

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências

**Estudo da Zona Sul Portuguesa
e da
Margem Atlântica Adjacente
a partir de
Dados Geofísicos**



João Paulo Gameira de Carvalho

Tese apresentada à

Universidade de Lisboa

para obtenção do grau de Mestre em Ciências Geofísicas
na especialidade de Geofísica Interna

Lisboa, 1995

Índice

Agradecimentos.....	3
Introdução.....	4
I GEOLOGIA DA ZONA SUL PORTUGUESA	6
1 Enquadramento Geológico da Região em Estudo.....	6
1.1 Situação no quadro Europeu.....	6
1.2 Integração da Zona Sul Portuguesa no Maciço Ibérico.....	10
2 Breves Considerações sobre a Geologia e Tectónica da Zona Sul Portuguesa.....	12
2.1 Introdução.....	12
2.2 O Ofiolito de Beja Acebuches.....	14
2.3 Antiforma de Pulo do Lobo.....	15
2.4 Faixa Piritosa.....	17
2.5 Grupo de Flysch do Baixo Alentejo.....	23
2.6 Sudoeste de Portugal.....	24
3 Implicações Geodinâmicas.....	27
II UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS SÍSMICOS	31
1 Generalidades sobre os fundamentos do método de reflexão sísmica.....	31
2 A informação sísmica disponível.....	40
2.1 Sísmica de reflexão "off-shore" na Costa Alentejana e Algarvia.....	40
2.2 Resumo dos estudos sísmicos realizados no Alentejo e Algarve.....	43
2.3 Nova informação proveniente da interpretação dos perfis do G.S.I.....	45
2.3.1 Introdução.....	45
2.3.2 Ligação das secções sísmicas com as sondagens.....	45
2.3.3 Interpretação geofísica e geológica dos perfis.....	52
III MÉTODOS POTENCIAIS	57
1 Introdução.....	57
2 Dados do geomagnetismo.....	57
2.1 O campo magnético terrestre.....	57
2.2 As anomalias magnéticas e a sua correlação geológica: técnicas de interpretação.....	62
2.3 Identificação e processamento dos dados disponíveis.....	68
3 Constrangimento fornecido pela gravimetria.....	74
3.1 A contribuição da gravimetria.....	74
3.2 Variações do campo gravítico terrestre e processamento dos dados.....	75
3.3 Interpretação das cartas de anomalias.....	79
3.4 Informação gravimétrica de Portugal Continental e Atlântico adjacente.....	84

IV INTERPRETAÇÃO DADOS GEOFÍSICOS	87
1.1 Interpretação qualitativa da carta aeromagnética...	87
1.1 Cartas transformadas e de iluminação razante.....	87
1.2 Informação gravimétrica.....	105
2 Conjugação da informação dos métodos potenciais e sísmica.....	110
3 Modelação magnética e gravimétrica.....	115
Apêndice A - Interpretação da secções sísmicas	123
Apêndice B - Modelação gravimétrica 3D	129
Apêndice C - Modelação magnética e gravimétrica 2.5D	139
Referências Bibliográficas	148

Agradecimentos

Este trabalho deve em parte a sua existência, directa ou indirectamente (como todos aqueles que realizaram a recolha de dados aqui usados), a um elevado número de pessoas que não é possível mencionar na sua totalidade. A todos eles o meu obrigado. Particularmente, gostaria de agradecer:

ao Doutor Miguel Miranda, pelo empenhamento que colocou neste projecto e pelo auxílio e disponibilidade que sempre lhe dispensou. Ainda pela importante orientação técnica, contactos facultados e pela cedência de procedimentos computacionais para o cálculo dos campos geomagnéticos de referência;

ao Dr. Luís Torres pela cooperação constante que com ele mantive durante o decorrer dos trabalhos, pela cedência de muito do "software" aqui utilizado, bem como de trabalhos, publicações, etc., por si realizados ou outros ao cuidado da Div. Geofísica do IGM e ainda pela cedência de bibliografia sobre métodos potenciais;

à Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, em particular ao seu Presidente, F. Ramôa Ribeiro, pela atribuição de uma bolsa de mestrado que permitiu este trabalho.

ao Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa na pessoa do seu presidente, Prof. Doutor Luís A. Mendes-Victor, pela aquisição e cedência das cópias dos perfis de reflexão sísmica e dados das sondagens "off-shore" que foram incorporados nesta tese, e também por ter disponibilizado meios e instalações;

ao Instituto Geológico e Mineiro, na pessoa do seu Presidente, Eng.º Luís Costa, pela cedência dos dados gravimétricos e magnéticos. Ainda por ter colocado à disposição os meios informáticos necessários para a realização deste trabalho;

ao Grupo de Pesquisa e Exploração de Petróleos, na pessoa do seu presidente, Dr. Goinhas e da Dr. Teresinha Abecassis, pela cedência dos perfis de reflexão sísmica e das diagrfias realizadas nas sondagens "off-shore", bem como de outros dados referentes aos mesmos.

ao Dr. Rui Baptista e à Dr. Manuela Costa pelo seu auxílio na interpretação das sondagens e dos perfis sísmicos do GSI.

ainda uma palavra para a Dr. Elsa Silva e Jaime Leote pelo seu auxílio na recolha de informação bibliográfica.

Introdução

Esta tese tem como objectivo o estudo da Zona Sul Portuguesa e da Margem Atlântica adjacente em termos geofísicos. Mais precisamente, pretende-se estudar a continuidade das estruturas continentais Paleozóicas da Zona Sul Portuguesa na Margem Oeste Portuguesa. A região em estudo está, por isso, geográficamente definida pela posição ocupada pela Zona Sul Portuguesa em território português e na margem Oeste Atlântica. Embora a definição rigorosa de uma zona de estudo esteja limitada pelas diferentes coberturas dos dados geofísicos, podemos situar aproximadamente a região de maior interesse entre as longitudes 10° e 8° 30' W do Meridiano Internacional e entre os 39° e os 36° 30' N. Cartograficamente, esta área corresponde aproximadamente à folha nº 7 das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1/200.000 e ainda às cartas 38B, 39A, 39B, 39C e 39D à escala 1/50.000.

Utilizaremos dados gravimétricos terrestres levantados por serviços estatais e companhias privadas, dados gravimétricos marinhos colhidos por empresas petrolíferas, sísmica de reflexão "off-shore" recolhida pelo Geophysical Service Inc. e dados das sondagens realizadas pela Texaco na mesma região. Serão usados também dados magnéticos aéreos recolhidos pela Fairey Surveys Lda para diversas empresas petrolíferas na região da plataforma, bem como um levantamento aéreo terrestre efectuado pela Geoterrex por encomenda da empresa Rio Artezia. Medidas de grandezas geofísicas efectuadas em sondagens terrestres, foram também usadas neste trabalho.

Usando este conjunto de dados e ainda recorrendo à informação geológica e geofísica disponível nesta região, tentámos contribuir para o esclarecimento da fronteira Norte da Zona Sul Portuguesa, que diversos autores têm atribuído diferentes geometrias e orientações. Usando as cartas de superfície (magnética e gravimétrica), dados de sondagens e modelação, investigámos a possível continuidade das unidades vulcânicas que fazem parte da Zona Sul Portuguesa na Margem Ocidental, quer sob a cobertura da Orla Meso-Cenozóica quer em plena plataforma e talude continental.

Produziu-se um esboço do relevo do soco Paleozóico na região da Margem Atlântica a partir da interpretação dos perfis sísmicos, dada a importância deste na evolução tectónica e geológica de acontecimentos posteriores. Novas falhas, detectadas nas cartas magnéticas e visíveis nas secções sísmicas, foram acrescentadas. Mapas do relevo Mesozóico e Cenozóico foram igualmente produzidos. O conjunto destes mapas, juntamente com informação de parâmetros geofísicos reunidos em sondagens, foi usado na modelação magnética e gravimétrica da margem Atlântica. O fim desta visava não só a validação dos referidos mapas, como efectuar o relacionamento das anomalias presentes na carta aeromagnética com episódios vulcânicos semelhantes aos da Faixa Piritosa e do Cercal e investigar uma zona de soco sobreerguido a Sul do Cabo Sardão.

Os resultados sugerem que a Zona Sul Portuguesa mantém a sua direcção típica (N135°E) na margem Atlântica sensivelmente a Norte do Cabo Sardão. A presença de episódios vulcânicos semelhantes aos que originaram as vulcânicas do Cercal e da Faixa

Piritosa, é deduzida da análise dos dados apresentados, tendo sido detectada uma possível presença de mais duas regiões vulcânicas. A carta aeromagnética elaborada mostra um alinhamento daquelas unidades em forma de "S", passando por Alcoutim, Castro Verde, Aljustrel, Grândola, Alcácer e terminando junto a Setúbal.

Um segundo alinhamento ou eixo vulcânico paleozóico subparalelo a este poderá existir, constituído pelo Cercal e por uma anomalia no Atlântico aqui designada por anomalia C, desaparecendo junto ao Cabo Espichel. Outra anomalia, situada a cerca de 100 km a Oeste de Sines poderá fazer parte de um outro eixo de vulcânicas. Outras anomalias com essa orientação devem-se provavelmente a intrusões básicas pós-paleozóicas ou a subida do soco Paleozóico. Para Norte e Nordeste do Cabo Espichel e do lineamento do Vale Inferior do Tejo, as anomalias do Cabo Raso, Sintra e do manto basáltico de Lisboa, não permitem seguir as estruturas Paleozóicas.

A Sul do Cabo Sardão, as estruturas passam para uma direcção E-W a ENW-ESE até à anomalia magnética e gravimétrica de Portimão. A sua origem pode dever-se à subida de material mais antigo e metamorfizado ou alternativamente, a episódios de vulcânismo e "uplift" durante a abertura do Atlântico ou no Cretácico terminal. Informação sísmica complementada com modelação magnética e gravimétrica parecem viabilizar uma combinação destas duas hipóteses, sugerindo que a orientação das anomalias magnéticas e gravimétricas, na margem oceânica a Sul do referido cabo, serão possivelmente devido à presença mais superficial das estruturas Paleozóicas e de origem ante-Devónica provocada por actividade magmática posterior.

Algumas novas falhas no continente são sugeridas pela carta aeromagnética e a sua ligação a acidentes submarinos já cartografados pode existir. Parte da continuidade destes lineamentos é verificada nos perfis sísmicos do G.S.I. e uma delas é apoiada por um levantamento radiométrico. O prolongamento no oceano de falhas importantes de provável origem Hercínica como a Falha de Grândola, a Messejana ou o lineamento do Vale Inferior do Tejo, é também analisado, tendo sido reunidas evidências da sua existência tal como tem sido sugerido por diversos autores. Outras falhas e lineamentos na margem são identificados e a sua ligação a fracturas em terra é discutida.

I Geologia da Zona Sul Portuguesa

1 Enquadramento Geológico da Região em Estudo

1.1 Situação no quadro Europeu

O continente Europeu é formado por diversos fragmentos sucessivamente cratonizados, que correspondem à evolução desde o Criptozóico das diversas placas tectónicas então existentes. Cada bloco está limitado por antigas cadeias montanhosas que foram arrasadas em maior ou menor grau pela erosão, pelo que cada placa está então associada a uma dada fase orogénica. A divisão proposta por Stille (in Ribeiro et al., 1979), aceite pela grande maioria dos autores, corresponde precisamente aos contornos destas antigas fronteiras de placas.

Esta subdivisão da Europa (fig. 1.1) inclui: a Éo-Europa Pré-Câmbrica, a Paleo-Europa Caledónica, a Mezo-Europa Hercínica e a Neo-Europa Alpina. A Mezo-Europa, na qual se inclui a Península Ibérica, corresponde portanto a uma porção de solo aflorante constituído durante a orogenia Hercínica, que se iniciou algures durante o Devónico e terminou no Pérmico Inferior (Ribeiro et al., 1979) e que pouca ou nenhuma deformação sofreu desde então.

A Mezo-Europa, corresponde portanto às Variscidas Europeias ou cadeia Hercínica, é composta por diversos blocos (fig. 1.2): Maciço Saxo-Turingio, Maciço Armoricano, Maciço Central Francês, Maciço Ardeno-Reno-Hercínico, Cornualha Britânica, Maciço da Boémia, Bloco Corso-Sardo e Maciço Ibérico. Tendo em conta a abertura do Atlântico e do Golfo da Biscaia e o fecho da Mesogeia, estes blocos constituem uma cintura contínua de rochas, mas ao contrário da Paleo-Europa Caledónica, cujas estruturas possuem uma disposição linear, a cadeia Varisca da Europa apresenta uma virgação assinalável de curvatura variável. As rochas encontram-se deformadas, metamorfizadas e marcadas por intrusões granitóides geralmente datadas do Carbónico terminal.

Na extremidade Oriental as estruturas reúnem-se em torno do Maciço da Boémia; na Alemanha e França têm a orientação dita Hercínica: NE-SW e rapidamente passam à direcção NW-SE na região Armoricana. Mais a Oeste, no Maciço Ibérico, este zonamento permanece. Uma das virgações mais proeminentes e também a mais ocidental, designa-se por Arco Ibero-Aarmoricano e é constituída precisamente pelas Variscidas Francesas (Maciço Central e Maciço Armoricano) e pelo Maciço Ibérico.

A cintura Varisca possui duas vergências principais: uma orientada para o exterior e por isso divergente, e outra orientada para o interior que é convergente. As características paleo-geográficas, tectónicas, magmáticas e metamórficas são de direcção constante quando paralelas às estruturas mas mudam radicalmente na direcção perpendicular àquelas. Este zonamento é conhecido há muito e permite relacionar os diversos segmentos do maciço Hercínico que se encontram hoje separados por diversos acidentes geográfico-morfológicos, bem como definir várias zonas que se podem seguir com menor ou maior dificuldade ao longo da cintura.



FIGURA 1.1 AS GRANDES UNIDADES TECTÓNICAS DA EUROPA SEGUNDO STILLE (ADAPTADO DE RIBEIRO ET AL., 1979).

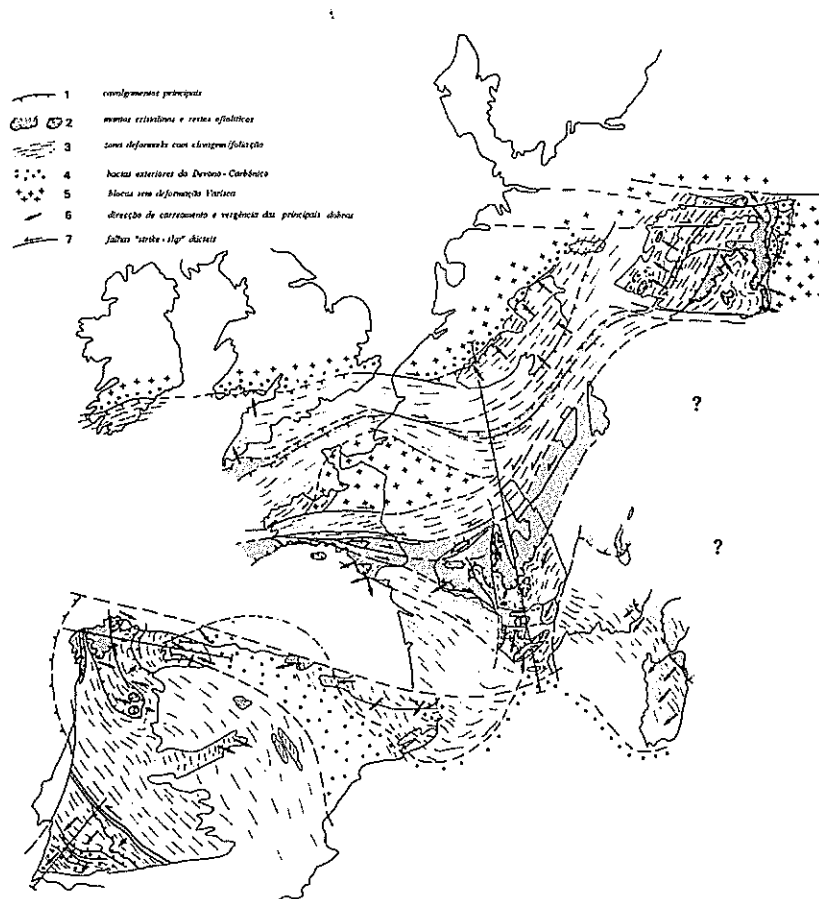


FIGURA 1.2 A CADEIA HERCÍNICA NA EUROPA E O ARCO ÍBERO-ARMORICANO (ADAPTADO DE MATTE, 1986).

Em virtude deste zonamento, as diversas transversais à cadeia apresentam um aspecto semelhante. Assim, nos Domínios Internos predominam terrenos do Paleozóico Inferior e Pré-Câmbrico, onde a deformação é mais intensa e antiga, o metamorfismo regional é de grau mais elevado e as intrusões sinorogénicas atingiram maior extensão.

Nos Domínios Externos, nos quais se inclui a Zona Sul Portuguesa, aflora principalmente o Paleozóico Superior, a deformação é mais tardia e menos intensa, enquanto o metamorfismo regional é de baixo grau e as intrusões sinorogénicas mais raras. No entanto, a simetria bilateral da cadeia Hercínica é algo grosseira e existem várias diferenças entre as zonas externas de ambos os lados do domínio interno.

As diversas zonas que se podem distinguir na cadeia Hercínica são separadas por acidentes profundos que se mantiveram activos durante a orogenia Hercínica, o que sugere que a evolução paleo-geográfica e tectónica foi controlada ao nível do soco (Ribeiro et al., 1979; Matte, 1986). Para compreender melhor esta evolução é necessário estudar as características das diversas zonas da cintura Varisca e efectuar a sua correlação ao longo daquela.

A Zona Externa, de vergências divergentes, pode seguir-se através da Zona Moravo-Silesiana, pela Zona Reno-Hercínica, pelo Sudoeste de Inglaterra e Irlanda, prolongando-se pela Zona Sul Portuguesa. Estas zonas são caracterizadas por vulcanismo abundante seguido de espessos depósitos de "flysch" datado do Carbónico. Estas zonas são limitadas no exterior pela denominada frente Varisca, que separa os terrenos deformados Paleozóicos e Criptozóicos do solo pós-Pérmico. Esta frente prolonga-se a Oeste da Irlanda até ao Canadá, visto que os terrenos Paleozóicos do Sudoeste português continuam ainda deformados intensamente (apesar da deflexão diminuir para Sudoeste).

Os Domínios Externos são separados das Zonas Internas através de um cavalgamento principal que pode ser seguido desde o Sudoeste Inglês (Start-Point, Lizard) até à Península Ibérica, onde separa a Zona Sul Portuguesa da Zona de Ossa-Morena (cavalgamento de Ferreira-Ficalho).

Os Domínios Internos são mais difíceis de correlacionar, todavia pode seguir-se o prolongamento da Zona Centro-Ibérica pela Zona Sul-Armoricana, Maciço Central Francês e pela Zona Moldavo-Danubiana (Ribeiro et al., 1979). Na Península Ibérica, a separação entre a Zona de Ossa-Morena e Centro-Ibérica é feita pelo lineamento Coimbra-Portalegre-Badajoz-Córdova, que tem sido reconhecido como uma zona de sutura oceânica e/ou uma falha transformante durante o fecho de um oceano Paleozóico, tendo posteriormente evoluído para uma falha de "wrench" durante um processo de colisão continental (Burg et al., 1981). Este acidente é ainda visível na Zona Sul-Armoricana, mas para Leste é difícil de seguir.

A parte dos Domínios Internos de vergência convergente é ainda mais difícil de reconstituir devido à acção da orogenia Alpina, mas o prolongamento da parte Sul do Maciço Central na Península Ibérica é claramente a Zona Oeste-Asturiana. Estas zonas são separadas da parte mais interna do Arco Ibero-Armoricano, a Zona Cantábrica, através de um cavalgamento principal. Esta última zona constituía o limite Sul da cadeia Varisca, como o atestam os molassos de carvão que aí se encontram. Na Zona Cantábrica, o Arco Ibero-Armoricano fecha-se progressivamente, chegando as estruturas a rodar 180°.

Na cintura Varisca e no Arco Ibero-Armoricano estão presentes importantes características tectónicas, todas elas relacionadas com ambientes de colisão: cavalgamentos, falhamento do tipo "strike-slip" e de "wrenching". Mantos de carreamento e dobramento distribuem-se em redor do Arco com vergência para o interior deste na parte interna e para o exterior na parte externa. Os mantos foram progressivamente deformados e metamorfozados durante a sua colocação conjuntamente com as sequências subjacentes.

Estas evidências apontam para que a virgiação Ibero-Armoricana e a Mezo-Europa sejam o resultado duma colisão continental durante a orogenia Hercínica (Matte, 1986; Burg et al., 1987; Brun et al., 1982; Ribeiro et al., 1979; etc.). Reconstituições da disposição dos continentes no Paleozóico a partir de dados paleomagnéticos (fig. 1.3), mostram que esta colisão se engloba num conjunto de orogenias relacionadas com o choque entre três grandes cratões: Báltico, Africano e Norte-Americano.

