



Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

Observatório Nacional

Departamento de Geofísica

PUBLICAÇÃO ESPECIAL

Nº 20
1993

ESTUDO GRAVIMÉTRICO DO NORDESTE
BRASILEIRO ENTRE AS LATITUDES DE 4° e 12°
SUL E LONGITUDES 34° E 40° OESTE

Alvaro Gomes Sobral Barcellos

Tese de Mestrado
Rio de Janeiro, Outubro/1992

Dissertação de Mestrado

Rio de Janeiro, Outubro de 1992



T
526.7813
B242e

PHL 016812

M. R. P. C.
BIBLIOTECA
N.º: H 2824
Data: 10/09/92

**Conselho Nacional de Desenvolvimento
Científico e Tecnológico**

Observatório Nacional

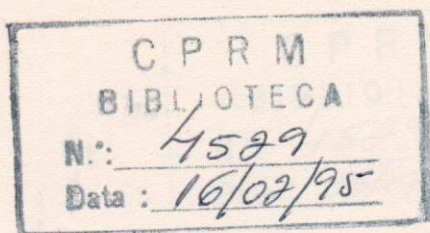
Departamento de Geofísica

**"ESTUDO GRAVIMÉTRICO DO NORDESTE
BRASILEIRO ENTRE AS LATITUDES DE
4° E 12° SUL E LONGITUDES 34° E
40° OESTE"**

Álvaro Gomes Sobral Barcellos

Dissertação de Mestrado

Rio de Janeiro, Outubro de 1992



ACERVO DE GRADUADOS

Agradecemos ao Sr. Alvaro G. Sobral, autor da obra, a gentileza de nos permitir a publicação desta obra.

A obra foi avaliada e aprovada pelo Conselho de Graduação da Universidade Federal do Rio de Janeiro em 16/02/95.

Ao Departamento de Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, apresentamos esta obra para ser incluída no acervo de graduação.

Barcellos, Alvaro G. Sobral
Estudo gravimétrico do Nordeste Brasileiro
entre as latitudes de 4° e 12° sul e longitudes
de 34° e 40° oeste. Rio de Janeiro, ON. 1992.
96p.

Tese de Mestrado

1. Gravimetria - Teses. I. Título.

550.312(043)

AGRADECIMENTOS

A Roland Baraud, Jean M. Flexor e Antônio Carlos M. G. de Godoy, pela iniciação, confiança e apoio indispensáveis para a conclusão deste trabalho.

A todos os colegas e amigos do Observatório Nacional-CNPq, da PROSPEC S/A, da GEOMAG S/A e da DOMO Sistemas e Consultoria Ltda, pela paciência e auxílio na elaboração deste trabalho.

Ao Observatório Nacional-CNPq, a Petróleo Brasileiro S.A., a Universidade Federal do Rio Grande do Norte pelo uso dos valores gravimétricos.

RESUMO

Este trabalho apresenta os mapas de anomalias gravimétricas simples de Bouguer e Faye (Ar-Livre) e mapas de análise derivadas destas anomalias, da região Nordeste do Brasil entre as latitudes de 12° a 4° Sul e longitudes de 40° a 34° Oeste na " IT AIN'T OVER'TIL IS OVER "

A base de dados utilizada resultou da compilação das estações gravimétricas disponíveis até 1990, e foi realizada através da seleção dos valores extremos em sub-áreas (células) de 10 por 10 quilômetros, totalizando 2846 estações representativas do campo da gravidade da área.

Este trabalho é dedicado

a Goia, Pedro, Luisa e Guilherme.

de contorno das anomalias foram elaborados utilizando malhas de 10 quilômetros, com valores interpolados com o método de Mínima Curvatura (Briggs, 1973), com pontos próximos avaliados através da autocorrelação espacial dos valores.

A separação das componentes regional e residual da anomalia Bouguer foi realizada com o cálculo de médias ponderadas pelo inverso da distância ao quadrado, limitadas a autocorrelação espacial dos valores.

Os limites das feições geológico-estruturais foram avaliados a partir do modelamento de área em prismas homogêneos coincidentes com as malhas interpoladas com a utilização dos métodos de máximos de gradiente horizontal (Cordell e Grauch, 1985 e 1987), de mapeamento de densidades com o operador "terrace" (Cordell e McCaferty, 1989) e de mapeamento de limites (Bakerley e Simpson, 1986).

Como método de avaliação qualitativa das feições é introduzido o conceito de domínios positivos e negativos relacionados às tendências dos eixos de máximos e mínimos das superfícies representadas.

RESUMO

Este trabalho apresenta os mapas de anomalias gravimétricas simples de Bouguer e Faye (Ar-Livre) e mapas de análise derivados destas anomalias, da região Nordeste do Brasil entre as latitudes de 12° a 4° Sul e longitudes de 40° a 34° Oeste na escala de 1:5.000.000.

A base de dados utilizada resultou da compilação das estações gravimétricas disponíveis até 1990, e foi realizada através da seleção dos valores extremos em sub-áreas (células) de 10 por 10 quilômetros, totalizando 2846 estações representativas do campo da gravidade da área.

Os mapas de isolinhas de contorno das anomalias foram elaborados utilizando malhas de 10 quilômetros, com valores interpolados com o método de Mínima Curvatura (Briggs, 1973), com a distância limite para busca de pontos próximos avaliada através da autocorrelação espacial dos valores.

A separação das componentes regional e residual da anomalia Bouguer foi realizada com o cálculo de médias ponderadas pelo inverso da distância ao quadrado, limitadas a autocorrelação espacial dos valores.

Os limites das feições geológico-estruturais foram avaliados a partir do modelamento da área em prismas homogêneos coincidentes com as malhas interpoladas com a utilização dos métodos de máximos do gradiente horizontal (Cordell e Grauch, 1985 e 1987), de mapeamento de densidades com o operador "terrace" (Cordell e McCaferty, 1989) e de mapeamento de limites (Bakerley e Simpson, 1986).

Como método de avaliação qualitativa das feições é introduzido o conceito de domínios positivos e negativos, relacionados as tendências dos eixos de máximos e mínimos das superfícies representadas.

ABSTRACT

This paper presents the simple gravity anomalies maps of Bouguer and Faye (Free-Air) of the northeast Brazil, in the area situated between the latitudes 12° to 4° South and longitudes 40° to 34° West; it presents also the analitic maps devived from the anomalous maps, in the scale 1:5.000.000.

The data used was compiled from the gravimetric base available until 1990, using the extreme values in cells of dimensions 10 by 10 km, totalling 2846 points.

The contour lines of the anomalies maps were calculated using grids of values calculated by the method of the minimum curvature using the searching distance for the closest points equivalent to the limit of spatial autocorrelation of the values determined in semi-variograms.

In the analisis of the maps, we introduce the concept of dominium positive or negative, related to tendencies of the maximum or minimum axis, as a method to avaliate qualitatively the trends.

The regional-residual componentes of the Bouguer anomalie was separated calculating the means weighted by the square of the inverse of the distance, relative to the spatial autocorrelation of the values.

Modelling the area with homogeneous vertical prisms whit 10 km longitudinal sides, the correlation between these maps and the limits of the structural-geological features was indicated using the method of "maxima of the horizontal gradient", of "density mapping whit the operator terrace", and the "mapping of dominium positive or negative".

1. INTRODUÇÃO

A região Nordeste do Brasil abrange parte da província da Borborema e a borda nordeste da província do São Francisco, bem como as bacias sedimentares de Potiguar, Pernambuco-Paraíba, Sergipe-Alagoas, Tucano-Jatobá, Araripe e bacias internas menores, sendo cortada pelos Lineamentos de Paraíba e Pernambuco e por falhamentos associados.

Esta variedade de sistemas geológico-estruturais e a existência de grandes unidades cujos limites são controversos, indicam que o método gravimétrico pode auxiliar no discernimento dos processos geotectônicos envolvidos.

A análise de mapas regionais de anomalia gravimétrica possibilita a configuração do embasamento cristalino de bacias sedimentares e o delineamento de zonas com variação de espessura crustal.

A utilização de mapas regionais para definição do arcabouço estrutural no nordeste do Brasil, tem exemplos nos estudos de: Rand (1978), na faixa costeira do Brasil; Rand et alli. (1980), no maciço de Pernambuco-Alagoas; Haralyi e Hasui (1982), no leste do Brasil; Fortes (1988), no arcabouço tectônico da Bacia de Potiguar; Asmus e Porto (1980), no estudo da evolução da margem continental; Ojeda (1981) e Ojeda (1983), no estudo da estrutura e evolução das bacias sedimentares. Estes trabalhos utilizaram mapas de anomalias gravimétricas restritos às regiões de estudo.

O convênio entre o Observatório Nacional-CNPq (Brasil) e L'ORSTOM (França) realizou a compilação dos levantamentos gravimétricos do nordeste brasileiro, editando o mapa de anomalia Bouguer em 1986 (Legeley et alli, 1986). Após esta data foram concluídos e executados novos levantamentos no interior da área.

Neste trabalho foi realizada a compilação das estações gravimétricas disponíveis até 1990 e elaborados mapas de anomalias simples de Faye (Ar-Livre) e Bouguer, e mapas de análise derivados destas anomalias, da região Nordeste do Brasil entre as latitudes de 12° a 4° Sul e longitudes de 40° a 34° Oeste.

A base de dados utilizada integra levantamentos gravimétricos da Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), do Observatório Nacional-CNPq (ON-CNPq), da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

Os mapas estão representados em projeção Cônica Conforme de Lambert na escala 1:5.000.000 e foram constituídos a partir de malhas regulares com valores interpolados a cada 10 quilômetros, calculadas sobre a base de 2846 estações gravimétricas selecionadas.

Neste trabalho serão discutidas metodologias de seleção de dados, de cálculo das anomalias gravimétricas, analisados métodos de interpolação e contorno, abordada a influência da autocorrelação dos dados na interpolação, e avaliados os modelos de separação do regional-residual em relação a

complexidade e a expectativa estatística dos resultados.

A correlação dos sistemas geológicos e estruturais da área foi baseada na análise das anomalias simples de Bouguer (regional e residual), através do modelamento da área em prismas homogêneos coincidentes com as malhas interpoladas, e analisados a partir dos mapas relativos aos métodos de máximos do gradiente horizontal (Bakerley e Simpson, 1986), de mapeamento de densidades com o operador "terrace" (Cordell e MacCafferty, 1989) e de mapeamento de domínios positivos e negativos.

O mapeamento de domínios positivos e negativos, baseados nas tendências de agrupamento dos eixos de máximos e mínimos das anomalias, foi utilizado como método de avaliação qualitativa de feições das anomalias gravimétricas obtidas.

As malhas de pontos, mapas e figuras apresentadas neste trabalho foram geradas com o sistema SURFER da Golden Software Inc. (1990). Os programas referentes as implementações dos processos utilizados estão listados no anexo I.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A área em estudo está localizada no nordeste do Brasil abrangendo parte da Região de Dobramentos Nordeste (Wernick et alli, 1978) na Província de Borborema (Santos e Brito Neves, 1984), conforme o esquema da figura 1.

Limitada ao noroeste pelo Cráton de São Luís, ao sudoeste pelo Cráton de São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pela margem continental brasileira, as unidades geológicas da Região de Dobramentos Nordeste (RDN) têm continuidade no continente Africano, entre os Crátons do Oeste-Africano e do Congo (Torquato e Cordani, 1981).

Dado que diversos aspectos da classificação lito-estatigráfica e de correlação entre áreas, não obedecem a critérios compatíveis (Santos et alli, 1985), serão abordados somente os aspectos principais, relacionados a geologia e estruturação, contidos nos trabalhos mais abrangentes e principais sínteses.

As porções norte e central da área englobam a parte principal da RDN e são constituídas por terrenos ensiálicos (Santos e Neves, 1985), de idade arqueana a proterozóica.

O arcabouço estrutural é formado pela alternância de maços cristalinos medianos e faixas dobradas meta-sedimentares (Wernick et alli, 1978), de caráter sinformal e antiformal.

Esses sistemas são truncados por extensos falhamentos de evolução policíclica e caracterizados pela intensa reativação e remobilização durante o ciclo tectônico-orogênico Brasileiro (500 m.a.).

Os maços tem formas poligonais de contornos mal delineados e bordas retilíneas, caracterizadas por zonas de falhamentos, com predomínio de litologias da fácies anfíbolito e granulito.

As faixas dobradas tem formas longitudinais em torno dos maciços, com litologias da fácies xisto-verde a anfíbolito, apresentando metamorfismo de contato restrito às auréolas dos corpos intrusivos e metamorfismo dinâmico de caráter linear, sobreposto em acordo com as zonas de falhamentos.

No interior dos maciços e das faixas dobradas ocorrem corpos menores de composição granítica a ultramáfica, com caráter intrusivo ou extrusivo.

A porção sul da área inclui o limite nordeste da Província de São Francisco e abrange parte do cinturão móvel de Jequié (Bernasconi, 1984), constituído por extensa faixa dobrada de litologias do tipo granito-greenstone, com direção norte-sul.

A área é cortada pelos grandes lineamentos de Paraíba (Patos) e de Pernambuco (Arcoverde), que constituem profundas geosuturas cujo aparecimento precedeu o ciclo Transamazônico e Brasileiro (Loczy, 1984), e por falhamentos associados.

Estes lineamentos são definidos por feixes de falhas paralelas a semi-paralelas, concentradas com pequena largura e grande extensão, tem direção predominante E-O e são marcados pela ocorrência de cataclasitos e milonitos.

O intenso cisalhamento caracteriza estas feições como falhas transcorrentes (Loczy, 1984) principais em relação aos sistemas de falhamento, que apresentam vergências diferenciadas: de N-S/NE-SO ao norte do lineamento de Paraíba; de NE-SO/E-O entre os lineamentos e de SE-NO ao sul do lineamento de Pernambuco.

Inseridas neste contexto superpõem-se as bacias sedimentares paleozóicas e mesozóicas, com características de confinamento por blocos falhados, condicionadas pelas estruturas do embasamento.

As bacias paleozóicas de Araripe, Mirandiba, São José de Belmonte, Betânia, Sítio dos Nunes e Afogados de Ingazeira, são internas e representam porções de uma ampla bacia intracratônica, cujos sedimentos são encontrados na parte basal de outras bacias sedimentares (Petri e Fulvaro, 1983).

As bacias mesozóicas estão associadas ao processo de separação dos continentes Sul-Americano e Africano, no Jurássico Superior, que deu origem a formação intracontinental de dois sistemas de rift (Ojeda, 1981 e Ojeda, 1983).

As bacias de Recôncavo-Tucano-Jatobá formam um conjunto estrutural contínuo associado ao desenvolvimento do primeiro rift, que foi interrompido no Cretáceo Superior, e as bacias de Sergipe-Alagoas-Pernambuco-Paraíba ao segundo que continuou até a completa separação dos continentes.

A bacia de Potiguar, ao norte da área, foi desenvolvida em tectônica diferente e está associada a basculamentos de grandes blocos falhados no ciclo Brasileiro (Fortes, 1988).

O aspecto geológico atual da área é resultante de processos multifásicos de dissecação erosiva, falhamentos e dobramentos associados ao tectonismo e aos episódios de sedimentação.

3. BASE DE DADOS

A base de dados gravimétricos utilizada foi constituída a partir da integração dos levantamentos da Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), do Observatório Nacional-CNPq (ON), e da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

Os levantamentos gravimétricos da PETROBRAS recobrem as bacias sedimentares mesozóicas e a margem costeira da área em escalas de reconhecimento e detalhe, com malha de amostragem irregular, sendo os valores de gravidade relacionados ao datum WOOLARD.

Os levantamentos gravimétricos do ON-CNPq correspondem as estações de base e de apoio da Rede Básica Gravimétrica na região costeira e interior da área, na forma de linhas de medição entre as estações, referidas ao datum IGSN-71.

As estações gravimétricas da CPRM abrangem parte do levantamento gravimétrico do Estado da Bahia, em escala de reconhecimento, com densidade média de uma estação por 20 km², e parte das estações utilizadas para geodésia em outros estados, todas referidas ao datum IGSN-71.

A Universidade Federal do Rio Grande do Norte cedeu estações gravimétricas distribuídas no interior dos estados do Rio Grande do Norte e Pernambuco, referidas ao datum IGSN-71.

A anomalia Bouguer original dos levantamentos da PETROBRAS foi calculada com valores de densidade próximos a densidade média dos sedimentos em cada área, e dos demais levantamentos com densidade padrão de 2.67 g/cm³.

Todas as estações gravimétricas utilizadas foram reunidas em banco de dados com identificação da origem, da estação, coordenadas geográficas e altimétricas, valor de gravidade e valor de anomalia Bouguer.

Devido as diferenças entre os levantamentos, foi necessário proceder a homogeneização dos dados quanto aos aspectos de quantidade de pontos por área e referência gravimétrica do valor amostrado.

3.1 METODOLOGIA DE SELEÇÃO

Os levantamentos gravimétricos constituem conjuntos independentes de dados, que apresentam tendências relacionadas a posição e quantidade de amostras, sendo comum a existência de uma distancia média entre as estações de cada levantamento.

Estas características tornam a base de dados resultante da reunião de vários levantamentos, um conjunto de dados com propriedades heterogêneas quanto a distribuição espacial, a precisão e aos datums gravimétricos das medidas.

No tocante a distribuição espacial o processo para homogeneização do conjunto de dados consiste na discretização deste conjunto através de amostragem das estações em sub-áreas regulares (células) por um processo de seleção.

A definição do comprimento dos lados das células utilizadas para discretização está relacionada diretamente a filtragem da amplitude espacial (comprimento de onda) mínima que poderá ser recuperado no conjunto de dados resultante.

O processo funciona como um filtro do tipo "passa-baixa", que na situação ideal de dois pontos (máximo e mínimo) regularmente distribuídos em cada célula, tem o corte definido como metade do comprimento dos lados.

Para a definição do processo de seleção das estações, deve-se buscar a preservação da amplitude relativa dos valores em cada célula, de modo a não mascarar a correlação espacial entre células. Com este objetivo, foram analisados os efeitos dos seguintes tipos de amostragem:

- 1) Seleção por valor qualquer, onde o valor de uma qualquer estação da célula é escolhido;
- 2) Seleção por valor médio, onde os valores das estações na célula são somados e divididos pelo número de valores;
- 3) Seleção por valores extremos, onde os valores máximos e mínimos em cada célula são escolhidos.

Estes processos foram aplicados a uma malha regular de 10 por 10 células, com 5 valores em cada célula, obtidos a partir de splines bicúbicos e analisados quanto a fidelidade e unicidade do conjunto resultante em relação a variação do tamanho das células consideradas, tendo sido verificadas as seguintes características:

- 1) No processo de seleção por valor qualquer ou amostragem randômica, o mesmo conjunto de dados pode dar origem a grupos de valores diferentes de acordo com a ordem sequencial em que estão dispostos e permite a reprodução do conjunto resultante somente nos casos em que se use a mesma ordem e critério de escolha;

- 2) O processo de seleção por valor médio é independente da ordem das estações, porém mascara a variação de amplitude dos valores, resultando em um grupo de valores suavizados das características locais de cada conjunto;

- 3) O processo de seleção por valores extremos (máximos e mínimos) demonstrou ser o critério de seleção mais indicado, apresentando independência da ordem das estações, sensibilidade a variação local dos valores e tendência de realçar a correlação de valores entre células.

Este procedimento permite a redução da quantidade total de estações preservando a expressão da amplitude local das anomalias e facilita a identificação de valores espúrios no conjunto de dados.

3.2 ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS

Em função da característica regional do estudo e da viabilidade de indicar estruturas crustais foi escolhido o comprimento de 10 quilômetros para os lados das célula em que a área foi sub-dividida.

O processo de seleção das estações foi realizado em duas fases, a primeira em cada levantamento isolado e a segunda sobre o conjunto resultante.

Para a seleção inicial das estações, em cada levantamento gravimétrico foi aplicado o processo de valores extremos em sub-células com lados de 5 quilômetros, utilizando o valor da anomalia Bouguer original.

Nas estações selecionadas como acima, foram calculados os valores anômalos de Faye e Bouguer referidos ao IGSN-71, utilizando a fórmula de correção de latitude de 1967 (GRS-67) e densidade padrão de 2.67 g/cm³.

Em virtude da não disponibilidade dos transportes entre as bases no datum WOOLARD para bases no datum IGSN-71, foi adotado para a compensação da diferença entre os datums, o valor de 15.00 mGal (negativo), estabelecido por Woollard (1979) e confirmado por Blitzkov e Sá (1988) em análise de compatibilidade entre estações de todo o Brasil.

Os fatores descritos estão apresentados a seguir:

$$\text{IGSN-71} = \text{WOOLARD} - 15.00 \text{ mGal}$$

$$C_{\text{lat}} = 978031.8 * (1 + 5.278895E-03 * \sin^2(\vartheta) + 2.3462E-05 * \sin^4(\vartheta))$$

$$C_{\text{faye}} = 3.086E-01 * H$$

$$C_{\text{boug}} = 2.0 * \text{PI} * \bar{P} * D_c * H$$

$$\text{Anomalia de Faye} = G_{\text{obs}} - C_{\text{lat}} + C_{\text{faye}}$$

$$\text{Anomalia de Bouguer} = \text{Anomalia de Faye} - C_{\text{boug}}$$

contraste de densidade D_c em g/cm³,

altitude H em metros,

latitude ϑ em radianos,

constante $\text{PI} = 3.14159265$,

constante gravitacional $\bar{P} = 6.672E-03$.

Após este processamento foi repetido o processo de seleção por valores extremos, aplicado sobre os valores de anomalia Bouguer calculados, utilizando células de 10 quilômetros. As estações com valores espúrios em relação ao contexto regional foram excluídas nas reiterações desta fase de seleção.

Os erros sistemáticos envolvidos nas etapas acima foram os seguintes:

1) Não foram consideradas as diferenças de datum e elipsóide geodésico entre os levantamentos, sendo assumidos o datum SAD-69 e o elipsóide UGGI-67.

2) A utilização da densidade de 2.67 g/cm³ em áreas com rochas sedimentares e áreas com rochas metamórficas de alto grau, por ser este valor adotado como padrão internacional.

3) A conversão de valores entre datums gravimétricos WOOLARD e IGSN-71.

4) A correção de terreno não foi aplicada devido margem de erro na determinação das altitudes médias regionais.

A soma desses erros foi avaliada como sendo da ordem de até 5 mGal e considerado aceitável em relação as dimensões regionais e objetivos do trabalho.

A tabela seguinte mostra a origem e o número de estações selecionadas em cada fase:

TABELA I - Quantidade de estações selecionadas

Origem	1ª Seleção	2ª Seleção
PETROBRAS	10376	2094
ON-CNPq	739	491
CPRM	1464	224
UFRN	50	37
Totais	12629	2846

A distribuição média dos pontos selecionados corresponde aproximadamente a 2846 pontos por 4554 células de 100 quilômetros quadrados, resultando em média a 0.6 pontos por célula, indicando a existência de células vazias na área de estudo.

As coordenadas geográficas das estações selecionadas foram transformadas para a projeção Cônica Conforme de Lambert, sem considerar diferenças nos elipsóides originais de projeção, utilizando o meridiano central de 37°W, a latitude base de 9°S, e com paralelos 12°S e 6°S.

A transformação foi realizada para diminuir a deformação espacial no posicionamento das estações nas fases posteriores de interpolação de valores em malha regular e de traçado do contorno de isolinhas.

4. INTERPOLAÇÃO E CONTORNO

O uso de computadores tornou possível a reprodução do processo de cálculo de malhas de valores interpolados e o traçado de isolinhas de contorno em diferentes contextos.

A representação por curvas de isovalores é o modo usual de preparação para análise e interpretação dos dados, que são mapeados em projeção a um plano de dimensões lineares e ortogonais.

Este processo reflete a utilização de uma imagem do conjunto real de dados, obtida através de funções que tentam resolver o problema de Dirichlet, que consiste em aproximar os valores reais nos pontos conhecidos e determinar os possíveis valores em pontos desejados.

Nas formulações seguintes será utilizada a noção de três dimensões (x e y horizontais, e z vertical) para descrever os conjuntos de pontos tratados, considerando que a função correspondente às medições é invariante em relação aos outros possíveis vetores dimensionais (tempo, condições de medição, etc).

As derivadas de função serão notadas como F'_w e F''_w , onde w é a variável de derivação; a distância euclidiana entre pontos a - b como D_{ab} ; e a variação de índices t como $\{ \}_t$.

Dado um conjunto de n pontos I, com valores relativos a uma propriedade comum determinados e associados a uma função F, contínua, definida e cuja forma analítica é

desconhecida, a aproximação da função pode ser obtida através de funções H , tal que a norma Gaussiana relativa a

$$\{ (F_i - H_i)^2 \}_i,$$

é menor que o erro E desejado.

A determinação dos valores da função F no conjunto de m pontos J , através da função H , constitui o processo de interpolação.

4.1 TRIANGULAÇÃO

O método clássico de interpolação corresponde a utilização iterativa da primeira derivada da função F entre pares de pontos a - b do conjunto I , na forma discreta

$$F'_u = (F(a) - F(b)) / D_{ab},$$

onde u é a direção do vetor de distância, sendo acrescentados m novos pontos J em cada iteração, distribuídos ao longo da linha de derivação entre a - b .

Neste processo um sub-conjunto de pontos K , que correspondem as intersecções das linhas de derivação, são ajustados por média aritmética entre os valores obtidos, condicionando a suavização não linear de parte dos pontos J .

Este método pode ser visualizado como a determinação de pseudo-cones cujas secções correspondem a curvas fechadas de ordem maior do que dois.

O resultado ao final das iterações corresponde a uma superfície suave, com segunda derivada definida e descontínua em relação aos pontos I , e cuja forma depende da escolha e distribuição de pontos utilizados.

Uma abordagem mais determinística do problema é caracterizada pela discretização da função F em planos secantes com a constituição de triângulos unindo as linhas de derivação de modo que não hajam pontos inscritos, o que permite descrever univocamente a interpolação no interior de cada triângulo.

A escolha dos trios de pontos, que correspondem aos vértices dos triângulos, deve ser feita de forma que os ângulos internos tendam a ser agudos e iguais (critério de Delaunay), como no algoritmo para determinação destes triângulos e contorno de isolinhas apresentado por Watson (1982).

Este processo constitui a base para a representação do diagrama (mosaico) de Voronoi, cuja implementação esta descrita por Tipper (1991), sendo amplamente utilizada em sistemas de informações geo-referenciadas.

Os métodos descritos acima resolvem o problema de interpolação e contorno para fins de representação e mapeamento da função F dentro dos limites internos no contorno do conjunto I , sem descrever a função H e condicionando o conjunto de pontos J esteja contido no conjunto I .

4.2 POLINÔMIOS

No caso geral, em que se deseja que o conjunto I esteja contido no domínio do conjunto J e que se necessite analisar ou condicionar as propriedades da função F, o processo pode ser realizado de modo analítico através da determinação da função H.

A minimização da norma equivale a resolver as equações (Bonstein e Semediaev, 1979):

$$1/2 * E'/h_k = \{ h_i - \{ H_i * H_k \}_i - \{ F_i * H_k \}_i \}_k$$

onde h_i e h_k são os coeficientes dos polinômios que combinados linearmente formam a função H.

O processo de solução se torna mais simples ao escolhermos polinômios que tenham a propriedade de serem ortogonais, tais que $H_i * H_k = 0$, para i diferente de k.

Os polinômios ortogonais de Legendre, Chebychev e Fourier, entre outros (vide Yamamoto, 1988), podem ser utilizados para descrever a função H.

No caso de utilização de polinômios de Fourier a função F deve ser cíclica, com intervalo de m pontos e m deve ser par.

Se a função F é suave, ou seja, tem derivadas de primeira e segunda ordem contínuas e definidas no domínio do conjunto J, podemos utilizar os valores destas derivadas para descrever a função H através de B-Splines como em Battacharyya (1969), Hessing et alli (1972), Hiroshi (1974), Gonzales-Casanova et alli (1985) e Inouse (1986).

Este método resulta em uma série de funções cujos coeficientes são determinados localmente por diferenças finitas e que procuram continuar a superfície gerada.

No algoritmo descrito por Inouse (1986), o conceito de norma é estendido, buscando obter coeficientes que condicionem na superfície gerada a minimização simultânea:

Da norma $\{ (F_i - H_i)^2 \}_i$;

Da flutuação $\{ (F'_i - H'_i)^2 \}_i$;

E da rugosidade $\{ (F''_i - H''_i)^2 \}_i$;

A suavização das flutuações espúrias e de possíveis erros de medição depende da escolha de parâmetros relativos ao grau de tensão e de rugosidade aplicados ao B-spline, visando garantir o ajustamento e minimizar a ocorrência de valores extremos típicos desta família de funções.

Nas metodologias descritas, foram acrescentadas como condições necessárias para interpolação que a função F satisfaça a hipótese de que as normas tendam a zero com o aumento do número n de pontos do conjunto I.

4.3 CAMPOS ESCALARES

Se a função F tem a característica de um campo escalar em relação aos vetores dimensionais que definem a posição dos pontos do conjunto I , ou seja,

$$F_i = \{ P_k / D_{ki} \}_k,$$

onde P_k é o valor da fonte k , e D_{ki} é a distância euclidiana entre a fonte pontual k e o ponto i .

As propriedades dos campos escalares podem ser utilizadas para definir um conjunto K de fontes pontuais, responsáveis pelos valores da função F no domínio de pontos I , e interpolar a os valores da função F nos pontos J , a partir do cálculo do efeito destas fontes.

O problema se altera da busca de coeficientes específicos da função analítica H para a busca dos valores e do posicionamento das fontes pontuais K .

A condição mais simples do posicionamento das fontes é situa-las na mesma posição horizontal dos pontos I , restringindo o problema a determinação das coordenadas verticais e dos valores de cada fonte.

As coordenadas verticais (z_k) podem ser adotadas como constantes em relação a z_i , constantes em relação ao datum de z_i ou variáveis em relação a z_i .

A solução trivial para as coordenadas verticais será adotar $z_k = z_i$, resultando no processo de "médias móveis ponderadas pelo inverso da distância entre os pontos", cuja forma básica é:

$$F_j = \{ W_{kj} * F_i \}_i / \{ W_{kj} \}_i$$

$$W_{kj} = 1 / (D_{kj} - d).$$

Este procedimento produz uma superfície suave com descontinuidades nos pontos I , quando d é igual a zero.

Para evitar estas descontinuidades, pode-se utilizar a constante d , como fixa e relativa a coordenada vertical z_k , o que resulta na não coincidência dos valores calculados com os valores da função F nos pontos I . Esta distorção é minimizada fazendo a constante ser muito pequena em relação as distâncias horizontais D_{kj} .

