta pronunciado estiramento crustal em sua porção proximal, que se mantém homogêneo na posição mais distal, sem grandes variações de espessura. Também possui fortes anomalias magnéticas (atingindo quase 900 nT de amplitude) e gravimétricas, semelhantes às anomalias encontradas nas linhas da porção sul, sendo do mesmo modo modeladas como uma calha preenchida por rochas vulcânicas na porção proximal. Estas rochas vulcânicas estendem-se na direção de aprofundamento da bacia.

LINHA 25

A linha 25 (Figura 24) apresenta afinamento crustal mais suave na porção proximal (região de charneira) que segue afinando de forma homogênea na direção distal, atingindo nesta posição valores de cerca de 10 km de espessura. As anomalias magnética e gravimétrica da borda são também menores que as da linha 05 (cerca de 200 nT para a anomalia magnética e 30 mGals para a gravimétrica), permitindo o ajuste com uma distribuição mais homogênea das rochas vulcânicas abaixo da seqüência rifte da bacia.

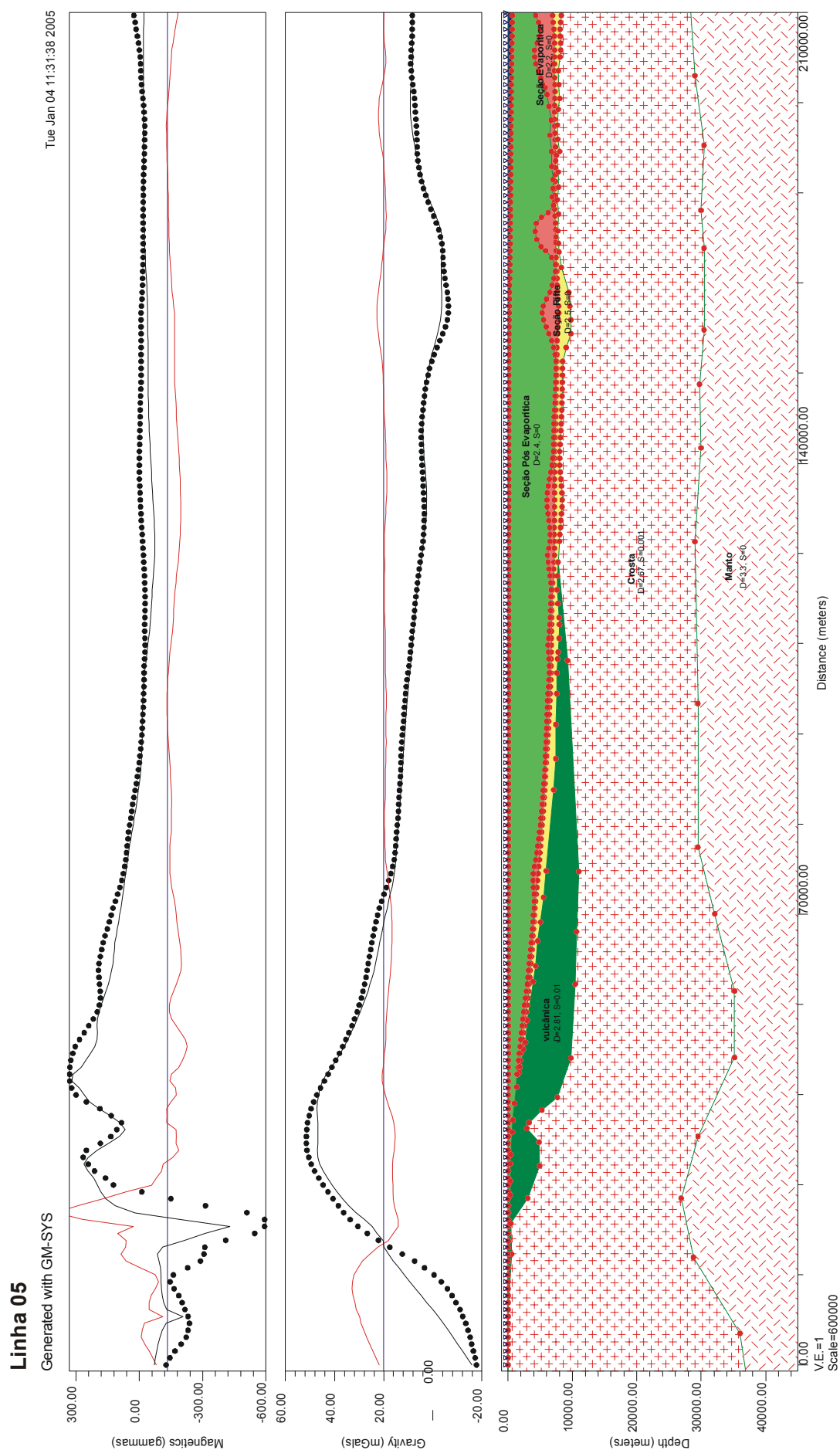


Figura 23. Modelagem crustal da linha 05. Para legenda ver Figura 05.

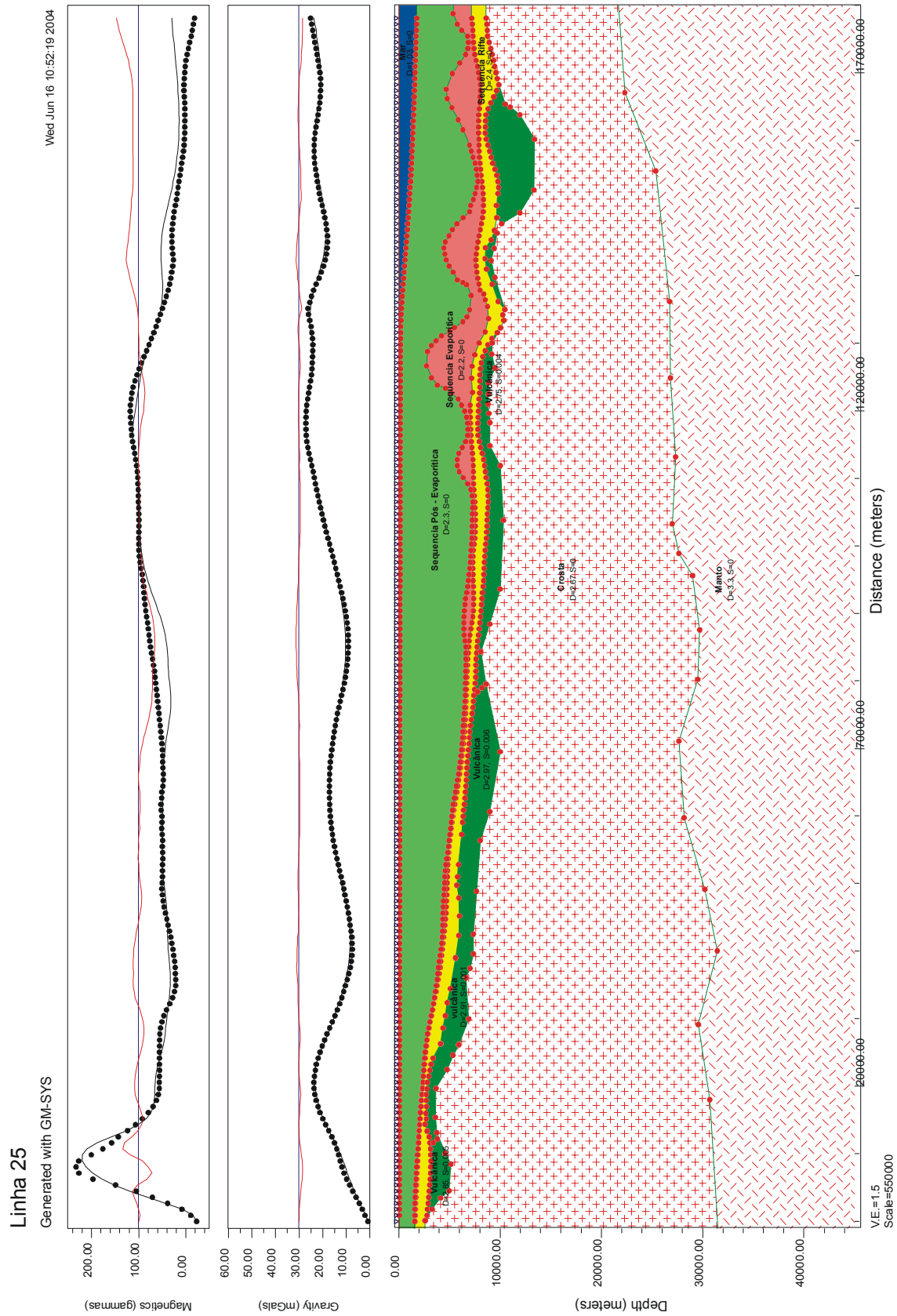


Figura 24. Modelagem crustal da linha 25. Para legenda ver Figura 05.

Norte

LINHA 28

A linha 28 (Figura 25), situada na porção norte da bacia, possui uma anomalia magnética de cerca de 200 nT, na porção proximal, associada a uma anomalia gravimétrica de aproximadamente 30 mGals, interpretadas como uma calha preenchida por rochas vulcânicas. Na porção central da linha, ocorre forte anomalia magnética, com cerca de 300 nT de amplitude e aproximadamente 80 km de comprimento de onda. Esta anomalia foi ajustada através da alocação de duas profundas calhas (atingindo cerca de 15 km de profundidade) preenchidas por rochas vulcânicas, que se estendem em direção *offshore*, praticamente até o final da linha. A curva de gravimetria apresenta um aumento progressivo, também em direção *offshore*, evidenciando o aumento de estiramento, e a proximidade do manto em relação à superfície, nesta direção.

LINHA 09_10

Esta linha (Figura 26) apresenta características bastante semelhantes às da linha 28, devido à proximidade das mesmas, com uma anomalia magnética pronunciada no centro da linha e comprimento de onda em torno de 100 km, alcançando amplitudes da ordem de 300 nT. Na curva da gravimetria, 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. A diferença principal entre as duas linhas consiste no fato de que na linha 28 a espessura média da crosta é menor do que na linha 09_10 (Figuras 25 e 26).

LINHA 16

A linha 16 (Figura 27), situada na porção norte da bacia, possui duas anomalias magnéticas distintas, sendo a primeira na região proximal, semelhante às anomalias encontradas nas demais linhas, com amplitude de 200 nT e comprimento de onda de aproximadamente 20 km, associada a uma anomalia gravimétrica com amplitude de cerca de 20 mGals. Estas anomalias podem ser ajustadas pela colocação de rochas vulcânicas na base da seqüência sedimentar, embora não necessitem de uma calha tão profunda como a das linhas da porção sul da bacia. Na porção central

da linha, existe mais uma anomalia magnética, de comprimento de onda menor (cerca de 10 km), que pode ser ajustada de duas maneiras: colocando-se uma pequena calha preenchida por vulcânicas (Figura 27) ou um conduto vulcânico vertical (Figura 28). Estas duas possibilidades apresentaram ajustes satisfatórios do modelo.

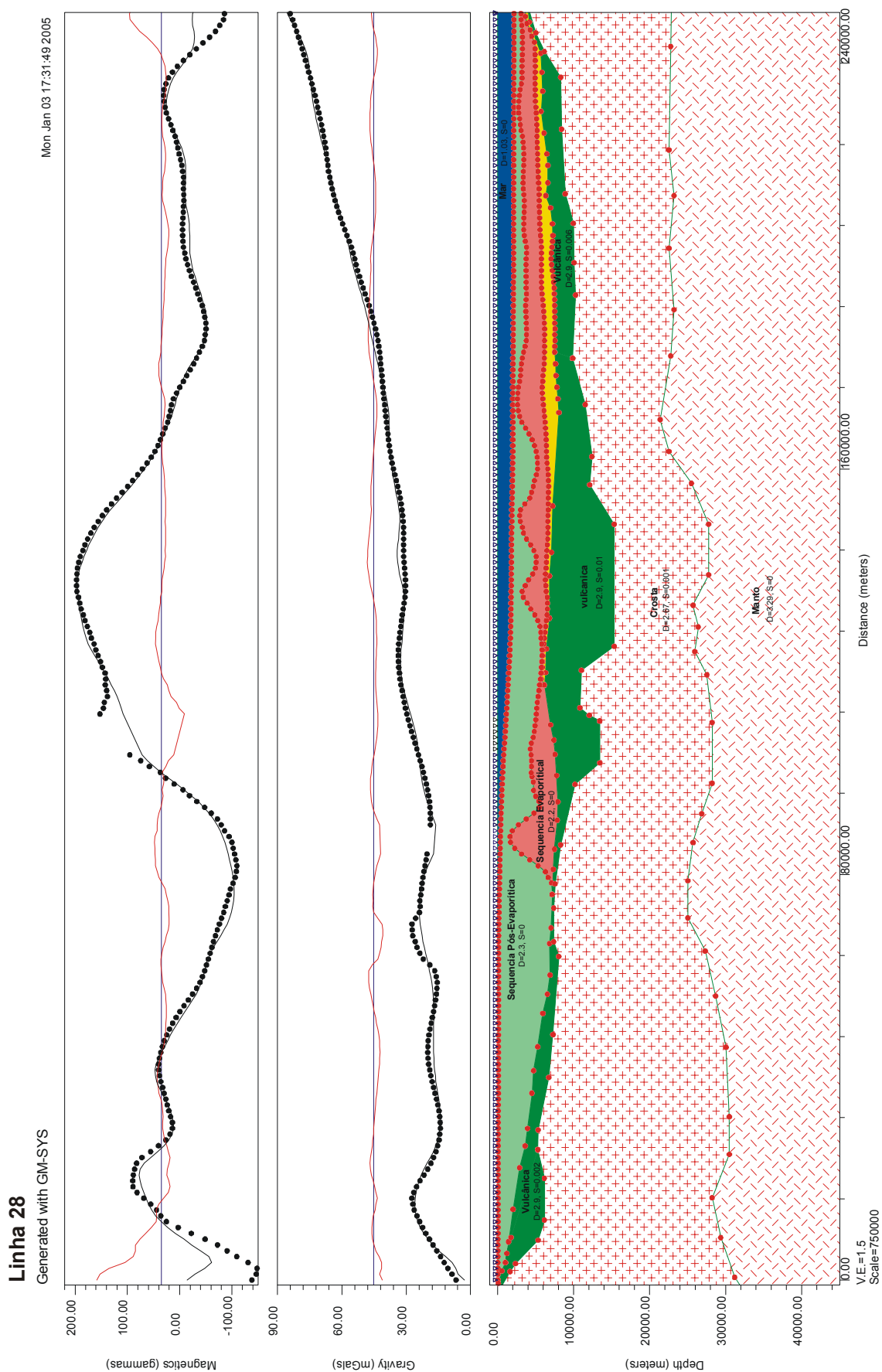


Figura 25. Modelagem crustal da linha 28. Para legenda ver Figura 05.