Seguindo a evolução temporal dessa colisão, em primeiro lugar ter-se-ão unido o núcleo Báltico com o Norte-Americano, tendo lugar a orogenia Caledónica na Europa Escandinava e as orogenias Acadiana e Tacónica, na América do Norte. A colisão terá ocorrido de Nordeste para Sudoeste, tendo-se iniciado no Ordovícico e terminado no Devónico Médio a Superior. Posteriormente, a actual parte Sul do cratão Norte-Americano colidia com a parte ocidental do continente Africano, dando origem aos Apalaches do Sul (orogenia Apalachiana), tendo a máxima actividade ocorrido no Carbónico-Pérmico. Esta orogenia encontra-se também presente na parte interna da cadeia Hercínica.

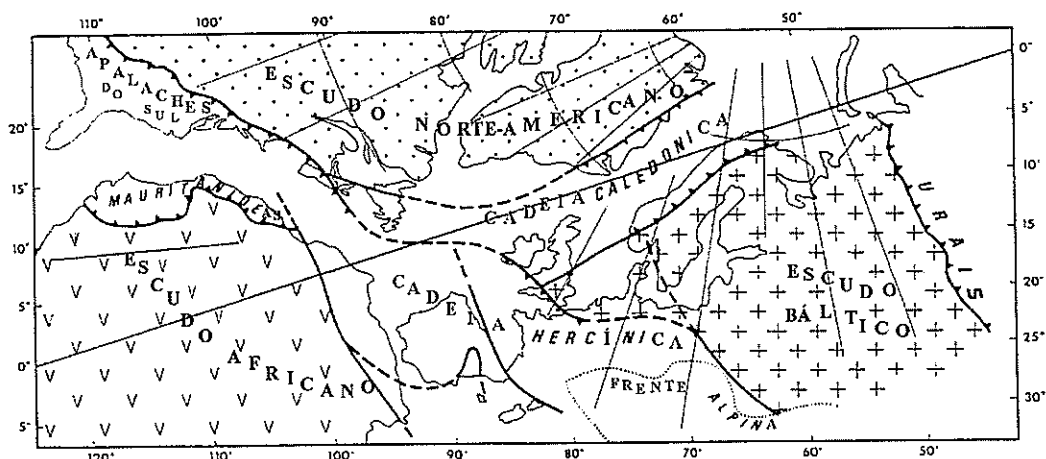


FIGURA 1.3 DISTRIBUIÇÃO DAS OROGENIAS PALEOZÓICAS EM TORNO DO ATLÂNTICO NORTE (ADAPTADO DE RIBEIRO ET AL., 1979)

Simultaneamente, o "escudo" Africano terá colidido com o bloco Báltico, dando lugar à orogenia Hercínica, tendo a fase de subdução-obdução ocorrido no Siluro-Devónico e o processo de colisão continental no Carbónico. A configuração da Europa Ocidental na altura permanece bastante obscura, mas alguns autores admitem ter sido constituída por um conjunto de pequenos blocos (Matte, 1986) ou uma placa maior (Perroud et al., 1984).

A presença de soco Pré-Câmbrico no interior da cadeia Hercínica, como por exemplo na Zona de Ossa-Morena, não está ainda esclarecida. Tem sido sugerido que, pelo facto de

os afloramentos se localizarem junto do lineamento Coimbra-Córdova e em face da natureza geológica desta zona, este importante acidente tenha funcionado como uma zona de sutura durante a orogenia Cadomiana no Pré-Câmbrico (Ribeiro et al., 1979). A recente descoberta, por intermédio de meios sísmicos, de uma zona de subdução fóssil Arqueozóica no interior do escudo Báltico em situação semelhante (BABEL, 1991), vem apoiar esta hipótese.

As teorias e modelos geodinâmicos da criação do Arco Ibero-Armoricano, das Variscidas Europeias e da formação da Zona Sul Portuguesa estão por isso intimamente ligadas. Qualquer estudo desta deve portanto ser englobado neste contexto, embora esse propósito esteja para além dos objectivos desta tese.

1.2 Integração da Zona Sul Portuguesa no Maciço Ibérico

Na Península Ibérica, o afloramento de rochas pré-Pérmicas pode ser agrupado em três unidades principais: Maciço Ibérico, Cadeia Alpina e Cordilheira Bética (fig. 1.4). O Maciço Ibérico representa a parte mais ocidental das Variscidas Europeias, constituindo o bloco Hercínico de maiores dimensões que escapou a deformações e alterações provocadas pela Orogenia Alpina (Dallmeyer & Garcia, 1990). Apenas localmente, em bacias controladas por falhas, surgem depósitos continentais do Terciário.

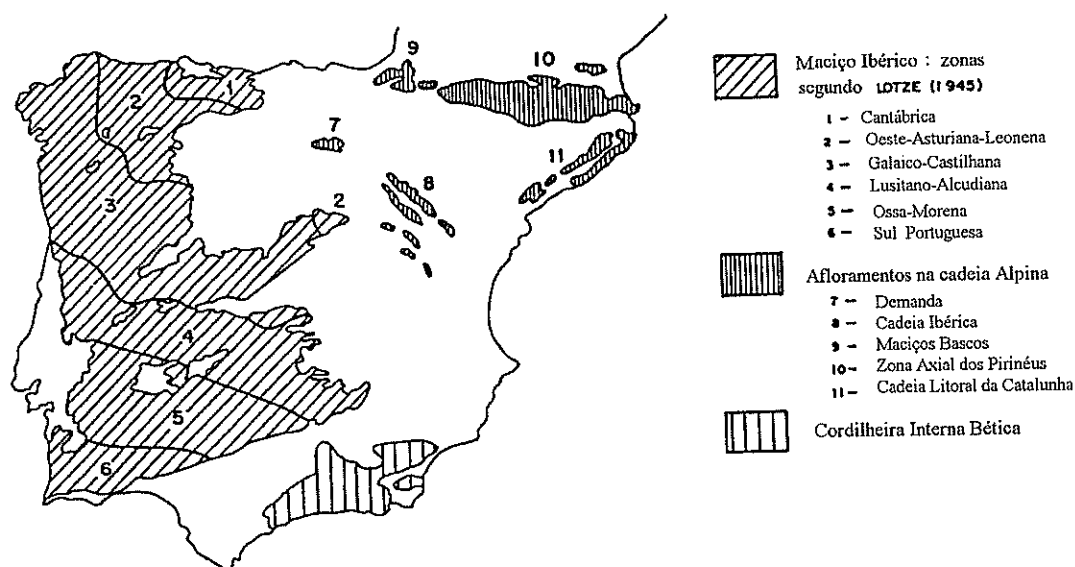


FIGURA 1.4 AFLORAMENTOS DE ROCHAS PRÉ-PÉRMICAS NA PENÍNSULA IBÉRICA (ADAPTADO DE DALLMEYER E GARCÍA, 1990).

O Maciço Ibérico é limitado a Leste por depósitos pós-Hercínicos e pós-Alpinos, e na Margem Sueste esta cobertura sedimentar é delimitada pela falha do Guadalquivir (fig. 1.4). Esta faixa de sedimentos diminui de largura junto ao território português, onde possui no máximo cerca de 20 km e é denominada por Orla Mezo-Cenozóica. A Oeste, o Maciço Ibérico é limitado pela referida Orla no Sul do Algarve e está em contacto directo com o Oceano Atlântico desde aí até à região Norte de Portugal e Espanha, com excepção da região Centro de Portugal, onde o contacto é feito com as bacias da Estremadura e do Tejo-Sado.

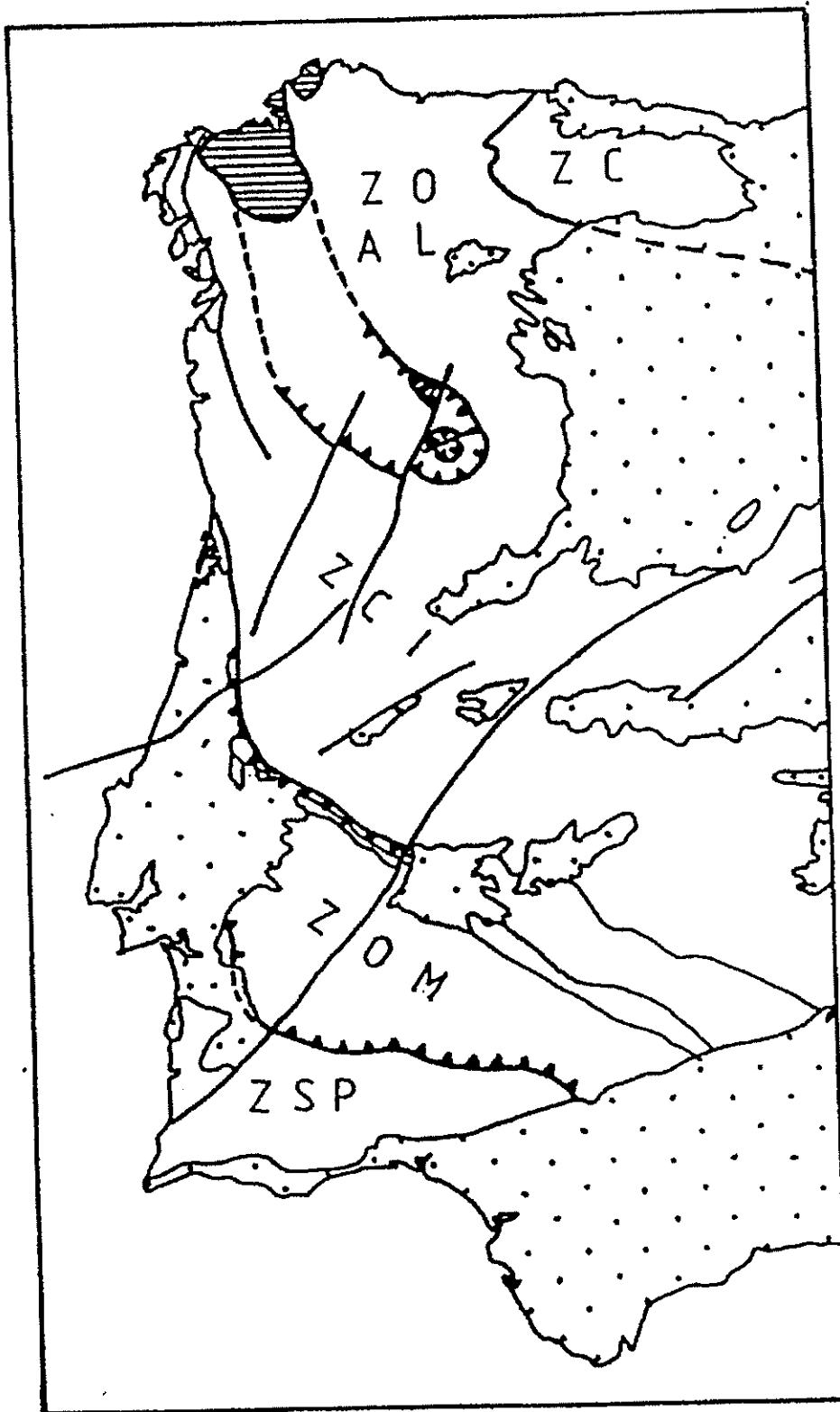


FIGURA 1.5 ZONAGEM DO MACIÇO IBÉRICO SEGUNDO RIBEIRO ET AL.(1979).ZSP-ZONA SUL PORTUGUESA; ZOM - ZONA OSSA-MORENA; ZCI - ZONA CENTRO IBÉRICA; ZOAL - ZONA OESTE ASTURIANA-LEONENA; ZC - ZONA CANTÁBRICA.

Inicialmente, o Maciço foi considerado como sendo composto na região central por rochas Arqueozóicas posteriormente alteradas pelas orogenias Caledónica e Hercínica (Staub, 1926 in Dallmeyer & Garcia, 1990). Contrariamente, foi proposto por Stille (1924, 1927 in Dallmeyer & Garcia, 1990) que o Maciço tenha sido totalmente construído durante a Orogenia Hercínica. Esta última perspectiva foi aceite por diversos autores, tendo sido definida nos anos seguintes a extensão da actividade tectono-térmica produzida pela Orogenia Hercínica.

Em consonância com estas ideias, Lotze (1945, in Garcia & Dallmeyer, 1990) subdividiu o Maciço Ibérico em seis zonas diferentes, de acordo com contrastes estratigráficos, estruturais e metamórficos. De Nordeste para Sudoeste, estas zonas são (fig. 1.4): Cantábrica, Oeste-Asturiana-Leonena, Galaico-Castelhana, Lusitano-Alcudiana, Ossa-Morena e Sul Portuguesa. Mais tarde, foi proposta a reunião da Zona Galaico-Castelhana e Lusitano-Alcudiana (Julivert et al., 1972), passando a designar-se Zona Centro-Ibérica (fig. 1.5).

Esta subdivisão do Maciço Ibérico em cinco grandes zonas tem sido aceite pela grande maioria dos autores, apesar das divergências quanto à natureza e localização exacta das suas fronteiras. Os contrastes geológicos entre as diversas zonas são por demais evidentes, pelo que a subdivisão efectuada surge como um acto perfeitamente natural, não devendo ser encarada como um artifício.

2 Breves Considerações sobre a Geologia e Tectonismo da Zona Sul-Portuguesa

2.1 Introdução

A Zona Sul-Portuguesa (ZSP) e o seu prolongamento na Margem Ocidental, que é objecto deste trabalho, é portanto o bloco mais a Sul (leia-se Sudoeste, dada a zonação das estruturas) do Maciço Ibérico e das Variscidas Ibéricas. Dentro da Zona Sul-Portuguesa adoptaremos o reconhecimento de cinco domínios geológicos (fig. 2.1) proposto por Oliveira (1990): Ofiolito de Beja-Acebuches, Antiforme de Pulo Do Lobo, Faixa Piritosa, Grupo Flysch do Baixo Alentejo e Sudoeste de Portugal (Antiformes da Bordeira e Aljezur).

A Faixa Piritosa, devido às suas enormes reservas em sulfuretos poli-metálicos, tem sido desde o início do século objecto de inúmeros estudos. As zonas a Norte e Sul da Faixa pertencentes à ZSP, apesar de estudadas desde essa altura, apenas nas décadas de setenta e oitenta receberam a atenção merecida. Se podem ser encontrados inúmeros artigos sobre a estratigrafia da ZSP, estudos regionais são raros e uma panorâmica global de toda a zona continua a faltar (Oliveira, 1990).

Vários problemas estratigráficos continuam no entanto por resolver, sobretudo no Antiforme de Pulo Do Lobo e na Faixa Piritosa. Relações geológicas claras podem no entanto ser estabelecidas entre a Faixa Piritosa (FP), o Grupo de Flysch do Baixo Alentejo (BA) e o Grupo do Sudoeste (SW) de Portugal. As ligações destes domínios com o Ofiolito de Beja-Acebuches e o Antiforme de Pulo Do Lobo, permanecem no entanto controversas.

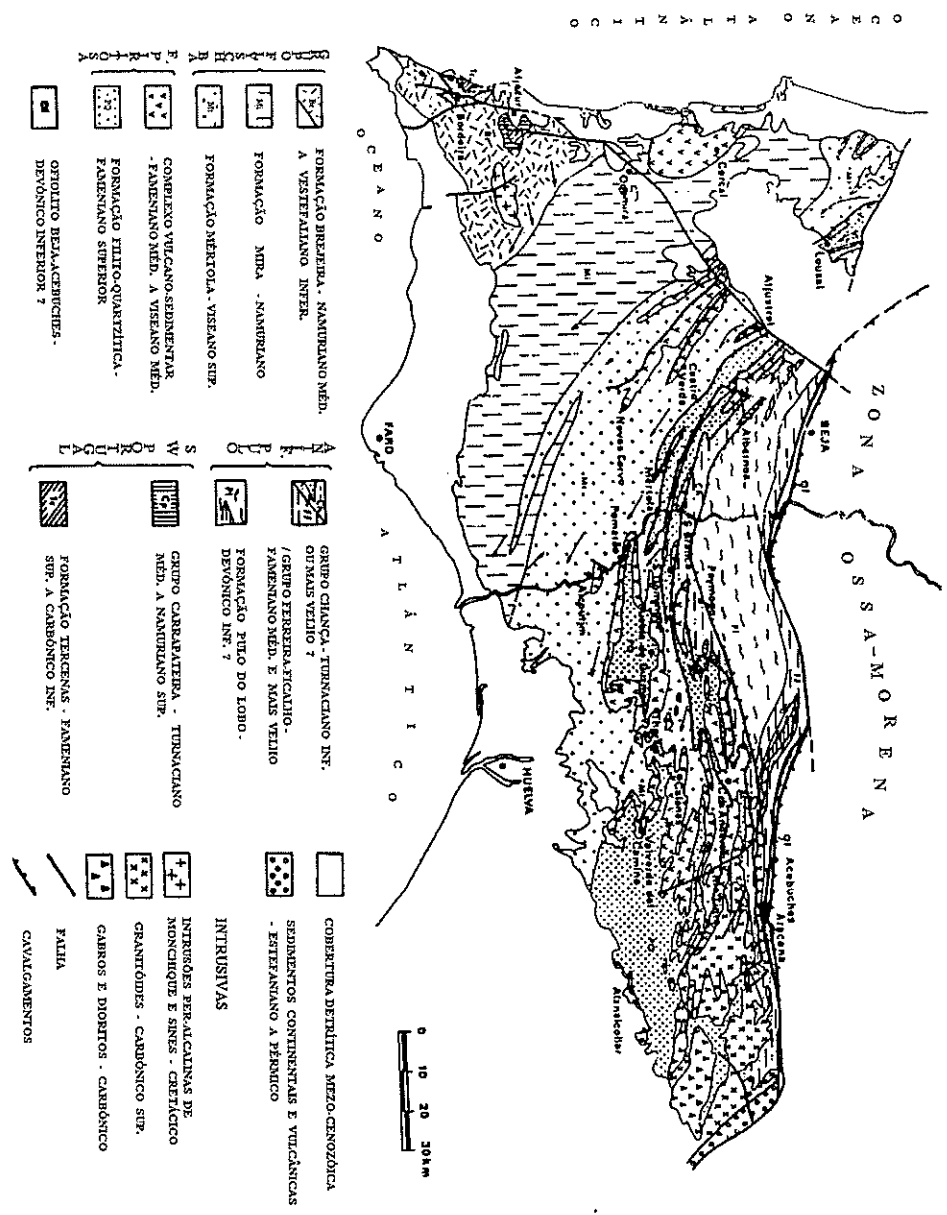


FIGURA 2.1 MAPA GEOLÓGICO DA ZONA SUL PORTUGUESA SEGUNDO OLIVEIRA (1990).

Nos próximos pontos faremos uma descrição sucinta destes cinco domínios geológicos que constituem a ZSP.

Faremos aqui um estudo integrado de diversos parâmetros geofísicos com diversos objectivos: 1) procurar definir a fronteira Norte da ZSP, mais precisamente do prolongamento desta sob a cobertura da Orla Meso-Cenozóica e no Atlântico adjacente; 2) tentaremos estudar a eventual continuação dos episódios vulcânicos do Cercal e Faixa Piritosa (e outras formações da ZSP, se tiverem marcadores gravimétricos ou magnéticos) na Margem Atlântica, de forma a contribuir para o esclarecimento de questões relacionadas com o zonamento do Maciço Ibérico e do Arco Ibero-Armoricano; 3) estudar o relevo Paleozóico na margem Atlântica; 4) Estudar a fracturação Hercínica da Margem e discutir o seu eventual ligamento a falhas conhecidas no continente. Um enquadramento das conclusões no âmbito de modelos geodinâmicos da ZSP e das suas implicações na génese do Arco e das Variscidas Europeias, está fora do âmbito desta tese, deixando essa tarefa para trabalhos futuros.

2.2 O Ofiolito de Beja-Acebuches

Esta unidade aflora exactamente entre a ZSP e Zona de Ossa-Morena, numa extensão de mais de 100 km e com cerca de 1.5 km de largura. Estudos petrológicos indicam que tem a organização interna típica dos ofiolitos (Andrade, 1977; Munhá et al., 1986 in Oliveira, 1990). Da base para o topo encontram-se metagabros (granulitos, "flaser" gabros e anfibolitos), com corpos de serpentina dispersos, um complexo de diques vulcânicos e metabasaltos intercalados com sílex.

Os anfibolitos foram antigos gabros, basaltos e doleritos toleíticos. As características geoquímicas mostram afinidades do tipo MORB em Acebuches, e do tipo arco toleítico ou de transição em Beja (Munhá et al., 1989). Evidências geoquímicas e geológicas apontam para esta unidade tenha sido gerada numa pequena bacia oceânica.

Aquela formação possui um gradiente metamórfico acentuado e uma inversão tectónica que está relacionada com o cavalgamento de rochas metamórficas infra-crustais provenientes da Zona de Ossa-Morena sobre a sequência ofiolítica. A fronteira Sul, que contacta com a Formação de Horta da Torre (Antiforme de Pulo do Lobo), é caracterizada por cavalgamento com vergência para Sul com cisalhamento esquerdo associado (Silva et al., 1990).

As rochas da sequência ofiolítica, em particular os anfibolitos e os metabasaltos, mostram duas lineações de estiramento associadas com cisalhamento dúctil. A sua atitude varia de NNW-SSE (L1) a WNW-ESE (L2). Juntamente com o sentido de corte, sugerem transporte na direcção NNW (L1) e WNW (L2), possivelmente ocorrido durante a colocação do ofiolito. Toda a sequência ofiolítica foi desmembrada por falhas tardi-Hercínicas.