Este método, foi descrito por La Porte (1962), utilizando pesos formulados como

$$W_{ij} = ((S - D_{ij}) / (D_{ij} - d))^n,$$

onde n é um número inteiro, usualmente 2 no caso de campos potenciais, e S é uma distância limite.

Diversas variações existentes, como em Pelto et alli (1968), Bolondi et alli (1976), Royle et alli (1981) e Ross (1986), extrapolam as hipóteses sobre a função F consideradas até o momento.

Se as fontes pontuais são situadas em um (mesmo plano relativo ao datum vertical do conjunto I, a profundidade deste plano pode ser resolvida por aproximação em equações lineares pela inversão de matrizes de ordem $n \times n$, onde n é o número de pontos do conjunto I (Xia e Sprowl, 1991).

A utilização de transformadas de Fourier para a determinação do conjunto de fontes pontuais esta abordada em Bhattacharyya e Chan (1977) e debatida por Pedersen e Chan, em Pedersen (1989).

A viabilidade de escolha das coordenadas verticais z_k em qualquer outro caso é condicionada por abstrações em relação ao conjunto I.

Cordell (1992) apresenta um algoritmo iterativo, eficiente e rápido, que utiliza as fontes pontuais k coincidentes no plano horizontal aos pontos do conjunto I, e condiciona a situação de igualdade entre a coordenada vertical da fonte pontual k a menor distância horizontal aos pontos vizinhos, de forma que o ponto de inflexão da superfície gerada pela fonte k seja coincidente com esta distância horizontal.

As características notáveis do processo iterativo descrito por Cordell, são que o número de fontes necessárias para descrever a função F pode ser menor do que o número de pontos do conjunto I e o acompanhamento do nível de ajuste a cada interação.

Este método apresenta diversas possibilidades, descritas por Cordell, em relação ao tratamento posterior, através de transformadas de Fourier, das propriedades do conjunto de fontes obtido.

A restrição quanto à utilização advém do condicionamento de vizinhança estabelecido, que pode provocar zonas nulas dentro do domínio do conjunto J, conforme a distribuição dos pontos do conjunto I.

4.4 CAMPOS VETORIAIS

Quando as hipóteses estabelecidas sobre as propriedades da função F , podem ser reunidas na condição de que a função F satisfaz a equação de Laplace dentro do domínio de pontos J, de modo que:

$$F''_x + F''_y + F''_z = 0.$$

Esta condição permite a abordagem do problema de interpolação com o objetivo de minimizar a curvatura da superfície obtida e foi descrita como método iterativo por Briggs (1973), associado a deflexão de uma placa elástica fina.

Um algoritmo para utilização do método de mínima curvatura é apresentado por Swain (1991), e compreende basicamente o processo de relaxação iterativa de uma matriz M , correspondente ao conjunto de pontos J, com valores iniciais resultantes de estimativas da função F baseados nos pontos I através de médias ponderadas, e sujeito a condição de que os valores das segundas derivadas horizontais F''_x e F''_y sejam mínimos.

A cada iteração, estas derivadas são calculadas na forma discreta:

$$F''(b) = ((F(a) + F(c)) - 2 * F(b)) / D_{ac},$$

entre três pontos a-b-c, utilizando os pontos I conhecidos e os pontos J calculados.

Devido as características de rápida convergência, de continuidade das derivadas de primeira e segunda ordem e de restrição da amplitude relativa dos pontos obtidos à amplitude dos valores do conjunto I, o método de mínima curvatura tem sido empregado para interpolação de valores em diversas áreas da geofísica e foi escolhido para interpolação neste trabalho.

4.5 CONTORNO DE ISOLINHAS

O contorno de isolinhas é uma forma particular da interpolação onde um determinado valor da função F deve ser descrito dentro de domínios, restritos ao interior de conjuntos de pontos limites L, de modo a ter continuidade e suavidade entre os conjuntos.

Para um conjunto qualquer de pontos I cuja distribuição seja randômica, regular ou determinística, podem ser utilizados o método de Delauney, configurando triângulos independentes das direções ortogonais de projeção, ou os métodos de interpolação citados, na forma de retângulos regulares com lados paralelos as direções de projeção.

A preferência por malhas regulares reside no modo com que são armazenadas e acessadas em computadores, proporcionando eficiência e rapidez nas operações de translação, rotação e cálculo de valores.

O traçado das isolinhas dentro dos sub-conjuntos L, pode ser por de polinômios quadráticos, por polinômios de Bezier ou por B-Splines, tendo estes últimos a propriedade de suavização da curva entre os domínios dos sub-conjuntos L.

Para o processo de contorno a função F deve ser determinística (não randômica) e dependente dos vetores espaciais utilizados para descrever os limites dos sub-conjuntos L.

Esta dependência tem característica não estacionária em alguns algoritmos do método dos B-splines, nos quais a variação da origem condiciona o recálculo dos coeficientes, e nos outros métodos de interpolação, que utilizam a distância relativa, invariante a mudança da origem, esta dependência é estacionária.

5. CONDIÇÕES DE INTERPOLAÇÃO

A resolução de um valor torna discreto o fenômeno medido, na proporção direta em que os efeitos de componentes não possam ser avaliados através do processo de medição e sejam somente determinados em uma região próxima ao ponto.

Em conjuntos de dados reais a proposição de determinística para a função F depende da escala em que a

função pretende ser definida e das dimensões com que é amostrada no conjunto de pontos I.

Se o conjunto inicial I for subdividido ordenadamente em relação distância entre pontos, de forma que em cada subconjunto C_n a distância média seja menor que em C_{n+1} , a superfície S_n resultante da interpolação será mais rugosa que S_{n+1} , explicitando a dependência da superfície gerada em relação a distância média entre os pontos.

Esta dependência corresponde, na teoria da amostragem, ao limite descrito por Nyquist, no qual a menor frequência amostrada é igual ao dobro da distância entre amostras, e implica diretamente uma relação com a grau de curvatura da superfície obtida.

A dependência da função F em relação as dimensões de amostragem corresponde ao conceito de geo-estatístico de autocorrelação (Matheron, 19??) e em relação a escala pode ser associada ao conceito de dimensão fractal (Mandelbrot et alli, 1977).

O conceito clássico de autocorrelação é baseado no cálculo da variância dos valores do conjunto I em relação a distância entre pontos. Os valores de variância obtidos podem ser utilizados para evidenciar esta dependência na forma de variogramas, onde são plotados em relação a distância e cuja curva resultante tem seções com propriedades distintas (Wackernagel, 1989).

A definição da variância de uma população de amostras é dada por

$$F_m = \{ F_i \}_i / N_i \quad (\text{média} = 1^\circ \text{ momento}),$$

$$V_t = \{ (F_i - F_m)^2 \}_i / N_i \quad (\text{variância} = 2^\circ \text{ momento}).$$

Estas fórmulas estão relacionadas a modelos estatísticos de distribuição Gaussiana normal (randômica com média zero) e os variogramas obtidos tendem a fornecer estimativas condicionadas em relação a média nominal (F_m) do conjunto amostral I.

A distribuição Gaussiana é uma abstração matemática para análise da distribuição amostral e Gerary, em 1947 (citado em Blais, 1991), propõe que todos os livros de estatística deveriam ter um aviso na forma: "Normality is a myth, there never has been, and never will be, a normal distribution".

Se admitirmos que o valor médio do conjunto J deve ser proporcional a distribuição espacial do conjunto amostral I e compreendido dentro dos valores limites deste, podemos utilizar a média das variâncias em relação a cada ponto do conjunto I como estimativa independente.

Nesta forma o valor da variância média será calculado separando o conjunto I em subconjuntos T por classes discretas de distância entre pontos amostrados e calculado por

$$V_{mt} = \{ \{ (F_i - F_j)^2 \}_i / N_i \}_j / N_j,$$

onde o índice t indica a classe de distância relativa aos pontos i-j.

Esta abordagem é equivalente a descrita por Mark e Aronson (1984, em Thoraninon e Magnusson, 1989) para descrever o variograma de uma superfície e associar a curva resultante a expectativa da dimensão fractal da superfície (fs), na forma

$$\hat{h} = (3 - f_s),$$

$$E_t = \{ (F_i - F_j)^2 \} / \hat{h} = (D_{ij})^{2h},$$

onde k é uma constante qualquer.

A dimensão fractal (fs) é obtida através da inclinação da curva, quando plotada na forma logarítmica.

Em ambas as abordagens a curva resultante se divide em domínios, sendo o primeiro caracterizado pela relação citada acima e outros aparentemente aleatórios, resultantes de processos dependentes de outros fatores e da distância entre pontos.

O processo descrito acima permite determinar aproximadamente a área máxima dos subconjuntos em que o conjunto de pontos I pode ser dividido, de forma que a função F tenha pelo menos uma propriedade contínua, seja esta chamada de autocorrelação entre os pontos ou de dimensão fractal da superfície.

Esta área é definida pelo círculo de raio correspondente a distância limite do primeiro domínio.

6. PONTOS PRÓXIMOS

Os campos potenciais apresentam correlação inversamente proporcional a funções de distância e são contínuos em relação a primeira e a segunda derivadas.

A escolha de pontos válidos para serem utilizados pela função de interpolação deve partir de uma busca radial e setorizada em relação ao ponto interpolado, de modo a garantir a correta representação do fenômeno medido nas diferentes direções.

A distância radial mínima para busca de pontos próximos deve ser estimada de modo a garantir a suficiência de pontos válidos e a distância máxima deve considerar a correlação entre os valores dos pontos.

O intervalo entre estas distâncias define a existência de zonas nulas, onde os valores interpolados não preservam a correlação e a continuidade observadas no conjunto de pontos original.

A sensibilidade dos instrumentos de medição (gravímetros) provoca descontinuidades locais que podem ser avaliadas como autocorrelação, através do uso de semi-variogramas.

A distância radial média do conjunto de estações selecionadas foi avaliada pela composição da tabela de quantidade de estações por distância, representada no gráfico na figura 2.

Este gráfico apresenta a distribuição modal das distâncias entre as estações utilizadas relativas a intervalos discretos múltiplos de 10 quilômetros, sendo observado o máximo na distância de 220 quilômetros.

A definição da distância radial máxima de autocorrelação foi obtida com o cálculo de semi-variogramas, através da computação dos desvios médios não direcionais dos valores das anomalias simples de Bouguer e de Faye em função da distância entre pontos, e estão representados no gráfico da figura 3.

O processo utilizado para a identificação da distância de autocorrelação foi a minimização dos erros médios quadráticos resultantes do ajustamento de curvas de segundo grau nos dados situados antes e depois do ponto limite.

O valor encontrado para a distância máxima de autocorrelação foi de 80 quilômetros e foi adotada como distância limite para busca de pontos próximos para interpolação neste trabalho.

7. MALHAS DE VALORES

Para a constituição dos valores interpolados foi utilizado o método de Mínima Curvatura, implementado no programa GRID (Golden Software Inc., 1989, versão 4.09).

As malhas regulares interpoladas foram obtidas com busca radial de pontos próximos até 80 quilômetros, em octantes, e tem lados de 10 quilômetros.

Este processo foi realizado para os valores de anomalias simples de Bouguer e de Faye, resultando duas malhas com 105 (S-N) por 69 (O-L) pontos interpolados.

Nestas malhas os pontos situados no Oceano Atlântico foram invalidados com a substituição do valor interpolado por uma constante.

A distribuição de valores das estações selecionadas e dos pontos interpolados pode ser observada nas figuras 4 e 5, e os valores estatísticos correspondentes estão apresentados nas tabelas II e III.

TABELA II - Valores estatísticos das estações

Malha	Mínimo	Médio	Máximo	Dv Padrão
Bouguer	-172.31	-25.77	66.99	33.28
Faye	-117.63	6.16	64.89	24.51

TABELA III - Valores estatísticos dos pontos

Malha	Mínimo	Médio	Máximo	Dv Padrão
Bouguer	-147.47	-24.35	55.63	28.60
Faye	-112.29	4.16	56.67	20.00

As formas das curvas de distribuição apresentam correlação na ordem de 90 %, indicando que as propriedades originais dos conjuntos de estações foram preservadas e que os valores continuados nas zonas sem amostras, foram aproximados em acordo com as tendências normais do conjunto original de estações.

Todo o processamento de dados descrito deste ponto em diante, está relacionado as malhas regulares interpoladas, considerando estas como representativas e confiáveis em relação ao conjunto de estações gravimétricas utilizado.

8. ANOMALIAS FAYE E BOUGUER

Os mapas de anomalias gravimétricas refletem as variações de massa e geometria dos corpos na área de estudo, em relação a uma superfície ideal, relacionada ao nível médio dos mares.

A formulação analítica desta superfície é calculada pela derivada vertical da função geopotencial expressa em série de harmônicos esféricos, cujos coeficientes são calculados a partir da análise da dinâmica orbital dos satélites artificiais.

O desnível altimétrico entre outras estações e esta superfície é corrigido localmente através da correção de Ar-Livre (Faye), com a adoção de uma constante para a variação vertical da gravidade (LaFher, 1991).

Este desnível implica na existência de um excesso ou deficiência de massa local em relação a superfície ideal, que é representado na correção de Bouguer, pela continuidade de uma placa infinita com altura e densidade constantes (termo Bullard A, LaFher, 1991).

O efeito gravitacional das variações de relevo próximas as estações, é modelado por superfícies continuadas entre a estação e pontos conhecidos (Hammer, 1982, Herrera-Barrientos e Fernandez, 1991), correspondendo a correção de terreno local e regional (termo Bullard C, LaFehr, 1991).

Outra correção aplicável decorre do ajuste da diferença entre a placa Bouguer e a curvatura da superfície ideal (termo Bullard B, LaFehr, 1991).

Estas duas últimas correções não foram aplicadas nos valores das estações, sendo os mapas apresentados correspondentes as anomalias simples de Faye (Ar-livre) e Bouguer.

Tsuboi (1983) e LaFher (1991) atentam para fato de que a correção de ar-livre deve ser considerada como relativa a estação, pois o gradiente vertical da gravidade é proporcional ao valor medido e pode variar em cerca de dez por cento do valor adotado.

As anomalias Faye e Bouguer correspondem a dois aspectos distintos do campo gravitacional em relação a superfície ideal: a primeira representa o excesso ou deficiência de massa na estação e a segunda, relações entre o contraste de densidades e/ou a geometria dos corpos próximos.

9. EIXOS E LINEAMENTOS

Na interpretação de anomalias de campos potenciais são utilizados dois tipos principais de entidades descritivas: eixos e lineamentos gravimétricos.

Os eixos gravimétricos positivos e negativos são associados a linhas de máximos e mínimos, situados entre as inflexões das isolinhas de contorno. Os lineamentos correspondem a feições contínuas inferidas através das direções de gradiente.

O mapeamento dos eixos gravimétricos foi realizado através da adaptação do método proposto por Blakerly e Simpson (1986) para detecção de máximos e mínimos.

O processo foi definido originalmente para a localização e avaliação de máximos associados ao gradiente horizontal, sendo adaptado para definir tendências das linhas de inflexão que determinam os domínios de máximos e mínimos, de forma simples e reproduzível.

A partir da malha de valores interpolados os pontos recebem um atributo, definido da seguinte forma:

1) Para um ponto qualquer, a sua relação com os vizinhos em octantes simétricos é avaliada através de um contador, que é incrementado quando o ponto for máximo, ou decrementado, quando for mínimo;

2) O valor do atributo do ponto é mapeado entre -4, 0 e +4, conforme o valor do contador, correspondente a mínimos, inflexões e máximos;

Os mapas de domínios apresentados neste trabalho correspondem ao contorno das isolinhas de inflexão (atributo 0), obtidas com a aplicação deste processo e operadas com filtragem por média ponderada com coeficientes proporcionais ao inverso da distância de até 40 quilômetros, para agrupar feições isoladas.

Ao contrário dos processos tradicionais que utilizam a avaliação visual em mapas, o resultado obtido é acurado e não depende do intervalo de contorno, tendo a restrição de abstrair os valores reais relativos entre os pontos, condicionando a análise ao aspecto qualitativo das feições mapeadas.

10. MAPAS

Foram elaborados mapas básicos na escala 1:5.000.000, contendo os mapas de anomalias simples de Bouguer e de Faye, os mapas analíticos e de domínios, o mapa de estações gravimétricas e o de referência geográfica, utilizando o programa TOPO (Golden Software, 1990, versão 4.15).

Nos mapas foi utilizada a Projeção Cônica Conforme de Lambert e as coordenadas planas variam em quilômetros de -340 a +340 Este e -520 a +520 Norte, com zeros equivalentes a 37°W e 9°S. As latitudes e as longitudes estão representadas nos cruzamentos.

O contorno limite da costa do Brasil foi aproximado a múltiplos do intervalo das malhas interpoladas para aproveitar os resultados obtidos.

As isolinhas de contorno dos mapas de anomalias foram traçadas em múltiplos de 5 mGal com identificação a cada 25 mGal.

Nas referências aos mapas será adotada a marcação de coordenadas aproximadas em quilômetros Este (-340E a 340E) e Norte (-520N a 520N), e a numeração das entidades descritivas para localização das feições.

O Mapa Tectônico do Brasil (1971) e o Mapa Geológico do Brasil (1985), editado pelo Departamento Nacional de Pesquisas Minerais (DNPM), e os Mapas Geológicos, editados pelo DNPM e IBGE, constituiram a base para comparação analítica dos aspectos evidenciados pelo mapeamento dos levantamentos gravimétricos.

10.1 MAPA DE ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS

A distribuição das estações selecionadas está apresentada no mapa de pontos (figura 6), com simbologias diferentes para cada fonte de dados.

Os vazios existentes nos mapas estão localizados em áreas de importante significado geológico, seja por diferenciação da litologia ou estruturação do embasamento.

As áreas correspondentes aos estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe estão definidas por linhas de estações próximas aos seus limites e poucas estações no interior.

Dada a utilização da distância de 80 quilômetros na interpolação, os pontos interiores nestas áreas, tendem a formar máximos ou mínimos que expressam a tendência regional, indiscriminando anomalias que caracterizariam melhor a situação geológica.

10.2 MAPA DE ANOMALIA FAYE

O mapa de anomalia de Faye (figura 7) apresenta dois domínios principais, separados pelas linhas que unem os pontos -200E/-420N, -200E/+10N, -20E/80N, 10E/320N e 160E/420N.

As duas primeiras linhas de separação correspondem ao limite ocidental da bacia de Tucano e a porção central do lineamento de Pernambuco.

O conjunto configura uma secção de direções S-N, SO-NE, S-N e SO-NE, tendo na porção oeste o predomínio de valores negativos e na leste, de valores positivos (com abstração dos baixos relativos das bacias de Tucano e Jatobá).

Esta separação corresponde a diferenciações na área de estudo, associadas respectivamente a influência da subsidência da Bacia do Parnaíba e a formação do rift entre os continentes Sul-Americano e Africano, indicando um limite de rigidez crustal.

10.3 MAPA DE ANOMALIA BOUGUER

O mapa de anomalia Bouguer (figura 8) apresenta as seguintes feições principais:

- 1) O baixo gravimétrico (BG) localizado entre $-220E$ e $-130E$, limitado ao norte em $+20N$, que corresponde a bacia de Recôncavo ao sul de $-320N$ e a bacia de Tucano ao norte, subdividida em Baixo, Médio e Alto Tucano, em $-220E$ e $-120E$;
- 2) A bacia de Jatobá esta representada pelo BG entre $-140E$ a $-20E$ e $0N$ a $50N$, e está subdividida por um alto relativo em $-60E/20N$;
- 3) As bacias de Sergipe e Alagoas estão indicadas na sequência de BGs na borda sudeste do mapa entre $-40E/-220N$ e $200E/-10N$, a primeira subdividida por um alto em $170E/-80N$, e separadas $80E/-130N$;
- 4) O eixo de BG situado ao longo de $190N$ entre $-340E$ e $-140E$ corresponde a extensão da Bacia de Araripe;
- 5) A bacia de Mirandiba corresponde ao BG situado em $-250E/300N$;
- 6) Os baixos gravimétricos com centros em $50E/20N$, $-190E/60N$ e $-60E/130N$, correspondem as feições estudadas por Neves et alli (1982) no maciço de Pernambuco-Alagoas.
- 7) Os altos gravimétricos relevantes estão localizados em $-80E/-240N$, $-30E/-140N$ e $-160E/30N$ a $50E/90N$.
- 8) O lineamento de Pernambuco está representado pela sequência orientada $-290E/80N$, $-210E/50N$, $-50E/90N$, $100E/90N$ e $200E/100N$.
- 9) O lineamento de Paraíba está representado pela sequência orientada $-300E/250N$, $-150E/230N$, $-20E/230N$, $160E/240N$ e $210E/300N$.
- 10) A porção central do Lineamento de Pernambuco, próxima ao limite norte da Bacia de Jatobá, entre $-220E/10N$ a $-20E/90N$ (LG-7), constitui um par alto-baixo gravimétrico marcante.

10.4 MAPAS DE DOMÍNIOS BOUGUER E FAYE

Nos mapas de domínios derivados das anomalias de Faye e Bouguer (figuras 9 e 10) estão delineados os limites de predomínio dos eixos gravimétricos positivos (máximos) e negativos (mínimos) através das linhas de inflexão.

A distribuição dos eixos gravimétricos mostra um padrão com predomínio primário da direção SE-NO e secundário da direção SO-NE, difuso para a anomalia Faye e bem delineado para anomalia Bouguer.

Este padrão é composto pela alternância de zonas com eixos positivos e negativos, que pela sua extensão e continuidade extrapolam os limites das unidades geológicas, indicando um condicionamento sub-crustal.

10.5 INTERPRETAÇÃO DOS MAPAS

A forma gravimétrica geral da anomalia Bouguer corresponde a um sinclinal com profundidade e largura aumentando na direção de E-O, em gradientes aproximados de -0.5 mGal/km e 2 km/km, e eixo principal situado em $100N$, cortado na porção sul por uma calha profunda de direção S-N com gradiente lateral aproximado de 1.5 mGal/km.

Este sinclinal apresenta lineamentos gravimétricos de direção SO-NE e NO-SE que dividem a região em domínios de expressivo condicionamento crustal e que estão representados nos mapas de domínios (figuras 9 e 10) e de referência geográfica (figura 11) por linhas contínuas.

Os lineamentos delimitam blocos que associados as feições dos mapas de domínios e de anomalias, apresentam como características principais a alternância de predomínio de eixos negativos e/ou positivos.

Resaltando o aspecto qualitativo desta análise, podemos associar os eixos positivos a porções elevadas e os eixos negativos a porções rebaixadas da interface sub-crustal, evidenciando uma estruturação descontínua desta interface na área.

10.6 ASPECTOS REGIONAIS DAS ANOMALIAS

Os espectros de valores das anomalias Bouguer e Faye na área de estudo estão representados nas figuras 12 a 15, onde foram plotadas as amplitudes relativas dos perfis, em intervalos de 10 quilômetros, segundo as direções Este e Norte, e traçadas as curvas que unem os pontos médios de cada perfil.

Estas curvas caracterizam o regional de tendência da área de estudo e sua análise apresenta seguintes aspectos:

1) A anomalia Faye (Oeste-Leste, figura 12) tem amplitude de 50 mGal e mostra dois domínios de gradiente: O primeiro entre -340E e 210E com gradiente médio de -0.06 mGal/km de oeste para este e o segundo de -1.00 mGal/km a este de 210E.

2) A anomalia Bouguer (Oeste-Leste, figura 13) tem amplitude de 100 mGal e mostra três domínios de gradiente separados entre -210N e 80N: O primeiro situado a oeste de -210E com média de -0.05 mGal/km, o segundo entre -210E e 80E com média de -0.25 mGal, e o terceiro a este de 80E com -1.00 mGal/km;

3) A anomalia de Faye (Sul-Norte, figura 14) mostra um sinclinal situado entre -350N a 50N, com rebaixamento de 10 mGal na porção central e predomínio de valores positivos ao norte de 50N;

4) A anomalia de Bouguer (Sul-Norte, figura 15) tem a forma de um sinclinal com bordas em -350N e 420N e desnível de até 40 mGal, com predomínio de valores negativos.

As características descritas acima configuram a área em escala regional como um baixo gravimétrico de forma sinclinal com as subdivisões e limites delineados.

11. AVALIAÇÃO DO REGIONAL

O processo tradicional de tratamento da anomalia de Bouguer consiste na separação dos valores residuais em relação a uma superfície adotada como representativa do regional na área de análise.

Grant (1957) condena o uso do termo "regional" por estar associado a diversos significados imprecisos, indicando o termo

"trend" e descreve testes estatísticos de significância para a avaliação da utilização de polinômios quadráticos na separação do residual.

As características básicas descritas por Grant, para a superfície de tendência são "Trend is that part of the data that varies smoothly...which behaves predictably...it is fully autocorrelated" e para a superfície residual como "the residuals are uncorrelated and the average value ... over the entire set of observations is zero".

Neste trabalho é considerado que a anomalia Bouguer tem propriedades estacionárias e corresponde a um processo estocástico (randômico) com média relacionada a um processo determinístico, definido como tendência regional. A base analítica desta hipótese esta discutida em Jekeli (1991).

11.1 REGIONAL POR POLINÔMIOS

Considerando o campo potencial regional como sendo causado por uma fonte pontual de massa, situada próxima ao centro de um elipsóide que representa a figura geométrica da Terra, com raio aproximado de 6.371 quilômetros e achatamento de 1/298.25, podemos deduzir que a relação aproximada entre a área de estudo e a esfera potencial resultante é proporcional a

$$C = R / 2 * (1 - (1 - \sin(\theta))^{1/2}),$$

onde C é a curvatura da esfera no centro da área, R é o raio considerado e θ a semi-diferença das coordenadas geográficas da área.

Esta aproximação situa o grau do polinômio que descreve a superfície regional como menor que 3, devendo o ajuste dos mínimos quadrados corresponder a curvatura obtida em relação as dimensões da área de estudo.

A utilização de polinômios de maior ordem (como em Adelrahman et alli, 1985) incorre em modificar arbitrariamente o valor do residual obtido de acordo com o ajustamento do polinômio aos dados, e a assumir a necessidade um modelo complexo.

11.2 REGIONAL POR ISOSTASIA

O modelo mais real considera que a estrutura da Terra admite uma diferenciação em camadas, evidenciadas por estudos de ondas sísmicas, na forma de crosta, manto e núcleo, com possíveis sub-divisões em cada camada (T. Yoshii 1977, em Tsuboi, 1983).

O conceito destas interfaces se associa ao limite aproximado pela mudança abrupta da velocidade das ondas sísmicas, que de acordo com o teorema de Poisson, corresponde a discreta variação da densidade entre os materiais constituintes das porções acima e abaixo das interfaces.

Ao associarmos a esta estrutura com o conceito de isostasia, poderemos modelar rugosidades no campo potencial.

O conceito de isostasia compreende que massas situadas acima da superfície geoidal (S0) são suportadas diferencialmente pela interface entre a crosta e o manto (S1) se admitirmos a hipótese de Airy-Meinesz, ou são causadas pela não diferenciação desta interface conforme a hipótese de Pratt, sendo a realidade um misto destes dois extremos, por ambos considerarem a crosta como rígida.

A hipótese isostática de Airy-Meinesz, que corresponde a uma crosta rígida com densidade constante flutuando sobre um substrato elástico com densidade constante e maior, pressupõe que o equilíbrio isostático é alcançado em relação a topografia local (h_t) pela variação da interface (h_i), proporcionalmente a relação entre o contraste de densidade na interface ($d_t - d_i$) dividido pela densidade relativa a topografia (d_t) (Tsuboi, 1983), na forma:

$$h_t * d_t = h_i * (d_t - d_i)$$

Esta relação explicita somente a variação máxima na superfície da interface, não fornecendo o datum relativo a mesma (S1) e dependendo linearmente da escolha do contraste de densidades.

A avaliação das densidades e do datum vertical da interface provêm do método sísmico, sendo as densidades aproximadas pela equação de Poisson aplicada as variações de velocidades ocorridas nas descontinuidades que definem o valor do datum.

Woolard (1967, em Jackson e Griscom, 1985) através do estudos de ondas sísmicas na região do Batólito de Serra Nevada, no Canadá, situa o nível médio da interface em 28 quilômetros e o contraste de densidade em 0.38 g/cm^3 .

No continente Sul-Americano o estudo das ondas sísmicas Rayleigh realizado por Laczo (em Souza, 1991), propõe uma estrutura na forma de 3 camadas, com limites entre 7, 19 e 39 quilômetros e densidades de 2.78, 2.88, 2.91 e 3.33 g/cm^3 respectivamente.

Souza (1991) realizou o estudo da estrutura da crosta e do manto da porção costeira do Brasil, baseado em ondas Rayleigh de dois sismos ocorridos na área deste estudo (João Câmara - PA) e registrados na estação do Rio de Janeiro, propondo de acordo com a resolução obtida no trabalho, uma segmentação composta por duas camadas (crosta inferior e manto superior), com interface situada entre 30 a 39 quilômetros e densidades de 2.76 e 3.21 g/cm^3 .

Bowie e Hayford (1912, em Tsuboi, 1983) realizaram o estudo da compensação isostática do continente Norte-Americano, através de medidas de gravidade e de deflexão da vertical, observando que a compensação tem características regionais associadas as variações topográficas em áreas de raio da ordem de 100 quilômetros, sendo as variações topográficas em áreas menores suportadas através de elasticidade da crosta. Nunn e Aires (1988) apresentam um resumo teórico da base analítica envolvida na determinação da elasticidade da crosta.

Esta abordagem de maior rigor analítico, por considerar a elasticidade da crosta, foi utilizada por Jackson e Griscon (1983), com valores de 0.40 g/cm^3 e 25 quilômetros, para a região da Califórnia no E.U.A.; por Crough (1981) na análise da anomalia de Ar-Livre no maciço de Hoggar, na África; e por Ussami e Bott (1989) com valores de 0.40 g/cm^3 e 30 quilômetros para região de Paramirim no Brasil.

O método de avaliação do regional por compensação isotática necessita de 3 parâmetros: o contraste de densidade, o datum vertical relativo a interface e o valor de elasticidade da crosta, que devem ser determinados ou escolhidos. A interface obtida deve ainda ser modelada de forma discreta ou contínua de forma a estabelecer a superfície regional correspondente.

Para o cálculo da interface através deste método podemos utilizar as malhas interpoladas correspondentes a anomalia Faye (AF) e a anomalia Bouguer (AB).

Em cada ponto a altitude (h_t) ser obtida da forma

$$h_t = (AF - AB) / (2 * \rho * P * d_t),$$

e a variação da interface (h_i) através da relação

$$h_i = (AF - AB) / (2 * \rho * P * (d_t - d_t)),$$

sendo portanto linearmente proporcionais a diferença entre as anomalias.