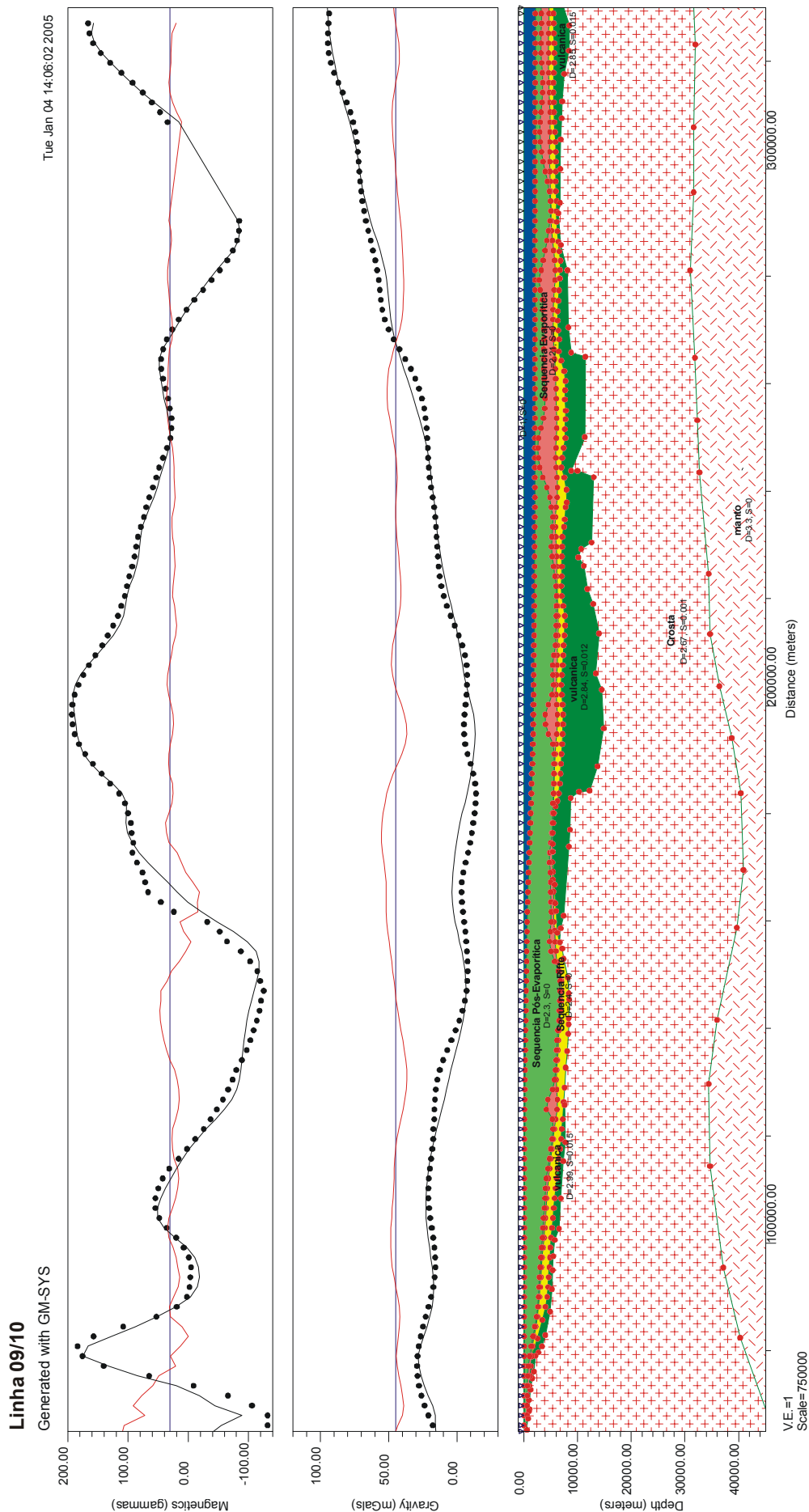


Figura 26. Modelagem crustal da linha 09_10. Para legenda ver Figura 05.

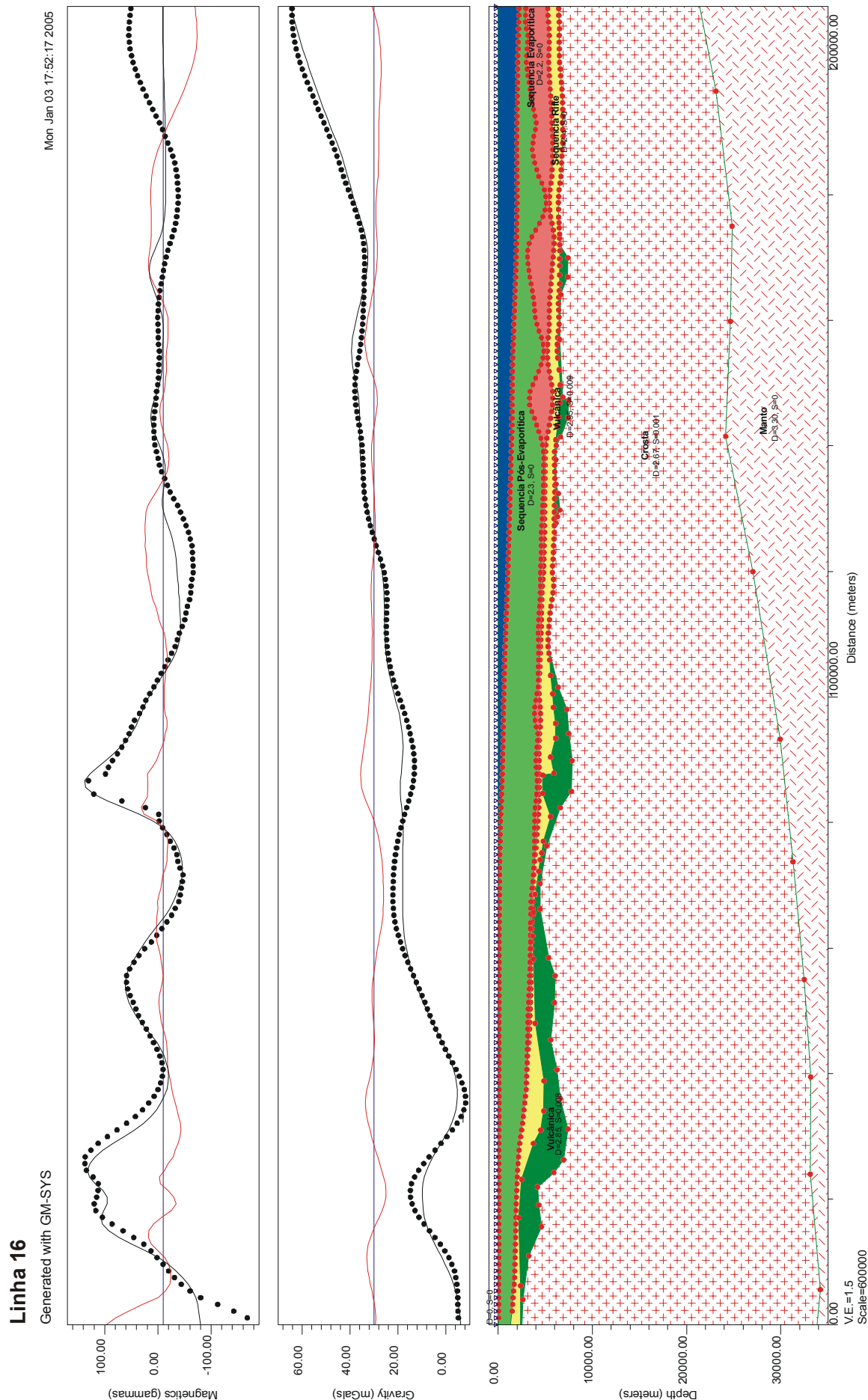


Figura 27. Modelagem crustal da linha 16. Para legenda ver Figura 05.

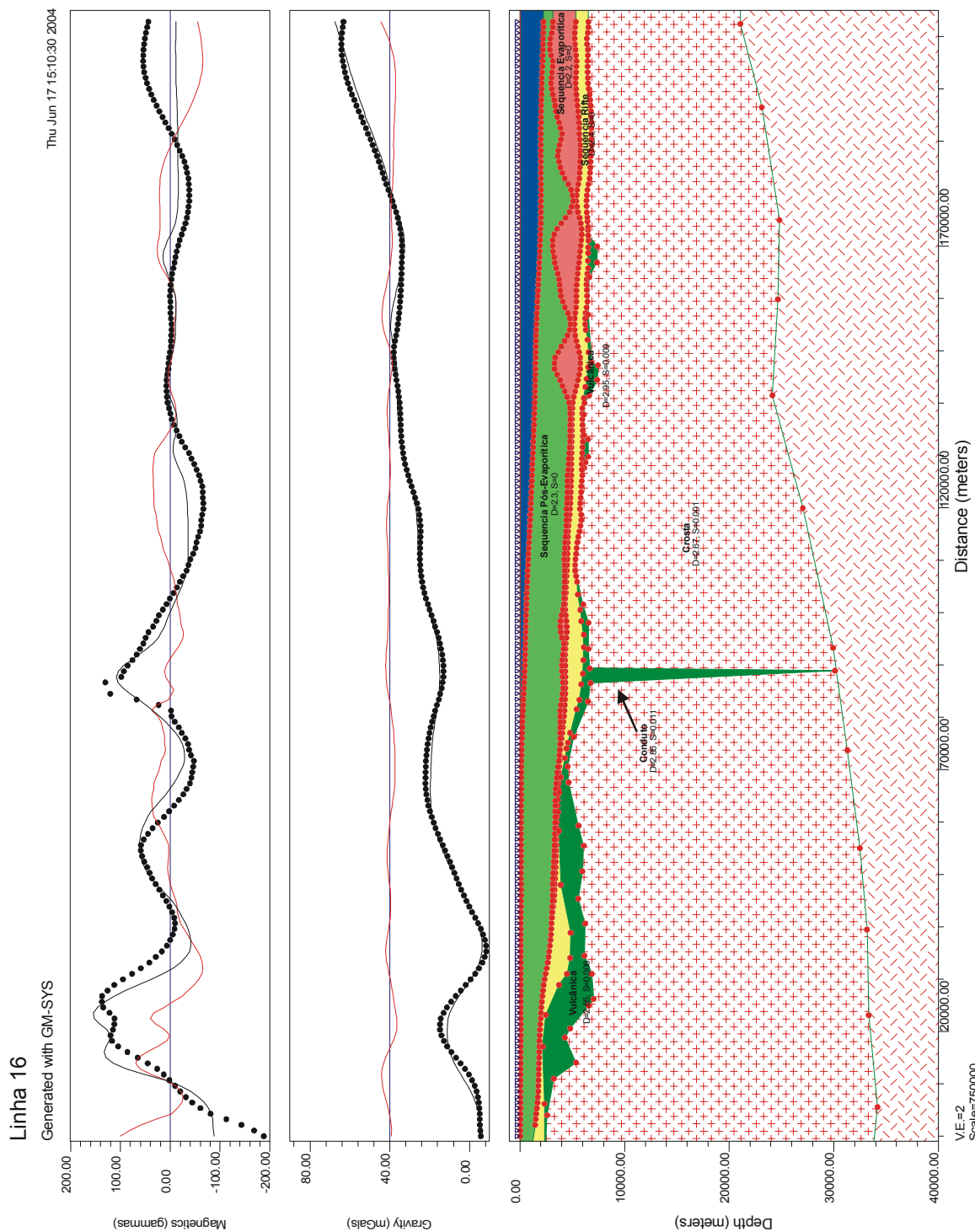


Figura 28. Modelagem crustal da linha 16 com conduto vulcânico vertical. Para legenda ver Figura 05.

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). Para isso, utilizou-se 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. A comparação destes resultados é apresentada na Figura 29.

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.