Apesar de complicações tectónicas, existem dados de campo que sugerem que o ofiolito assenta em conformidade sob a Formação da Horta da Torre, que recentemente foi datada como pertencente ao Fameniano Médio a Inferior (Devónico Superior) em Portugal (Oliveira et al., 1986). Embora não exista datação do ofiolito, considerações de natureza estrutural e estratigráfica permitem indicar que pertença ao Devónico Médio a Inferior.

2.3 Antiforme de Pulo do Lobo

Esta unidade é constituída por dois grupos, cada um composto por várias formações, separados pela Formação de Pulo de Lobo (fig. 2.2). Passamos de seguida a descrever cada uma destas unidades, de um ponto de vista de composição, estratigráfico e estrutural.

Formação de Pulo do Lobo: será a mais antiga formação do antiforme, tendo-lhe sido atribuída uma idade pertencente ao Devónico Médio ou Inferior (não possui datação directa). É composta por filitos e quartzitos sujeitos a elevadas tensões de corte, com intercalações menores de vulcânicas ácidas e alguns diques ácidos deformados. Na direcção da base surgem intercalações de metabasaltos com afinidade MORB, que alguns autores associam com o ofiolito de Beja-Acebuches (Oliveira et al., 1986; Munhá et al., 1989).

Esta formação foi deformada por três episódios de dobramento (F1, F2 e F3) a que correspondem três clivagens (S1, S2 e S3). O episódio F1 tem a direcção N-S, enquanto os dois restantes têm orientação NW. A deformação intensa sofrida por esta unidade tem como consequência a ocorrência generalizada de veios de quartzo.

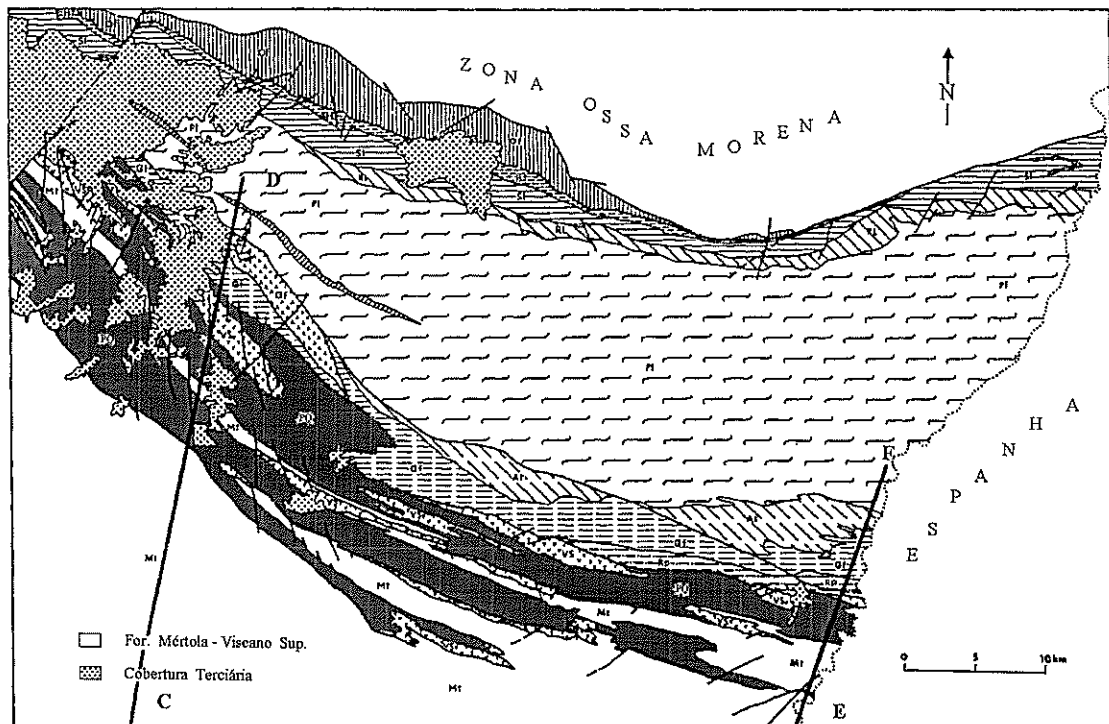
Grupo de Ferreira-Ficalho: este grupo situa-se a Norte do afloramento da Formação de Pulo do Lobo, sobre a qual assenta. É composto, da base para o topo, pelas Formações de Ribeira de Limas, composta por filitos metagrauvaques e tufitos menores; Formação de Santa Iria, uma sucessão de xistos argilosos, siltitos e grauvaques que formam uma sucessão tipo-"flysch"; e à superfície a formação de Horta da Torre, um conjunto de xistos argilosos, arenitos e siltitos, com leitões quartzíticos na direcção do topo.

A Formação de Ribeira de Limas gradua para a Formação de Pulo de Lobo e é afectada pelos mesmos três episódios de dobragem. As duas formações sobrejacentes (Santa Iria e Horta da Torre) apresentam menor deformação, com apenas uma fase de dobragem. A clivagem tem orientação NW e inclina fortemente para Norte (Silva et al., 1990). A diferença de deformação entre as duas unidades superiores e as inferiores (Formações de Ribeira de Limas e Pulo do Lobo) sugerem a existência de uma inconformidade.

Como se disse, a formação de Horta da Torre, foi datada a partir de fósseis (espóros e acritárqueos) tendo sido dada como pertencente ao Fameniano Médio ou Inferior, pelo que todas estas formações são anteriores ao Fameniano Superior. Segundo Oliveira (1990), todas elas têm um carácter terrígeno.

Grupo de Chança: situa-se a Sul do afloramento da Formação de Pulo de Lobo e assenta igualmente sobre esta formação. É composto, de baixo para cima: Formação de Atalaia, composta por filitos e arenitos; Formação do Gafo, unidade espessa (650 m) de grauvaques, siltitos e xistos argilosos com intercalações de vulcânicas ácidas e básicas e intrusões de diques; Formação de Represa, que é uma variação local da formação anterior na área da mina de São Domingos, composta por siltitos siliciosos, xistos argilosos e quartzovaques. A espessura total do grupo atinge cerca de 1100 m.

No Vale do Guadiana a formação do Gafo surge invertida (Silva et al., 1990), a Formação de Atalaia está ausente e o contacto com a Formação de Pulo do Lobo é feito por



IDADE	ANTIFORMA PULO DO LOBO		FAIXA PIRITOSA
	Sector Norte	Sector Sul	
VISEANO MÉDIO A TURNACIANO INFERIOR			VS Complexo Vulcano- Sedimentar
FAMENIANO SUPERIOR		GRUPO PULO DO LOBO CILINDRICA (containing units: Rp, Gr)	PQ For. Filito- Quartzítica/ BI For. Barranco do Homem
FAMENIANO MÉDIO A INFERIOR	HT For. Horta da Torre / SI For. Santa Iria	At For. Atafala	
FRASNIANO E MAIS VELHO	RL For. Ribeira de Limas		
DEVÔNICO INFERIOR ?		Pl For. Pulo	

FIGURA 2.2 LITO-ESTRATIGRAFIA DO ANTIFORMA DE PULO DO LOBO E FP (ADAPTADO DE OLIVEIRA ET AL., 1986 E OLIVEIRA, 1990).

falha inclinada para Norte. A formação do Gafo sobrepõem-se à Formação da Galé (nome local para a Formação de Represa) que por sua vez constitui terrenos alóctones sobre o vulcano-sedimentar. As unidades do Grupo de Chança mostram os mesmos episódios de deformação que atingiram as formações de Pulo do Lobo e Ribeira de Limas. Posteriormente às falhas inversas da fase S1 encontram-se intrusões de veios de rochas ácidas e básicas.

Estas intrusões mostram afinidades petrográficas com as rochas vulcânicas da Faixa Piritosa e foram afectadas pelas mesmas fases de deformação e clivagem que afectaram esta zona. Possivelmente as intrusivas terão servido como alimentadoras do vulcanismo (Silva et al., 1990). Na região de Albernoa-Neves Corvo e São Domingos-Pomarão, o Grupo de Chança tem relações estruturais semelhantes com a sucessão da Faixa Piritosa (Silva et al., 1990).

Se a estes dados juntarmos a descoberta recente de palinórfos do Devónico Superior na Formação de Represa, conclui-se que o Grupo de Chança é mais antigo que o vulcano-sedimentar da Faixa Piritosa (Turnaciano e Viseano). Podemos igualmente considerar o Grupo de Ferreira-Ficalho como crono-estratigraficamente equivalentes do Grupo de Chança, tal como salientado por Schermerhorn (1971).

Metamorficamente, as unidades do Antiforme de Pulo do Lobo são afectadas por um metamorfismo progressivo que varia de fácies de xisto-verde na Formação de Pulo do Lobo até um metamorfismo de muito baixo grau nas camadas superiores. A relação entre o metamorfismo e as fases de dobramento não são ainda conhecidas.

Tal como sucedia com o Ofiolito de Beja-Acebuches, as unidades do Grupo de Chança constituem terrenos alóctones. O local original onde foi feita a deposição de sedimentos não é conhecido. No entanto, a natureza oceânica dos basaltos intercalados na Formação de Pulo do Lobo e a sua relação com o Ofiolito de Beja-Acebuches sugere que foram ambos formados em ambiente sedimentar fechado, possivelmente uma pequena bacia oceânica. A detecção de uma anomalia gravimétrica positiva sobre a Formação do Pulo de Lobo, a confirmar-se (ver cap. 3), apoiaria esta hipótese. Esta anomalia seria possivelmente devida à existência de rochas básicas sob aquela formação. Os Grupos de Chança e Ferreira-Ficalho seriam nesta perspectiva, material terrígeno de enchimento dessa bacia.

2.4 Faixa Piritosa

Este domínio é composto por dois ramos principais: uma situada mais a Sul e de natureza para-autóctone (ramo externo), e outra cintura a Norte formada por terrenos alóctones (ramo interno). Em ambas existem duas unidades distintas a Formação Filito-Quartzítica (PQ) e o Complexo Vulcano-Sedimentar (VS) (fig. 2.1 e 2.2).

Ramo Sul - Este ramo é formado pelos anticlinais de Valverde del Camino, Puebla de Guzman, Castro Verde-Ourique, Cercal e ainda pelas estruturas menores de Alcoutim e São Francisco da Serra. O PQ representa a formação detrítica basal e é constituída por alternâncias de arenitos, com vários metros a dezenas de metros de espessura, e xistos argilosos. A litologia arenítica engloba quartzitos e quartzovaques, e alguns (raros) conglomerados.

Estas rochas apresentam-se altamente deformadas e não é possível realizar estudos

estratigráficos seguros. Pelas suas características sedimentares e estruturais, indicam que a deposição ocorreu em ambiente de águas superficiais, talvez um mar epi-continental. No seu topo, os arenitos encontra-se cobertos por uma camada xistosa de cerca de 30 m de espessura contendo lentes e nódulos calcários bioclásticos, que apresentam grande variedade de fósseis. Este horizonte, que marca a transição da plataforma, data do Fameniano Superior pelo que os quartzitos poderão ser mais antigos.

A formação sobrejacente ao PQ, o complexo VS, é uma miscelânea de rochas vulcânicas e sedimentares. Assumindo que o VS assenta em conformidade sobre o PQ, foi-lhe atribuída como idade inferior o Fameniano Superior. O limite superior de idade, baseado em dados fósseis, pertence ao Viseano Superior.

Na região central, compreendendo o Anticlinal de Guzman e a parte ocidental do Anticlinal de Valverde, são reconhecidos três episódios principais de vulcanismo ácido. O primeiro regista piroclastos de grão fino a grosseiro e algumas lavas riolíticas (V1). O segundo episódio contém também piroclastos e lavas do tipo riolítico a riodacíticas (V2). O terceiro é basicamente composto por tufos alterados e xistos siliciosos (V3).

Entre os episódios V1 e V3 surgem lavas básicas, por vezes com estrutura em "almofada." Os tufos do V3 cobrem xistos verdes e púrpura, enquanto mais abaixo aparece grande diversidade de rochas sedimentares: xistos negros, siltitos, arenitos finos, jaspes, nódulos e lentes de óxidos ferro-magnesianos e carbonatos, e alguns calcários. A metade inferior da sequência está intruída por batólitos e diques de diabase, que são considerados a fonte alimentadora do vulcanismo máfico pós-V1.

Fora da região central estes episódios vulcânicos não são positivamente reconhecidos e por falta de informação estratigráfica não é possível correlacioná-los com outras fases vulcânicas. A espessura do VS varia entre 100 e 600 m, consoante a proximidade dos centros vulcânicos.

Ramo Norte (interno) - A Norte e Sul é limitado por grandes falhas inversas. Como se disse, a maioria das sequências é alóctone embora existam também séries para-autóctones. A descrição seguinte diz respeito essencialmente à parte portuguesa do ramo, que é aquela que faz parte da região em estudo.

A sequência para-autóctone do VS está bem representada nos Anticlinais da Albernoa, Serra Branca e Mina de São Domingo e provavelmente em Espanha nos Anticlinais de Paymogo e Andevalo.

As sequências lito-estratigráficas mostram grande variedade nos diversos locais. Em Albernoa existem vestígios de um acontecimento ácido e piroclástico, enquanto na Serra Branca e São Domingos pode reconhecer-se além de um episódio ácido, mais duas deposições distintas de lavas básicas com alguns andesitos.

Na Serra Branca o VS está coberto pela Formação do Freixial, uma sequência "flyschóide" alternando com delgadas camadas de tufitos. Esta apresenta cerca de 200 m de espessura e representa o início da deposição turbidítica. Em Espanha, as cinturas vulcânicas de Paymogo e Andevalo continuam a série para-autóctone do VS. Existe evidência apenas de um episódio ácido principal, com ocorrência de lavas riodacíticas, ignimbritos e

hipovulcânicas. Rochas vulcânicas básicas, são no entanto raras.

As sequências alóctones deste ramo surgem sobre séries autóctones do VS. São compostas por rochas sedimentares do tipo PQ com intercalações dispersas de vulcânicas ácidas, lavas máficas e intrusões de diabases. Na região de Mértola a Aljustrel, formam sequências cavalgantes que são usualmente separadas em sucessões distintas: mantos de carreamento de Mértola e Galé-Cela.

O manto de Galé-Cela inclui litologias da Formação do Freixial, VS, PQ e Barranco do Homem. Esta última é composta por quartzovaques, siltitos e xistos argilosos. Constitui uma sequência terrígena, altamente deformada e o seu contacto com o PQ está muito tectonizado. Esta formação apresenta grandes semelhanças com a Formação da Represa, do Grupo de Chança, mas a sua correlação não pode ser feita devido a dificuldades na sua datação e elevada deformação que sofreu.

A formação do PQ tem as mesmas características que no Anticlinal de Puebla de Guzman, mas aqui os quartzitos são mais espessos localmente, constituindo cristas quartzíticas com várias centenas de metros de extensão. Aqui, os arenitos surgem como blocos isolados rodeados por xistos. Este ambiente poderá dever-se à deformação suave dos sedimentos, instabilidade gravitacional e fortes tensões de corte.

No manto de Galé-Cela, a série do VS inclui sedimentos vulcanogénicos (sílex e xistos negros siliciosos) misturados com tufitos, apresentando cerca de 50 m de espessura. A Formação do Freixial é sempre composta por grauvaques, xistos argilosos e siltitos.

A "nappe" de Mértola, situa-se sob o manto de carreamento anterior e sobrepõem-se estruturalmente¹ aos turbiditos da formação de Mértola. Inclui alguns quartzitos e xistos do PQ, vulcânicas do VS (xistos, xistos púrpura, tufitos) e também a Formação do Freixial. A transição da Formação de Mértola é marcada por intercalações de conglomerados e brechas contendo blocos e calhaus do PQ e VS. Com base em datações fósseis, concluiu-se que as formações alóctones são crono-equivalentes do PQ e complexo VS do Anticlinal de Guzman (séries para-autóctones), com idades compreendidas entre o Fameniano Superior e Turnaciano Superior, tendo sido posteriormente carreadas.

Do ponto de vista estrutural, a FP foi afectada por dois episódios maiores de dobramento e clivagem (fig. 2.3). O primeiro está relacionado com movimentos compressivos (F1a) e corresponde ao episódio F2 que afectou o Antiforme de Pulo do Lobo. O segundo evento (F1b) é equivalente à fase de dobragem F3 de Pulo do Lobo, estando ligado à clivagem regional S1b.

O episódio F1b gerou os anticlinais de Valverde, Guzman, Pomarão, Castro Verde, Cercal, Alcouthim e São Domingos (para-autóctones). A primeira fase (F1a) produziu dobras

¹ estratigráficamente os turbiditos da Formação de Mértola assentam sobre o PQ e VS, mas devido à existência dos mantos de carreamento, esta ordem foi invertida nalguns locais.

IDADE	Antiforma Pulo do Lobo	Faixa Piritosa	Grupo Flysch Baixo Alentejo	SIV Portugal
VESUTÉFIA	F ₃ (S ₃)	F _{1b} (S _{1b})	fase tardia	F ₃
NAMURIANA			fase tardia	F ₂ (S ₂) F ₁ (S ₁)
VISEUANO	F ₂ (S ₂)	F _{1a} (S _{1a})		
PRÉ-TUR.	F ₁ (S ₁)			

FIGURA 2.3 EPISÓDIOS TECTÓNICOS NA ZONA SUL PORTUGUESA (ADAPTADO DE SILVA ET AL., 1990).

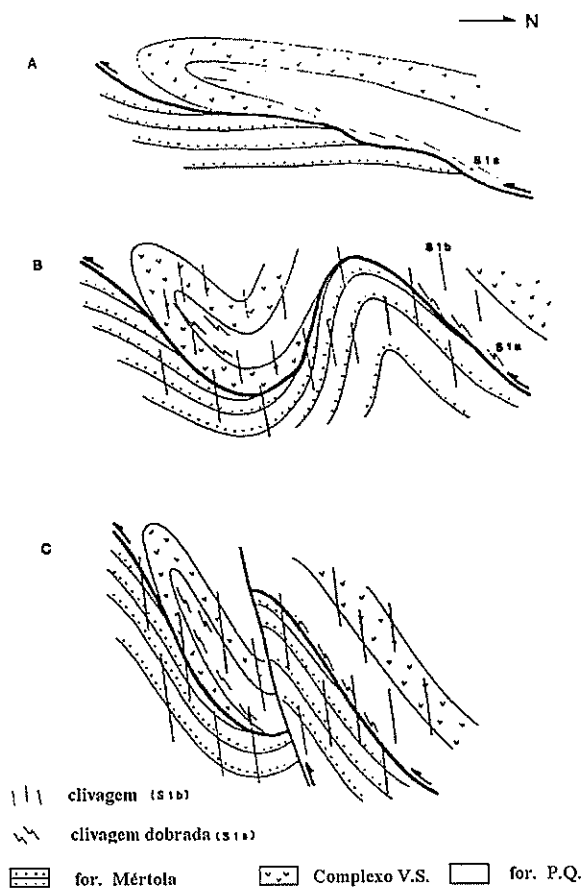


FIGURA 2.4 FORMAÇÃO DO "NAPPE" DE MÉRTOLA: FASE F1A ORIGINA DOBRA DEITADA (A); FASE F1B- DOBRAMENTO DO CARREAMENTO (B) E LAMINAÇÃO DO FLANCO INV. E CAVALGAMENTO DO ALÓCTONE PELO AUTÓCTONE (C).

deitadas e cavalgamentos que afectaram o flanco inverso das dobras (fig. 2.4). Durante os cavalgamentos, surge falhamento nas dobras e posteriormente originam-se localmente "melanges" tectónicas.

A colocação do manto de Galé-Cela está relacionada com esta fase tectónica. A segunda fase produziu-lhe dobramento (fig. 2.4). A posição estrutural da Formação do Barranco do Homem, que ocupa o núcleo de sinformes gerados durante a fase F1b, pode ser atribuída ao episódio F1a de dobramento recumbente, ou alternativamente, à produção de cavalgamentos sobre a formação do PQ (Silva et al., 1990).

A "nappe" de Mértola, estrutura subjacente ao Manto de Galé-Cela (fig. 2.5), foi colocado antes da fase F1b e apresenta clivagem regional S1b associada à segunda fase de dobramento. É interpretado como um cavalgamento sin-sedimentar, cujo movimento para Sul originou o deslizamento gravitacional de blocos que formaram as brechas e conglomerados que intercalam a parte superior da Formação de Mértola.

O Manto de Galé-Cela foi colocado em primeiro lugar, tendo sido desenvolvida clivagem S1a nos terrenos alóctones. Posteriormente, simultaneamente à deposição do turbiditos da Formação de Mértola, o "nappe" de Mértola ia sendo colocado. A progressão deste é explicada por um modelo "thin-skinned", enquanto a disposição tangencial dos cavalgamentos é feita em progressão para a frente (sequência em "piggy-back").

A segunda fase de deformação produz dobramento e clivagem regional S1b. Esta pode diferenciar-se da clivagem S1a apenas nas dobras da fase F1b. Em níveis intermédios as dobras F1a são achatadas com o desenvolvimento da clivagem S1b. Nos níveis superiores verifica-se pela primeira vez a ocorrência de dobramento e clivagem. Os flancos inversos das dobras F1b são afectados por falhas contemporâneas da clivagem S1b. Ambos vão tornando-se progressivamente mais inclinados para o interior da FP. Também associados à clivagem S1b, observam-se deslizamentos tectónicos, que provocam espessamento dos flancos e charneiras das dobras.

