

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

INTERPRETAÇÃO GRAVIMÉTRICA - MAGNÉTICA DA ZONA  
DE FRATURA DUPLA BODE VERDE

Tese Apresentada por

TEREZA CRISTINA MEDEIROS DE ARAUJO

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOFÍSICA

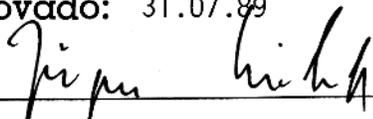
Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

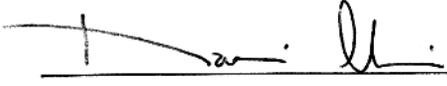
Geociências da

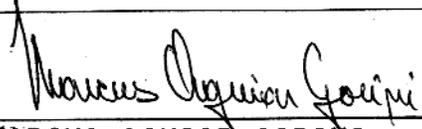
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 31.07.89

Comitê de Tese

  
\_\_\_\_\_  
JÜRGEN H. BISCHOFF  
\_\_\_\_\_  
ORIENTADOR

  
\_\_\_\_\_  
NAOMI USSAMI

  
\_\_\_\_\_  
MARCUS AGUIAR GORINI

T.324. ARAÚJO, Tereza Cristina Medeiros de  
A658

Interpretação gravimétrica-magnética da zona de fratura dupla Bode Verde. Belém, UFPA/Centro de Geociências. 1989.

110 p.

Tese apresentada ao Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obter o grau de Mestre em Ciências na área de Geofísica.

1. Geofísica Marinha. 2. Gravimetria-Magnetometria. 3. Geofísica de Fratura Bode Verde. I. Universidade Federal do Pará/C. de Geociências II. Título.

Ao meu querido Tutu que, de  
onde estava, me deu forças  
para continuar na luta.

## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Jürgen Bischoff pela valiosa orientação e pelo incentivo dado durante o desenvolvimento desta tese, e durante todo o curso.

A Dra. Naomi Ussami (IAG-USP) pelo apoio dado à interpretação gravimétrica, e pelas preciosas referências bibliográficas.

Aos membros da banca examinadora, Dra. Naomi Ussami (IAG-USP) e Dr. Marcus Aguiar Gorini (LAGEMAR-UFF), pelas críticas e sugestões feitas à primeira versão desta tese.

Ao Prof. Jorge Leão, pela valiosa colaboração dada durante o desenvolvimento da parte computacional desta tese.

Ao PROMAR (UFPA) pelo incentivo e pelo trabalho que vem sendo desenvolvido no âmbito das Ciências do Mar.

A Comissão Interministerial para Recursos do Mar (CIRM), pelo incentivo e apoio à geologia e à geofísica marinha, e pelo estágio concedido durante a expedição do navio oceanográfico "Akademik Nicolai Strachov".

Ao Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense, pela concessão dos dados e por todo apoio dado na fase inicial da tese.

A PETROBRÁS pela confecção dos mapas de contorno, preliminar (DENOR) e final (CENPES). Em especial ao Dr. Nepomuceno Filho pelas facilidades concedidas na confecção dos mapas, e ao Analista de Sistemas Sebastião (CENPES), pelas longas horas de apoio. Também, aos amigos geofísicos do DENOR, que muito contribuíram na fase inicial dos mapas.

As amigas Helenice e Odete, pelo incentivo e apoio

moral durante o desenvolvimento desta tese, e por todo o companheirismo ao longo dos anos.

Ao amigo Lucas, que apesar de todas as discordâncias, contribuiu muito para a realização desta tese.

Aos amigos Humberto, Jessé, Alteredo, Reinaldo e João Carlos, pelo apoio dado nos trabalhos computacionais.

Ao amigo João Marinho, pela revisão do manuscrito.

Aos colegas da Pós-Graduação, pelas longas horas de lutas e batalhas, e pelas muitas discussões enfrentadas no decorrer do curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudo concedida durante o curso.

Ao Laboratório de Computação do Departamento de Geofísica (UFPA), pelas longas e intermináveis horas de trabalho.

A todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização desta tese.

Enfim, um agradecimento especial ao "mar", que permite que seus mistérios sejam descobertos, em prol do desenvolvimento da Ciência.

## SUMÁRIO

DEDICATÓRIA .....	I
AGRADECIMENTOS .....	II
RELAÇÃO DAS FIGURAS .....	IV
RESUMO .....	01
ABSTRACT .....	03
1 - INTRODUÇÃO .....	05
2 - TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE ZONAS DE FRATURA .....	08
2.1 - Origem .....	08
2.2 - Topografia .....	10
2.3 - Petrologia .....	12
2.4 - Características Gravimétricas .....	14
2.5 - Características Magnéticas .....	15
3 - A ZONA DE FRATURA DUPLA BODE VERDE .....	18
3.1 - Introdução .....	18
3.2 - Descrição Geral .....	19
3.2.1 - Localização e Morfologia .....	19
3.2.2 - Tectônica .....	22
4 - LEVANTAMENTO E AQUISIÇÃO DOS DADOS .....	23
4.1 - Levantamento .....	23
4.2 - Aquisição .....	23
5 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS .....	26
5.1 - Introdução .....	26
5.2 - Mapa de Contorno .....	27
5.3 - Perfis e Seções .....	32
5.3.1 - Perfis .....	32

5.3.2 - Seções .....	40
5.4 - Análise dos Resultados .....	70
6 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS MAGNÉTICOS .....	72
6.1 - Introdução .....	72
6.2 - Mapa de Contorno .....	73
6.3 - Perfis .....	75
6.4 - Análise dos Resultados .....	97
7 - CONCLUSÕES E DISCUSSÃO.....	100
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	103

## RELAÇÃO DAS FIGURAS

FIGURA 01 - Localização da Zona de Fratura Dupla Bode Verde .....	20
FIGURA 02 - Localização da área de trabalho .....	24
FIGURA 03 - Mapa batimétrico da Zona de Fratura Dupla Bode Verde .....	29
FIGURA 04 - Mapa de anomalia "free-air" da Zona de Fratura Dupla Bode Verde .....	31
FIGURA 05 - Localização da Zona de Fratura Dupla Bode Verde e dos eixos da cadeia .....	34
FIGURA 06 - Perfis batimétrico e gravimétrico "a" e "b" que cruzam o "rift-valley" central .....	35
FIGURA 07 - Perfis batimétrico e gravimétrico "c" e "d" que servem de apoio no traçado do eixo da cadeia ...	36
FIGURA 08 - Perfis batimétricos "b", "c" e "d" que cruzam o eixo da cadeia .....	37
FIGURA 09 - Visão tridimensional da morfologia da Zona de Fratura Dupla Bode Verde .....	38
FIGURA 10 - Visão tridimensional da anomalia "free-air" da Zona de Fratura Dupla Bode Verde .....	39
FIGURA 11 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 02, assumindo crosta com espessura constante de 8 km .....	42

FIGURA 12 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 03, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	43
FIGURA 13 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 04, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	44
FIGURA 14 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 05, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	45
FIGURA 15 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 06, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	46
FIGURA 16 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 07, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	47
FIGURA 17 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 08, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	48
FIGURA 18 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 09, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	49
FIGURA 19 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 10, assumindo crosta com espessura constante de 6 km .....	50
FIGURA 20 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	

	crustal 02, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	52
FIGURA 21 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 02, densidade da crosta = 2.70 gr/cm <sup>3</sup> ..	54
FIGURA 22 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 03, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	55
FIGURA 23 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 03, densidade da crosta = 2.70 gr/cm <sup>3</sup> ..	57
FIGURA 24 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 04, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	58
FIGURA 25 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 05, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	60
FIGURA 26 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 06, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	62
FIGURA 27 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 07, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	64
FIGURA 28 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 08, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	66
FIGURA 29 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 09, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	68
FIGURA 30 - Anomalias, observada e calculada, para a seção	crustal 10, densidade da crosta = 2.84 gr/cm <sup>3</sup> ..	69
FIGURA 31 - Mapa de anomalia magnética para a Zona de Fra-	tura Dupla Bode Verde .....	74

FIGURA 32 - Visão tridimensional da anomalia magnética da Zona de Fratura Dupla Bode Verde .....	76
FIGURA 33 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 03, considerando camada de basalto com espes- sura constante de 0.5 km .....	78
FIGURA 34 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 08, considerando camada de basalto com espes- sura constante de 0.5 km .....	79
FIGURA 35 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 05, considerando camada de basalto com espes- sura constante de 0.5 km .....	81
FIGURA 36 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 03, com camada de basalto interrompida .....	82
FIGURA 37 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 08, com camada de basalto interrompida .....	83
FIGURA 38 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 05, com camada de basalto interrompida .....	84
FIGURA 39 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 02 .....	86
FIGURA 40 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 03 .....	88
FIGURA 41 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 04 .....	90
FIGURA 42 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil	

05 .....	91
FIGURA 43 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil	
06 .....	92
FIGURA 44 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil	
07 .....	94
FIGURA 45 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil	
08 .....	96
FIGURA 46 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil	
10 .....	98

Teresa

## RESUMO

Em Janeiro de 1980, foi realizada a Operação Bode Verde I do Projeto CENTRATLAN, que constou da coleta de dados geofísicos e geológicos na área central da Cadeia Mesoatlântica (CMA), a sul da ilha de Ascensão. Esta operação fez parte de um convênio firmado entre a Marinha Americana e a Marinha Brasileira, cujo objetivo era investigar o Oceano Atlântico Sul, especialmente a área onde se estende a província fisiográfica da Cadeia Mesoatlântica.

Com o objetivo de estudar a Zona de Fratura Dupla Bode Verde, e assim conhecer melhor esta feição tão marcante no fundo oceânico e margem continental, foram tratados e interpretados os dados batimétricos, gravimétricos e magnéticos colhidos na operação anteriormente citada.

A análise dos dados batimétricos permitiu uma definição para esta zona de fratura, com o seu caráter duplo marcado pela presença de duas calhas contínuas, paralelas entre si, e separadas por um alto que tem o seu próprio "rift-valley". As anomalias gravimétricas encontradas confirmam o caráter duplo, com os dois mínimos observados correspondendo às duas calhas da fratura. Estas calhas separam um bloco crustal de aproximadamente 40 km de largura. Com base nos dados gravimétricos, foram construídas nove seções crustais sobre a zona de fratura, que permitiram observar que a interface crosta-manto sofre um afinamento crustal embaixo das paredes da fratura. Esta interface, que encontra-se normalmente a uma profundidade de 8-9 km, passa a atingir profundidades de 5.5-6.0 km abaixo das

paredes da fratura, com a crosta apresentando uma espessura de 2.0 km nestas partes. Este afinamento crustal é causado pela subida de material do manto. A extensiva alteração hidrotermal que ocorre na depressão central da fratura, pode ser a responsável pelo menor afinamento crustal observado nesta parte da zona de fratura.

Para a interpretação dos dados magnéticos, foi usada uma escala de tempo de polaridade magnética entre o Cretáceo Inferior e o Cenozóico, e uma taxa de espalhamento oceânico de 2.0 cm/ano. Para a camada de basalto, que é responsável por parte das anomalias magnéticas observadas, foi usada uma espessura média de 0.5 km. Nas paredes da zona de fratura, ocorre uma diminuição na espessura desta camada, havendo uma interrupção da mesma na depressão central da fratura.

## ABSTRACT

In January 1980, the CENTRATLAN Project Bode Verde I was conducted by collecting geophysical and geological data at the central portion of the Middle Atlantic Ridge, south of Ascensão Island. This research was done within an agreement between the US-American and Brazilian Navy.

With the objective to describe the geology of the Bode Verde fracture zone and to understand the origins of this feature on the ocean floor and continental margin, bathimetric, gravimetric and magnetic data were collected.

The analysis of the bathimetric data allowed to describe this feature as a doubled fractured zone, marked by two continuous troughs, parallel to each other, separated by a high with its own rift-valley. The gravimetric anomalies confirm this double feature, with the two observed gravimetric minimum corresponding to the two troughs of the fracture zone. These troughs separate a crustal block of approximately 40 km width. Based on gravimetric data it was possible to construct nine crustal sections of the fracture zone. They permitted to observe a thinning of the crust-mantle interface beneath the fracture walls. The interface crust-mantle that usually has a depth of 8-9 km, is only 5.5-6.0 km deep beneath the fracture walls with a crust thickness of about 2.0 km. The crustal thinning is caused by the ascent of mantle material. The hidrothermal alteration in the central trough of the fracture can be responsible for the minor crustal thinning observed in this part of the fracture zone.

For the interpretation of the magnetic data was used a time scale of magnetic polarity between the Lower Cretaceous and Cenozoic and a spreading rate of the ocean floor of about 2.0 cm/year. For interpretation a thickness of 0.5 km was estimated for the basalt layer, which is responsible for the observed magnetic anomalies. Its thickness decreases in the fracture walls, being interrupted at the central trough fracture.

## 1 - INTRODUÇÃO

As zonas de fratura oceânicas são feições proeminentes e geralmente lineares de embasamento, que limitam segmentos de crosta oceânica, e deslocam as dorsais das cadeias meso-oceânicas por centenas de km. Morfologicamente, consistem em cadeias de embasamento com calhas intervenientes. São também, as maiores fontes de heterogeneidade sísmica crustal.

De acordo com a teoria da Tectônica de Placas, as zonas de fratura são de fundamental importância para o estudo paleoreconstrutivo dos continentes, uma vez que representam regiões ao longo das quais placas litosféricas se movimentam. A sua possível continuidade nas margens continentais é outro aspecto importante, uma vez que podem estar relacionadas à formação das bacias marginais.

Os estudos referentes às zonas de fratura, que começaram com Menard e Dietz (1952), vêm sendo intensificados nos últimos anos. Entretanto, muito pouco ainda é conhecido, principalmente sobre a região da crosta oceânica anômala associada com as zonas de fratura. No Oceano Atlântico Norte, muitos trabalhos foram realizados, e hoje têm-se zonas de fratura intensamente estudadas, como a zona de Fratura Vema. As zonas de fratura equatoriais também já são conhecidas, principalmente quanto às suas características morfológicas/petroológicas, e tectônicas. Entretanto, o Oceano Atlântico Sul aparece como uma das últimas fronteiras de conhecimento de suas áreas oceânicas ao redor do globo. A área central do Atlântico Sul, a sul da latitude 9°S, encontra-se ainda pouco conhecida. Visando

preencher esta lacuna, o Naval Research Laboratory (NRL) da Marinha Americana, e a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha Brasileira, firmaram um convênio (Projeto CENTRATLAN) , cujo objetivo era estudar geológica e geofisicamente essa área. Este convênio constou de várias etapas de coleta de dados, envolvendo pesquisadores brasileiros e americanos.

Em Janeiro de 1980, foi realizada a Operação Bode Verde I do Projeto CENTRATLAN, que constou da coleta de dados geofísicos e geológicos na área central da Cordilheira Mesoatlântica (CMA), a sul da ilha de Ascensão. Os dados coletados trouxeram informações importantes para o melhor conhecimento da Cordilheira Mesoatlântica, e também, a descoberta da Montanha Submarina Hayes e da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.

A Zona de Fratura Dupla Bode Verde é uma feição característica da Cordilheira Mesoatlântica, tendo sido a primeira zona de fratura dupla mapeada no Atlântico Sul. Localiza-se na latitude 12°S, sendo traçada do meio do oceano à margem continental brasileira. Trabalhos já realizados nesta zona de fratura (Gorini et al., 1984) referem-se principalmente às suas características morfoestruturais, ao seu traçado até a margem continental leste brasileira, e à sua relação com os Montes Submarinos da Bahia.

Objetivando a interpretação, quanto as características magnético-gravimétricas desta zona de fratura, serão tratados e interpretados neste trabalho os dados gravimétricos, batimétricos e magnéticos colhidos na operação citada anteriormente, da área que corresponde à interseção da Cadeia Meso-

tiântica com esta zona de fratura, ou seja, a área localizada entre as latitudes  $10^{\circ}30'S$  e  $13^{\circ}S$  e as longitudes  $17^{\circ}W$  e  $11^{\circ}W$ . Espera-se, assim, caracterizá-la magnético-gravimetricamente, contribuindo para o melhor conhecimento dessas feições tão relevantes nos fundos oceânicos e margens continentais.

## 2 - TRABALHOS PRÉVIOS SOBRE ZONAS DE FRATURA

### 2.1 - Origem

As zonas de fratura oceânicas, que são observadas ao redor de todo o globo deslocando as dorsais das cadeias mesoceânicas, foram consideradas por Wilson (1965) como uma classe de falhas de rejeto direcional, com comportamento diferente das falhas transcorrentes convencionais. Essas receberam o nome de "falhas transformantes" e, segundo Wilson (op. cit.), correspondem a antigas linhas de fraqueza na crosta continental pré-rifteamento e são originadas em "offsets" naturais de fraturamento continental.

Segundo Gorini (1977) as zonas de fratura podem corresponder a estruturas formadas a partir do rifteamento inicial dos continentes. As zonas de fratura do Atlântico Equatorial estabeleceram-se desde o começo do rifteamento da separação entre América do Sul e África, e não acompanharam necessariamente antigas zonas de fraqueza nos escudos e plataformas pré-cambrianas (Gorini, op. cit.). Desenvolveram-se, em alguns casos, ao longo de direções tectônicas que fazem grandes ângulos oblíquos às direções estruturais e às zonas de fratura visíveis nos escudos, originando-se em resposta a estruturas profundas que resultaram de um sistema de "stress" dominante.

Certamente, a geometria do rifteamento original dos continentes originou algumas zonas de fratura, como atestado, por exemplo, pelas zonas de fratura do Atlântico Equatorial, mas não implica que seja a única origem.

Uma explicação termodinâmica para a origem de zonas de fratura foi proposta por Turcotte (1974) e Collette (1974). Eles sugeriram que as falhas transformantes cadeia-cadeia são necessárias para atenuar o "stress" termal no resfriamento da litosfera. A observação que algumas falhas transformantes têm uma estrutura tipo "graben", similar a "rift-valleys", suportam esta explanação, embora cálculos feitos por Turcotte (1974) indiquem que a contração termal é pequena para explicar a largura de muitas zonas de fratura.

Outra possível explicação para a origem das zonas de fratura é a assimetria do espalhamento oceânico (Weissel e Hayes, 1971). Se um segmento da cadeia tem espalhamento simétrico e encontra-se adjacente a um segmento que tem espalhamento assimétrico, os dois segmentos podem migrar, um em relação ao outro, criando uma falha transformante cadeia-cadeia.

A localização de zonas de fratura pode ser controlada pela pré-existência de estruturas nos blocos continentais adjacentes (Wilson, 1965; Bryan, 1986); pelo rifteamento e interação com outras zonas de cisalhamento (Gorini, 1977; Crane e Bonatti, 1987); por processos termals (Turcotte, 1974; Collette, 1974; Sandwell, 1988) ou por segmentação das cadeias mesoceânicas (Schouten et al., 1985).

A linearidade das zonas de fratura é diagnóstico de sua origem, sendo o seu "trend" importante na determinação da direção do movimento de blocos crustais. Embora zonas de fratura sejam definidas como estruturas lineares, estudos recentes mais detalhados revelaram que estas podem mudar de direção ao longo do seu comprimento.

## 2.2 - Topografia

A feição mais característica de uma zona de fratura, ao lado do alto relevo e extrema linearidade, é a presença de uma depressão central (que ocorre na interseção da zona de fratura com o "rift" central da cadeia mesoceânica (CMO)), normalmente mais profunda que o fundo oceânico adjacente e circundada por um sistema de cadeias paralelas. Se essa depressão fosse completamente formada durante a evolução da zona de fratura, então sua expressão topográfica poderia diminuir com a idade. Entretanto, a topografia persiste na litosfera com idades maiores que 100 m.a. (Sandwell e Schubert, 1982).

Menard e Atwater (1969) foram os primeiros a proporem um modelo geométrico para a topografia observada nas zonas de fratura. Eles observaram que as elevações da cadeia mesoceânica (CMO) são inversamente proporcionais à taxa de espalhamento, e concluíram que a topografia pode ser um resultado direto de uma componente extremamente pequena do espalhamento oceânico.

A depressão central observada na interseção da zona de fratura com o "rift" central da CMO é uma consequência direta do espalhamento oceânico e da origem viscodinâmica do "rift" central (Sleep e Blehler, 1970). A subida do material do manto, com conseqüente resfriamento rápido nas paredes da zona de fratura, causa a topografia mais elevada nas paredes e a conseqüente depressão central. Stroup e Fox (1981), explicam esta depressão como sendo um ajuste isostático da crosta afinada, que é o resultado da redução da taxa de produção crustal no centro do espalhamento.

As cadeias transversais anômalas, que ladeiam a depressão central, não são resultado de excesso de vulcanismo, mas sim de um tectonismo vertical de blocos da crosta e manto superior (Gorini, 1977; Bonatti, 1978). Este tectonismo é causado por "stress" compressionais e tensionais, desenvolvidos ao longo da zona de fratura, em resposta a mudanças na direção do espalhamento, e por intrusões verticais de rochas ultramáficas com baixa densidade relativa (Gorini, 1977; Bonatti, 1978).

Esses modelos já vistos apresentam ajustes para as zonas de fratura do Atlântico Equatorial. Entretanto, sua aplicabilidade para todos os tipos de zonas de fratura encontradas no mundo é questionável, visto que estudos mostram que as zonas de fratura podem apresentar feições fisiográficas distintas e estarem em situações tectônicas diferentes. Segundo Sleep e Blehler (1970), as zonas de fratura do Atlântico podem ter sua topografia formada através de um fechamento parcial da depressão no espalhamento do fundo oceânico, enquanto as zonas de fratura do Pacífico foram afetadas por mudanças na direção de espalhamento.

Sandwell e Schubert (1982), estudando seis zonas de fratura no norte do Pacífico, demonstraram que a flexura litosférica ocorre nas zonas de fratura como uma consequência da diferença na razão de subsidência em ambos os seus lados, permanecendo na batimetria inicial das referidas fraturas. A topografia flexural é, portanto, uma expressão topográfica primária das zonas de fratura. Entretanto, este modelo de flexura não explica as feições topográficas das zonas de fra-

tura do Atlântico.

Segundo Sempere e Macdonald (1987), o mapeamento do fundo do mar indica que a morfologia das zonas de fratura depende da sua taxa de deslocamento e da idade da litosfera que é justaposta pela interseção cadeia-falha. Porém, essa dependência ocorre de uma forma complexa, que ainda não está completamente entendida.

### 2.3 - Petrologia

Devido à sua topografia irregular, zonas de fratura representam um excelente local para dragagens, pois expõem rochas da crosta oceânica e do manto superior, sendo também um bom local para estudo das camadas da crosta oceânica. Basicamente, a crosta oceânica é constituída de 3 camadas, apesar de estudos sísmicos recentes terem mostrado uma estrutura mais complexa. A camada 1 é composta por sedimentos com espessura menor que 1 km e ausente nas proximidades do eixo das cordilheiras, e a camada 2 composta por basaltos com espessura de 0.5 km (Banerjee, 1984). A camada 3 é a mais espessa, variando de 3.4 a 7.0 km, com espessura média de 4.5 km (Kennett, 1982), sendo formada basicamente por gabros.

Muitos autores reportam trabalhos pioneiros sobre suas características petrológicas. Thompson e Melson (1972) publicaram trabalhos analisando zonas de fratura do Atlântico. Eles concluíram que zonas de fratura são locais de extrusão e intrusão de rochas básicas, bem como de intrusão de rochas originadas no manto superior. Eles sugeriram que nova crosta

oceânica é criada ao longo das zonas de fratura, e diferem quimicamente da crosta oceânica criada nas cadeias mesoceanicas.

Segundo Detrick (In White e Williams, 1986), a crosta oceânica formada nas zonas de fratura é anômala em relação à crosta normal. No domínio transformante, a crosta oceânica é mais fina que a normal, tem baixa velocidade sísmica e não apresenta a camada sísmica 3, que é uma das feições características da crosta oceânica normal. As zonas de fratura são as maiores fontes de heterogeneidade sísmica crustal (Detrick e Purdy, 1980; White et al., 1984).

Uma complexa variedade de rochas ultramáficas, basálticas e metamórficas são encontradas nas zonas de fratura (Bonatti, In White e Williams, 1986), sendo as ultramáficas o tipo mais abundante. Um problema encontrado no estudo da petrologia de zonas de fratura, é o significado da presença de corpos peridotíticos, que representam manto superior soerguido, largamente expostos nestas (Bonatti, 1978). Segundo Hekinian (1982), o tipo de estruturas e as associações nas quais os peridotitos são normalmente encontrados indicam que estes são derivados de material profundo (manto superior) e soerguidos por tectonismo, o que corrobora com as observações de Bonatti (1978).

A presença de material de baixa densidade na depressão central da zona de fratura é explicada como sendo peridotitos serpentinizados (White e Williams, 1986). Essa serpentinição do manto peridotítico é causada pela circulação hidro-

termal na base da crosta, fraturada e falhada, embaixo da zona de fratura.

#### 2.4 - Características Gravimétricas

Medidas gravimétricas dão informações sobre a variação na espessura crustal. Ao longo de muitos anos, estudos gravimétricos vêm sendo realizados em áreas oceânicas, visando dar uma maior contribuição ao entendimento da tectônica global. Trabalhos pioneiros como os de Talwani et al. (1959) e Dehlinger et al. (1967), retratam o Escarpamento Mendocino, uma zona de fratura relíquia.

Nos últimos 15 anos, um grande número de trabalhos foram publicados, com informações que trazem uma maior compreensão às zonas de fratura. Principalmente, com relação às zonas de fratura do Atlântico Norte e Equatorial, como o caso da Zona de Fratura Vema, intensamente estudada nos últimos anos por vários autores (Robb e Kane, 1975; Detrick et al., 1982; Loudon et al., 1986; Potts et al., 1986; Prince e Forsyth, 1988).

Amplas anomalias "free-air" negativas são observadas sobre zonas de fratura, sendo o valor máximo observado na depressão central. Segundo Prince e Forsyth (1988) mais de que 90% destas, são atribuídas à batimetria, à espessura dos sedimentos e ao modelo assumindo crosta com espessura constante.

Estudos gravimétricos referem-se à idéia de afinamento crustal nas zonas de fratura, também apoiada em estudos

sísmicos. Robb e Kane (1975) foram os primeiros a falarem em afinamento crustal nas zonas de fratura; Louden e Forsyth (1982) também falam em afinamento crustal, mas não dão uma explicação, principalmente com relação a extensão horizontal do afinamento. Com o aparecimento da sísmica no estudo das zonas de fratura, no início dos anos 80, novos dados foram introduzidos, trazendo um melhor entendimento ao afinamento crustal observado.

O afinamento crustal em zonas de fratura é bem conhecido, mas falta definir a sua extensão horizontal. Prince e Forsyth (1988), estudando a Zona de Fratura Vema, no Atlântico Equatorial, concluíram que o afinamento crustal não é uniforme ao longo da zona de fratura: o afinamento crustal é maior nas paredes da zona de fratura que na depressão central, podendo ser causado por repetidos "cracking" e extensiva alteração hidrotermal na zona transformante principal.

Ainda segundo Prince e Forsyth (1988), para a Zona de Fratura Vema, a depressão central desta zona de fratura e as cadeias transversais não são compensadas localmente por afinamento crustal, como foi sugerido por Louden e Forsyth (1982).

## 2.5 - Características Magnéticas

Ao contrário das anomalias na terra, que variam grandemente de lugar para lugar, as anomalias magnéticas oceânicas têm um padrão regular sobre todos os oceanos, sendo este padrão

explicado como uma consequência natural do espalhamento oceânico. Para explicar este padrão Vine e Mathews (1963) sugeriram que depois do material ser extrudido, adquire magnetização termoremanente de acordo com a direção do campo presente. Vine e Moores (1972) consideraram que a magnetização está confinada aos basaltos da camada 2, com o que corroboram os estudos de Fox e Opdyke (1973). Porém, Kent et al. (1978) e Benerjee (1984) começam a mostrar que, além dos basaltos da camada 2, os gabros oceânicos também podem ser uma fonte importante para as anomalias magnéticas marinhas.

As zonas de fratura oceânicas são bem conhecidas pelo seu padrão de anomalias magnéticas distinto. A amplitude da anomalia pode variar, mas, segundo Rea (1972), esta é distinta das anomalias de espalhamento oceânico adjacente. Segundo Verhoef e Duin (in White e Williams, 1986), o padrão de anomalias magnéticas em zonas de fratura é assimétrico, com a anomalia maior no lado mais jovem, podendo ser explicado por um aumento na magnetização ou por uma camada magnetizada mais espessa no lado jovem.

Cochran (1973) e Schouten (1974) mostraram que o padrão de anomalia magnética sobre zonas de fratura pode ser explicado pela justaposição de blocos crustais, de magnetização normal e reversa (ou uma combinação dos dois), separados por uma estreita banda de magnetização baixa ou não existente.

Estudando a zona de Fratura de Ascensão, no Atlântico Sul, van Andel et al. (1973) notaram que as anomalias magnéticas desta área são contínuas sobre longas distâncias, mas mostram variação na amplitude sobre distâncias de vários km. Esta

mudança pode sugerir larga variação longitudinal na intensidade de magnetização, ou uma combinação "en echelon" de corpos magnéticos.

Muitos autores reportam a existência de um pico positivo de anomalia magnética na depressão central da zona de fratura, com o que corroboraram as observações de Gumma (1973) e Lynn (1975), ao estudarem zonas de fratura no Pacífico Norte.

### 3 - A ZONA DE FRATURA DUPLA BODE VERDE

#### 3.1 - Introdução

No Oceano Atlântico Equatorial, o eixo da Cadeia Mesoatlântica é deslocado por uma série de zonas de fratura semiparalelas. No Atlântico Sul, este deslocamento do eixo também é observado. Porém, poucas zonas de fratura são bem conhecidas, sendo estas inferidas, preferencialmente, a partir de dados de epicentros de terremotos (Stover, 1968).

Estudos desenvolvidos no Atlântico Sul sugerem a extensão, em direção à margem continental brasileira, de alinhamentos formados em setores da crosta oceânica. Entretanto, a escassez de dados das regiões mais profundas, juntamente com a complexidade das feições estruturais e vulcânicas, e a espessa cobertura sedimentar na margem continental permitem, apenas, a inferência de alguns alinhamentos, poucos dos quais podendo ser considerados segmentos de zonas de fratura.

Na margem continental leste brasileira, vários lineamentos foram traçados, sendo alguns, posteriormente, identificados como zonas de fratura. O Lineamento de Maceló foi considerado por Asmus e Carvalho (1978) como uma zona de fratura (Zona de Fratura de Maceló). Guazelli e Carvalho (1981) identificaram os Lineamentos de Sergipe e de Salvador, e consideraram o Lineamento de Vitória/Trindade como uma zona de fratura. Porém, Gorini e Carvalho (1984) o consideraram como a cadeia Vitória/Trindade, a qual corresponde em quase toda a sua extensão, a "guyots". Imediatamente a norte do Lineamento

de Salvador, foi identificada a Zona de Fratura Dupla Bode Verde (Fleming et al., 1982), mapeada durante a Operação Bode Verde do Projeto CENTRATLAN (Gorini e Fleming, 1982).

### 3.2 - Descrição Geral

#### 3.2.1 - Localização e Morfologia

Localizada na latitude  $12^{\circ}\text{S}$  (Fig. 01), a Zona de Fratura Dupla Bode Verde foi a primeira zona de fratura dupla mapeada no Atlântico Sul. É uma feição contínua E-W, que desloca o eixo da Cadeia Mesoatlântica, sendo traçada do meio do oceano à margem continental brasileira. Para leste do Atlântico, esta feição também é visível, pelo menos até a longitude  $11^{\circ}\text{W}$  (Gorini et al., 1984). Esta zona de fratura tem similaridade com a Zona de Fratura Charlie-Gibbs no Atlântico Norte, que foi estudada por vários autores (Johnson, 1967; Fleming et al., 1970; Vogt e Avery, 1974; Searle, 1979).

Estudando a área a sul da ilha de Ascensão, Gorini et al. (1984) notaram que o "rift-valley" central da Cadeia Mesoatlântica encontra-se deslocado lateralmente duas vezes, ao longo da faixa de isóbata  $\text{NB}0^{\circ}\text{E}$ . Esta faixa é topograficamente constituída de duas calhas contínuas, paralelas entre si, e separadas por um alto que tem o seu próprio "rift-valley" central (longitude  $14^{\circ}20'\text{W}$ ). O caráter estrutural ativo do "rift-valley" central é mostrado pelos epicentros de terremotos localizados no seu eixo (Stover, 1968), e pela ausência de sedimentos nos trechos das calhas norte e sul. Assim, fica bem caracterizada a existência de um

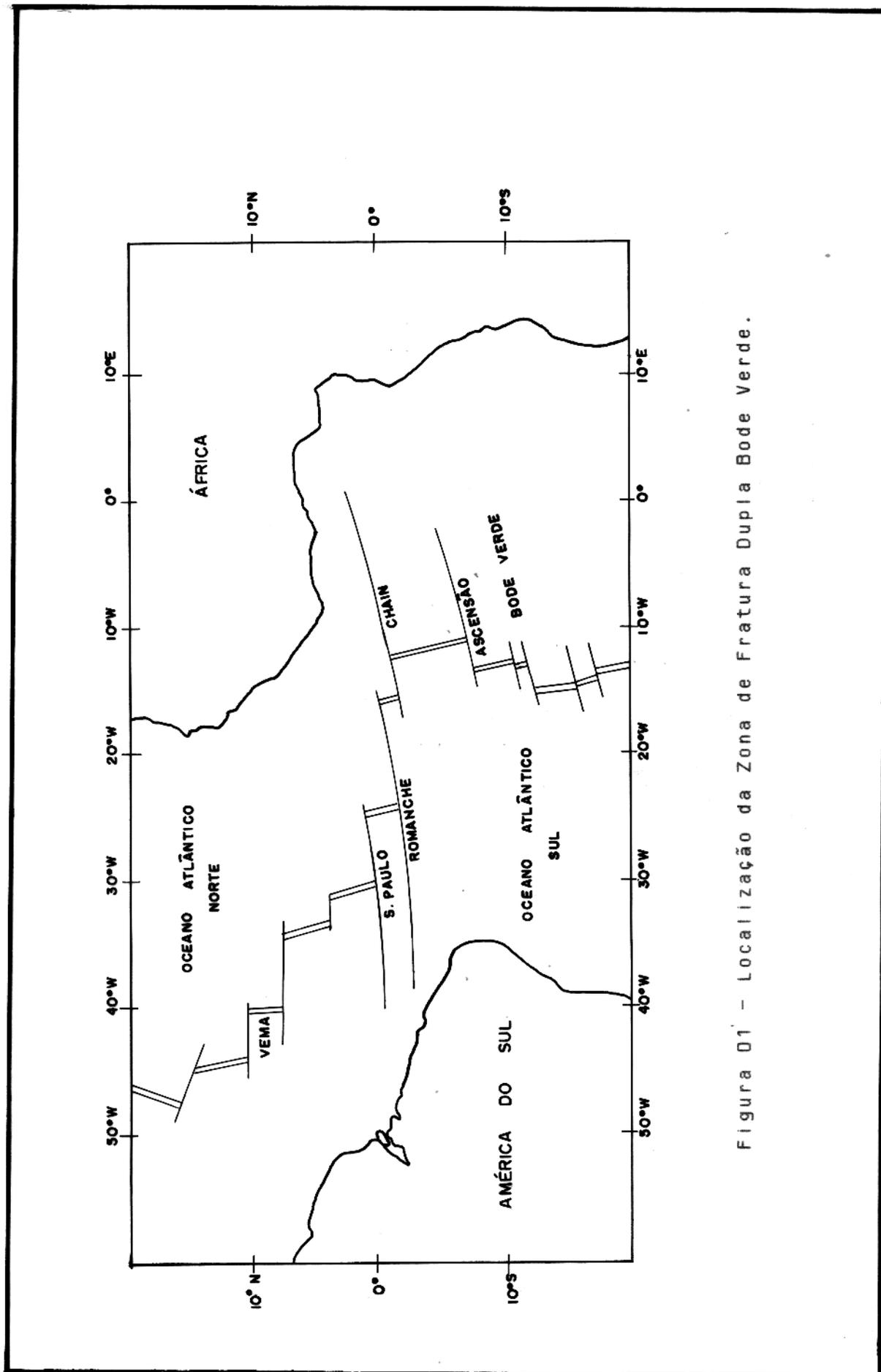


Figura 01 - Localização da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.

sistema de duas zonas de fratura, separadas por um estreito segmento da Cadeia Mesoatlântica, com seu próprio "rift-valley" central, caracterizando a zona de fratura dupla.