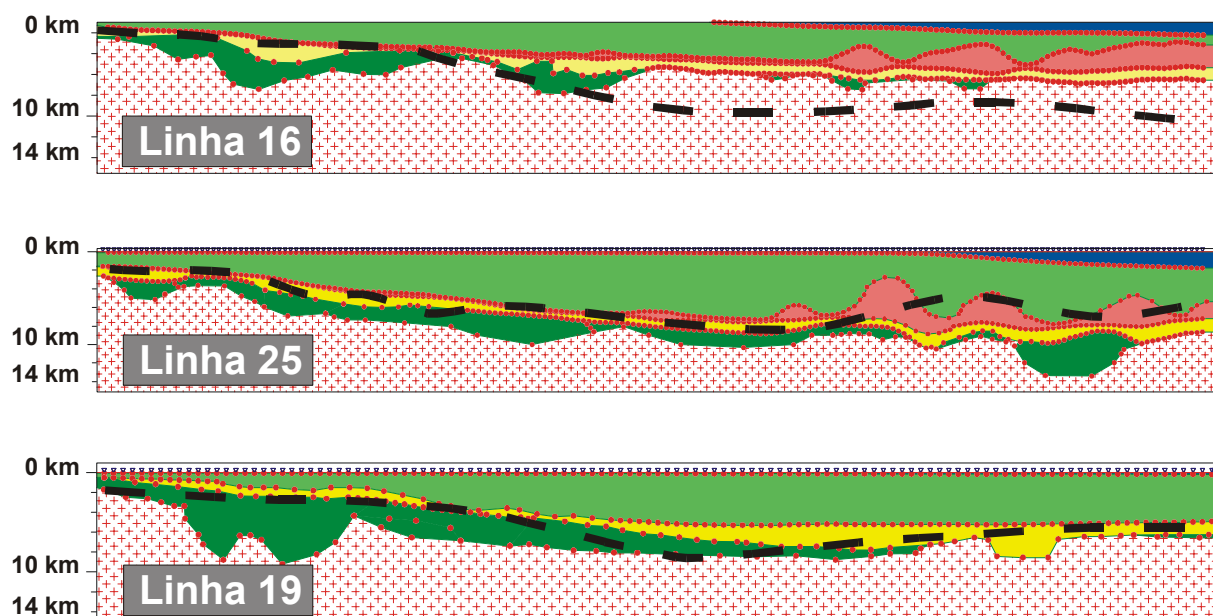


Figura 29. Comparação entre os resultados da modelagem crustal com métodos potenciais e a profundidade do embasamento magnético obtidos pela deconvolução de Werner. A linha preta tracejada representa os resultados do topo do embasamento magnético e em verde escuro as rochas vulcânicas modeladas.

Na linha 25, representativa da região central da bacia, observa-se um ajuste bastante satisfatório entre os dois conjuntos de dados, sendo que no último quarto da linha existe divergência nos valores, justamente na posição onde a espessura da seção 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 último quarto da linha, onde terminam as rochas vulcânicas modeladas, entretanto, a partir deste ponto, o embasamento granítico acompanha a curva resultante da deconvolução de Werner.

A diferença percebida entre os dados da modelagem e da deconvolução de Werner nas porções distais das linhas 16 e 25 pode ser atribuída a fatores como magnetização remanescente de corpos magmáticos, fontes magnéticas presentes na seção sedimentar, cujas quais não foram contempladas na modelagem crustal mas foram consideradas na deconvolução de Werner. Outra possibilidade seria a influência do sal, presente nestas duas linhas, para o qual é admitida a possibilidade de susceptibilidade magnética negativa, o que afetaria os resultados tanto da modelagem como da deconvolução de Werner.

Com esta análise expedita, foi possível comparar os resultados obtidos por duas técnicas diferentes. É interessante ressaltar que os dados somente foram comparados, e que os dados de profundidade do embasamento magnético não foram utilizados como condicionantes durante a modelagem.

Backstripping versus Modelagem Crustal

Em um modelo de estiramento crustal uniforme (Mackenzie 1978), a subsidência em uma bacia rifte é constituída de duas componentes: subsidência mecânica e subsidência térmica. No pulso inicial de rifteamento existe uma forte subsidência mecânica, compensada principalmente por falhas, e que depende da espessura crustal inicial e da quantidade de estiramento crustal. A subsidência termal, subsequente, depende somente da intensidade do estiramento crustal. A subsidência mecânica (controlada por falhas) é admitida como instantânea, enquanto a subsidência termal decresce exponencialmente ao longo do tempo. Com base neste modelo de estiramento uniforme e com uma relação conhecida entre as espessuras crustal e litosférica, é possível estimar a quantidade de estiramento através da subsidência termal da bacia, que em última instância representa o espaço de acomodação (Allen & Allen 1990).

Este espaço de acomodação é a resposta do embasamento ao estiramento crustal e compensa, através do equilíbrio isostático, este estiramento. Deste modo, é comum estimar as taxas de estiramento crustal (β), comparando a curva de subsidência tectônica da bacia (curva descompactada através do processo de *backstripping*) com valores de estiramento obtidos por modelos tectônicos (Allen & Allen 1990).

Como o modelo geológico da seção sedimentar, utilizado na modelagem, representa a estratigrafia atual preservada na bacia, excetuando-se a seção de rochas vulcânicas que foi modelada com auxílio da gravimetria e da magnetometria, pode-se considerar que este pacote sedimentar (somado à espessura de rochas vulcânicas) é equivalente ao espaço de acomodação gerado pela subsidência da bacia.

Outra forma de quantificar o estiramento litosférico é medir diretamente as espessuras crustais modeladas, em determinado ponto (análise 1D), e calcular o fator de estiramento crustal (β) através da relação entre a espessura crustal original (y_0) e a espessura crustal atual (y_1) (Allen & Allen 1990).

Tendo em vista a disponibilidade dos dados de espessura sedimentar depositada na bacia (representados pela coluna sedimentar até a base da sequência rifte, provenientes da sísmica, incluindo as rochas vulcânicas modeladas), além dos dados de espessura crustal obtidos pela modelagem, foi possível realizar uma comparação entre os dois conjuntos de resultados e verificar a correlação entre os

mesmos, validando, desta forma, o modelo geológico gerado.

Para isso, foram criados 29 poços sintéticos sobre as oito linhas modeladas. Na locação destes poços foram contempladas as diversas situações dentro da bacia, desde regiões com pouco estiramento até as posições mais estiradas, nas calhas centrais das linhas 28 e 09_10. Os valores de estiramento crustal obtidos variam de 1.2 a 3.2, como pode ser visto na Tabela 03.

Número	Linha	Poço	β crustal	β sedimento	γ sedimento
1	28	1	2,83	3,1	0,68
2	28	2	2,36	2,75	0,64
3	28	3	2,7	2,25	0,56
4	28	4	1,63	1,4	0,29
5	28	5	3,22	3,1	0,68
6	05	1	1,82	2,15	0,53
7	05	2	1,65	1,8	0,44
8	05	3	1,49	1,2	0,17
9	16	1	1,31	1,65	0,39
10	16	2	1,59	1,7	0,41
11	16	3	1,96	1,6	0,38
12	16	4	2,25	1,75	0,43
13	25	1	1,33	1,4	0,29
14	25	2	1,45	1,65	0,39
15	25	3	1,95	1,9	0,47
16	25	4	2,96	2,65	0,62
17	21	1	1,62	1,45	0,31
18	21	2	2,2	2,3	0,57
19	21	3	2,05	2,3	0,57
20	02	1	1,49	1,5	0,33
21	02	2	2,29	2,4	0,58
22	02	3	1,85	2,05	0,51
23	19	1	1,67	1,65	0,39
24	19	2	1,99	1,7	0,41
25	19	3	2,07	1,8	0,44
26	09_10	1	1,27	1,6	0,38
27	09_10	3	1,75	2,3	0,57
28	09_10	4	1,41	1,6	0,38
29	09_10	2	1,7	2,1	0,52

Tabela 03. Tabela com os 29 poços sintéticos gerados sobre as linhas modeladas, apresentado os fatores de estiramento crustal (β) obtidos pela modelagem (β crustal) e pela análise de subsidência (β sedimento), além do fator de afinamento litosférico (γ), sendo este último calculado com base na fórmula $\gamma = 1 - 1/\beta$ de Royden *et al.* (1980).

As figuras 30, 31 e 32 apresentam as linhas das porções sul, central e norte, contendo os poços sintéticos e as respectivas curvas de geohistória e de subsidência tectônica, para cada poço. As curvas de geohistória são compostas pelas seguintes camadas: lâmina d'água, seqüência pós-evaporítica, seqüência evaporítica, seqüência rifte e seqüência vulcânica.

As curvas de subsidência dos poços sintéticos apresentam o padrão esperado para uma bacia rifte que evoluiu para uma bacia de margem passiva, ou seja, uma forte subsidência inicial (subsidência mecânica controlada por falhas) seguida de uma subsidência termal com amplitude menor. Seria esperado, na fase de subsidência termal, uma diminuição exponencial no aprofundamento da bacia; entretanto, como foi utilizada uma única camada (seqüência pós-evaporítica) representando o intervalo desde o Albiano até o presente, a curva de subsidência tectônica apresenta um aprofundamento linear.

Os valores de estiramento crustal obtidos pelos dois métodos (estiramento crustal e análise de subsidência) foram cruzados, mostrando boa correlação entre os dados (Figura 33). Foi obtido um fator de correlação de $r^2 = 0.71$ entre os dados, um valor bastante aceitável, levando-se em conta que a análise realizada foi 1 D. Em um processo de estiramento crustal, o espaço de acomodação gerado (que compensa este estiramento) é distribuído de maneira não uniforme dentro da bacia, devido a fatores reológicos e heterogeneidades do meio, não contemplados em uma análise 1D, em que a estimativa do estiramento com base na medida da espessura da crosta foi feita imediatamente abaixo do poço sintético. Entretanto, com um número reduzido de poços (29) foi possível evidenciar que existe correlação, desde os valores mais baixos até os mais altos.

Uma análise 2 D, considerando uma deformação plana, provavelmente melhoraria a correlação entre os dois métodos. Porém, os resultados foram obtidos utilizando-se poços em três contextos distintos: 1) em regiões onde o estiramento foi compensado por falhas, com a geração de calhas profundas, como evidenciado nos poços 01, 2 e 5 da linha 28 e poços 2 e 3 da linha 09_10); 2) em regiões próximas à charneira da bacia, com calhas mais rasas, também geradas por falhas (poço 1 da linha 05, poço 02 da linha 28, poço 1 da linha 25, poço 1 da linha 19 e poço 1 da linha 21); 3) em regiões onde o estiramento crustal é de menor magnitude e a extensão não

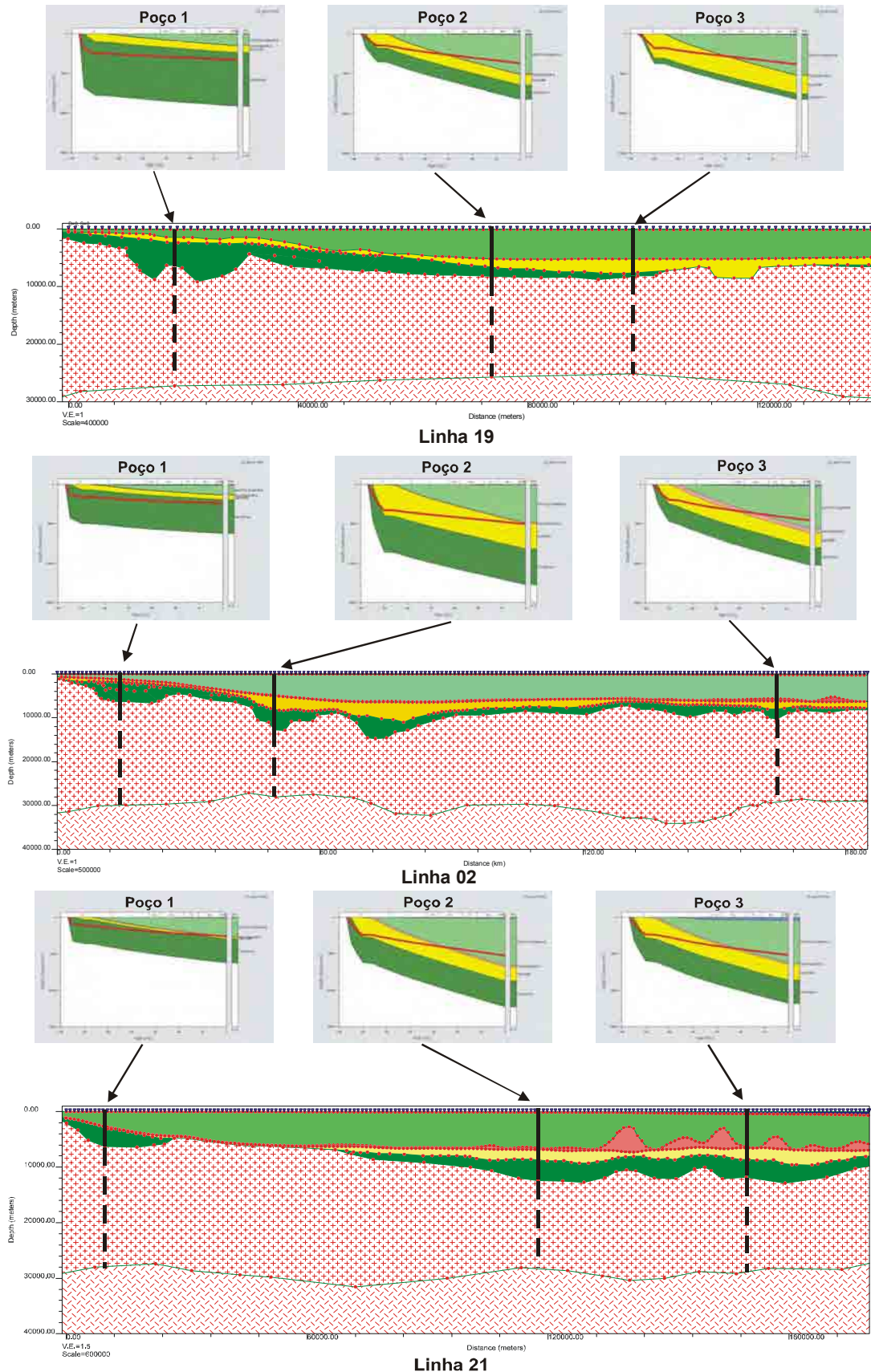


Figura 30. Poços sintéticos e gráficos de geohistória para as linhas 19, 02 e 21 (porção sul). Nos gráficos de geohistória, o eixo x equivale a 15 km de profundidade e a curva em vermelho representa a subsidência tectônica. Para legenda das seções consultar a Figura 05 e para os gráficos de geohistória a Figura 09.