Em certos locais surgem dobras secundárias (crenulações) pós-metamórficas com orientação NNW-SSE e NNE-SSW, que estão relacionadas com falhas em "chevron" e "kink-band" (falhas em degrau). Este tipo de estrutura está associado a zonas de elevada anisotropia. Falhas esquerdas NE-SW e destros NNW-SSE cortam as estruturas anteriores.

Na região da FP, as falhas macroscópicas dispõem-se "en echelon", conforme se deduz das diversas inclinações dos eixos das falhas principais. Esta disposição é devida a uma componente de cisalhamento esquerdo, co-existente com a direcção de compressão principal perpendicular ao plano axial das dobras. Este tipo de deformação, originou a transecção das dobras no sentido anti-horário e está ligado à geração do arqueamento da virgação Ibero-Armoricana. Este regime não-coaxial não se encontra na fase F1a mas na F1b está bem documentado.

O regime metamórfico que afectou a FP pertence ao tipo da fácies prehnite-pumelite. É contemporâneo da fase F1b e S1b, embora não se possa excluir a hipótese de metamorfismo associado à fase S1a nos níveis estruturais mais profundos.

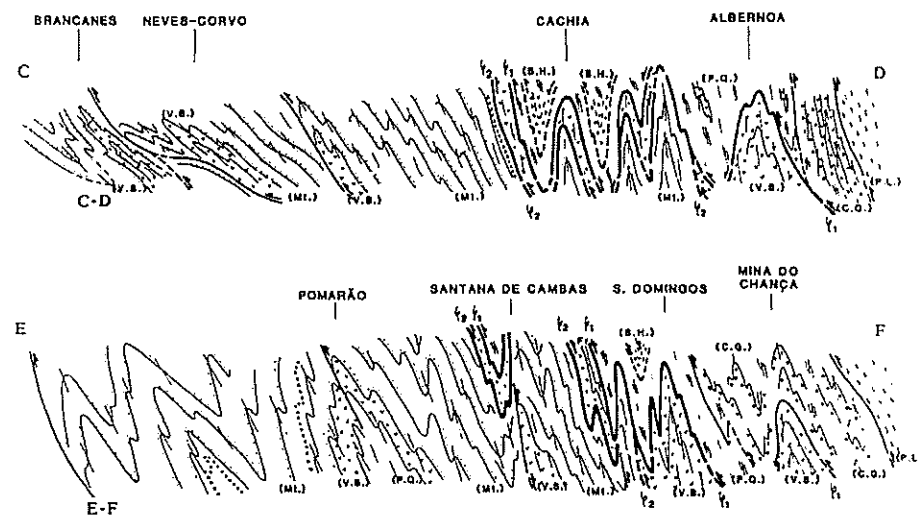
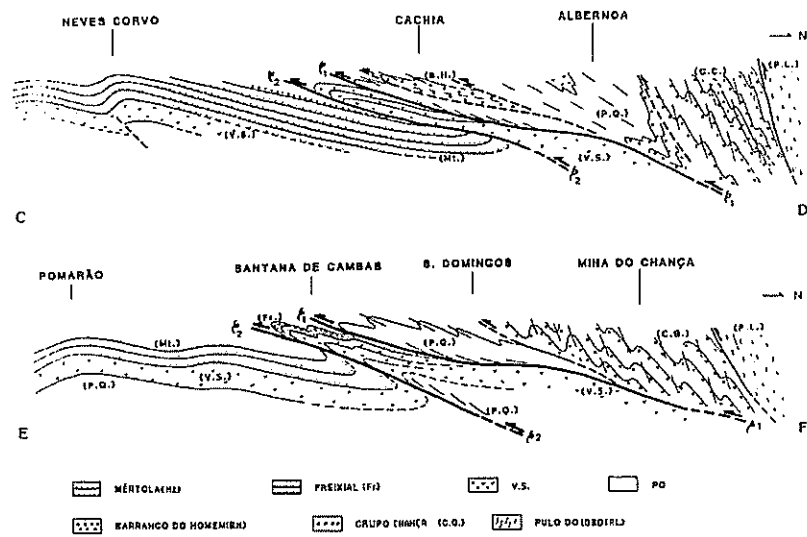


FIGURA 2.5 CORTES GEOLÓGICOS DA FP (LOCALIZAÇÕES NA FIG. 2.1) (1); CORTES ANTES DO EPISÓDIO F1B (2).

Quanto a episódios vulcânicos na FP, tomando em consideração o transporte tectónico observado, podem resumidamente mencionar-se as seguintes fases²: no Ramo Norte, encontra-se um evento ácido principal e algum vulcanismo básico nos níveis inferior e superior; no Ramo Sul detectam-se três eventos ácidos com lavas félsicas intercaladas. Os dados sugerem que o vulcanismo ácido fissural se iniciou a Norte propagando-se para Sul, enquanto o vulcanismo máfico sofreu migração para Oeste. Segundo vários autores, o vulcanismo apresenta um carácter intra-continental e submarino.

Pode-se concluir, dos dados apresentados, que a área de deposição da FP foi uma bacia transportada para Sul que sofreu uma fase distensiva no final do Fameniano Superior até ao Turnaciano terminal. Nessa altura, depois de uma fase inicial de "rifting" e formação de semi-"grabens", ocorre vulcanismo submarino e deposição de sedimentos marinhos. Restos da antiga plataforma do mar epi-continental onde se depositaram as unidades do Antiforme de Pulo do Lobo, são também arrastados. Gradualmente, o regime tectónico inverte-se passando novamente a compressão, que continua até ao Vestefaliano.

A compressão e distensão terão sido co-existentes durante algum tempo. O Grupo de Chança regista uma fase anterior de dobragem, o que significa que enquanto o complexo do VS era depositado em regime extensivo, o Grupo de Chança encontrava-se já em compressão, possivelmente devido a uma colisão pré-Fameniana entre o Antiforme de Pulo de Lobo e a zona de Ossa-Morena. As duas fases de dobragem posterior afectaram toda a região.

Algumas relações tectono-estratigráficas da FP com o Grupo de Chança continuam por esclarecer, devido à falta de datação pormenorizada deste e à inexistência de dados geoquímicos que permitam caracterizar as rochas magmáticas das formações do Gafó e Represa.

2.5 Grupo de "Flysch" do Baixo Alentejo

Este grupo, que forma uma cobertura detrítica contínua progradante para Sul, é composto por três formações litostratigráficas principais. Algumas formações foram subdivididas mas as suas unidades têm apenas um significado local. Todas elas correspondem a formações sedimentares depositadas na base do talude continental provenientes da erosão de massas terrestres em rápida elevação.

Formação de Mértola: é composta de sequências de arenitos alternando com xistos argilosos e finas camadas de siltitos. Os arenitos mostram características típicas de sedimentação orientada pela gravidade. Quando se caminha na direcção da FP, encontram-se diques de areia, conglomerados, "slumps", etc.. Esta formação foi datada do Viséano Superior.

Formação de Mira: estes turbiditos são essencialmente formados por xistos argilosos

² A estratigrafia completa do vulcanismo na FP não está ainda totalmente compreendida (Oliveira, 1990).

e arenitos, embora os arenitos estejam aqui em muito menor abundância que na formação anterior, com excepção da área Sueste. O contacto com a formação de Mértola é feito através de uma camada de xistos argilosos com 50 a 100 m de espessura. Está datada do Viseano final a Namuriano tardio.

Formação da Brejeira: esta formação é geralmente dividida em duas faixas distintas. A primeira, que tem cerca de 5 a 10 km de largura, é composta por arenitos relativamente maduros com vários metros de espessura alternando com xistos argilosos. A outra faixa, situada a Sudoeste, aflora numa área maior, e é composta por grauvaques e xistos argilosos escuros e imaturos. Nos antiformes de Aljezur e Bordeira, a parte inferior da Formação da Brejeira é localmente composta por espessas camadas de grauvaques de grão grosseiro. O contacto com as rochas subjacentes do Grupo da Carrapateira é feito em discordância. A idade desta formação está compreendida entre o Namuriano Médio e Vestefaliano Inferior.

Nos grauvaques do Grupo de "flysch" do BA encontram-se fragmentos vulcânicos cuja ocorrência vai diminuindo para Sul, o que sugere que a fonte de sedimentos provém do Norte, possivelmente o Geo-Anticlinal de Beja (Zona de Ossa-Morena), como salientou Schermerhorn (1971). O estudo das paleocorrentes indica que na parte Norte do Grupo BA a predominância do fluxo é na direcção NW-SE. No entanto, enquanto as correntes fluem para SE o "flysch" prograda para SW, o que sugere que a deposição sedimentar foi controlada pela descarga de sedimentos terrígenos na bacia devido a compressão tectónica na direcção SW.

As unidades do Grupo BA foram deformadas pelo segundo episódio regional de deformação (F1b) que afectou a FP. As dobras apresentam vergência para Sul. Nas áreas a Norte predominam dobras verticais simétricas relativamente às assimétricas. A sul, as dobras assimétricas são mais comuns. A clivagem xistenta tem orientação sistemática NW-SE e é habitualmente axial planar ou em leque, sendo vulgar a transecção. A inclinação da clivagem varia de acentuada até horizontal, junto dos planos de cavalgamento. Isto deve-se à direcção de cavalgamento ter sido para Sul, afectando principalmente os flancos inversos das dobras.

A clivagem e os cavalgamentos são menos penetrativos e mais suaves para Sul. Uma clivagem associada a dobramento secundário pós-metamórfico surge nos planos de cavalgamento. Falhas tardi-Hercínicas com orientação NE-SW e N-S são comuns. Estas falhas, que podem ter resultado da reactivação de falhas mais antigas, canalizaram a circulação de fluidos que originaram a formação de veios de quartzo e outros minerais (Silva et al., 1990).

2.6 Sudoeste de Portugal

A parte mais a Sul da ZSP é constituída pelos Antiformes da Bordeira e Aljezur. Podem distinguir-se aqui diversas formações (fig 2.6).

Formação de Tercenas: esta formação, que representa a base detrítica do antiforme, é composta essencialmente por sequências de arenitos alternando com leitos de arenitos/xistos argilosos heterolíticos e arenitos "em folha". Os arenitos superiores contêm por vezes brechas arenitos, conglomerados e calco-arenitos. A espessura da parte exposta é cerca de 100 m.

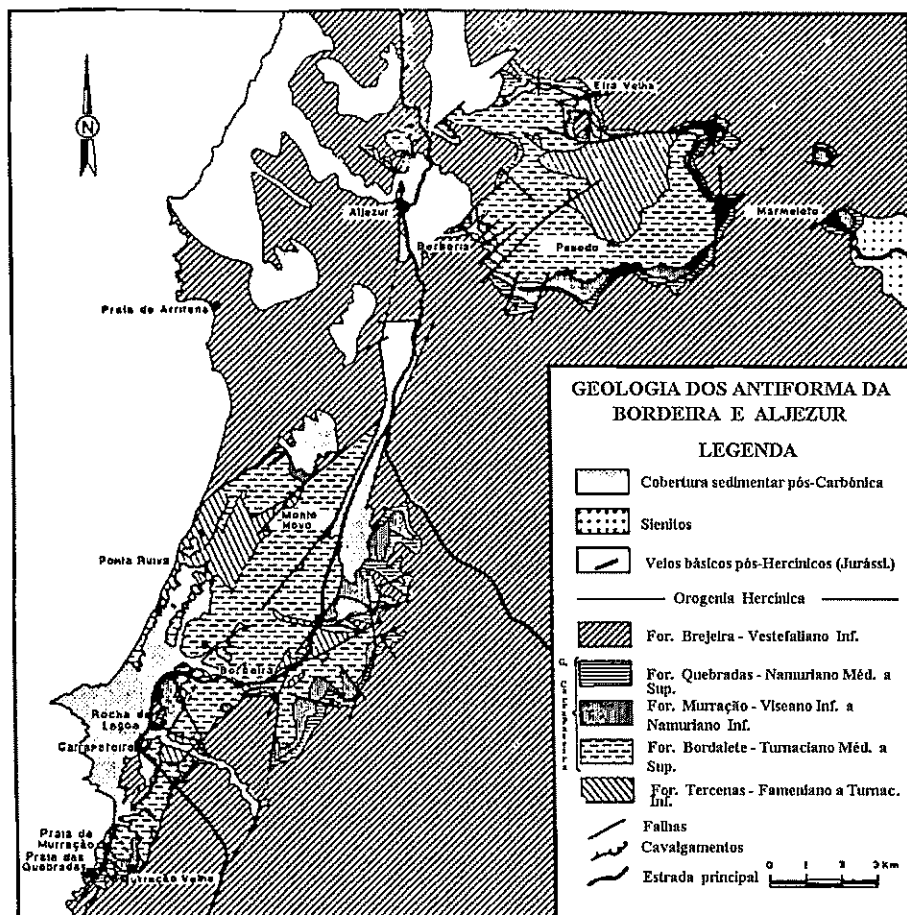


FIGURA 2.6 MAPA GEOLÓGICO DOS ANTIFORMES DA BORDEIRA E ALJEZUR (ADAPTADO SILVA ET AL, 1990).

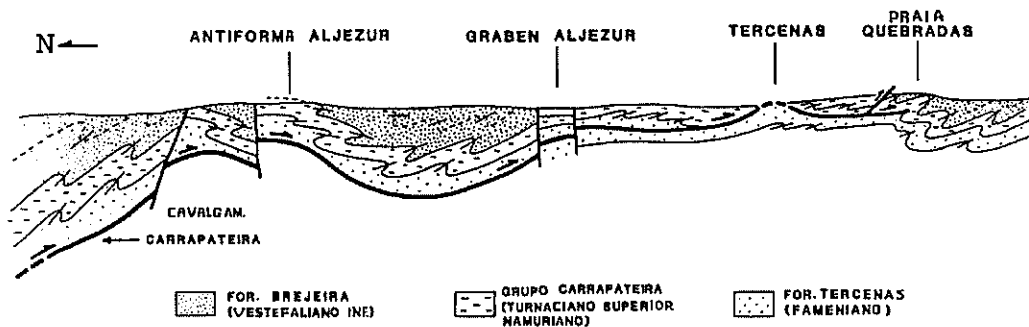


FIGURA 2.7 PERFIL ESQUEMÁTICO DOS ANTIFORMES DA BORDEIRA E ALJEZUR E INTERPRETAÇÃO DO "NAPPE" DA CARRAPATEIRA (IN SILVA ET AL., 1990).

Aparentemente, os dois tipos de arenitos coalescem lateralmente, já que a 1 km a Nordeste da Bordeira formam uma unidade única com 100 m de espessura. A datação fóssil indica uma idade situada entre o Fameniano Tardio e o Carbónico Inferior. As características sedimentares e organização vertical da sedimentação sugerem que a deposição ocorreu em ambiente de maré e de sub-maré. Os conglomerados e calco-arenitos mostram que os sedimentos foram re-trabalhados em águas pouco profundas, possivelmente devido a uma regressão marinha. As paleocorrentes têm direcção variável mas a direcção predominante é para Norte.

Grupo da Carrapateira: este grupo assenta sobre a formação anterior e é caracterizado por um ambiente de sedimentação diferente (argilo-carbonatado, típico de águas mais profundas da plataforma). Da base para o topo, inclui a Formação de Bordaleta, composta por xistos argilosos, camadas finas de siltitos e intercalações de nódulos e lentes calcítico-siltíticos; a Formação da Murração, contruída por alternâncias de dolomias bioclásticas, margas e xistos negros piríticos além de uma camada com 1 cm de evaporitos que foi também encontrada; a Formação de Quebradas, constituída por dolomias bioclásticas e xistos negros alternados, bem como por delgados horizontes de nódulos fosforíticos na sua parte superior. Nas formações de Murração e Quebradas encontram-se também camadas de tufitos.

A idade destas formações é, pela ordem que foram apresentadas: Turnaciano Médio a Superior, Viseano Inferior a Namuriano Inferior e Namuriano Terminal, respectivamente. Sobre a Formação de Quebradas, assenta em conformidade a Formação turbidítica da Brejeira. Nalguns locais está ausente a Formação de Quebradas, enquanto noutros o contacto é feito directamente com a Formação de Bordaleta. Esta desconformidade é resultado de erosão submarina local e basculamento tectónico de blocos.

A deposição de uma série argilo-carbonatada (Grupo da Carrapateira) sobre os arenitos da águas pouco profundas da Formação de Tercenas apontam para um episódio transgressivo durante o Turnaciano Médio. Os siltitos em deposição cruzada do topo da Formação de Bordaleta sugerem uma regressão no Turnaciano Superior. As características da Formação da Murração sugerem ambiente de plataforma. Esta plataforma terá migrado para Norte, com o atesta a maior espessura de xistos no Antiforme de Aljezur. O significado do ambiente de deposição da Formação de Quebradas ainda não é claro, embora haja sinais de "upwelling" no limite da plataforma e instabilidade durante o Namuriano Superior (Oliveira., 1990).

O aumento de matéria orgânica nas dolomias desde a base da Formação de Murração até ao topo da Formação de Quebradas, apoia este quadro, bem como os xistos negros desta última formação. Assim, as áreas de Bordeira e Aljezur foram locais de sobre-elevamento durante o Viseano e de progressiva subsidência a partir do Namuriano Inferior. Esta região foi afectada no Vestefaliano Médio por três episódios de deformação, sendo o primeiro o mais importante (Silva et al, 1990). Produziu dobras com orientação NW-SE e clivagem axial-planar ou "em leque". Nos níveis mais elevados é menos penetrativa e inclina acentuadamente para Nordeste, passando a mais intensa e horizontal no plano do carreamento da Carrapateira (fig 2.7). A mudança de clivagem mostra que o cavalgamento da Carrapateira é uma zona de corte coincidente com o primeiro episódio de dobragem (F1).

Trabalho detalhado neste cavalgamento, permitiu demonstrar que os níveis inferiores (a Norte) do seu plano-axial sofreram cisalhamento dúctil enquanto os níveis superiores (a

Sul), funcionaram como falha frágil. O transporte de matéria foi para Sudoeste. Dobras em "chevron" com planos axiais sub-horizontais podem também ser encontradas perto deste cavalgamento. As estruturas desta primeira fase foram deformadas pelos dois episódios seguintes. A segunda fase (F2) gerou dobras de plano axial subvertical orientadas NW-SE. Em áreas localizadas surge clivagem de crenulação S2. A terceira fase (F3), de orientação NE-SW, moldou o Antiforme da Bordeira, cujos flancos foram cortados por falhas normais. Associadas a este episódio, estão um conjunto de falhas esquerdas WNW-ESE e de falhas destras de orientação ENE-WSW.

O estilo estrutural dos antiformes da Bordeira e Aljezur são também do tipo do já citado modelo "thin-skinned". Do ponto de vista metamórfico, o Sudoeste de Portugal foi afectado por um metamorfismo de muito baixo grau (Schermerhorn, 1971).

3 Implicações Geodinâmicas

Do ponto de vista global, a ZSP é caracterizada por vergência para Sudoeste dos dobramentos e cavalgamentos e por uma diminuição da deformação nessa direcção. O metamorfismo varia desde a fácies dos xistos verdes na região Norte, passa pela fácies prehnite-pumelite na FP para um regime de muito baixo grau no Sul. A idade das formações e da deposição do "flysch" também diminui para Sudoeste.

O Ofiolito de Beja-Acebuches e os metabasaltos da Formação do Pulo do Lobo são possivelmente os restos de uma pequena bacia oceânica pré-Fameniana e cujo local original permanece desconhecido. As unidades terrígenas do Antiforme do Pulo do Lobo constituíram o preenchimento dessa bacia. As unidades do Antiforme, com excepção das Formações da Horta da Torre e Santa Iria, mostram evidências de um primeiro episódio de deformação com orientação Norte-Sul. Este episódio foi devido a compressão E-W ou então a dobras em "sheath" geradas por compressão N-S.

No Fameniano, a FP e o Sudoeste de Portugal servem como zonas de deposição de sedimentos em águas pouco profundas, provavelmente um mar epi-continental ou intra-continental. Entre o Fameniano Superior e o Viseano Médio a ZSP foi afectada por deformação extensional que produziu bacias marinhas (semi-"grabens") progradantes para Sul (fig. 2.8). Estas bacias foram preenchidas por sedimentos terrígenos e nela tiveram lugar episódios de vulcanismo ácido e básico, que afectou principalmente a FP. Na Formação da Brejeira ocorrem ainda fragmentos vulcânicos cuja frequência diminui para Sul e no Antiforme de Pulo do Lobo existe vulcanismo bi-modal cujo significado geodinâmico ainda não foi estudado.