O deslocamento axial desta zona de fratura, no meio do oceano, é de aproximadamente 212 km, sendo este composto de dois deslocamentos menores ao longo das calhas sul e norte, de 46 e 166 km, respectivamente.

Contrariamente às zonas de fratura do Atlântico Equatorial, a Zona de Fratura Dupla Bode Verde não apresenta cadeias transversais às calhas topográficas. Segundo Gorini et al. (1984) cada vale em si, tem como limites laterais, porções crustais que possuem desníveis topográficos relativos às suas respectivas distâncias às porções axiais dos segmentos crustais da Cadeia Mesoatlântica (CMA). A partir da longitude de 21°W, observa-se a mudança de orientação das faixas de isóbatas N80°E para leste-oeste, bem como um alargamento da cadeia intermediária entre as longitudes de 25°W e 27°W.

Ainda segundo Gorini et al (op. cit.), aparece a oeste da longitude de 28°W (e se estendendo até a longitude de 32°W) uma cadeia topográfica de direção essencialmente leste-oeste, com montanhas submarinas de profundidades dos topos variando de 2838 a 4200m, e caracterizando o Lineamento de Salvador (Guazelli e Carvalho, 1981). A Zona de Fratura Dupla Bode Verde começa a perder a sua identidade nas proximidades dos Montes Submarinos da Bahia (Fleming et al., 1982), sendo que a relação da zona de fratura com os montes submarinos ainda não está bem definida.

### 3.2.2 - Tectônica

Segundo Gorini et al. (1984), o deslocamento axial de 186 km deve ter sido o "offset" original dos eixos dos segmentos norte e sul da cordilheira, com o deslocamento de 46 km tendo sido causado por processos posteriores de ajustamento na geometria das placas litosféricas, com o que corroboram as observações de Brozena (1986). Se esta zona de fratura foi originada no início da separação dos continentes sul-americano e africano, o seu "offset" original, possivelmente, deveu-se a um deslocamento correspondente do embasamento cristalino dos dois continentes.

Através de um estudo aeromagnético realizado na Cadeia Mesoatlântica, entre as Zonas de Fratura de Ascensão e Santa Helena, Brozena (op. cit.) revela que o "fabric" tectônico da área estudada não foi constante nos últimos 20 m.a.. Os processos tectônicos, na área estudada, consistem de um padrão de mudança na razão de espalhamento e no polo de rotação para o par América do Sul-África. A interpretação de anomalias magnéticas indica que a configuração da Zona de Fratura Dupla Bode Verde é mantida desde a anomalia 5B (15 m.a.).

## 4 - LEVANTAMENTO E AQUISIÇÃO DOS DADOS

### 4.1 - Levantamento

Os dados usados neste trabalho foram colhidos pelo Navio Oceanográfico "USNS HAYES" da Marinha Americana, durante a Operação Bode Verde I do Projeto CENTRATLAN, realizada no período de 27/01 a 25/02/80. Esta operação constou de levantamentos geológicos e geofísicos na área central do Oceano Atlântico Sul, a sul da ilha de Ascensão, através de perfis contínuos e dragagens. Tais dados foram cedidos pelo Laboratório de Geologia Marinha (LAGEMAR) da Universidade Federal Fluminense. Apesar de terem sido colhidos em uma área mais abrangente, usaremos os dados da área que compreende a interseção da cadeia Mesoatlântica com a Zona de Fratura Dupla Bode Verde (Fig. 02).

### 4.2 - Aquisição

Os dados de batimetria foram coletados utilizando-se um ecobatímetro de precisão, com registrador Raytheon de 3.5 kHz (30° - feixe do transdutor). A navegação foi feita usando-se satélites fixos, obtida com intervalos menores que duas horas.

Os dados gravimétricos foram obtidos com um gravímetro marinho LaCoste-Romberg, com precisão de  $\pm 1$  mGal. Foram feitas as correções para aceleração horizontal, efeito "cross-coupling" e movimentos do navio, com os valores finais da gravidade correspondendo a uma frequência média espacial de

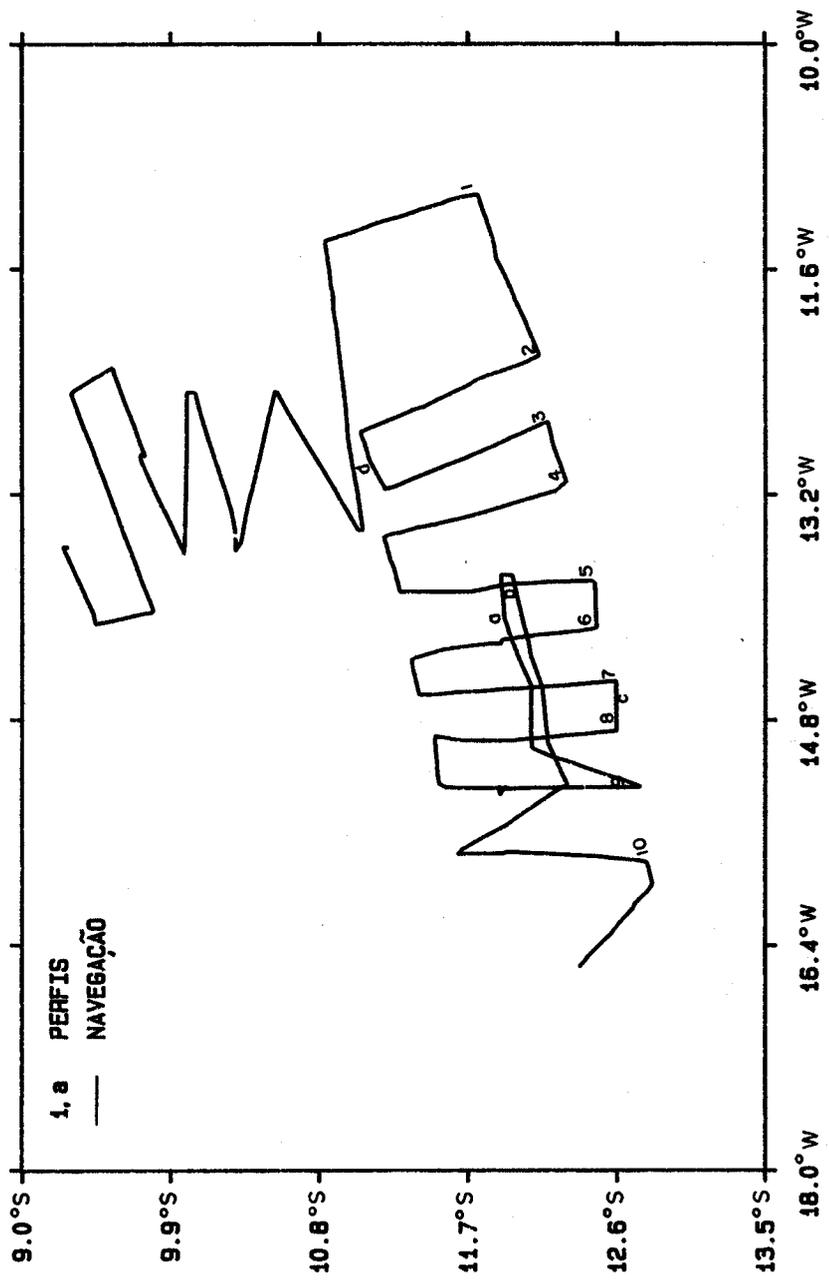


Figura 02 - Localização da área de trabalho.

0.7 pontos por km.

Os dados de magnetometria foram coletados com um magnetômetro de precessão de prótons, da Geometrics, com uma frequência média espacial de 4 pontos por km.

A figura 02 mostra a localização dos perfis batimétricos que serviram de base para a interpretação gravimétrica e magnética, dos perfis gravimétricos usados para a construção do modelo da crosta, e dos perfis magnéticos. Temos, ao todo, 10 perfis cruzando a zona de fatura. Os perfis têm em média 130 km, espaçados entre si de aproximadamente 30 km.

Os dados usados neste trabalho foram tratados, da fita de campo à fita de trabalho, pelo Naval Research Laboratory (NRL), da Marinha Americana. A navegação é dada para cada ponto de leitura pela hora e pela localização em coordenadas geográficas, enquanto a batimetria está em metros. Os valores de gravidade correspondem a anomalia "free-air", enquanto os dados de magnetometria estavam corrigidos para o IGRF de 1975. Foram então corrigidos, neste trabalho, para o IGRF de 1980, usando as constantes dadas por Fabiano et al. (1983).

## 5 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GRAVIMÉTRICOS

### 5.1 - Introdução

Os trabalhos publicados referentes a gravimetria para esta área, dão uma idéia global do Oceano Atlântico Sul na forma de mapas de anomalia "free-air" (Emery e Uchupi, 1982). Não encontra-se na literatura trabalhos referentes a interpretação de seções crustais para esta área, como também outros dados geofísicos (sísmica, por ex.) e geológicos (espessura, sedimentar por ex.) que poderiam facilitar a interpretação gravimétrica. Até mesmo a análise batimétrica é rara, salvo o trabalho de Gorini et al. (1984).

Para a realização desta interpretação, procurou-se apoio em outras zonas de fratura intensamente estudadas, testando os conhecimentos obtidos naquelas fraturas para este caso, como por ex., a idéia de afinamento crustal. Os valores de densidade usados estão apoiados na literatura (Dehlinger, 1978; Kennett, 1982; Carlson e Raskin, 1984). O mesmo critério foi usado na determinação das espessuras das camadas, exceto para a lâmina d'água, determinada através de um ecobatímetro de precisão. Assim, a interpretação está baseada nos dados existentes e apoiada na literatura existente sobre zonas de fratura.

A interpretação está dividida em duas partes: a) análise do mapa de contorno; b) análise de perfis e seções. Vale ressaltar que a análise batimétrica foi de fundamental importância para a complementação da interpretação, e esta é

feita conjuntamente no decorrer dos itens seguintes.

## 5.2 - Mapa de contorno

Os dados usados para a confecção dos mapas encontram-se distribuídos segundo duas situações diferentes (figura 02). No primeiro caso, que corresponde a área da Cadeia Mesoatlântica, os perfis encontram-se na direção E-W, com uma distribuição espacial aproximada de 90 pontos/30 km na direção X, enquanto na direção Y têm-se 1 ponto/30 km. A segunda situação, que corresponde à área da zona de fratura, tem perfis na direção N-S, com uma distribuição espacial de 90 pontos/30 km na direção Y e 1 ponto/30 Km na direção X. Assim, devido a distribuição dos dados, não foi possível a confecção dos mapas usando um "grid" comum à toda a área, visto que no momento não se dispõem de programas adequados a este caso.

Visando solucionar este problema, a área foi dividida em duas, obedecendo às situações distintas dos dados, e os mapas confeccionados separadamente para cada área, com o fechamento posterior feito manualmente. Para o fechamento foi feito, primeiramente, o mapa batimétrico, com apoio nos conhecimentos prévios sobre a topografia da área.

Os mapas foram confeccionados usando-se para a primeira área um "grid" de 10x35 km, e para a segunda área um "grid" de 35x10 km. Este procedimento é válido tanto para o mapa batimétrico como para o gravimétrico.

### . Mapa Batimétrico

O mapa batimétrico (figura 03 ), com intervalo de contorno de 200 metros, mostra dois padrões distintos de anomalias. Na parte N as anomalias são alongadas na direção N-S enquanto na parte S do mapa são alongadas na direção aproximada E-W.

As anomalias N-S são atribuídas à faixa axial da Cadeia Mesoatlântica. A faixa de anomalia com profundidades mínimas de 2000m corresponde a elevação central do eixo da cadeia, localiza-se na longitude 13.0°W indo da parte N do mapa à latitude 10.9°S, onde dá lugar às faixas de anomalias com direção E-W. A faixa de anomalia N-S com profundidade máxima de 3400m corresponde à depressão W do eixo da cadeia. No extremo N do mapa, longitude 12.8°W e latitude 9.5°S, há uma faixa de anomalia N-S, correspondente à Montanha Submarina Hayes.

O caráter marcante no referido mapa é a presença de anomalias alongadas com direção aproximada E-W, correspondente a Zona de Fratura Dupla Bode Verde, contrastando com o padrão N-S da Cadeia Mesoatlântica. Interrompendo o padrão N-S há uma faixa de anomalias alongadas no sentido N80°E com contorno máximo de 4000m, correspondendo à calha norte da fratura. Esta faixa de anomalia pode ser observada até o limite W do mapa, o que confirma a continuidade da calha norte. Imediatamente a sul encontra-se uma faixa de anomalias com direção N80°E, com contorno mínimo de 2400m, correspondendo à elevação existente entre as duas calhas da fratura. A terceira faixa de anomalia, que corresponde à calha sul da fratura, não é contínua ao longo do mapa, pois na longitude 14.7°W tem-se a presença do segmento axial sul da cadeia, dificultando o traçado das anomalias. A

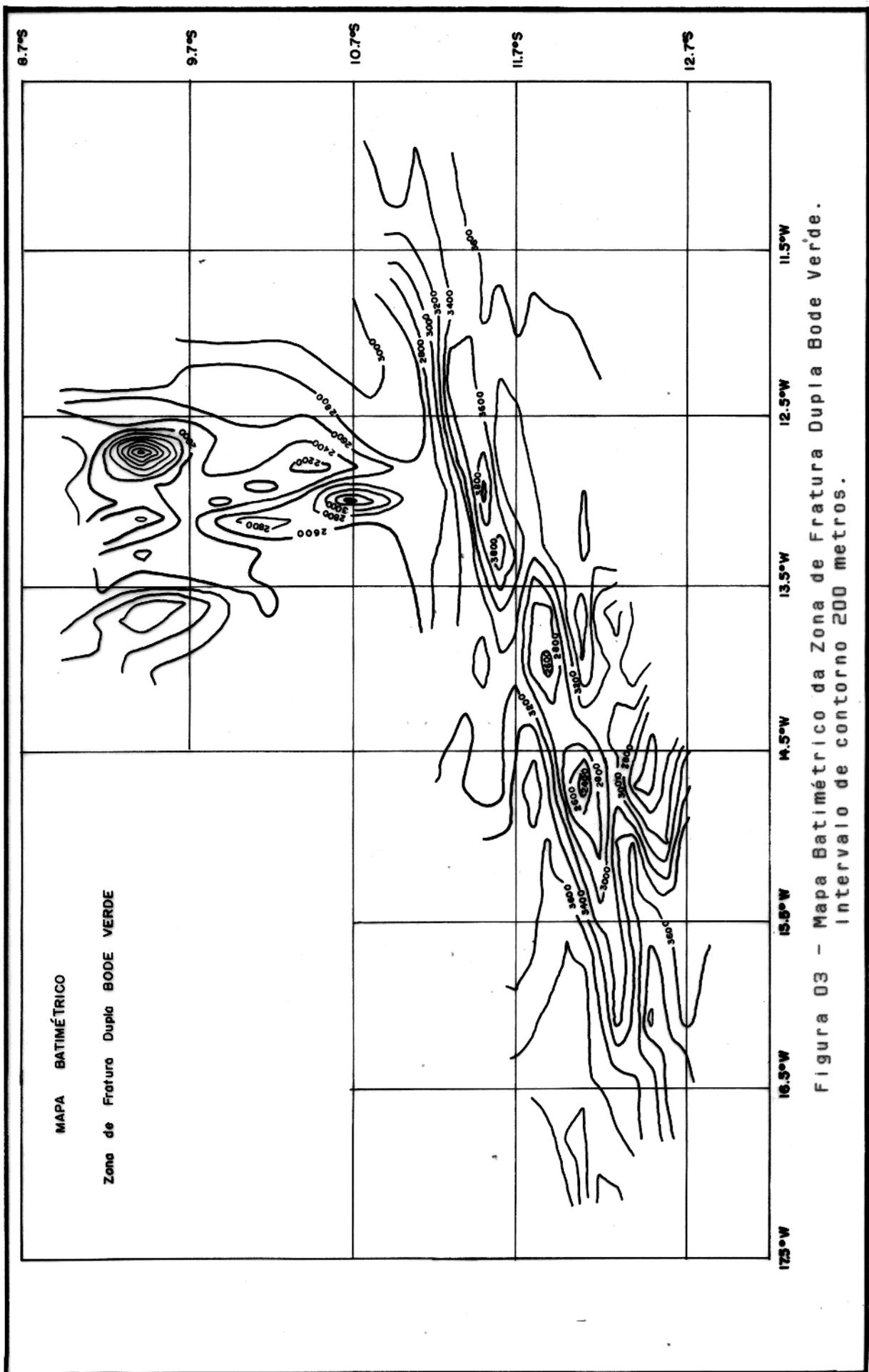


Figura 03 - Mapa Batimétrico da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.  
Intervalo de contorno 200 metros.

presença do eixo intermediário na longitude  $14.35^{\circ}\text{W}$  também dificulta o traçado dos contornos.

#### . Mapa Gravimétrico

O mapa gravimétrico (figura 04) foi confeccionado através dos dados de anomalia "free-air" (ver localização dos dados na figura 02), com intervalo de contorno de 10 mgal. Conforme visto no mapa anterior, este também mostra dois padrões distintos de anomalias. Na parte N do mapa as anomalias são alongadas no sentido N-S enquanto na parte S são alongadas na direção E-W. Estes padrões caracterizam a Cadeia Mesoatlântica e a Zona de Fratura Dupla Bode Verde, respectivamente.

A faixa de anomalia com direção N-S na parte N do mapa, corresponde à Cadeia Mesoatlântica, com a anomalia de mínimo "free-air"  $-30$  mGal correspondendo à depressão W do eixo da cadeia, e a anomalia com máximo "free-air" de 30 mGal correspondendo à elevação do eixo da cadeia. Na parte N do mapa é presente a anomalia associada à Montanha Submarina Hayes, como já observado no mapa batimétrico. O padrão com direção N-S é interrompido nas imediações da latitude  $10.9^{\circ}\text{S}$ , dando lugar as anomalias com direção aproximada E-W. Esta interrupção marca o deslocamento do eixo da cadeia pela zona de fratura.

A feição marcante neste mapa é a presença das anomalias com direção E-W, correspondente às três faixas de anomalias que marcam a zona de fratura. A primeira faixa apresenta um mínimo "free-air" de  $-50$  mGal e corresponde à calha norte da

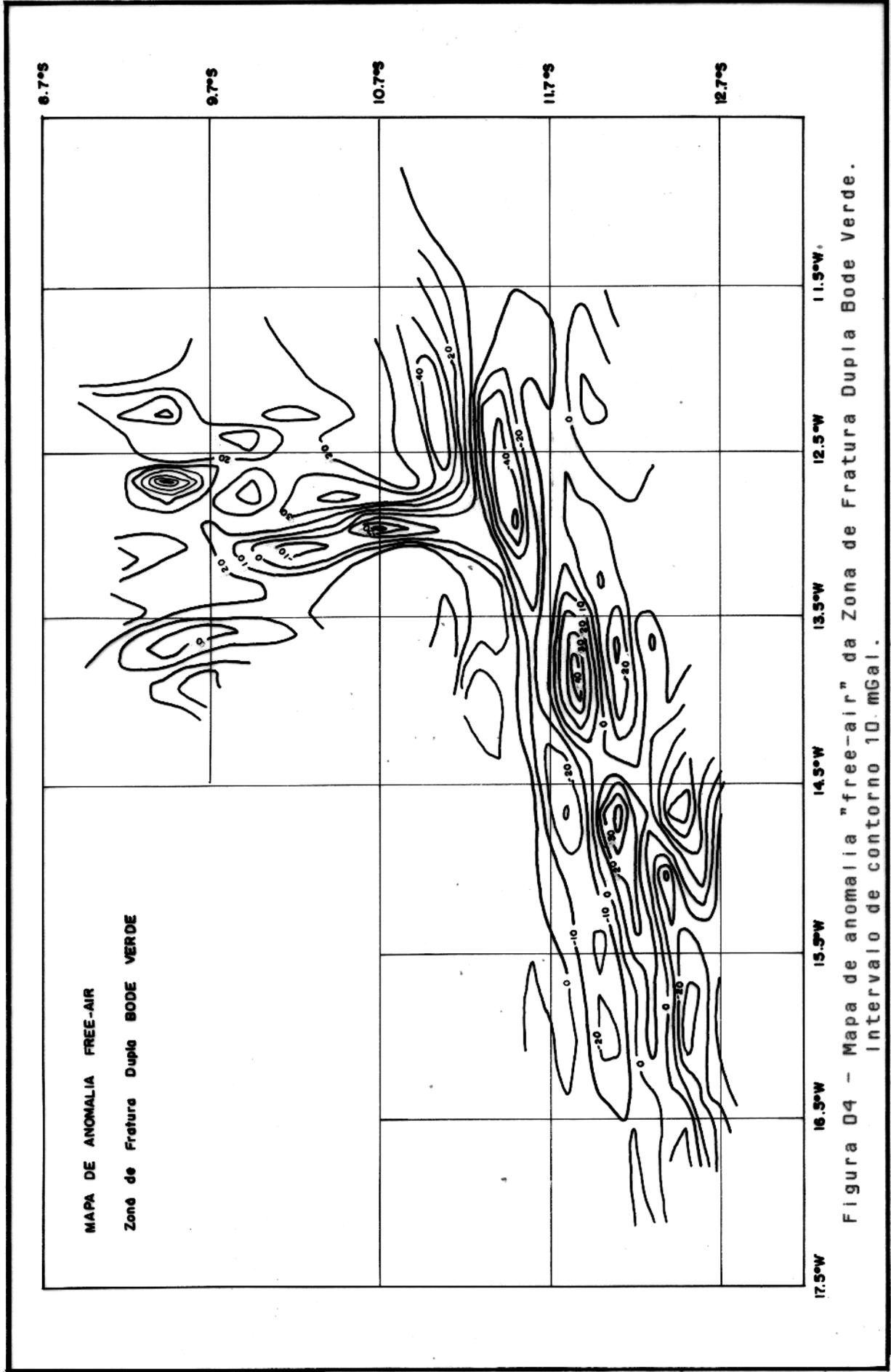


Figura 04 - Mapa de anomalia "free-air" da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.  
Intervalo de contorno 10. mgal.

fratura. O "free-air" mínimo é mais marcante na parte E que na parte W do mapa, que apresenta, nesta parte, um mínimo de -30 mGal. A continuidade da calha norte é marcada pela faixa de anomalia. A segunda faixa de anomalia com direção E-W apresenta um "free-air" máximo de 40 mGal, caracterizando a parte elevada da fratura entre as duas calhas. A terceira faixa de anomalia mostra um "free-air" mínimo de -30 mGal e corresponde à calha sul da fratura. Esta faixa de anomalia não tem uma continuidade marcante como a primeira faixa, devido ao aparecimento do eixo da cadeia na longitude  $14.7^{\circ}\text{W}$  e do eixo intermediário na longitude  $14.35^{\circ}\text{W}$ . Porém, é importante frisar que as três faixas de anomalias caracterizam a zona de fratura, com as duas faixas de mínimos "free-air" marcando as duas calhas da fratura.

Como visto acima, a feição mais marcante do mapa é a presença das anomalias associadas à zona de fratura, que interrompem as anomalias da Cadeia Mesoatlântica, inclusive com o caráter duplo da fratura bem evidente. Da correlação deste mapa com o mapa batimétrico pode-se afirmar que grande parte da anomalia "free-air" presente é atribuída à topografia, pois as características marcantes são comuns aos dois mapas.

### 5.3 - Perfis e Seções

#### 5.3.1 - Perfis

Com objetivo de ter-se uma visão geral da zona de fratura e dos eixos da cadeia com seus respectivos

deslocamentos, foram plotados os dados batimétricos na figura 05. As duas calhas topográficas da zona de fratura são bem visíveis, sendo contínuas e paralelas entre si, separadas por um bloco crustal de aproximadamente 40 km. Este bloco crustal tem o seu próprio "rift-valley" central na longitude 14.35°W, confirmado também pela observação dos perfis batimétrico e de anomalia "free-air" cruzando o referido "rift-valley" (figura 06). Na figura 07 encontram-se perfis batimétrico e de anomalia "free-air", que servem de apoio no traçado dos eixos da cadeia, e a figura 08 mostra os perfis batimétrico "b", "c" e "d" que cruzam os eixos da cadeia. Da análise da figura 08 é possível estimar um deslocamento axial total da cadeia de 248 km, com os dois deslocamentos ao longo das calhas norte e sul de 206 e 42 km, respectivamente. Não são observadas cadeias transversais à calhas topográficas, com exceção de uma pequena elevação localizada na calha sul do perfil 08 (longitude 14.20°W).

O bloco diagrama (figura 09), foi construído com os dados batimétricos, e dá uma visão tridimensional da morfologia da zona de fratura. As duas calhas topográficas são visíveis sendo que, no lado este a calha norte é mais evidente que a sul, o que já era esperado pois esta calha (norte) corresponde à parte ativa da fratura. Os três eixos da cadeia também são visíveis, sendo que o eixo intermediário não é tão pronunciado, pelas suas próprias dimensões.

A figura 10 representa uma visão tridimensional da anomalia "free-air". A correlação desta anomalia com a topografia é bem evidente, inclusive com as duas calhas topográficas marcadas pelas duas anomalias "free-air" negativas (figura

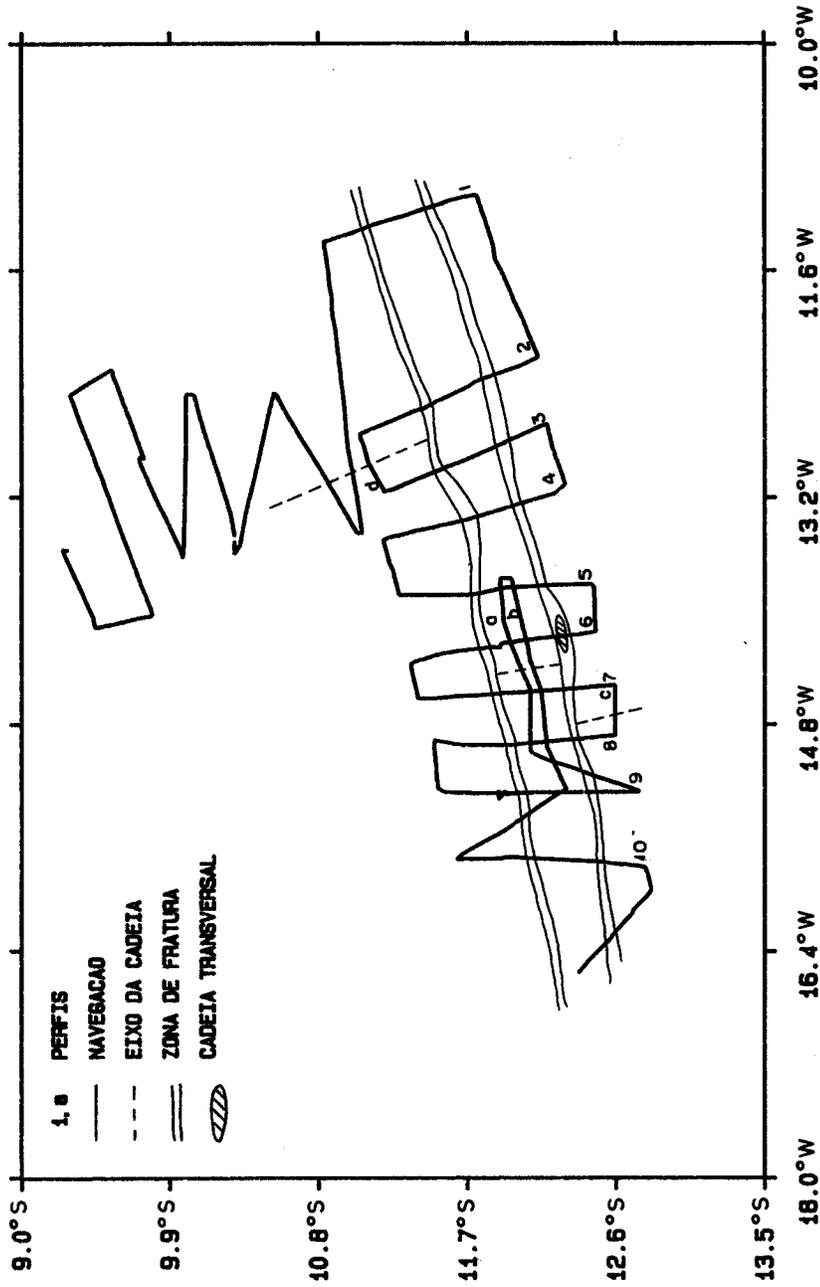


Figura 05 - Localização da Zona de Fratura Dupla Bode Verde e dos eixos da Cadeia Mesoatlântica.

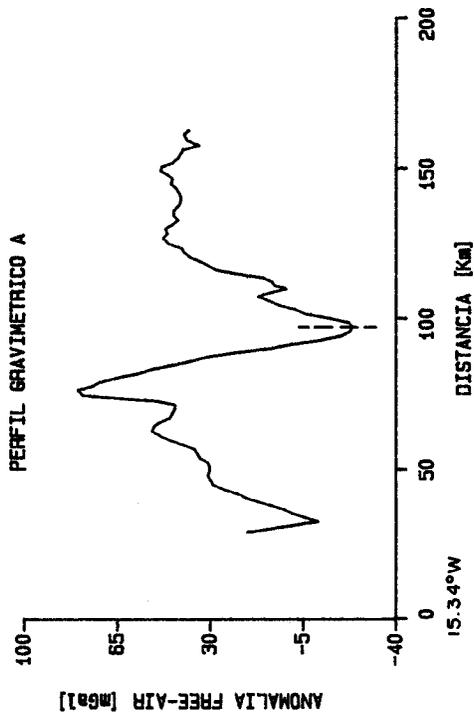
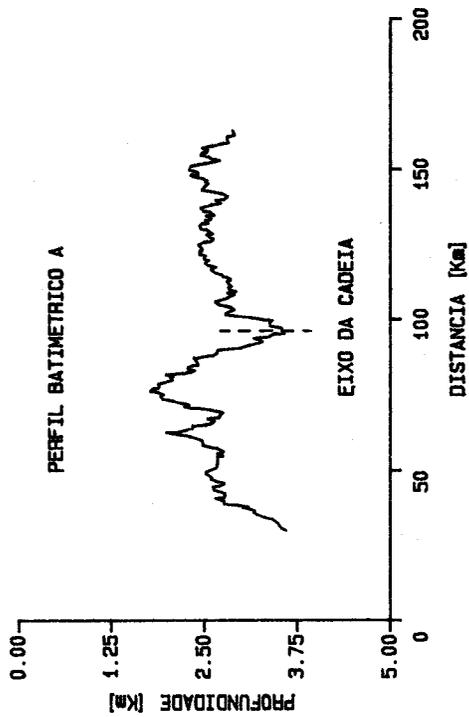
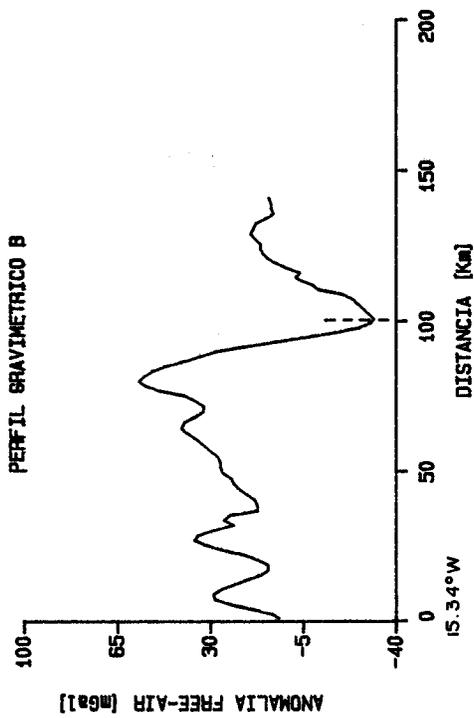
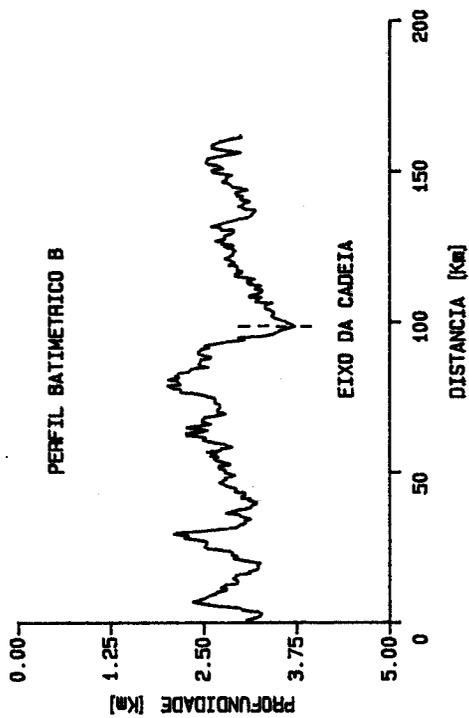


Figura 06 - Perfis batimétrico e gravimétrico "a" e "b" que cruzam o "rift-valley" central.