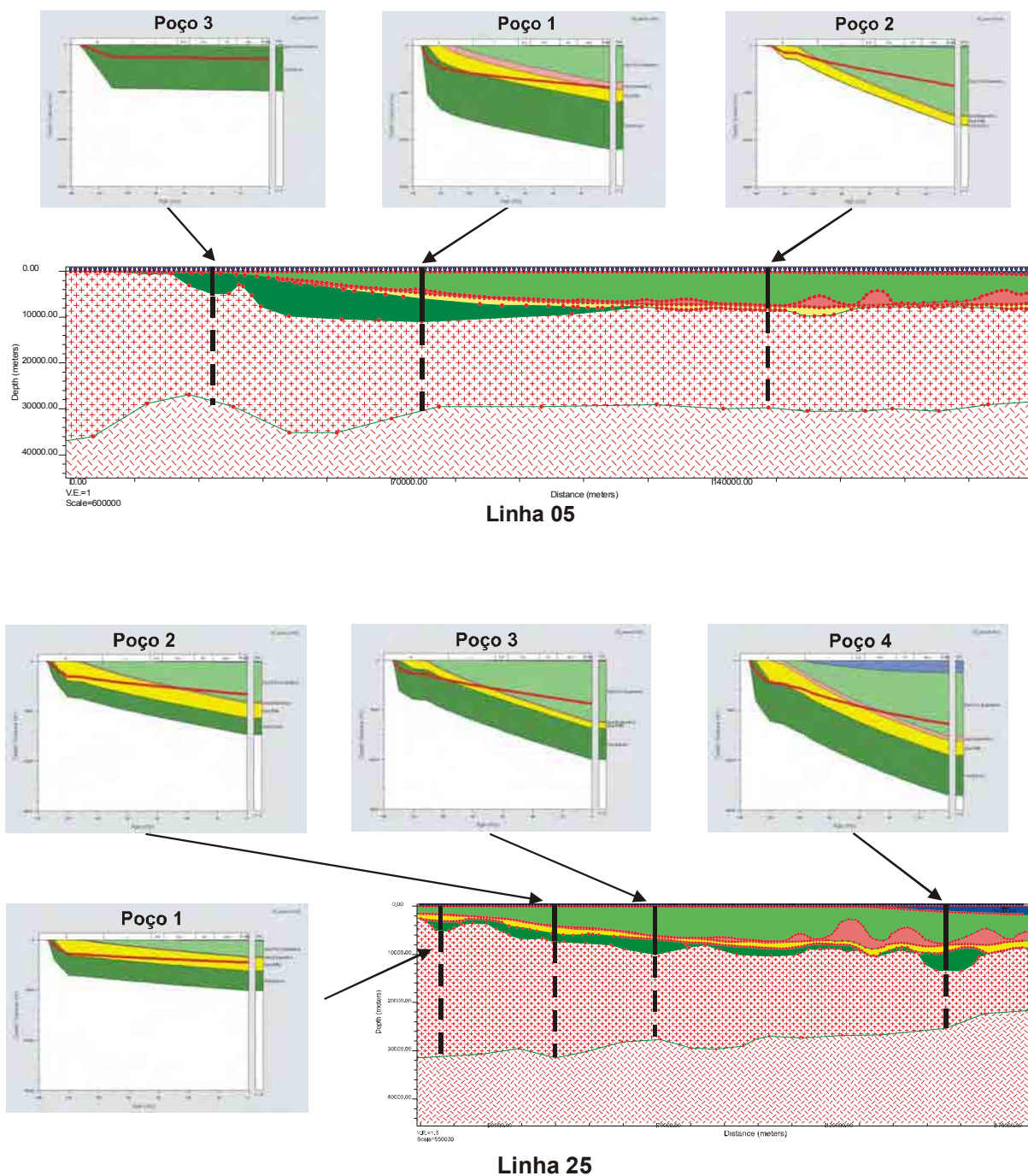


Figura 31. Poços sintéticos e gráficos de geohistória para as linhas 05 e 25 (porção central). Nos gráficos de geohistória o eixo x equivale a 15 km de profundidade e a curva em vermelho representa a subsidência tectônica. Para legenda das seções consultar a Figura 05 e para os gráficos de geohistória a Figura 09.

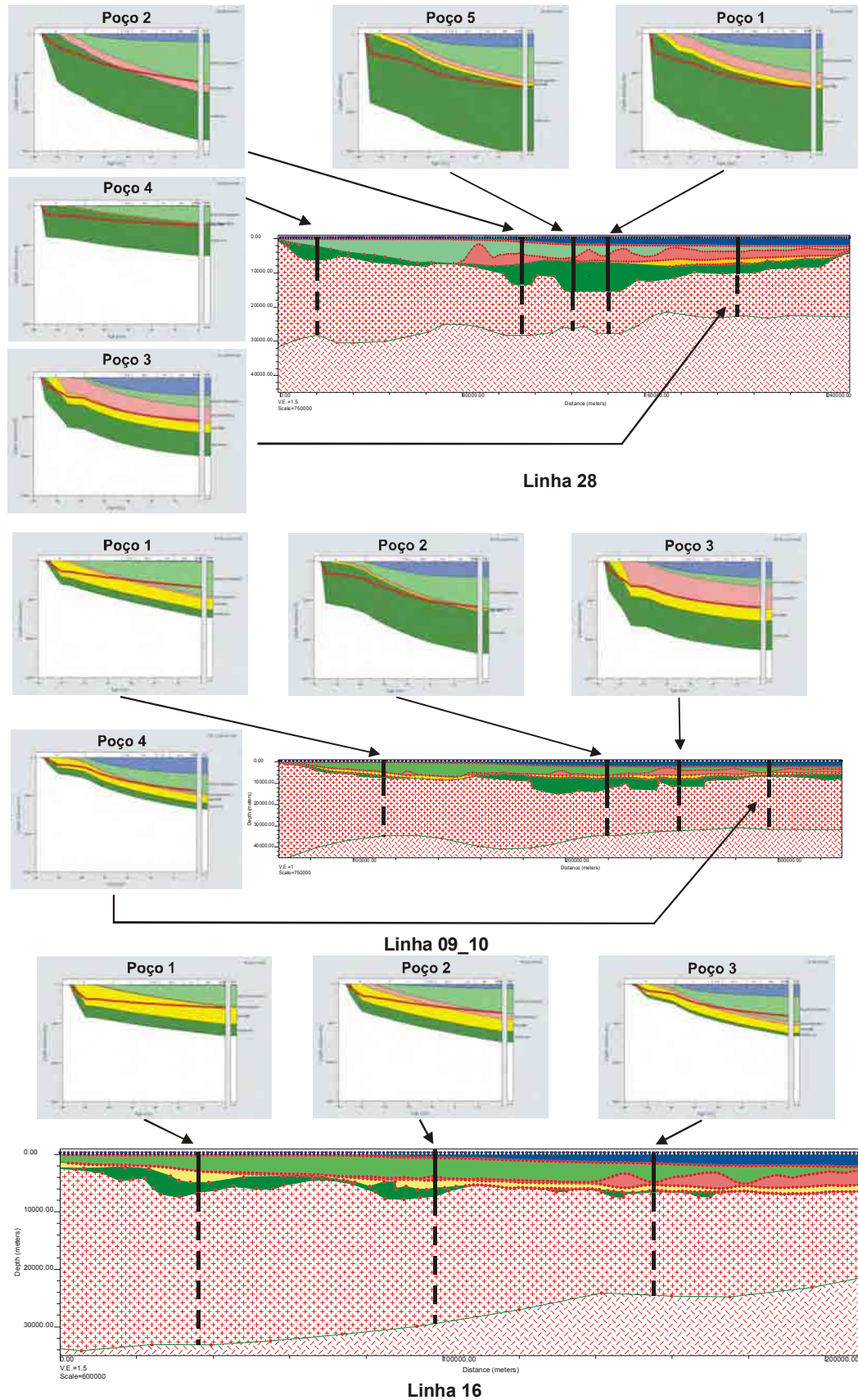


Figura 32. Poços sintéticos e gráficos de geohistória para as linhas 28, 09_10 e 16 (porção norte). Nos gráficos de geohistória o eixo x equivale a 15 km de profundidade e a curva em vermelho representa a subsidência tectônica. Para legenda das seções consultar a Figura 05 e para os gráficos de geohistória a Figura 09.

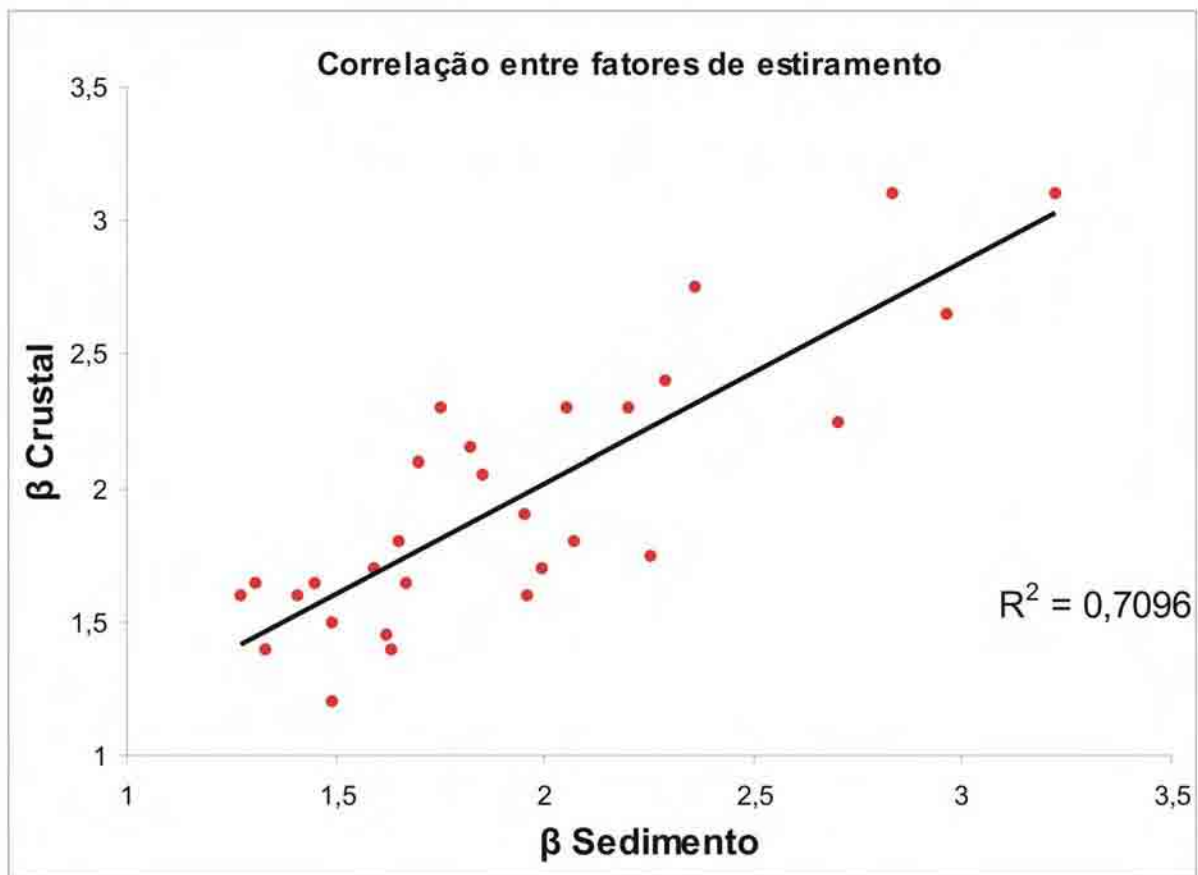


Figura 33. Correlação entre fatores de estiramento crustal (β) obtidos pela modelagem (β crustal) e pela análise de subsidência (β sedimento).

gerou sistemas de falhas, como é o caso dos demais poços. Isto equivale a dizer que, embora a análise tenha sido 1D, foram contemplados contextos tectônicos distintos e a correlação foi boa em todas as situações.