Este procedimento permite avaliar a altitude pontual e a variação da profundidade, cujas superfícies tem características não harmônicas, a partir das malhas calculadas com o método de mínima curvatura, estabelecendo uma interpolação indireta de forma a suavizar estas superfícies, de modo semelhante ao cálculo relativo a crosta elástica.

Considerando que este tipo de avaliação do regional é proporcional a altimetria podemos analisar a forma da superfície que será obtida através dos mapa de altimetria calculada (figura 16), no caso da hipótese de crosta rígida, e de altimetria média (figura 17), no caso de crosta elástica. O mapa de altimetria média foi elaborado com o cálculo de médias aritméticas dentro de um círculo de raio de 80 quilômetros.

Em ambos os mapas citados é notada a correlação com de anomalia Bouguer (figura 8) na porção norte da área de estudo. Na porção sul, a avaliação mostra que, de acordo com este método, as bacias de Tucano e Jatobá são feições crustais não associados a compensação isostática da topografia, apesar de serem consideradas como resultantes de um processo de rift continental e portanto necessariamente associadas a variação da interface crosta-manto.

Devido aos fatores expostos acima, o método de determinação do regional através de avaliação da compensação isostática não foi considerado adequado para este trabalho.

11.3 REGIONAL POR FONTES POTENCIAIS

As metodologias descritas enfocam o problema de separação do regional sob o aspecto de modelos formais do campo potencial. Outras soluções podem ser propostas considerando as propriedades do campo potencial e das formulações analíticas dos polinômios harmônicos utilizados para descrever o campo.

Ao considerarmos o regional como sendo produzido por um conjunto fontes pontuais distribuídas em uma superfície situada a uma profundidade escolhida, poderemos através do controle da profundidade determinar o valor relativo do regional.

Nesta abordagem o conjunto de dados é utilizado para controlar a distribuição destas fontes e para avaliar o residual encontrado. Semelhante ao processo de interpolação, o residual obtido é medido na forma global e pode ser arbitrariamente selecionado em relação a distribuição das fontes e da profundidade escolhida.

A utilização de polinômios harmônicos envolvem a transformação do conjunto de dados do domínio do espaço para o domínio da frequência através de transformadas.

As estimativas do espectro de amplitudes (potência) e fases das componentes de frequência obtidos (proporcionais a distância), permitem a utilização de filtros com frequência de corte proporcional a profundidade estimada para as fontes do campo potencial regional, na constituição de um conjunto de dados no qual o efeito destas componentes é minimizado.

O processo acima foi utilizado por Kane e Godson (1983), na preparação do mapa Bouguer residual dos Estados Unidos da América.

Estes autores demonstram a utilização deste método associado a avaliação das profundidades das fontes e da atenuação da amplitude dos comprimentos de onda com as profundidades estimadas, indicando que as amplitudes são severamente distorcidas e ocorrendo o aparecimento de "side lobes" nas bordas de anomalias de grande amplitude, como resultado do processo de reconstituição para o domínio do espaço após a filtragem.

Estes problemas estão relacionados ao algoritmo de transformação entre os domínios, e no caso de utilização da transformada de Fourier estão abordados de modo abrangente em Cordell e Grauch (1982).

11.4 DEFINIÇÃO DO REGIONAL

A definição de uma superfície se relaciona com a escala de mapeamento de forma direta. Os valores ditos regionais e residuais de um conjunto de dados podem ser considerados como componentes RG e RS do campo potencial, sendo RG de característica determinística e suave, e RS de característica estocástica (Grant, 1957 e Jekeli, 1991), em relação a uma determinada distância de amostragem.

A separação das componentes pode ser realizada baseada na condição de que a componente RS corresponde a um processo qualquer de média zero relativa ao valor médio local correspondente a esta distância.

Em relação ao conjunto de dados deste trabalho a distância máxima de autocorrelação foi avaliada como sendo de 80 quilômetros, próxima ao raio da compensação isostática definido por Hayford e Boye (Tsuboi, 1983).

Se considerarmos a propriedade dos campos potenciais de decaimento com a distância, a determinação do valor médio local pode ser realizada através do cálculo de médias ponderadas pelo inverso da distância ao quadrado.

Este processo foi aplicado na malha de anomalia Bouguer, com médias calculadas entre pontos situados até 80 quilômetros, resultando em duas malhas correspondentes aos valores regionais e residuais.

Os mapas relativos as anomalias regional e residual são apresentados nas figura 18 e 19.

Para a análise do grau de resolução deste processo foram plotados na figura 20, as curvas de distribuição logarítmica da quantidade de pontos em relação aos valores normais, regionais e residuais da anomalia Bouguer. Na tabela seguinte estão os valores estatísticos correspondentes.

TABELA IV - Valores estatísticos das malhas

Bouguer	Mínimo	Médio	Máximo	Dv. Padrão
Normal	-172.31	-24.52	77.38	34.21
Regional	-108.92	-20.63	66.06	30.69
Residual	-53.02	-0.72	43.91	9.37

Nas curvas podemos observar que os valores normais e regionais são completamente correlacionados em forma e amplitude, e que o valor do residual é independente, bem distribuído e tem valor médio próximo a zero, atendendo aos objetivos propostos.

Em termos de distribuição espacial dos valores, na anomalia Bouguer são encontrados os seguintes índices percentuais:

TABELA V - Percentuais da distribuição dos valores

Valores	Positivos	Negativos	Relação
Normal	0.22	0.78	1 : 3.55
Regional	0.25	0.75	1 : 3.00
Residual	0.49	0.51	1 : 1.04

Para a avaliação dos resultados em relação a deformação das anomalias, foram escolhidos três perfis situados respectivamente em -260E/-142N a 60E/380N (Transversal), -260E/40N a 220E/40N (Oeste-Leste), 0E/-230N a 0E/460N (Sul-Norte), e plotados os valores correspondentes a superfície

normal, regional e residual. Estes perfis estão representados nas figuras 21, 22 e 23, em relação a um polinômio do segundo grau, ajustado ao perfil normal.

12. MODELAMENTO

Os métodos potenciais apresentam uma dualidade definida na proposição da forma geométrica e das propriedades do modelo abstrato escolhido para representar a causa dos valores observados.

O efeito gravitacional devido às formas geométricas pode ser aproximado por processos de integração a partir da aplicação do teorema de Green em relação ao campo potencial gravimétrico.

Essas aproximações utilizam corpos poligonais de forma geométrica simples como esferas, cilindros, placas ou blocos (Tsuboi, 1983 e Telford et alli, 1976), de forma arbitrária pela definição de polígonos (Won e Bevis, 1987), ou por funções (Toistenmaki, 1992), para a formulação analítica da geometria do corpo.

As propriedades do modelo estão associadas aos aspectos de profundidade, extensão e densidade, que estão relacionados de forma intrínseca.

A variação da densidade com a profundidade, devida a efeitos de compressão e térmicos, pode ser considerada como nula ou na forma de polinômios de baixa ordem (Murthy et alli, 1990 e Rao e Babu, 1991), sendo o contraste de densidades entre corpos geológicos distintos raramente superior a 2.00 g/cm^3 (Telford et alli, 1976).

A extensão do corpo deve ser compatível com as restrições definidas na formulação analítica da geometria utilizada e preservar as hipóteses de homogeneidade observáveis.

Para uma geometria definida, a dualidade se expressa na escolha da profundidade e da densidade do modelo de modo a aproximar condições geológicas reais.

O processo de cálculo dos parâmetros que definem o modelo pode ser realizado interativamente ou por inversão numérica com algoritmos iterativos (Tanner, 1967; Bhattachyrra e Navolia, 1975; Gerard e Debeglia, 1975; Silva e Hohmann, 1983; Rene e Garland, 1985; Frese et alli, 1988; e Murthy e Rao, 1989), visando a minimização das diferenças entre os resultados do modelo e os valores reais.

12.1 FORMA GEOMÉTRICA

Grande parte das situações geológicas podem ser abordadas através da abstração de uma das dimensões horizontais dos corpos, considerando esta dimensão como muito maior do que aquelas em que se pretende descrever as formas do corpo.

O modelamento da forma geométrica de um corpo com densidade constante pode ser aproximado através de secções bi-dimensionais considerando como infinito o comprimento na direção perpendicular aos perfis e realizado através do cálculo

paramétrico da integral de linha sobre o perímetro das secções (Telfford et alli, 1976).

O efeito gravitacional nos pontos desejados pode ser calculado discretizando o corpo em um polígono fechado de n lados. Considerando a dimensão horizontal como x e a dimensão vertical como z , positiva para baixo, podemos descrever a integral de linha sobre o lados do polígono a partir da decomposição dos vértices sequenciais arbitrários V_1 e V_2 como:

$$\begin{aligned} G_c &= 2 * P * D_c * \{ T_i \}_i \\ T_i &= (A_{12} * \tan O_1 * \tan O_2) / (\tan O_{12} - \tan O_2) * d_0 \\ d_0 &= (O_1 - O_2) \\ A_{12} &= x_2 - z_2 * \cotan O_{12} \\ O_1 &= \text{atan} (z_1 / x_1) \\ O_2 &= \text{atan} (z_2 / x_2) \\ O_{12} &= \text{atan} ((z_2 - z_1) / (x_2 - x_1)) \end{aligned}$$

A equação acima pode ser descrita no modo geral (Telfford et alli, 1976 e Huestis e Ander, 1983) :

$$\begin{aligned} T_i &= A_i * (B_i + C_i) \\ A_i &= (A_{12} * \sin O_{12} * \cos O_{12}) \\ B_i &= (O_1 - O_2) \\ C_i &= \tan O_{12} * \log (P_1 / P_2) \\ P_1 &= \cos O_1 * (\tan O_1 - \tan O_{12}) \\ P_2 &= \cos O_2 * (\tan O_2 - \tan O_{12}) \end{aligned}$$

Para uso prático em algoritmos de modelamento, na equação acima podemos reagrupar os termos e escrever da forma (Won e Bevis, 1987):

$$\begin{aligned} T_i &= A_i * (B_i + C_i) \\ A_i &= (x_1 * z_2 - x_2 * z_1) / d_r \\ B_i &= (O_1 - O_2) * d_x \\ C_i &= 0.5 * \log (r_2 / r_1) * d_z \\ d_x &= x_2 - x_1 \\ d_z &= z_2 - z_1 \\ d_r &= d_x * d_x + d_z * d_z \\ r_1 &= x_1 * x_1 + z_1 * z_1 \\ r_2 &= x_2 * x_2 + z_2 * z_2 \\ O_1 &= \text{atan} (z_1 / x_1) \\ O_2 &= \text{atan} (z_2 / x_2) \end{aligned}$$

Na equação acima a forma de determinação dos ângulos O_1 e O_2 pode produzir discontinuidades devidas ao modo com que a função atan é normalmente calculada, pois o valor de x é zero para um vértice localizado abaixo do ponto em que se calcula o efeito. Para contornar estes casos Murthy et alli. (1990), utilizam a relação $90^\circ = O_i + U_i$, e conduzem o cálculo na forma:

$$U_1 = \text{atan} (x_1 / z_1)$$

$$U_2 = \text{atan} (x_2 / z_2)$$

$$B_i = (U_2 - U_1) * dx$$

Quando utilizados mais que um corpo no modelamento, o efeito gravitacional obtido para cada corpo deve ser adicionado de modo a obter o valor total no ponto considerado.

Se a forma do corpo e sua variação de densidade em relação a profundidade, podem ser corretamente aproximadas através de polinômios regulares e de baixa ordem, podemos utilizar algoritmos mais complexos como os apresentados por Ruotoistenmaki (1992).

A extensão deste tipo de cálculo considerando a dimensão y ao longo do corpo como finita e próxima das dimensão x pode ser feita por discretização do corpo em formas regulares.

No caso de prismas pode ser encontrada formalmente descrita em Rao e Babu (1991), inclusive para corpos com densidade variando em relação a profundidade, e em Hansen e Wang (1988), utilizando o domínio da frequência por transformadas de Fourier.

12.2 PARÂMETROS DE MODELAMENTO

De modo geral os parâmetros envolvidos no modelamento devem ser buscados através de informações geológicas existentes ou situados de forma consistente em relação as hipóteses analíticas baseadas nas propriedades do campo gravitacional.

A avaliação da profundidade relativa dos corpos modelados pode ser realizada em perfis bidimensionais para anomalias regulares, utilizando o método de Bott e Smith (1958, em Kane e Godson, 1983) na forma

$$Z = k * (A / G'),$$

onde Z é a profundidade máxima, A é o módulo da amplitude máxima da anomalia, e G' o gradiente máximo da anomalia. A constante k está relacionada ao modelo suposto para a fonte, sendo 0.32 para fontes pontuais, 0.65 para linhas de fontes e 0.85 para cantos de uma fonte poligonal.

Esta estimativa corresponde a profundidade máxima confinante do posicionamento dos corpos modelados, supondo que o corpo modelado tenha contraste de densidade positivo ou negativo em relação ao meio.

A interface entre dois meios com densidades diferentes pode ser modelada em perfis usando transformadas de Fourier (Chai e Hinze, 1988) ou com a utilização do método de Bott, iterativamente (Murthy et alli, 1990), sendo seu efeito gravitacional calculado através de um corpo representado como um polígono bidimensional de n lados com comprimento infinito na direção perpendicular ao perfil.

No algoritmo iterativo a aproximação do relevo inicial desta superfície é dada pela relação

$$Z_i = Z_m - GO_i / K$$

e os ajustes sucessivos por

$$Z_{i+1} = Z_i - (GO_i - GC_i) / K,$$

onde a constante K é igual a $2 * \pi * \rho * Dc$, correspondente ao efeito de uma placa infinita como na correção de Bouguer, sendo ρ a constante gravitacional e Dc o contraste de densidade entre o material acima e abaixo da interface, Z_m a profundidade média da interface, GO e GC os valores observado e calculado da anomalia reduzida, e Z_i a profundidade local da interface modelada.

Bowin et alli. (1986) apresentam versões para o cálculo de profundidades considerando anomalias isoladas de origem geoidal, gravimétrica e de gradiente, e estendendo a avaliação com a utilização de harmônicos esféricos (polinômios de Legendre) e transformadas de Fourier.

De acordo com estes autores, para perfis gravimétricos a profundidade pode ser avaliada dos seguintes modos:

1) Utilizando a distância entre os pontos de valores máximo e médio da anomalia (dm):

para pontos de massa $z = 1.30 * dm$;

para linhas de massa $z = 1.00 * dm$;

2) Utilizando a distância entre o ponto de valor máximo e o ponto de inflexão da anomalia (xm):

para pontos de massa $z = 2.00 * xm$;

para linhas de massa $z = 1.73 * xm$;

A linearidade dos dados gravimétricos em relação a densidade admitida para o modelamento é o fator principal na determinação da forma geométrica e da profundidade dos corpos.

Parker (1974 e 1975, em Safon et alli, 1977) propôs a noção de corpo ideal ("ideal body") definindo "In a given domain, the ideal body is a homogeneous body giving rise to an anomaly compatible with the data and whose density is minimum".

Esta abordagem associada a estimativa da profundidade máxima confinante e a discretização do domínio espacial dos dados em prismas de tamanho variado ou constante, permite estabelecer a variação da densidade, no sentido estabelecido por Parker, através de algoritmos de programação linear como os apresentados por Cueur e Bayer (1980).

A utilização desta metodologia está descrita para casos bidimensionais em Cribb (1976), Safon et alli (1977), e Ander e Huestis (1987), e com algoritmos e extensão para casos tridimensionais em Huestis e Ander (1983) e Mareschal (1985) (usando transformadas de Fourier), tendo sido adotada por Bayer e Lesquer (1978) para a avaliação de geosuturas nas bordas do cráton Oeste-Africano.

Deve-se observar que avaliação para os limites da densidade modelados por este método, corresponde a adotar a variação de densidade como contínua, dificultando a

identificação dos limites de corpos com contraste de densidade discreto.

Uma abordagem que utiliza a variação discreta da densidade é encontrada no critério "Open, reject and shape-of-anomaly" descrito por René (1988). Este método conduz o modelamento do corpo através de prismas cujas densidades são determinadas através de restrições quanto as direções de crescimento do modelo e/ou ajuste em relação a forma da anomalia modelada.

Guillen e Menichetti (1984) mostram critérios para restrições do volume, da forma, e dos momentos de inércia do modelo com contrastes de densidades discretos, de modo a auxiliar na definição dos parâmetros do modelamento.

13. DEFINIÇÃO DO MODELO

O objetivo inicial de qualquer levantamento geofísico é a distinção de domínios com propriedades constantes e limites definidos, de forma a facilitar a avaliação destes como unidades mapeáveis e a correlação com o conhecimento geológico-estrutural disponível.

Após o reconhecimento das principais feições dos mapas gravimétricos, foi adotado um modelo para a análise da anomalia Bouguer representada nas malhas de interpolação, visando o mapeamento de limites das unidades geotectônicas na área.

Devido as características regionais deste trabalho, a área foi discretizada em prismas verticais homogêneos orientados Norte-Sul, com lados horizontais de 10 quilômetros e situados de forma que cada prisma esteja centrado em relação a um ponto da malha de valores interpolados.

A densidade de cada prisma é considerada constante e o lado vertical de dimensão variável, possibilitando a aproximação de feições estruturais tais como bacias, altos e baixos do embasamento e falhas.

Este modelo permite o agrupamento de prismas definindo domínios contínuos de forma que o mapeamento destas unidades gravimétricas possa corresponder as unidades geotectônicas.

O modelo adotado corresponde ao utilizado por Gupta e Grant (1983), que admite a variação da densidade somente com a localização horizontal e não com a vertical, até uma profundidade máxima, a partir da qual esta variação não causa considerável modificação no valor gravimétrico observado.

13.1 LIMITES POR FORMAS

A partir do modelo definido, a aproximação dos limites de unidades pode ser obtida através do mapeamento das linhas de inflexão.

Para uma série de prismas iguais situados no mesmo plano, com densidades diferentes, os pontos de inflexão da curva de gravidade resultante estão situados próximos aos limites de contato entre densidades distintas.

A variação da gravidade em relação a modificação da profundidade e da densidade, para um conjunto de prismas bi-

dimensionais com densidade constante que simulam o relevo de uma interface esta representada nas figuras 24 e 25. Os pontos de inflexão das curvas gravimétricas são aproximadamente constantes, variando somente os valores relativos.

As propriedades dos pontos de inflexão permitem utilizá-los como marcadores dos contatos entre blocos, quer sejam diferenciados por profundidades e/ou por densidades.

Esta condição foi utilizada por Cordell e Grauch (1983) para o mapeamento de limites de unidades através da função "gradiente horizontal" (Gh) definida como

$$F'_x(b) = (F(a) - F(c)) / Dac_x,$$

$$F'_y(b) = (F(a) - F(c)) / Dac_y,$$

$$Gh(b) = ((F'_x(b))^2 + (F'_y(b))^2)^{1/2}.$$

A avaliação da qualidade dos limites obtidos pode ser encontrada em Grauch e Cordell (1987), e basicamente está associada a direção dos contatos e ao contraste de densidade. A superposição de anomalias e a relação de escala entre as dimensões da malha de pontos e dos corpos-fontes, condicionam a exatidão e possibilidade de distinção dos limites.

Esta função foi aplicada as malhas de valores regionais e residuais. Os valores das malhas resultantes foram utilizados para determinação dos limites com o método para identificação de máximos do gradiente horizontal proposto por Blakely e Simpson (1986), e estão representados nos mapas de máximos regional e residual (figuras 26 e 27).

Nestes mapas podemos distinguir limites principais bem delineados no mapa regional e complexos no mapa residual.

Os limites delineados no mapa regional tem características lineares e dimensões que extrapolam as unidades geológicas mapeáveis, devendo ser resultantes de variações na interface sub-crustal da área.

As direções predominantes nos limites são SO-NE e NO-SE. A bacia de Tucano e a porção costeira entre 5° e 9° Sul tem limites bem definidos.

Nas proximidades da bacia de Jatobá são observados três limites sub-paralelos de direção SO-NE e dimensões semelhantes. Ao norte da área entre as latitudes 5° e 7°, esta definido um limite de direção SO-NE.

Os lineamentos de Paraíba e Pernambuco não estão caracterizados.

O padrão de limites no mapa residual tem dimensões lineares próximas as unidades geológicas da área, contudo a complexidade observada torna difícil a identificação de contornos para definição e correlação com estas unidades.

Outro aspecto que pode ser obtido são as direções do gradiente horizontal, definidas como

$$Dg h = \text{atan} (F_x / F_y),$$

que permitem a visualização das tendências das linhas de inflexão.

Os mapas de direções (figuras 28 e 29) apresentam as direções normais as linhas de inflexão na forma de traços unitários.

Nestes mapas as zonas de convêrgencia da linhas traçadas aproximam os limites e os centros gravimétricos dos corpos associados as anomalias, dentro dos limites de resolução do modelo adotado. A distinção entre estes elementos pode ser feita, comparando as feições dos mapas de máximos (figuras 26 e 27).

13.2 LIMITES POR DENSIDADES

A aproximação dos contrastes de densidade associados aos limites, pode ser realizada através do clássico "mapeamento de susceptibilidade-densidade" (Grant 1973, em Cordell e McCafferty, 1989) obtido através de transformadas de Fourier, resultando em um espectro contínuo de densidades.

Cordell e McCafferty (1989) fazem analogia entre o método acima e a utilização da segunda derivada para a decomposição de uma função suave e contínua em outra composta por zonas de gradientes acentuados ("steeply dipping zones") e zonas com gradiente nulo ("flat zones"), definindo contrastes discretos de densidade na forma de limites abruptos entre domínios homogêneos.

Estas zonas são mapeadas através dos pontos de inflexão com o operador "terracing", definido através das seguintes operações:

- 1) Se a segunda derivada em um ponto qualquer é menor que zero, o ponto assume o valor máximo utilizado para cálculo;
- 2) Se igual a zero, o ponto permanece com o mesmo valor;
- 3) E se maior que zero, assume o valor mínimo.

Os autores citados ressaltam que este processo tende a formar limites poligonais com lados orientados nas direções dos vetores usados para cálculo.

No caso de campos potenciais a função resultante do processo de "terrace" pode ser utilizada para descrever a variação de densidade em uma placa de espessura fixa situada a uma profundidade escolhida, através ajustes sucessivos.

Admitindo o modelo de prismas adotado como a discretização de uma placa contínua e visando reconhecer os domínios de densidade resultantes, o operador "terracing" foi aplicado as malhas de valores regionais e residuais, visando identificar os limites das unidades com densidades constantes.

Os mapas relativos as malhas de valores resultantes estão representados em isolinhas nas figuras 30 e 31.

Devido as características bruscas da superfície resultante, a forma indicada de representação dos valores é através de mapas de cores, tendo sido utilizada a representação por isolinhas apenas para compatibilidade com os outros mapas.

No mapa regional Terrace podem ser reconhecidos um padrão de direção SO-NE, na porção norte e central da área e um padrão de direção N-S na porção sul.

A porção costeira entre 5° e 8° Sul e a bacia de Tucano são bem diferenciadas.

No mapa residual Terrace, as porções norte e central da área mostram uma diferenciação suave, onde destacam-se as feições de direção SO-NE entre 7° a 9° Sul e 36° a 39° Oeste.

A porção sul da área mostra uma diferenciação complexa entre 37° a 39° Oeste, relacionada a bacia de Tucano e a Faixa Sergipana.

13.3 MAPEAMENTO DE DOMÍNIOS

Os mapas relativos aos máximos do gradiente horizontal e a utilização do operador "terracing" sobre os valores anômalos, correspondem aproximadamente aos limites entre contatos e densidades, e podem ser utilizados em conjunto para a análise e distinção de unidades, conforme em Cordell e Grauch, 1983).

Esta análise pode ser realizada através da avaliação visual e depende das formas com que os valores estão representados nos mapas. Estas formas estão associadas ao modo bidirecional (x e y) com que são calculadas, determinando distorções entre as feições mapeadas por cada método, o que para os mapas relativos aos valores residuais, torna difícil a definição precisa dos limites.

Devido ao exposto acima, a adaptação do método de domínios, proposta no capítulo 9, foi utilizada como processo qualitativo para a definição de domínios separados por linhas de inflexão a partir das malhas de valores anômalos, e os resultados estão representados nos mapas de domínios regional e residual (figuras 32 e 33).

O mapa de domínios da anomalia regional de Bouguer pode ser subdividido em seis regiões (1 a 6) de eixos negativos separadas por uma porção central com predomínio de eixos positivos e duas regiões (7 e 8) com eixos positivos inclusas respectivamente nas regiões 3 e 2.

No mapa de domínios residual foram reconhecidas sete regiões (1 a 7) com predomínio de eixos negativos e separadas por uma porção central com predomínio de eixos positivos. As regiões 4 a 7 são de composição mista, contendo porções com eixos positivos.

Estes mapas associados ao mapa de domínios da anomalia simples de Bouguer (figura 8), permitem a distinção das feições quanto ao aspecto sub-crustal das anomalias.

14. CONCLUSÕES

Os mapas de anomalias simples de Faye (Ar-Livre) e de Bouguer apresentados neste trabalho constituem uma base de análise coerente para o estudo das grandes unidades geotectônicas da área.

Quanto as metodologias utilizadas para a elaboração dos mapas podem ser destacados os seguintes aspectos:

1) A homogeneização dos dados através de seleção por valores extremos em sub-áreas, permite a identificação de valores espúrios e realça a continuidade de feições.

2) O uso de variogramas de distância permite a avaliação do limite para busca de pontos próximos nos processos de interpolação, de modo a preservar a autocorrelação entre os dados.

3) O método de médias ponderadas pelo inverso da distância ao quadrado constitui um recurso confiável e não arbitrário para a separação do regional-residual.

4) A utilização dos métodos de máximos do gradiente horizontal e de "terracing", possibilita a identificação de limites gerais de unidades geotectônicas.

5) O mapeamento de domínios de máximos e mínimos auxilia na identificação qualitativa de feições nos mapas de modo determinístico, correspondendo a feições qualitativas da área.

6) A correlação com a geologia e a estruturação real está condicionada as restrições derivadas do conjunto de estações gravimétricas, do método de separação entre o regional e o residual, do modelo de discretização (prismas) e do método de mapeamento adotados.

Quanto aos aspectos geo-estruturais, foram identificadas as principais unidades geológicas da área correlacionáveis com as feições das anomalias gravimétricas de Bouguer e Faye, identificado um zoneamento de altos e baixos gravimétrico (correspondentes aos domínios de máximos e mínimos) que indica diferenciação crustal ou sub-crustal e delineados os principais lineamentos gravimétricos da área.

15. BIBLIOGRAFIA

- Abdelrahman, E. M., Riad, S., Refard, E., Amin, Y. - On least-squares residual anomaly determination - *Geophysics*, 50 (3), 473-480, 1985.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (editores) - *Geologia do Pré-Cambriano no Brasil* - Ed. Edgar Busch, 1984.
- Ander, M. E., Huestis, S. P. - Gravity ideal bodies - *Geophysics*, 52 (9), 1265-1278, 1987.
- Artur, A. C., Wernick, E. - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal - *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 3081-3090, 1984.
- Asmus, H. E., Ponte, F. C. - The brasilian marginal basins - em: A. E. Nairn, F. G. Stehli (edts) - *The ocean basins and margins* - Plenum Press, 87-133, 1973.
- Asmus, H. E., Porto, R. - Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a tectônica de placas - *Anais do XXVI Congresso Brasileira de Geologia*, 2, 67-90, 1972.
- Asmus, H. E., Porto, R. - Diferências nos estágios iniciais de evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações - *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 225-239, 1980.
- Banerjee, B., Gupta, S. P. - Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped - *Geophysics*, 42 (5), 1053-1055, 1977.
- Bayer, R., Lesquer, A. - Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton Oest African: Geometrie d'une suture pan africaine - *Bulletin Society Geologie, France*, 20 (6), 863-876, 1978.
- Beltrão, J. F., Silva, J. B. C., Costa, J. C. - Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation - *Geophysics*, 56 (1), 80-89, 1991.
- Bernasconi, A. - The nature, distribution and relationship of archean terranes in eastern Brasil - *Revista Brasileira de Geociências*, 14 (4), 210-216, 1984.
- Bhaskara Rao, D., Ramesh Babu, N. - A fortran 77 computer program for three dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast - *Computers and Geosciences*, 17 (5), 655-667, 1991.

- Bhattacharyya, B. K. - Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data - *Geophysics*, 34 (3), 402-423, 1969.
- Bhattacharyya, B. K., Chan. K. C. - Reduction of magnetic and gravimetric data on arbitrary surface acquired in a region of high topographic relief - *Geophysics*, 42 (12), 1411-1430, 1977.
- Bhattacharyya, B. K., Navolio, M. E. - Digital convolution for computing gravity and magnetic anomalies due arbitrary bodies - *Geophysics*, 40 (6), 981-993, 1975.
- Blais, J. A. R. - On some model identification strategies using information theory - *Manuscripta Geodaetica*, 16, 326-332, 1991.
- Blakerly, R. J., Simpson, R. W. - Approximating edges of source bodies from magnetics or gravity anomalies - *Geophysics*, 51 (7), 1494-1498, 1986.
- Blitzkov, D., Sá, N. C. - Uma tentativa de homogeneizar os dados gravimétricos existentes no Brasil - publicação interna IAG USP, 1988.
- Blitzkov, D., Gasparini, P., Mantovani, M. S. M., Sá, N. C. - Crustal structures of southeastern Minas Gerais, Brasil, deduced from gravimetric measurements - *Revista Brasileira de Geociências*, 9, 39-43, 1980.
- Bolondi, G., Rocca, F., Zanoletti, S. - Automatic contouring of faulted subsurfaces - *Geophysics*, 41 (6), 1377-1393, 1976.
- Bowin, C. - Global gravity maps and the structure of the Earth - em: Hinze, W. J. (edt) - *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps* - Society of Exploration Geophysicists, 1985.
- Bowin, C., Scheer, E., Smith, W. - Depth estimates from ratios of gravity, geoid, and gravity gradient anomalies - *Geophysics*, 51 (1), 123-136, 1986.
- Briggs, I. C. - Machine Contouring using minimum curvature - *Geophysics*, 39 (1), 39-48., 1973.
- Bronstein, I., Semdiaev, K. - *Manual de Matemática para Engenheiros e Estudantes* - Editora MIR, Moscou, 1979.
- Bureau Gravimetric International - *Bulletim D'Information* - 68, julho 1991 - Association Internationale de Geodesie - Franca.
- Carr, J. R. - UVKRIG: A fortran 77 program for universal krieging - *Computers and Geosciences*, 16 (2), 211-236, 1991.

Carvalho, J. S., Sauck, W. A. - Levantamento gravimétrico do setor setentrional do cinturão orogênico Araguaia, região centro-norte do Brasil - Revista Brasileira de Geofísica, 8 (1-2), 67-76, 1990.