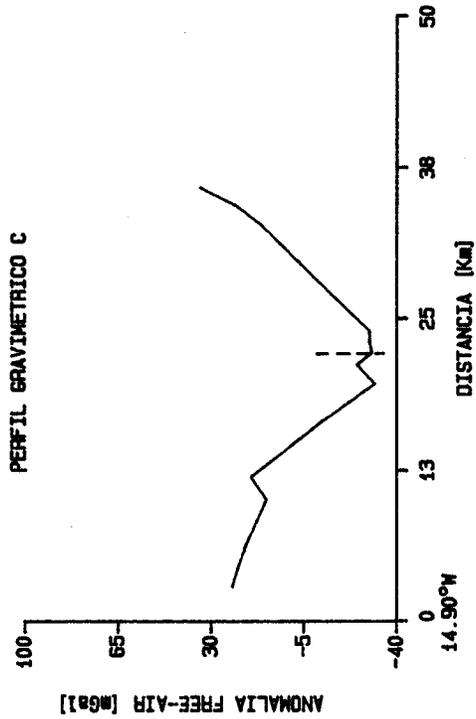
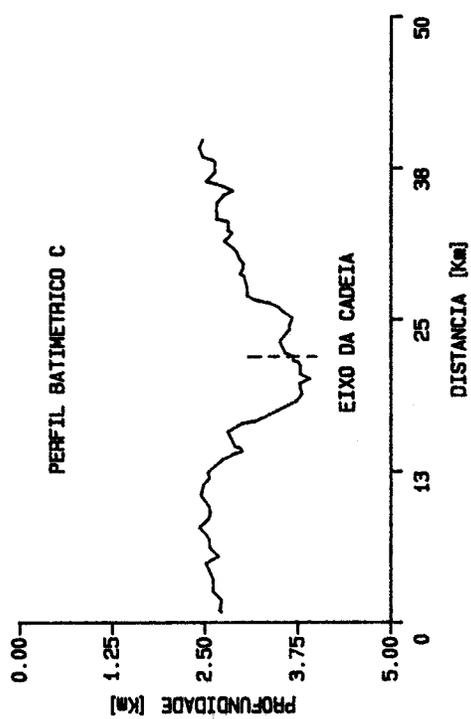
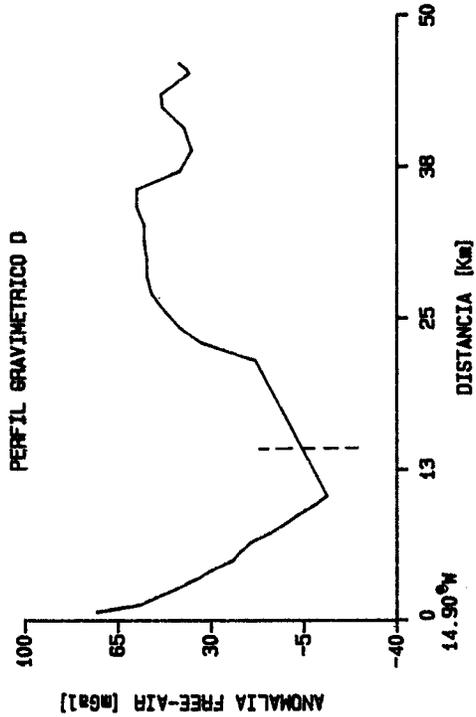
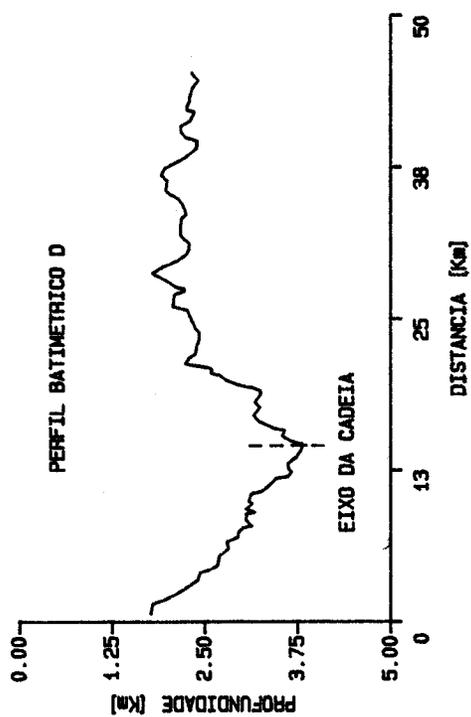


Figura 07 - Perfis batimétrico e gravimétrico "c" e "d" que servem de apoio no traçado do eixo da Cadeia Mesoatlântica.

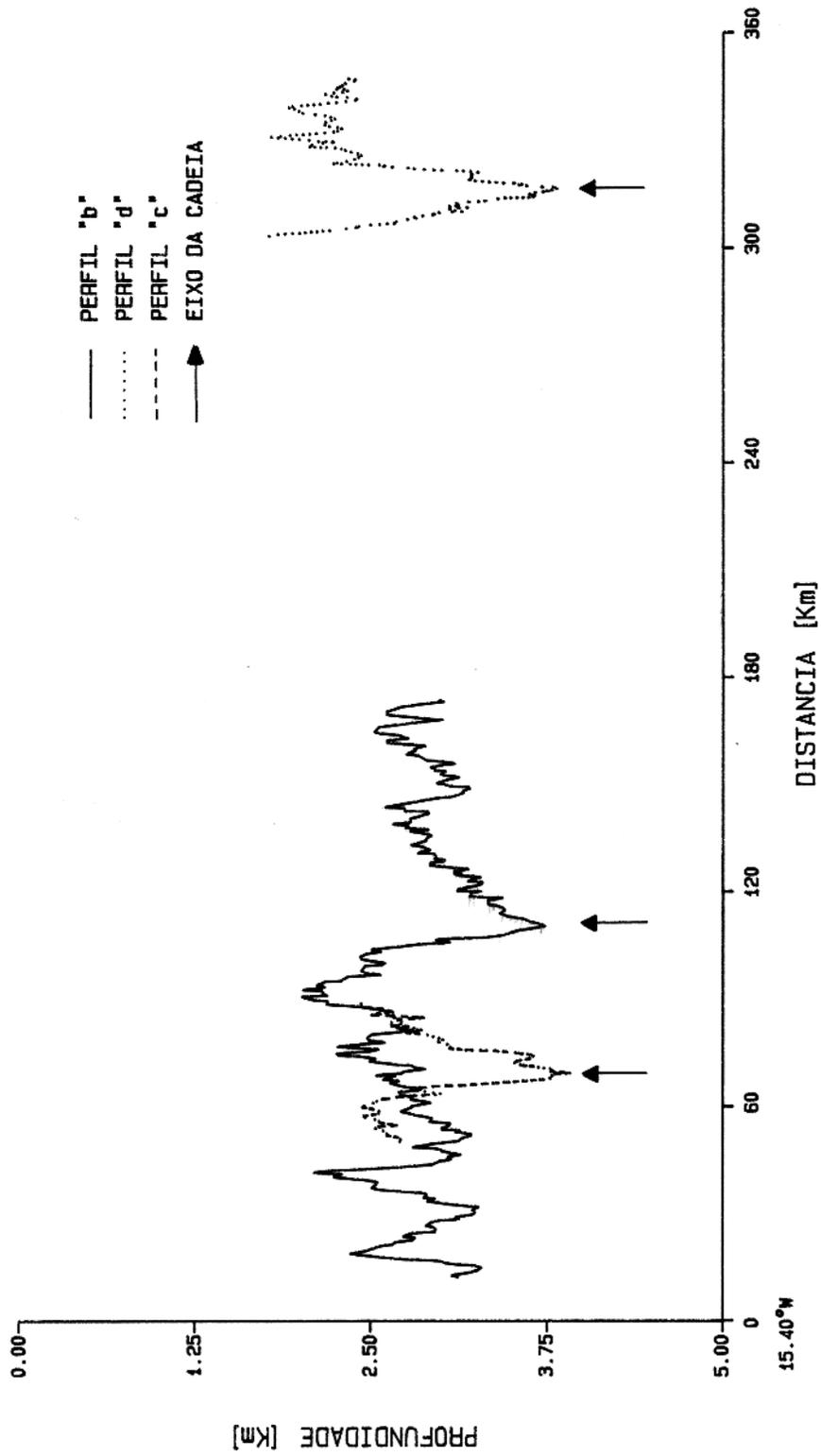


Figura 08 - Perfis batimétricos "b", "c" e "d" que cruzam o eixo da cadeia, mostrando o deslocamento axial total.

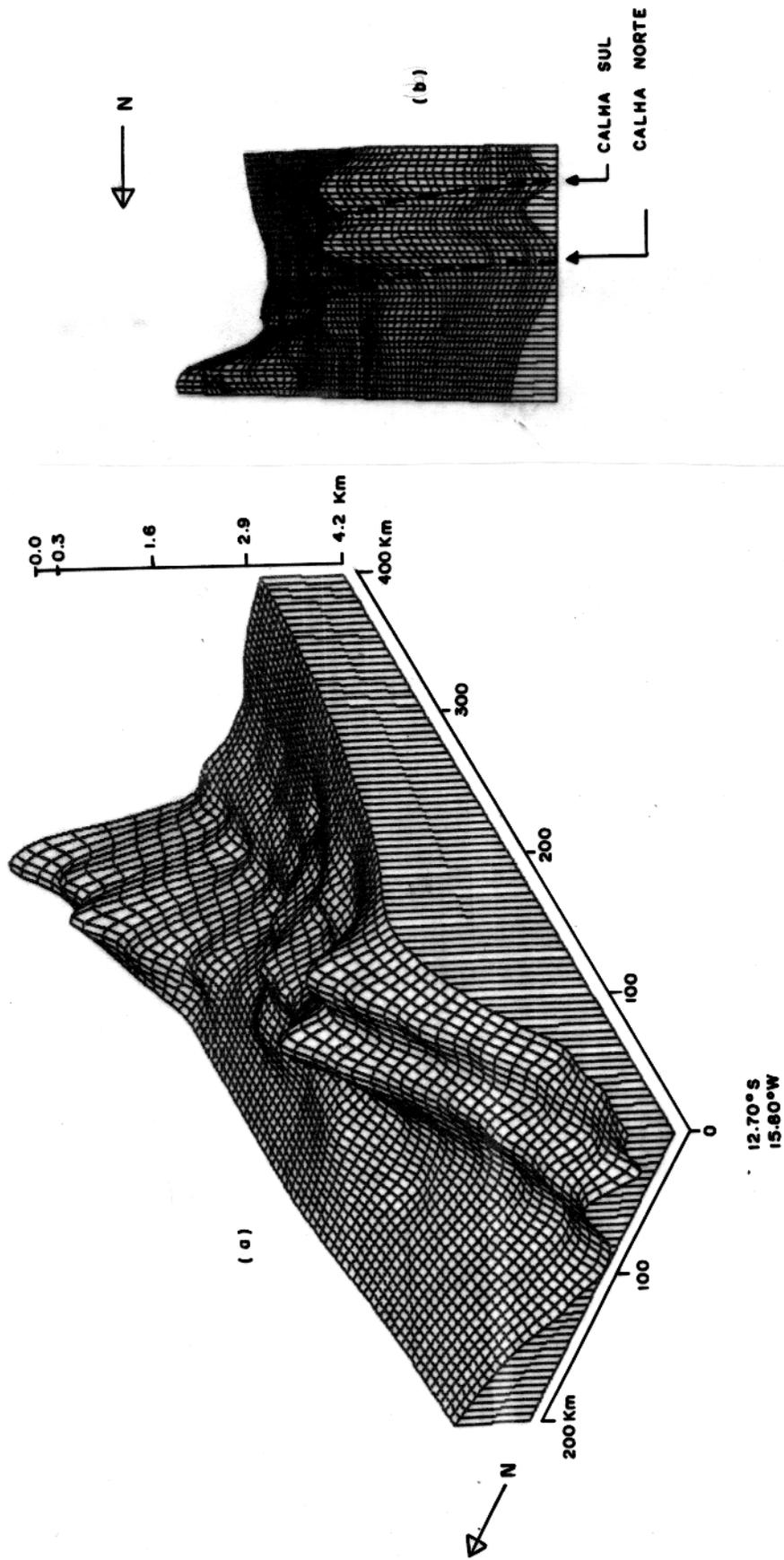


Figura 09 - Visão tridimensional da morfologia da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.  
 (a) Ângulo de observação = 225°  
 Inclinação = 30°  
 (b) Ângulo de observação = 180°  
 Inclinação = 30°

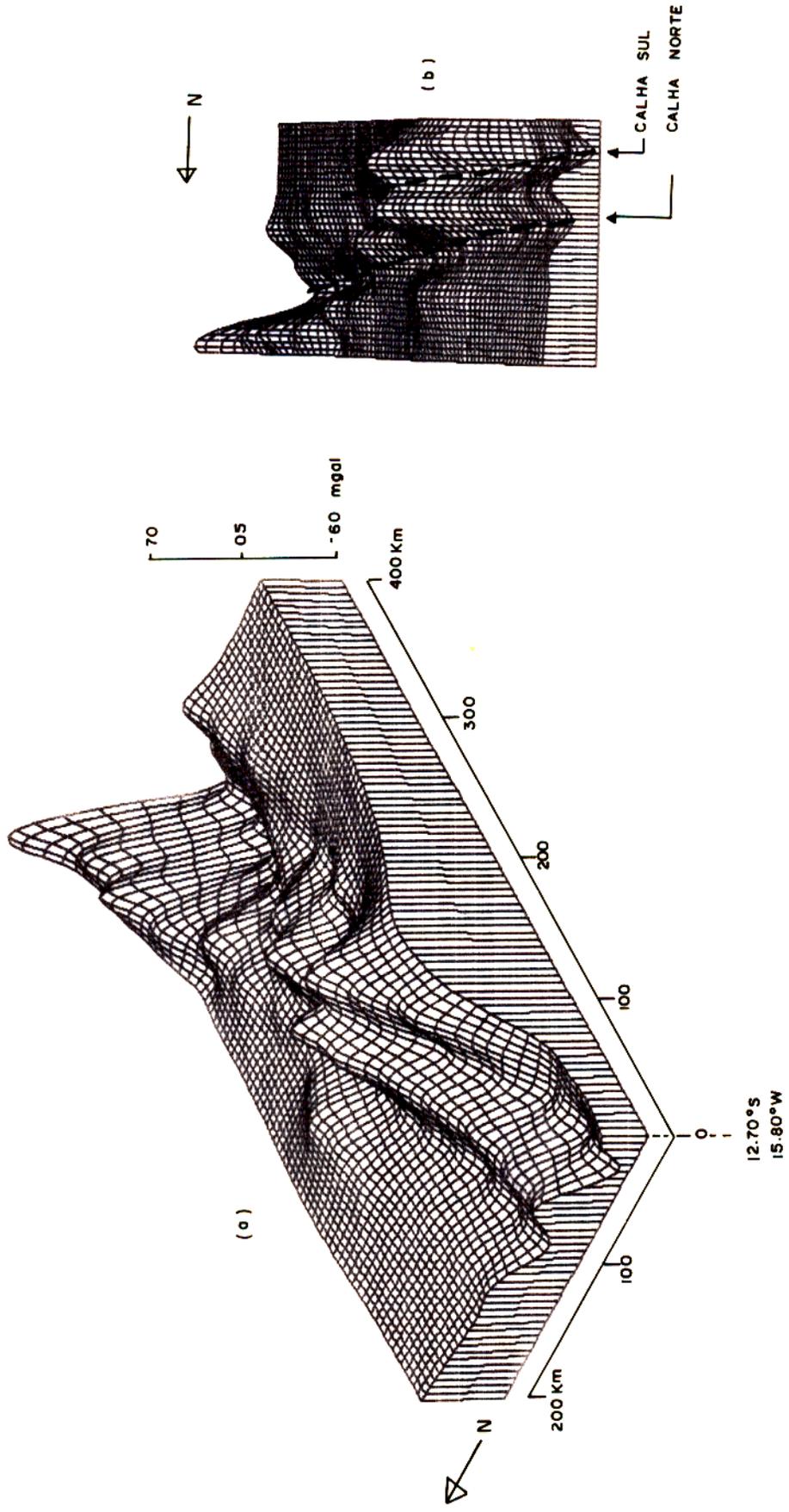


Figura 10 - Visão tridimensional da anomalia gravimétrica "free-air" da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.

(a) Angulo de observação = 225°  
Inclinação = 30°

(b) Angulo de observação = 180°  
Inclinação = 30°

10.b). As partes elevadas na figura 09 também correspondem a altos gravimétricos, o que leva a concluir que, essas anomalias são dominadas, em grande parte, pela topografia.

### 5.3.2 - Seções

A anomalia "free-air" em áreas oceânicas inclui o efeito da interface crosta-água, o efeito da camada de sedimentos, o efeito da interface crosta-manto e o efeito da variação da densidade no manto causada pela contração termal no resfriamento das placas (Prince e Forsyth, 1988).

Visando obter informações sobre a estrutura da crosta e manto superior na Zona de Fratura Dupla Bode Verde, foram construídas nove seções crustais cruzando a referida zona de fratura. A localização das nove seções crustais encontra-se na figura 02, e correspondem aos perfis de número 02 ao 10.

Para o modelamento foi usado o algoritmo de TALWANI (Taiwani et al., 1959) para corpos bidimensionais, que envolve o cálculo da atração total vertical das seções assumindo camadas horizontais infinitas, visto que a zona de fratura pode ser aproximada por um modelo bidimensional. Para eliminar o efeito de bordas, os perfis foram estendidos 50 km para ambos os lados.

Um modelo da crosta oceânica simplificado é constituído de três camadas. A camada 1 é composta por sedimentos, a camada 2 composta por basaltos, sendo a camada 3 formada basicamente por gabros. Neste trabalho, a camada 1

(sedimentos) não foi considerada, pois além de não ter-se informações precisas sobre a sua espessura, a localização da área próximo ao eixo da Cadeia Mesoatlântica revela que esta espessura é pequena, causando uma influência pequena na anomalia geral sendo, portanto, negligenciável. As densidades usadas foram: 1.03 gr/cm<sup>3</sup> para a água, 2.66 gr/cm<sup>3</sup> para a camada 2 (basaltos), 2.84 gr/cm<sup>3</sup> para a camada 3 e 3.27 gr/cm<sup>3</sup> para o manto superior.

Como não se dispõem de dados sísmicos que auxiliem na determinação da espessura das camadas, foram usados os seguintes critérios para o desenvolvimento do modelamento:

1) Foi calculado o efeito gravimétrico causado pela camada de água, camada de basalto (com apoio da interpretação magnética, Cap. 06) e considerando a crosta com espessura constante de 6 km, acompanhando a topografia. As figuras 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 e 19 mostram o modelo usado e anomalia encontrada para cada seção crustal, indicadas na figura 05. A análise das respectivas figuras revela que a anomalia não pode ser explicada por este modelo, visto que não foi possível um bom ajuste. É importante ressaltar que, usando esta espessura de 6 km para a crosta, os perfis 02 e 03 mostram que a mesma deve ser mais fina no lado S dos perfis, enquanto para os perfis 08, 09 e 10 deve ser mais fina no lado N dos mesmos.

2) Usando o modelo descrito acima para o cálculo da anomalia, não foi encontrado um bom ajuste. Então foi usada, para o modelamento da interface crosta-manto, a idéia que há um afinamento crustal nas paredes das fraturas (Prince e Forsyth, 1988), mantendo o mesmo modelo para a camada de água e para o

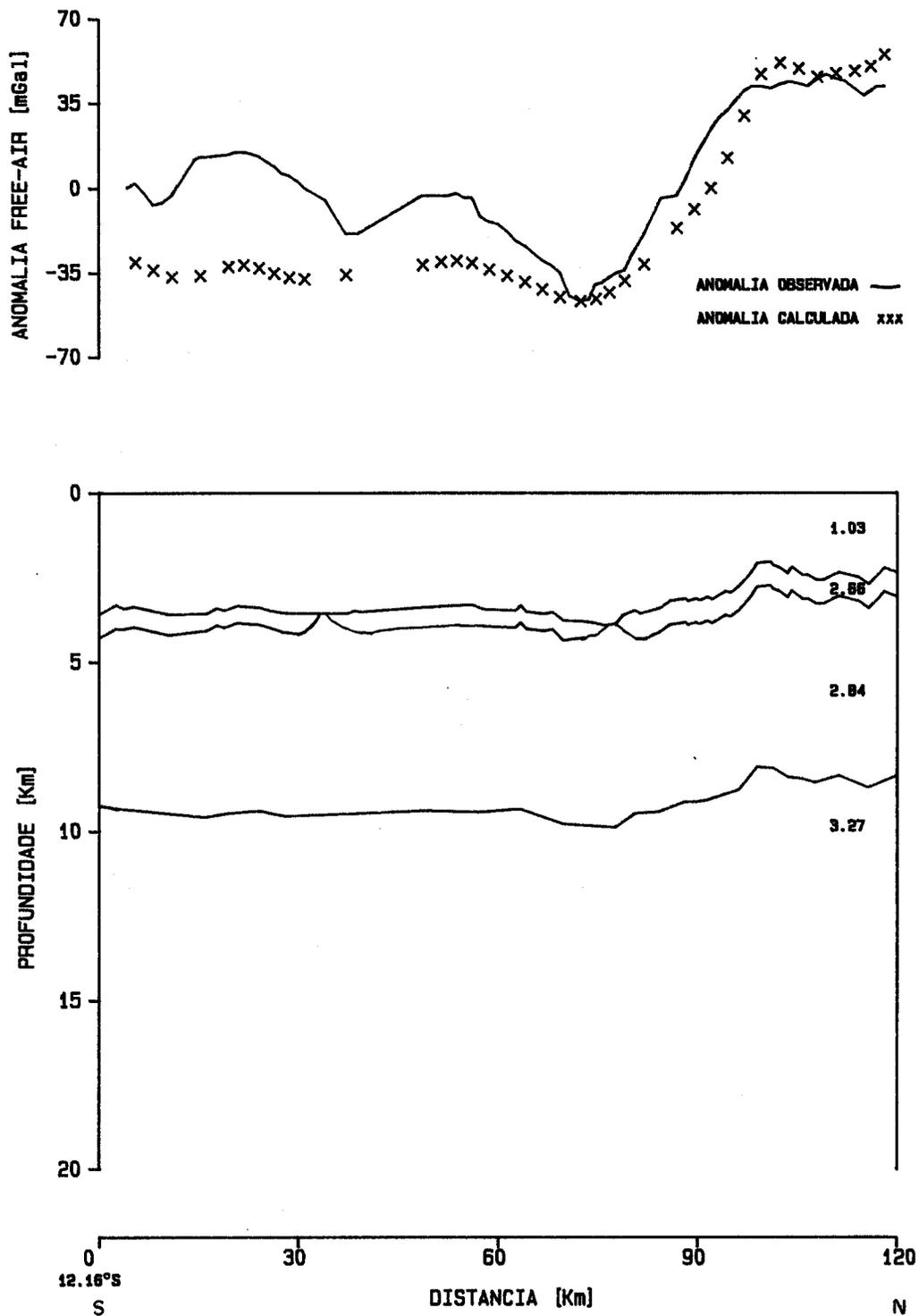


Figura 11 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 02, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

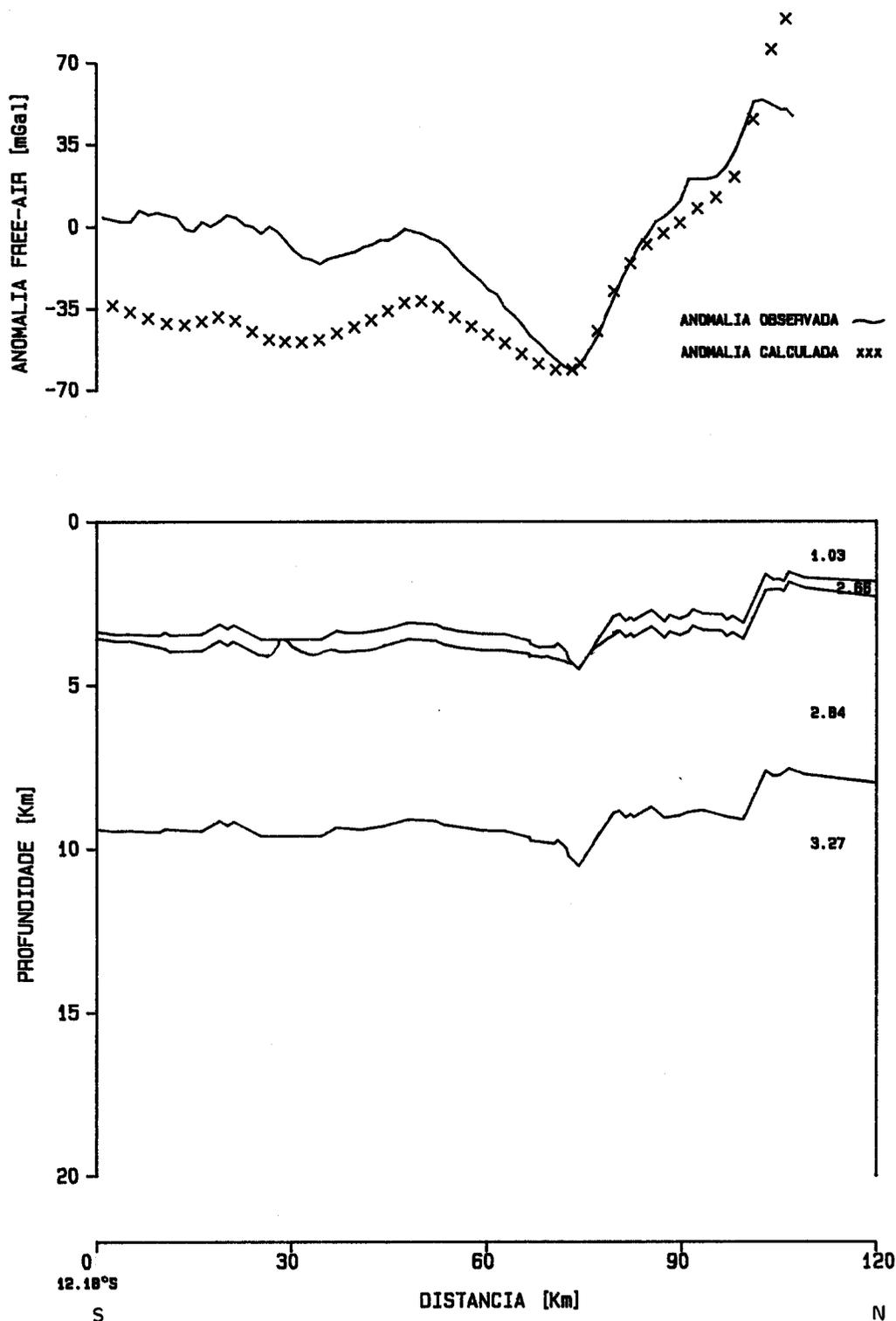


Figura 12 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 03, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

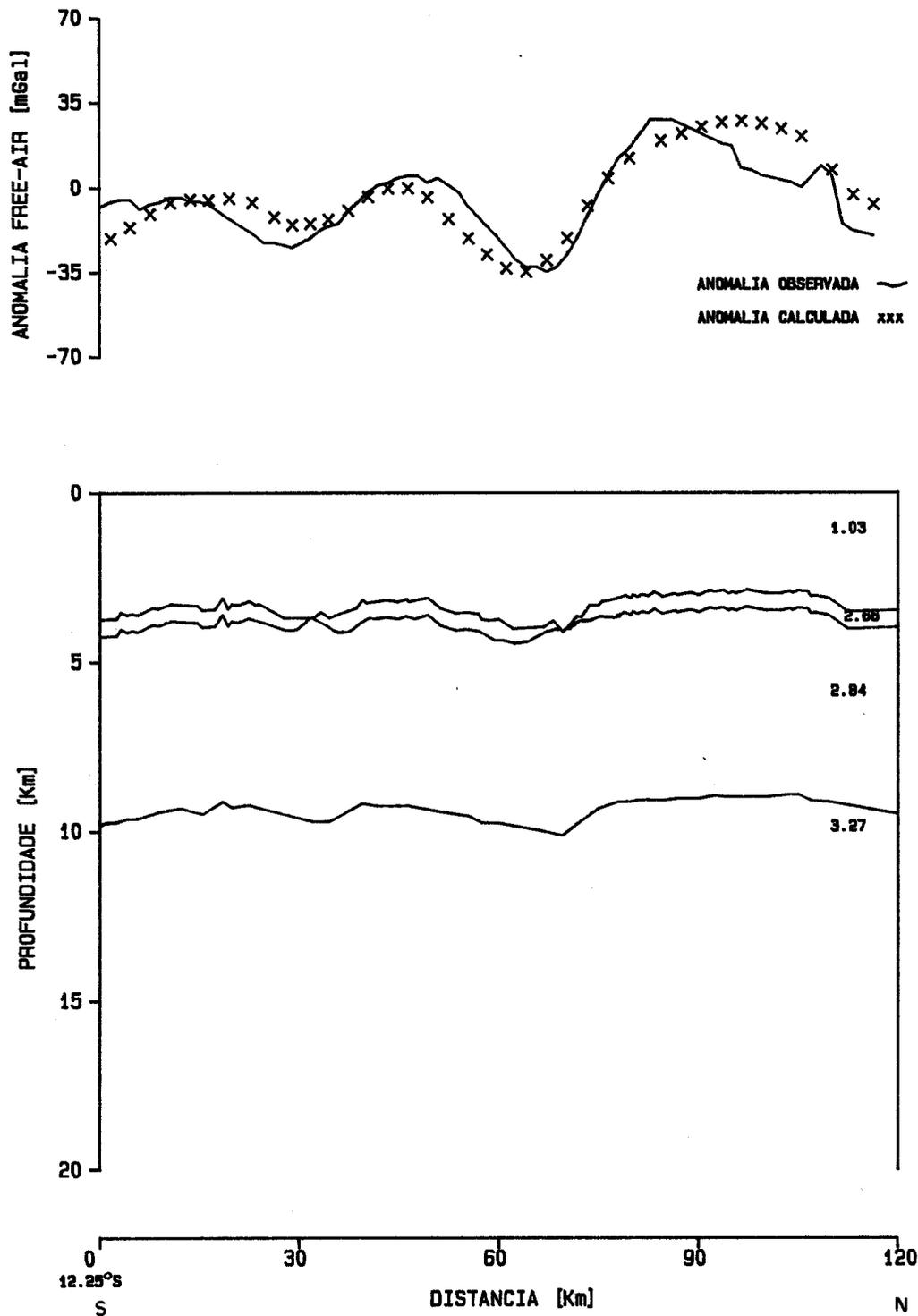


Figura 13 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 04, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

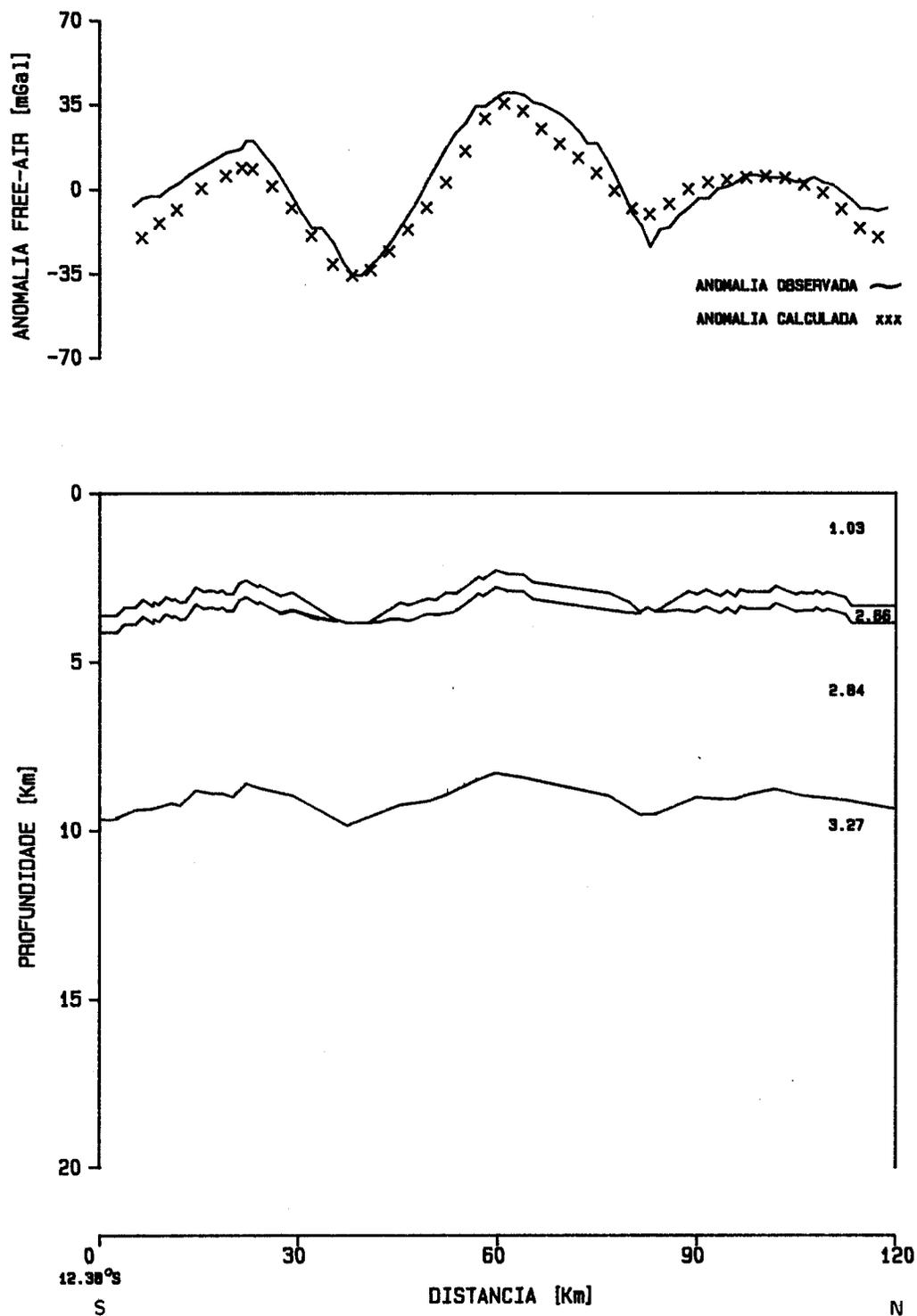


Figura 14 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 05, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

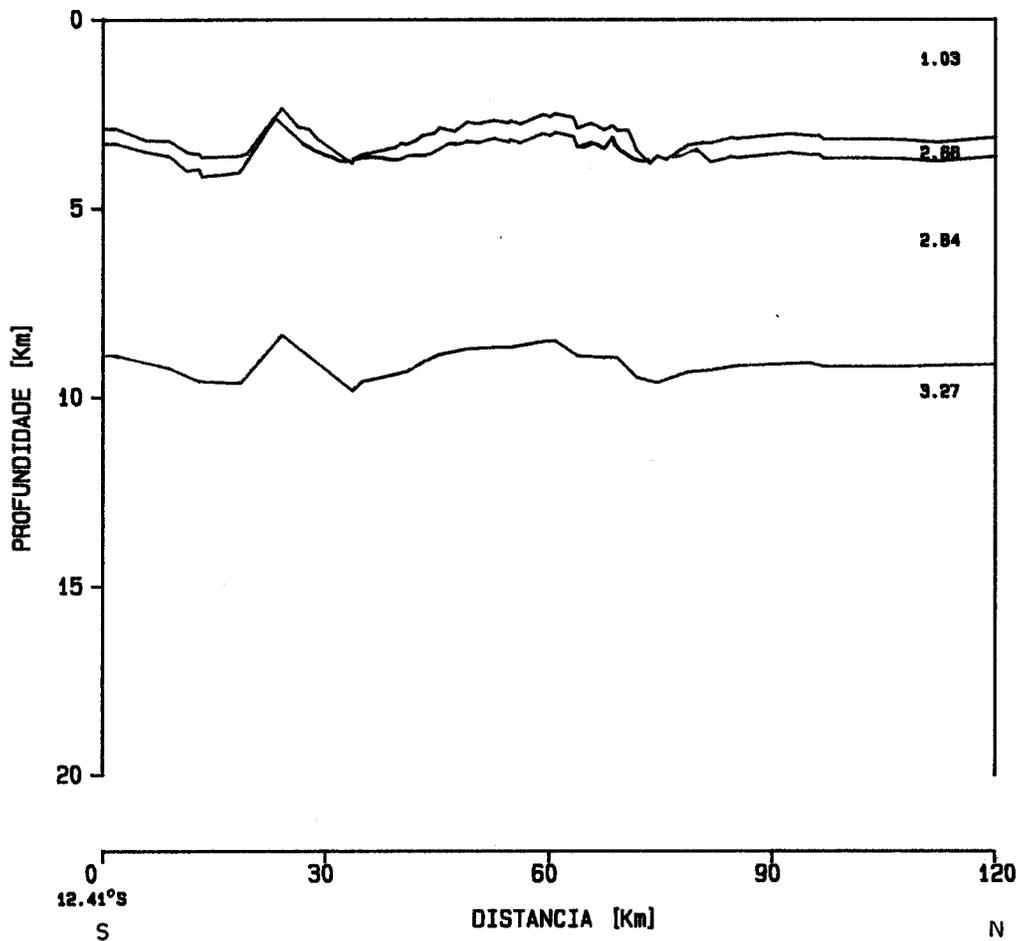
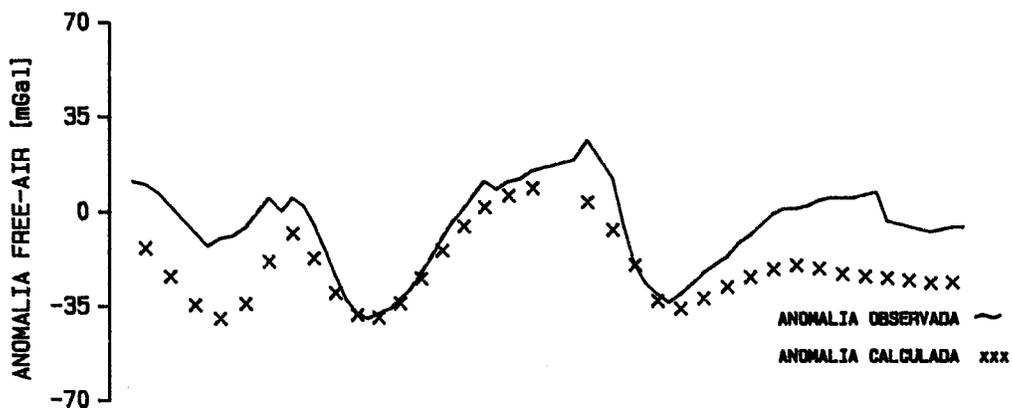


Figura 15 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 08, assumindo crosta com espessura constante de 08 Km.