A magnitude dos valores de estiramento crustal obtidos (Tabela 03) coincide com os valores de afinamento litosférico (fator γ de Royden *et al.* 1980) calculado por Chang *et al.* (1984). Estes autores, utilizando dados de subsidência tectônica e gravimetria, obtiveram valores de γ entre 0.35 (próximo a charneira) até 0.7 nas porções mais distais da bacia, evidenciando um progressivo afinamento crustal em direção *offshore*, com um aumento da quantidade de afinamento de sul para norte.

Este padrão de afinamento crustal já havia sido evidenciado por Guimarães *et al.* (1982). Admitindo uma natureza continental para a crosta abaixo do Platô de São Paulo, estes autores calcularam espessuras atuais de 9.5 km sob o talude e de 6.5 km sob o platô, de um total original de 29 km utilizado na modelagem, evidenciando um pronunciado afinamento crustal.

Este 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, alcançando 35 km na região costeira. Isto implica em um baixo gradiente na região continental passando para um forte estiramento na região de charneira da bacia, conforme evidenciado por Guimarães *et al.* (1982) e Chang *et al.* (1984), e que foi também notado na modelagem aqui apresentada.

O intenso estiramento da crosta na região da Bacia de Santos, evidenciado pela modelagem crustal tem implicação direta sobre o volume de magma gerado na fase rifte da bacia. Chang *et al.* (1984) afirmam que valores de afinamento litosférico (γ) da ordem de 0.65 poderiam proporcionar até 8 % de fusão parcial do manto, devido a descompressão ocasionada na base da crosta. Deste modo, a ampla área com valores de γ maiores que 0.50 (equivalente a 65 km de espessura litosférica ou o início da fusão parcial), explicaria o grande volume de vulcanismo presente na bacia e que pode ser detectado pela modelagem geofísica. Esta grande área estirada explica ainda a distribuição destas rochas vulcânicas em grande parte da bacia.

Através da análise das linhas modeladas foi possível evidenciar que parte do estiramento foi compensada por falhas, que por sua vez geraram baixos estruturais pronunciados (calhas), aproveitando as direções estruturais herdadas do embasamento pré-cambriano. Estas calhas acomodaram o extenso vulcanismo gerado pela ascensão da base da litosfera.

Aspectos Estruturais da Seqüência Vulcânica da Bacia de Santos

A base da seqüência rifte da Bacia de Santos ou a fase Sin-rifte I (ANP/LEBAC 2003) é admitida como uma fase de intenso vulcanismo, cuja geometria e extensão são discutíveis. A modelagem crustal desenvolvida neste trabalho apresentou boa correlação com as profundidades do topo do embasamento magnético obtidas por Braga *et al.* (2003) e com os dados de estiramento crustal derivados da análise das curvas de subsidência tectônica. Deste modo, é possível utilizar-se a geometria das rochas vulcânicas modeladas como base para inferências sobre aspectos como natureza da crosta e estruturação da fase inicial da Bacia de Santos.

Natureza da Crosta

À semelhança de Leyden *et al.* (1976), Asmus & Porto (1980), Kowsmann *et al.* (1982), Macedo (1990) e Chang *et al.* (1992), é admitida aqui uma crosta continental atenuada (ou crosta transicional), como embasamento da Bacia de Santos, na região do Platô de São Paulo, com pronunciado estiramento a partir da charneira, evidenciado através do gradiente positivo da anomalia *bouguer* em direção *offshore* (Guimarães *et al.* 1982). Esta crosta transicional tem composição e densidade bastante modificadas, devido aos eventos magmáticos do início da fase rifte, que produziram extensos corpos extrusivos e intrusivos, alterando assim as suas características reológicas. O estiramento crustal estende-se desde a região continental, onde apresenta um gradiente pequeno, passando para um forte gradiente na região da charneira de Santos e diminuindo novamente o gradiente na região do Platô de São Paulo.

A presença de extensivas cunhas de refletores sísmicos que mergulham em direção ao oceano (*seaward dipping reflectors* ou SDR's) é verificada desde o Espírito Santo (20 ° S) até o sul da Argentina (48 ° S)(Hinz *et al.* 1999). Meisling *et al.* (2001) admitem a ausência destes refletores a norte da zona de fratura de Florianópolis, e utilizam este critério para explicar a diferença temporal na abertura de assoalho oceânico entre as porções sul e norte da margem.

Entretanto, estes refletores são evidenciados através da sísmica de reflexão nas porções basais das bacias de Pelotas e Santos, e são separados por uma discordância planar no topo. Esta discordância por vezes apresenta-se como um truncamento erosivo no embasamento da bacia. As cunhas de SDR's são constituídas

de rochas vulcânicas de composição básica, com sedimentos clásticos intercalados (Hinz *et al.* 1999). Estes SDR's foram interpretados por Mutter (1985) como o limite crosta continental / crosta oceânica em bacias marginais do Atlântico Norte, porém, na margem do Atlântico Sul, estes refletores podem ser identificados tanto em regiões distais como proximais, próximas à zona de charneira, em posições admitidas como crosta continental ou transicional.

Estes SDR's foram modelados por Hinz *et al.* (1999) na região da Anomalia G de Rabinowitz & La Brecque (1979), em uma linha sísmica (BGR87-03) na latitude de 42 ° S (Bacia de Colorado- Argentina), como um corpo com forte magnetização, com geometria em forma de um baixo estrutural, no sopé do talude (Figura 34). Nesta figura, ainda é possível evidenciar a presença de SDR's em posições a oeste da linha de charneira da bacia, ou seja, em crosta sabidamente continental.

A modelagem de uma cunha preenchida por SDR's na margem continental Argentina (Hinz *et al.* 1999- Figura 34) tem forte analogia com a interpretação de algumas das estruturas que abrigam as rochas vulcânicas modeladas neste trabalho, entretanto, aqueles autores trabalharam com uma hipótese de crosta oceânica ao contrário de uma crosta continental atenuada, aqui utilizada. É interessante notar que a modelagem de Hinz *et al.* (1999) foi realizada sobre a anomalia magnética G , e esta anomalia corresponde, na região sul do Platô de São Paulo, à charneira da Bacia de Santos (Chang *et al.* 1992) onde, neste trabalho, foram modeladas calhas profundas preenchidas por rochas vulcânicas.

Compartimentação da Sequência Vulcânica

Com base na geometria da sequência vulcânica modelada e na disposição das anomalias observadas no mapa magnético residual reduzido ao pólo, foi proposta uma divisão desta sequência em quatro compartimentos distintos, de acordo com as características estruturais de cada um.

As calhas preenchidas por rochas vulcânicas na posição proximal das linhas 19, 02, 21 (porção sul) e 05 (porção central) permitem a definição de um compartimento, aqui chamado de calha marginal sul. Na Figura 35, que apresenta o mapa magnético residual reduzido ao pólo com as linhas sobrepostas, pode-se verificar a continuidade de sul para norte deste compartimento. No intervalo entre as linhas 21 e 05 é possível

notar uma inflexão na direção desta calha, passando de NE, neste ponto, para uma direção aproximada EW. Na Figura 36 pode-se observar o padrão desta calha e as possíveis estruturas limítrofes da mesma.

A partir da linha 25, esta calha torna-se menos pronunciada nas anomalias, além de menos profunda na modelagem (Figura 37), sendo chamada de calha marginal norte (Figura 35). Esta feição, caracterizada nas anomalias magnéticas e gravimétricas,

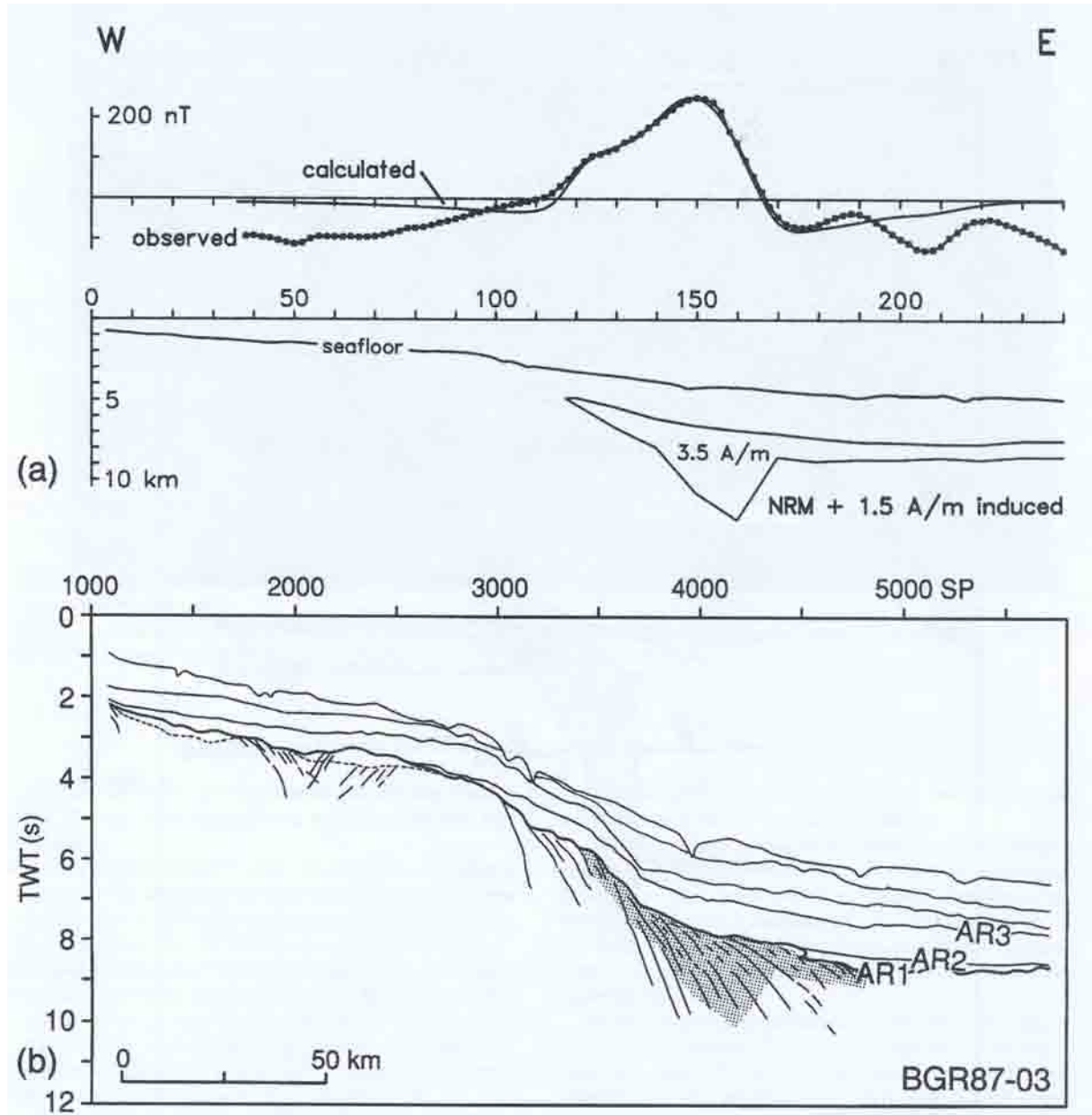


Figura 34. Modelagem magnética da anomalia G na linha BGR87-03 (Bacia de Colorado), margem continental Argentina. (a): anomalia magnética, com as curvas observada e calculada e o corpo magnético modelado; (b): Seção sísmica interpretada, mostrando a cunha de SDR's no sopé do talude. Notar em (b) a presença de SDR's na posição acima da charneira da bacia, entre os *shot points* 1500 e 2500. Modificado de Hinz et al. (1999).