Chai, Y., Hinze, W. J. - Gravity inversion of an interface above which the density varies exponentially with depth - Geophysics, 53 (6), 837-845, 1988.

Cordani, U. G., Neves B. B. de B. - The geologic evolution of South America during the archaic and early proterozoic - Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3), 78-82, 1982.

Cordell, L. - A scattered equivalent-source method for interpolation and gridding of potential-field data in three dimensions - Geophysics, 57 (4), 629-639, 1992.

Cordell, L., Grauch, V. J. S. - Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico - em: Hinze, W. J. (edt) - The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps - Society of Exploration Geophysicists, 1985.

Cordell, L., Grauch, V.J.S. - Reconciliation of the discrete and integral Fourier transforms - Geophysics, 47 (2), 237-243, 1982.

Cordell, L., McCafferty, A. E. - A terracing operator for physical property mapping whit potencial field data - Geophysics, 54 (5), 621-634, 1989.

Cribb, J. - Application of the generalized linear inverse to the inversion of static potential data - Geophysics, 41 (6), 1365-1379, 1976.

Crough, S. T. - Free-air gravity over the Hoggar Massif, northwest Africa: evidence for alteration of the lithosphere - Tectonophysics, 77, 189-202, Elsevier Sciences Publishers Company, Amsterdam, 1981.

Cuer, M., Bayer, R. - Fortran routines for linear inverse problems - Geophysics, 45 (11), 17067-1719, 1980.

Davino, A. - Delineamento dos limites estruturais do Craton do Paranamirim por gravimetria - Anais XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 5, 2573-2582, 1980.

Fortes, F. P. - A origem da bacia de Potiguar como decorrência do ciclo tectôno-orogênico Brasileiro - Anais XXXV do Congresso Brasileiro de Geologia, 5, 2091-2106, 1988.

- Fraser, A. R., Moss, F. J., Turpie, A. - Reconnaissance gravity survey of Australia - *Geophysics*, 41 (6), 1337-1345, 1976.
- Gama Junior, T., Albuquerque, C. A. R. - Petrologia do Grupo Sérico, Currais Novos Parelhas (RN), *Revista Brasileira de Geociências*, 15 (2), 131-138, 1985.
- Gerard, A., Debeglia, N. - Automatic Three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies - *Geophysics*, 40 (6), 1014-1035, 1975.
- Gibbs, D. - Gravity signatures of fossil plate boundaries in Canadian Shield - *Nature*, 263, 199-200, 1976.
- Gonzales-Casanova, P., Alvares, R. - Splines in Geophysics - *Geophysics*, 50 (12), 2831-2848, 1985.
- Grant, F. - A problem in the analysis of Geophysical data - *Geophysics*, 22 (2), 309-344, 1957.
- Grauch, V. J. S., Cordell, L. E. - Limitations of determinations density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudo-gravity - *Geophysics*, 52 (1), 118-121, 1987.
- Green, W. R. - Inversion of gravity profiles by use of Backus-Gilbert approach - *Geophysics*, 40 (5), 763-772, 1975.
- Guillen, A., Menichetti, V. - Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional - *Geophysics*, 48 (8), 1354-1360, 1984.
- Gupta, V. K., Grant, F. S. - Mineral exploration aspects of gravity and aeromagnetic surveys in Sudbury, Cobalt area, Ontario - em: Hinze, W. J. (edt) - *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps* - Society of Exploration Geophysicists, 1985.
- Guspi, F. - Three-dimensional Fourier gravity inversion with arbitrary density contrast - *Geophysics*, 57 (1), 131-135, 1992.
- Hall, D. J., Khenha, D. K. - The ISODATA method computation for the Relative Perception of similarities and differences in complex and real data - *Statistical Methods for Digital Computers* - USGS, 1985.
- Hammer, S. - Critique of terrain corrections for gravity stations - *Geophysics*, 47 (5), 839-840, 1982.
- Hansen, R. O., Wang, X. - Simplified frequency-domain expressions for potential fields of arbitrary three dimensional bodies - *Geophysics*, 53 (3), 365-375, 1988.

Hanza, V. M. - Thermal structural of south american continental lithosphere during archean and proterozóic - Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3), 149-159, 1982.

Haralui, N. L. E., Hasui, Y. - The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brasil - Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3). pag 160-166, 1982.

Hastings, D. A. - An updated bouguer anomaly map of South Central West Africa - Geophysics, 48 (8), 1120-1128, 1983.

Hasui, Y., Almeida, F. F. M., Neves, B. B. de B. - As estruturas brasileiras - Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 6, 2423-2437, 1978.

Herrera-Barrientos, J., Fernadez, R. - Gravity terrain corrections using Gaussian surfaces - Geophysics, 56 (50), 724-730, 1991.

Hessing, R. C., Lee, K. H., Pierce, A., Powers, E. N. - Automatic contouring using bicubic functions - Geophysics, 37 (4), 669-674, 1972.

Hinze, W. J. (edt) - The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps - Society of Exploration Geophysicists, 1985.

Hiroshi, A. - A method of Bivariate interpolation and smooth surface fitting based on local procedures - Communications of the A.C.M., 17, 1974.

Huestis, S. H., Ander, M. E. - IDB2: A fortran program for computing extremal bounds in gravity data interpretation - Geophysics, 48 (7), 999-1010, 1983.

Hurich, C. A., Smithson, S. B. - Gravity Interpretation of the southern Wind River Montains, Wyoming - Geophysics, 47 (11), 1550-1573, 1982.

Inouse, H. - A least-squares smooth fitting for irregularly spaced data: Finite-element approach using cubic B-splines - Geophysics, 51 (11), 2051-2066, 1986.

Jachens, R. L., Griscom, A. - An Isostatic residual gravity map of California, A residual map for interpretation of anomalies from intra-crustal sources - em: Hinze, W. J. (edt) - The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps - Society of Exploration Geophysicists, 1985.

Jeckeli, C. - The statistics of the Earth's gravitational field revised - Manuscripta Geodaetica - 16, 313-325, 1991.

Kane, M. F., Godson, R. H. - Features of a pair of long wavelength (> 250 km) and short wavelength (< 250 km) Bouguer gravity maps of the United States - em: Hinze, W. J. (edt) - The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps - Society of Exploration Geophysicists, 1985.

Kronner, A. - Archean to early proterozoic tectonics and crustal evolution: A review - Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3), 15- 31, 1982.

Ku, C. C., Telford, W. M., Lim, S. H. - The use of linear filtering in gravity problems - Geophysics, 36 (6), 1174-1203, 1971.

La Porte, M. - Elaboration rapide de cartes gravimetriques deduites de l'Anomalie de Bouguer a l'aide d'une calculatrice electronique - Geophysical Prospecting, 10 (3), 238-259, 1962.

LaFehr, T. R. - Standardization in gravity reduction - Geophysics, 56 (8), 1170-1178, 1991.

LaFehr, T. R. - An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction - Geophysics, 56 (8), 1179-1184, 1991.

Lakshmanan, J. - The Generalized gravity anomaly: Endoscopic microgravity - Geophysics, 56 (5), 712-723, 1991.

Lavreau, J. - The archean and lower proterozoic of central Africa - Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3), 187- 192, 1982.

Leseley, A., Albouy, Y., Baraud, R., Godiver, R. - Carta gravimétrica : Nordeste do Brasil, dezembro 1986, Editions l'ORSTOM, 1986.

Lesquer, A., Beltrão, J. F., Abreu, F. A. M. - Proterozoic links between northeastern Brasil and west Africa: A plate tectonic model based on gravity data - Tectonophysics, Elsevier Amsterdam, 110, 9-26, 1984.

Loczy, L. - Aspectos geotectônicos da Africa Ocidental a leste do Golfo da Guiné com referência as conexões estruturais e litológicas entre Brasil e Africa - Revista Brasileira de Geociências, 14 (1), 47-53, 1984.

Mabescone, J. M. - Episódios tectônicos, sequencias deposicionais, e sua integração com exemplos no nordeste brasileiro - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 918-933, 1984.

Mandelbrot, G., Voss, B., Richter, M., Hubbard, S. - The Fractal Geometry of Nature - Freeman, New York, 1977.

Mapa Geológico do Brasil - DNPM, 1985.

Mareschal, J. C. - Inversion of potential field data in fourier transform domain - *Geophysics*, 50 (4), 685-691, 1985.

Mascarenhas, J. F., Sá, J. H. S. - Geological and metatogenic patterns in the archean and early proterozoic of Bahia State, eastern Brasil - *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3), 193-214, 1982.

Mascarenhas, J. de F., Pedreira, A. J., Missi, A., Motta, A. C., Sá, J. H. - Província São Francisco - em: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (edts) - *Geologia do Pre-Cambriano no Brasil* - Edgar Busch, 1984.

McGrath, P. H. - Dip and depth extent of density boundaries using horizontal derivatives of upward-continued gravity data - *Geophysics*, 56 (10), 1533-1542.

Mello, A. A., Assunção, P. R. S. - O cinturão móvel transversal : Especulações sobre uma possível evolução a luz da tectônica global - *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 3348-3361, 1984.

Mello, Z. F. - Evoluções finais do ciclo brasileiro no nordeste oriental - *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, 6, 2438-2450, 1978.

Molina, E. C., Ussami, N., Sá, N. C., Blitzkow, D. - Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da Bacia do Paraná - *Revista Brasileira de Geociências*, 19 (2), 187-196, 1989.

Murthy, I. V. R., Rama Rao, P., Rao, S. J. - The density difference and generalized programs for two-and-three-dimensional gravity modeling - *Computers and Geosciences*, 16 (3), 277-287, 1990.

Murthy, I. V. R., Rao, S. J. - A fortran 77 program to inverting gravity anomalies of two dimensional basement structures - *Computers and Geosciences*, 15(7), 1149-1156, 1989.

Neves B. B. de B., Hartmut, H., Santos, E. J. - Characteristics and mineralizations of the archean and early proterozoic of Borborema Province, Brasil - *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3), 234-239, 1982.

Neves B. B. de B., Rand, H. M., Manso, V. V. - The Pernambuco-Alagoas massif, northeast Brasil - *Revista Brasileira de Geociências*, 12 (1-3), 240-250, 1982.

Neves, B. B. de B. - Elementos de Geologia Pre-Cambriana do nordeste oriental - Anais XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, 3, 105-134, 1973.

Nilson, A. A. - O atual estágio de conhecimentos dos complexos máficos e ultramáficos pre-cambrianos do Brasil : uma avaliação preliminar - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 4166- 42003, 1984.

Nunn, J. A., Aires, J. R. - Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at Middle Amazon Basin, Brazil - Journal of Geophysical Research, 93 (B1), 415-428, 1988.

O'Hara, N. W., Lyons, P. L. - Preparation and overview of the gravity anomaly map of the United States - em: Hinze, W. J. (ed) - The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps - Society of Exploration Geophysicists, 1985.

Ojeda, H. A. O. - Estrutura e evolução das bacias mesozóicas emersas da margem continental brasileira - Revista Brasileira de Geociências, 13 (2), 71-83, 1983.

Ojeda, H. A. O. - Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras - Revista Brasileira de Geociências, 11 (4), 257- 273, 1981.

Oliveira, E. P., Montes, M. L. - Os enxames de diques máficos e ultramáficos do Brasil - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 4137 - 4151, 1984.

Oliveira, E. P., Lima, M. I. C., Carmo, V. F., Wernick, E. - The archaic granulite terrain from east Bahia Brasil - Revista Brasileira de Geociências, 12 (1-3), 356-368, 1982.

Pedersen, L. B. - On: Reduction of magnetic and gravimetric data on an arbitrary surface acquires in region of high topographic relief", discussion with reply by K. C. Chan - Geophysics, 54 (5), 664-665, 1989.

Pelto, C. R., Elkins, T. A., Boyd, H. A. - Automatic contouring of irregularly spaced data - Geophysics, 33 (3), 424-430, 1968.

Petri, S., Fulvario, V. J. - Geologia do Brasil (Fanerozóico) - Editora Universidade de São Paulo, 1983.

Pilkington, M., Crossley, D. J. - Determination of crustal interface topography from potential fields - Geophysics, 51 (6), 1277-1284, 1986.

Piranhas, folha SC 24-X-C-VI, Estados de Sergipe, Alagoas e Bahia - Programas de Levantamentos Básicos do Brasil, DNPM, 1988.

Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T. - "Numerical Recipes the Art of Scientific Computing" - Cambridge University Press - 1986.

Rand, H. M. - Análise gravimétrica e magnetométrica da estrutura superficial da faixa costeira do nordeste do Brasil - Anais do XXX Congresso de Geologia, 5, 2336-2346, 1978.

Rand, H. M., Manso, V. V. - Levantamento gravimétrico e magnetométrico na Bacia Araripe - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2011-2016, 1984.

Rand, H. M., Sial, A. N., Neves, B. B. de B, Manso, V. V. - Gravimetric and magnetometric study of the late pre-cambrian Sergipe folding system, northeast Brasil - Anais do XXX Congresso de Geologia, 5, 2700-2708, 1980.

Rene, E. C., Garland, G. D. - Linear Inversion of gravity data using the spectral expansion methods - Geophysics, 50 (5), 820-824, 1985.

Rene, R. M. - Gravity inversion using open, reject and shape-of-anomaly fill criteria - Geophysics, 51 (4), 988-994, 1988.

Ridgway, J. R., Hinze W. J. - MAGSAT scalar anomaly map of South America - Geophysics, 51 (7), 1472-1479, 1986.

Ross, S. G. - Interpolation for contouring: an experiment in weighting functions - Geo-Processing, 3, 179-194, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 1986.

Royle, A. G., Clausen, F. L., Frederiksen, P. - Pratical Universal Kriging and automatic contouring - Geo-Processing, 1, 377-394. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 1981.

Ruotoistenmaki, T. - The gravity anomaly of two-dimensional sources with continuous density distribution an bounded by continuous surfaces - Geophysics, 57 (4), 623-628, 1992.

Saatcilar, R., Ergintav, S., Canitez, N. - The use of Hartley transform in geophysical applications - Geophysics, 55 (11), 1488-1495, 1990.

Sadowiski, G. R. - Estado da arte do tema: Geologia estrutural de grandes falhamentos - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1767-1793, 1984.

Safon, C., Vasseur, G., Cuet, M. - Some applications of the linear programming to the inverse gravity problem - Geophysics, 42 (6), 1215-1229, 1977.

- Santos, E. J., Neves, B. B. de B - Província Borborema - em: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (eds) - Geologia do Pré-Cambriano no Brasil - Edgar Busch, 1984.
- Santos, E. J., Coutinho, M. G. N., Costa, P. A., Ramalho, R. - A Região de Dobramentos Nordeste - Texto explicativo do mapa do Brasil, 1:2.500.000 - DNPM, 1985.
- Silva, J. B. C., Hohmann, G. W. - Nonlinear magnetic inversion using a random search method - Geophysics, 48 (12), 1645-1658, 1983.
- Smithson, S. B. - Density of metamorphic rocks - Geophysics, 36 (4), 690-694, 1971.
- Souza, J. L. - Crustal and upper-mantle structures of the Brazilian coast - Pure and Applied Geophysics, 136 (2/3), 245-265, 1991.
- Swain, C. J. - A fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature - Computers e Geosciences, 1, 231-240, 1991.
- Szatmari, P., Conceição, J. C. J., Lana, M da C., Milani, E. J. - Mecanismo tectônico do rifteamento Sul-Atlântico - Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1589-1601, 1984.
- Sá, N. C., Legrand, J. M., Hackspaker, J. - Contraste de estilos estruturais e metamórficos na faixa dobrada sergipana - Revista Brasileira de Geociências, 11 (2), 128-137, 1981.
- Tanner, J. G. - An automated method of gravity interpretation - Journal Research Geophysics Astronomics Society, 13, 339-347, 1967.
- Teixeira Netto, A. S., Oliveira, J. J. - O preenchimento do rift valley na Bacia do Recôncavo - Revista Brasileira de Geociências, 15 (2), 17-102, 1985.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. E. - Applied Geophysics - Cambridge University Press, 1976.
- Thorarinsson, F., Magnusson, S. B. - Bouguer density determination by fractal analysis - Geophysics, 55 (7), 932-934, 1989.
- Torquato, J. R., Cordani, U. G. - Brazil Africa geological links - Earth-Science Reviews, 17 (1/2), 1981.
- Tipper, J. C. - Fortran programs to construct the planar Voronoi diagram - Computers & Geosciences, 17, p 597-632, 1991.

- Tsuboi, C. - Gravity - George Allen e Unwin Ltd, 1983.
- Ussami, N., Bott, M. H. P. - A gravity study of the Paramirim Granite, Bahia State, Brazil - Revista Brasileira de Geociências, 19 (2), 170-176, 1989.
- Von Frese, R. P. B., Ravat, D. N., Hinze, W. J., McGue, C. A.- Improved Inversion of geopotential field anomalies for litosferic investigation - Geophysics, 53 (3), 375-385, 1988.
- Wackernagel, H. - Description of a computer program for analyzing multivariate spatially distributed data - Computers e Geosciences, 15 (4), 593-598, 1989.
- Watson, D. F. - Acord: automatic contouring of raw data - Computers and Geosciences, 8 (1), 87-101, 1982.
- Wernick, E., Hasui, Y., Neves, B. B. B - As regiões de dobramentos Nordeste e Sudeste - Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, 6, 2493-2507, 1978.
- Won, I. J., Bevis, M. - Computing the gravitational and magnetic anomalies due polygons: Algorithms and fortran routines - Geophysics, 55 (2), 232-238, 1987.
- Woolard, G. P. - The new gravity system - changes in international gravity base values and anomaly values - Geophysics, 44 (8), 1352-1366, 1979.
- Xia, J., Sprowl, D. R. - Corretion of topografic distortion in gravity data - Geophysics, 56 (4), 537-541, 1991.
- Xia, J., Sprow, D. R. - Inversion of potential-field data by iterative forward modeling in the wavenumber domain - Geopysics, 57 (1), 126-130, 1992.
- Yamamoto, J. K. - Representações Gráficas espaciais em geociências auxiliadas por computador - Revista Brasileira de Geociências, 18 (1), 3-26, 1988.