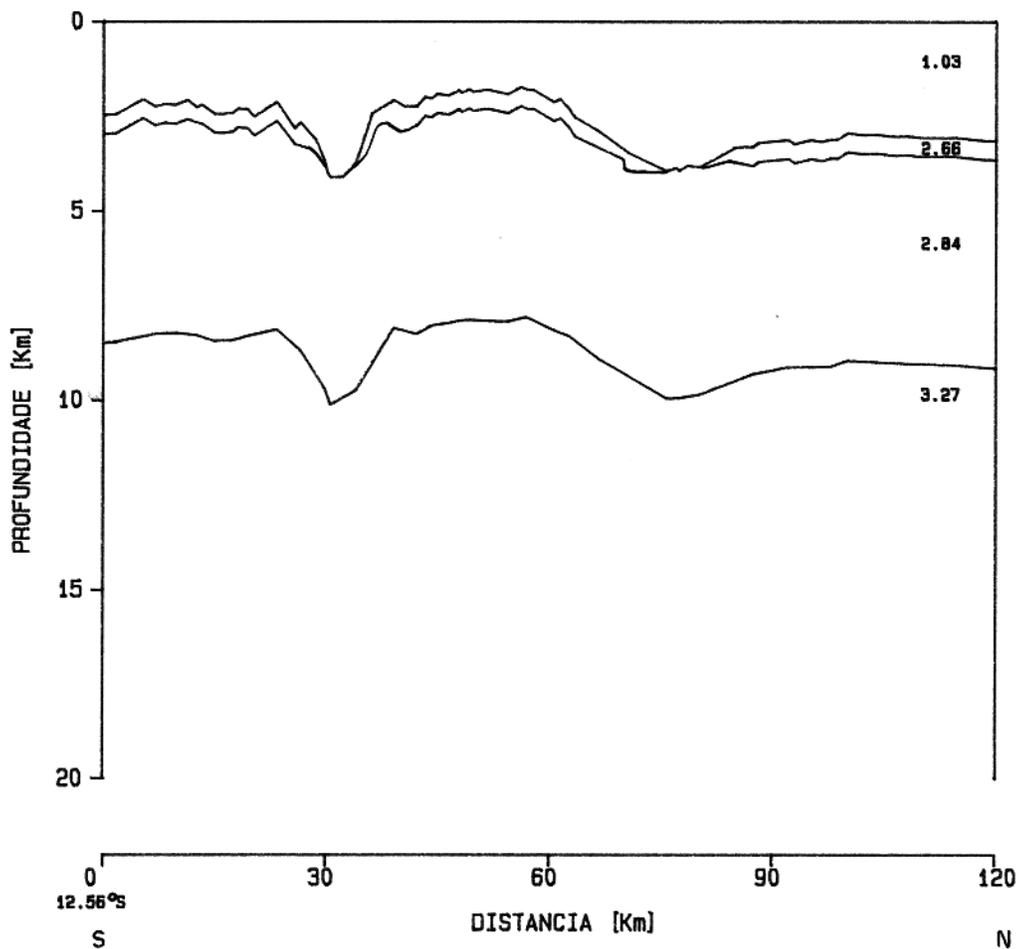
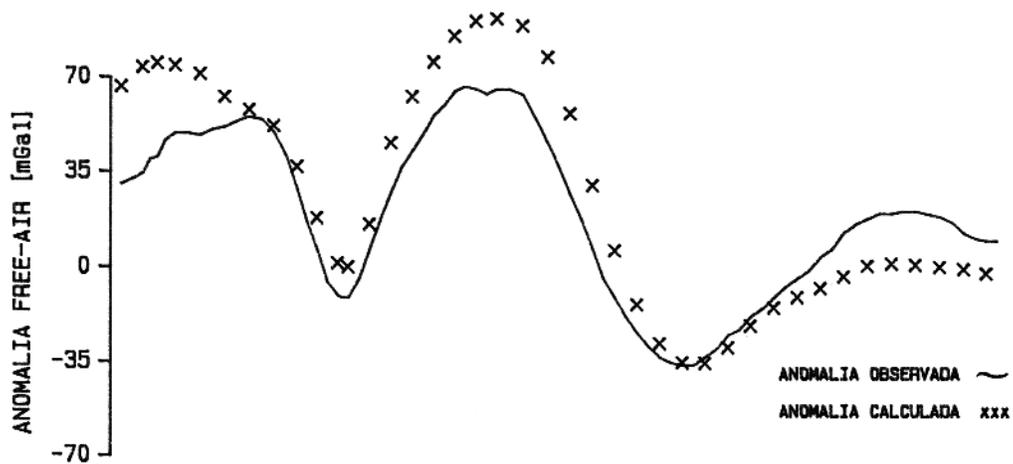


Figura 16 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 07, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

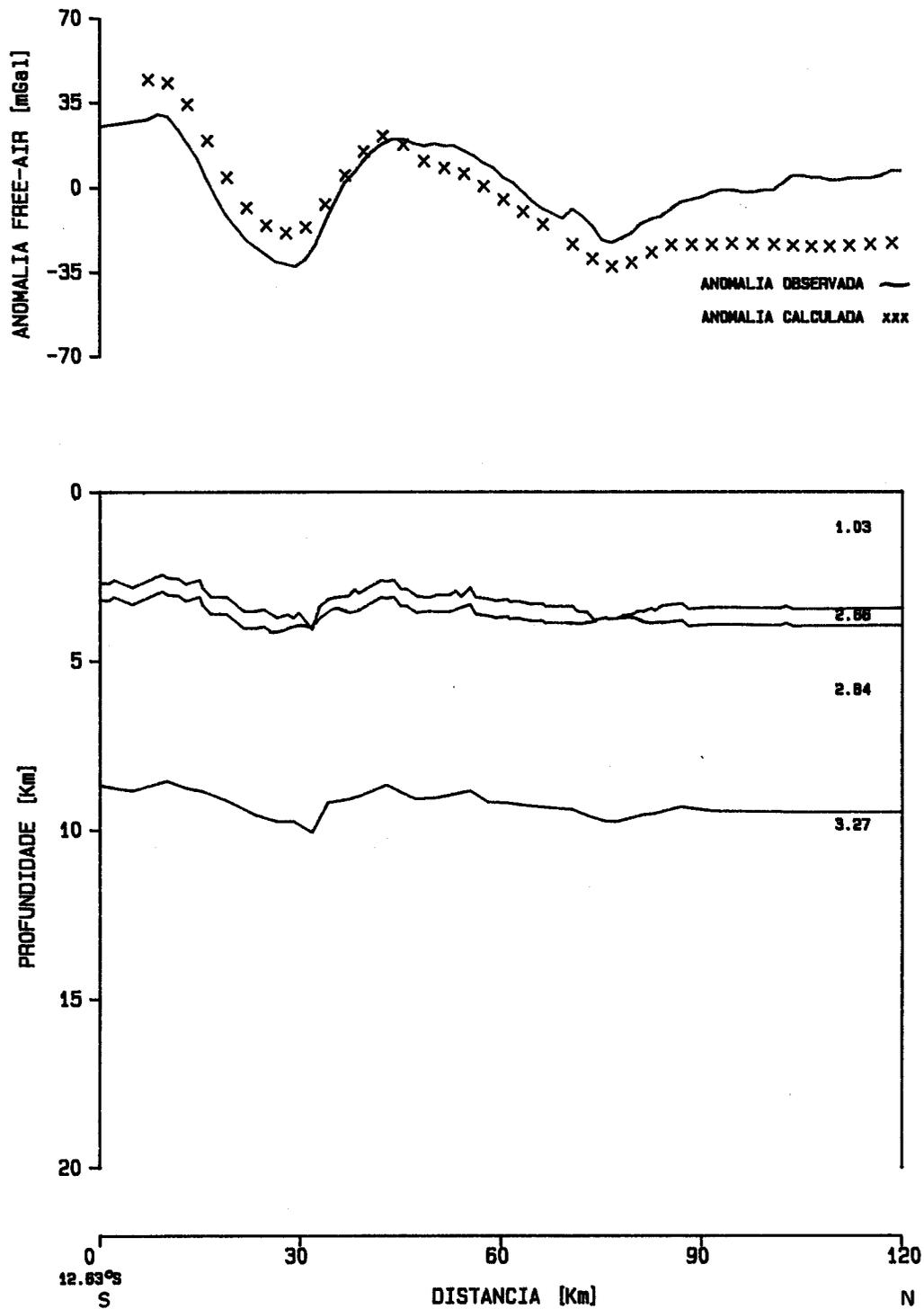


Figura 17 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 08, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

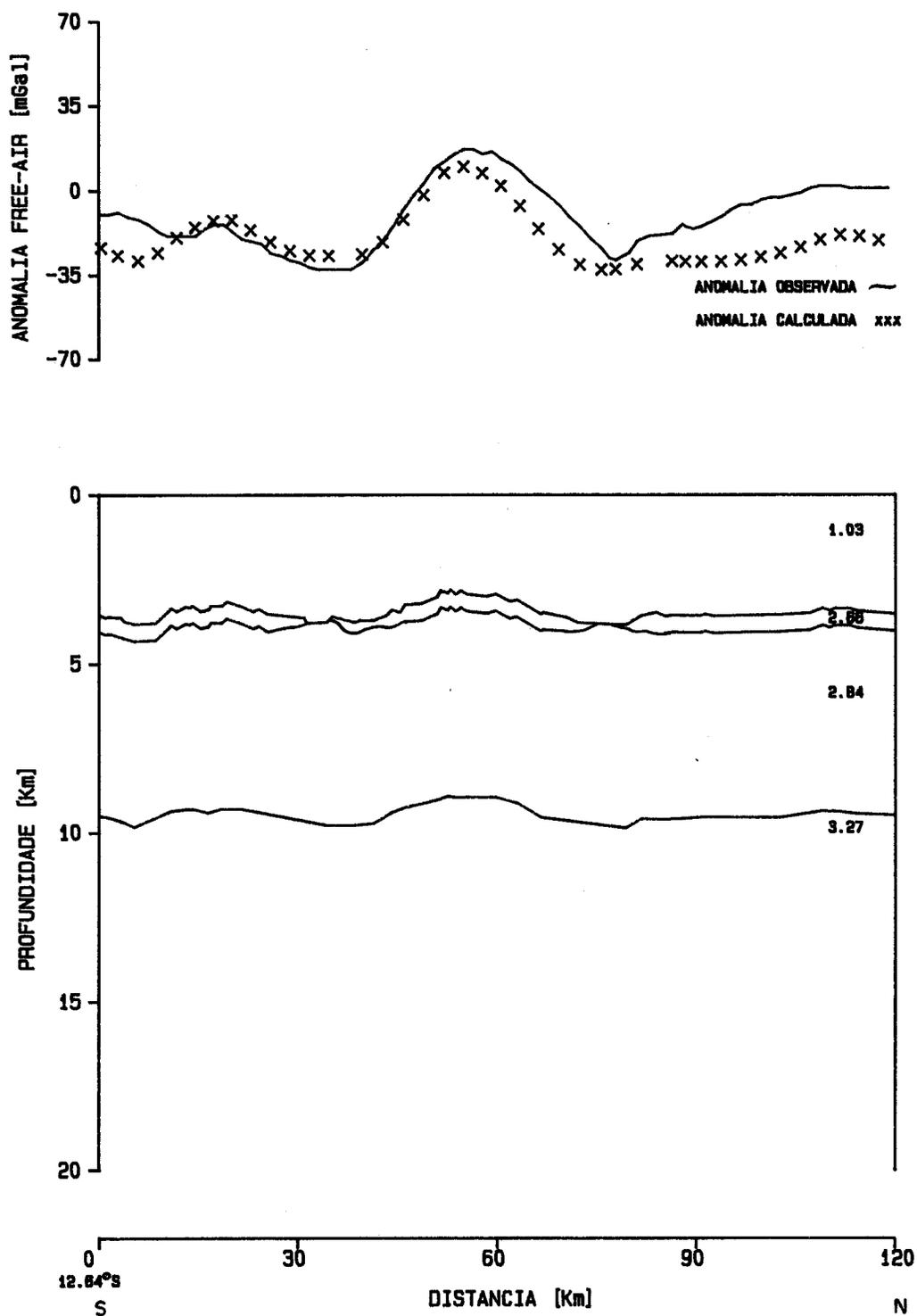


Figura 18 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 09, assumindo crosta com espessura constante de 08 Km.

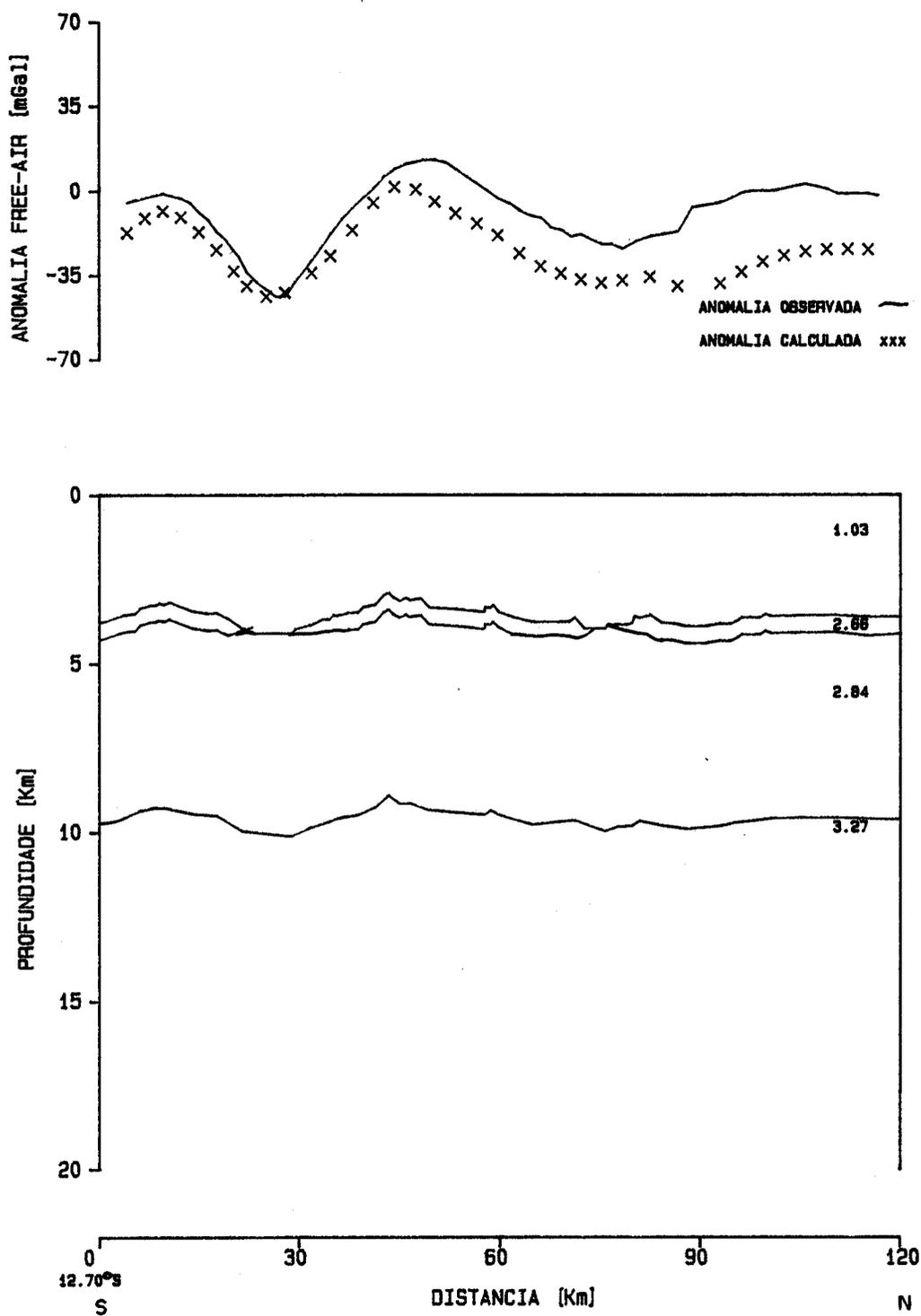


Figura 19 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 10, assumindo crosta com espessura constante de 06 Km.

basalto.

#### .Seção Crustal 02

O perfil 02 cruza a zona de fratura no lado E da Cadeia Mesoatlântica, encontrando-se na parte não-ativa da fratura, ou seja, fora do domínio transformante. Topograficamente, a fratura é bem definida no lado N, que corresponde à parte mais jovem da fratura. O relevo é refletido na anomalia "free-air" que vai de -35 mGal na depressão central a 45 mGal na parte mais elevada.

A seção crustal inferida da anomalia gravimétrica indica que há um afinamento crustal nas paredes da fratura (fig. 20). A profundidade do topo do manto que é de 8.5 km no lado N, atinge 5.8 km nas paredes da calha norte da fratura. No lado S da fratura (calha sul) a profundidade do topo é menor, ficando na faixa de 6.5 km. É importante ressaltar que o afinamento crustal observado nas paredes da fratura não é presente nas depressões centrais, onde a crosta mantém uma espessura média de 6.0 km.

A camada com densidade de 2.66 gr/cm<sup>3</sup>, normalmente associada com a camada 2 oceânica, não aparece nas calhas da fratura sendo interrompida nas paredes desta. Entretanto, esta camada tem um aumento na sua espessura de 0.3 km no lado N do perfil, aumento este observado até o final do perfil, onde apresenta uma espessura de 0.8 km. Este aumento na espessura se faz presente a 5 km a norte da calha norte da fratura. Nas calhas da fratura aparece a camada com densidade de 2.84

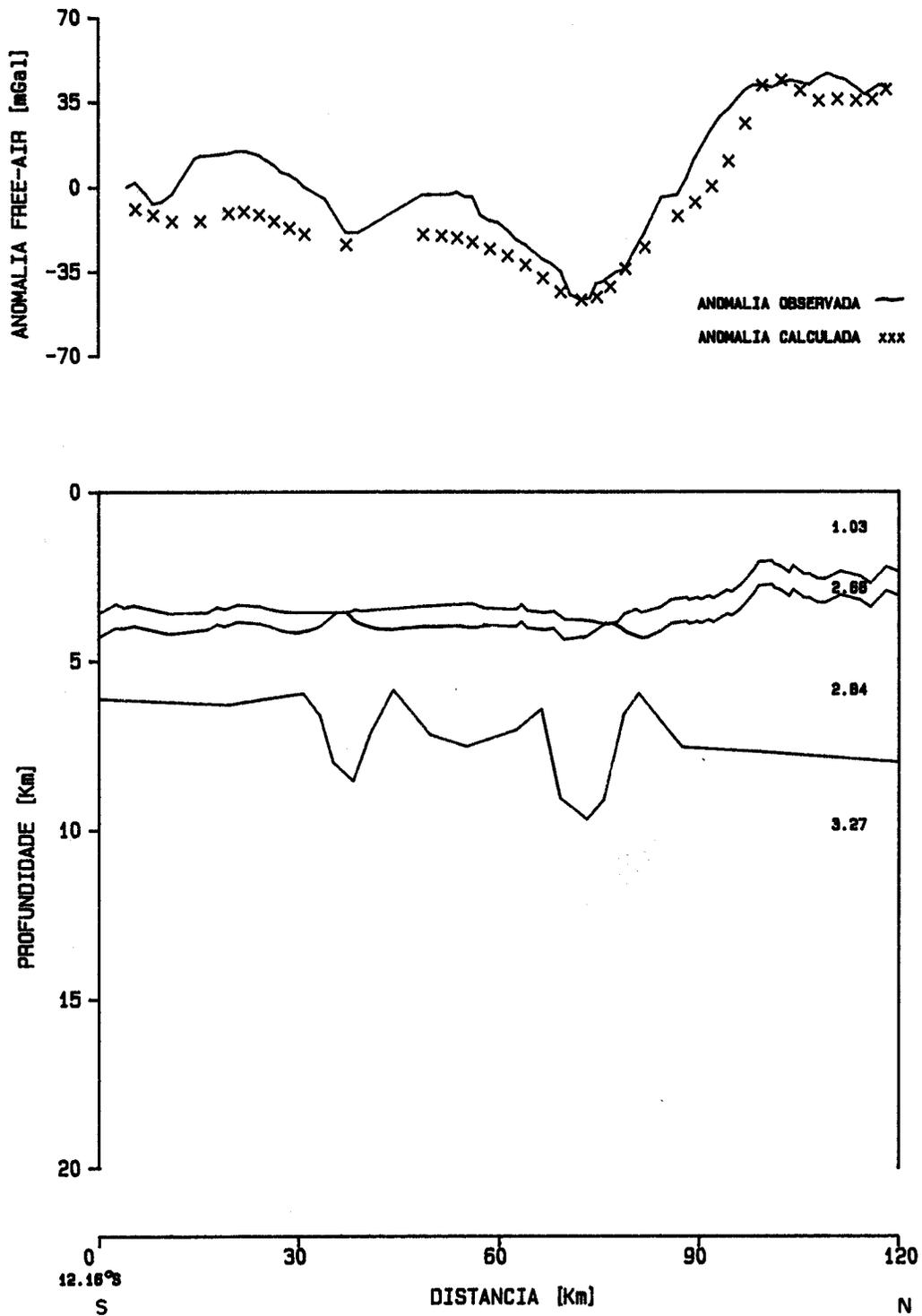


Figura 20 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 02, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

gr/cm<sup>3</sup>. Usando a densidade de 2.84 gr/cm<sup>3</sup> para a camada 3, não é possível um bom ajuste, o que é conseguido considerando uma densidade de 2.70 gr/cm<sup>3</sup> para esta camada (figura 21). Este melhor ajuste é conseguido, principalmente, no lado sul da seção, que corresponde à parte da crosta mais velha, em relação a crosta do lado norte.

#### .Seção Crustal 03

O perfil 03 localiza-se entre os eixos da cadeia, e cruza no lado N a parte ativa da fratura enquanto no lado S cruza a parte não ativa da fratura. Na calha N da fratura o desnível topográfico é 1.85 km, o que corresponde a uma anomalia "free-air" de -65 mGal na calha e 25 mGal na parte elevada. Como observado na seção 02, a calha sul da fratura não é bem definida topograficamente (talvez pelo fato de corresponder à parte mais velha da fratura e portanto, apresentar uma topografia mais rasa).

A figura 22 mostra a seção crustal inferida dos dados gravimétricos. É observado um afinamento crustal nas paredes da fratura: a profundidade do topo do manto que é de 8.5 km passa a 7.0 km nas paredes da fratura. Entretanto, este afinamento não é observado nas depressões centrais da fratura. Na calha norte da fratura, como também na calha sul, aparece a camada com densidade de 2.84 gr/cm<sup>3</sup>, com a camada 2, de densidade 2.66 gr/cm<sup>3</sup> interrompida nas paredes da fratura. Esta camada, com espessura de 0.5 km, começa a afinar no lado norte do perfil, a 36 km a norte da calha norte da fratura, passando a apresentar uma espessura de 0.3 km. Este afinamento na camada 2 também é

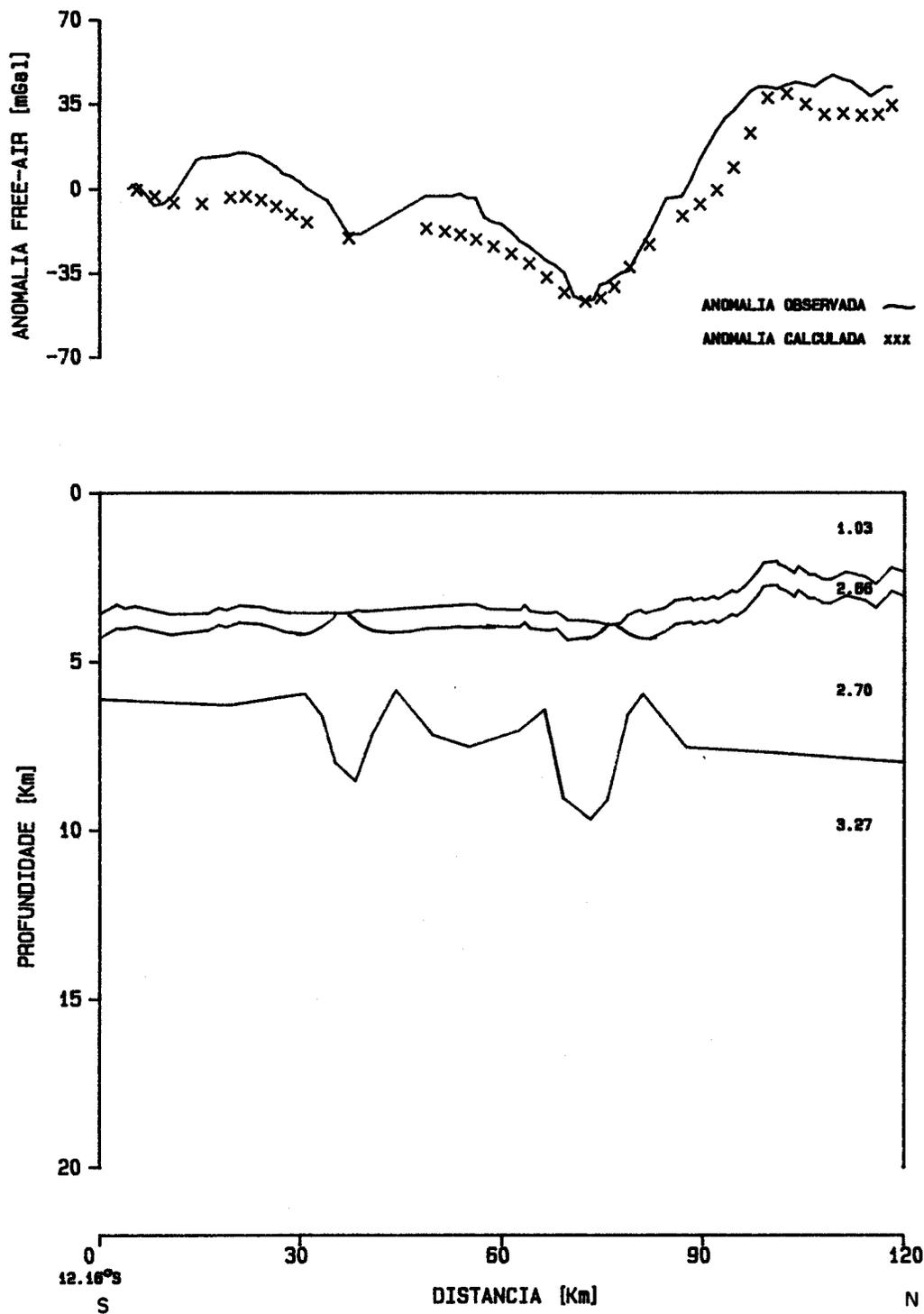


Figura 21 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 02, com densidade da crosta = 2.70 gr/cm<sup>3</sup>.

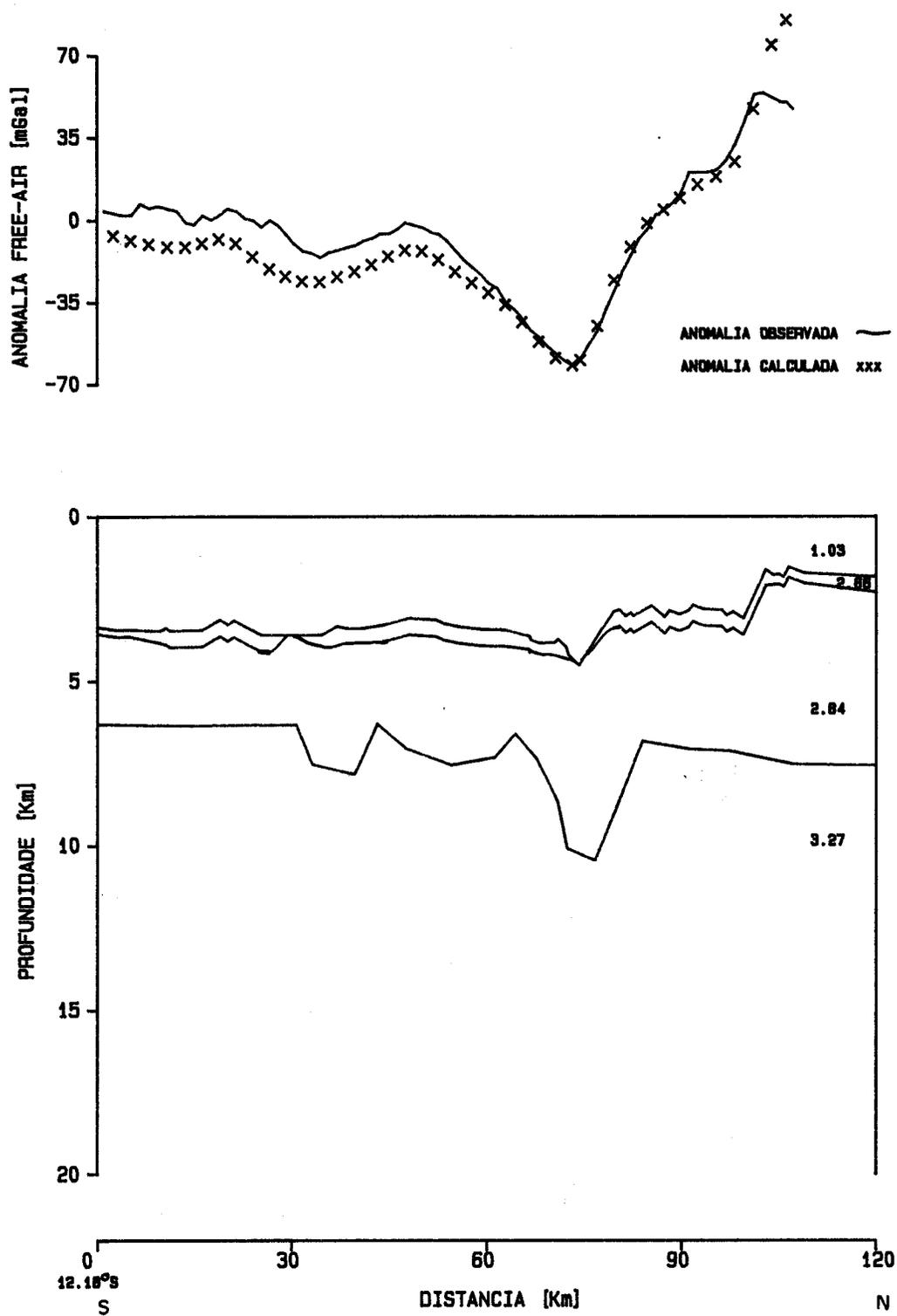


Figura 22 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal D3, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

observado no lado sul do perfil, com o afinamento começando a 20 km a sul da calha sul da fratura.

Como observado na seção crustal 02, não é conseguido um bom ajuste para a densidade da camada 3 de 2.84 gr/cm<sup>3</sup> principalmente para a parte S da seção. Porém, usando uma densidade de 2.70 gr/cm<sup>3</sup> o ajuste é conseguido (figura 23). Vale ressaltar ainda, que a parte sul da seção corresponde à crosta mais velha.

#### .Seção Crustal 04

Como no perfil 03, o perfil 04 localiza-se entre os eixos da cadeia, cruzando no lado N a parte ativa da fratura e no lado S a parte não ativa. Topograficamente as duas calhas são bem definidas, o mesmo podendo ser observado da anomalia "free-air", com os dois mínimos gravimétricos correspondendo às duas calhas da fratura.

A seção crustal (figura 24) sugere que há um afinamento crustal nas paredes da fratura, o que não acontece nas depressões centrais. A profundidade do topo do manto, que encontra-se a 8.6 km, passa a atingir 6.3 km nas paredes da fratura. O afinamento crustal observado é de aproximadamente 2.3 km. A camada 2 da crosta oceânica, com densidade de 2.66 gr/cm<sup>3</sup> é interrompida nas paredes da fratura, não existindo nas depressões centrais, onde aparece a camada 3. A camada 2, com exceção dos locais onde é interrompida, apresenta uma espessura média de 0.5 km.