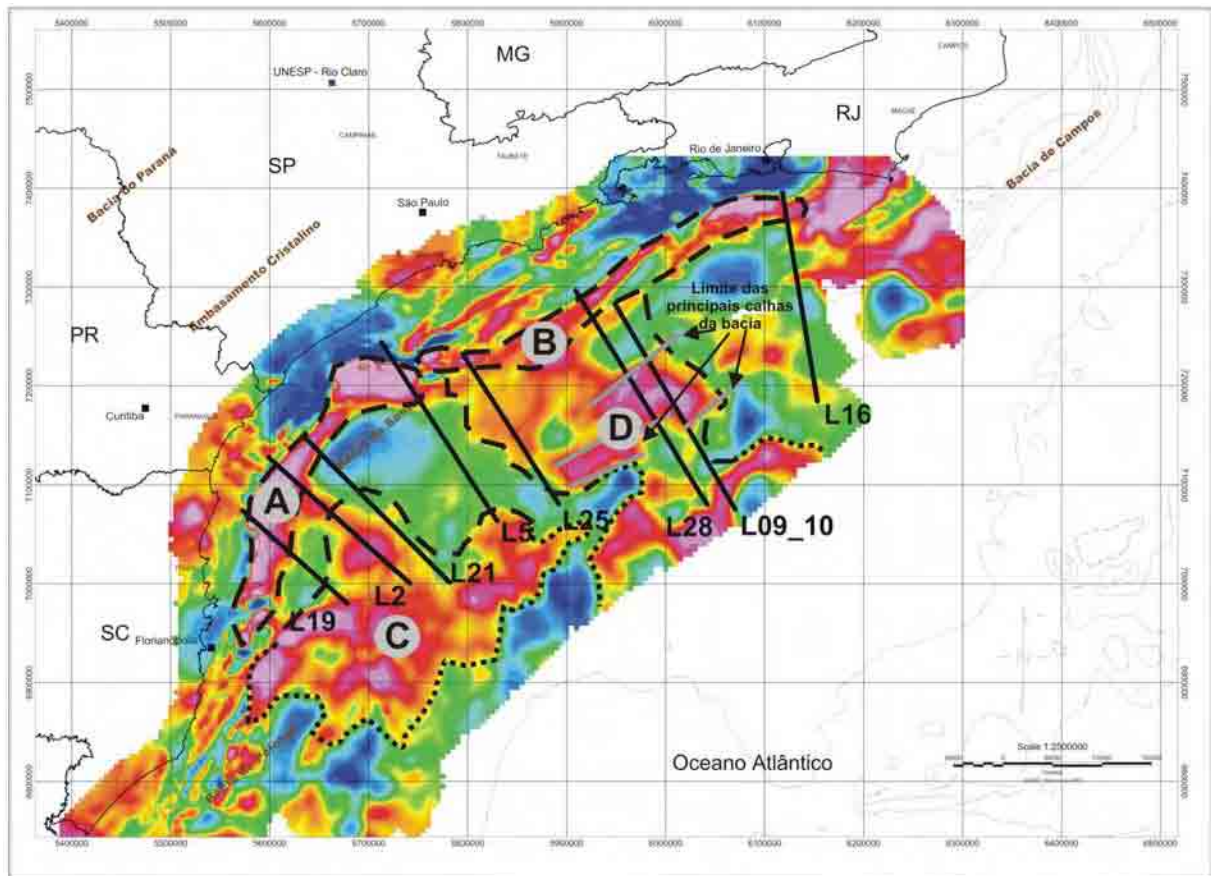


Figura 35. Compartimentos vulcânicos definidos com base na modelagem: A = Calha marginal sul; B = Calha marginal norte; C = Província vulcânica sul; D = Província vulcânica norte. Em tracejado, limites estimados a partir das linhas modeladas e, em pontilhado, extrapolação com base no aspecto do mapa magnetométrico.

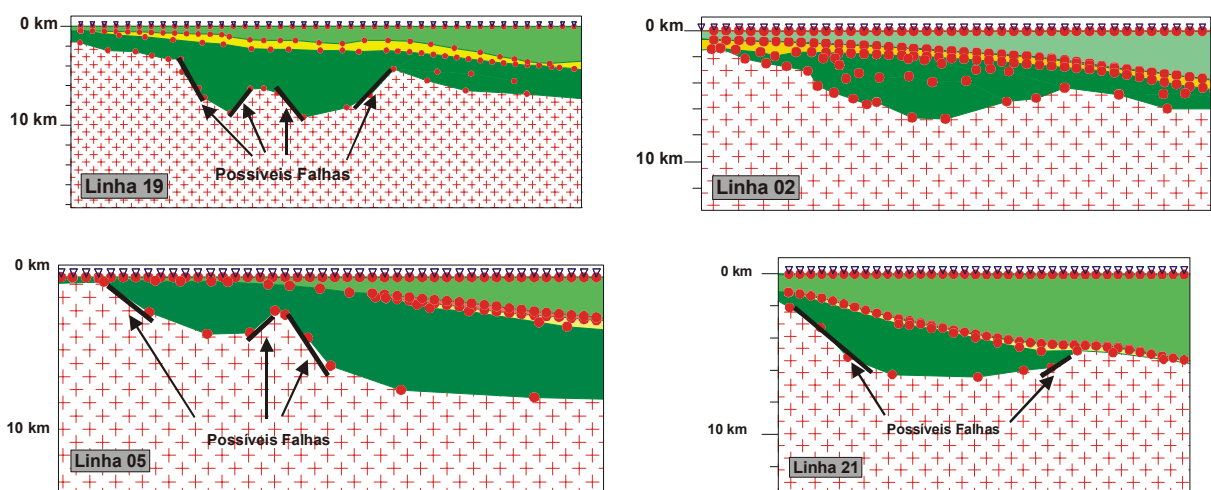


Figura 36. Aspectos estruturais da calha marginal sul nas linhas 19, 02, 05 e 21, com indicação de possíveis falhas normais limítrofes da mesma. A escala horizontal é a mesma das figuras horiginais da modelagem.

foi interpretada por Mohriak & Dewey (1987) na Bacia de Campos e por Meisling *et al.* (2001) nas bacias de Campos e Santos como um soerguimento da Moho, formando uma estrutura antiforme de aproximadamente 50 km de largura na base da crosta. Estas interpretações foram baseadas principalmente em dados gravimétricos. Quando se utiliza dados magnéticos associados aos dados gravimétricos, torna-se necessária a utilização conjunta de rochas vulcânicas, na porção superior da crosta, para ajustar a anomalia magnética presente, como na modelagem aqui realizada, onde optou-se por uma geometria de calhas preenchidas por rochas vulcânicas neste conjunto de anomalias, a exemplo da interpretação dada por Hinz *et al.* (1999) para uma anomalia correlacionável a esta na Bacia de Colorado (Argentina).

A direção destas calhas é semelhante à do cinturão Dom Feliciano (Fragoso César 1980) e poderia representar uma continuação de suas estruturas em direção ao interior da Bacia de Santos, que teriam sido aproveitadas durante o processo de distensão crustal e, segundo Meisling *et al.* (2001), representariam zonas de *detachment* na base da crosta devido à vergência predominante em direção ao continente. Estas calhas são ainda segmentadas, em alguns pontos, por zonas de transferência

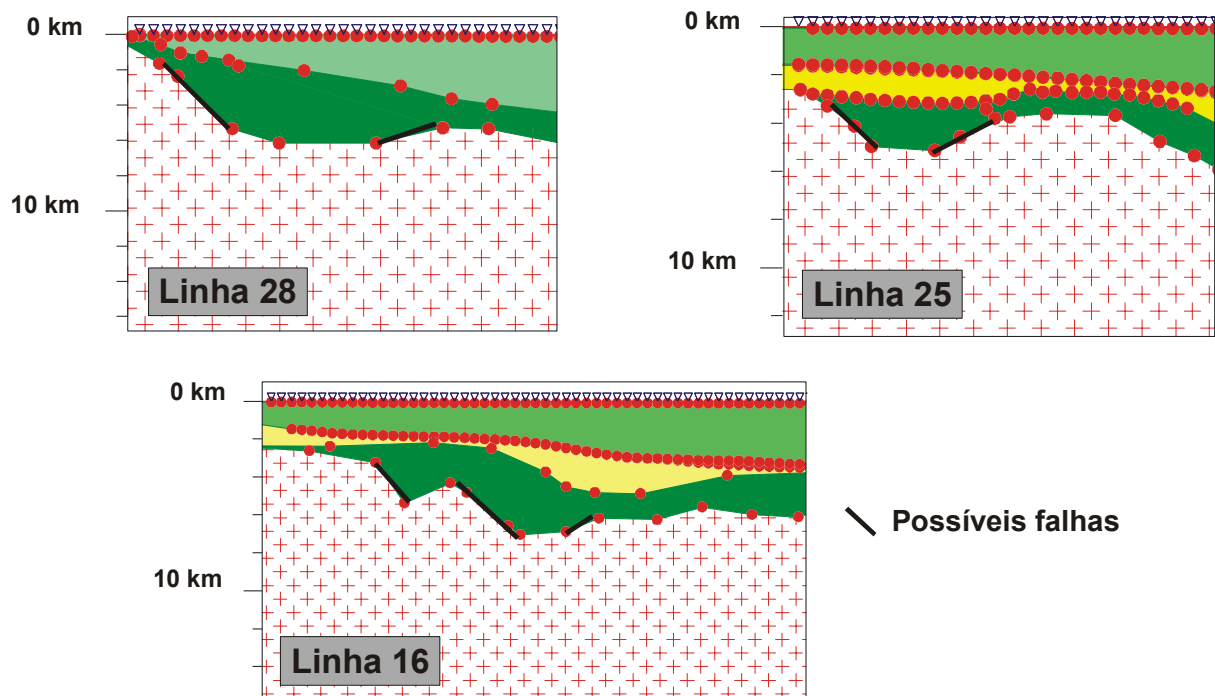


Figura 37. Aspectos estruturais da calha marginal norte nas linhas 28, 25 e 16. Esta calha apresenta-se menos profunda que a calha sul. A escala horizontal é a mesma das figuras horiginais da modelagem.

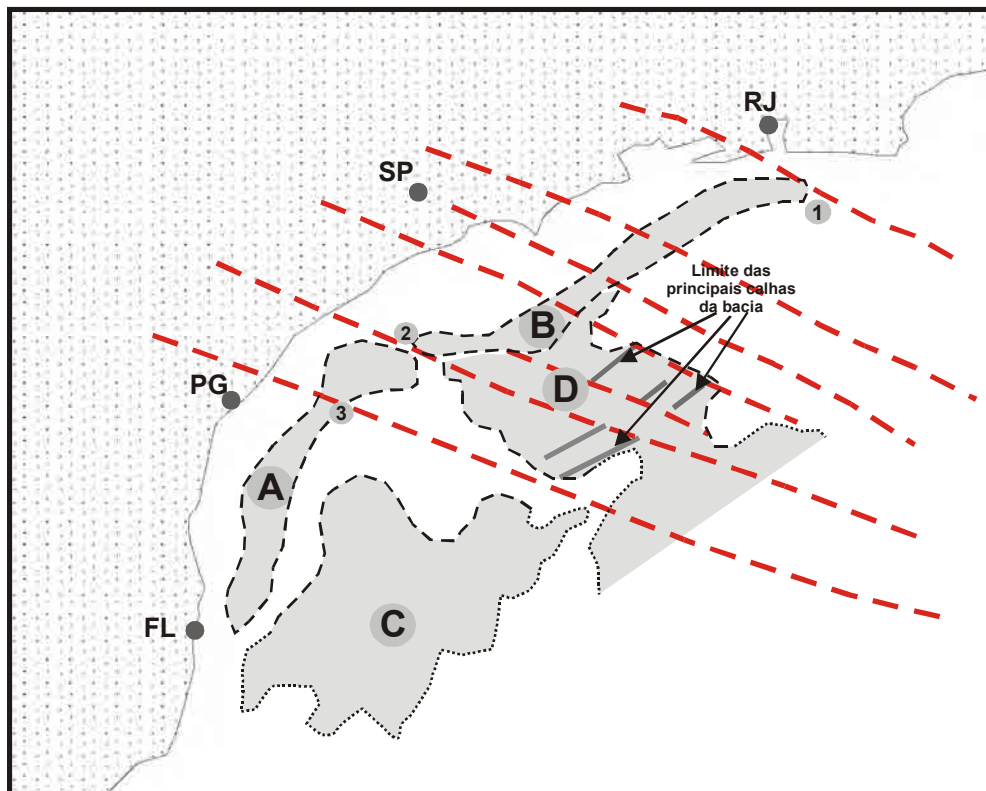


Figura 38. Mapa apresentando as províncias vulcânicas propostas neste trabalho e as zonas de transferência apresentadas por Meisling *et al.* (2001). 1, 2 e 3 representam pontos onde as calhas marginais são segmentadas pelas zonas de transferência. Notar ainda a segmentação e a compartimentação das calhas mais profundas da bacia (província vulcânica norte) pelas zonas de transferência.

responsáveis pela compensação do deslocamento ocasionado pela extensão. Na Figura 38 são apresentadas as províncias vulcânicas aqui propostas, juntamente com as zonas de transferência apresentadas por Meisling *et al.* (2001). Nesta figura é possível evidenciar a segmentação das calhas marginais em três pontos, sendo que o deslocamento mais pronunciado ocorre no ponto 2, que equivale aproximadamente à extensão para dentro da bacia do Alinhamento Estrutural de Guapiara, e o ponto 3, que representa aproximadamente a extensão do Alinhamento de São Gerônimo - Curiúva, limite norte do Arco de Ponta Grossa.

Na porção distal das linhas 19, 02, 21 (porção sul) e 05 (porção central), as rochas vulcânicas ocorrem como uma camada contínua com ampla distribuição em área (Figura 39), aqui denominada província vulcânica sul (Figura 35). O limite *offshore* desta província não é alcançado pelas linhas.