A partir do Viseano Superior o regime tectónico passa a uma compressão Norte-Sul (fig. 2.8). Esta compressão, que pelo menos nas zonas mais internas da ZSP teve uma componente de cisalhamento esquerdo, terá originado uma rápida elevação de terrenos de cuja erosão resultou a formação de espessas camadas sedimentos turbidíticos com progradação para Sudoeste (Grupo Flysch do BA) devido a instabilidade gravítica. Na FP e Sudoeste de Portugal a deposição continuava mas aqui em ambiente de águas pouco profundas. A fase compressiva gerou não só dobras e mantos de carreamento nas estruturas pré-existentes, como

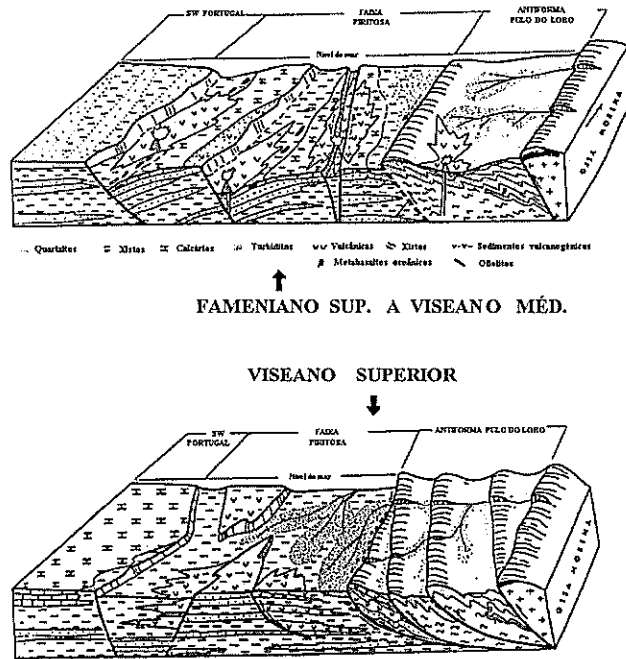


FIGURA 2.8 DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA ZONA SUL PORTUGUESA (ADAPTADO DE SILVA ET AL., 1990).

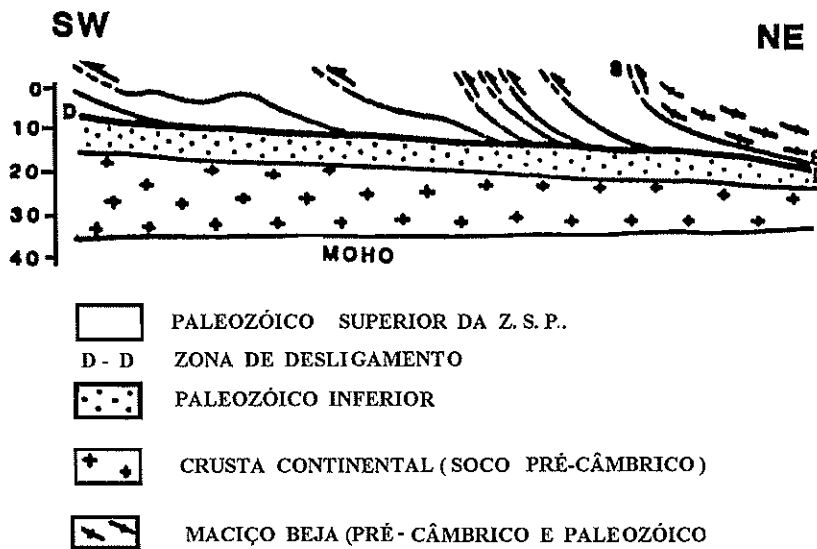


FIGURA 2.9 MODELO CRUSTAL PARA A ZONA SUL PORTUGUESA (ADAPTADO DE RIBEIRO ET AL., 1983).

originou deslizamentos e deformação sin-sedimentar. A deformação progrediu para Sudoeste, originando o complexo imbricado que é hoje em dia a ZSP.

No Sudoeste de Portugal, onde a sucessão estratigráfica está menos deformada, é possível detectar movimentos transgressivos (Turnaciano) e regressivos (Fameniano Superior e Viseano a Namuriano) causados por episódios tectónicos regionais. Na FP e Sudoeste de Portugal, os núcleos dos principais anticlinais nunca expõem formações anteriores ao Devónico Superior. Apoiado também por resultados obtidos com sísmica de refração, Ribeiro et al. (1983) sugerem a existência de um desligamento na base do complexo imbricado (ver fig. 2.9). Em face de todos estes dados geológicos e geofísicos, emergiu o modelo geodinâmico (Silva et al., 1990) que sucintamente passamos a descrever (fig. 2.10):

A - Entre a ZSP e a Ossa-Morena existiu em tempos pré-Famenianos uma pequena bacia oceânica. Esta bacia foi preenchida por sedimentos de origem terrígena durante o Frasniano e Fameniano e possivelmente até anteriormente.

B- A subdução e obdução da crosta oceânica, devido à aproximação entre a ZSO e a ZOM, iniciam-se ainda antes do Fameniano Médio, dando lugar aos primeiros episódios compressivos. A presença de vulcanismo calco-alcalino na margem Oeste da ZOM (Santa Susana e São Cristóvão) sugere que a subdução inclinou para Norte. Este vulcanismo durou pelo menos até ao Turnaciano Superior. O vulcanismo bi-modal que atingiu as regiões mais a Sul (FP) desde o fim do Fameniano Superior até ao Viseano é de natureza submarina intra-continental. É um pouco mais novo que o vulcanismo calco-alcalino e deve ter-se gerado devido a um regime transtensional ocasionado pela colisão, possivelmente numa bacia do tipo "back-arc". A natureza, localização geográfica e idade dos episódios vulcânicos indica que a subdução foi oblíqua, propagando-se para Norte.

C - Do Viseano Superior até ao Vestefaliano, o regime de deformação é transpressivo e tem sido relacionado com a reactivação do antigo plano de subdução, agindo agora como subdução continente-continente (tipo A). Esta reactivação provocou o desligamento entre o complexo imbricado em formação e o soco do Paleozóico Inferior, produzindo um tipo de deformação "thin-skinned". A geometria arqueada, a disposição em "en echelon" das principais estruturas e a transecção das dobras devem-se a uma componente de cisalhamento esquerdo originada pela subdução do tipo A. Estas características indicam que a deformação sofrida pela ZSP se deve a uma orogenia transpressiva, que tem sido o estilo de deformação preconizado para a Orogenia Hercínica e a geração do Arco Ibero-Armoricano (Brun e Burg, 1982; Burg et al., 1981; 1987; Ribeiro et al., 1983).

Dias e Ribeiro (1995), defendem um regime de subdução desde os finais do Silúrico/início do Devónico, com obdução iniciada no Devónico Inferior a Médio e caracterizada por carreamentos para Norte no Devónico Inferior, durante os quais o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches é colocado sobre metassedimentos e metavulcânicas com afinidades da ZOM. No Devónico Médio ocorre um regime transpressivo esquerdo. A fase seguinte de deformação ocorreu, segundo estes autores, no Carbónico Médio e Superior sob a forma de dobras e cavalgamentos com vergência para SW e uma componente de desligamento esquerdo. Como a vergência destes episódios é para SW e a obdução- subdução para Norte (comprovada pelo vulcanismo calco-alcalino), gerou-se uma tectónica em "flake", em substituição da bacia "back-arc".

Outros modelos existentes no âmbito da tectónica de placas (por exemplo Bard et al.,

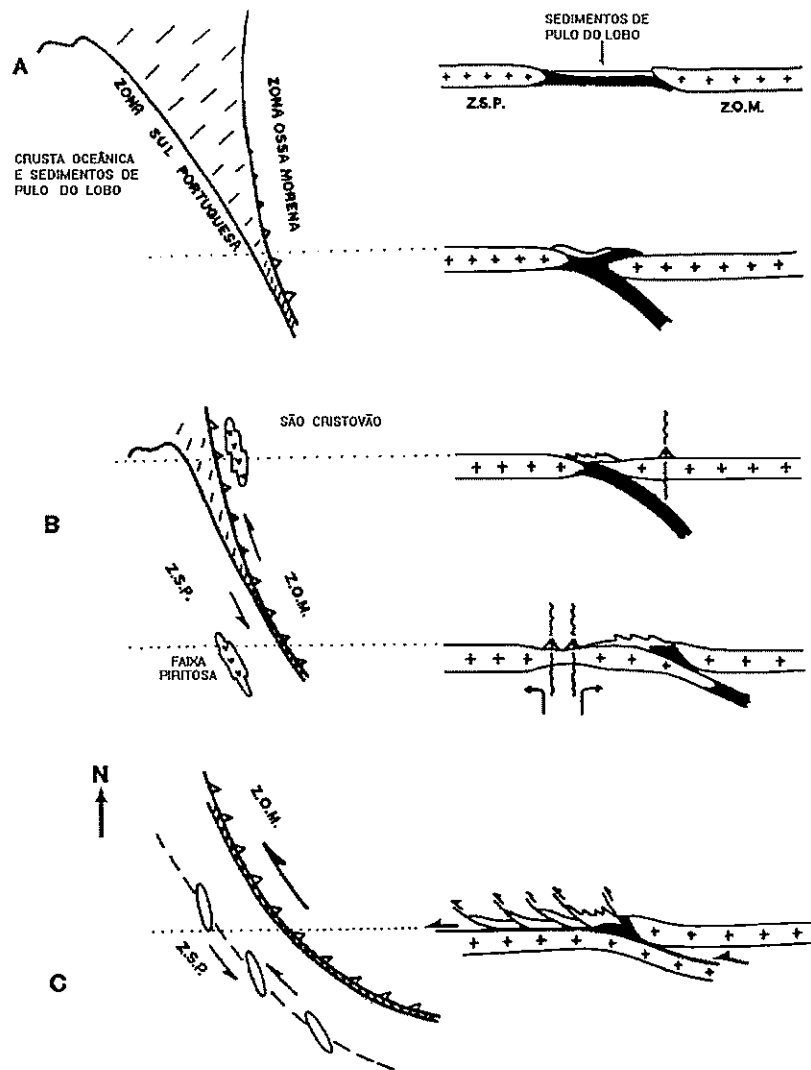


FIGURA 2.10 GEODINÂMICA DA ZSP: A- COLISÃO OBLÍQUA E OBDUÇÃO PARCIAL PRÉ-FAM.; B- SUBDUÇÃO A NORTE E DISTENSÃO INTRA-CONTINENTAL A SUL DESDE O FAM. SUP. ATÉ AO VIS. MÉD.; C- TRANSPRESSÃO PARA SW INDUZIDA POR SUBDUÇÃO DO TIPO A.

1973; 1980; Matte, 1986; Burg et al., 1987, Quesada, 1992; Dias e Ribeiro, 1995; etc.) que visam explicar a formação da ZSP, a gênese do Arco Ibero-Armoricano e evolução da Orogenia Varisca, apresentam diferenças relevantes e um modelo único coerente não surgiu ainda. Estas dificuldades devem-se essencialmente à dificuldade em reconstruir não só a posição original dos grandes continentes que geraram as orogenias Atlânticas, mas essencialmente ao reconhecimento da existência e localização dos blocos mais pequenos, como por exemplo a placa Armoricana (Perroud et al., 1984). A dificuldade em correlacionar todos os blocos da cadeia e a continuidade geográfica das suturas oceânicas constituem problemas adicionais que impedem a existência de um modelo único e coerente.

II UTILIZAÇÃO DE MÉTODOS SÍSMICOS

1 Generalidades sobre fundamentos do método de reflexão sísmica

O método de reflexão sísmica baseia-se na ideia de que a Terra funciona como um meio elástico no interior do qual se propaga uma perturbação (um deslocamento) sob a forma de ondas sísmicas. Ele permite essencialmente obter informação estrutural sobre as formações do subsolo, uma vez que a informação proveniente das velocidades de propagação das ondas sísmicas não permite por si só, determinar a natureza das formações que atravessa.

A equação que governa a propagação das ondas escreve-se:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \cdot \frac{1}{c(x, z)^2} = 0$$

em que c é a velocidade das ondas sísmicas. A teoria do raio sísmico, permite construir o trajecto percorrido entre a fonte e receptor como a recta (meio de velocidade constante ou de camadas de velocidade constante) ou curva (meio em que a velocidade aumenta com a profundidade) definida a partir da união das normais a cada frente de onda.

O método consiste em medir os tempos de chegada das ondas sísmicas geradas por uma fonte superficial (explosivos, vibrador, canhão de ar, "sparkle", etc.) numa série de aparelhos de medida (geofones, ou hidrofones no caso da sísmica marinha) dispostos de uma forma aproximadamente linear. A distância dos receptores à fonte (ponto de tiro) são sempre bastante inferiores às superfícies refletoras que se pretende mapear. As ondas, ao encontrarem diferenças nas propriedades físicas das rochas, reflectem-se e refractam-se sendo então recebidas nos geofones. A profundidade de investigação depende não só da natureza do meio, como do conteúdo espectral da fonte e da sensibilidade dos detectores.

Em reflexão sísmica, considera-se que: i) toda a onda sísmica emitida pela fonte é reflectida; ii) a incidência da onda é normal à superfície reflectora e que a fonte e receptor se encontram na mesma posição. Como obviamente isso significaria a destruição dos geofones, e também por motivos técnicos e económicos, para cada tiro existe um conjunto de n geofones, efectua-se uma correcção nos dados de forma a colocar ficticiamente o receptor sob a fonte: a correcção do "normal move-out" (NMO). Se colocarmos lado a lado por ordem crescente de distância ao ponto de tiro os registos de cada geofone, as chegadas das ondas reflectidas constituem linhas rectas, enquanto que as ondas refratadas, que se pretendem eliminar¹, apresentam curvatura.

Para converter os registos de campo numa secção sísmica capaz de representar as estruturas geológicas, é necessário efectuar uma série de manipulações dos dados que, dada

¹as ondas refratadas têm um percurso de propagação diferente e na secção sísmica surgiriam como estruturas numa posição errada relativamente às estruturas mapeadas com as fases reflectidas

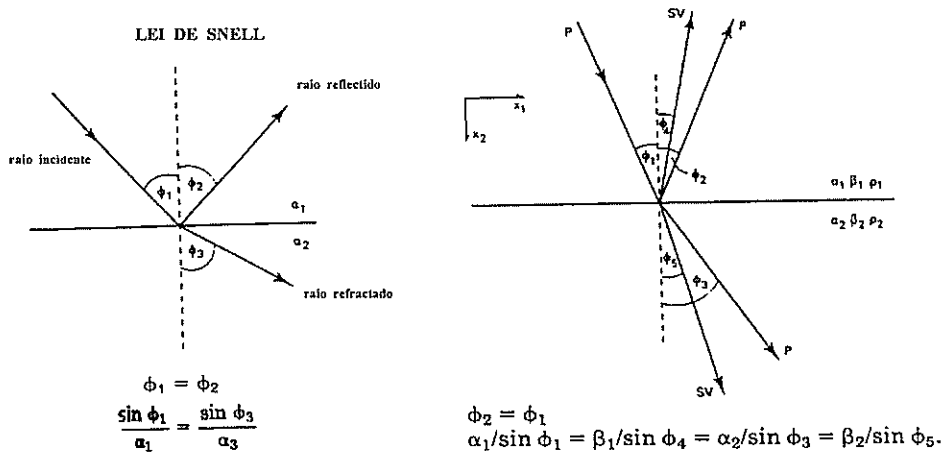


FIGURA 1.1 INCIDÊNCIA DE UMA ONDA ACÚSTICA NUMA INTERFACE EM QUE A GEOMETRIA OBEDECE À LEI DE SNELL E GENERALIZAÇÃO DE UMA ONDA P INCIDENTE.

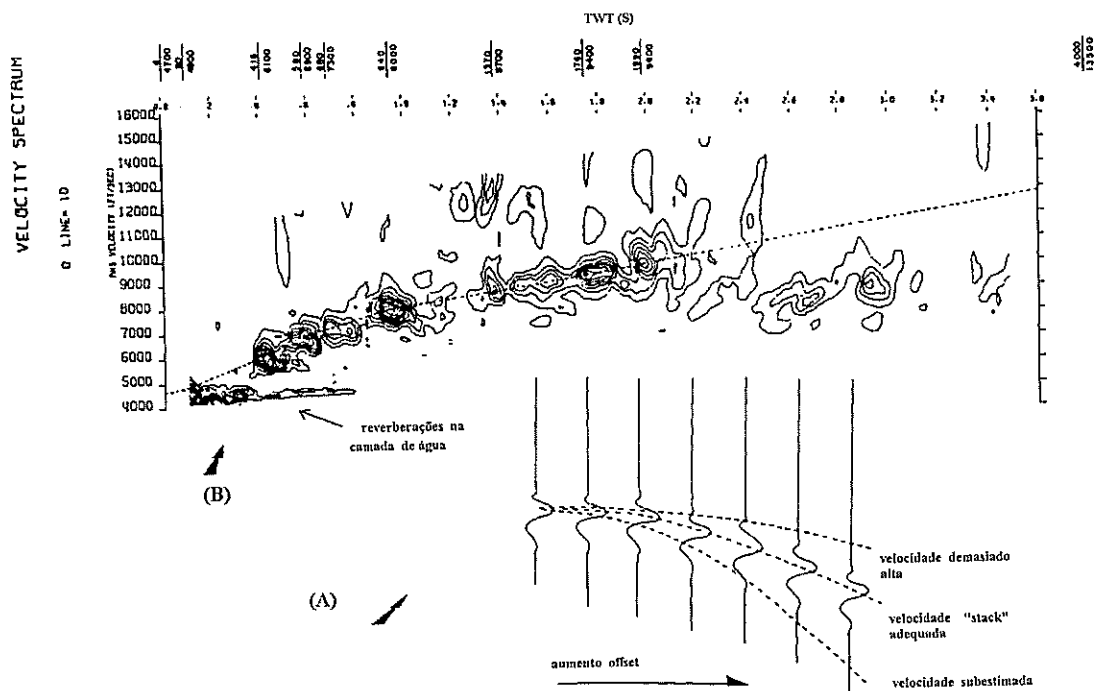


FIGURA 1.2 EXEMPLO DE CÁLCULO DA VELOCIDADE DE "STACK" PARA 1 JANELA TWT PELO MÉTODO DAS HIPÉRBOLES (A) E REPRESENTAÇÃO EM ESPECTRO DE VELOCIDADES (B)(ADAPTADO DE MCQUILLIN ET AL., 1984).

a sua complexidade são na quase totalidade realizadas numa estação de computação. Em primeiro lugar, corrigem-se os registos dos efeitos de absorção e de divergência esférica. Outra correcção a executar, as estáticas, prende-se com os atrasos sofridos pelas ondas sísmicas na camada superficial. Estes efeitos devem-se a diferenças de altitude ou alterações de velocidade da camada superficial. Em terra, há que corrigir as diferenças de altitude de geofone e o "delay" provocado pela camada alterada, uma zona de baixa velocidade originada pelos processos erosivos. A teoria da refacção, pode ser usada na determinação da espessura e velocidade da camada alterada, usando as curvas tempo distância das primeiras chegadas de tiros com direcção oposta. A correcção temporal é então facilmente calculada através da diferença de tempo para percorrer a camada alterada ou rocha dura.

Na sísmica marinha a primeira correcção é linear visto que a fonte e os hidrofones são mergulhados a uma profundidade constante, pelo que basta adicionar um valor fixo de forma a colocá-los à superfície. A segunda deve-se a variações bruscas da camada de água sobre o subsolo rochoso devido à presença de relevo submarino. Como a velocidade de propagação sísmica na água do mar é bastante inferior à das rochas sólidas, quando surge uma baixa no relevo, todos os reflectores subjacentes ficam com as profundidades sobreestimadas. A anomalia é simplesmente calculada substituindo o tempo de percurso na água por aquele percorrido em rocha dura (a topografia é conhecida com exactidão por sonar).

Existem também métodos automáticos para determinar as correcções estáticas para CDP's, nomeadamente através da correlação-cruzada de todos os traços com um traço de referência de "offset" zero. A correcção é feita a partir da média dos desvios temporais dos traços de todos os receptores para todos os tiros. Necessitam todavia que a correcção NMO do CDP seja feita com grande rigor (McQuillin et al., 1984; pg. 71).

As primeiras chegadas dos registos sísmicos são normalmente fases refractadas ou ondas directas (no caso da reflexão marinha). Estas chegadas são eliminadas anulando o traço até ao instante anterior à primeira fase reflectida, instante esse que aumenta com o "offset". Como já se disse, as fases refractadas constituem curvas enquanto as reflectidas alinham-se, pelo que normalmente esse instante é detectado com um certo à vontade. Este procedimento denomina-se de "muting". As ondas superficiais, que constituem chegadas de grande amplitude, baixa frequência e perturbam os registos sísmicos impedindo a observação clara das fases reflectidas, são também eliminadas, normalmente através de um filtro passa-banda, visto que as altas frequências são por vezes ruído sem qualquer interesse.

A fase seguinte, uma operação imprescindível no processamento de dados de reflexão sísmica, consiste em realizar o "stacking". Numa campanha, de forma a melhorar a qualidade dos dados através de um aumento da relação sinal/ruído, efectuam-se sempre diversos "tiros" com diferentes posições não só da fonte como dos geofones. Torna-se assim necessário "somar" os traços com informação respeitante ao mesmo ponto reflector. Este tipo de "stacking", que é o mais vulgarmente utilizado, designa-se de "common-depth-point" (CDP). A correcção NMO é feita durante este processo.