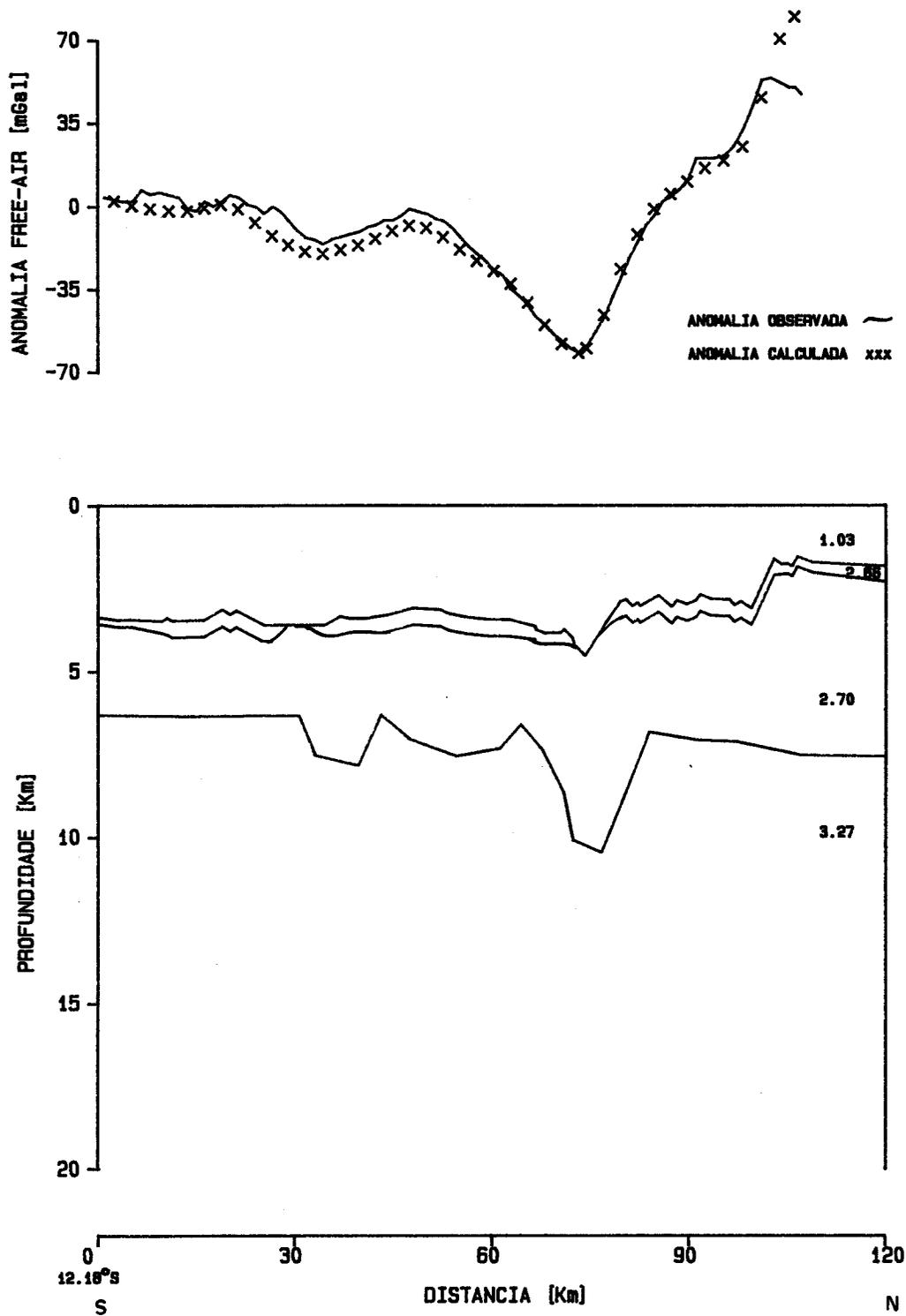


Figura 23 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 03, com densidade da crosta = 2.70 gr/cm<sup>3</sup>.

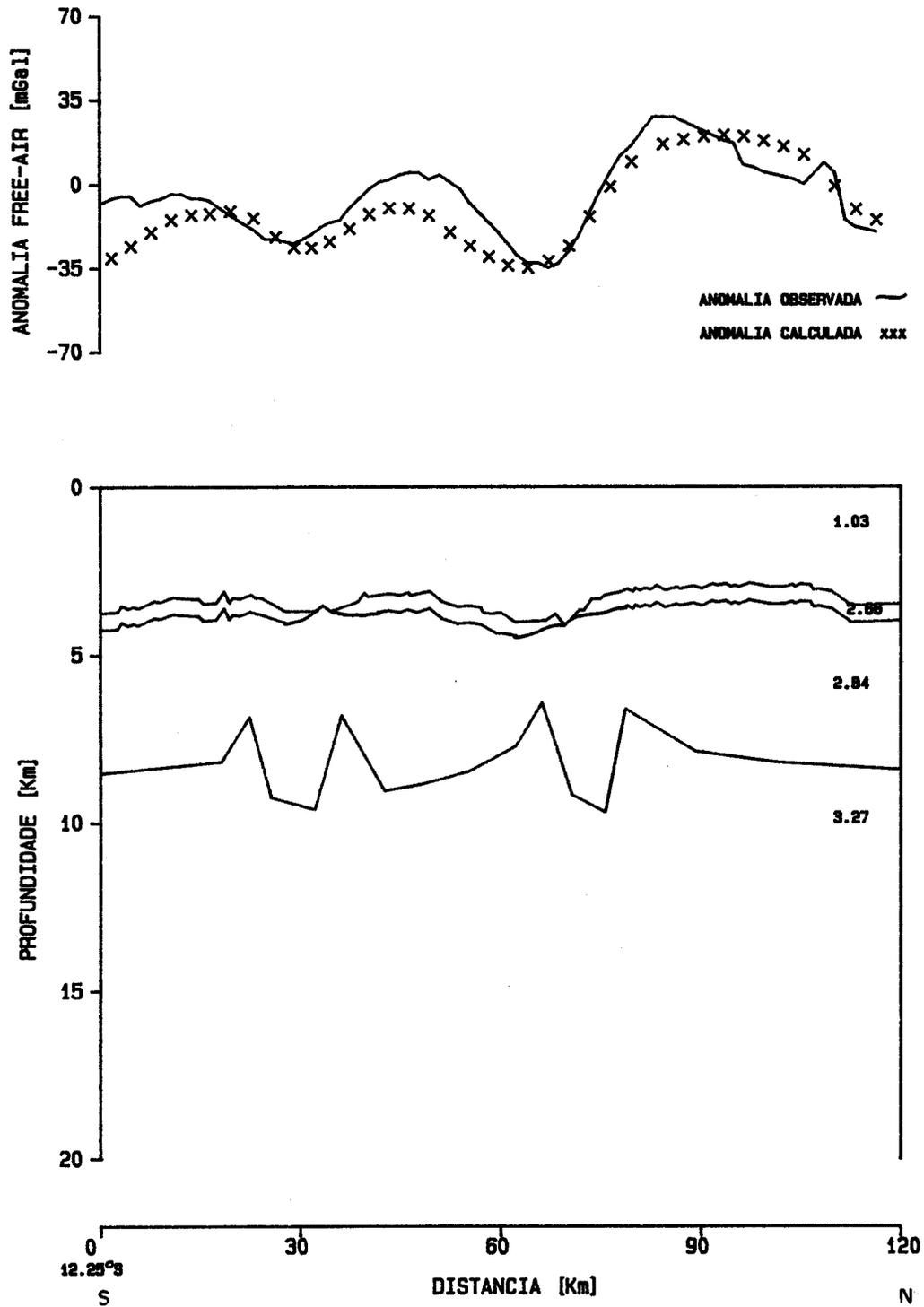


Figura 24 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 04, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

#### . Seção Crustal 05

Localizado entre os eixos da cadeia, este perfil cruza a zona de fratura, com a calha norte na parte ativa e a calha sul na parte não ativa da fratura. Neste perfil, as duas calhas topográficas são bem definidas, com a calha sul passando a ser marcante, o que não era observado, pelo menos nos perfis 02 e 03. A calha sul da fratura apresenta um desnível topográfico de 1.6 km, correspondendo a uma amplitude de anomalia "free-air" de 70 mGal.

A feição proeminente na seção crustal (figura 25) é o afinamento crustal presente nas paredes da fratura, observado tanto na calha norte como na calha sul da fratura. A profundidade do topo do manto passa de 9.0 km a 6.4 km nas paredes da fratura, mostrando um afinamento na ordem de 2.6 km. Este afinamento não é observado nas depressões centrais (calhas) da fratura. A camada de basalto, com densidade de 2.66 gr/cm<sup>3</sup> é interrompida nas paredes da fratura, dando lugar ao aparecimento da camada 03, com densidade de 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

#### .Seção Crustal 06

Localizado entre os eixos da cadeia, o perfil 06 cruza a calha norte na parte ativa da fratura e a calha sul na parte não ativa, ou seja, fora do domínio transformante. Este perfil é o único a apresentar uma elevação sugestiva de ser, pela pequena extensão, uma cadeia transversal ligada à calha sul da fratura. Esta cadeia transversal apresenta um desnível topográfico de 1.5 km em relação a calha sul que encontra-se a

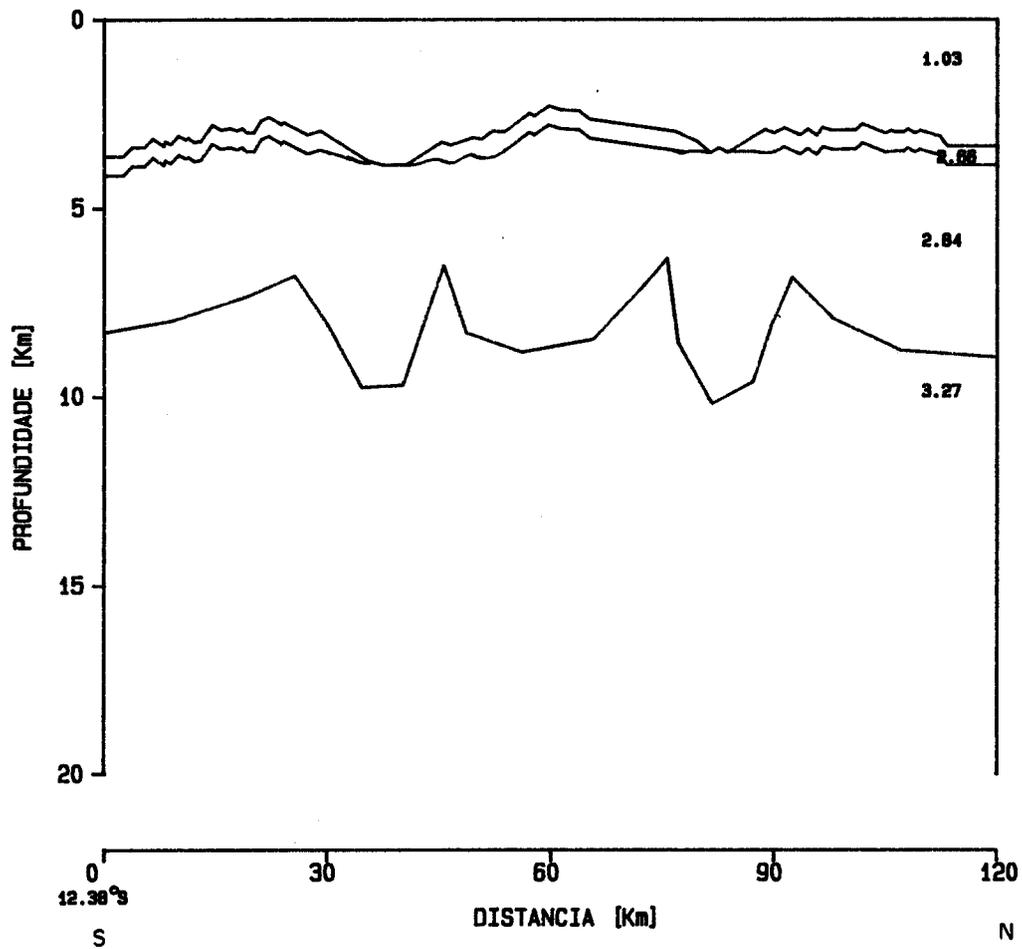
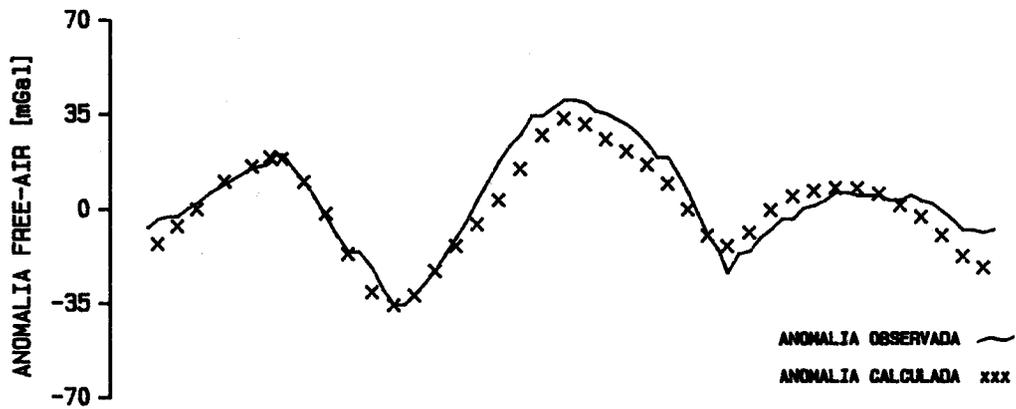


Figura 25 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 05, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

uma profundidade de 3.85 km. A calha norte tem uma profundidade de 3.75 km e, os dois mínimos "free-air" observados, caracterizam as duas calhas da fratura.

O afinamento crustal observado nas seções anteriores também se faz presente nesta seção (figura 26). Na calha norte o afinamento crustal observado nas paredes é de 1.4 km, visto que a profundidade do topo do manto que encontra-se a 7.5 km atinge 6.1 km nas paredes da fratura. Na calha sul, o afinamento crustal também é observado na parede norte da calha. Porém, na parede sul da calha este afinamento é muito pouco pronunciado, com a interface crosta-manto acompanhando, quase que totalmente, a batimetria. O afinamento crustal não é observado nas depressões centrais da fratura. A camada de basalto (camada 2) com densidade de  $2.66 \text{ gr/cm}^3$  é interrompida nas paredes da fratura, dando lugar ao aparecimento da camada 3, com densidade de  $2.84 \text{ gr/cm}^3$ . Na cadeia transversal da calha sul, é observado uma diminuição na espessura da camada 2, principalmente no topo da cadeia, passando esta camada a ter uma espessura de 0.3 km.

#### .Seção Crustal 07

O perfil 07 localiza-se entre os eixos da cadeia e cruza a calha sul da fratura na parte ativa, enquanto cruza a calha norte na parte inativa, porém a apenas 05 km a W do eixo intermediário da cadeia. Este perfil apresenta a feição mais proeminente da topografia da zona de fratura. A calha sul, em uma distância de 8 km em relação à calha, apresenta um desnível topográfico de 2.2 km. É importante observar que, ao contrário

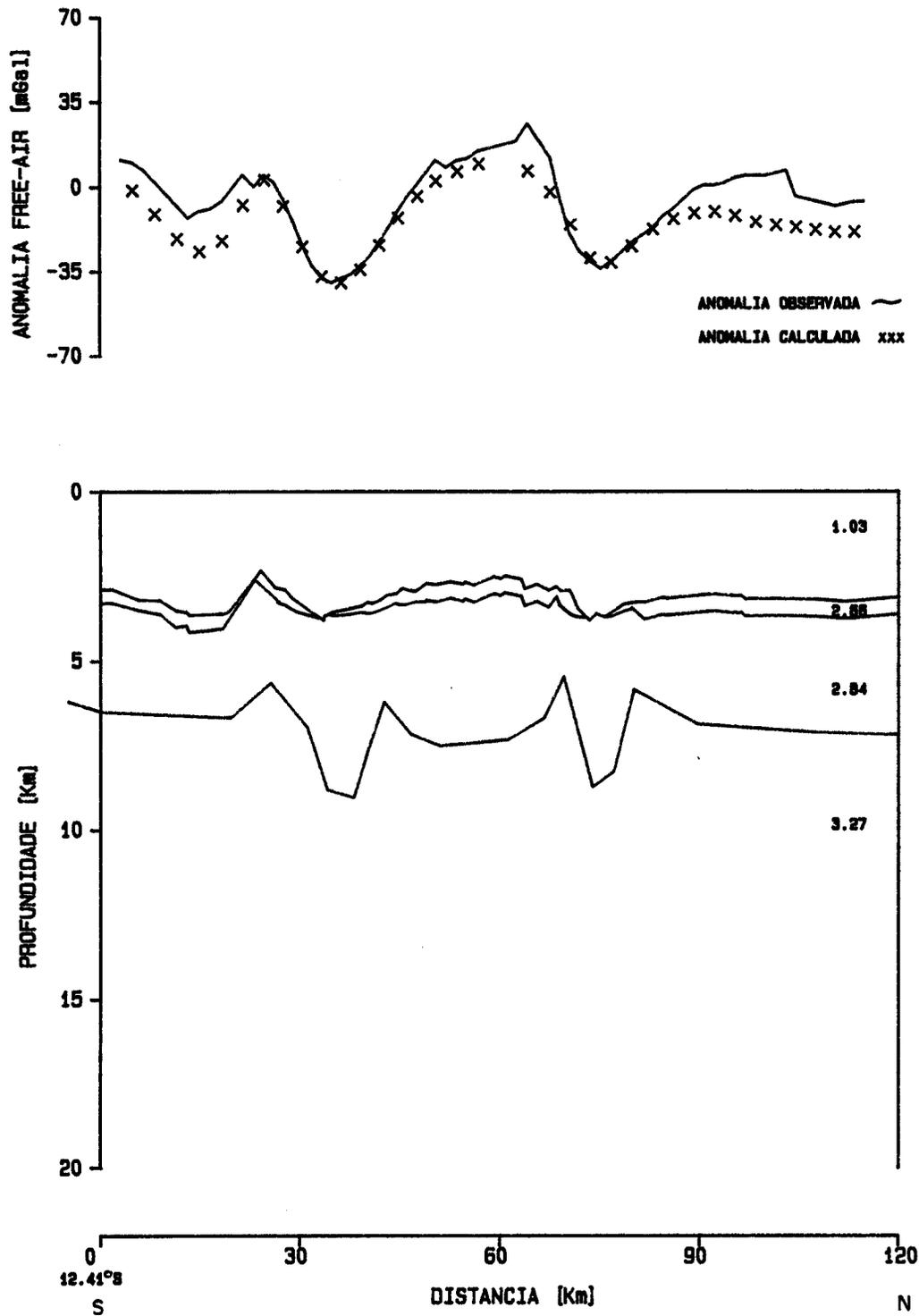


Figura 26 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal D6, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

dos primeiros perfis (D2 e D3) onde a calha norte era bem definida em relação à calha sul, neste perfil, a calha sul passa a ter uma melhor definição. Isto talvez, pelo fato de agora a calha norte está se distanciando do eixo da cadeia e assim, representando uma crosta mais velha. Os dois mínimos gravimétricos observados correspondem às duas calhas da fratura.

A seção crustal inferida dos dados gravimétricos (figura 27) apresenta como feição mais proeminente afinamento crustal nas paredes da fratura. A profundidade do topo do manto que encontra-se normalmente, no modelo, a uma profundidade de 8.6 km, passa a 6.2 km nas paredes da fratura, com um afinamento crustal de 2.4 km. Este afinamento não é presente nas depressões centrais da fratura onde a crosta mantém uma espessura média de 6 km. A profundidade do topo do manto no lado N da seção é um pouco menor que no lado S da seção. Como visto nos perfis anteriores, a camada de basalto (camada 2) com densidade de  $2.66 \text{ gr/cm}^3$  é interrompida nas paredes da fratura, ausente na depressão central, dando lugar ao aparecimento da camada 3. A camada 2 apresenta uma espessura média de 0.5 km, com excessão dos locais onde é interrompida e/ou ausente.

#### .Seção Crustal D8

O perfil D8 cruza a zona de fratura no lado W da Cadeia Mesoatlântica, e encontra-se na parte não ativa da fratura, ou seja, fora do domínio transformante. A calha sul da fratura é bem definida topograficamente, enquanto a calha

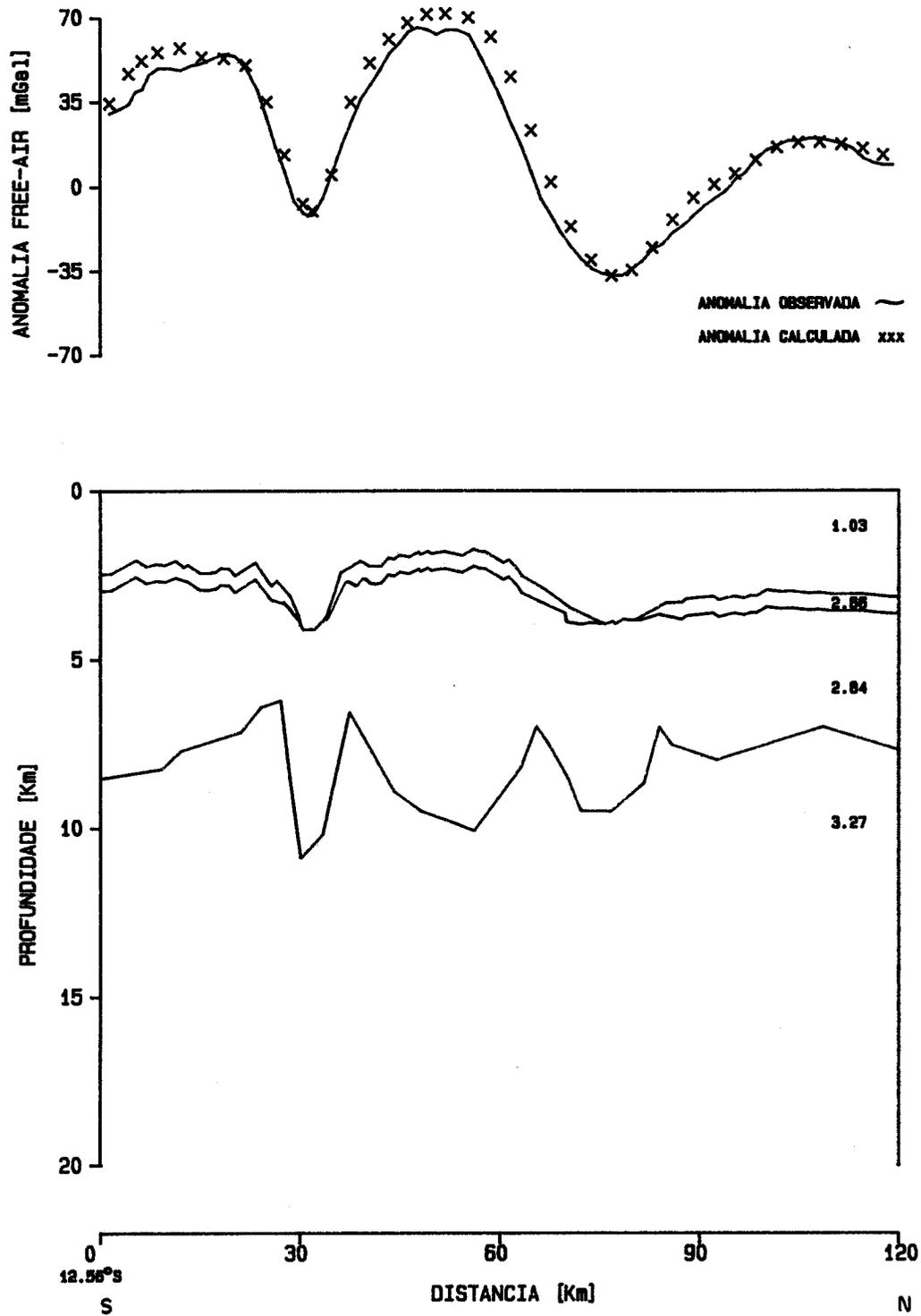


Figura 27 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 07, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

norte, que está localizada mais afastada do eixo da cadeia, apresenta uma topografia mais suave. Os dois mínimos gravimétricos observados caracterizam as duas calhas da fratura. Na calha sul da fratura a amplitude da anomalia "free-air" é de 70 mGal.

A figura 28 mostra a seção crustal obtida da inferência dos dados gravimétricos. Nas paredes da fratura observa-se o afinamento crustal, comum a todos os perfis. A profundidade do topo do manto no lado S do perfil é de 7.8 km, e nas paredes da fratura atinge 5.8 km, representando um afinamento crustal de 2.0 km. No lado N do perfil observa-se uma menor espessura da crosta, com a conseqüente menor profundidade do topo do manto e menor afinamento crustal e, inclusive, com uma menor espessura da crosta na calha norte da fratura, que apresenta 4 km de espessura, ao contrário dos 6 km observado na calha sul. Entretanto, as duas calhas não apresentam afinamento crustal. A camada de basalto, que tem uma espessura média de 0.5 km, é interrompida nas paredes da fratura.

#### .Seção Crustal 09

O perfil 09 localiza-se a W do eixo da cadeia, e cruza as duas calhas da fratura na parte não ativa. Os desníveis topográficos observados evidenciam as duas calhas, sendo que a calha sul apresenta um desnível topográfico maior. Este desnível a norte da calha norte é bem pequeno, 0.35 km, isto pelo fato de que esta calha da fratura encontra-se mais afastada do eixo da cadeia.

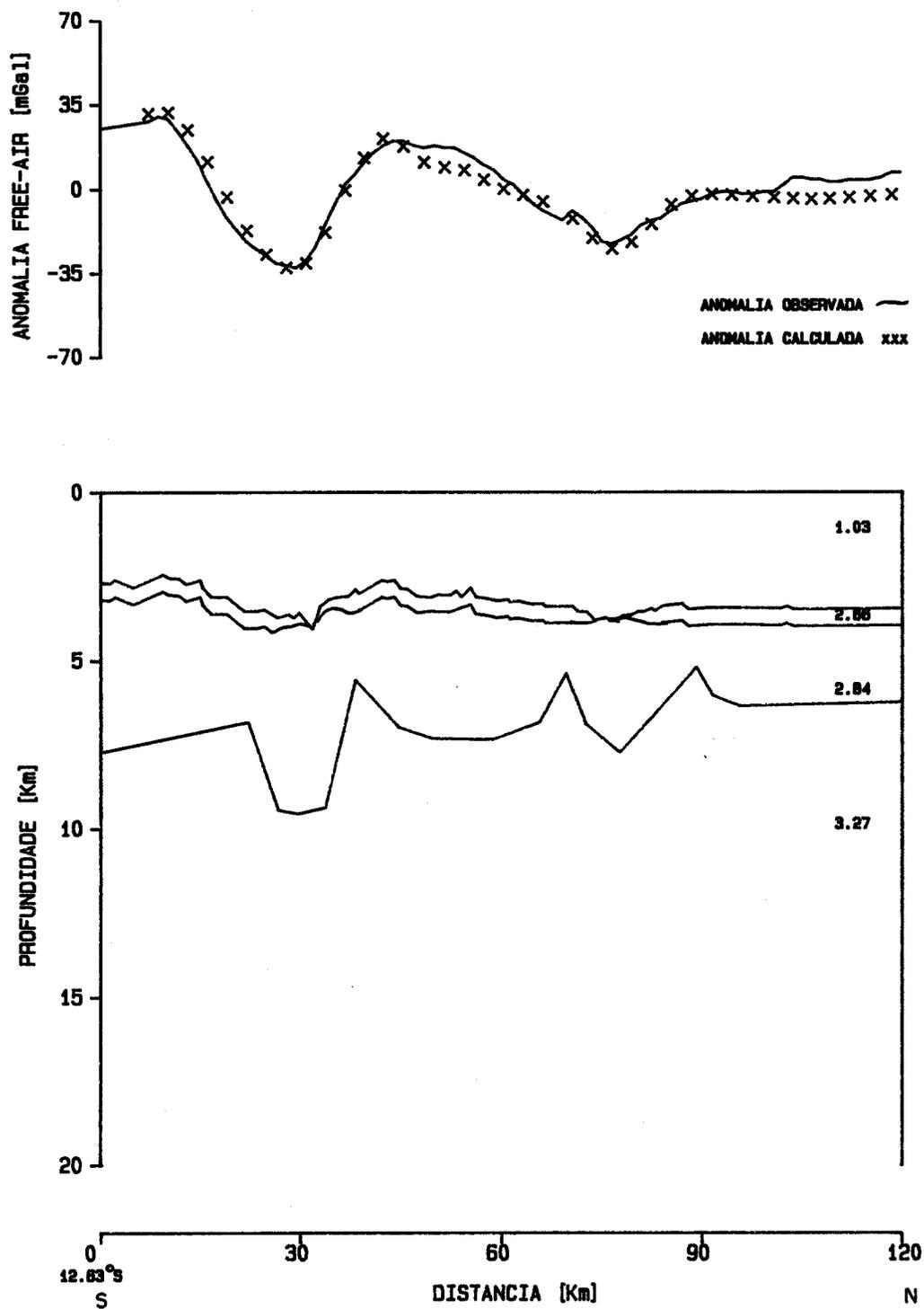


Figura 28 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 08, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

Na seção crustal modelada (figura 29), o afinamento crustal também é sugerido, só que não tão marcante como nas seções anteriores. Na calha norte da fratura o afinamento crustal é presente no lado norte da calha, enquanto no lado sul da calha já não é tão visível. Na calha sul da fratura o modelo mostra que o afinamento crustal não é bem visível. Vale ressaltar porém, que a feição característica desta seção é a diminuição na espessura da crosta em direção ao norte do perfil; esta espessura que é de 5 km no lado sul, atinge 4.4 km no lado norte da seção. A camada de basalto, com densidade de  $2.66 \text{ gr/cm}^3$ , é interrompida nas paredes da fratura e ausente na depressão central, dando lugar à camada 3. A camada de basalto tem uma espessura média de 0.5 km.

#### .Seção Crustal 10

Este perfil localiza-se no extremo oeste da área. Cruza as duas calhas da fratura na parte inativa, ou seja, fora do domínio transformante. Como consequência da sua localização, este perfil apresenta pouco desnível topográfico, porém ainda sendo visíveis as calhas topográficas. Os dois mínimos "free-air" observados caracterizam as duas calhas da fratura.

A figura 30 apresenta a seção crustal inferida dos dados gravimétricos. Ao contrário da seção 09, nesta seção o afinamento crustal é bem marcante nas paredes das duas calhas. A profundidade do topo do manto que encontra-se a 8.2 km atinge 6.0 km nas paredes da fratura, caracterizando um afinamento crustal de 2.2 km. Não é observado afinamento nas calhas da fratura, onde é mantida uma espessura da crosta de 6.0 km na

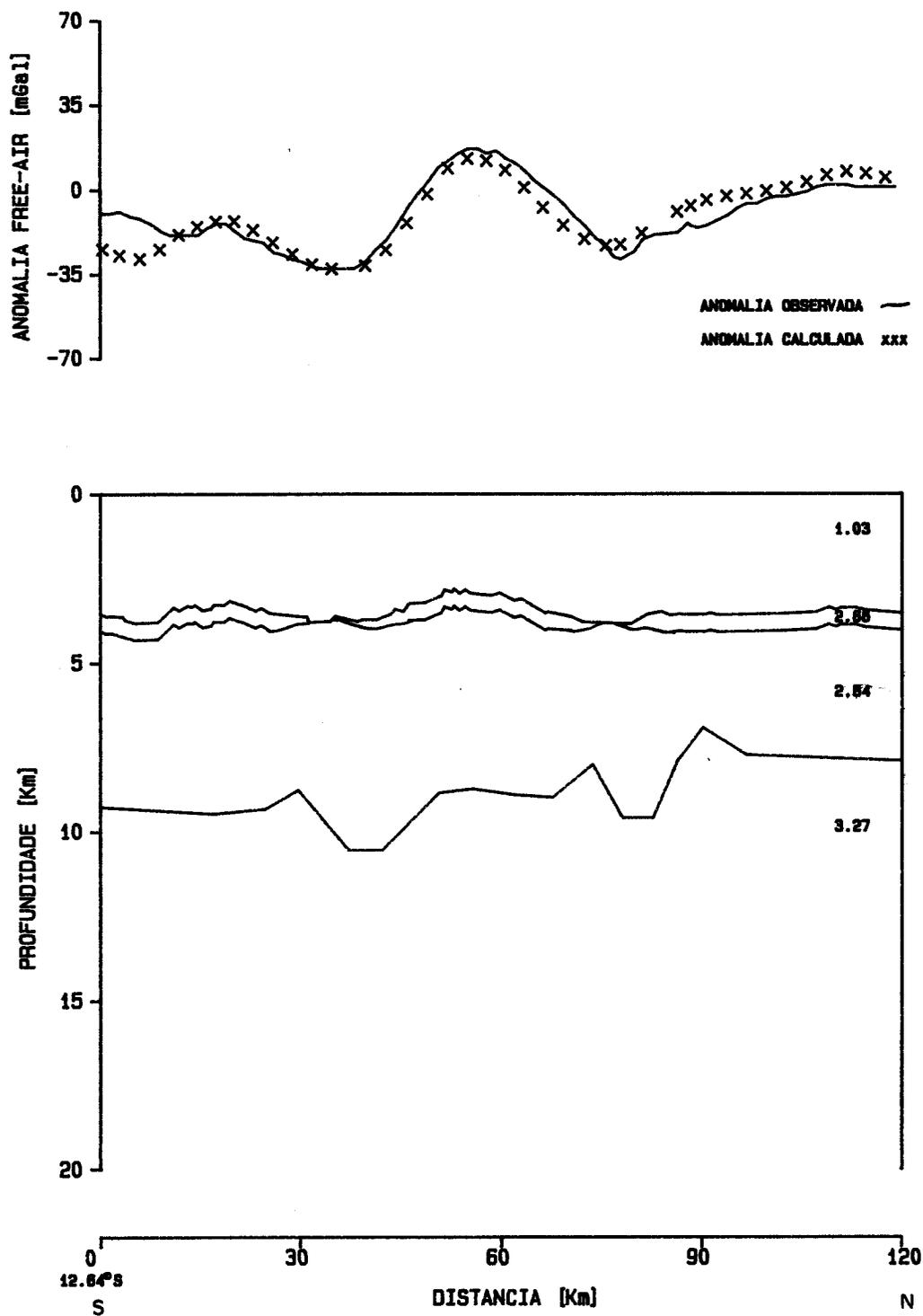


Figura 29 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 09, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

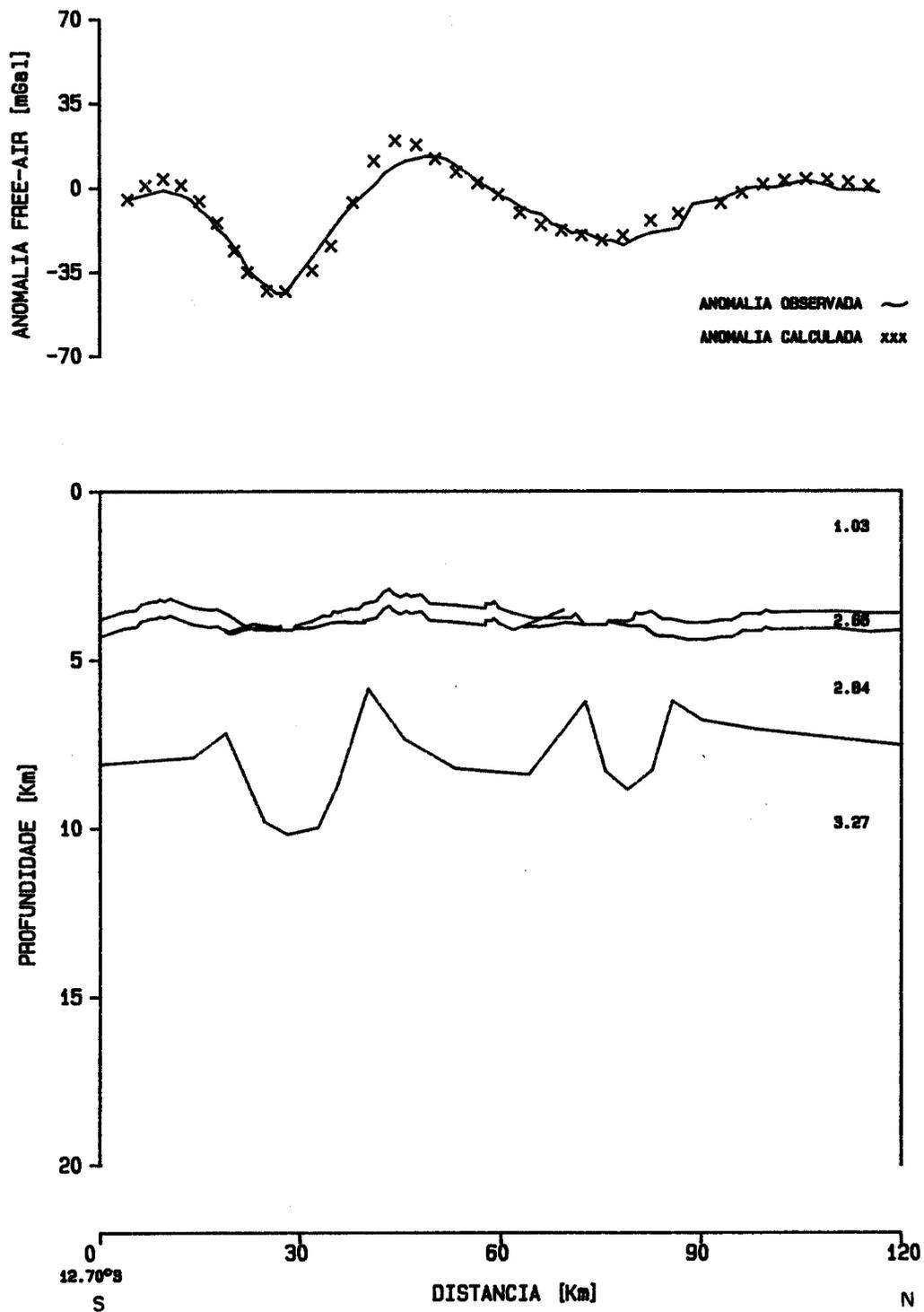


Figura 30 - Anomalias, observada e calculada, para a seção crustal 10, com densidade da crosta = 2.84 gr/cm<sup>3</sup>.

calha sul e 5.5 km na calha norte. Com uma espessura média de 0.5 km, a camada de basalto é interrompida nas paredes da fratura.