Nas linhas 25 (central), 28 e 09_10 (norte) ocorre também um amplo espalhamento de rochas vulcânicas em direção *offshore*, chamado de província vulcânica norte. Na posição central das linhas 28 e 09_10 é possível verificar uma

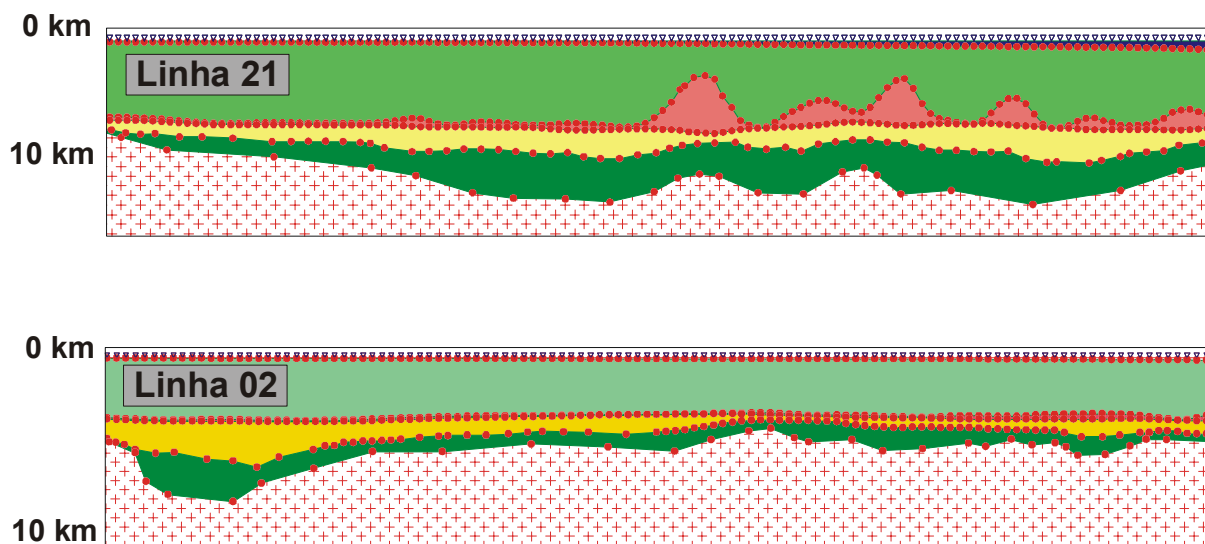


Figura 39. Aspectos da província vulcânica sul nas linhas 21 e 02. Notar a ampla distribuição sob a forma de uma camada delgada e contínua. Para legenda consultar a Figura 05.

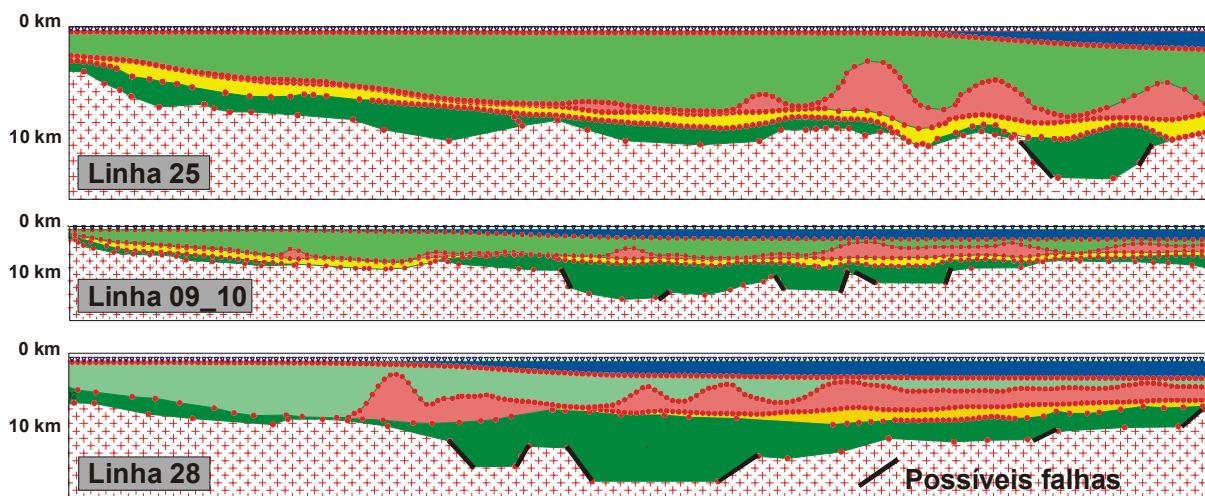


Figura 40. Província vulcânica norte. Nesta posição estão as calhas mais profundas da bacia. Notar que a base das rochas vulcânicas pode alcançar até 15 km de profundidade. Falhas normais limitam o depocentro das rochas vulcânicas. Existe ainda um amplo espalhamento das vulcânicas nas laterais das calhas. Para legenda consultar a Figura 05.

ampla anomalia magnética que foi ajustada como uma profunda calha preenchida por vulcânicas. Esta calha pode alcançar profundidades de até 15 km (Figura 40) e espessuras de vulcânicas da ordem de até 8 km e representaria uma das porções mais estiradas da crosta, com valores de β de 3.22 (poço 05, linha 28 – Figura 32). No mapa da Figura 38, estas calhas mais profundas são segmentadas lateralmente pelas zonas de transferência, ocasionando a compartimentação destes depocentros de rochas vulcânicas.

As províncias vulcânicas sul e norte estão localizadas em uma região caracterizada por baixos gravimétricos e altos magnéticos. Estes baixos gravimétricos estão situados entre os altos gravimétricos da borda e outra faixa de valores elevados, situada a cerca de 400 km da costa, paralelo à mesma, e não alcançado pelas linhas aqui modeladas. Segundo Meisling *et al.* (2001), estes altos gravimétricos afastados da costa representariam um centro de espalhamento oceânico abortado, e seriam coincidentes com o alto vulcânico de Avedis. A ampla região (cerca de 300 km de largura) de baixos gravimétricos situada entre estes altos representaria as principais calhas da fase rifte preenchidas por sedimentos. Estas calhas estão localizadas nas porções mais estiradas da crosta, onde a deformação inicial parece ter sido compensada por importante processo de falhamentos associado a intenso magmatismo (Figuras 39 e 40). A presença de espessa seção de evaporitos em determinadas posições acaba propiciando a presença de baixos gravimétricos em posições com calhas vulcânicas, devido a menor densidade do sal.

Condutos Vulcânicos

Um aspecto importante a ser entendido são as possibilidades de ascensão das rochas vulcânicas, tendo em vista que um magmatismo deste porte necessita de condutos para ser transportado, desde a região de sua formação (base da litosfera) até a superfície. Uma hipótese bastante aceitável é que os pulsos magmáticos produzidos durante o processo de rifteamento aproveitem-se de estruturas e zonas de fraqueza geradas pelo mesmo processo ou herdadas de processos tectônicos anteriores, sendo assim admissível a geração de condutos vulcânicos nas descontinuidades estruturais presentes na crosta, tanto nas estruturas de direção NE-SW, como nas zonas de transferência NW-SE, geradas ou reativadas. A geometria deste condutos seria, então, muito provavelmente caracterizada por estruturas verticais a subverticais, em pontos esparsos da bacia, nas regiões de maior estiramento crustal.

Tendo em vista a característica de verticalidade destas estruturas, associado ao fato de que as mesmas estariam situadas hoje em porções bastante profundas da bacia, tem-se então uma problemática relacionada ao reconhecimento e caracterização destes condutos. Os métodos sísmicos encontram dificuldade de imageamento de estruturas com inclinação acima de 45°, devido às características intrínsecas dos

mesmos. Além disso, existe ainda a perda de resolução em profundidade especialmente abaixo da seqüência evaporítica. Deste modo, os métodos potenciais podem representar uma alternativa ao reconhecimento destes condutos, porque os mesmos apresentam importante contraste de densidade e susceptibilidade magnética com as rochas adjacentes, produzindo anomalias reconhecíveis em superfície. Entretanto, a possibilidade de reconhecimento destas anomalias depende efetivamente da relação entre a distância fonte-receptor e do porte da estrutura a ser mapeada, além da necessidade de contraste de propriedades físicas. Deste modo, condutos vulcânicos de pequeno porte, muito profundos, ou situados abaixo de uma camada horizontal e espessa de rochas vulcânicas, não produzirão anomalias reconhecíveis em superfície.

A problemática aqui apresentada explica em parte a ausência na literatura de inferências sobre localização e geometria dos condutos vulcânicos responsáveis pelo transporte e *emplacement* do enorme volume de material magmático gerado na Bacia de Santos. Autores como Meisling *et al.* (2001) admitem a região do alto vulcânico de Avedis como possível fonte para extravasamento; entretanto, mesmo considerando o caráter fluido deste magma, são necessários diversos centros de extravasamento para contemplar a distribuição em área das rochas vulcânicas.

Deste modo, são aqui apresentadas duas possibilidades conceituais para estes condutos (Linha 02 – Figura 21 e Linha 16 – Figura 28). Estes dois exemplos não apresentam anomalias muito expressivas, em virtude dos aspectos discutidos anteriormente; entretanto, apresentaram ajuste satisfatório entre as curvas. Foram modelados como corpos únicos, de médio a grande porte, verticais e atravessando toda a crosta, mas também poderiam representar toda uma zona que serviu de conduto, a exemplo de um enxame de diques, que comporta-se como um grande corpo contrastando com suas adjacências.

Estes condutos poderiam, na época de sua atuação, situar-se em altos estruturais com alimentação das calhas e baixos deposicionais adjacentes. Outra possibilidade seria a localização destes condutos dentro das calhas produzidas por falhas, que representariam regiões crustais mais fracas, permitindo assim a intrusão e subida do magma. A alimentação neste sistema se daria pelo contínuo crescimento do edifício vulcânico, de acordo com o preenchimento do baixo estrutural. O detalhe dos condutos vulcânicos modelados é apresentado na Figura 41.

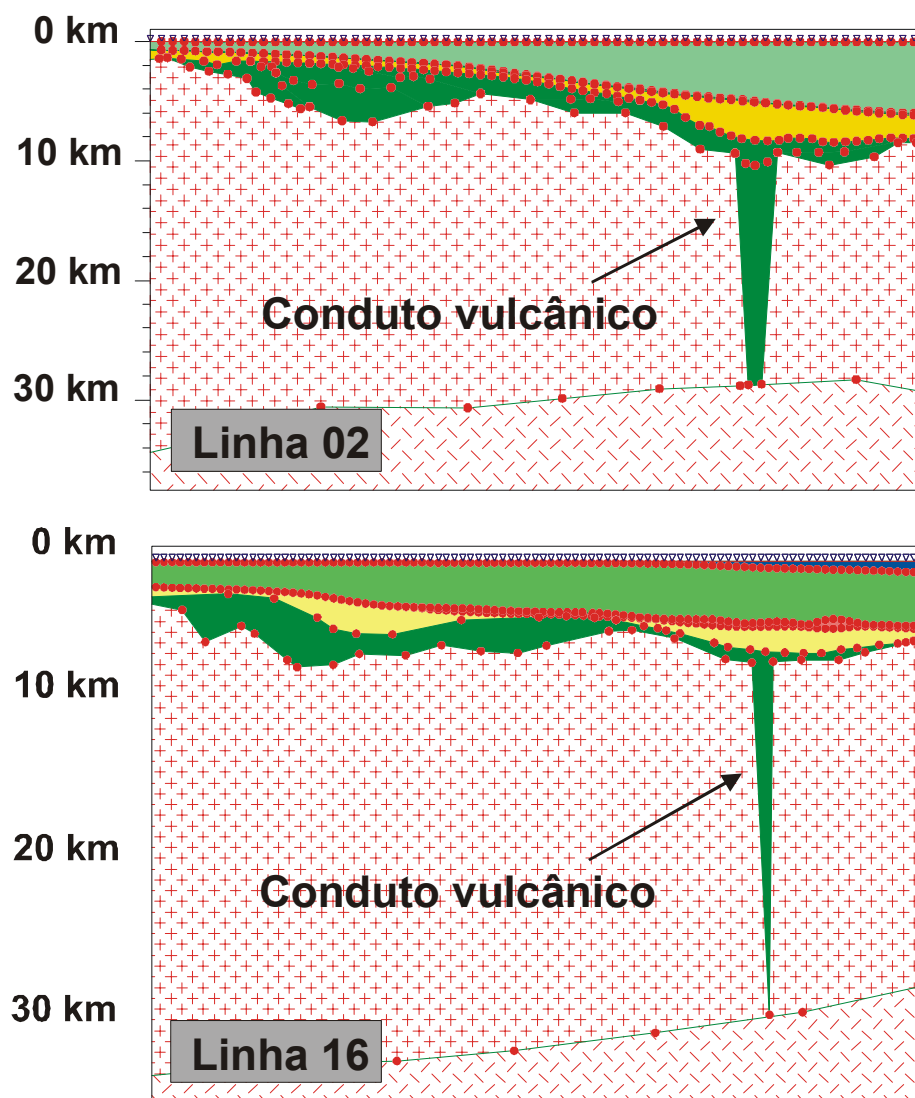


Figura 41. Possibilidades de condutos vulcânicos modelados nas linhas 02 e 16. Condutos deste tipo seriam responsáveis pela alimentação e preenchimento das amplas áreas cobertas por rochas vulcânicas na bacia.

CONCLUSÕES

A modelagem crustal, realizada com dados sísmicos e de métodos potenciais em 8 linhas na Bacia de Santos, apresentou resultados bastante satisfatórios em relação às espessuras crustais obtidas e estruturas presentes na base da seqüência rifte da bacia, comumente com pouca resolução pela sísmica de reflexão.

Os resultados da modelagem de rochas vulcânicas (base da seqüência rifte) foram comparados com dados pre-existentis de profundidade do topo do embasamento magnético, obtidos pela deconvolução de Werner para fontes múltiplas, apresentando uma boa correlação entre os dois conjuntos de dados, principalmente na parte proximal das linhas, onde as fontes estão mais próximas. Na porção distal de duas das três linhas comparadas os resultados também foram satisfatórios.