Assume-se que o tempo de percurso de uma onda desde o "shot-point" (SP) até ao receptor à distância ("offset") x , está relacionado com o tempo de percurso de "offset" nulo pela relação:

$$t^2 = t_o^2 + \frac{x^2}{v_s^2}$$

em que v_s é a velocidade de "stacking" e é aproximadamente igual à velocidade média quadrática até ao reflector em questão. Esta velocidade é escolhida de forma a otimizar o "stacking" e é feita apenas uma vez em cada poucos quilómetros para economizar despesas, a não ser que haja evidências de grandes heterogeneidades laterais. Existem várias técnicas de análise de velocidades. Uma delas é a "constant velocity gather" (CVG), em que se assume que a velocidade sísmica é constante ao longo do trajecto do raio, calculando-se a correcção NMO para cada traço em função do tempo de percurso (designado de tempo duplo por corresponder à descida e subida da onda).

Se a velocidade verdadeira for inferior à assumida, o reflector será subcorrigido e dobrará para o lado dos traços de "offset" maior. O contrário sucederá se a velocidade verdadeira for superior à de "stack". Podemos então estimar os tempos duplos (TWT, do inglês "two-way-time") e construir gráficos da velocidade de "stack" em função do TWT, escolhendo então a velocidade mais adequada.

Outra forma de efectuar a análise de velocidades é pelo método da "hipérbola" (McQuillin et al., 1984; pg. 85-86). Para um dado TWT a escolha da velocidade de "stack" define uma relação hipérbolica tempo-"offset" entre os vários traços respeitantes ao mesmo ponto ("gather"). Calculam-se diversas hipérbolas para diferentes velocidades correlacionando-se os diversos traços para uma dada janela temporal e para cada hipérbola. O procedimento é repetido para um conjunto de valores de TWT bastante denso, originando um "espectro" de velocidades. Unindo os principais picos de energia obtemos a curva de velocidades. As velocidades de "stack" devem ser consistentes ao longo das secções, isto é: se variações laterais grandes acontecerem sem explicação geológica plausível, o processo deve ser repetido.

Para melhorar a resolução vertical dos dados e interpretar variações laterais nas amplitudes, aplica-se um operador D tal que, convoluído com o traço sísmico (S), permite obter um delta de Dirac situado em $t=0$. Assumindo que o traço sísmico, corrigido dos efeitos de atenuação e da resposta instrumental, pode ser obtido pela convolução da função de reflectividades (R) com o sinal da fonte (W), podemos desta forma obter a função de reflectividade da terra. Tendo em conta as propriedades associativa, comutativa e de elemento neutro da convolução temos:

$$D * S = D * (R * W) = (D * W) * R = \delta * R = R$$

Sem este procedimento, que se denomina desconvolução, a interferência de reflectores mais espaçados poderá tornar a forma da onda muito complexa e não permitir a separação e identificação dos horizontes. As reflexões múltiplas devem também ser retiradas neste processo, pois contribuem igualmente para a complexidade do registo através de interferências.

Existem diversas formas de calcular o operador D baseadas na teoria das séries temporais mas é opinião geral que na maioria dos casos a desconvolução predictiva é a melhor forma de eliminar as múltiplas, visto que se baseia na previsão do sinal com base nos valores prévios, não afectando a forma da onda nem alterando o seu conteúdo espectral. As

reverberações (sucessão de múltiplas na camada de água) são importantes em sismica marinha, devido ao elevado coeficiente de reflexão da interface ar-água e água-rocha, pelo que este procedimento é essencial. Problemas associado a este método são a existência de ruído e a dificuldade em obter com pormenor a "assinatura" da fonte.

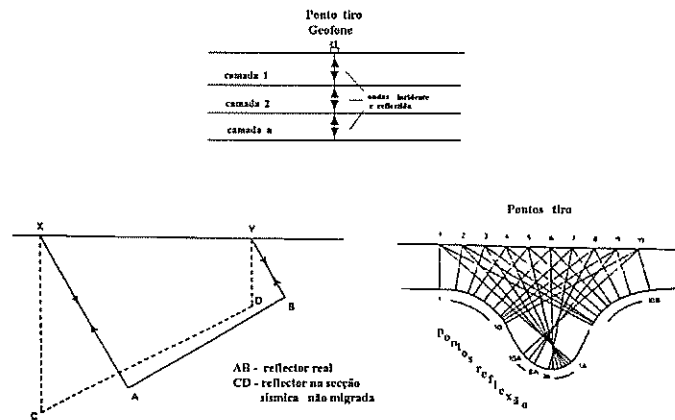


FIGURA 1.3 SITUAÇÕES IDEALIZADA PELO MÉTODO DA REFLEXÃO E SITUAÇÕES EM QUE SE TORNA NECESSÁRIO CORRIGIR A POSIÇÃO DOS REFLECTORES PELO PROCESSO DA MIGRAÇÃO (ADAPTADO DE MCQUILLIN, 1984).

A secção podem ainda ser melhorada através de uma filtragem adequada. Conhecido o conteúdo espectral do sinal, pode selecciona-se a gama de frequências em que a razão sinal/ruído é mais elevada através de um filtro passa-banda. Devido ao efeito da atenuação, as frequências passa-banda serão mais baixas há medida que aumenta o TWT. Se existe uma estrutura prolongada ao longo da secção o filtro deve ser variável de modo a manter o conteúdo em frequência aproximadamente constante. Deve também manter-se o máximo conteúdo possível em altas frequências para aumentar a resolução dos dados.

A representação final da secção pode ser feita de diversas formas e depende da dinâmica do sinal registado. Como aquela é sempre limitada, vão surgir, nas regiões de baixa amplitude, zonas esbranquiçadas. Para evitar este fenómeno utiliza-se muitas vezes a representação de "wiggle" em que a mais pequena ondulação do traço seja visível mas as amplitudes maiores são truncadas quando se sobrepõem de forma confusa nos traços adjacentes. Este método produz uma equalização das amplitudes ao longo de uma série de janelas temporais (algumas décimas de segundo) que percorrem todo o traço. A variação lateral de amplitudes, que pode ser útil em várias situações como por exemplo na detecção de gaz natural, fica seriamente comprometida. Todavia, se o explorador apenas pretende informação estrutural, o processo não apresenta problemas. Uma solução de compromisso pode também ser tentada, com janelas temporais de cerca de 1 s na fase de equalização.

Finalmente, a secção sísmica pode também ser (ou não) migrada, quer no domínio do espaço ou do tempo. Conforme foi dito no início deste ponto, o método da reflexão sísmica admite que a reflexão é normal, ou seja, que a superfície reflectora é horizontal. Na terra real, em inúmeras situações surgem irregularidades (diques, intrusões magmáticas, domos salinos, etc.) em meios estratificados horizontalmente. Outras vezes os reflectores possuem inclinação.

Em qualquer das situações a condição de reflexão normal não é respeitada (fig. 1.3). Nestes casos a posição dos reflectores fica alterada. A migração tem como objectivo recolocar as estruturas inclinadas na sua verdadeira posição.

Existem diversas formas de realizar esta operação. Alguns dos métodos mais utilizados são a soma das hipérbolas de Kirchhoff, equação de onda e FK. Vamos a título de exemplo descrever sucintamente este último, visto que foi aquele utilizado no processamento dos perfis que iremos interpretar. O método proposto por Stolt (1978), consiste em introduzir ficticiamente os geofones de profundidade z e coordenadas x , no interior da Terra num ponto intermédio entre fonte e receptor à profundidade do reflector D , através da transformação de coordenadas de Claerbout,

$$X = (x_s + x_o) / 2 \quad ; \quad Z = (z_s + z_o) / 2$$

$$D = ct / 2 + Z \quad ; \quad d = Z$$

em que o subscripto s significa a fonte e o subscripto r o receptor. De seguida aplica uma dupla transformada de Fourier de forma a passar os registos do domínio espacial e temporal (X,D) para o domínio da frequência e número de onda $(2\pi k, \omega)$. Num computador digital esta transformada é efectuada por um algoritmo FFT ("fast Fourier transform"). A função de onda $\phi(x_s, z_s, x_r, z_r, t)$, no novo sistema de coordenadas da secção com "stack" (receptor e fonte no mesmo ponto da superfície) corresponde à função $\phi(X, 0, 0, 0, t)$ e na versão migrada à função $\phi(X, 0, Z, 0, 0)$.

A transformada do campo à superfície para um reflector à profundidade D é:

$$\phi(X, 0, D) = \frac{1}{2\pi} \int dp \int d\omega e^{-i(pX - 2\omega D/c)} A(p, \omega)$$

em que $p=2\pi k$ e $A(p, \phi)$ é dado pela transformada bi-dimensional do campo de onda:

$$A(p, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int dX \int dD e^{-i(pX - 2\omega D/c)} \phi(X, 0, D)$$

No caso particular de ondas ascendentes, para satisfazer a função π na equação de onda no domínio do número de onda, dever ter-se:

$$q = \frac{2\omega}{c} - \sqrt{\frac{4\omega^2}{c^2} - p^2}$$

que é a equação de dispersão para ondas ascendentes. A secção migrada escreve-se então:

$$\phi(X, D, D) = \frac{1}{2\pi} \int dp \int d\omega e^{-i(pX - \sqrt{\frac{4\omega^2}{c^2} - p^2} D)} A(p, \omega)$$

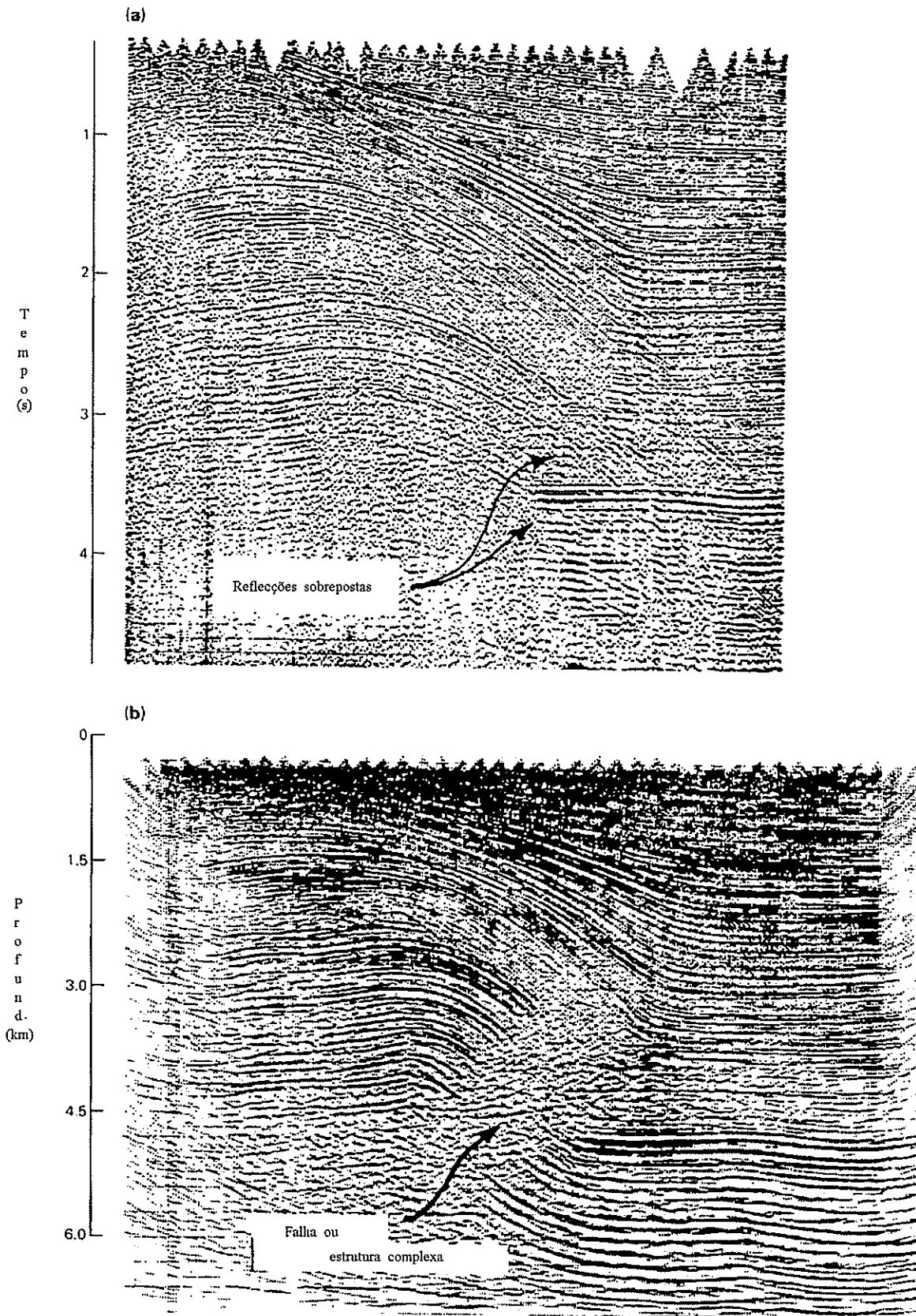


FIGURA 1.4 SECÇÃO SÍSMICA "BRUTA" (CIMA) E MIGRADA (BAIXO) IN NORTH (1985).

Fazendo a transformação $k = \sqrt{\frac{4\omega^2}{c^2} - p^2}$ tem-se finalmente:

$$\phi(X, D, D) = \frac{1}{2\pi} \int dp \int dk e^{-i(pX - kD)} B(p, k)$$

em que,

$$B(p, k) = \frac{1}{1 + p^2/k^2} A(p, \frac{kc}{c} \sqrt{1 + p^2/k^2})$$

Esta equação corresponde a um desvio de frequência equivalente a uma correcção NMO. Ela engloba também interpolações no domínio da frequência, o que poderá ocasionar "eventos fantasma". Estes podem no entanto ser evitados aumentando o tamanho de cada traço acrescentando-lhe zeros. Erros de fase ou dispersão são eliminados, uma vez que é a equação de onda exacta que é utilizada.

Na prática este processo é equivalente a introduzir o geofone e a fonte no interior da terra, ambos sobre os diversos pontos reflectores, corrigindo desta forma que um dado geofone receba sinais não provenientes do reflector sob a vertical desse local. A migração FK é mais rápida e simples que o método da equação de onda, em que os reflectores são colocados no interior da terra através duma forma diferencial da equação de onda. A dispersão é também eliminada de uma forma mais eficaz. Permite também corrigir estruturas com maior inclinação do que por exemplo a aproximação de Claerbout da equação de onda às diferenças finitas. Declives superiores a

$$\theta_{\max} < \arcsin(\Delta D / Fn \Delta X)$$

em que F_n é a frequência de Nyquist, a frequência máxima contida nos dados ($1/2 \cdot \text{freq. amostragem}$). Inclinações superiores podem também ser migradas correctamente desde que a frequência seja inferior à de Nyquist.

De acordo com Stolt (1978), as limitações do método são: i) altera o conteúdo em frequência dos dados; ii) é sensível a modificações laterais da velocidade, ficando a migração incorrecta se não forem calculadas com detalhe. Quanto ao primeiro ponto, não é vital se o explorador pretende apenas informação estrutural. Quanto à segunda, obriga a que sejam realizadas mais análises de velocidade ao longo da secção, o que de alguma forma limita a maior rapidez do método. Não resolve igualmente os problemas de "aliasing", mas também nenhum outro método o faz.

Na figura 1.4 apresenta-se duas versões da mesma secção sísmica, uma apenas com "stack" e a outra migrada. Pode observar que as difracções e "overlaps" dos vários eventos foram eliminadas e a posição dos reflectores corrigida.

Para além do processamento dos dados, a forma da sua aquisição é igualmente

importante na obtenção de secções de boa qualidade. Em reflexão sísmica como vimos, as chegadas indesejáveis podem ser descartadas, os efeitos da atenuação e absorção corrigidos mas o ruído incoerente é bastante mais difícil de eliminar. A forma de o corrigir é usar fontes múltiplas e grupos de geofones em cada local e depois somar a informação respeitante ao mesmo ponto reflector ("stacking").

Existem técnicas modernas adequadas a um CDP óptimo: a aquisição "multi-fold". Na sísmica marinha o navio transporta atrás de si um cabo com vários km de comprido onde estão colocados os hidrofones ("streamer"). Os hidrofones estão organizados por grupos e cada grupo constitui uma secção, que funciona como um detector único independente. Os "streamers" actuais têm 24, 48, 96 ou mais secções. Os perfis do G.S.I., por exemplo, foram adquiridos com 120 secções e 27 hidrofones por secção.

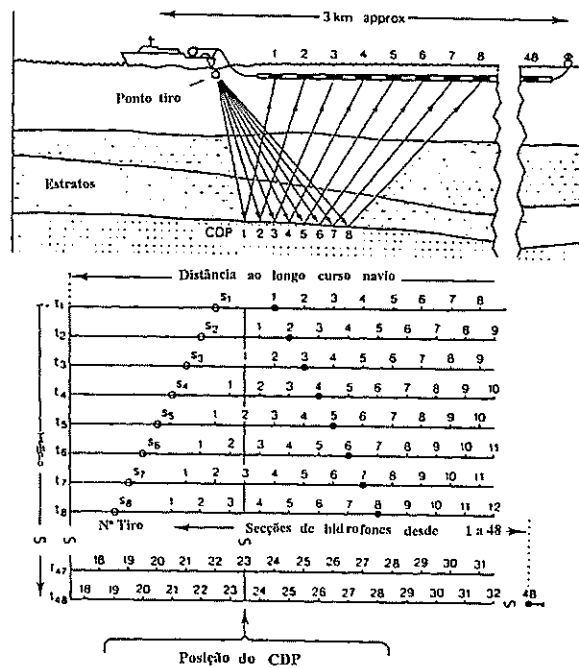


FIGURA 1.5 DISPOSITIVO DE AQUISIÇÃO MULTI-FOLD MARINHA ADEQUADO A UM CDP ÓPTIMO (ADPATADO DE MCQUILLIN ET AL, 1984).

Imagine (fig. 1.5) que um navio se desloca à velocidade de 8 km/h e cada secção do "streamer" está separada por 50 m. Se o tiro S_1 ocorrer no instante t_1 , a reflexão no ponto 1 é recebida pela secção 1 e gravada no canal 1. A posição do CDP 1 fica situada entre o tiro e a secção 1. O tiro S_2 está programado para o momento em que o navio ocupe a posição tal que o mesmo ponto reflector se situe no ponto médio entre a fonte e o receptor. A distância entre os dois tiros é metade da distância entre secções pelo que o intervalo entre tiros deveria de ser (para esta velocidade do navio) 12.5 s. Os sinais no instante t_2 são registado no canal 2 e pertencem ao CDP 1. Há medida que o navio vai progredindo, o tiro S_n é registado no canal n e é referente ao CDP 1. Obviamente que o "offset" vai aumentando há medida que o navio progride e o tiro n é gravado, mas este efeito é compensado pela correcção NMO. Na prática, a velocidade do navio não é constante pelo que o intervalo entre tiros é compensado, de forma a manter o processo válido. Por vezes é possível somar a informação referente a cada CDP proveniente de todas as secções do "streamer".

O aumento da relação sinal/ruído é dado pela fórmula:

$$\sqrt{n^{\circ} \text{ geofones}} \quad \text{cada grupo} \quad \times n^{\circ} \text{ secções} \quad \times n^{\circ} \text{ fold}$$

em que o nº "fold" é dado pelo número de grupo a dividir pela soma do avanço da fonte e da secção em "shot-points" entre cada dois tiros. Nos perfis do G.S.I. o nº secções foi 120 e o intervalo entre cada uma de 25 m. Como o intervalo entre tiros foi de 1 "shot point"= 25 m, então o "fold"=120/1 S.P.+1 S.P.=60.

2 A informação sísmica disponível

2.1 Sísmica de Reflexão "off-shore" na Costa Alentejana e Algarvia

De forma a avaliar a continuidade das estruturas sedimentares e o prolongamento do soco da Zona Sul Portuguesa através da Margem Oeste Ibérica e respectiva região oceânica, dispúnhamos de diversos perfis de reflexão sísmica realizados e interpretados por diferentes instituições ou companhias. A informação estrutural obtida foi também utilizada no constrangimento de modelos obtidos através de métodos potenciais.

Em 1970, o conhecimento da Margem portuguesa era quase nulo. De 1971 a 1986, por iniciativa do Grupo Estudo da Margem Continental (constituído por universidades francesas), conjuntamente com o Instituto Hidrográfico Português, os Serviços Geológicos de Portugal e também financiada pela Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, foram realizadas 12 campanhas de reflexão sísmica (24.000 km), 12 poços e 390 amostragens superficiais. A margem ocidental portuguesa encontra-se hoje coberta por uma extensa rede de perfis de reflexão sísmica, cuja densidade diminui com o afastamento da linha de costa. O seu espaçamento médio na plataforma continental é de aproximadamente 8 km (Mougenot, 1989). Considerando só as campanhas de natureza académica ou universitária, cerca de 20.150 km de perfis foram interpretados, sendo a grande maioria monotraço. No entanto, os perfis sísmicos multitraço realizadas pelas companhias petrolíferas não foram na sua maioria incluídos neste conjunto de dados (Mougenot, 1989), principalmente devido ao facto da sua informação não ser publicada devido à sua natureza sigilosa.