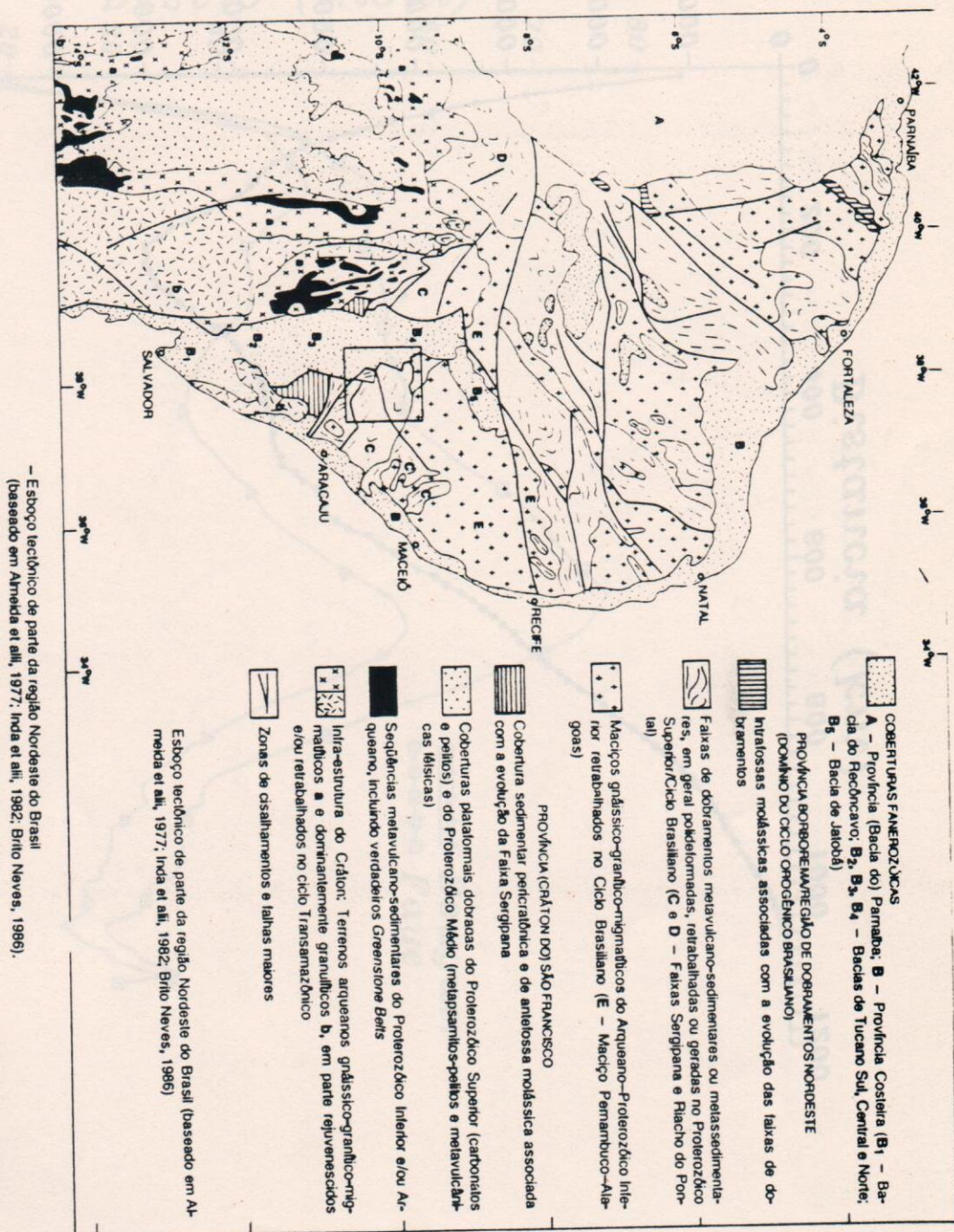


Figura 1 - Esquema Geo-Estrutural da área

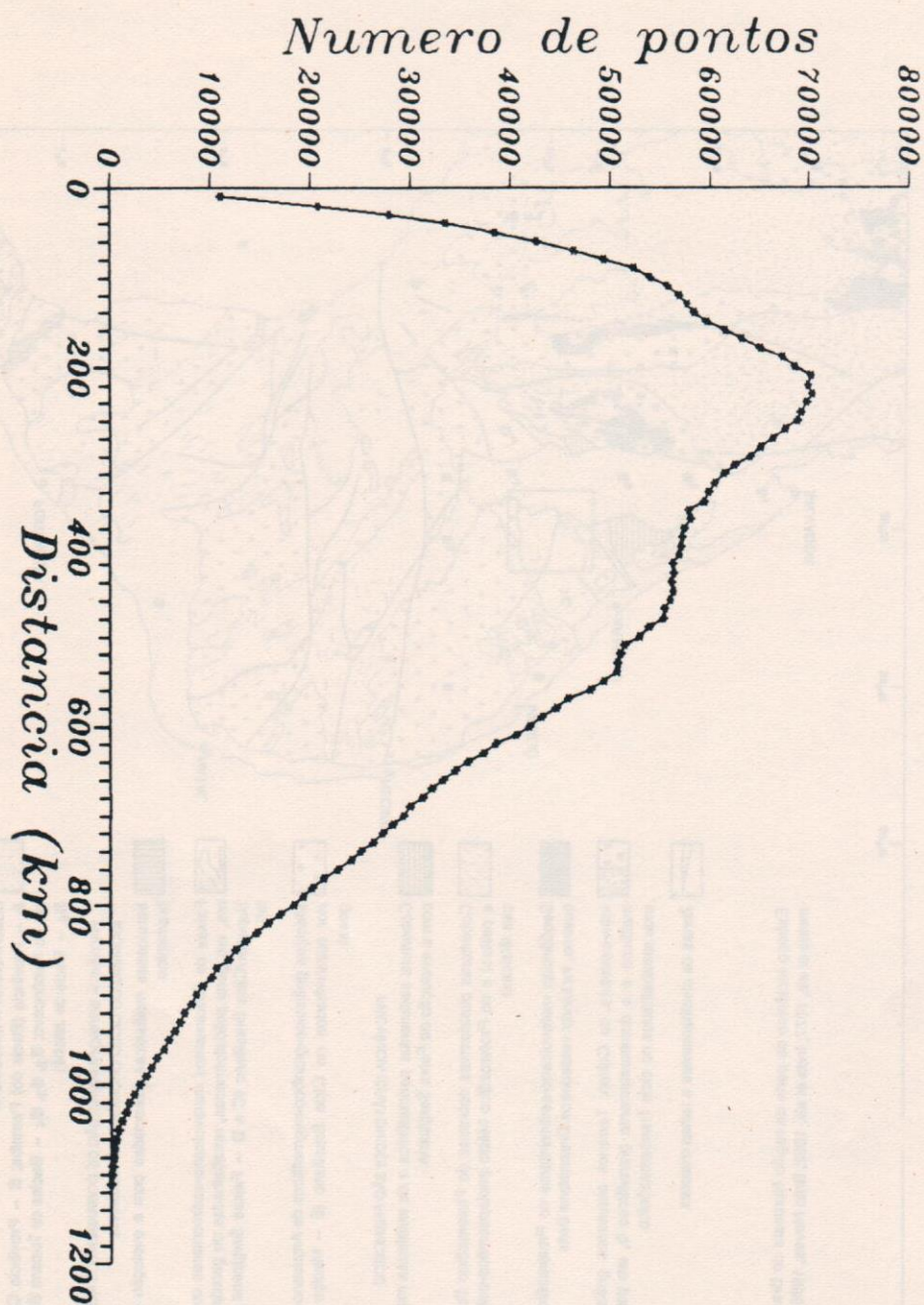


Figura 2 - Distribuição de pontos por distância

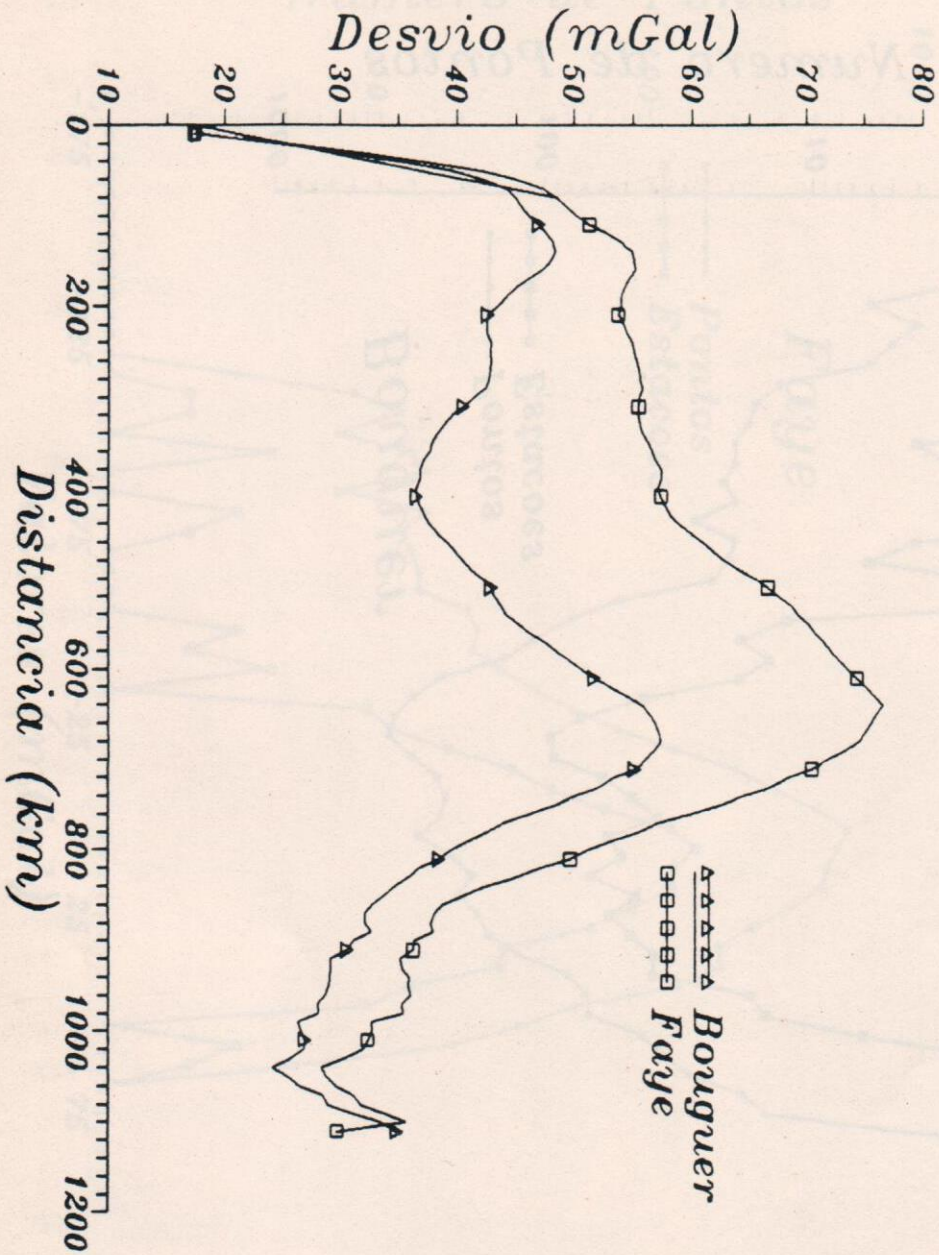


Figura 3 - Distribuição de desvios por distância

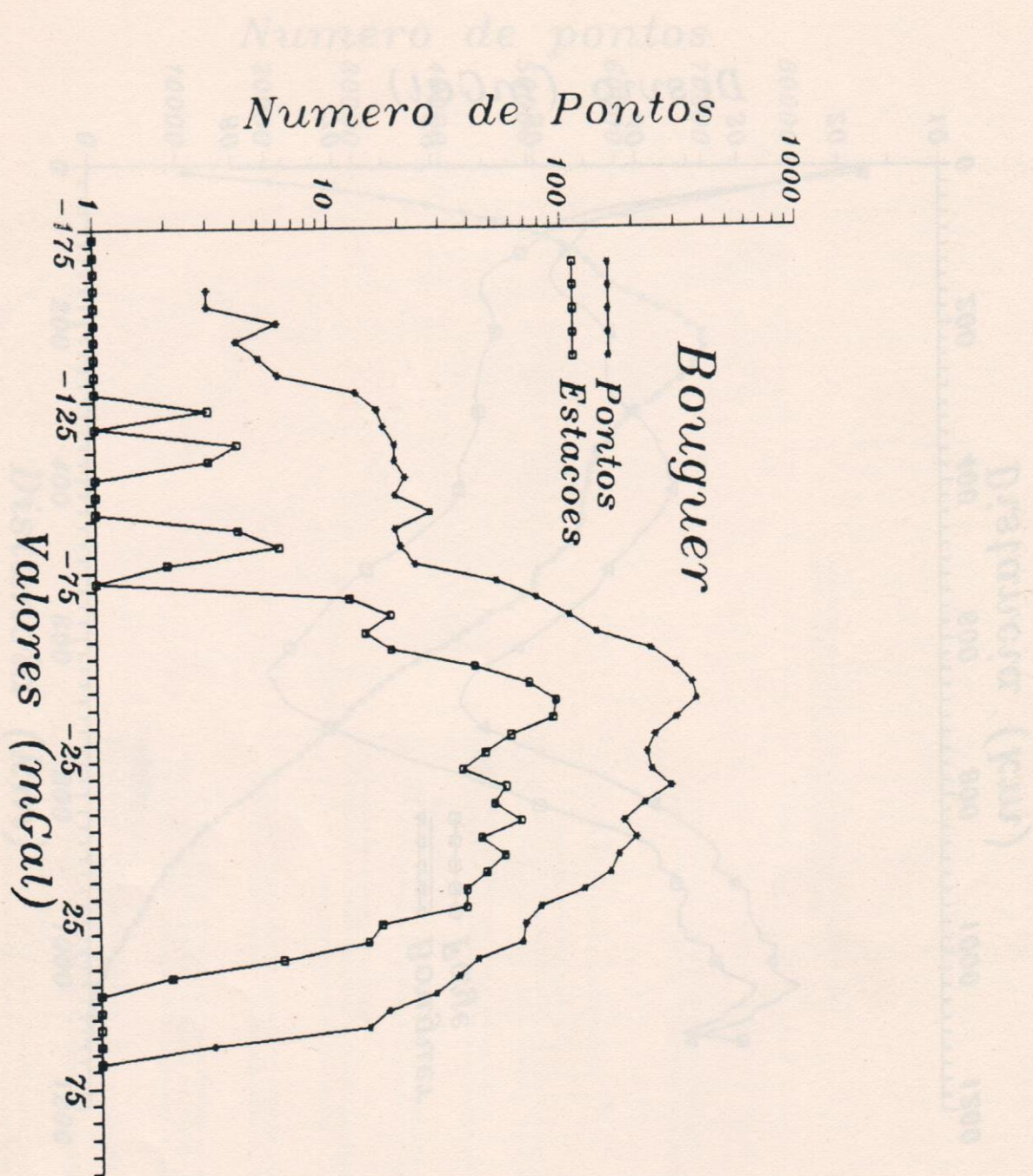


Figura 4 - Distribuição pontos e estações Bouguer

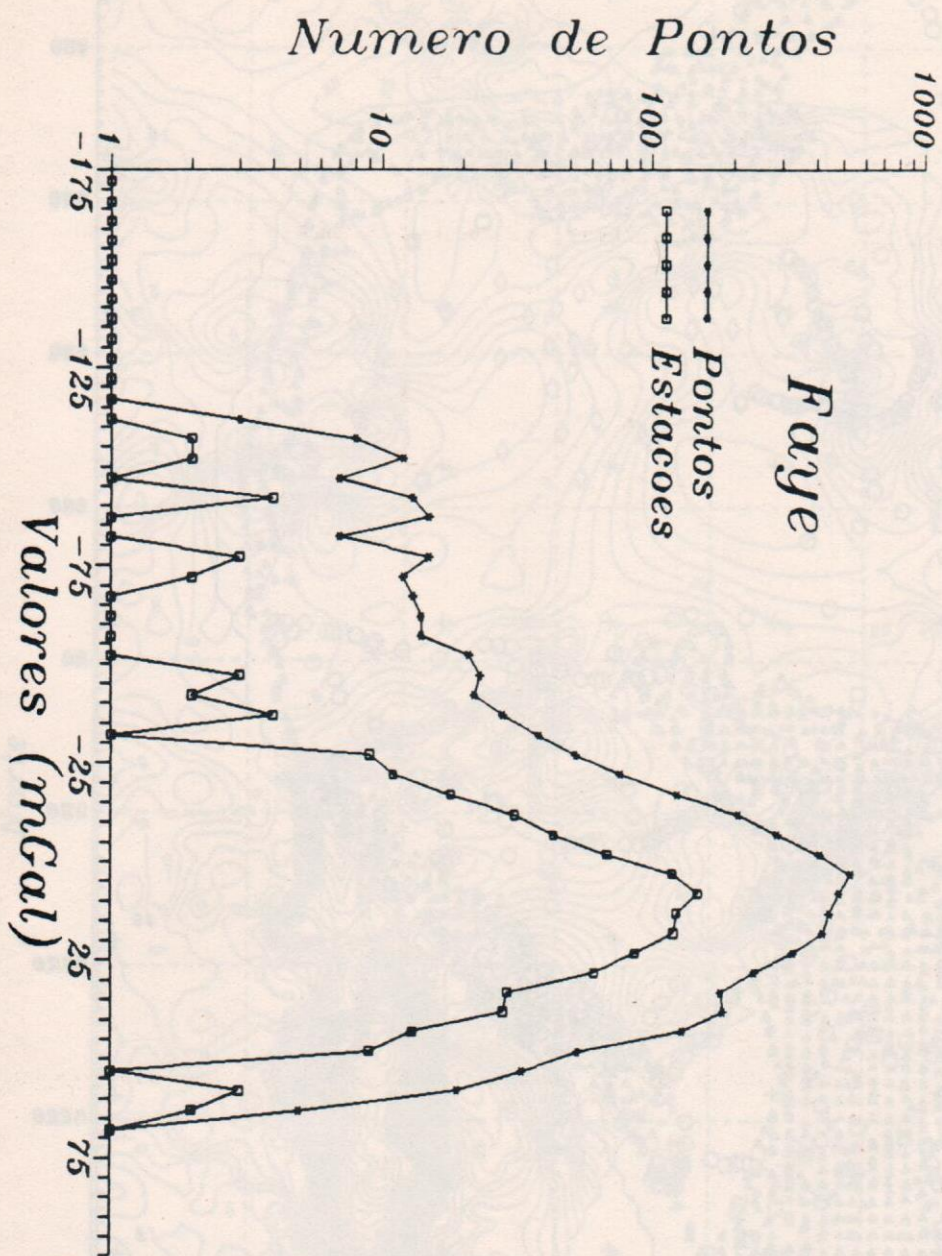


Figura 5 - Distribuição pontos e estações Faye

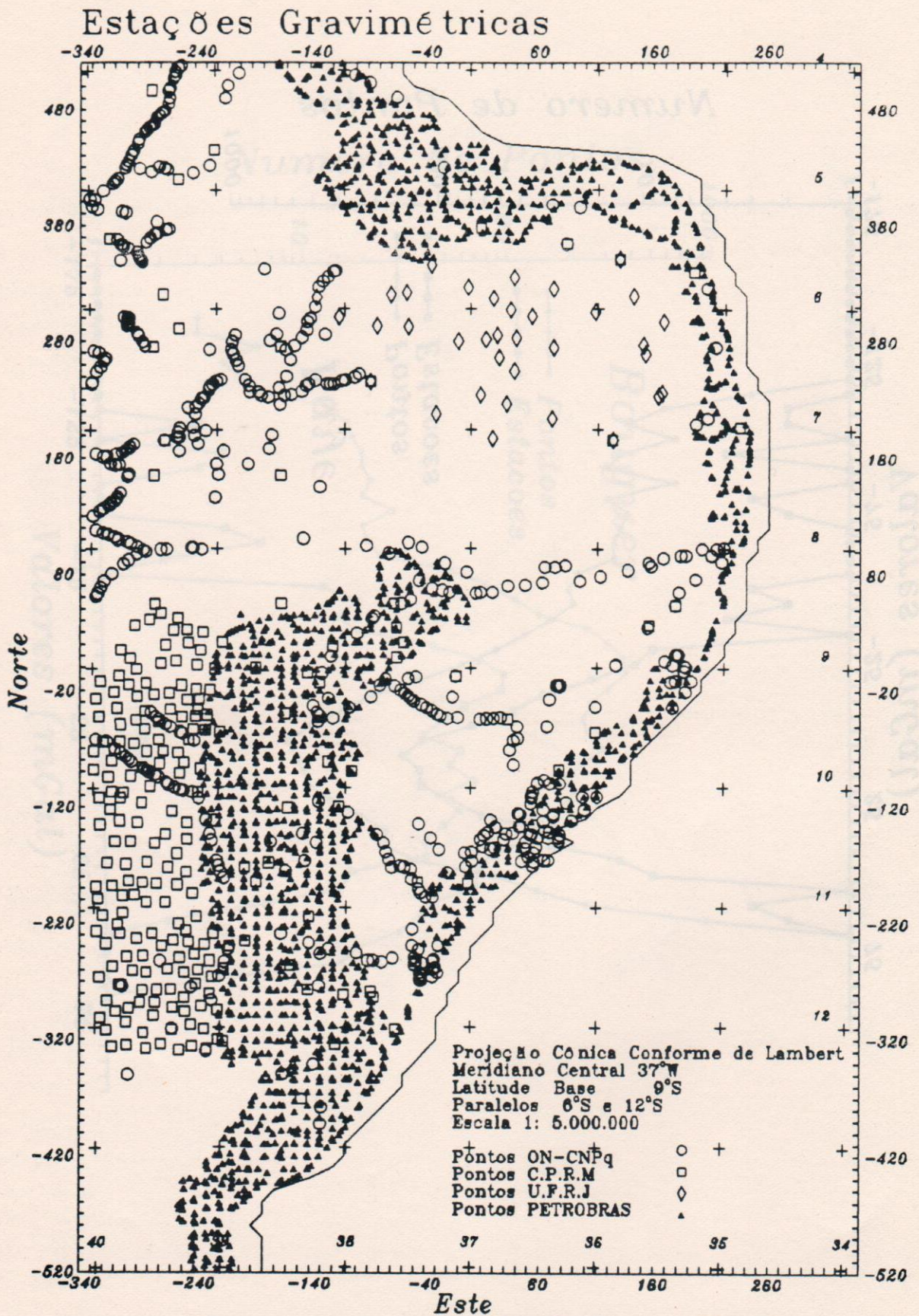


Figura 6 - Mapa de Distribuição de Estações

Anomalia Faye (Ar-Livre) Simples

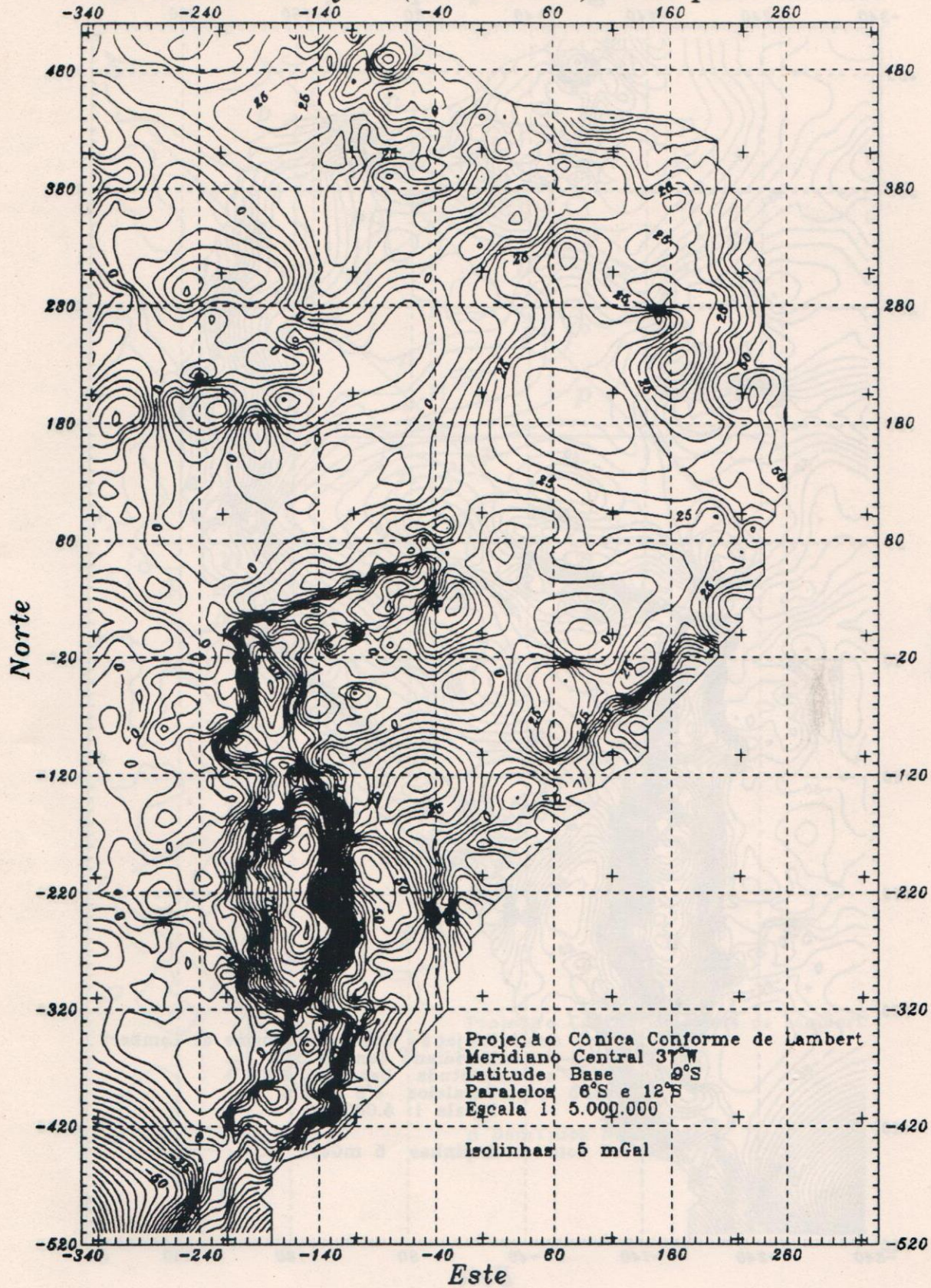


Figura 7 - Mapa de Contorno Anomalia Faye

Anomalia Bouguer Simples

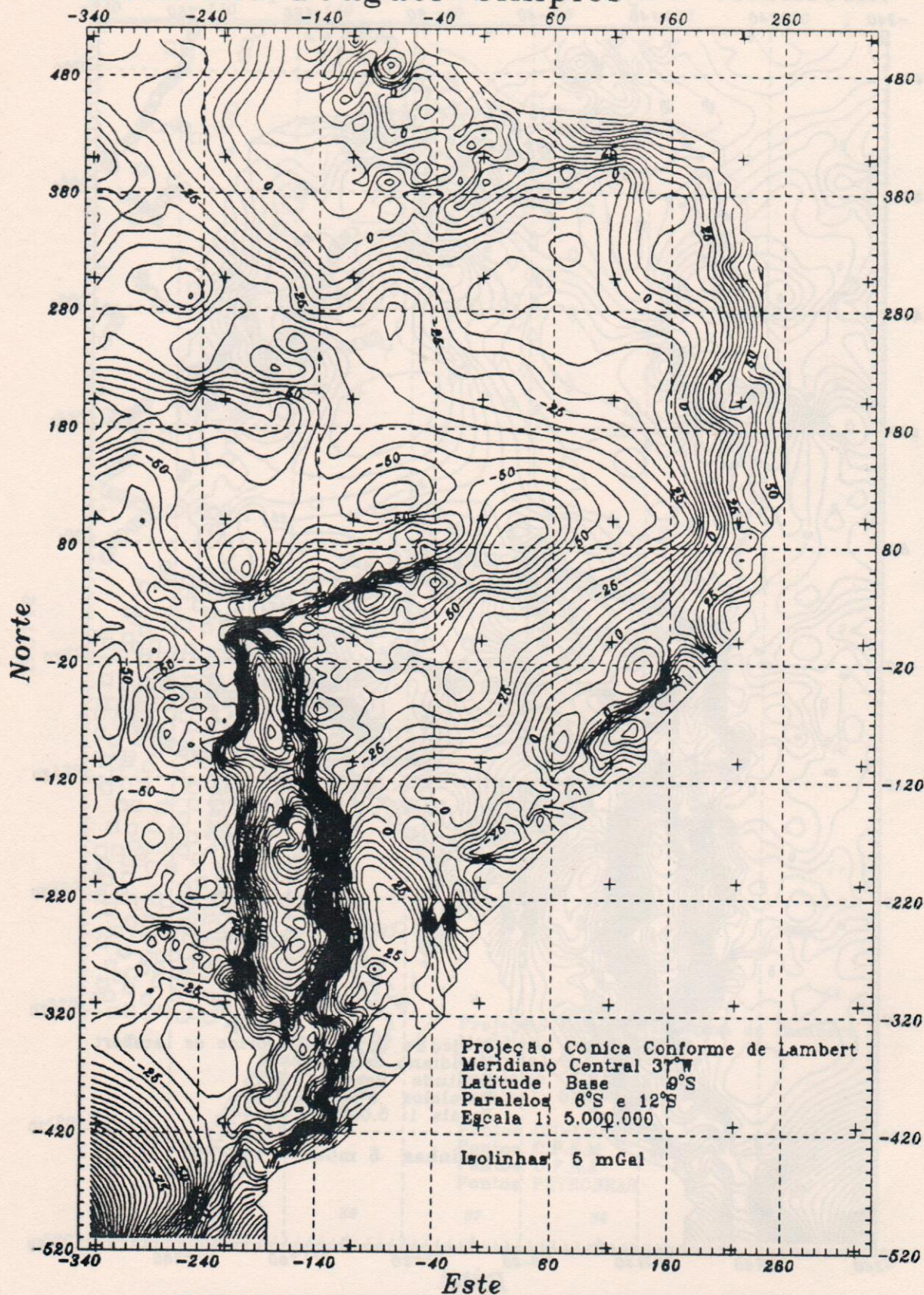


Figura 8 - Mapa de Contorno Anomalia Bouguer

Anomalia Faye Simples - Domínios

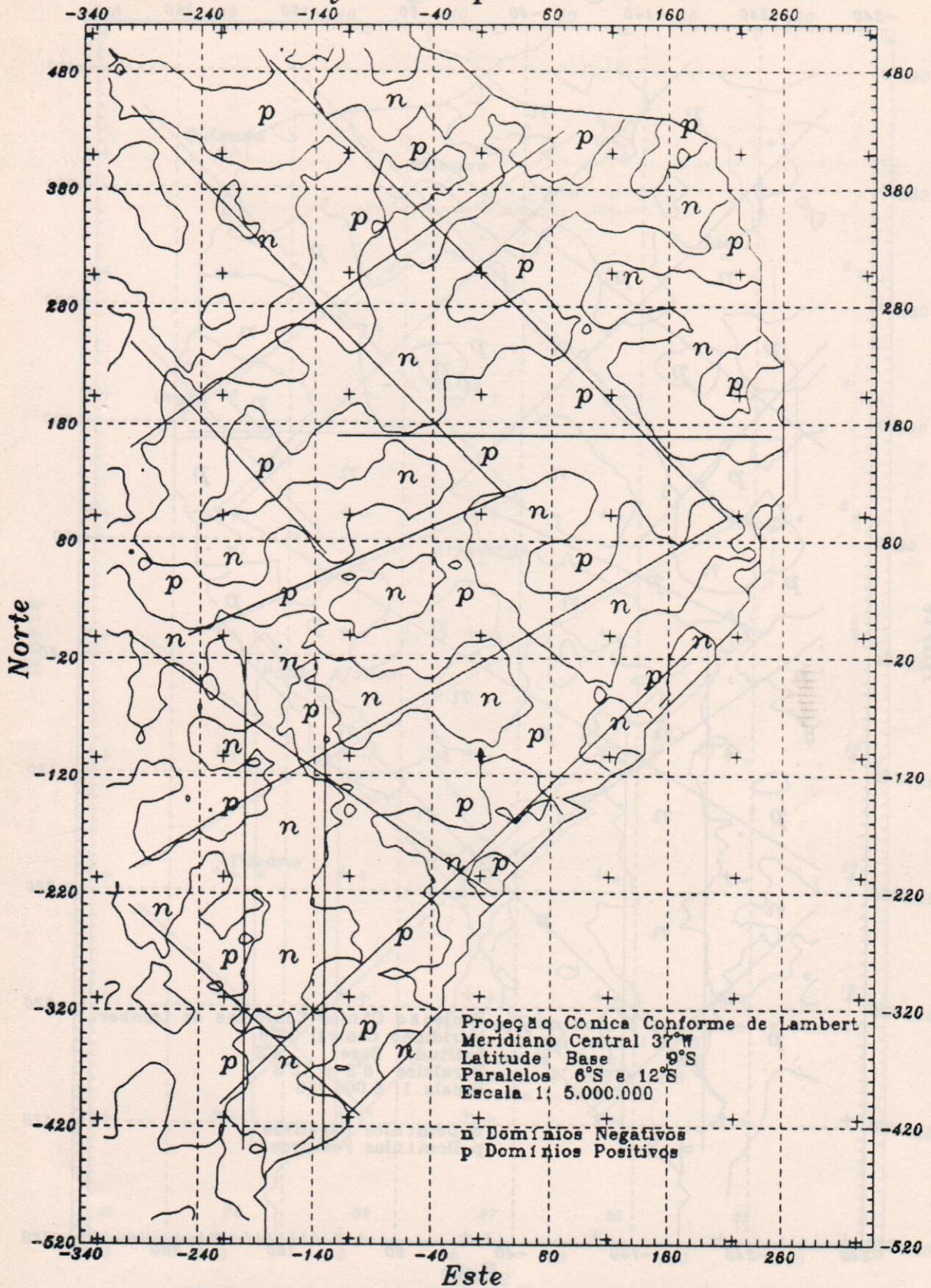


Figura 9 - Mapa de Domínios da Anomalia Faye

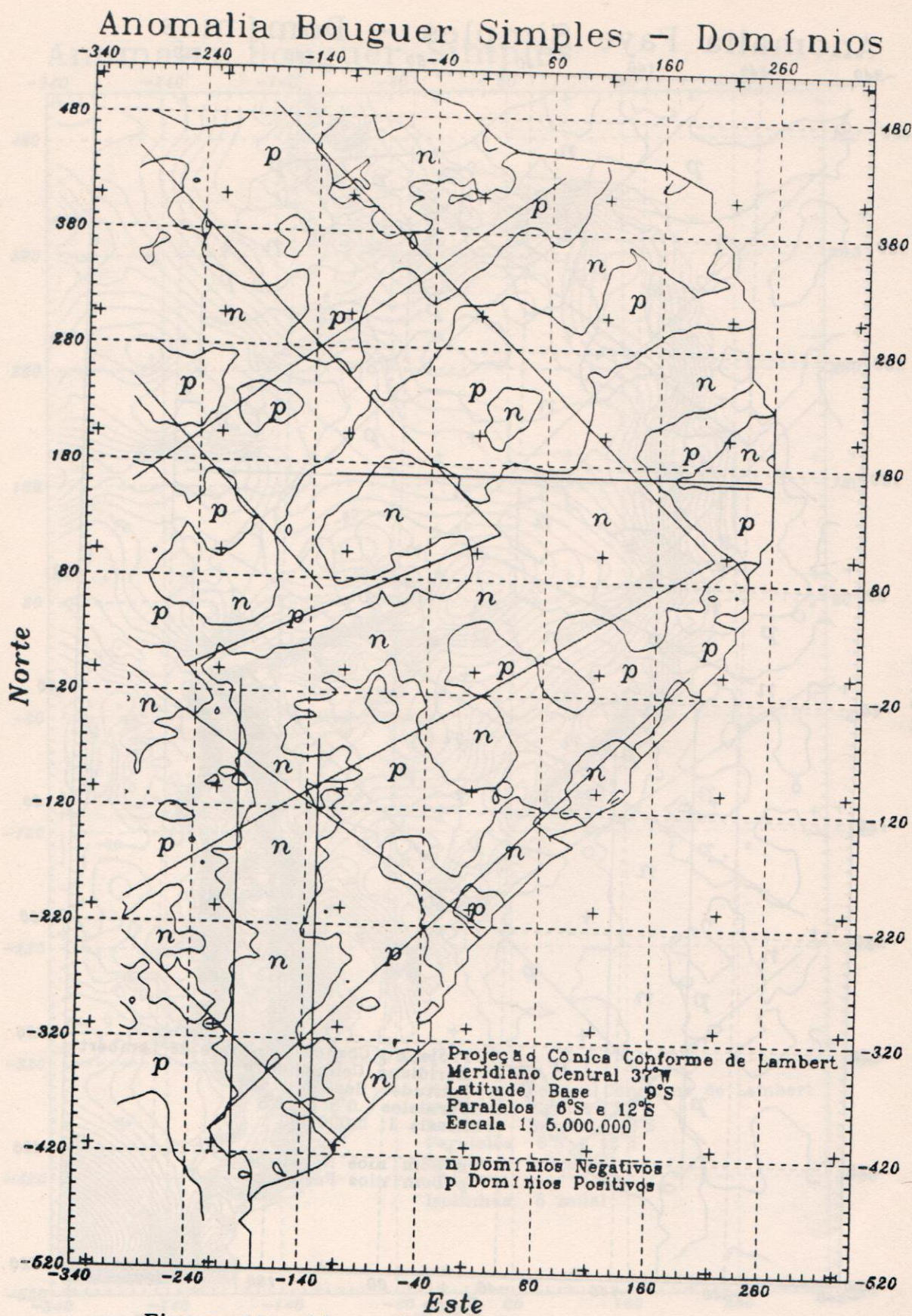


Figura 10 - Mapa de Domínios da Anomalia Bouguer

Referência Geográfica

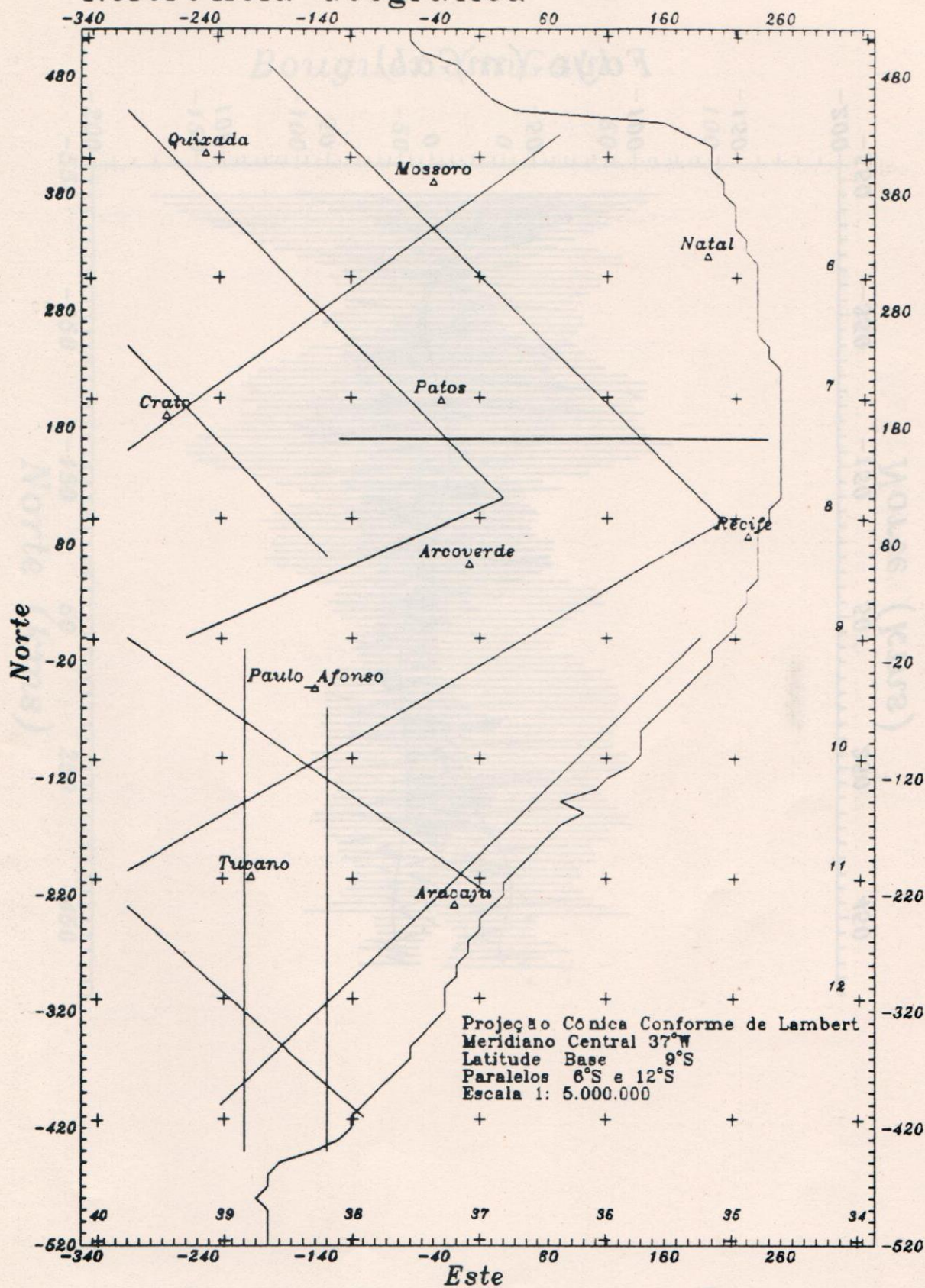


Figura 11 - Mapa de Referência Geográfica

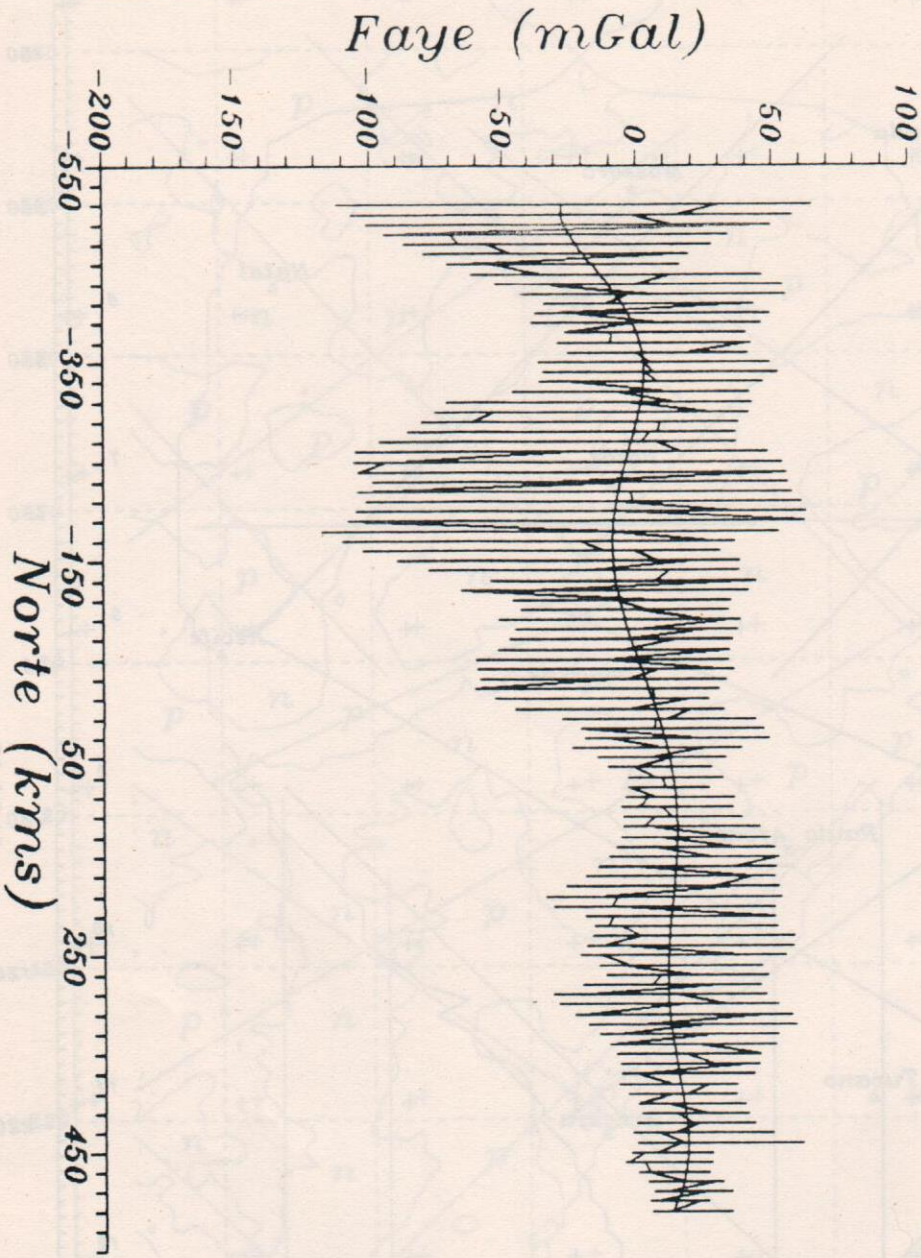


Figura 12 - Espectro de Valores Faye O-E

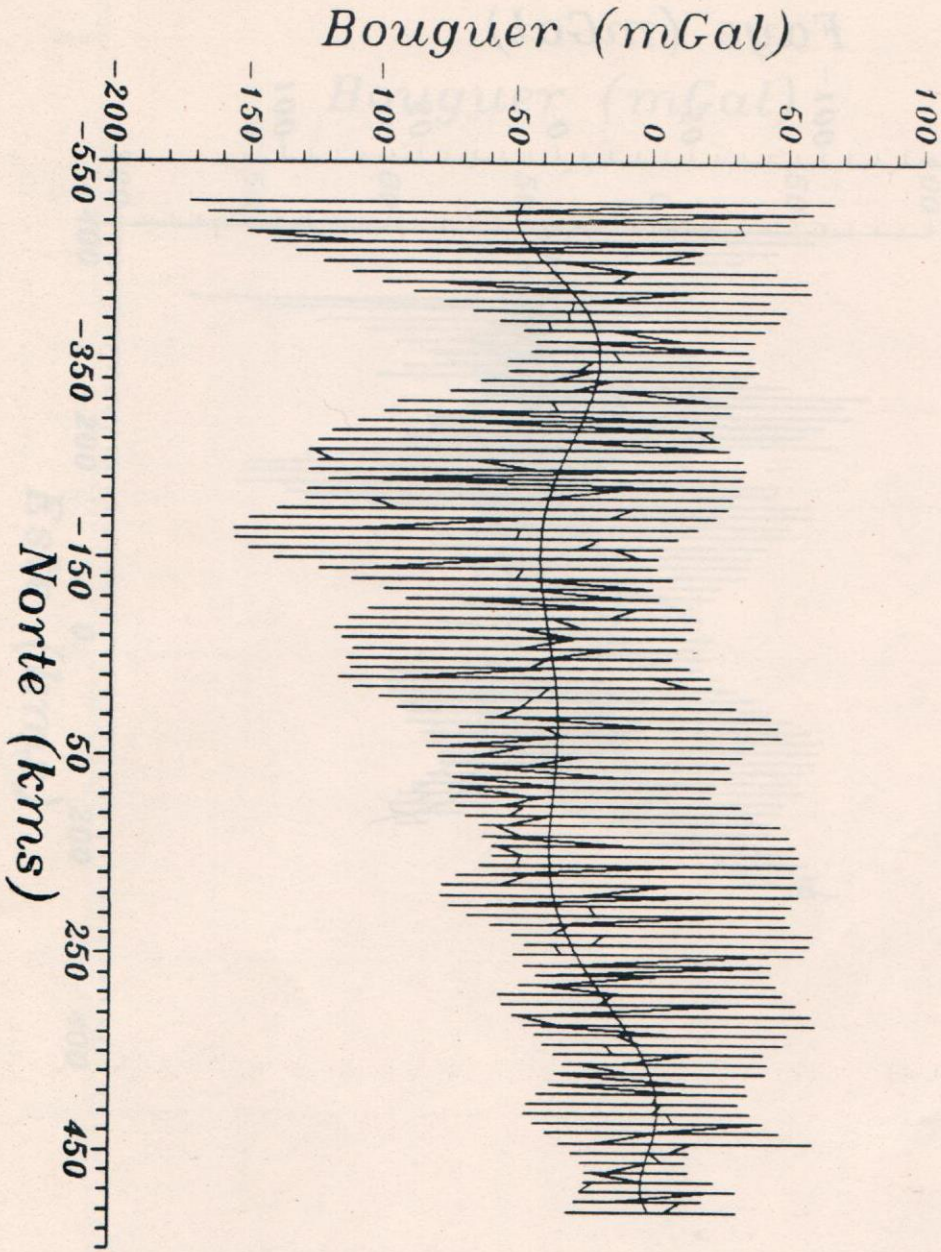


Figura 13 - Espectro de Valores Bouguer O-E

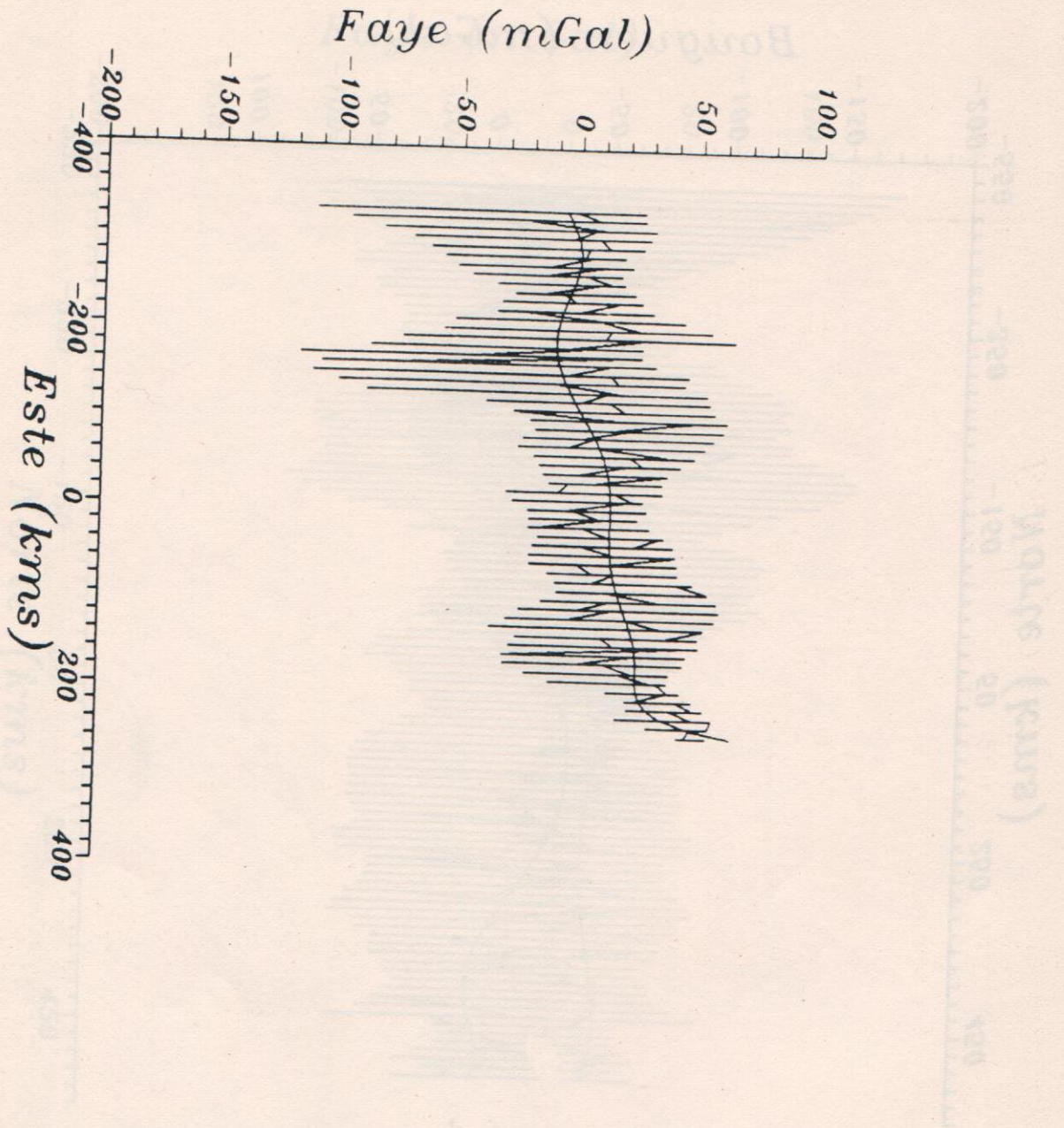


Figura 14 - Espectro de Valores Faye S-N

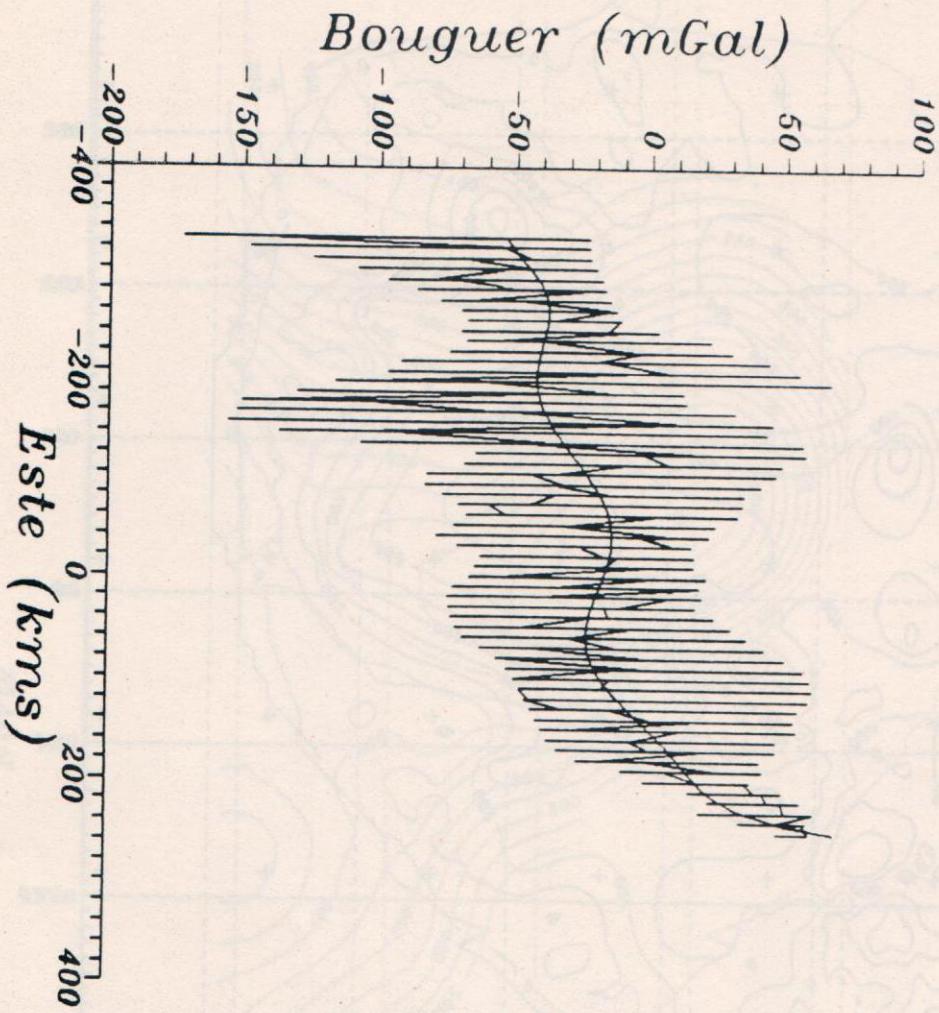


Figura 15 - Espectro de Valores Bouguer S-N

Altitudes Calculadas

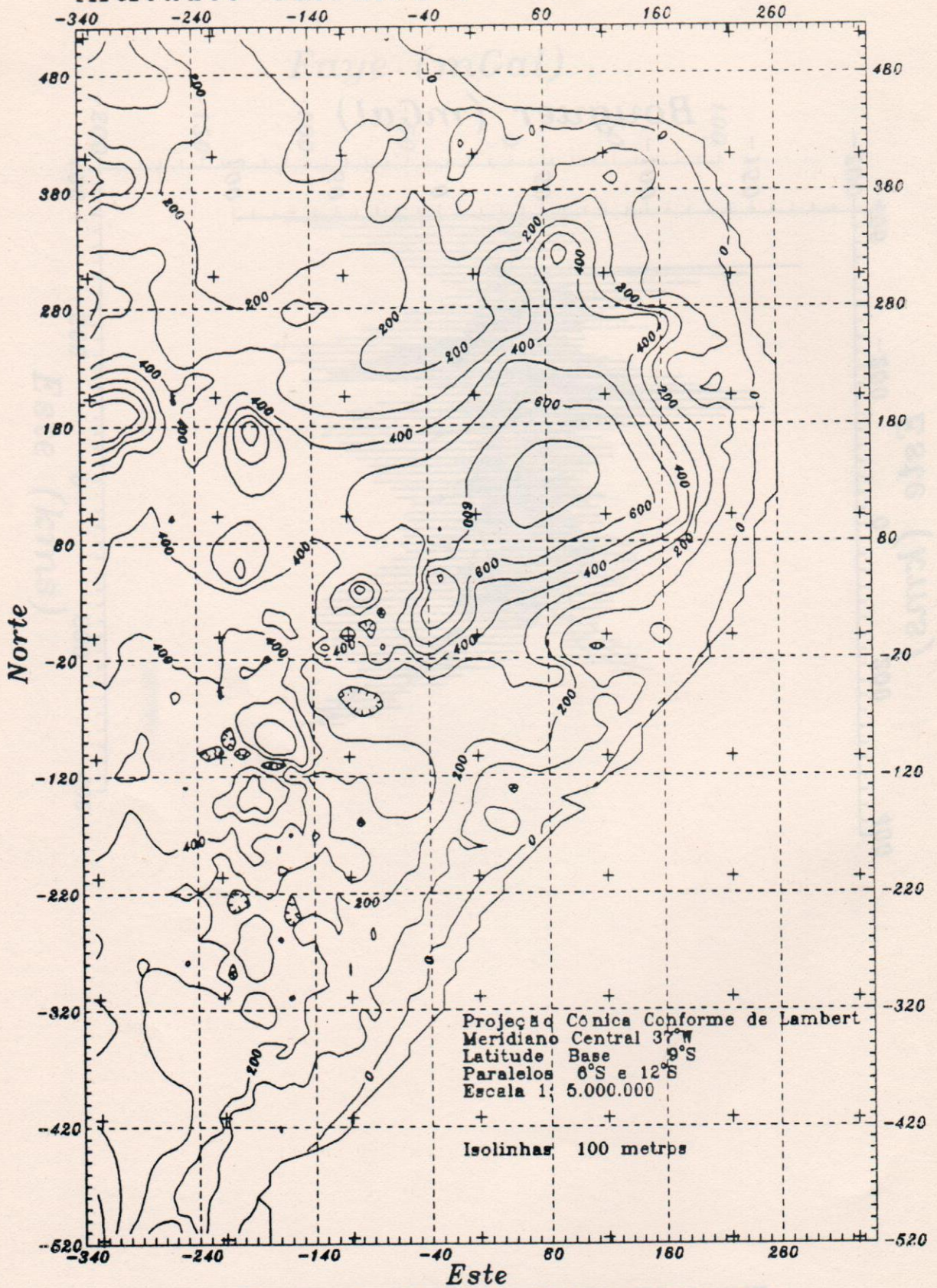


Figura 16 - Mapa da Altimetria Calculada

Altitudes Médias Calculadas

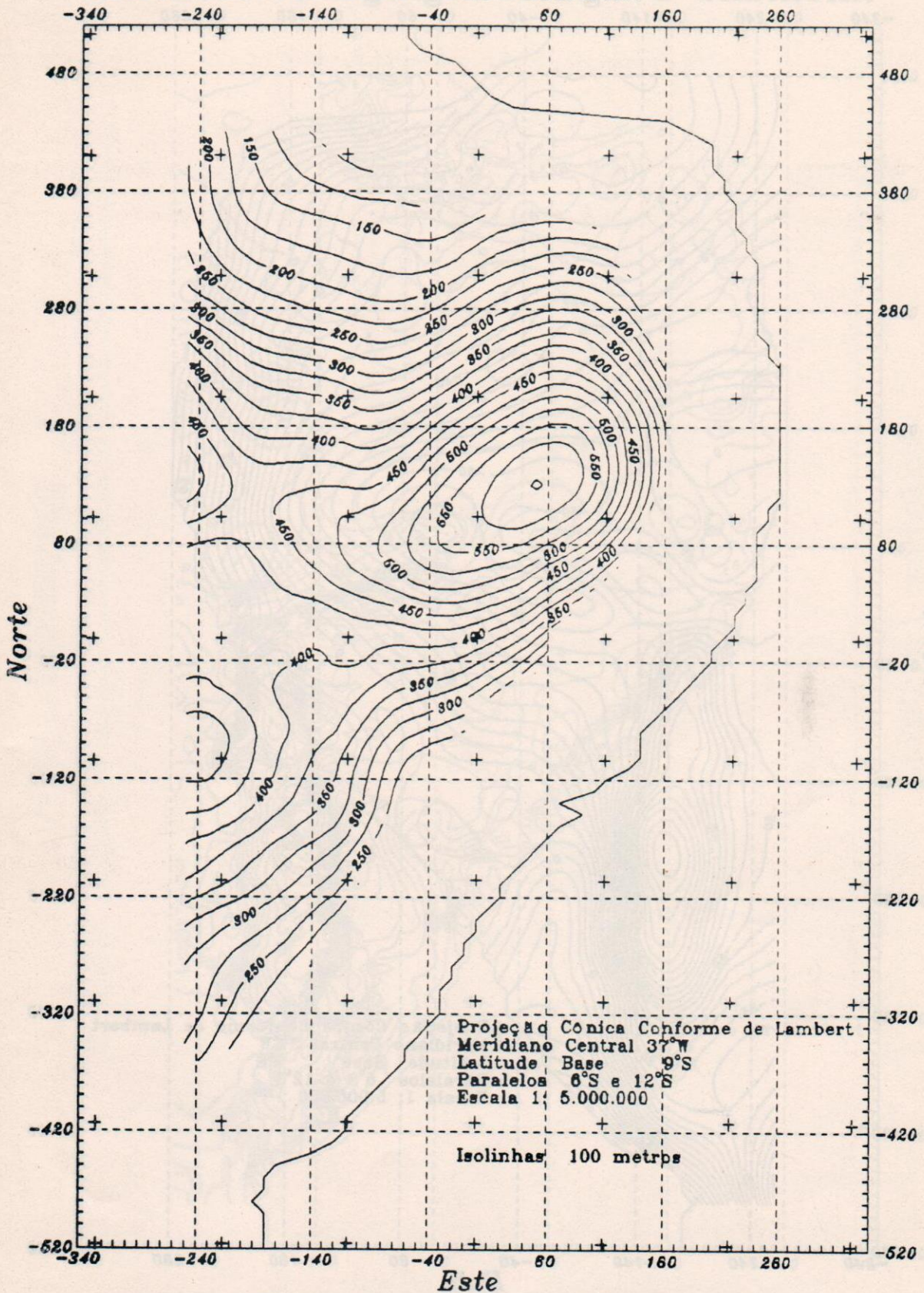


Figura 17 - Mapa da Altimetria Média

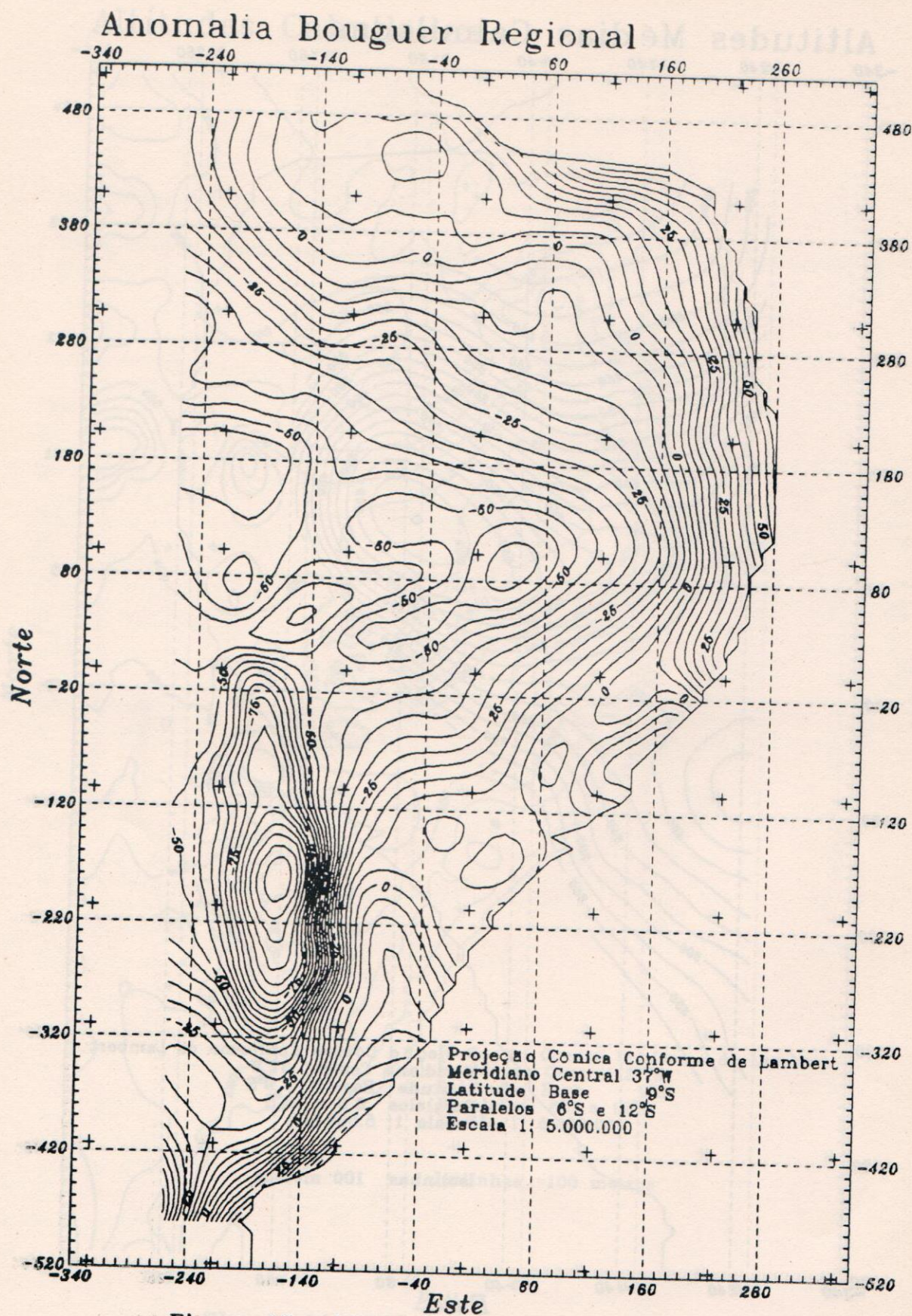


Figura 18 - Mapa de Anomalia Bouguer Regional

Anomalia Bouguer Residual

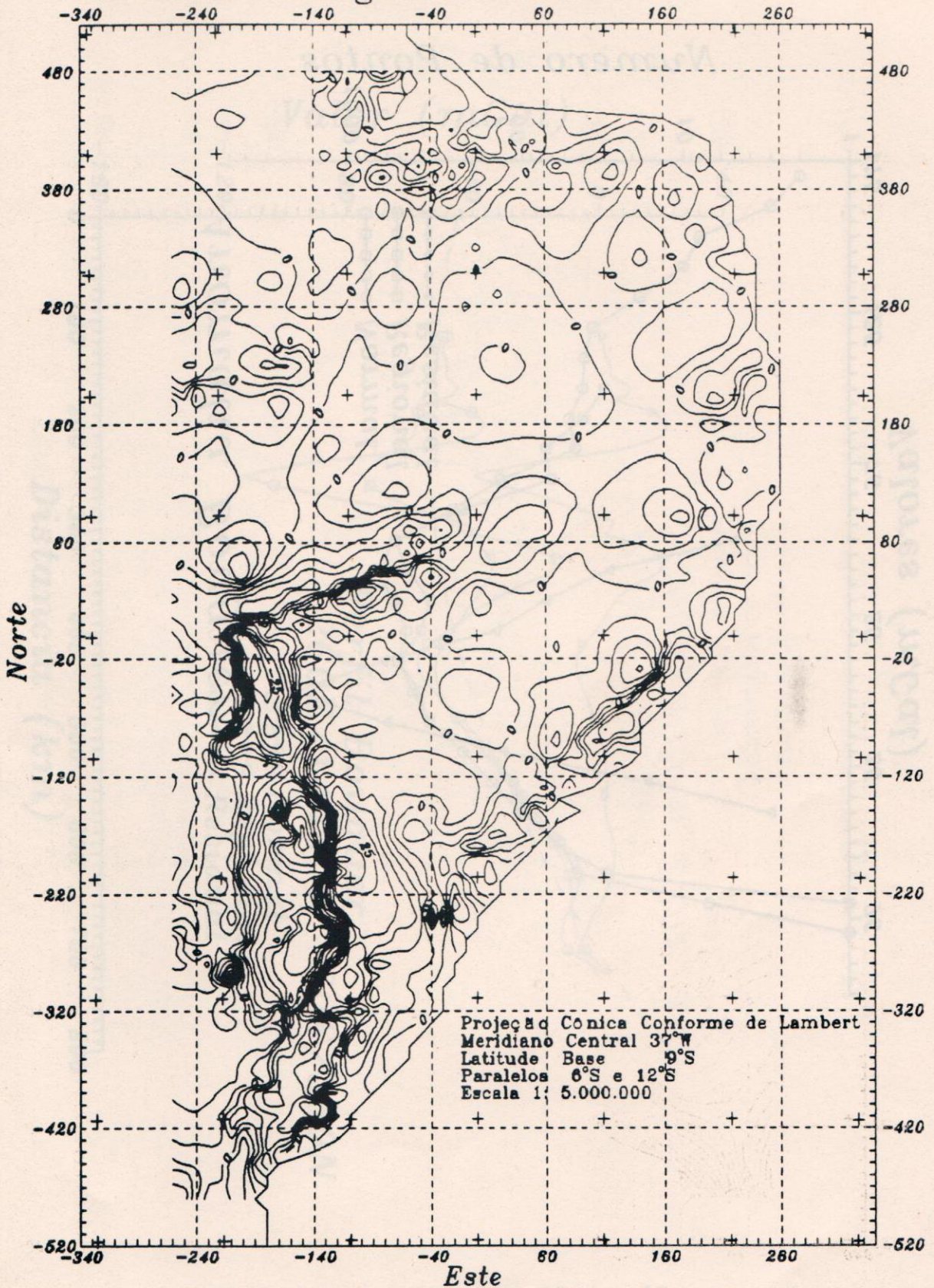


Figura 19 - Mapa de Anomalia Bouguer Residual

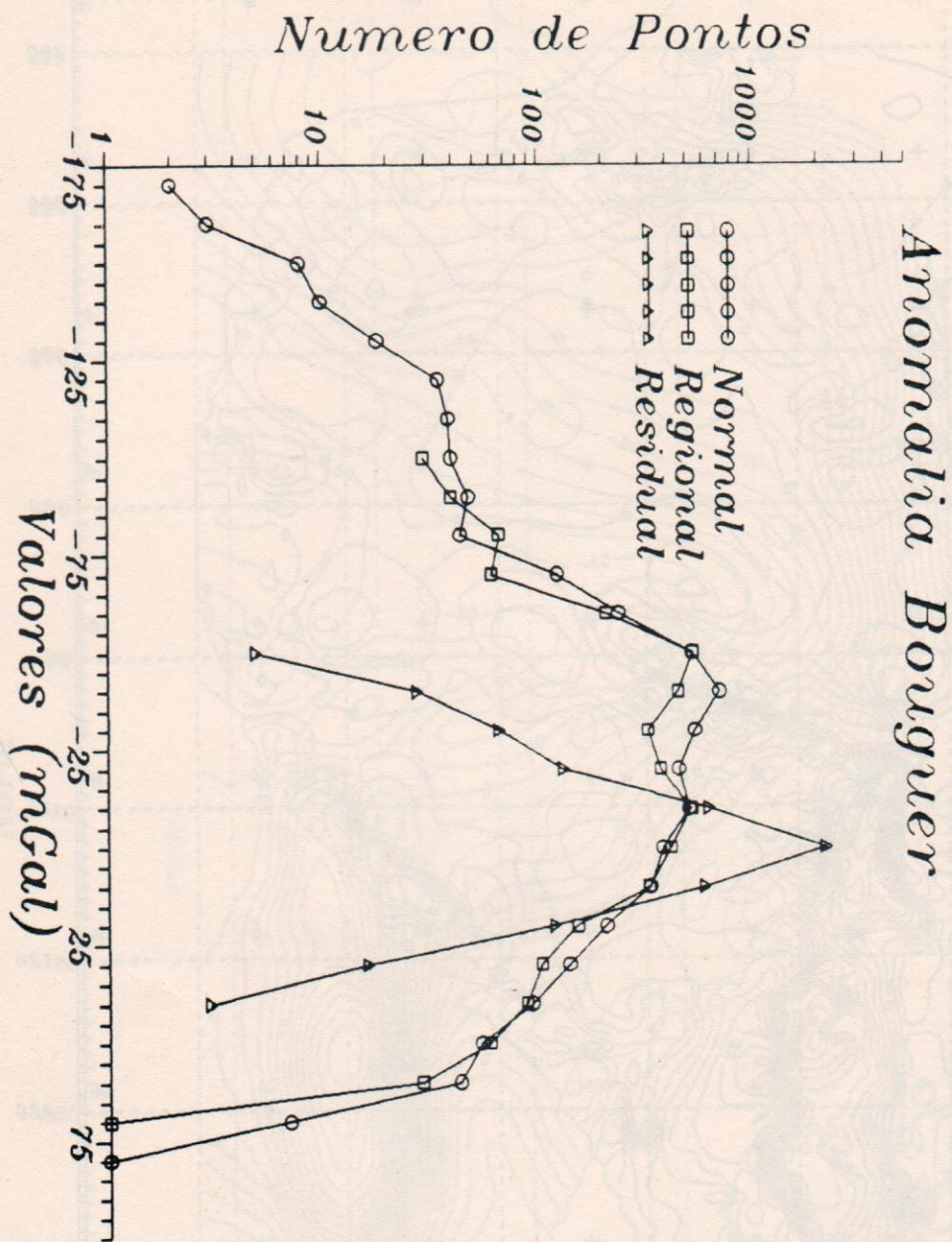


Figura 20 - Distribuição Bouguer

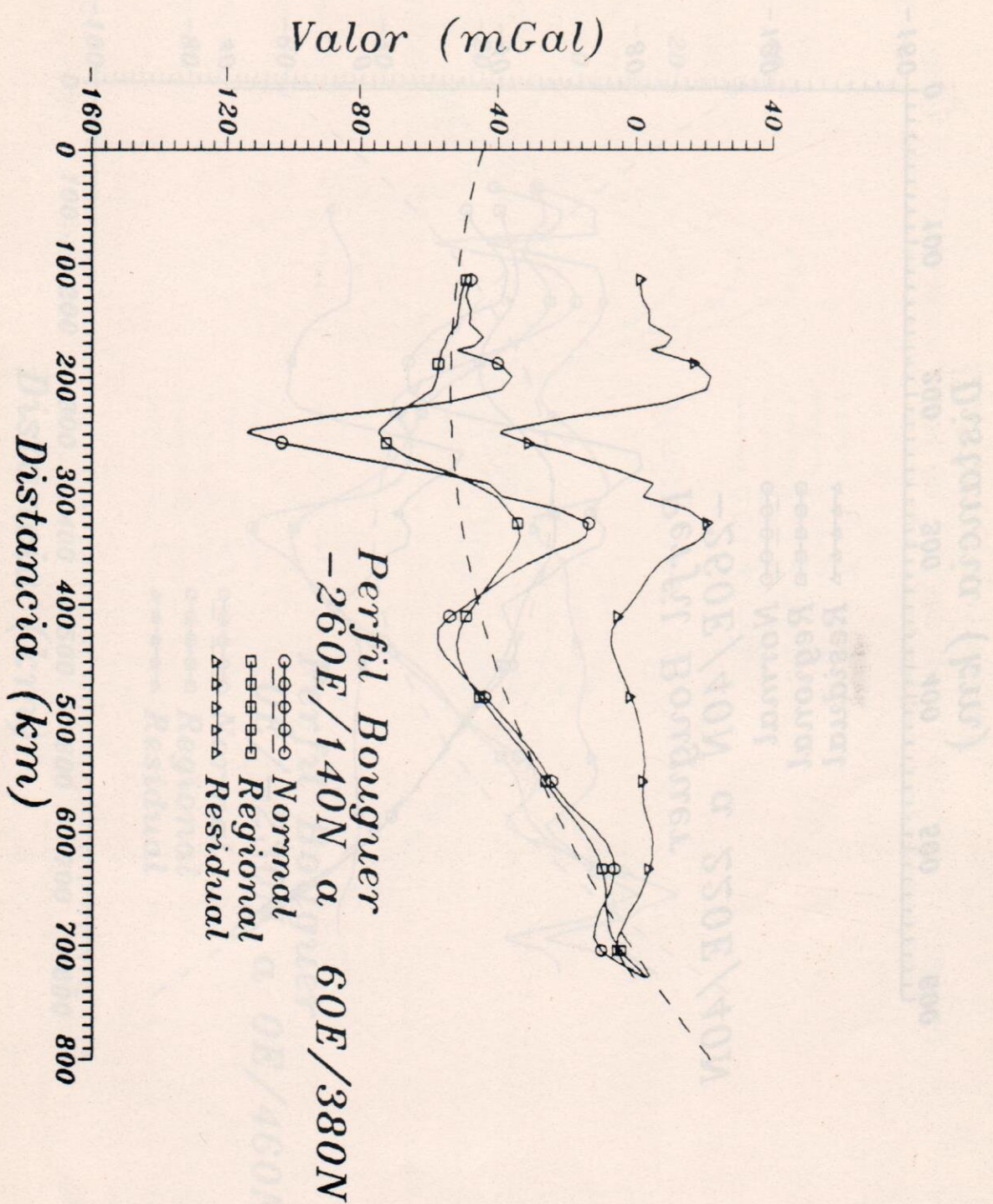


Figura 21 - Perfil Transversal

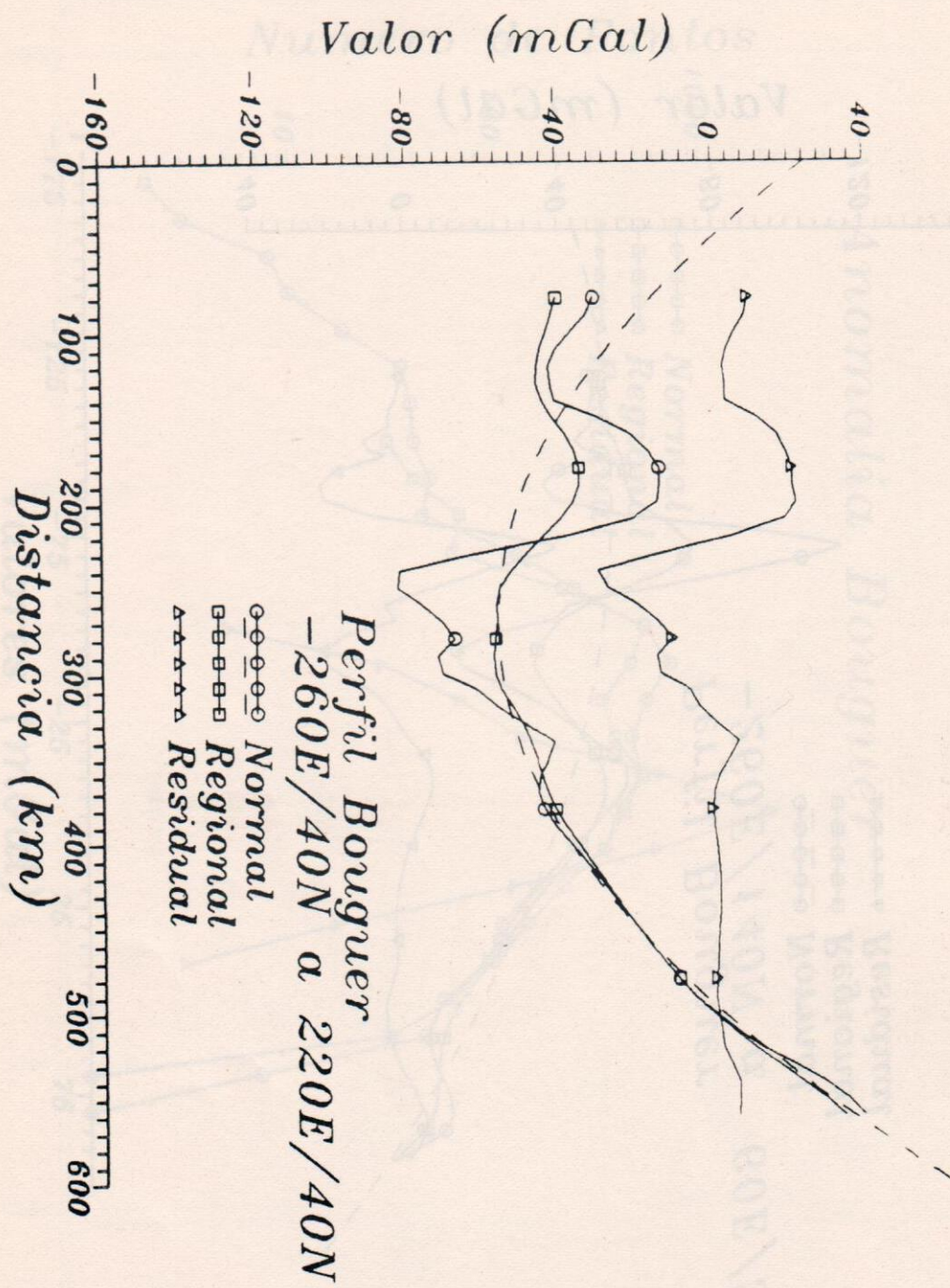


Figura 22 - Perfil Oeste-Leste

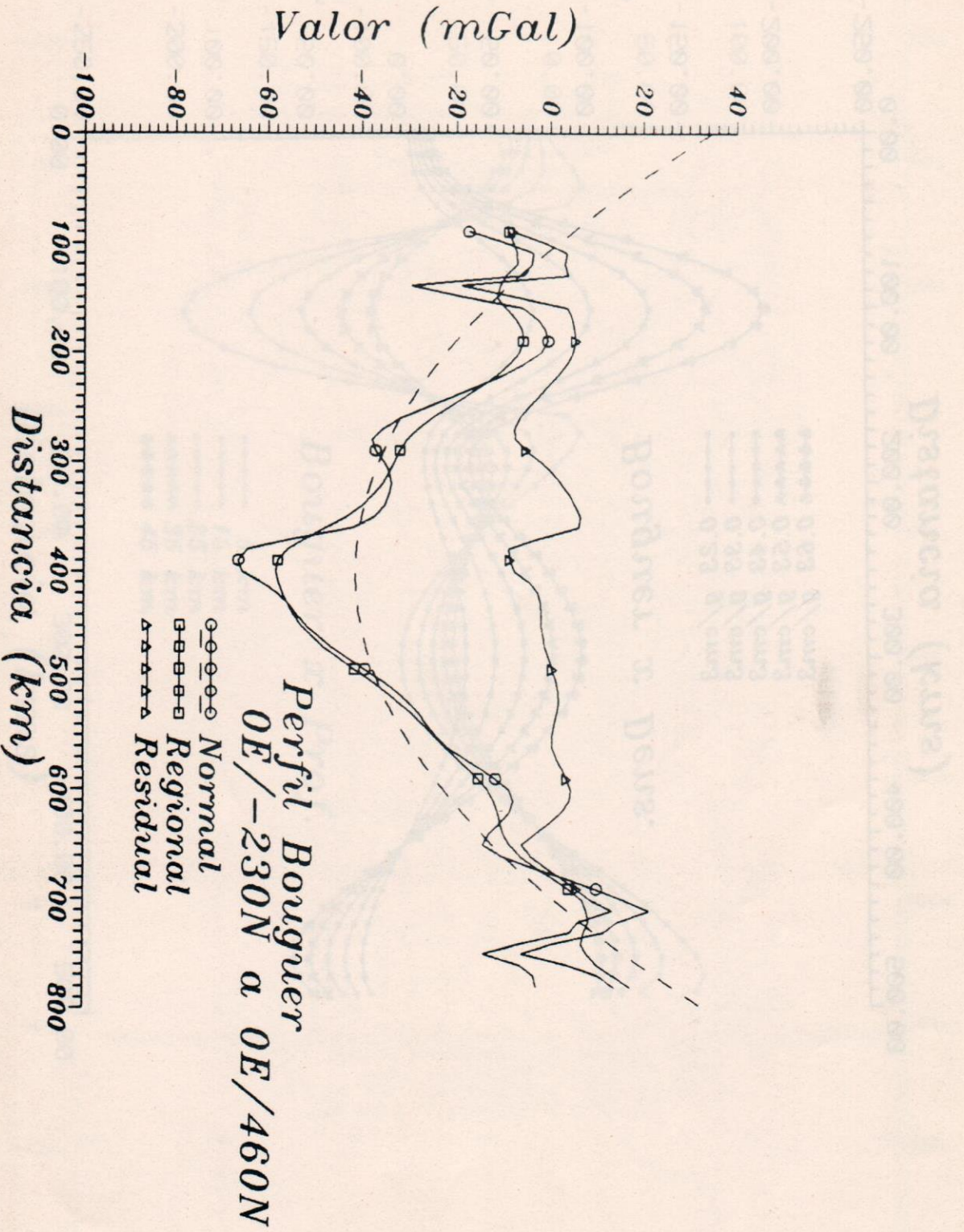


Figura 23 - Perfil Norte-Sul

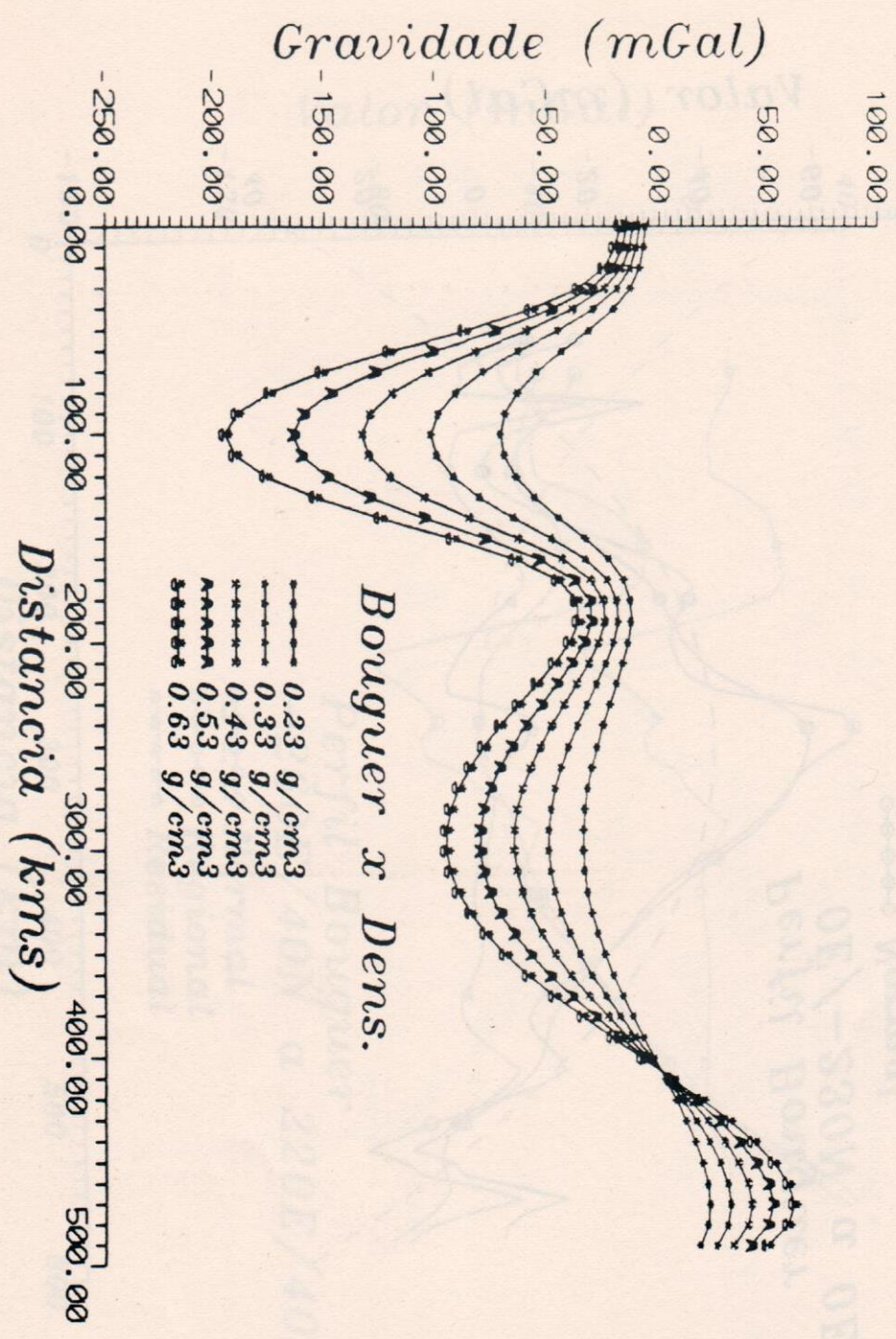


Figura 24 - Variação Bouguer com a Densidade

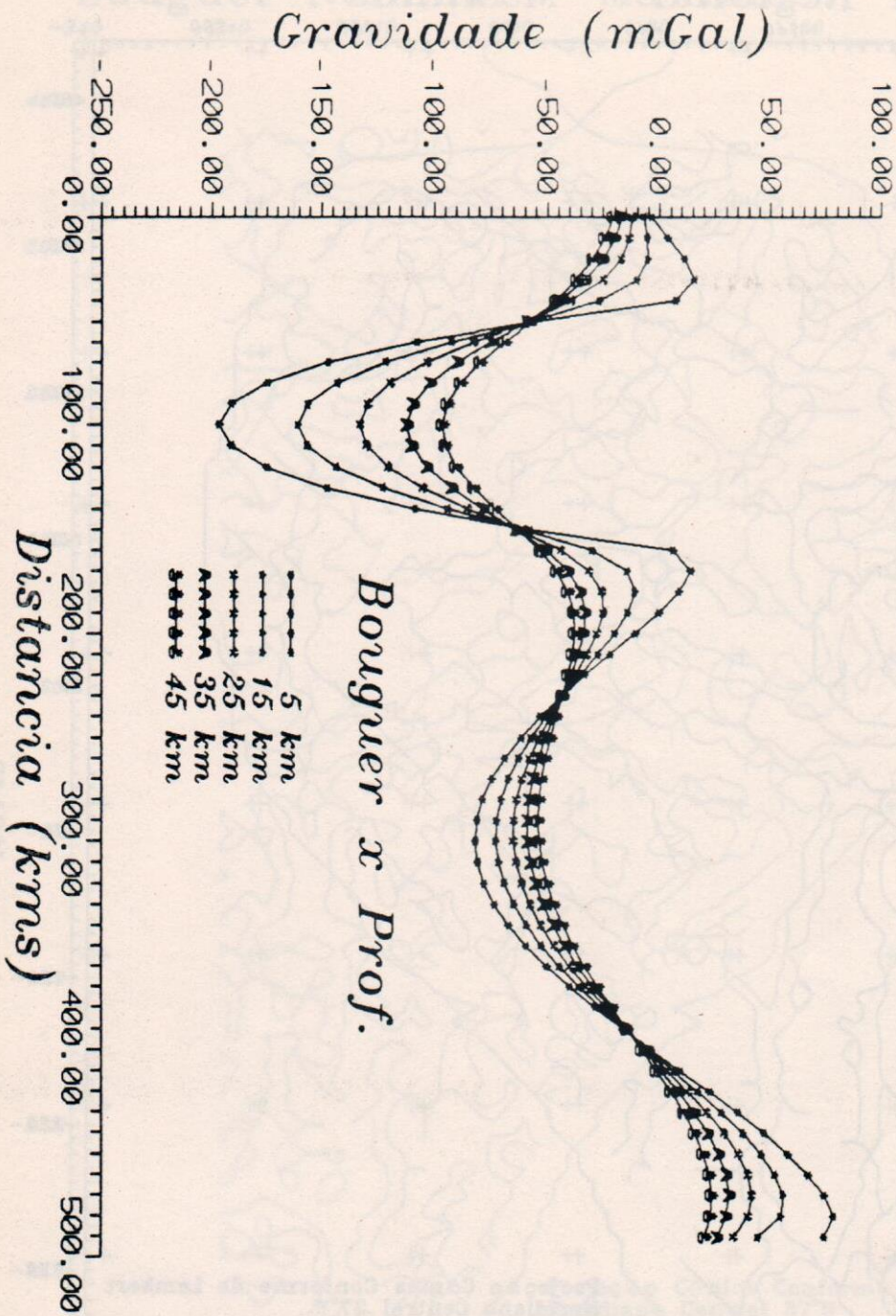


Figura 25 - Variação Bouguer com a Profundidade

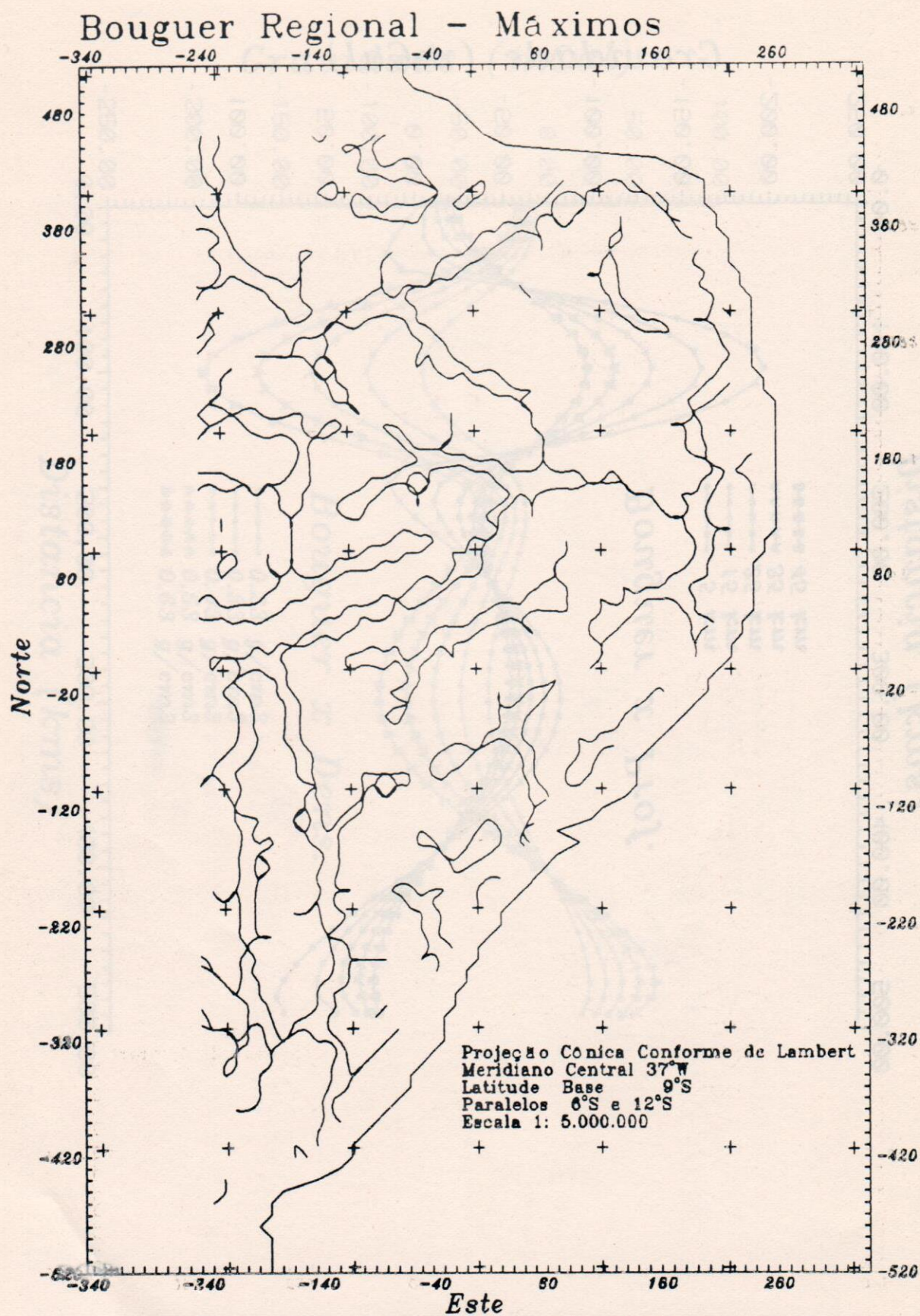


Figura 26 - Mapa de Anomalia Regional Máximos

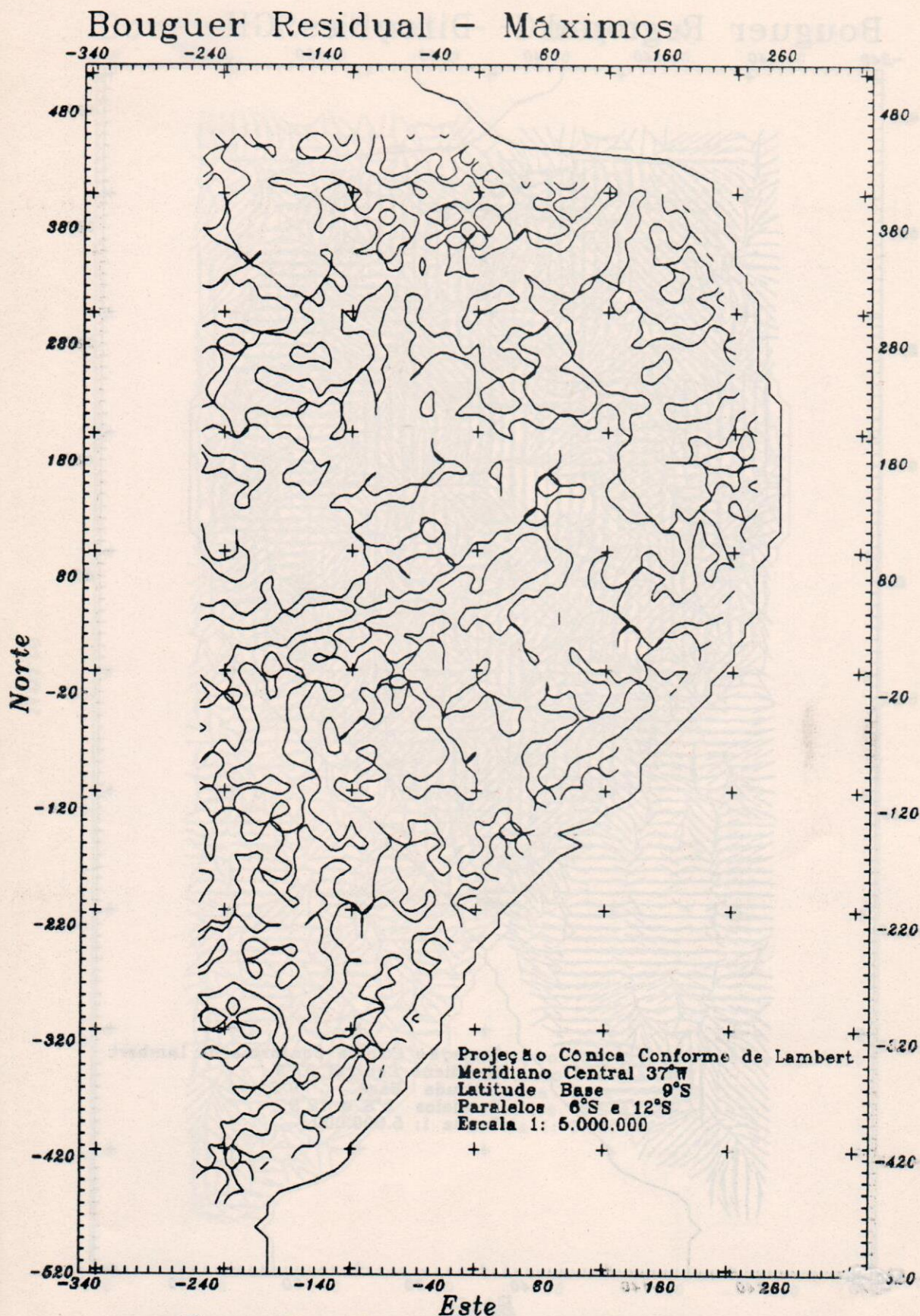


Figura 27 - Mapa de Anomalia Residual Máximos

Bouguer Residual - Direções

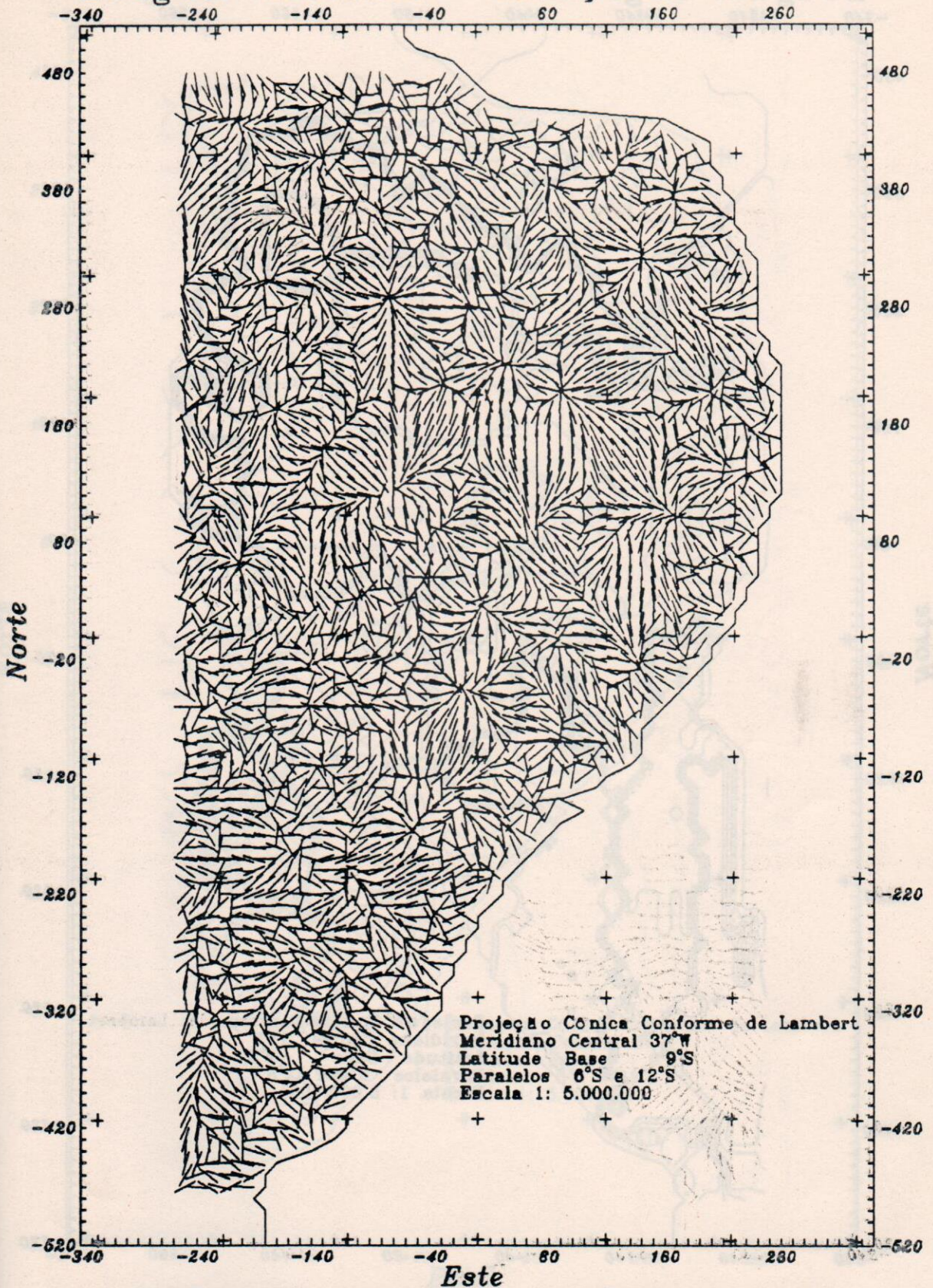
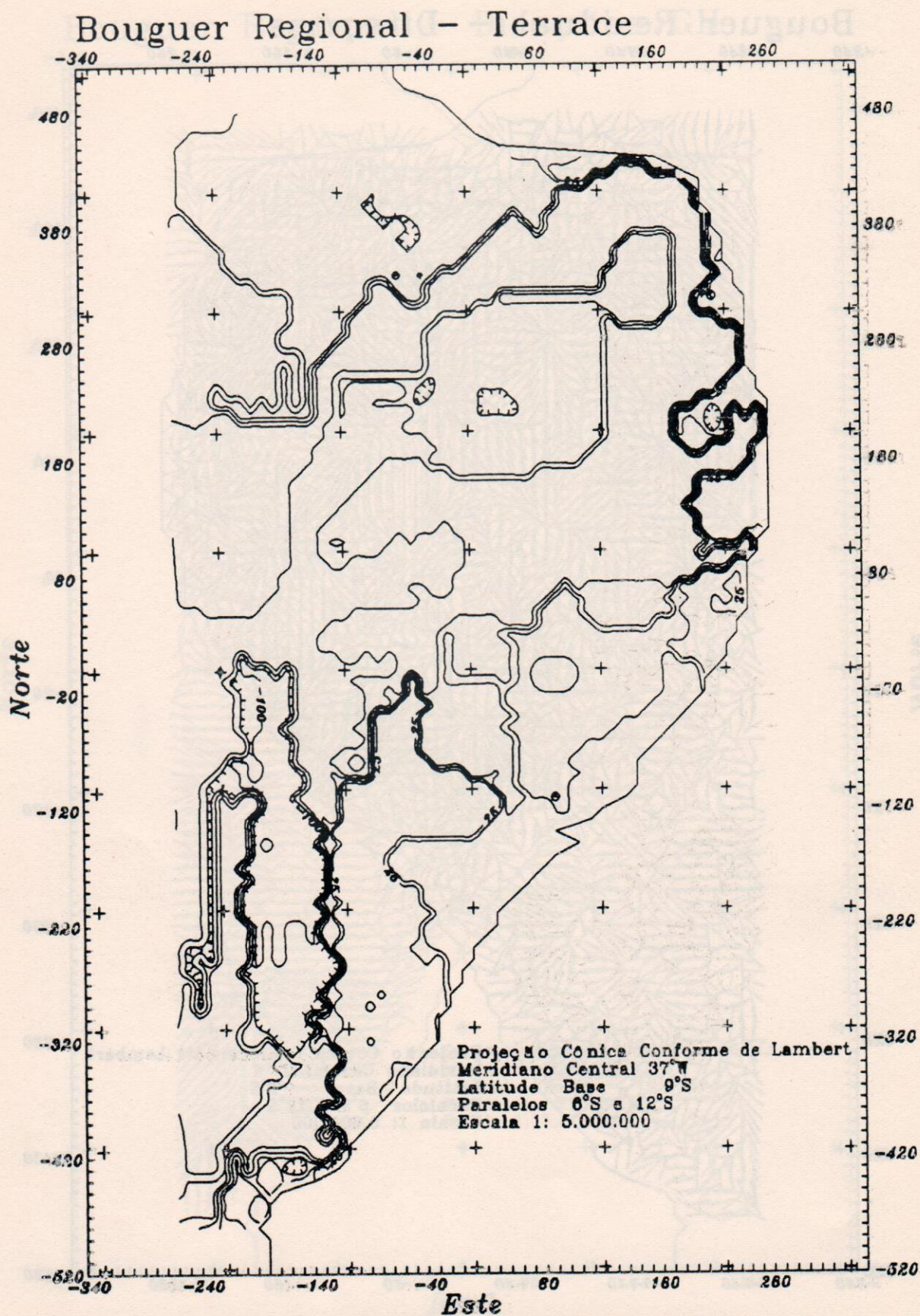


Figura 29 - Mapa de Anomalia Residual Direções



Este

Figura 30 - Mapa de Anomalia Regional Terrace

Bouguer Residual - Terrace

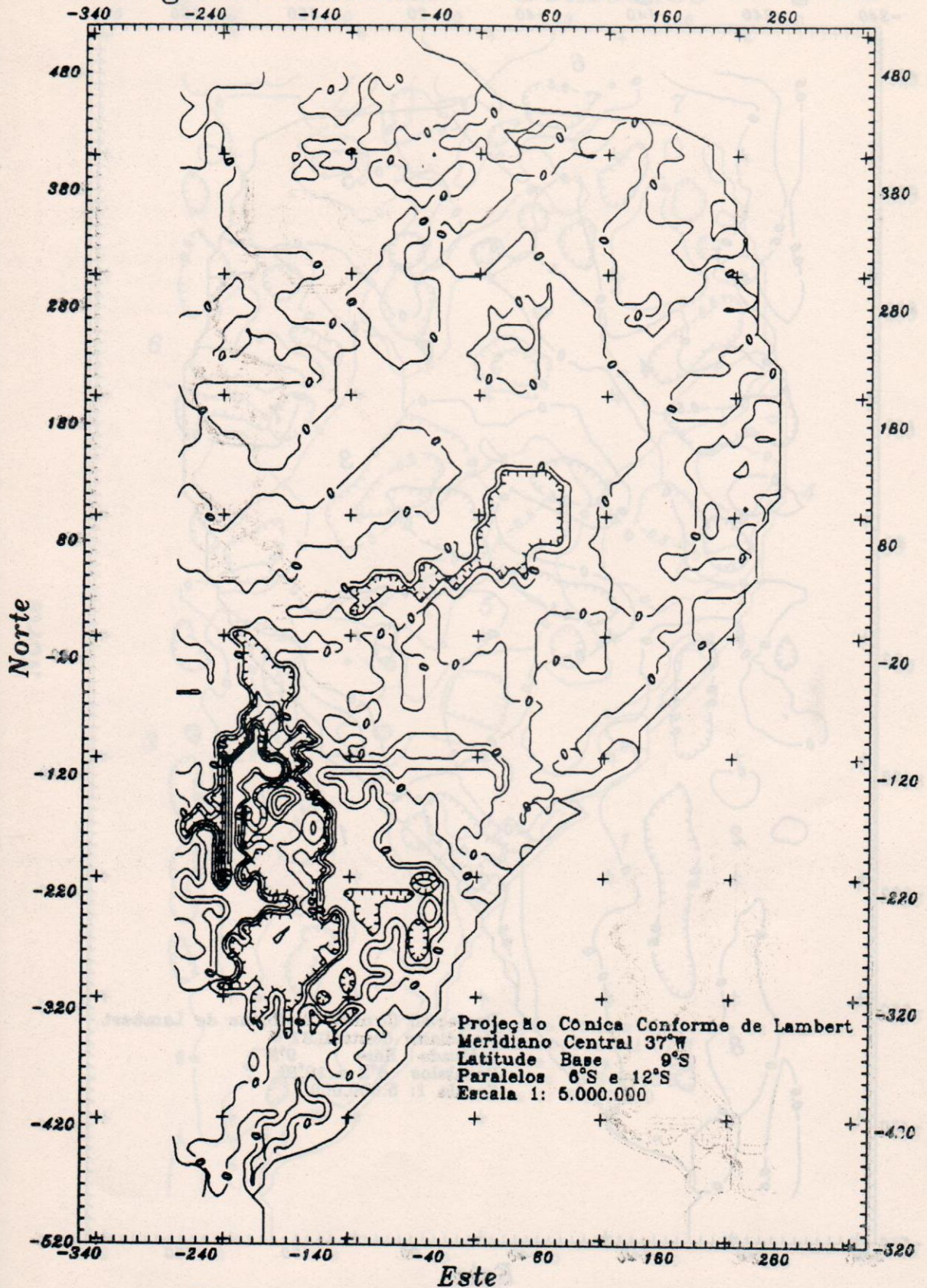


Figura 31 - Mapa de Anomalia Residual Terrace

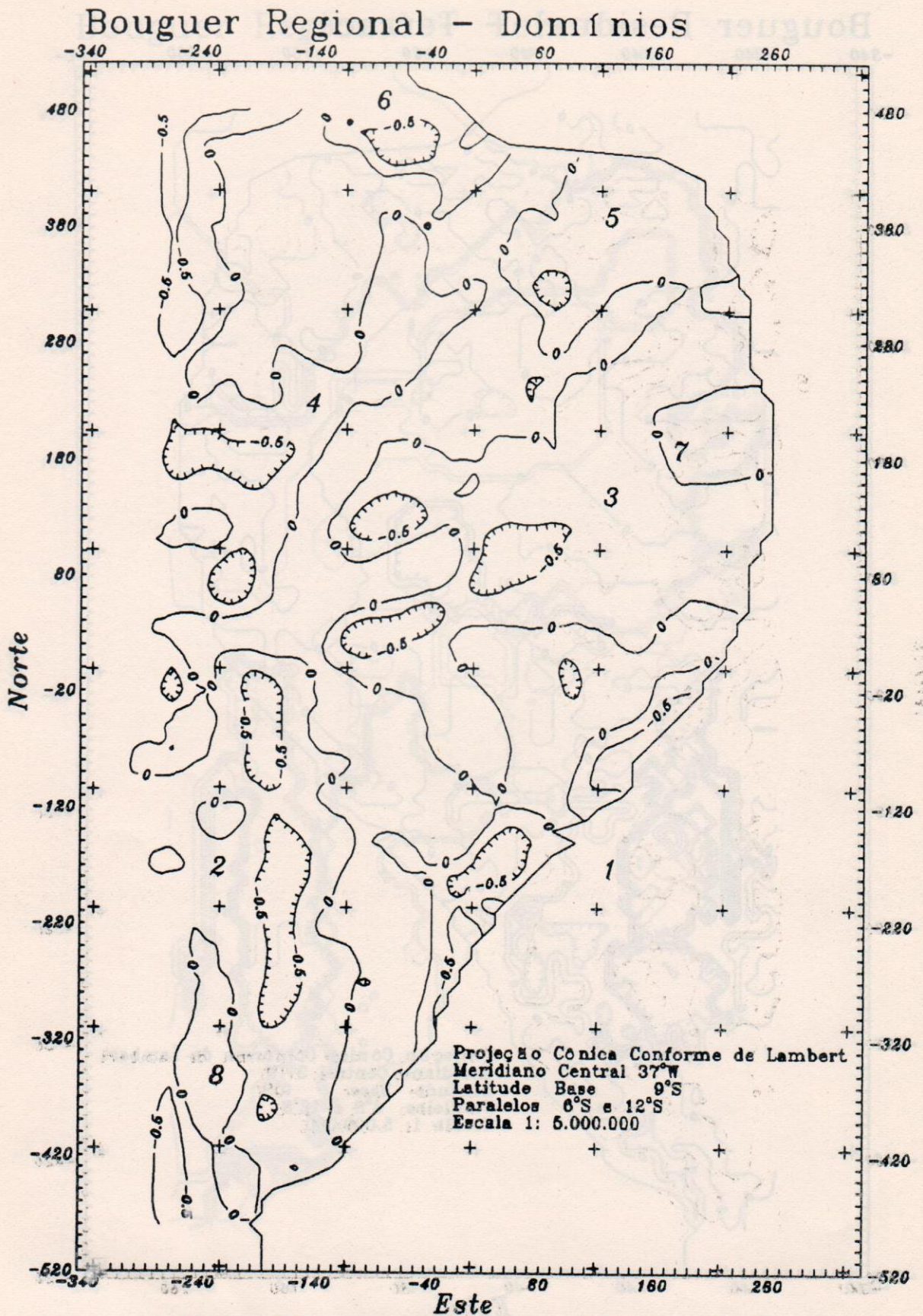


Figura 32 - Mapa de Anomalia Regional Domínios

Bouguer Residual - Domínios

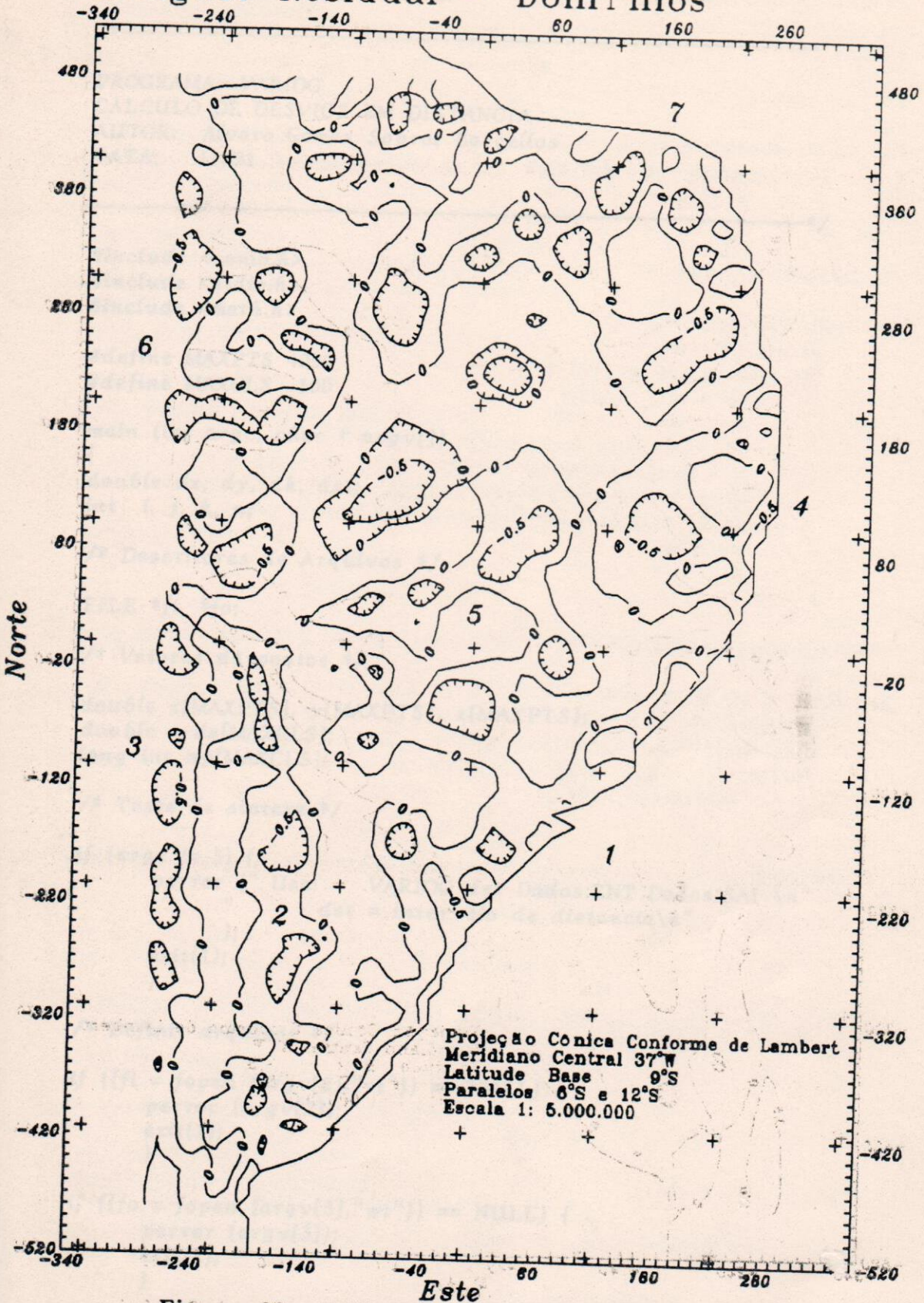


Figura 33 - Mapa de Anomalia Residual Domínios

16. ANEXO I - PROGRAMAS

```

/*-----
PROGRAMA VARIOG
CALCULO DE DESVIOS EM DISTANCIA
AUTOR: Alvaro Gomes Sobral Barcellos
DATA: 11/91
-----*/

```

```

#include <conio.h>
#include <stdio.h>
#include <math.h>

#define MAXPTS 4096
#define MAXCLS 100

main (int argc, char * argv[])
{
double dx, dy, dk, dst;
int i, j, k, n;

/* Descritores de Arquivos */

FILE *fi, *fo;