Valores de estiramento crustal (β) calculados com base na curva de subsidência tectônica de 29 poços sintéticos, distribuídos sobre as linhas modeladas, foram comparados ao estiramento crustal calculado com base na espessura crustal atual, considerando-se o modelo de extensão uniforme de Mackenzie (1978). Os dois conjuntos de dados apresentaram um coeficiente de correlação de 0.71, considerado aceitável para dados desta natureza. Os fatores de estiramento crustal variam desde 1.20 até 3.22, sendo que os maiores valores ocorrem nas calhas centrais da bacia, onde a espessura da seção sedimentar pode chegar até a 15 km, com espessura de rochas vulcânicas da ordem de 7 a 8 km. Estes valores são compatíveis com os valores apresentados por Chang & Kowsmann (1984) e com resultados das modelagens obtidos por Kowsmann *et al.* (1982)

Foram definidos quatro compartimentos para as rochas vulcânicas da base da seqüência rifte: calha marginal sul, calha marginal norte, província vulcânica sul e província vulcânica norte. Estes compartimentos foram definidos com base nas estruturas modeladas e na distribuição das anomalias magnéticas.

As calhas marginais são caracterizadas por fortes anomalias magnéticas e gravimétricas, com amplitudes de até 600 nT e 50 mGals respectivamente, e comprimento de onda de até 40 km. Estas calhas apresentam limites laterais abruptos, sendo possivelmente limitadas por falhas normais. A calha sul apresenta profundidades maiores que a norte, onde as anomalias são também de menor amplitude.

Estas calhas encontram-se segmentadas em diversos pontos por zonas de transferência geradas pelo processo de estiramento crustal, sendo que os deslocamentos mais pronunciados ocorrem nas continuações para dentro da bacia, dos alinhamentos estruturais de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva.

As províncias vulcânicas sul e norte são caracterizadas por amplas regiões preenchidas por camadas delgadas, porém contínuas, de rochas vulcânicas. A província sul apresenta pequenas calhas ao longo das linhas. Já a província vulcânica norte, além das camadas vulcânicas contínuas e delgadas, apresenta expressivas anomalias magnéticas com até 100 km de comprimento de onda e 900 nT de espessura que foram modeladas como profundas calhas, limitadas por falhas normais, que representam o depocentro da bacia. Estas calhas profundas também se apresentam segmentadas pelas zonas de transferência de direção NW, ocasionando compartimentação neste depocentro de rochas vulcânicas.

Conduitos vulcânicos verticais, que seriam responsáveis pela alimentação do vulcanismo da bacia, foram propostos e modelados em duas linhas, sem prejuízo para o ajuste das mesmas. Devido ao fato de se tratarem de estruturas verticais, possivelmente com pequena espessura e localizados em posições profundas da bacia, a maioria destes conduitos não deve ser reconhecida em dados magnéticos, pois fatores como distância fonte-receptor e a quantidade de rochas magnéticas adjacentes anularia o sinal produzido pelos mesmos. Isto explica, em parte, a ausência de dados sobre caminhos de alimentação do amplo vulcanismo na bacia.

A deformação e o estiramento da crosta são heterogêneos, sendo que a característica recorrente é um pronunciado estiramento na região de charneira e, a partir deste ponto, um progressivo afinamento, porém com diminuição (no gradiente) de estiramento. Valores de estiramento bastante altos são encontrados ainda na região central da bacia, em posições a leste da charneira, onde o estiramento gerou calhas profundas. Grande parte da deformação inicial ocorreu por falhas normais que geraram as calhas descritas acima, no estágio de subsidência mecânica da bacia. Algumas destas calhas são análogas às cunhas preenchidas por refletores sísmicos com mergulho em direção ao oceano (*seaward dipping reflectors*), modeladas na margem continental Argentina por Hinz *et al.* (1999).

A natureza da crosta, abaixo da Bacia de Santos, é admitida como continental atenuada (crosta transicional), em concordância ao proposto anteriormente por Leyden (1976), Asmus & Porto (1980), Kowsmann *et al.* (1982), Macedo (1990) e Chang *et al.* (1992). O início da crosta transicional se dá, provavelmente, na região de charneira, onde existe um pronunciado estiramento crustal que faz com que a crosta original de aproximadamente 35 km de espessura seja afinada e passe a ter valores de espessura da ordem de 20 km. Na região de charneira, inicia-se também expressiva ocorrência de rochas vulcânicas, sob a forma de calhas e camadas contínuas em direção ao interior da bacia, que alteram as propriedades reológicas da crosta original.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, P. A. & J. R. ALLEN. *Basin Analysis - Principles & Applications*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 451p.
- ANP/LEBAC. *Interpretação e mapeamento dos sistemas petrolíferos da Bacia de Santos - Tomo I*. Agência Nacional do Petróleo. 2003. 170p.
- ASMUS, H. E. & P. R. BAISCH. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, v.4, p. 3-9, 1983.
- ASMUS, H. E. & R. PORTO. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Camboriú. *anais...* Camboriú: SBG, 1980. p 225-239.
- ASSINE, M. L. *Aspectos da estratigrafia das seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. 1996. 207 f. Dissertação (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ASSUMPÇÃO, M.; D. JAMES; A. SNOKE. Crustal thickness in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: Implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, v.107. n.B1, p. 1-14, 2002.
- BASEI, M. A. S.; M. A. SIGA JR; A. MACHIAVELLI; F. MANCINI. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, v.22. n.2, p. 216-221, 1992.
- BASEI, M. A. S.; O. S. SIGA JR; H. MASQUELIN; O. M. HARARA; J. M. REIS NETO; F. PRECIOZZI. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In: U. G. CORDANI; E. J. MILANI; D. A. CAMPOS. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 2000. p. 311-334

BLAKELY, R. J. & G. C. CONNARD. Crustal studies using magnetic data. In: L. C. PAKISER & W. D. MOONEY. *Geophysical Framework of the continental United States*. Boulder: Geological Society of America, 1989. p. 45-60

BRAGA, L. F. S.; C. M. COSTA; F. GAMA; C. FONTOURA; A. S. CUNHA; F. DOURADO; F. S. CORREA. Magneto-Structural Imaging (MSI) and regional basement of the Santos Basin, Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8. 2003, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: SBGf, 2003. p 1 CD-ROM.

CAINELLI, C. & W. U. MOHRIAK. Geology of the Atlantic Eastern Brazilian Basins. In: AAPG International Conference and Exhibition Short Course - Brazilian Geology. 1998. *Short Course - Brazilian Geology*, 1998. p

CAMPANHA, G. A. C. & G. R. SADOWSKI. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apia Domain). *Precambrian Research*, v.98, p. 31-51, 1999.

CARMICHAEL, R. S. *Physical properties of rocks and minerals*: CRC press Inc, 1982. 741p.

CHANG, H. K. & R. O. KOWSMANN. Significado dos diques do arco de ponta grossa na abertura diferencial do atlântico sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. 1991, Rio Claro. *Boletim....* Rio Claro: SBG, 1991. p 77-78.

CHANG, H. K. & R. O. KOWSMANN. Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. p 1602-1614.

CHANG, H. K.; R. O. KOWSMANN; A. M. F. FIGUEREDO; A. A. BENDER. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, v.213, p. 97-138, 1992.

CONCEIÇÃO, J. C. J.; P. V. ZÁLAN; S. WOLD. Mecanismo, evolução e cronologia do rifte sul-atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.2, p. 255-265, 1988.

CORREA, F. S.; H. K. CHANG; E. MIO. Santos Basin magnetic data integration, processing and preliminary results (em preparação). p., 2005.

DAVISON, I. Wide and Narrow Margins of the Brazilian South Atlantic. *Journal of the Geological Society*, v.154, p. 471-476, 1997.

FERREIRA, F. J. F. *Geologia da Bacia do Paraná - Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico*. IPT. 1982. 143-166p. (Public. Especial 1207).

FERREIRA, F. J. F.; R. A. V. MORAES; M. P. FERRARI; R. B. VIANNA. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural do Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. 1981, Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG, 1981. p 226-240.

FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. O cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio - Sul Rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Balneário de Camboriu. *Anais...* Balneário de Camboriu: SBG, 1980. p 2677-2683.

FRANÇA, G. S. & M. ASSUMPÇÃO. Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences*, v.16. n.8, p. 743-758, 2004.

GUIMARÃES, P. P. D.; H. P. ALMEIDA; R. O. KOWSMANM; M. P. A. COSTA; M. P. BOA HORA. Modelagem Gravimétrica na porção sul do platô de São Paulo e suas implicações geológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. 1982, Salvador. *Anais*. Salvador, 1982. p 1570-1575.

HASUI, Y.; C. D. R. CARNEIRO; A. M. COIMBRA. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v.5, p. 257-266, 1975.

HENRY, S.; W. D. BRUMBAUGH; N. R. CAMERON. Pre-salt source rock development on Brazil's conjugate margin: West african examples. In: CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 4. 1995, Rio de Janeiro. *Extended abstracts...* Rio de Janeiro: SBGf, 1995. p

HINZ, K.; S. NEBEN; B. SCHRECKENBERGER; H. A. ROESER; M. BLOCK; K. GONÇALVES DE SOUZA; H. MEYER. The Argentine continental margin north of 48° S: sedimentary sucessions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, v.16, p. 1-25, 1999.

KARNER, G. D. Rifts of the Campos and Santos Basins, southeastern Brazil; distribution and timing. *AAPG Memoir*, v.73, p. 301-315, 2000.

KARNER, G. D. & N. W. DRISCOLL. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eatern Brazilian margins; insights from quantatividade basin modelling. *Geological Society Special Publication*, v.153, p. 11-40, 1999.

KAUL, P. F. T. O cráton de Luiz Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. 1980, Balneário de Camboriu. *Anais...* Balneário de Camboriu: SBG, 1980. p 2677-2683.

KOWSMANN, R. O.; M. P. A. COSTA; H. P. ALMEIDA; P. P. D. GUIMARÃES; M. P. BOA HORA. Geologia Estrutural do Platô de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. 1982, Salvador. *anaís*. Salvador: SBG, 1982. p 1558-1569.

LEYDEN, R. Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.48, p. 159-168, 1976.

- LEYDEN, R.; W. J. LUDWIG; J. EWING. Structure of the continental margin of Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin*, v.55, p. 2161-2173, 1971.
- MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: G. P. RAJA GABAGLIA&E. J. MILANI. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. p. 361-376
- MACHADO, R. & L. ENDO. Cinturão de cisalhamento Atlântico; um exemplo de tectônica transpressional Neoproterozóica. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4. 1993, Belo Horizonte. *Boletim...* Belo Horizonte: SBG, 1993. p 189-191.
- MCKENZIE, D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, v.40, p. 25-32, 1978.
- MEISLING, K. M.; P. R. COBBOLD; V. S. MOUNT. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, v.85. n.11, p. 1903-1924, 2001.
- MOHRIAK, W. U. & DEWEY.J.F. Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.89, p. 133-140, 1987.
- MUTTER, J. C. Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins. *Tectonophysics*, v.114. n.1-4, p. 117-131, 1985.
- NGA. *GM-SYS - Gravity/Magnetic modeling software user's guide*. Corvallis: Northwest Geophysical Associate, 2001. 102p.
- OJEDA, H. A. O. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, v.66. n.6, p. 732-749, 1982.

PEREIRA, M. J.; C. M. BARBOSA; J. AGRA; J. B. GOMES; L. G. F. ARANHA; M. SAITO; M. A. RAMOS; M. D. CARVALHO; M. STAMATO; O. BAGNI. Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. 1986, Goiânia. *anais*. Goiânia: SBG, 1986. p 65-79.

PEREIRA, M. J. & F. J. FEIJÓ. Bacia de Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.8. n.1, p. 219-234, 1994.

PRAKLA. *Levantamento Aeromagnetométrico da Bacia de Santos*, 1969 (Relatório Interno - Petrobrás)

RABINOWITZ, P. D. & J. LA BRECQUE. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research*, v.84. n.B11, p. 5973-6002, 1979.

RASMUSSEN, R. & L. B. PEDERSEN. End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting*, v.27, p. 749-766, 1979.

ROYDEN, L.; J. G. SCLATER; V. HERZEN. Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *AAPG Bulletin*, v.64, p. 173-187, 1980.

SADOWSKI, G. R. & M. J. MOTIDOME. Brazilian Megafaults. *Rev. Geol. Chile*, v.31, p. 61-75, 1987.

SHIVE, P. N.; R. J. BLAKELY; B. R. FROST; D. M. FOUNTAIN. Magnetism properties of the lower continental crust. In: D. M. FOUNTAIN; R. J. ARCULUS; R. W. KAY. *Continental lower crust*. Elsevier, 1992. p. 145-178

SIMPSON, R. W. & R. C. JACHENS. Gravity methods in regional studies. In: L. C. PAKISER & W. D. MOONEY. *Geophysical Framework of the continental United States*. Boulder: Geological Society of America, 1989. p. 35-44

SOARES, P. C.; A. P. FIORI; L. CARMIGNANI; S. P. ROSTIROLLA. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30. n.1, p. 130-134, 2000.

TALWANI, M.; J. M. WORZEL; M. LANDISMAN. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, v.64. n.1, p. 49-59, 1959.

TELFORD, W. M.; L. P. GELDART; R. E. SHERIFF. *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 770p.

TORGE, W. *Gravimetry*. New York: Walter de Gruyter, 1989. 465p.

WHITE, R. S. & D. P. MCKENZIE. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, v.94, p. 7685-7729, 1989.

WON, I. J. & M. BEVIS. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, v.52. n.2, p. 232-238, 1987.