Para esta seção foi feito o cálculo do coeficiente de correlação entre as anomalias. Foi usado o algoritmo CROSCR (Davis, 1973) e encontrado um coeficiente de 0.96 para as anomalias observada e calculada pelo modelo.

#### 5.4 - Análise dos resultados

A análise do mapa de anomalia "free-air" da Zona de Fratura Dupla Bode Verde, para a área estudada, mostrou que a referida zona de fratura é bem definida quanto às suas características gravimétricas. O padrão de anomalia gravimétrica correspondente à Cadeia Mesoatlântica é interrompido pelas anomalias atribuídas à zona de fratura. O caráter duplo desta, já caracterizado pela batimetria, é marcada também pelas anomalias gravimétricas: os dois mínimos "free-air" encontrados, caracterizados pelas duas faixas de anomalias paralelas e separados por uma faixa de anomalia positiva, marcam a presença das duas calhas da fratura.

Há uma forte correlação entre os mapas de anomalia "free-air" e batimétrico, evidenciando que grande parte da anomalia "free-air" encontrada é atribuída à topografia da área.

As seções crustais construídas para a área sugerem que a espessura da crosta não é constante na direção perpendicular

à zona de fratura. Esta espessura, que apresenta uma média de 6 km, chega a atingir 2 km nas paredes da fratura, sugerindo um afinamento crustal nesta parte, o que não é observado nas calhas da fratura. Este afinamento é observado em uma zona de aproximadamente 15 km, centrada na depressão central das calhas da fratura, mostrando em algumas seções uma mudança brusca entre crosta normal e crosta mais fina. Tanto a parte ativa da fratura (zona transformante), como a parte não ativa, apresenta afinamento crustal nas seções modeladas.

Observa-se também, que há uma mudança gradual na espessura da crosta em relação às calhas da zona de fratura. No lado E da área, a sul da calha sul, a crosta apresenta uma espessura menor que a crosta a norte da calha norte, enquanto no lado W da área a crosta que apresenta espessura menor encontra-se a norte da calha norte.

## 6 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS MAGNÉTICOS

### 6.1 - Introdução

O padrão de anomalia magnética em zonas de fratura é assimétrico, com o lado jovem da fratura apresentando uma anomalia maior, isto podendo ser explicado por um aumento na magnetização, ou por um aumento na espessura da camada magnetizada no lado jovem (Verhoef e Diun, in White e Williams, 1986). Entretanto, um problema encontrado na interpretação de anomalias magnéticas em zonas de fratura é o efeito de blocos com magnetização oposta, gerados pela inversão na polaridade do campo geomagnético.

Esta presença de blocos com magnetização oposta torna difícil a interpretação de perfis ao longo de zonas de fratura duplas, pois pode haver casos onde um mesmo perfil cruza diferentes blocos com magnetização normal e reversa, correspondendo a diferentes reversões e campos normais. Um perfil transversal à zona de fratura dupla estará cruzando ao mesmo tempo, no mínimo, três seções crustais com idades diferentes. Como as reversões do campo magnético terrestre são comprovadas, este problema será crucial na interpretação, principalmente para uma interpretação usando modelo bidimensional.

Como já citado no ítem 5.1, a carência de trabalhos prévios para esta área e a conseqüente falta de informações, "a priori", torna mais difícil a interpretação. Outro aspecto que dificulta a interpretação magnética é a localização da área, que está próxima ao Equador. Entretanto, procurou-se dar um

modelo qualitativo simplificado para as características magnéticas observadas, visto que a complexidade da área não permite, com os dados disponíveis, uma interpretação quantitativa. Para isto, a interpretação está dividida em duas partes: a) análise do mapa de contorno, b) interpretação dos perfis.

## 6.2 - Mapa de contorno

Como já citado no item 5.2 foram encontradas dificuldades na confecção do mapa. Foi usado o mesmo procedimento e assim, confeccionado o mapa com os dois "grids" distintos, com o fechamento posterior feito manualmente.

### . Mapa Magnético

A figura 31 mostra o mapa magnético confeccionado para a área (ver localização dos dados na figura 02), com intervalo de contorno de 50 gamas.

O mapa apresenta dois padrões distintos de anomalias. Na parte N tem-se um padrão com anomalias alongadas na direção N-S, enquanto na parte S as anomalias encontram-se no sentido E-W.

As anomalias com direção N-S correspondem as anomalias da porção axial da Cadeia Mesoatlântica, enquanto no extremo norte do mapa encontra-se uma forte anomalia correspondente a Montanha Submarina Hayes. O padrão de anomalia com direção N-S é interrompido nas imediações da latitude 11oS.

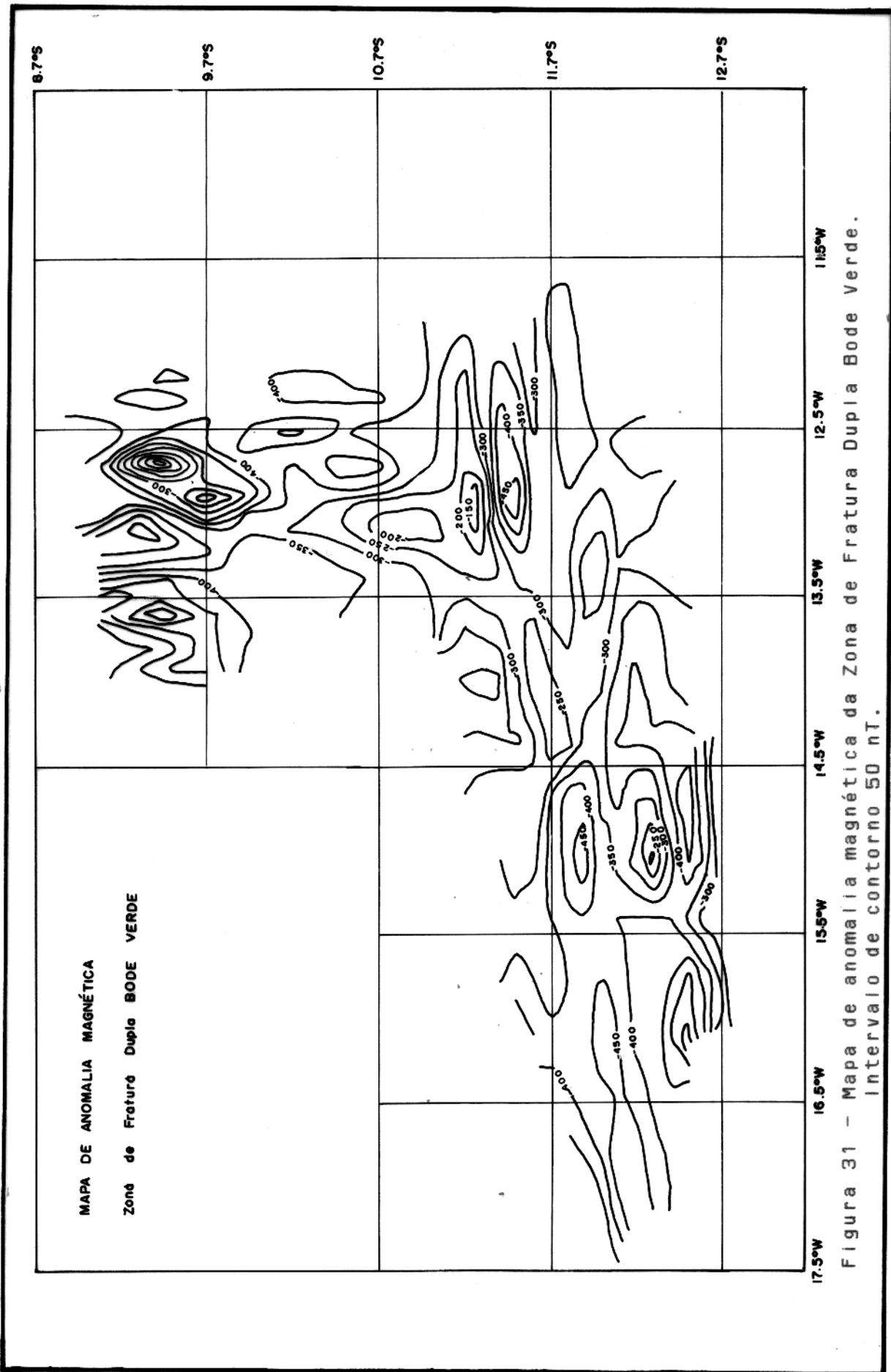


Figura 31 - Mapa de anomalia magnética da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.  
Intervalo de contorno 50 nT.

por um forte padrão de anomalias com direção E-W. Este padrão, marcante em toda a parte S do mapa, caracteriza a zona de fratura. Entretanto, os dados magnéticos disponíveis não são suficientes para dar uma definição das duas calhas e da elevação existente entre estas, servindo porém, para a localização da zona de fratura.

### 6.3 - Perfis

Os dados magnéticos da área que corresponde à zona de fratura foram plotados em um bloco diagrama (figura 32). A análise do referido bloco mostra que não há uma correlação da anomalia magnética com a topografia (figura 09), como no caso da gravimetria. O que obtem-se é uma feição complicada das anomalias, caracterizando a complexidade da magnetometria.

Como já citado anteriormente, as anomalias magnéticas em áreas oceânicas são atribuídas à camada de basalto (camada 2) e, em trabalhos recentes, também aos gabros da camada 3. Visando obter informações sobre a distribuição e o comportamento da camada magnética na Zona de Fratura Dupla Bode Verde, foi feita a interpretação de 08 perfis cruzando a referida fratura. Os perfis interpretados foram os de número 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08 e 10 e a localização dos mesmos encontra-se na figura 02. Devido à complexidade das anomalias, à limitação dos dados disponíveis e às dificuldades encontradas no modelamento, procurou-se encontrar um modelo simplificado para esta área.

Para a realização do modelamento, foi assumido o seguinte: os parâmetros do campo geomagnético foram tirados

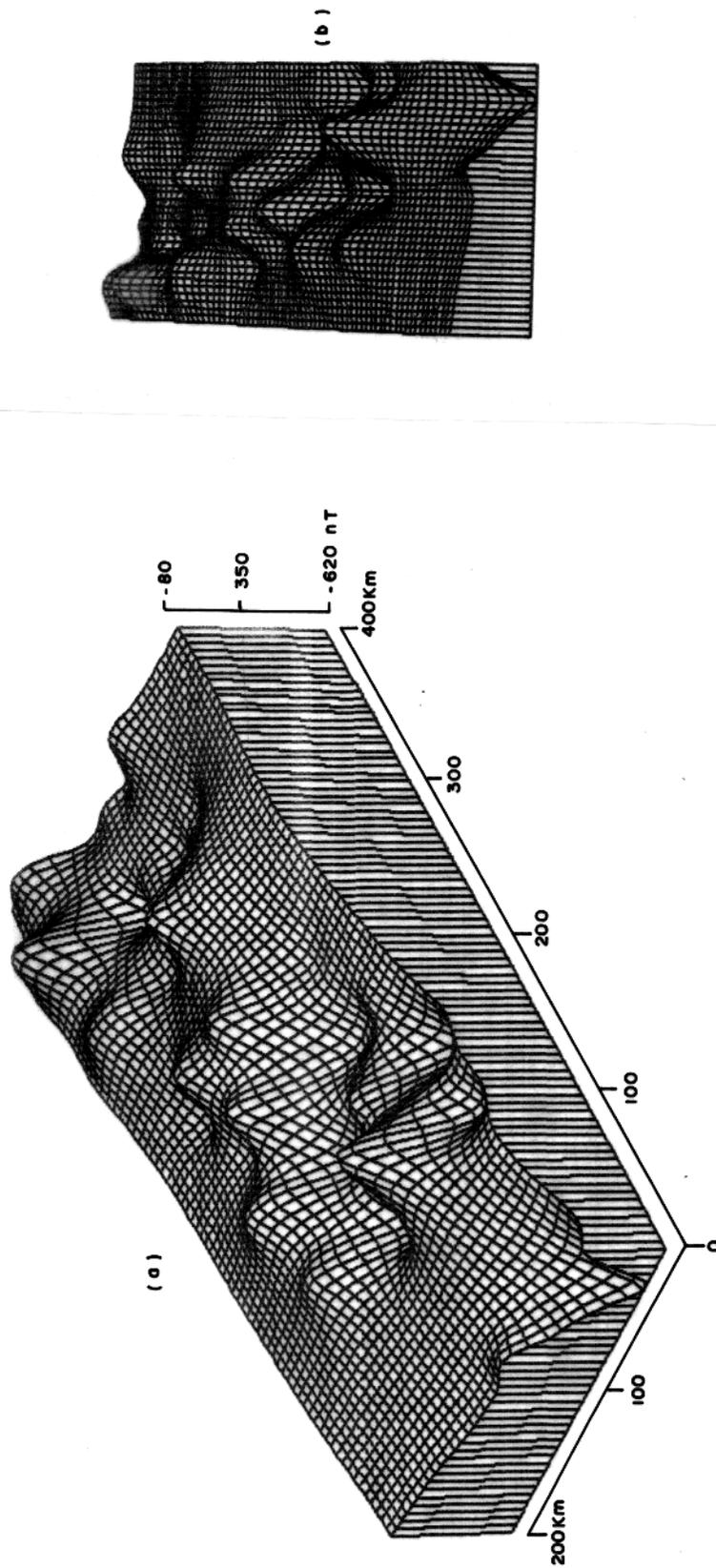


Figura 32 - Visão tridimensional da anomalia magnética da Zona de Fratura Dupla Bode Verde.

(a) Angulo de observação = 225°      (b) Angulo de observação = 180°  
 Inclinação = 30°                              Inclinação = 30°

pela localização geográfica da área (Fabiano et al., 1983); uma camada de basalto com espessura de 0.5 km (Banerjee, 1984) com susceptibilidade magnética de 0.015 emu/c<sup>3</sup> para magnetização induzida e 0.024 emu/c<sup>3</sup> para magnetização remanente; uma escala de tempo de polaridade magnética entre o Cretáceo Inferior e o Cenozóico (Labrecque et al., 1977), e uma taxa de espalhamento oceânico de 2.0 cm/ano (Brozena, 1986). Foi usado o algoritmo de TALMAG (Shuey e Matthews, 1972) para corpos bidimensionais envolvendo o cálculo do campo total, assumindo camadas horizontais infinitas. Como não há evidências para reorientação da crosta na Zona de Fratura Dupla Bode Verde desde a sua formação, torna-se difícil a separação de anomalia magnética causada por magnetização induzida e por magnetização remanente. Assume-se assim, sempre a presença das duas magnetizações em todos os modelos.

O primeiro passo para o modelamento foi o seguinte: Foi calculado o efeito de uma camada de basalto com 0.5 km, contínua, acompanhando a topografia, para campo magnético normal e para campo reverso. A figura 33 mostra a anomalia calculada para campo normal (a) e para campo reverso (b), para o perfil 03. Apesar da anomalia observada ter uma certa correlação com a topografia, não encontra-se correlação nenhuma entre a anomalia observada e a calculada. Para o perfil 8 (figura 34), onde a anomalia observada tem no lado N uma correlação com a topografia, não é encontrada correlação entre a anomalia observada e a calculada, tanto para campo normal (figura 34.a) como para campo reverso (figura 34.b). A figura 35 mostra um perfil que não tem relação nenhuma entre a

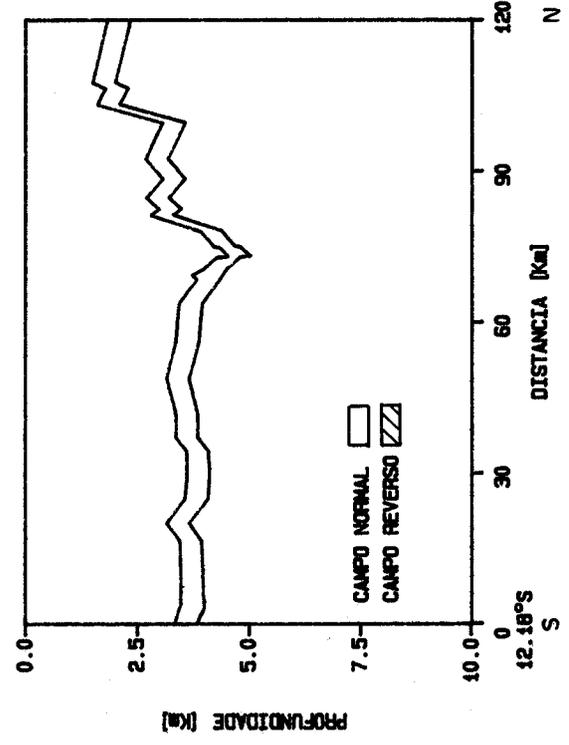
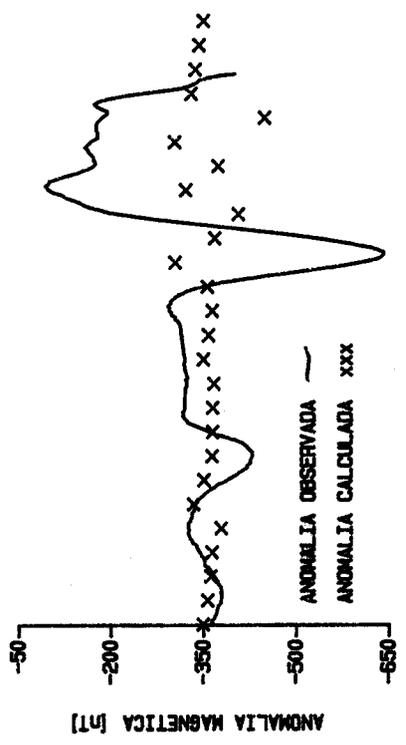
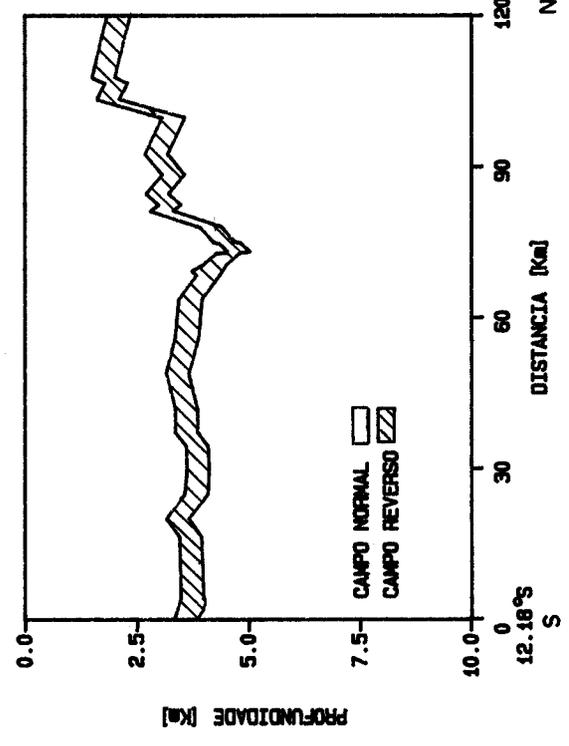
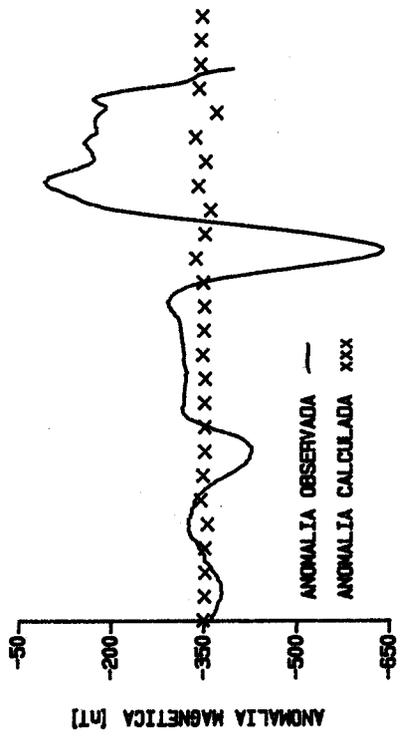


Figura 33 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 03, considerando camada de basalto com espessura constante de 0.5 km.  
(a) - Campo Normal  
(b) - Campo Reverso

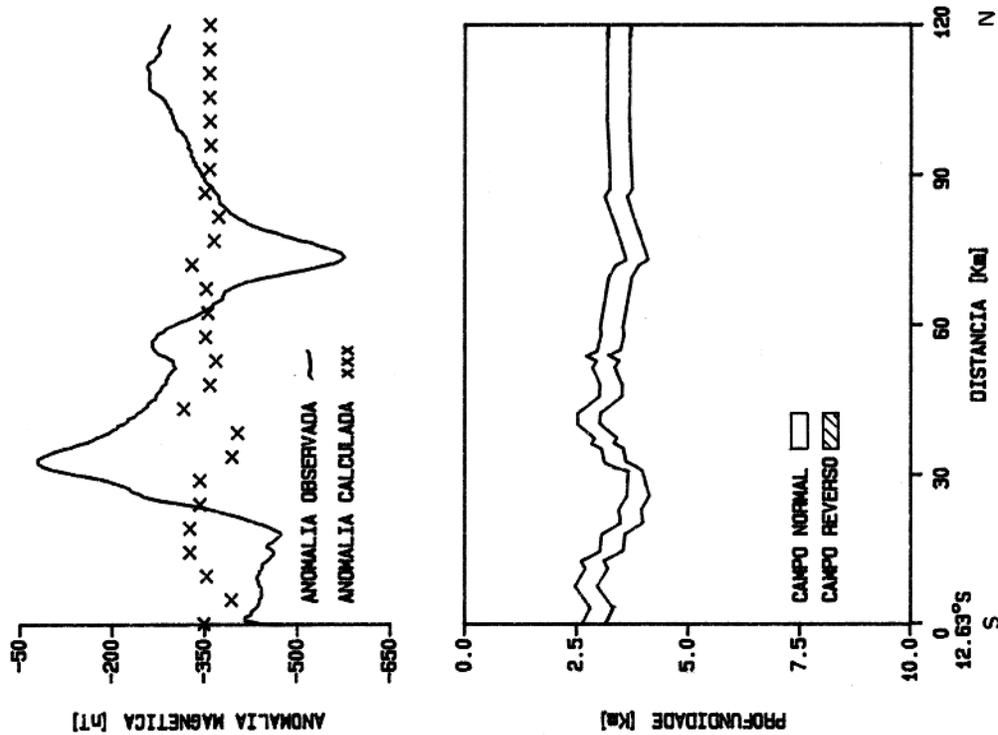
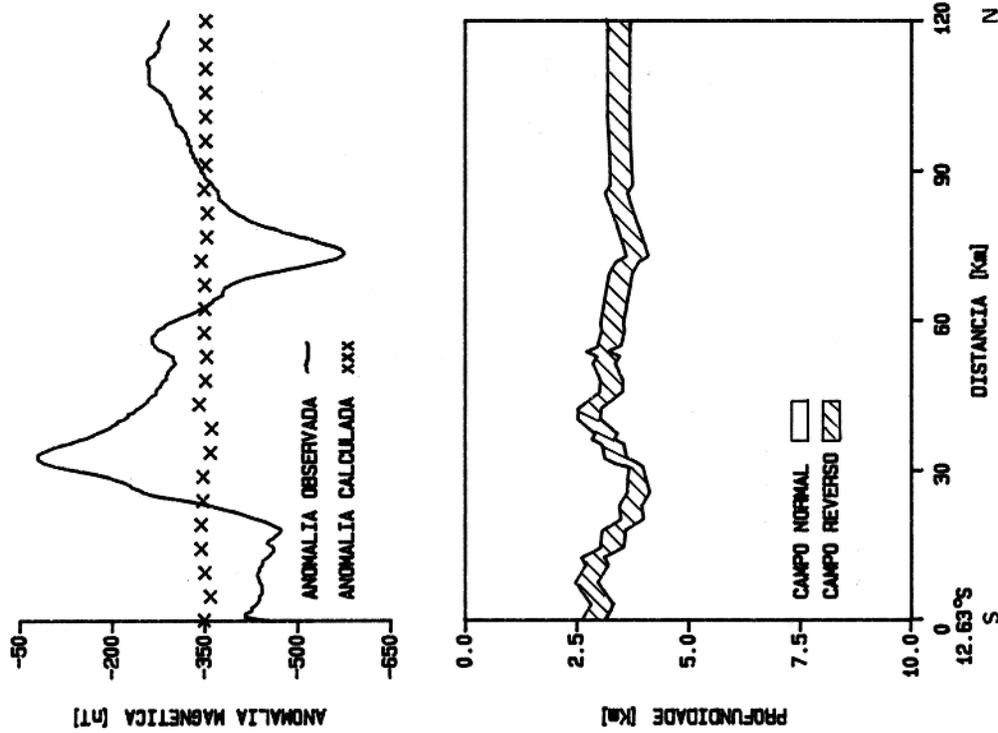


Figura 34 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 08, considerando camada de basalto com espessura constante de 0.5 km.  
 (a) - Campo Normal  
 (b) - Campo Reverso

anomalia observada e a topografia. Também, não é encontrada correlação entre a anomalia observada e a calculada (figura 35.a e 35.b) para campo normal e reverso, respectivamente.

A seguir, com apoio da análise gravimétrica, foi usada a idéia que a camada de basalto é interrompida nas paredes da fratura, não existindo na depressão central, devido ao extensivo falhamento e às alterações termals que ocorrem nesta área. Assim, usou-se o modelo da camada de basalto com 0.5 km de espessura, acompanhando a topografia, e interrompida nas calhas da fratura. A anomalia gerada pelo modelo para campo normal e campo reverso, foi calculada separadamente.

A figura 36 mostra o modelo usado para o perfil 03. Já é encontrada uma certa correlação entre a anomalia observada e a calculada, para campo normal (figura 36.a), e encontrada alguma semelhança em relação a amplitude das anomalias. O modelo usando campo reverso (figura 36.b) não apresenta correlação, e a amplitude da anomalia calculada é muito pequena em relação à observada. A figura 37 mostra o modelo usado para o perfil 08, em que não foi encontrada correlação entre a anomalia calculada e a observada, tanto para campo normal como para campo reverso. O perfil 05 não mostra correlação nenhuma (figura 38) entre as anomalias, como já observado para o modelo da camada de basalto constante (figura 35).

Como visto dos modelos usados acima, não é possível o modelamento usando só a camada de basalto (com espessura constante) como fonte geradora da anomalia. Considerando que o campo geomagnético sofre reversões ao longo da escala de tempo, e usando uma taxa de espalhamento de 2.0 cm/ano, foi

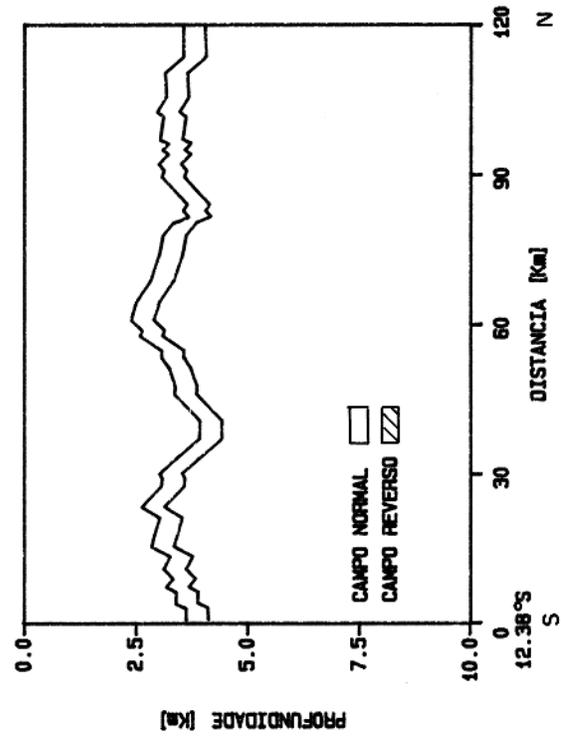
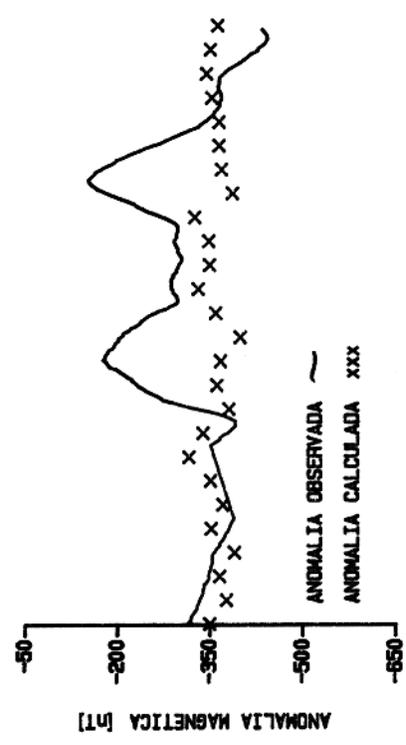
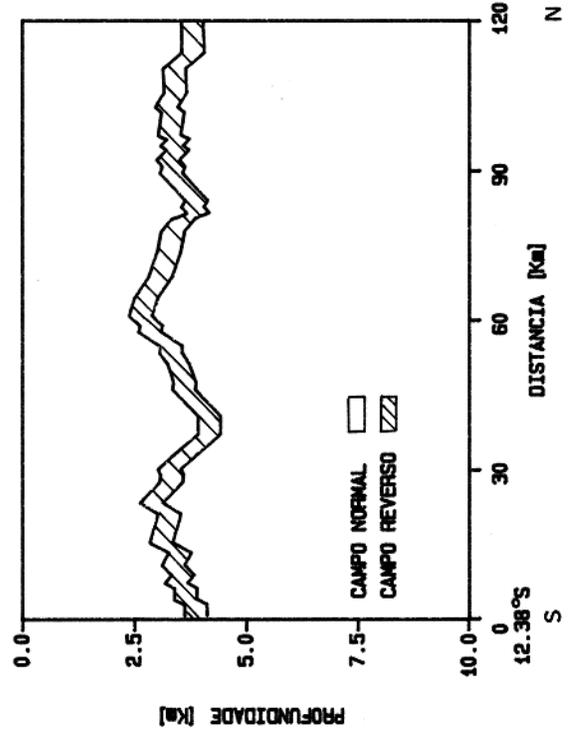
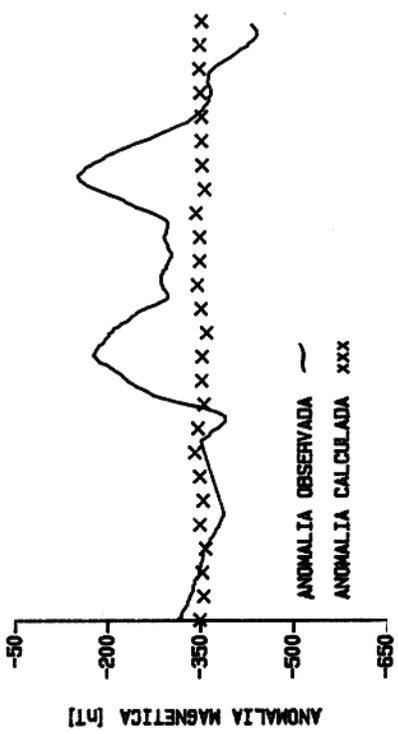


Figura 35 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 05, considerando camada de basalto com espessura constante de 0.5 km.  
 (a) - Campo Normal  
 (b) - Campo Reverso

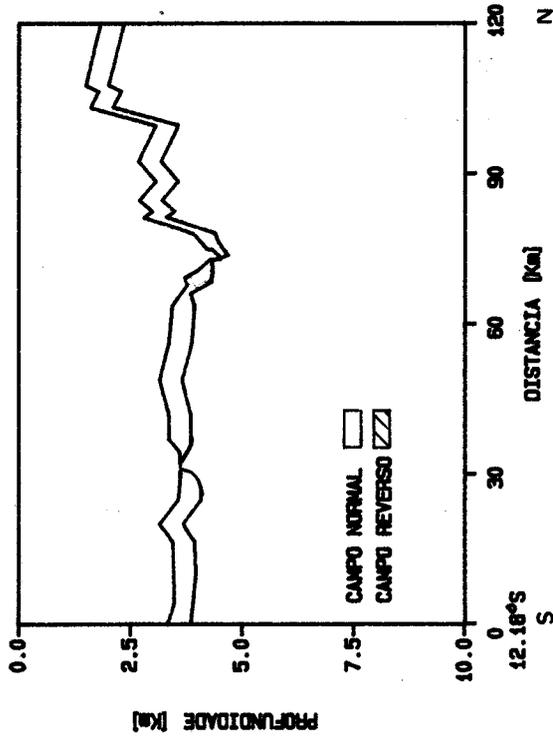
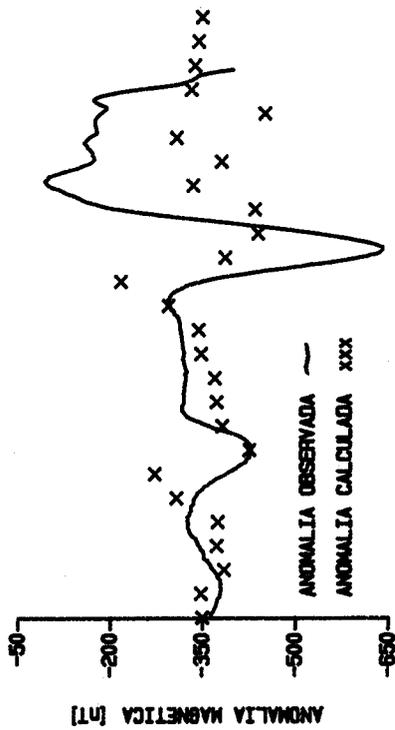
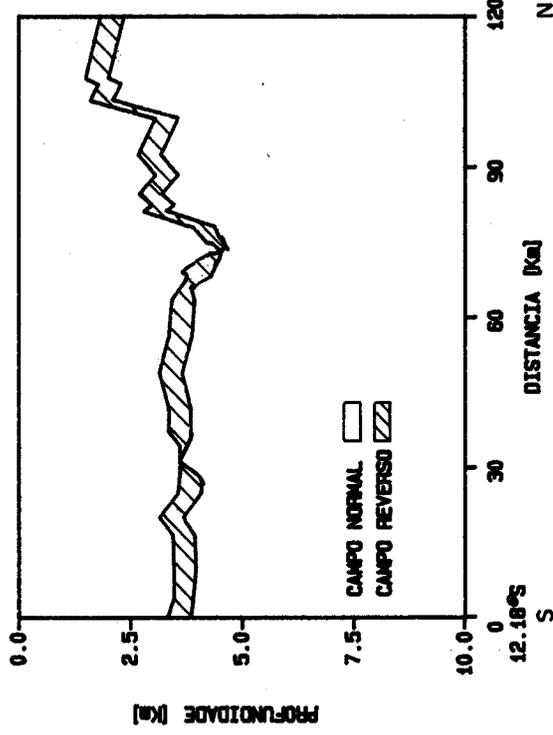
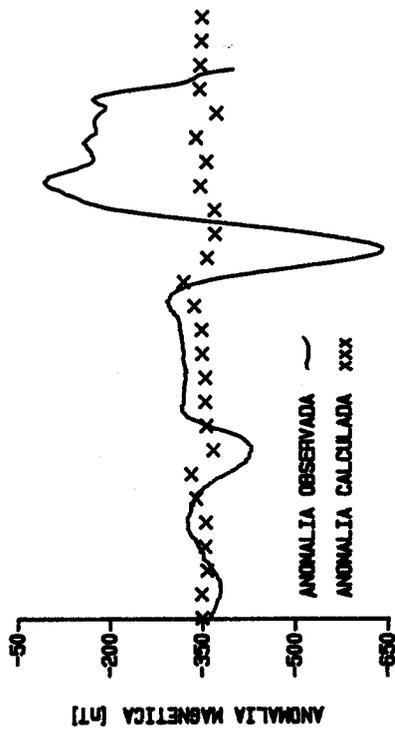