/* Vetores de pontos */

double x[MAXPTS], y[MAXPTS], z[MAXPTS];
double ds[MAXCLS];
long int np[MAXCLS];

/* Teste de sintaxe */

if (argc != 3) {
    perror (" Use:  VARIOG dst Dados.ENT Dados.SAI \n"
            "          dst = intervalo de distancia\n"
            );
    exit(1);
}

/* Definir arquivos */

if ((fi = fopen (argv[2],"rt")) == NULL) {
    perror (argv[2]);
    exit(1);
}

if ((fo = fopen (argv[3],"wt")) == NULL) {
    perror (argv[3]);
    exit(1);
}

```



```

/* Definir parametros */
sscanf (argv[1]," %lf ", &dst); /* intervalo de distancia */

/* Ler valores */
for (n=0; n<4096; n++) {
    if( fscanf(fi," %lf %lf %lf", &x[n], &y[n], &z[n])
        != 3) break;
}

/* Calcular desvios */
for (i=0; i < n-1; i++) {
    printf ("\r %4d ",i);
    for (j=i+1; j < n; j++) {
        dx = x[i] - x[j];
        dy = y[i] - y[j];
        dk = sqrt(dx * dx + dy * dy);
        k = (int) (dk/dst);
        if (k > MAXCLS) k = MAXCLS;
        ds[k] = (z[i] - z[j]) * (z[i] - z[j]);
        np[k]++;
    }
}

/* Listar Resultados */
for (i=0; i < MAXCLS; i++) {
    if (np[i] == 0) ds[i] = 0;
    else ds[i] = sqrt(ds[i]/np[i]);
    fprintf (fo," dst %6lf desvio %8.2lf npts %4d\n",
        dst*i,ds[i],np[i]);
}

return (0);
}

```



```

/*-----
PROGRAMA GRVGRD
CALCULO DE DOMINIOS, GRAD HORIZONTAL E TERRACE
AUTOR: Alvaro Gomes Sobral Barcellos
DATA: 11/91
-----*/

```

```

#include <stdio.h>
#include <stdlib.h>
#include <math.h>

```

```

/* Limite de pontos em X ou Y */

```

```

#define MAXPTS 120

```

```

float maximo (float a, float b, float c, float d)

```

```

{
    if ( a >= b && a >= c && a >= d) return (a);
    if ( b >= a && b >= c && b >= d) return (b);
    if ( c >= a && c >= b && c >= d) return (c);
    return (d);
}

```

```

float minimo (float a, float b, float c, float d)

```

```

{
    if ( a <= b && a <= c && a <= d) return (a);
    if ( b <= a && b <= c && b <= d) return (b);
    if ( c <= a && c <= b && c <= d) return (c);
    return (d);
}

```

```

main(int argc, char * argv[])

```

```

{
    int i, j, k, nx, ny, opc;
    float nil, gx, gy, a, b, c, d, e, max, min;

```

```

/* Descritores de arquivo */

```

```

FILE *fi, *fo;

```

```

/* Vetores para a malha de pontos */

```

```

float go[MAXPTS][MAXPTS];
float dt[MAXPTS][MAXPTS];
float cv[MAXPTS][MAXPTS];
float mx[MAXPTS][MAXPTS];
float mn[MAXPTS][MAXPTS];

```



```

/* Teste de sintaxe */

if (argc != 6) {
    perror (
        " Use:          GRVGRD opc nx ny nulo Dados.ENT Dados.SAI \n"
        "                opc == 1  qualifica pontos :\n"
        "                -4 = minimo, 0 = inflexao, +4 = maximo\n"
        "                opc == 2  calcula a derivada horizontal\n"
        "                opc == 3  calcula a direcao da derivada\n"
        "                opc == 4  calcula a funcao terrace\n"
        "                nx e ny == numero de pontos em X e Y\n"
        "                nulo == valor que indica ponto vazio\n"
    );
    exit(1);
}

/* Definir parametros */

sscanf (argv[1], "%d ", &opc); /* opcao de processo */
sscanf (argv[2], "%d ", &nx); /* numero de pontos em X */
sscanf (argv[3], "%d ", &ny); /* numero de pontos em Y */

/* Testa o numero de pontos */

if ( nx > MAXPTS || ny > MAXPTS ) {
    perror (" Maximo de pontos excedido ...");
    exit (1);
}

/* Define Valor Nulo */

sscanf (argv[3], "%f ", &nil);

/* Definir arquivos */

if ((fi = fopen (argv[4], "rt")) == NULL) {