Outras campanhas ocasionais (12) realizadas por navios em transito na Margem Oeste Europeia, podem adicionar-se à informação disponível sobre a Margem Portuguesa, para além de alguns perfis de refração sísmica, que todavia se encontram mais afastados da linha de costa portuguesa já em domínio de crosta oceânica e por isso já fora da zona de estudo. Muita desta informação foi já interpretada e os resultados publicados por exemplo em Mougenot (1989), Vanney e Mougenot (1981), Bouillot e Mougenot (1978) e por Oliveira et al. (1984). Apesar da extensa cobertura, a diferente proveniência e qualidade dos dados não fornece todavia uma imagem contínua e homogénea da sub-superfície. O facto de os perfis serem irregularmente situados e não constituírem uma malha paralela à costa com perfis perpendiculares, constituiu uma dificuldade acrescida para a sua interpretação e para a construção de um modelo coerente para a região.

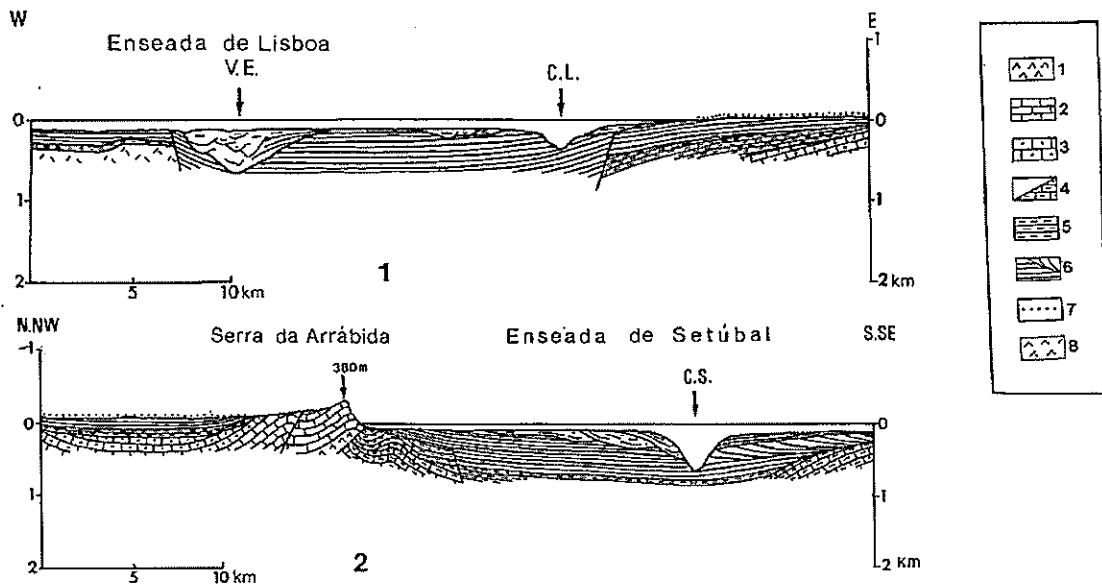
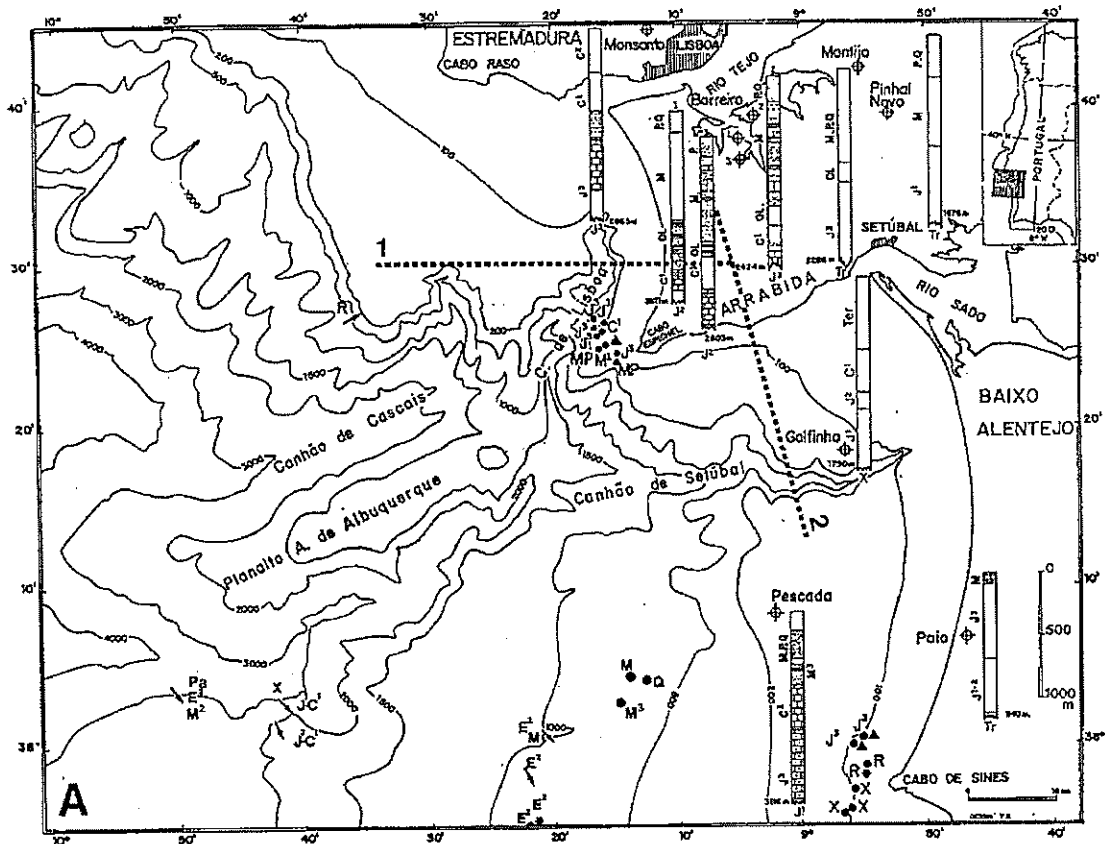


FIGURA 2.1 MAPA DE DRAGAGENS (☞), CAROTAGENS (●), SEDIMENTOS (▲) E SONDAGENS (⊕) REALIZADAS NA MARGEM ALENTEJANA A NORTE DE SINES. INDICAM-SE IGUALMENTE AS LOCALIZAÇÕES DOS CORTES TRANSVERSAIS À MARGEM APRESENTADOS NA PARTE INFERIOR DA FIGURA (ADAPTADO DE MOUGENOT, 1989). R: ROCHA ERUPTIVA; X: SOCO PALEOZÓICO; ME: MEZOZÓICO; PA: PALEOGENICO; J_{1,2,3} JURÁSSICO (INFERIOR, MÉDIO E SUPERIOR); C_{1,2}: CRETÁCICO (INFERIOR, SUPERIOR); E₂: EOCENO SUPERIOR; OL: OLIGOCENO; M_{1,2,3} (INFERIOR, MÉDIO, SUPERIOR); MP: NEOGÉNICO; Q: QUATERNÁRIO; TR: TRIÁSSICO. LEGENDA DOS CORTES: 1 INFRA-LIAS EVAPORÍTICO; 2 JURÁSSICO; 3 CRETÁCICO; 4 MEZOZÓICO; 5 MIOCÉNICO INFERIOR ANTE-TECTÓNICO; 6 NEOGÉNICO E QUATERNÁRIO PÓS-TECTÓNICOS; 7 ALUVIÕES; 8 BASALTOS DE LISBOA; 9 SOCO PALEOZÓICO. CL: CANHÃO LISBOA; C.S.: CANHÃO SETÚBAL.

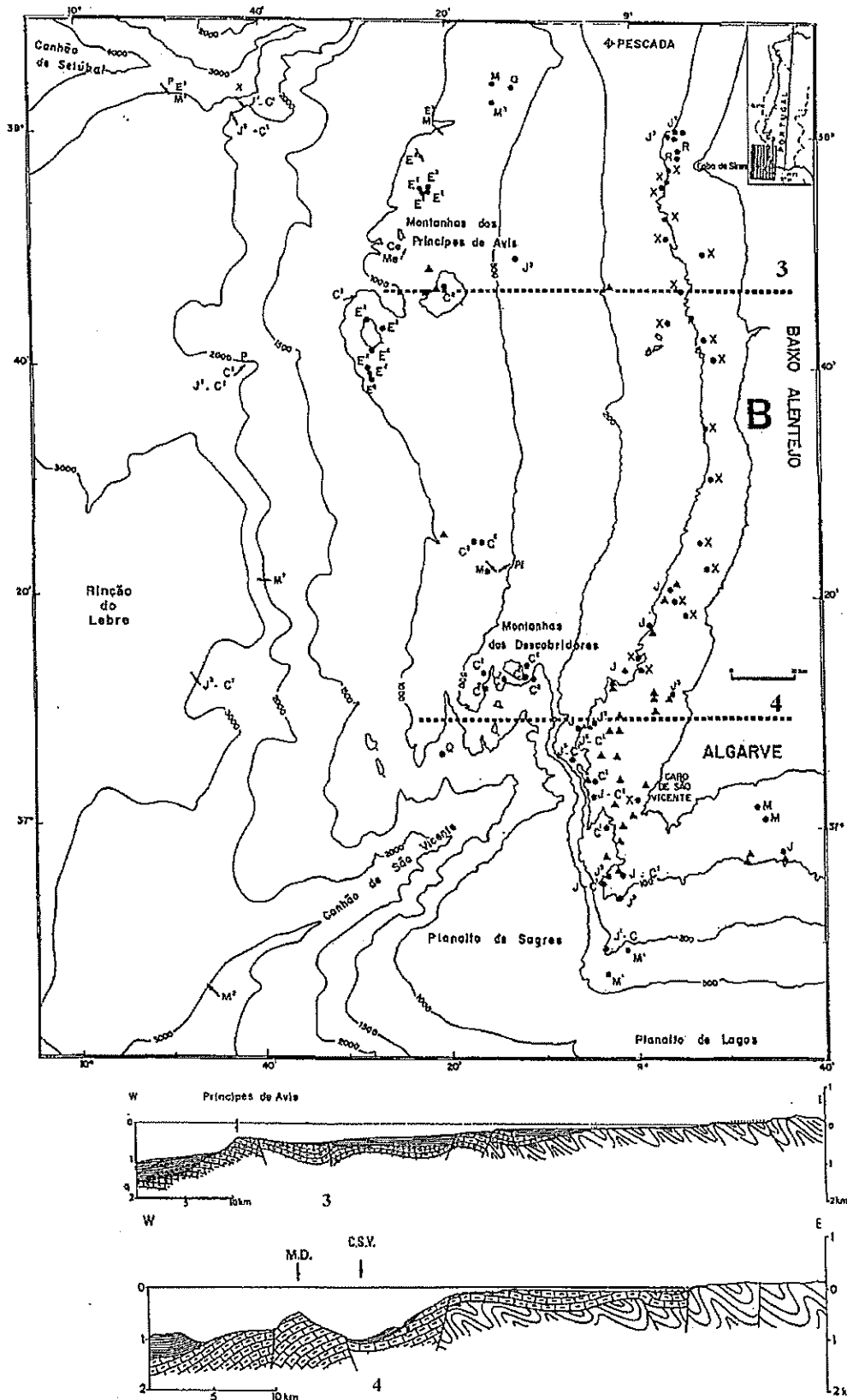


FIGURA 2.2 MAPA IDÉNTICO AO DA FIG. 2.1 PARA A MARGEM OCIDENTAL DO BAIXO ALENTEJO E ALGARVE (ADAPTADO DE MOUGENOT, 1989). R: ROCHA ERUPTIVA; X: SOCO PALEOZÓICO; ME: MEZOZÓICO; J₃JURÁSSICO SUPERIOR; C_{1,2}: CRETÁCICO (INFERIOR, SUPERIOR); E₂: EOCENO SUPERIOR; P: PALEOGÉNICO; M_{1,2,3} (INFERIOR, MÉDIO, SUPERIOR); CE: CENOZÓICO; PL: PLIOCÉNICO; Q: QUATERNÁRIO;. LEGENDA DOS CORTES NA FIG. 2.1. C.S.V.:CANHÃO SÃO VICENTE; M.D.: MONTANHAS DOS DESCOBRIDORES.

Além do mais, muitos dos perfis são de alta resolução, fornecendo bom detalhe nas camadas superficiais do Terciário mas incapaz de atingir o soco Paleozóico, ou mesmo o Mesozóico. Outros, na plataforma continental têm resolução média (cerca de 20 ms t.d.) mas a sua penetração é rapidamente limitada pela múltipla do fundo marinho, que chega cerca dos 0.2 s, enquanto no talude e bacias oceânicas a resolução baixa para 100 ms aumentando a capacidade de penetração até 3 s t.d. sob o fundo oceânico. No entanto, a idade e profundidade do soco acústico é variada, e este nem sempre é visível nos perfis. A Sul do Canhão da Nazaré, a deformação originada por movimentos tectónicos no Cenozóico origina que as camadas fracturadas e dobradas constituam um soco acústico relativamente superficial.

Na plataforma e talude superior da margem alentejana, a discordância ante-aquitânea torna-se muitas vezes impenetrável à passagem das ondas sísmicas (Mougenot, 1989), não permitindo distinguir quaisquer reflectores abaixo dela. A espessura do Neogénico é aqui grande, atingindo por vezes 2 s t.d., impossibilitando em muitos locais o estudo das estruturas mais antigas. Todavia permite efectuar um estudo preciso dos acontecimentos sedimentares e tectónicos que afectaram a margem no Terciário. Noutros locais, quando o conteúdo espectral da fonte e os contrastes litológicos das formações o permitiram, o Mesozóico pôde ser identificado até ao soco Paleozóico. Embora alguns reflectores possam ser visualizados no seu interior, torna-se difícil discernir a sua continuidade ao longo dos perfis. A sua interpretação como um pacote conjunto de unidades sísmicas paralelas ao soco pode no entanto ser razoavelmente distinguida (Oliveira et al., 1984). O Paleozóico constitui por sua vez uma unidade difractante cujo interior não origina reflexões.

Na plataforma do Baixo Alentejo o soco Hercínico é aflorante até cerca dos 120 m de profundidade, sendo a partir de aí substituído pela cobertura do Terciário (veja fig. 2.1). Desde a plataforma até à planície abissal do Tejo, onde constitui uma unidade difractante horizontal coberta por sedimentos do Mesozóico e Cenozóico, as rochas Paleozóicas constituem uma unidade sucessivamente basculada e entrecortada por falhas diversas, como se deduz dos cortes transversais apresentados na figura 2.2. Na margem Oeste Algarvia junto ao Cabo de S. Vicente aflora o Mesozóico. A Norte do Cabo de Sines e nas restantes regiões do talude e da planície abissal do Tejo afloram formações do Neogénico e Quaternário, com excepção das zonas de relevo submarino (Montanhas dos Descobridores e Príncipe de Avis) onde emergem formações do Eoceno e Mesozóico (fig 2.1). Em regiões mais localizadas, rochas do Mesozóico são transportadas até à superfície por falhas de orientação geral SW-NE.

2.2. Resumo dos estudos sísmicos realizados no Alentejo e Algarve

No continente, estudos de reflexão sísmica são raros e geralmente destinados à pesquisa petrolífera. Foram realizados na Bacia Lusitaniana e os seus resultados não estão publicados, dado que são de natureza confidencial. Estudos de refração têm no entanto sido realizados desde 1970, com o objectivo de um melhor conhecimento da estrutura crustal continental Ibérica. Na região Sul de Portugal realizaram-se vários perfis, que podem ser vistos na figura 2.2. Os perfis Fuseta-Cabo da Roca e Sines-Azinhal mais a extensão deste último até Huelva foram interpretados por Mueller et al. (1973; 1974). O perfil Sagres-Elvas foi analisado por Prodhel et al. (1975), tendo sido posteriormente reinterpretado conjuntamente com os dois anteriores por Moreira et al. (1977; 1980). A campanha sísmica

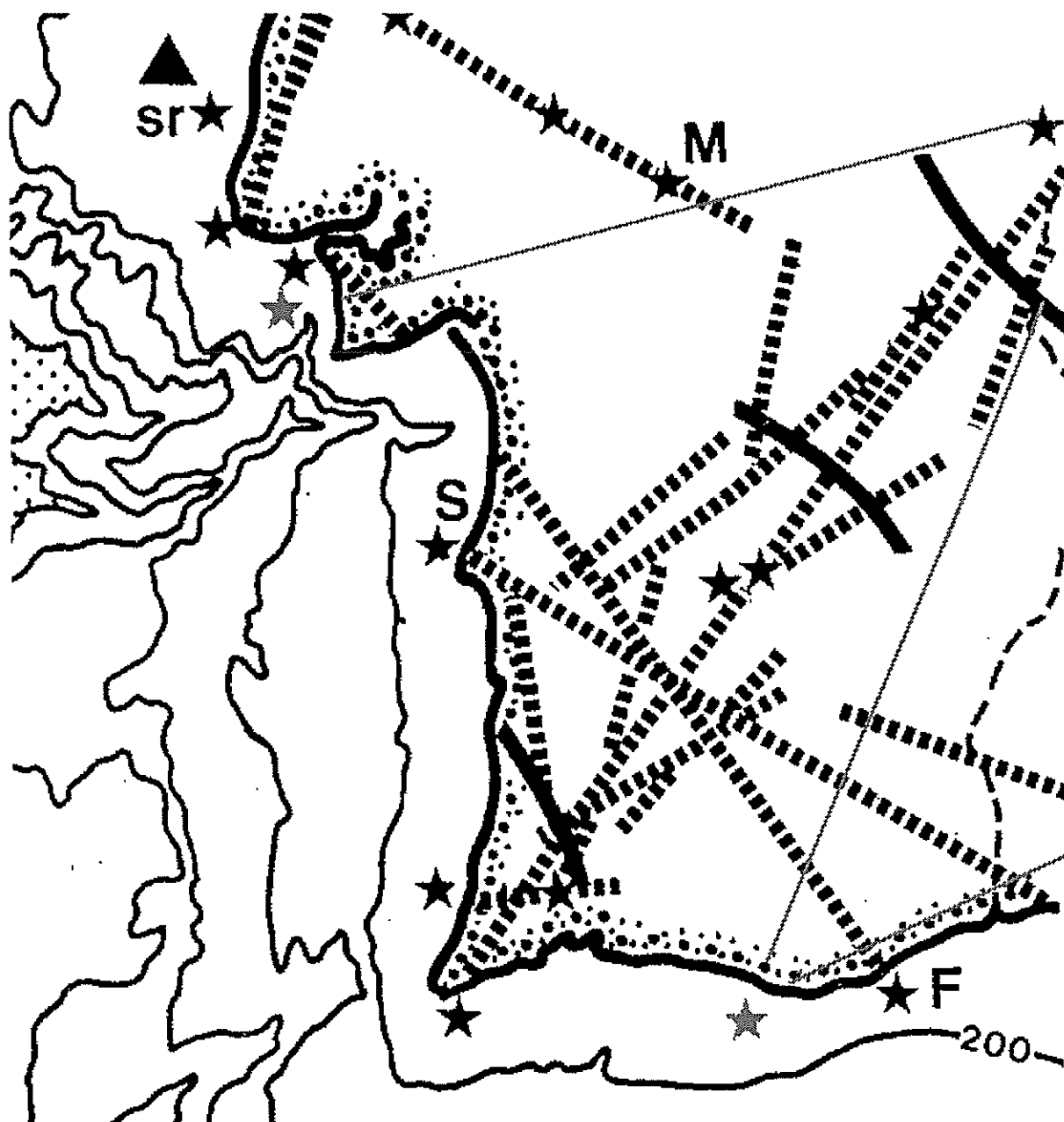


FIGURA 2.3 POSIÇÃO DOS PERFIS DE REFRACÇÃO PROFUNDA REALIZADOS NO SUL DE PORTUGAL (ADAPTADO DE MOUGENOT, 1989). ESTRELAS: PONTOS DE TIRO; LINHAS A CHEIO: POSIÇÃO DAS ESTAÇÕES PARA TIROS EM LEQUE; PONTEADO: PERFIS REALIZADOS NOS ANOS SETENTA COM TIROS EM LINHA. TRIÂNGULOS: BÓIA RECEPTORA; LINHAS CONTÍNUAS: PERFIS DO PROJECTO ILIHA; S: SINES; M: MONTEMOR; F: FUZETA.

do Alentejo, durante a qual foram feitos perfis em leque para determinar a variação da Moho através da falha da Messejana (Odemira-Ávila), foi estudada por Hirn et al. (1981) e Caetano (1983).

2.3 Nova Informação Proveniente da Interpretação dos Perfis do G.S.I.

2.3.1 Introdução

Os perfis de reflexão sísmica realizados pelo Geophysical Service Inc. (G.S.I.) em 1984, apesar de cobrirem excelentemente a região em estudo, não foram até à data devidamente estudados, pelo que nova informação, homogénea e possivelmente de melhor qualidade, podia ser extraída. A utilização de fontes sísmicas modernas e potentes (grupos de canhões de ar) com conteúdos espectrais adequados permitiram obter uma resolução aceitável dos perfis (calculada empiricamente) sem perda de capacidade de penetração. As modernas técnicas de processamento digital dos dados permitiam também com legitimidade antever um conjunto de dados homogéneo e de boa qualidade. A disposição dos perfis de forma paralela e ortogonal às estruturas permitia igualmente facilidades na interpretação geológica daqueles.