Figura 36 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil D3, com camada de basalto interrompida nas calhas da fratura.  
(a) - Campo Normal  
(b) - Campo Reverso

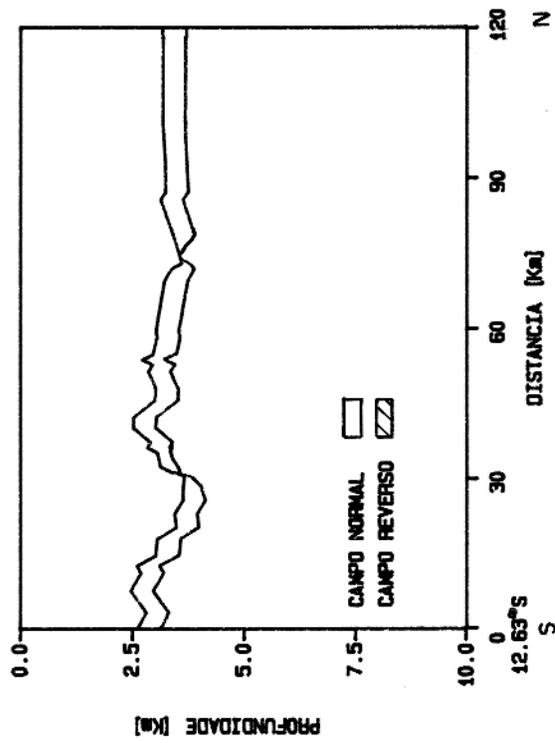
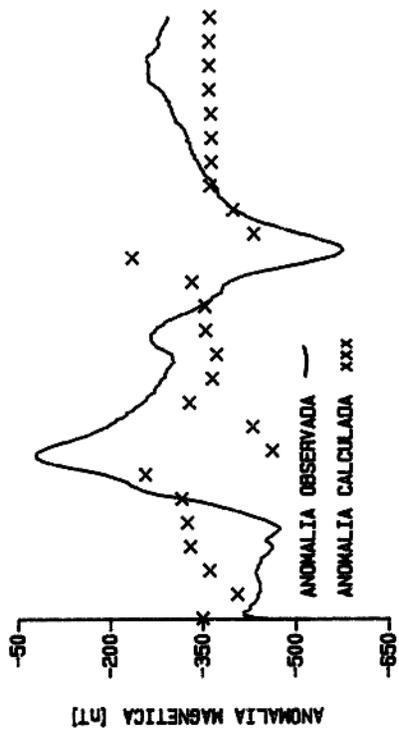
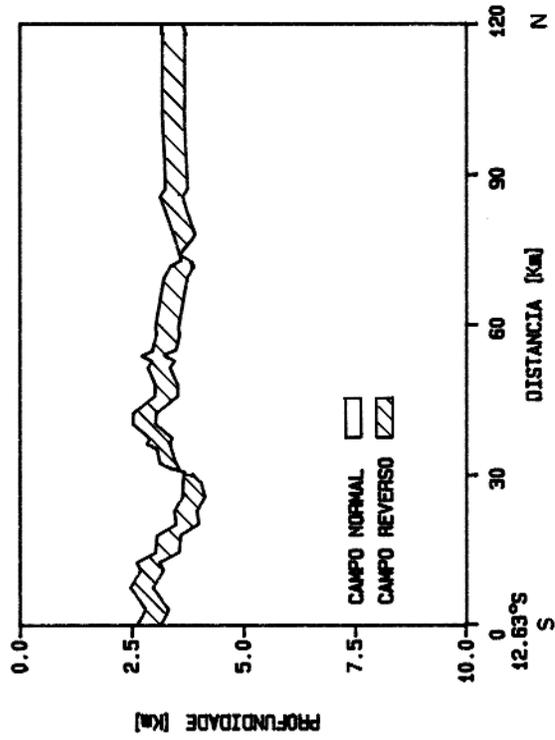
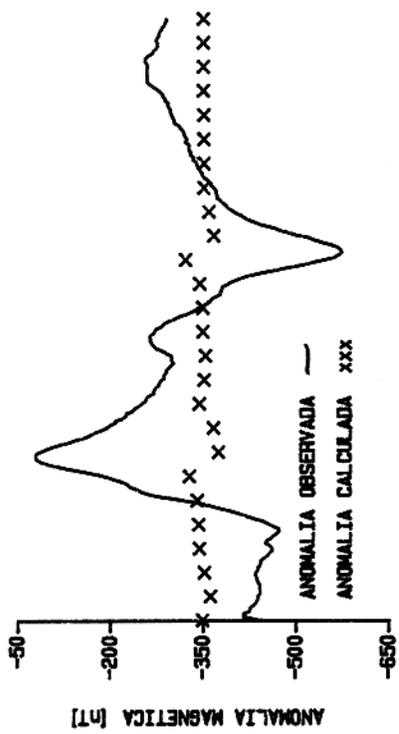


Figura 37 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 08, com camada de basalto interrompida nas calhas da fratura.  
(a) - Campo Normal  
(b) - Campo Reverso

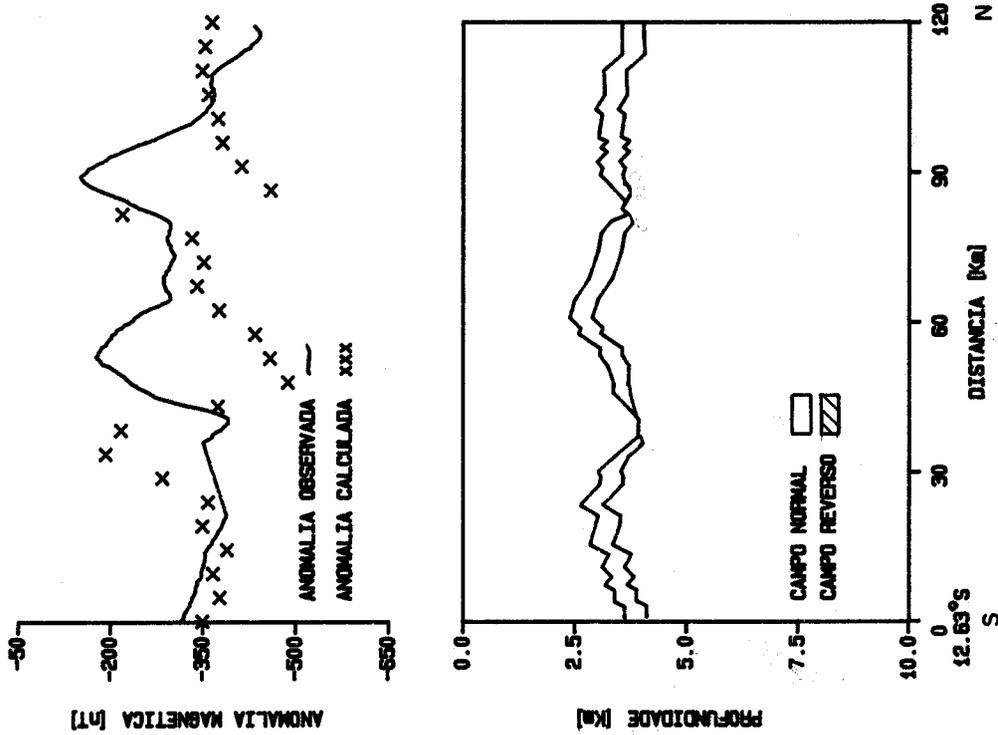
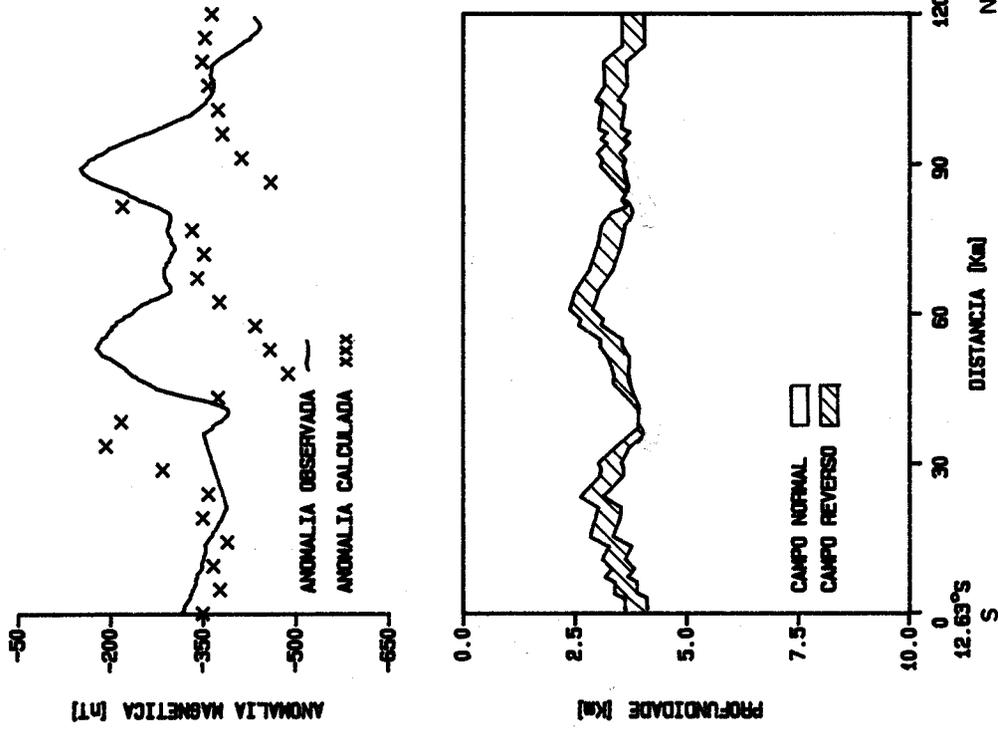


Figura 38 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 05, com camada de basalto interrompida nas calhas da fratura.  
(a) - Campo Normal  
(b) - Campo Reverso

prosseguido o modelamento usando, além da camada de basalto, as reversões encontradas para esta área. A seguir, descreve-se os perfis modelados.

#### . Perfil 02

O modelo da camada magnética para a anomalia observada no perfil 02 encontra-se na figura 39. A camada de basalto, além de ser descontínua sobre a fratura, não apresenta espessura constante. Há um aumento na espessura da camada na parte N do perfil, logo após a calha da fratura, passando a apresentar uma espessura de 0.8 km. Além desta camada não se fazer presente nas depressões das calhas da fratura, ela também mostra um afinamento nas paredes da fratura assumindo uma espessura de 0.5 km para as outras partes do perfil. É interessante observar que todo o perfil apresenta campo magnético polarizado em direção oposta ao campo normal, com excessão de dois pequenos blocos. O primeiro bloco está localizado imediatamente a N da calha sul da fratura, com uma largura de 2.5 km, e o segundo localiza-se na área que envolve a calha norte, possuindo uma largura de 9 km.

A anomalia com amplitude de 250 nT localizada no lado N do perfil tem uma amplitude maior que a anomalia do lado S, o que pode ser atribuído ao fato que neste lado do perfil encontra-se a calha mais jovem da fratura e também, à maior proximidade do eixo da cadeia.

#### . Perfil 03

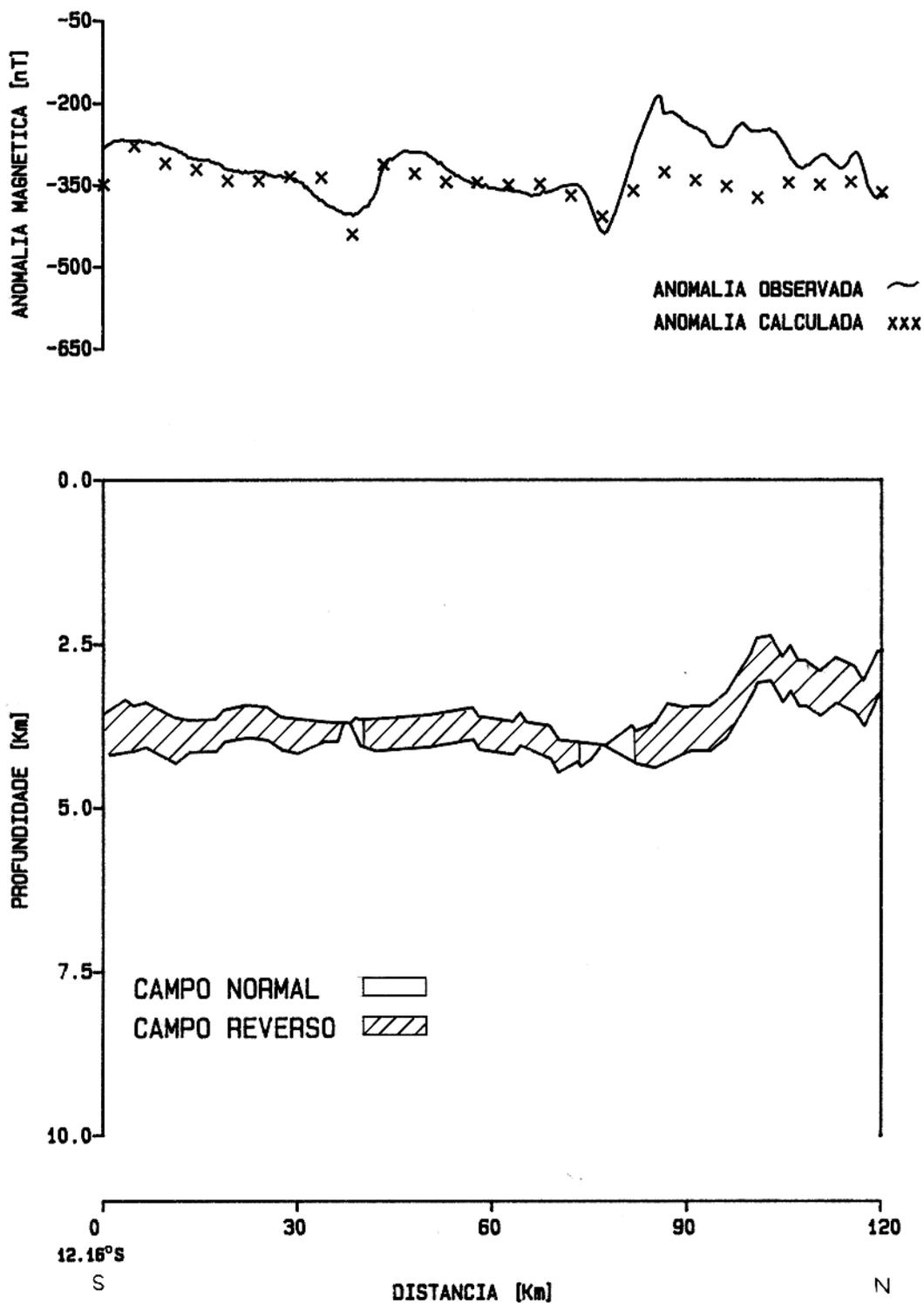


Figura 39 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 02.

O perfil 03 apresenta uma anomalia com amplitude de 550 nT no lado N. Esta anomalia tão marcante é atribuída ao fato de que o eixo da cadeia encontra-se bem próximo e assim, ter-se neste lado do perfil a parte mais jovem da fratura. Este contraste de amplitude é marcado pela pequena amplitude apresentada pela parte N do perfil, que encontra-se mais afastada do eixo da cadeia, sendo portanto mais velha.

A figura 40 mostra o modelo para explicar a anomalia encontrada. A camada de basalto é descontínua ao longo do perfil: esta sofre diminuição na espessura tanto no extremo N como no extremo S do perfil, onde passa a ter uma espessura de 0.3 km. Além da falta desta camada nas calhas da fratura, há um afinamento nas paredes da fratura, como também em toda a parte localizada nas proximidades da calha S da fratura.

A parte S do perfil apresenta campo magnético polarizado inversamente em relação ao campo normal, com excessão de um pequeno bloco de 2 km localizado a N da calha sul da fratura. No lado N do perfil, para produzir a anomalia de 550 nT é necessário a presença de um bloco com campo magnético polarizado normalmente, de 13 km de largura, dando lugar a seguir, à presença de campo magnético reverso. Além da presença de campo magnético com polarização normal, para produzir a anomalia temos a diminuição na espessura da camada de basalto.

#### . Perfil 04

A camada de basalto usada para modelar o perfil 04 apresenta uma espessura média de 0.5 km, com exceção das

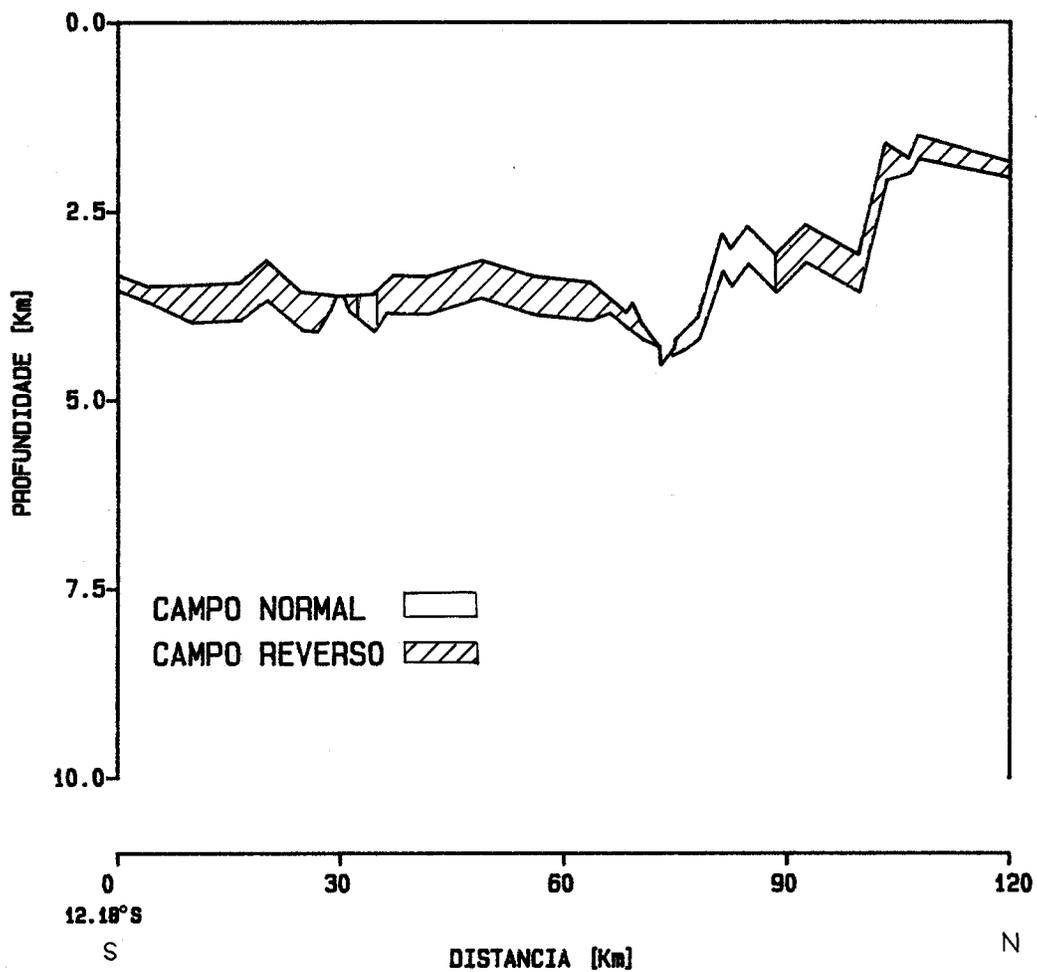
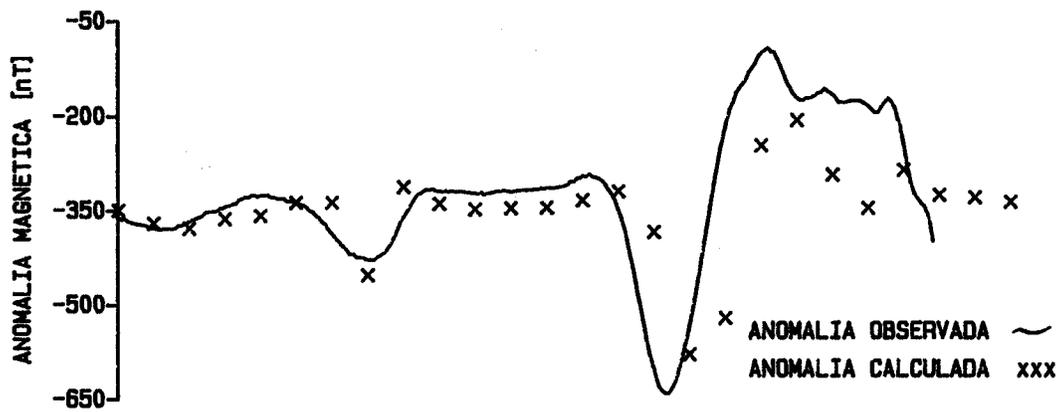


Figura 40 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 03.

calhas onde não está presente, e das paredes da fratura onde apresenta uma diminuição na espessura (figura 41).

Este perfil apresenta, ao contrário dos dois primeiros, um pico positivo e outro negativo de anomalia, associado à fratura. Para explicar a anomalia com pico positivo observada na parte S do perfil, foi usado um contato entre campo magnético polarizado normal e reversamente. Do início do perfil (lado S) até a calha da fratura aparece campo magnético normal, e após a calha S, o campo apresenta-se polarizado reversamente. Após a calha N da fratura, aparece um pequeno bloco com 5.5 km de largura, de campo magnético polarizado em direção normal. Como visto nos perfis anteriores, foi sempre usada a presença de blocos magnetizados normal e reversamente, para explicar as anomalias magnéticas encontradas.

#### . Perfil 05

A figura 42 mostra o modelo para o perfil 05. Como podemos observar, não há uma correlação entre anomalia observada e anomalia calculada. Só com a observação entre a anomalia observada e a topografia, é vista a complexidade para este caso e a necessidade de modelos e técnicas mais sofisticadas para uma melhor interpretação.

#### . Perfil 06

O modelo para explicar a anomalia observada no perfil 06 encontra-se na figura 43. Observando a citada figura é visto que a camada de basalto não é constante ao longo do

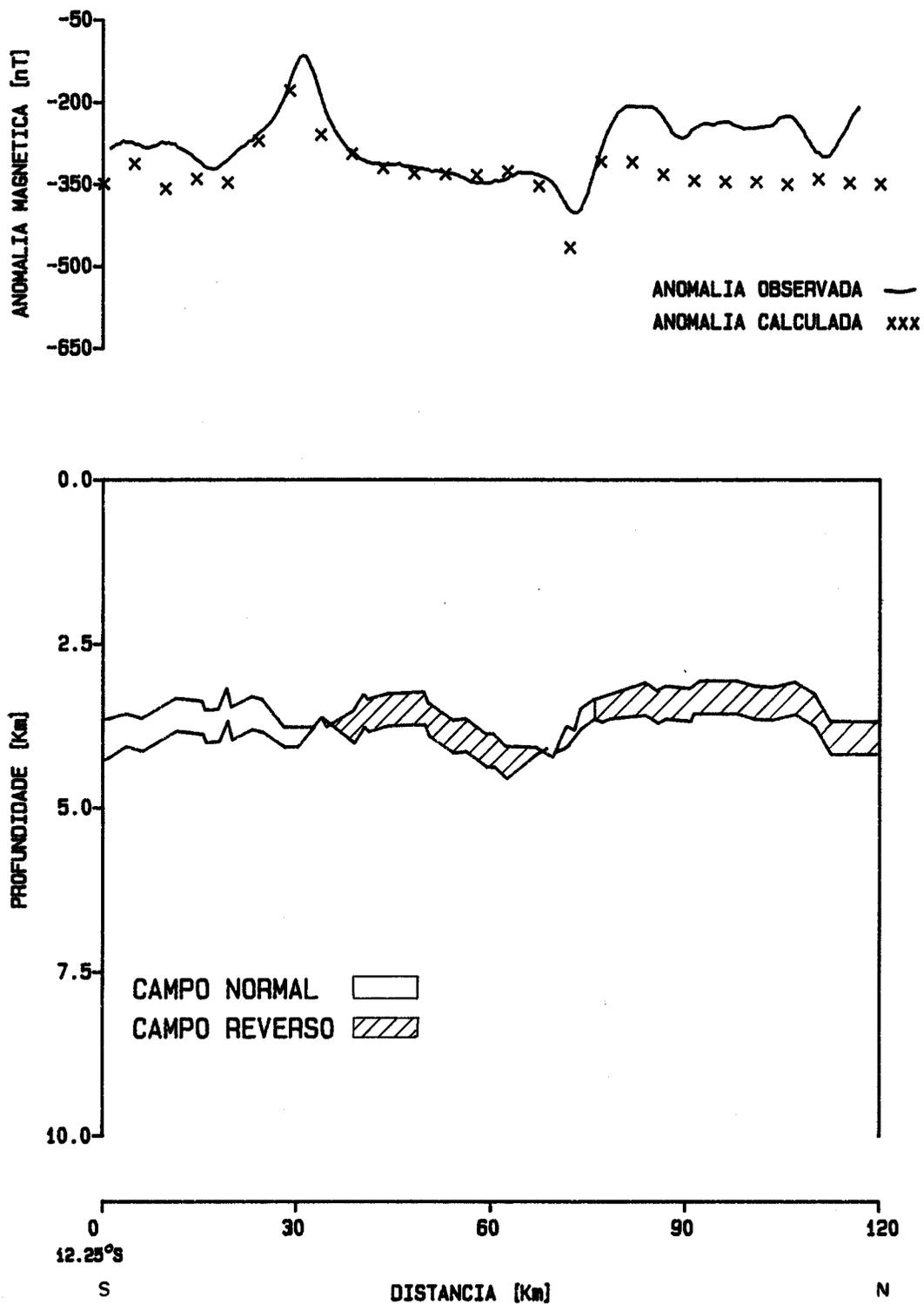


Figura 41 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 04.

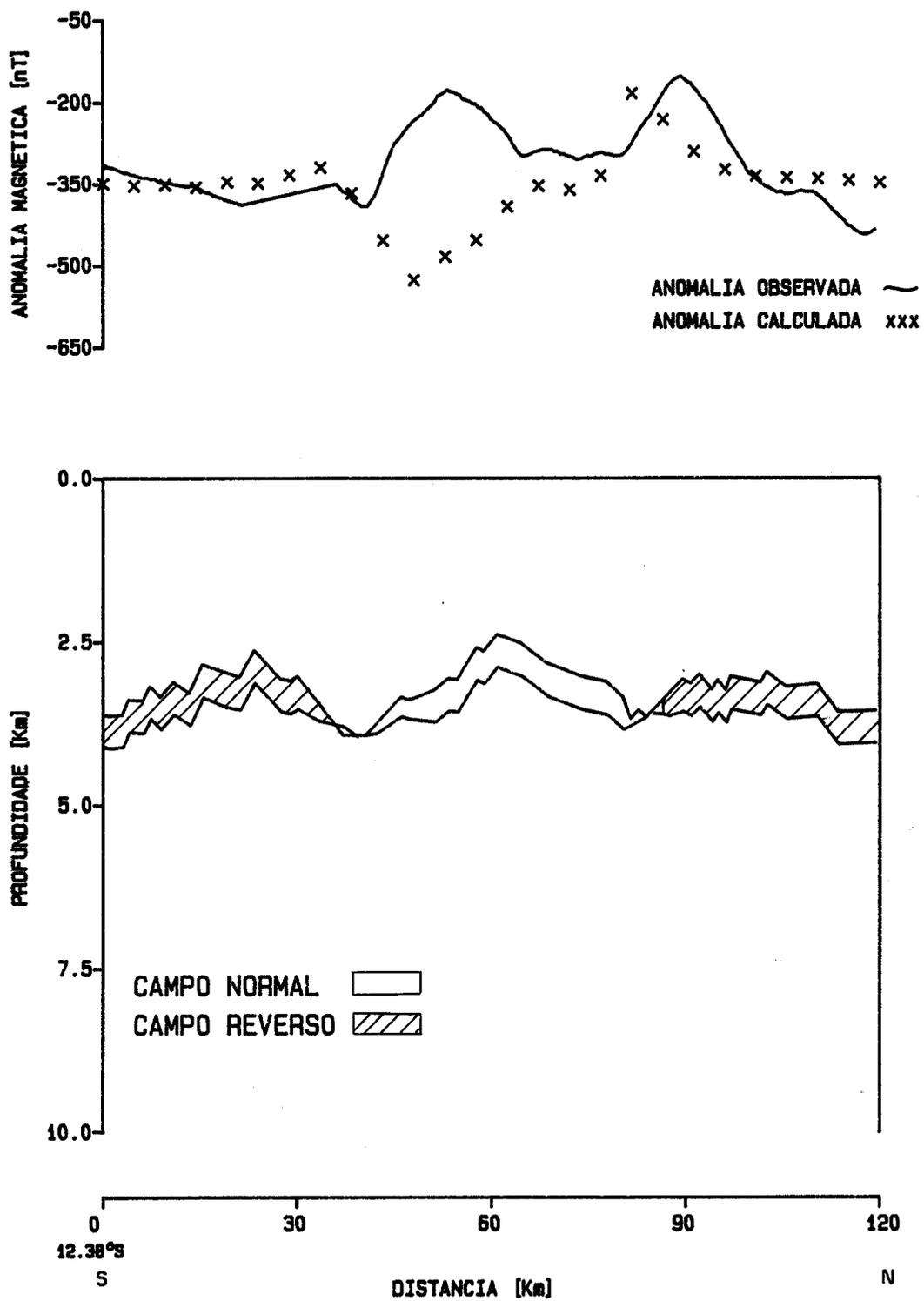


Figura 42 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 05.

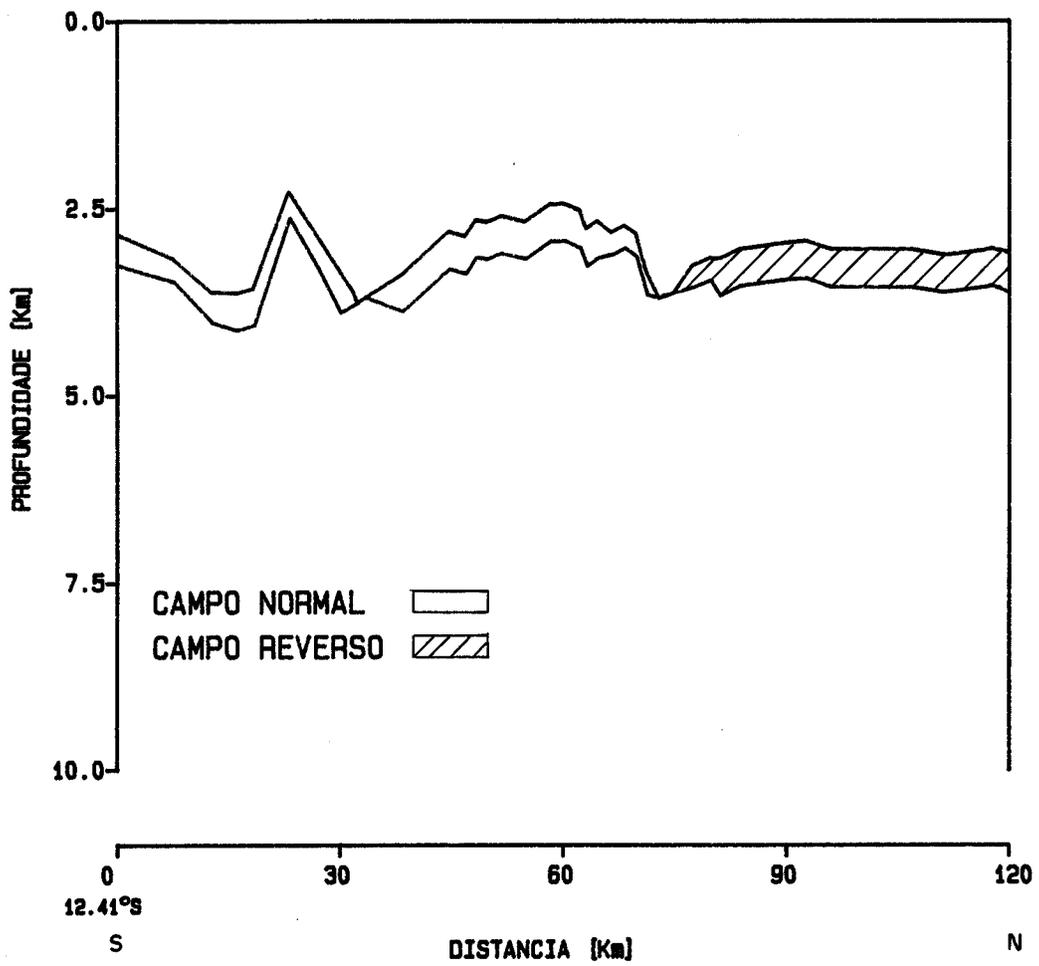
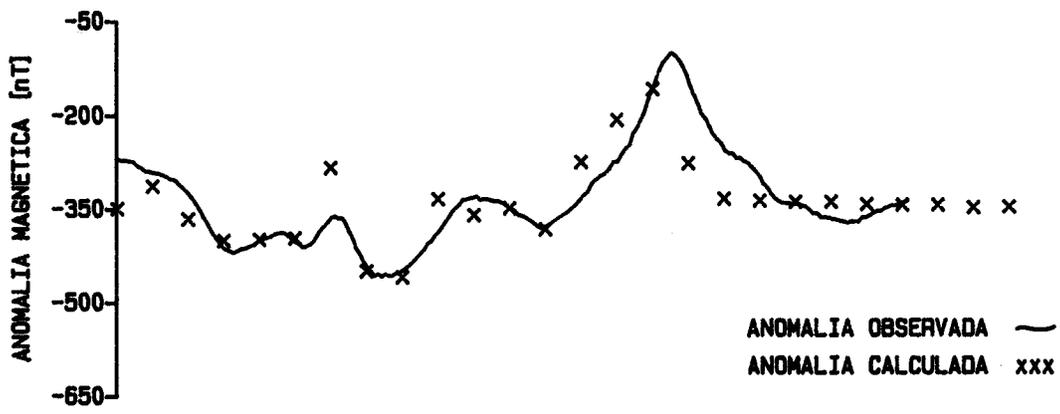


Figura 43 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 08.

perfil. Na elevação existente a sul da calha sul da fratura a espessura para a camada de basalto é de 0.3 km, principalmente no topo desta elevação. O basalto é ausente nas calhas da fratura, apresentando também uma diminuição na espessura nas paredes da fratura, sendo que na parede sul da calha norte esta diminuição é maior que nas outras.