    perror (argv[4]);
    exit(1);
}

if ((fo = fopen (argv[5], "wt")) == NULL) {
    perror (argv[5]);
    exit(1);
}

/* Ler valores da malha de pontos */

for (i=0; i < nx; i++) {
    for (j=0; j < ny; j++) {
        fscanf(fi, "%f ", &go[i][j]);
    }
}

```



```

/* Terrace */
if (opc == 4) {
    for (i=0; i< nx; i++) {
        for (j=0; j< ny; j++) {
            dt[i][j] = go[i][j];
        }
    }
    do {
        /* calcular minimos e maximos */
        for (i=1; i< nx-1; i++) {
            printf ("\r %4d",i);
            for (j=1; j< ny-1; j++) {
                /* if (dt[i][j] == nil) continue;
                a = dt[i][j-1];
                b = dt[i][j+1];
                c = dt[i+1][j];
                d = dt[i-1][j];
                e = 0;
                if ( a == nil ) e += 1;
                if ( b == nil ) e += 2;
                if ( c == nil ) e += 4;
                if ( d == nil ) e += 8;
                switch (e) {
                    case 0 : break;
                    case 1 : a = b; break;
                    case 2 : b = a; break;
                    case 3 : a = b = c; break;
                    case 4 : c = a; break;
                    case 5 : a = c = b; break;
                    case 6 : b = c = a; break;
                    case 7 : a = b = c = d; break;
                    case 8 : d = a; break;
                    case 9 : a = d = b; break;
                    case 10 : b = d = a; break;
                    case 11 : a = b = d = c; break;
                    case 12 : c = d = a; break;
                    case 13 : a = c = d = b; break;
                    case 14 : b = c = d = a; break;
                    default : dt[i][j] = nil; break;
                }
                if (dt[i][j] == nil) continue;
                mx[i][j] = maximo(a,b,c,d);
                mn[i][j] = minimo(a,b,c,d);
            }
        }
    }
}

```



```

/* calcular curvatura */
for (i=1; i< nx-1; i++) {
  for (j=1; j< ny-1; j++) {
    if (dt[i][j] == nil) continue;
    if (mn[i][j] < dt[i][j] && dt[i][j] < mx[i][j])
      cv[i][j] = (mx[i][j]+mn[i][j])-2*dt[i][j];
    else cv[i][j] = 0;
  }
}

/* modificar valores */

k = 0;
for (i=1; i< nx-1; i++) {
  for (j=1; j< ny-1; j++) {
    if (dt[i][j] == nil) continue;
    if (cv[i][j] == 0) continue;
    if (cv[i][j] < 0) dt[i][j] = mn[i][j];
    else if (cv[i][j] > 0) dt[i][j] = mx[i][j];
    ++k;
  }
}

printf ("\r modificados %4d pontos\n",k);

} while (k > 0);

/* escalar valores entre 0 e 1*/

max = -1.0E24;
min = +1.0E24;
for (i=1; i< nx-1; i++) {
  for (j=1; j< ny-1; j++) {
    if (dt[i][j] == nil) continue;
    if (max < dt[i][j]) max = dt[i][j];
    if (min > dt[i][j]) min = dt[i][j];
  }
}

max = max - min;
for (i=1; i< nx-1; i++) {
  for (j=1; j< ny-1; j++) {
    if (dt[i][j] == nil) continue;
    dt[i][j] = ((dt[i][j] - min) / max);
  }
}

```



```

/* ajustar bordas */

for (i=0; i < nx; i++) {
    if (dt[i][0] == nil) continue;
    if (dt[i][ny-1] == nil) continue;
    dt[i][0]=dt[i][1];
    dt[i][ny-1] = dt[i][ny-2];
}

for (j=0; j < ny; j++) {
    if (dt[0][j] == nil) continue;
    if (dt[nx-1][j] == nil) continue;
    dt[0][j]=dt[1][j];
    dt[nx-1][j] = dt[nx-2][j];
}

else {

/* Definir maximos e minimos */

for (i=0; i < nx; i++) {

    printf ("\r %4d",i);

    for (j=0; j < ny; j++) {

        dt[i][j] = nil;

/* Testar se o valor e nulo ou vizinho a nulos */

        if (go[i][j] == nil) continue;

        if (go[i][j-1] == nil || go[i][j+1] == nil ||
            go[i-1][j] == nil || go[i+1][j] == nil ||
            go[i-1][j-1] == nil || go[i+1][j+1] == nil ||
            go[i+1][j-1] == nil || go[i-1][j+1] == nil )
            continue;

/* Definir Contador */

        if (opc == 1) {

            k = 0;
            if (go[i][j] > go[i-1][j-1] &&
                go[i][j] > go[i+1][j+1]) k++;
            if (go[i][j] > go[i][j-1] &&
                go[i][j] > go[i][j+1]) k++;
            if (go[i][j] > go[i+1][j-1] &&
                go[i][j] > go[i-1][j+1]) k++;
            if (go[i][j] > go[i-1][j] &&
                go[i][j] > go[i+1][j]) k++;

```



```

if (go[i][j] < go[i-1][j-1] &&
    go[i][j] < go[i+1][j+1]) k--;
if (go[i][j] < go[i][j-1] &&
    go[i][j] < go[i][j+1]) k--;
if (go[i][j] < go[i+1][j-1] &&
    go[i][j] < go[i-1][j+1]) k--;
if (go[i][j] < go[i-1][j] &&
    go[i][j] < go[i+1][j]) k--;

dt[i][j] = k;
}

/* Definir Valor do Gradiente Horizontal */
if (opc == 2) {
    gy = (go[i][j+1] - go[i][j-1]) / 2;
    gx = (go[i+1][j] - go[i-1][j]) / 2;
    dt[i][j] = sqrt (gy * gy + gx * gx);
}

/* Definir Direcao do Gradiente Horizontal */
if (opc == 3) {
    gy = (go[i][j+1] - go[i][j-1]) / 2;
    gx = (go[i+1][j] - go[i-1][j]) / 2;
    dt[i][j] = atan2 (gy,gx);
}
}
}

/* Listar valores finais */
for (i=0; i < nx; i++) {
    for (j=0; j < ny; j++) {
        fprintf (fo, "%8.2f", dt[i][j]);
    }
    fprintf (fo, "\n");
}

/* Fechar arquivos */
fclose (fi);
fclose (fo);

return (0);
}

```


ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1	- ESQUEMA GEO-ESTRUTURAL DA ÁREA	51
FIGURA 2	- DISTRIBUIÇÃO DE PONTOS POR DISTÂNCIA.....	52
FIGURA 3	- DISTRIBUIÇÃO DE DESVIOS POR DISTÂNCIA.....	53
FIGURA 4	- DISTRIBUIÇÃO PONTOS E ESTAÇÕES BOUGUER.....	54
FIGURA 5	- DISTRIBUIÇÃO PONTOS E ESTAÇÕES FAYE.....	55
FIGURA 6	- MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DE ESTAÇÕES	56
FIGURA 7	- MAPA DE CONTORNO ANOMALIA FAYE.....	57
FIGURA 8	- MAPA DE CONTORNO ANOMALIA BOUGUER	58
FIGURA 9	- MAPA DE DOMÍNIOS DA ANOMALIA FAYE	59
FIGURA 10	- MAPA DE DOMÍNIOS DA ANOMALIA BOUGUER.....	60
FIGURA 11	- MAPA DE REFERÊNCIA GEOGRÁFICA	61
FIGURA 12	- ESPECTRO DE VALORES FAYE O-E	62
FIGURA 13	- ESPECTRO DE VALORES BOUGUER O-E	63
FIGURA 14	- ESPECTRO DE VALORES FAYE S-N.....	64
FIGURA 15	- ESPECTRO DE VALORES BOUGUER S-N	65
FIGURA 16	- MAPA DA ALTIMETRIA CALCULADA.....	66
FIGURA 17	- MAPA DA ALTIMETRIA MÉDIA	67
FIGURA 18	- MAPA DE ANOMALIA BOUGUER REGIONAL.....	68
FIGURA 19	- MAPA DE ANOMALIA BOUGUER RESIDUAL.....	69
FIGURA 20	- DISTRIBUIÇÃO BOUGUER.....	70
FIGURA 21	- PERFIL TRANSVERSAL	71
FIGURA 22	- PERFIL OESTE-LESTE.....	72
FIGURA 23	- PERFIL NORTE-SUL	73
FIGURA 24	- VARIAÇÃO BOUGUER COM A DENSIDADE.....	74
FIGURA 25	- VARIAÇÃO BOUGUER COM A PROFUNDIDADE.....	75
FIGURA 26	- MAPA DE ANOMALIA REGIONAL MÁXIMOS.....	76
FIGURA 27	- MAPA DE ANOMALIA RESIDUAL MÁXIMOS.....	77
FIGURA 28	- MAPA DE ANOMALIA REGIONAL DIREÇÕES	78
FIGURA 29	- MAPA DE ANOMALIA RESIDUAL DIREÇÕES.....	79
FIGURA 30	- MAPA DE ANOMALIA REGIONAL TERRACE.....	80
FIGURA 31	- MAPA DE ANOMALIA RESIDUAL TERRACE.....	81
FIGURA 32	- MAPA DE ANOMALIA REGIONAL DOMÍNIOS.....	82
FIGURA 33	- MAPA DE ANOMALIA RESIDUAL DOMÍNIOS	83

Todos os Interessados em Publicações do
 Observatório Nacional. Devem Dirigir-se a
 CNPq - ON -
 Biblioteca
 r. Cal. José Cristino, 77 - CP. 23002
 20921 - São Cristovão, RJ
 Brasil
 Telf. 5807313 - r.285