Todo o perfil apresenta campo magnético normal, com exceção da parte a N da calha norte, onde se faz necessário a presença de campo magnético polarizado inversamente para explicar a anomalia com pico positivo observada. O campo magnético reverso é observado até o final do perfil. Além da mudança na direção de polarização do campo magnético há uma diminuição na espessura da camada de basalto na parede S da calha, diminuição esta que se prolonga até a 8 km da referida calha.

#### . Perfil 07

O perfil 07 mostra uma anomalia magnética complexa na parte sul do perfil, onde não há uma relação direta entre anomalia observada e a topografia. A figura 44 mostra o modelo usado para explicar a anomalia observada. Na tentativa de modelar a anomalia na parte S do perfil foram colocados blocos magnetizados com direção normal e reversa, já que a presença de reversões é marcante para esta parte do perfil. Assim, é possível considerar a presença de campo magnético polarizado inversamente em relação ao campo normal, com pequenas intercalações de blocos com campo magnético polarizado normalmente. Para o lado N do perfil o campo reverso vai até a

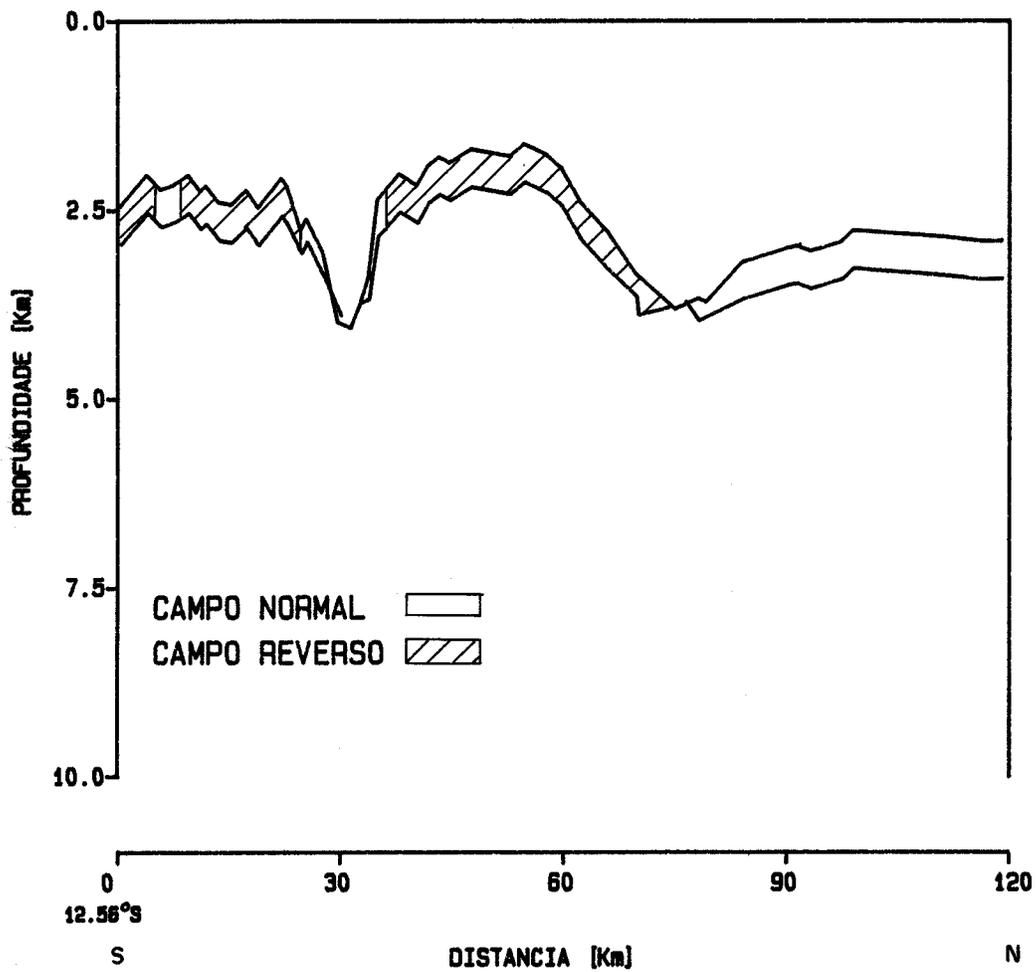
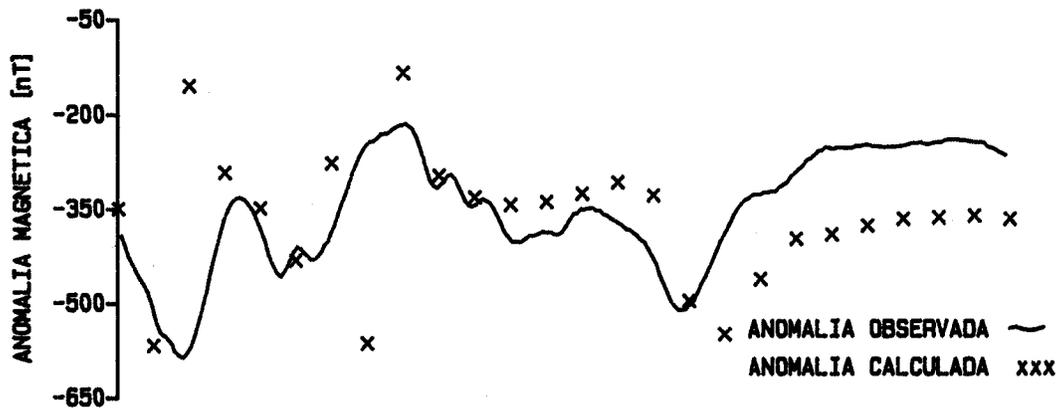


Figura 44 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 07.

calha da fratura, com a presença de campo magnético com polarização normal para o lado N da calha N até o final do perfil.

A camada de basalto é descontínua sobre a fratura, apresentando uma espessura média de 0.5 km, com exceção dos locais próximos às calhas da fratura. Na calha sul da fratura esta camada apresenta-se menos espessa em ambas as paredes. A diminuição da camada na calha N da fratura é menor que na calha S, porém, é importante ressaltar o desaparecimento da camada nas depressões centrais da fratura, como já observado em todos os perfis anteriores.

#### . Perfil 08

A figura 45 apresenta a anomalia observada e a anomalia calculada para o modelo usado. Observa-se uma mudança na polaridade entre as duas anomalias associadas à zona de fratura, mudança esta que passa de um pico positivo em -100 nT para um pico negativo de -600 nT. Para tentar explicar esta anomalia foi usada uma camada de basalto com espessura média de 0.5 km, com mudanças nesta espessura ao longo do perfil. No lado S do perfil há uma diminuição na espessura desta camada para 0.3 km como também no lado N. A camada de basalto desaparece completamente nas depressões centrais da fratura, apresentando uma espessura bem pequena nas paredes da fratura.

A camada encontra-se em um campo magnético com direção normal no perfil, com exceção da parte localizada entre as duas calhas onde é preciso a mudança na direção de

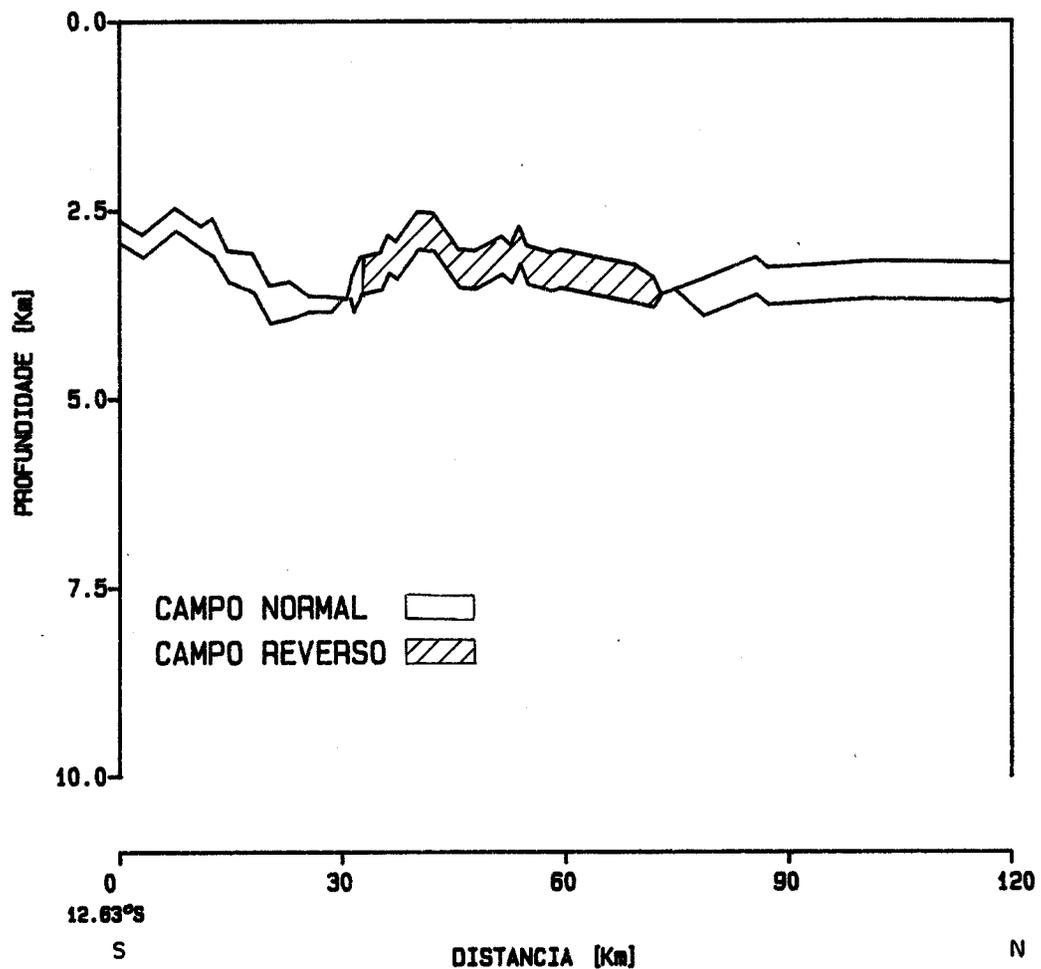
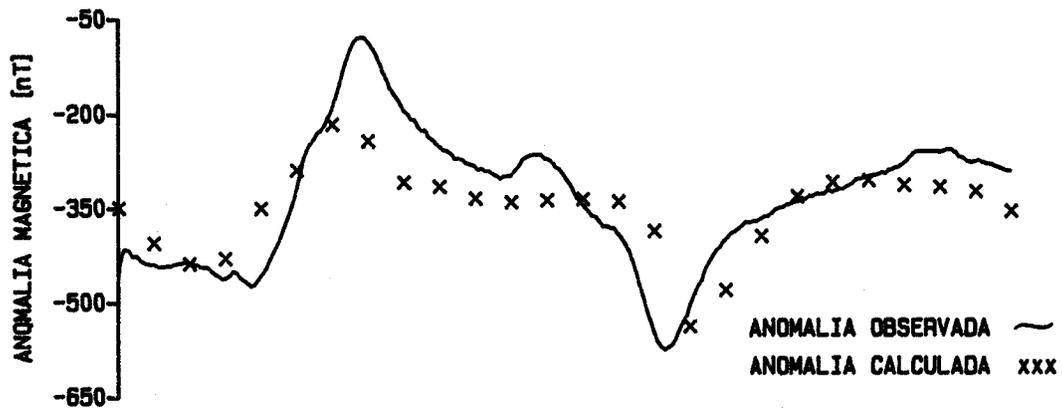


Figura 45 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 08.

polarização do campo magnético, para explicar a anomalia. O eixo da cadeia encontra-se bem próximo da calha S da fratura, o que leva a anomalia a apresentar uma amplitude maior, visto que acha-se no lado jovem da fratura.

#### . Perfil 10

Como no caso do perfil 05, este perfil apresenta uma anomalia complexa, não sendo possível encontrar uma boa relação entre anomalia observada e a calculada, usando o mesmo procedimento de modelamento. Certamente, este perfil requer um modelo mais sofisticado.

Com o modelo usado (figura 46), não foi possível um bom ajuste, usando a camada de basalto com espessura média de 0.5 km, interrompida nas depressões centrais da fratura, e afinada nas paredes. Foi também usado contato entre campo magnético normal e reverso.

#### 6.4 - Análise dos Resultados

As anomalias magnéticas que interrompem o padrão de anomalia de espalhamento oceânico, são atribuídas à Zona de Fratura Dupla Bode Verde. Apesar destas anomalias marcarem a zona de fratura, não é possível uma distinção de anomalias associadas com as calhas da fratura que poderiam caracterizar o seu caráter duplo. Ao contrário do encontrado na gravimetria, as anomalias magnéticas não mostram uma correlação direta com a topografia da área. Observa-se porém, uma dependência das

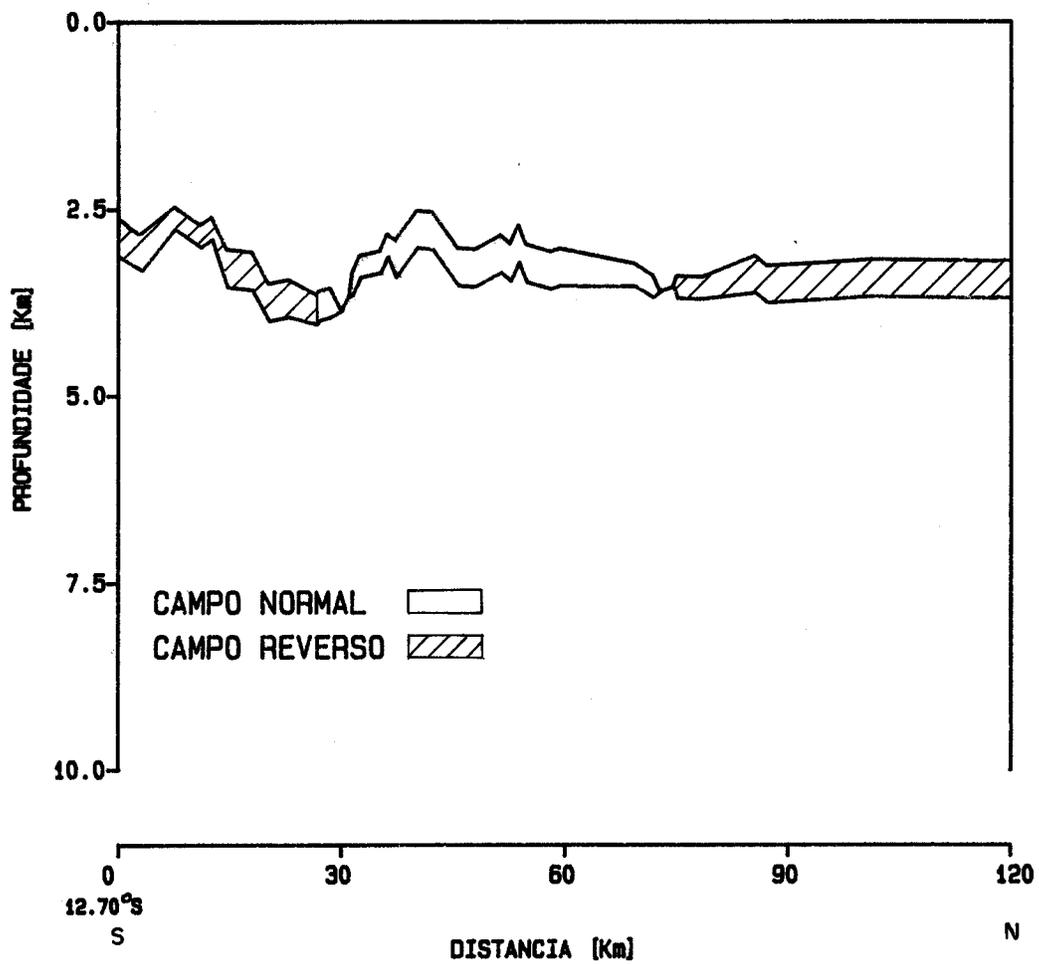
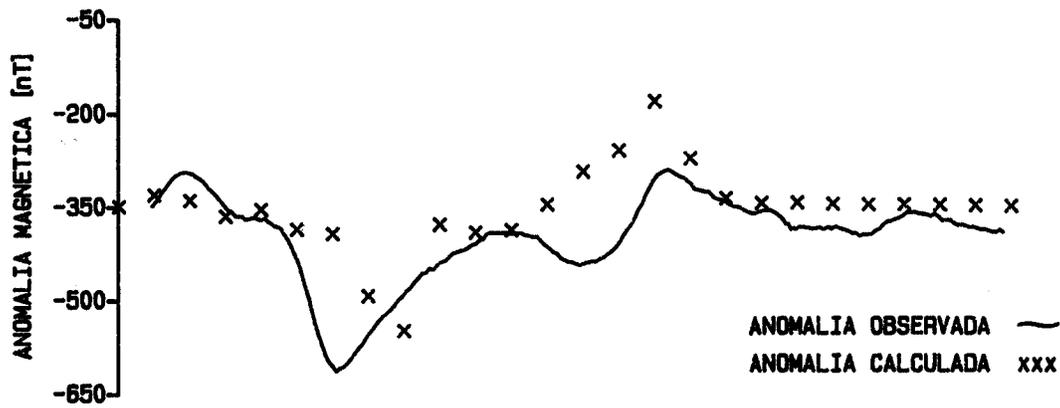


Figura 46 - Anomalias, observada e calculada, para o perfil 10.

anomalias com a polarização do campo magnético terrestre.

O modelamento bidimensional das anomalias magnéticas para esta área mostrou que a camada de basalto, que é responsável por parte das anomalias, não é uniforme ao longo da zona de fratura. Esta camada apresenta uma espessura média de 0.5 km para grande parte da área, apresentando, entretanto, diminuição e/ou aumento na sua espessura para alguns locais. Nas paredes das calhas da fratura esta camada apresenta uma redução brusca na sua espessura, desaparecendo por completo nas depressões centrais da fratura, o que caracteriza esta área da fratura como uma área não-magnética. Mudanças na polarização do campo magnético são necessárias para explicar as anomalias magnéticas, que não são totalmente explicadas só com a presença da camada de basalto.

As amplitudes das anomalias estão relacionadas à idade da zona de fratura. As amplitudes maiores são observadas nos lados mais jovens da fratura, enquanto as partes mais velhas da fratura apresentam anomalias com amplitudes menores.

## 7 - CONCLUSÕES E DISCUSSÃO

A Zona de Fratura Dupla Bode Verde é caracterizada por duas calhas contínuas, paralelas entre si e separadas por um bloco crustal de 40 km de largura, que tem o seu próprio "rift-valley" central na longitude 14.35°W. O deslocamento axial total do eixo da Cadeia Mesoatlântica é de 248 km, com os dois deslocamentos ao longo das calhas norte e sul de 206 e 42 km, respectivamente. As calhas da fratura são contínuas a W do eixo da cadeia, e também no lado E do eixo da cadeia, pelo menos até a longitude 11°W.

As anomalias gravimétricas encontradas na área evidenciam que a zona de fratura não se encontra em equilíbrio isostático local, ou seja, regiões onde se detecta uma depressão (calha) não coincidem com o afinamento crustal. A referida zona de fratura é bem marcada pelas anomalias "free-air" encontradas, com os dois mínimos "free-air" observados correspondendo às duas calhas da fratura, caracterizando o seu caráter duplo, que já foi definido na análise batimétrica.

A interpretação gravimétrica das anomalias na área sugerem que estas são causadas em grande parte pela topografia. Porém, eliminando o efeito causado pela lâmina d'água, pela camada de basalto e considerando crosta com espessura constante de 6 km, ainda permanece uma componente da anomalia, que é atribuída a irregularidades na interface crosta-manto. O modelamento bidimensional das anomalias, com os parâmetros adotados, revelou que a crosta não tem espessura constante, sofrendo um afinamento nas paredes da fratura.

A idéia da existência de crosta oceânica mais fina em zonas de fratura já existia, sendo apoiada em evidências geofísicas e geológicas. Evidências geofísicas tais como: anomalias gravimétricas associadas às zonas de fratura (Cochran, 1973; Robb e Kane, 1975; Louden e Forsyth, 1982); velocidades das ondas sísmicas anômalas quando comparadas com a crosta oceânica normal (White et al., 1984); magnetização efetiva das rochas da crosta variável (Collette et al., 1974; Twilight et al., 1979), associadas à exposição frequente de gabros e rochas ultramáficas nas paredes das fraturas (Bonatti, 1978; Stroup e Fox, 1981), sugerem a presença de crosta oceânica mais fina em zonas de fratura. Entretanto, com o avanço da sísmica em estudos de zonas de fratura, e com apoio da gravimetria, estas idéias de afinamento crustal foi reforçada com o aparecimento de muitos trabalhos publicados referentes às zonas de fratura, especialmente do Oceano Atlântico Norte (White et al., 1984; Whitmarsh e Calvert, 1986; Potts et al., 1986; Detrick et al., 1982; Sinha e Louden, 1983; Prince e Forsyth, 1988).

Segundo Prince e Forsyth (1988) este afinamento é maior nas paredes da fratura que na depressão central, existindo tanto na parte ativa (zona transformante) como na parte inativa da fratura. O afinamento é confinado a uma zona de lado menor que 10 km (centrado na porção mais profunda da zona de fratura), embora um afinamento gradual possa se estender a mais de 20 km da fratura (Detrick et al., in White e Williams, 1986). A transição entre crosta mais fina e crosta normal é, algumas vezes, abrupta.

Como evidenciado para outras zonas de fratura, e de acordo com o modelo apresentado, a Zona de Fratura Dupla Bode Verde também apresenta afinamento crustal nas paredes das calhas da fratura, com a espessura da crosta chegando a atingir 2 km nas partes mais finas. Este afinamento é observado tanto na parte ativa da fratura como na parte inativa, presente nas paredes das duas calhas que caracterizam a fratura dupla, encontrando-se confinado a uma zona de aproximadamente 15 km centrada na depressão central das calhas da fratura. Normalmente, a mudança entre crosta normal e crosta mais fina é abrupta.

São também encontradas anomalias magnéticas associadas à zona de fratura. Estas anomalias são causadas, em grande parte, por uma camada de basalto com uma espessura média de 0.5 km. A camada de basalto não é uniforme ao longo da zona de fratura, apresentando uma pequena espessura nas paredes das calhas da fratura e ausente nas depressões centrais das calhas. É comum em toda a área, a existência de mudança na polarização do campo magnético.

Segundo Verhoef e Duin (in White e Williams, 1986), as anomalias magnéticas em zonas de fratura têm um padrão assimétrico, com a anomalia de maior amplitude localizada na parte mais jovem da fratura. Para a Zona de Fratura Dupla Bode Verde este padrão assimétrico também se faz presente, com as anomalias de maior amplitude localizadas no lado mais jovem da fratura.

## 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASMUS, H. E.; CARVALHO, J. C. - 1978 - Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/GENPES, p.1-24. (Série Projeto REMAC, 4).
- BANERJEE, S. K. - 1984 - The magnetic layer of the ocean crust- How thick is it? *Tectonophysics*, 105 : 15-27.
- BONATTI, E. - 1978 - Vertical tectonism in oceanic fracture zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37 : 369-379
- BONATTI, E. - 1986 - Petrological studies of fracture zones: rocks from the upper mantle. *J. Geol. Soc. London*, 143 : 740.
- BONATTI, E. ; CRANE, K. - 1984 - Oceanic Fracture Zones. *Sci. Amer.*, 250 : 40-51.
- BROZENA, J. M. - 1986 - Temporal and spatial Variability of Sea-floor Spreading Process in the Northern South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 91(B1) : 497-510.
- BRYAN, W. B. - 1986 - Tectonic controls on initial continental rifting and the evolution of young oceanic basins - A planetary perspective. *Tectonophysics*, 132 : 103-115.
- CARLSON, R. L. ; RASKIN, G. S. - 1984 - Density of the ocean crust. *Nature*, 311(11) : 555-558.
- COCHRAN, J. R. - 1973 - Gravity and magnetic investigations of the Guiana Basin, western equatorial atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84 : 3249-3268.

- COLLETTE, B. J. - 1974 - Thermal contraction joints in a spreading seafloor as origin of fracture zones. *Nature*, 251: 299-300.
- COLLETTE, B. J.; SCHOUTEN, J. A.; RUTTEN, K.; SLOOTWEG, A. P. - 1974 - Structure of the mid Atlantic Ridge province between 12°N and 18°N. *Mar. Geophys. Res.*, 2:143-179.
- CRANE, K. ; BONATTI, E. - 1987 - The role of fracture zones during early Red Sea rifting : Structural analysis by space shuttle and Landsat imagery. *J. Geol. Soc. London*, 144 : 407-420.
- DAVIS, J. C. - 1973 - *Statistics and Data Analysis in Geology*. New York, John Wiley & Sons. 550 p.
- DEHLINGER, P. - 1978 - *Marine Gravity*. New York, Elsevier Publishing. 322 p.
- DEHLINGER, P. ; COUCH, R. W. ; GEMPERLE, M. - 1967 - Gravity and structure of the eastern part of the Mendocino escarpment. *J. Geophys. Res.*, 72 : 1233-1247.
- DETRICK, R. S. ; CORMIER, M. H. ; PRINCE, R. A. ; FORSYTH, D. W.; AMBOS, E. L. - 1982 - Seismic constraints on the crustal structure within the Vema fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 87 : 10,599-10,612.
- DETRICK, R. S. ; PURDY, G. M. - 1980 - The crustal structure of the Kane fracture zone from seismic refraction studies. *J. Geophys. Res.*, 85 : 3759-3777.
- EMERY, K. O.; UCHUPI, E. - 1984 - *The Geology of the Atlantic*

Ocean. New York, Springer-Verlag. 1050p.

FABIANO, E. B.; PEDDIE, N. W.; BARRACHOUGH, D. R.; ZUNDE, A. K.  
- 1983 - International Geomagnetic Reference Field 1980 -  
Charts and Grid Values (IAGA Bulletin nº 47) - Geological  
Survey Circular, 873.

FLEMING, H. S.; CHERKIS, N. A.; HEITZLER, J. R. - 1970 - The  
Gibbs fracture zone. A double fracture zone at 52°30'N in  
the Atlantic Ocean. Mar. Geophys. Res., 1(1) : 37-45.

FLEMING, H. S.; GORINI, M. A.; PERRY, P. K.; CARVALHO, J. C.;  
GRIEP, H.; LEITE, O. R. - 1982 - Zona de Fratura Dupla Bode  
Verde. Uma zona de fratura dupla traçada do meio do oceano à  
margem continental brasileira. In: XXXII Cong. Bras. de  
Geol., Salvador. Resumo das Comunicações. p96.

FOX, P. J. ; OPDYKE, N. D. - 1973 - Geology of the oceanic  
crust : Magnetic properties of oceanic rocks. J. Geophys.  
Res., 78 : 5139 - 5154.

GORINI, M. A. - 1977 - The tectonic fabric of the equatorial  
Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea  
to Northeastern Brazil. PhD Thesis. New York, Columbia Univ.,  
116 p.

GORINI, M. A.; CARVALHO, J. C. - 1984 - Geologia da margem  
continental inferior brasileira e do fundo oceânico  
adjacente. In: Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa  
Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo  
Depósitos Minerais. Brasília, DNPM. p. 473 - 489.

- GORINI, M. A.; FLEMING, H. S. - 1982 - Projeto CENTRATLAN -  
Marinha do Brasil e Marinha Americana. Estudos geológicos do  
Atlântico Sul. In: XXXII Cong. Bras. de Geol., Salvador.  
Resumo das Comunicações. p95.
- GORINI, M. A.; FLEMING, H. S.; CARVALHO, J. C.; BROZENA, J.,  
GRIEP, G. H.; CHERKIS, N. A.; MELLO, S. L. M. - 1984 -  
Características Morfotectônicas da Zona de Fratura Dupla  
Bode Verde e o seu traçado em direção aos Montes Submarinos  
da Bahia. In: Anais do XXXIII Cong. Bras. de Geol., Rio de  
Janeiro. V. 4, p 1625-1639.
- GUAZELLI, W.; CARVALHO, J. C. - 1981 - Estruturas da margem  
continental leste brasileira e das áreas oceânicas e  
continentais, adjacentes. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES,  
p117-143. (Série Projeto REMAG).
- GUMMA, W. H. - 1973 - An interpretation of the gravity and  
magnetic anomalies of the Rivera fracture zone, eastern  
Pacific Ocean. M. S. Thesis. Corvallis, Oregon State Uni-  
versity. 50p.
- HEKINIAN, R. - 1982 - Petrology of the Ocean Floor. Amsterdam,  
Elsevier Publishing. 393p.
- JOHNSON, G. L. - 1967 - North Atlantic fracture zone near 53°N.  
earth Planet. sci. Lett., 2 : 4459-4464.
- KENNETT, J. - 1982 - Marine Geology. London, Prentice-Hall.  
813p.
- KENT, D. V. ; HONNOREZ, B. M.; OPDYKE, N. D.; FOX, P. J.  
- 1978 - Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and

- the source of marine magnetic anomalies. Geophys. J. R. Astron. Soc., 55 : 513 - 537.
- LABRECQUE, J. L.; KENT, D. V.; CANDE, S. G. - 1977 - A revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic Time. Geology, 5 : 330-335.
- LOUDEN, K. E.; FORSYTH, D. W. - 1982 - Crustal structure and isostatic compensation near the Kane fracture zone from topography and gravity measurements - I. Spectral analysis approach. Geophys. J. R. Astr. Soc., 68 : 725-750.
- LOUDEN, K. E.; WHITE, R. S.; POTTS, C. G.; FORSYTH, D. W. - 1986 - Structure and seismotectonics of the Vema fracture zone, Atlantic Ocean. J. Geol. Soc. London, 143 : 795-805.
- LYNN, W. S. - 1975 - A Geophysical Analysis of the Orozco Fracture Zone and the Tectonic Evolution of the Northern Cocos Plate. M.S.Thesis. Corvallis, Oregon State University. 80p.
- MENARD, H. W.; ATWATER, T. - 1969 - Origin of fracture zones topography. Nature, 222 : 58-59.
- MENARD, H. W.; DIETZ, R. S. - 1952 - Mendocino submarine escarpment. J. Geol., 60 : 266-278.
- POTTS, C. G.; WHITE, R. S.; LOUDEN, K. E. - 1986 - Crustal structure of Atlantic fracture zones, II. The Vema fracture zone and transverse ridge. Geophys. J. R. Astron. Soc., 86 : 491-513.

- PRINCE, R. A.; FORSYTH, D. W. - 1988 - Horizontal extent of anomalously thin crust near the Vema fracture zone from the three-dimensional analysis of gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 93(B7) : 8051-8063.
- REA, D. K. - 1972 - Magnetic anomalies along fracture zones. *Nature Physical Science*, 236: 58-59.
- ROBB, J. M.; KANE, M. F. - 1975 - Structure of the Vema fracture zone from gravity and magnetic intensity profiles. *J. Geophys. Res.*, 80(32): 4441-4445.
- SANDWELL, D. T. - 1986 - Thermal stress and the spacings of transform faults. *J. Geophys. Res.*, 91 : 6405-6417.
- SANDWELL, D.; SCHUBERT, G. - 1982 - Lithospheric Flexure at Fracture Zones. *J. Geophys. Res.*, 87(B6) : 4657-4667.
- SCHOUTEN, H. - 1974 - Magnetic anomalies over fracture zones in the lower magnetic latitudes of the central North Atlantic (abstract). *Eos Trans. AGU*, 25 : 232.
- SCHOUTEN, H.; KLITGORD, K. D.; WHITEHEAD, J. A. - 1985 - Segmentation of mid-ocean ridges. *Nature*, 317 : 225-229.
- SEARLE, R. C. - 1979 - Side scan sonar studies of N Atlantic zones. *J. Geol., Soc.*, 136 : 283-290.
- SEMPERE, J. C.; MACDONALD, K. C. - 1987 - Marine Tectonics: Processes at Mid-Ocean Ridges. *Reviews of Geophys.*, 25(6) : 1317-1347.
- SHUEY, R. T.; MATTHEWS, J. E. - 1972 - Two-dimensional modeling with inhomogeneously magnetized bodies. *Geoprospection*,

- 10(4) : 229-238.
- SINHA, M. C.; LOUDEN, K. E. - 1983 - The Oceanographer fracture zone: 1 - Crustal structure from seismic refraction studies. Geophys. J. R. Astr. Soc., 95 : 713-736.
- SLEEP, N. H.; BIEHLER, S. - 1970 - Topography and tectonics at the intersections of fracture zone with central rifts. J. Geophys. Res., 75: 2748-2752.
- STOVER, C. W. - 1968 - Seismicity of the South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 76(32) : 8021-8041.
- STROUP, J. B.; FOX, P. J. - 1981 - Geological investigations in the Cayman Trough: evidence for thin oceanic crust along the Mid-Cayman Rise. J. Geol., 89 : 395-420.
- TALWANI, M.; WORZEL, J. L.; LANDISMAN, M. - 1959 - Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res., 64 : 49-59.
- THOMPSON, G.; MELSON, W. G. - 1972 - The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea-floor spreading. J. Geol., 80 : 526-538.
- TURCOTTE, D. L. - 1974 - Are transform faults thermal contraction cracks? J. Geophys. Res., 79 : 2573-2577.
- TWIGHT, W.; SLOOTWEG, A. P.; COLLETTE, D. J. - 1979 - Topography and a magnetic analysis of an area south-east of the Azores (36°N - 23°W). Mar. Geophys. Res., 4 : 91-104.

- VAN ANDEL, T. H.; REA, D. K.; VON HERZEN, R. P.; HOSKIN, H. -  
1973 - Ascension Fracture Zone, Ascension Island and the  
Mid-Atlantic Ridge. Bull. Geol. Soc. Am., 84 : 1527-1546.
- VINE, F. J. ; MATTHEWS, D. H. - 1963 - Magnetic anomalies over  
ocean ridges. Nature, 199 : 947 - 949.
- VINE, F. J.; MOORES, E. M. - 1972 - A model for the gross  
structure, petrology and magnetic properties of oceanic  
crust. Geol. Soc. Am., Mem., 132 : 195-205.
- VOGT, P. R.; AVERY, O. E. - 1974 - Detailed magnetic surveys in  
the northeast Atlantic and Labrador Sea. J. Geophys.  
Res., 79 : 383-388.
- WEISSEL, J. K.; HAYES, D. E. - 1971 - Assymmetric sea-floor  
spreading south of Australia. Nature, 231 : 518-521.
- WHITE, R. S.; DETRICK, R. S.; SINHA, M. C.; CORMIER, M. H. -  
1984 - Anomalous seismic crustal structure of oceanic  
fracture zones. Geophys. J. R. Astr. Soc., 79 : 779-798.
- WHITE, R. S.; WILLIAMS, C. A. - 1986 - Oceanic fracture zones.  
J. Geol. Soc. London, 143 : 737-741.
- WHITMARSH, R. B.; CALVERT, A. J. - 1986 - Crustal structure of  
Atlantic fracture zones - I. The Charlie-Gibbs Fracture Zone.  
Geophys. J. R. Astr. Soc., 85 : 107-138.
- WILSON, J. T. - 1965 - A new class of faults and their bearing  
on continental drift. Nature, 207 : 343-347.