Os resultados não são todavia tão satisfatórios como se poderia esperar. Este facto deve-se essencialmente à natureza da região em estudo, que se encontra deformada, basculada e densamente fracturada. No Terciário os reflectores são bem visíveis, mas no Secundário é bastante difícil seguir unidades internas ao longo de grandes distância. O soco Paleozóico é em diversas regiões difícil de detectar e no seu interior não se visualizam muitas características. Quando as rochas hercínicas são relativamente superficiais a capacidade de penetração fica bastante reduzida, mas em certos locais podem atingir-se os 3 s t.d. ou mais. Apesar das dificuldades apontadas, com o auxílio das duas sondagens existentes e os mapas de afloramento da Carta Geológica de Portugal (folha nº 7 dos Serviços Geológicos de Portugal, Oliveira et al., 1984) e de Mougnot (1989), foi possível obter-se um conjunto relativamente seguro de informação geológica e estrutural de forma a servir de modelo inicial para a inversão de dados de métodos potenciais.

Tendo em conta factores económicos e as limitações do tempo disponível para a sua interpretação, optámos pelo estudo de uma selecção dos perfis (ver figura 2.4), cujas cópias nos foram amavelmente cedidas pelo G.P.E.P.. Os perfis foram escolhidos em função da sua localização geográfica e obviamente pela sua melhor qualidade, bem como pelo interesse das estruturas neles observáveis relativamente a outros. As especificações da fonte e do processamento podem ser vistas na tabela 2.1. A juntar a esta informação tivemos à nossa disposição um conjunto de dados das duas perfurações (diagrafias como o "caliper", "sonic log", "resistivity log", "gamma-ray", etc. e ainda o "composite log") realizadas pela Texaco em 1979 na referida zona e que permitiram, juntamente com informação geológica e de outros perfis já interpretados, de alguma forma controlar a interpretação sísmica: o Golfinho e a Pescada. A localização destas sondagens está igualmente representada na figura 2.4.

2.3.2 Ligação das secções sísmicas com as sondagens

A melhor forma de correlacionar os horizontes geológicos com os eventos de uma

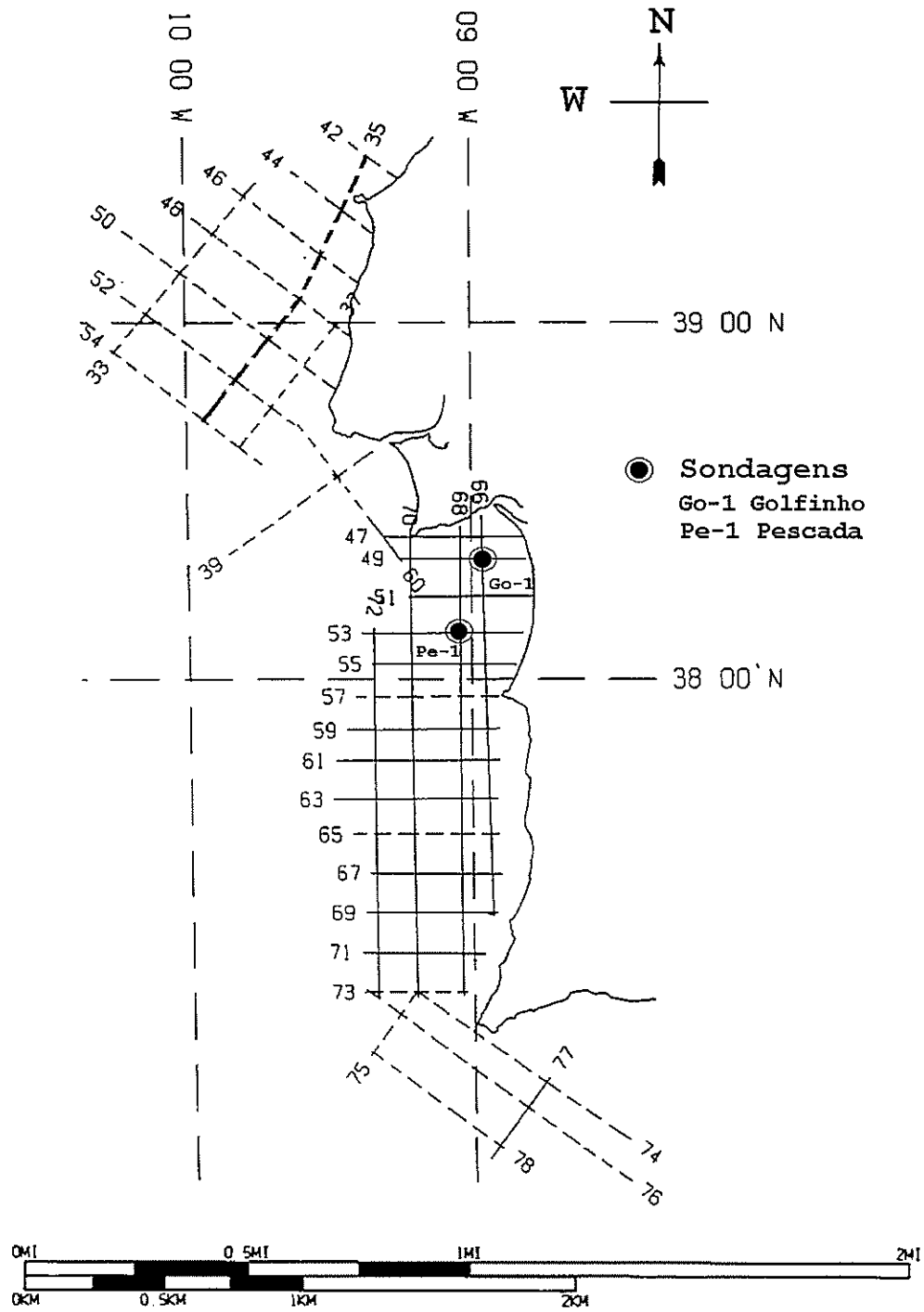


FIGURA 2.4 LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS DO GSI (LINHAS A TRACEJADO CURTO) E DO SUBCONJUNTO USADO NESTE TRABALHO (LINHA CONTÍNUA), BEM COM DAS SONDAGENS UTILIZADAS NA SUA INTERPRETAÇÃO.

secção sísmica é através da construção de sismogramas sintéticos, em que se compara não só a posição dos eventos sísmicos com a das interfaces geológicas, mas também a forma (amplitude e frequência) e fase dos mesmos. As sondagens de velocidade no poço, em que uma fonte sísmica é colocada à superfície e um conjunto de hidrofones é introduzido a diversas profundidades acima e abaixo de horizontes geológicos/reflectores importantes, constitui no entanto a forma mais directa de efectuar aquela correlação.

Como se pode ver na figura 2.5, os hidrofones registam as chegadas directas da superfície mas também fases reflectidas no reflector inferior ao geofone. Os tempos de chegada destas fases, adicionados ao tempo da onda directa chegam no mesmo instante que uma chegada proveniente do mesmo reflector chega a um geofone à superfície². Os tempos de chegada são então corrigidos para profundidades verdadeiras e podem ser usados para calibrar um "sonic log". Com processamento adequado, estes dados podem também ser usados para obter um perfil sísmico vertical (VSP de "Vertical Seismic Profile"), que contém igualmente informação da forma e fase da onda.

Introduzindo directamente este perfil no local do poço na secção sísmica, a correlação entre horizontes sísmicos e geológicos pode ser efectuada. Infelizmente, não dispomos de "software" apropriado para a construção deste tipo de sintéticos e o processo manual é bastante moroso. Sondagens de velocidades não foram igualmente realizadas para a sondagem do Golfinho pelo que não dispomos de VSP nem pudemos calibrar o "sonic log" para esta sondagem.

Para esta sondagem tínhamos no entanto, os "composite log" com a litoestratigrafia e a cronoestratigrafia, acompanhada do "sonic log" a partir dos 1500 pés. Como não possuíamos o "sonic log" digitalizado nem calibrado não pudíamos compará-lo directamente com a secção sísmica, pelo que utilizámos o intervalo de tempo transiente integrado daquele. Tivemos que recorrer às velocidades de "stacking" usadas no processamento sísmico para determinar o intervalo de tempo decorrido até aos 1500 pés e a partir daí fomos somando o tempo integrado. Como no "composite log" tínhamos igualmente a crono-lito-estratigrafia com as respectivas profundidades, a correspondência entre os horizontes geológicos e os tempos duplos da secção sísmica, pode ser realizada.

Esta comparação foi executada troço a troço, como é aconselhável com "logs" não calibrados. Para dificultar ainda mais a nossa tarefa, para além do "cycle skipping", pudemos verificar no "caliper log" que existiam diversas porções do poço onde o diâmetro deste variava abruptamente pelo que os resultados das diagrfias não seriam válidos nessas zonas, o que nos obrigou a delimitar os comprimentos dos troços em função destas zonas.

Até determinada profundidade, a comparação dos horizontes sísmicos e geológicos resultou num bom ajuste mas a partir do Mioceno Inferior a correspondência não nos pareceu satisfatória. Já no decorrer do trabalho tivemos acesso ao relatório de validação da sondagem, que havia sido elaborado recentemente. Apenas duas estreitas faixas apresentavam leituras

² Outras fases chegam igualmente ao hidrofone, como múltiplas por exemplo, que podem ter sido eliminadas ou não de acordo com o processamento que foi executado nas secções sísmicas.

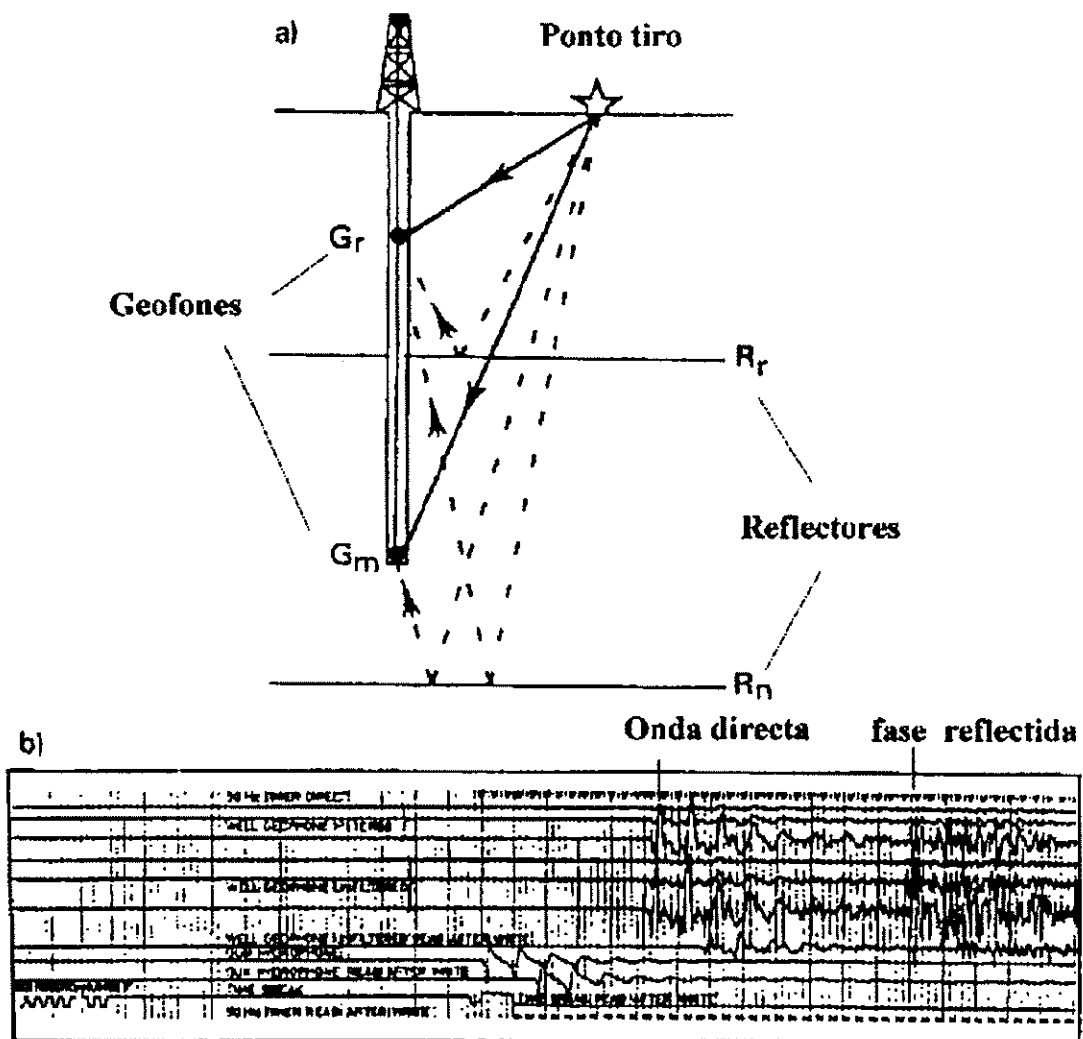


FIGURA 2.5 ESQUEMA DE UMA SONDAGEM DE VELOCIDADES E PERFIL SÍSMICO VERTICAL (A). EXEMPLO DOS SISMOGRAMAS OBTIDOS (B). O PROCESSAMENTO DAS PRIMEIRAS CHEGADAS (ONDAS DIRECTAS) PRODUZ UM VSP (ADAPTADO DE MCQUILLIN ET AL., 1984).

adequadas. Decidimos então converter as profundidades do "composite log" em tempo duplo (TWT, de "two way time") usando as velocidades de "stacking". Na figura 2.6 pode verificar que a correlação de horizontes parece mais adequada. Convém salientar que a correlação tem limitações devido a erros no processamento, como por exemplo as correções de "normal move-out" (correção NMO) ou a camada alterada.

Para a sondagem da Pescada a situação era mais favorável, pois dispúnhamos não só de uma sondagem de velocidades e do "sonic log" integrado e calibrado, como a validade deste era quase extensiva a todo o poço. Apenas uma faixa estreita do registo que incluía apenas um reflector cronoestratigráfico, apresentava resultados pouco dignos de confiança. Para esse reflector a sua profundidade foi estimada através da velocidade de "stack". As profundidades de todas as mudanças cronológicas/litológicas foram calculadas não só usando o "sonic log" como as velocidades de "stack". Para profundidades superiores ao Cretácico a diferença entre os dois processos forneceu diferenças de dezenas de metros. Apesar da secção sísmica não apresentar reflectores bem identificados nessas zonas, a correlação horizontes geológicos/sísmicos apresentada pelo "sonic log" surgiu como mais adequada.

Para além dos dados dos poços, recorreremos ainda à Carta Geológica de Portugal (Folha Nº 7) publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal (Oliveira et al., 1984), que possui a geologia da plataforma Oeste, realizada a partir de sondagens, dragagens e reflexão sísmica. Usámos também um mapa de afloramentos do Cenozóico elaborado por Mougénot (1989). Podemos assim discutir a crono-lito-estratigrafia da parte mais superficial dos poços (onde não existem dados) e estabelecer a ligação com os horizontes das secções sísmicas.

Assim, foi possível para a sondagem do Golfinho, onde acima dos 1484 pés (relativamente ao nível médio do oceano) só se dispunha da litologia inferida a partir da diagrafia de raios gama, determinar que o primeiro horizonte sísmico (fundo do mar) corresponde a areias ou arenitos do Quaternário. Como desde o fundo oceânico até aos 1484 pés, a litologia inferida pelo "gamma-ray" não sofre variação (areias e arenitos), os três reflectores mais proeminentes da secção sísmica entre essas duas profundidades serão provavelmente devido a mudanças de fácies (ou cronológicas). Como a primeira amostra (recolhida aos 1484 pés) foi datada do Mioceno Médio, parece possível que os dois horizontes mais superficiais sejam o topo do Plioceno e o topo do Mioceno Superior. O topo do Mioceno Médio será possivelmente o reflector forte que se encontra imediatamente acima dos 1484 pés, que é acompanhado numa variação litológica.

Mas este último horizonte poderá corresponder apenas a uma mudança litológica semelhante à que ocorre aos 1727 pés, de areias e arenitos para calcarenito. Nesse caso o reflector identificado com o topo do Mioceno Superior seria antes o "tecto" do Mioceno Médio. O primeiro reflector sob o fundo do mar será o topo do Plioceno, visto que ele aflora em toda a região circundante da sondagem com excepção de paleovales do Quaternário. De acordo com Mougénot (1989, pg.45), o canhão do Sado foi inteiramente escavado no seio do Plioceno. Ora, como o horizonte logo acima dos 1484 pés (recolha da 1ª amostra) coincide aproximadamente com o fundo do vale de Setúbal, é mais uma evidência de que o reflector a seguir ao fundo marinho seja realmente o topo do Plioceno.

Ou o 2º ou o 3º reflector será necessariamente o topo do Mioceno Médio, ficando por determinar se o Mioceno Superior existirá no local ou se o reflector ainda por identificar será

GOLFINHO

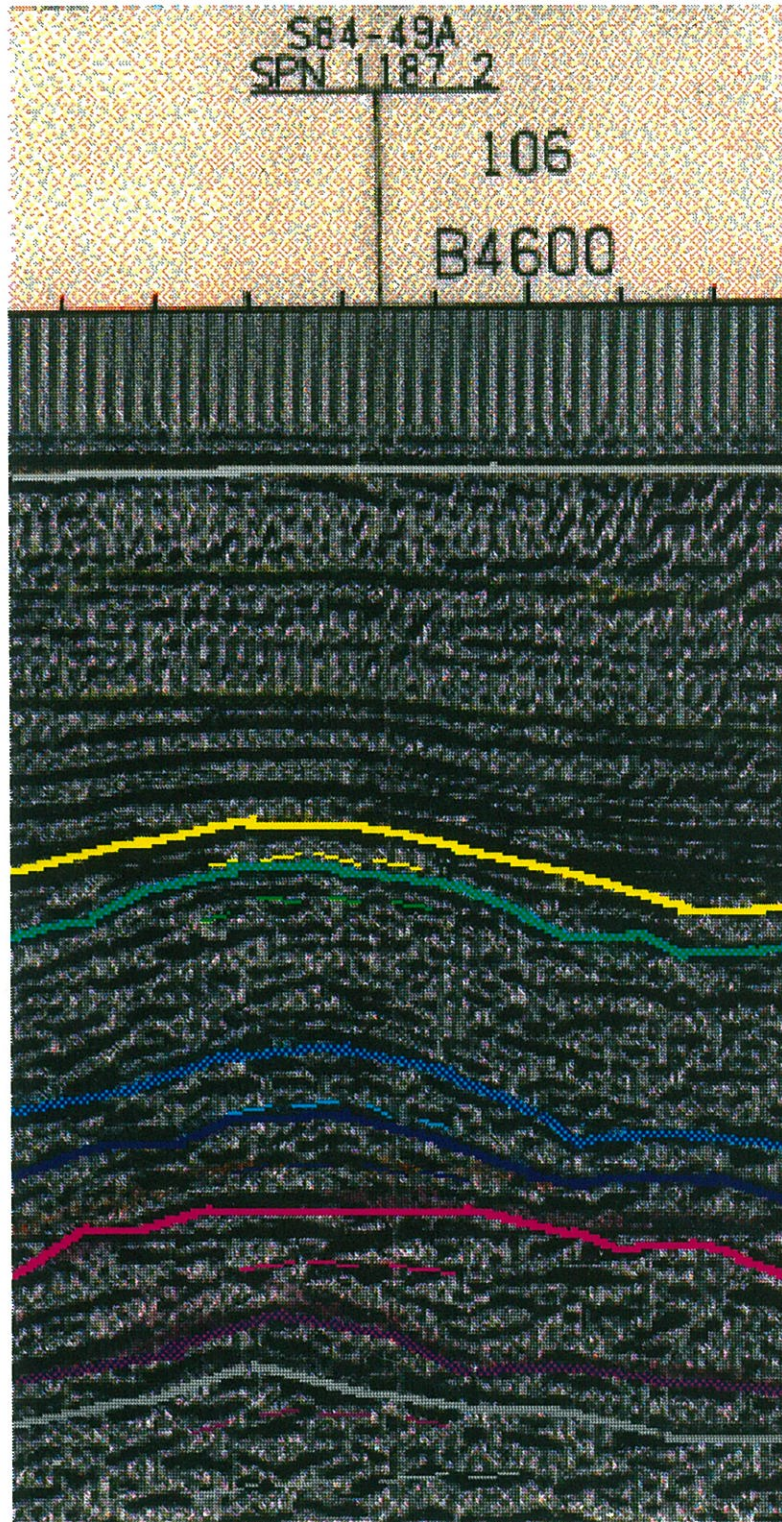


FIGURA 2.6 CORRELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES GEOLÓGICAS PRESENTE NA SONDAGEM DO GOLFINHO E A SECCÃO SÍSMICA EM QUE SE ENCONTRA INSERIDA USANDO AS VELOCIDADES "STACK" E O "SONIC LOG" (A TRACEJADO). IDENTIFICAÇÃO DAS CORES - CINZENTO CLARO: QUATERNÁRIO; AMARELO: MIOCENO; VERDE: CRETÁCICO INFERIOR; AZUL: JURÁSSICO; LILÁS: TRIÁSSICO; CINZENTO ESCURO: PALEOZÓICO.

584-53B
SPN 2063.0

PESCADA

SPN 4496.1

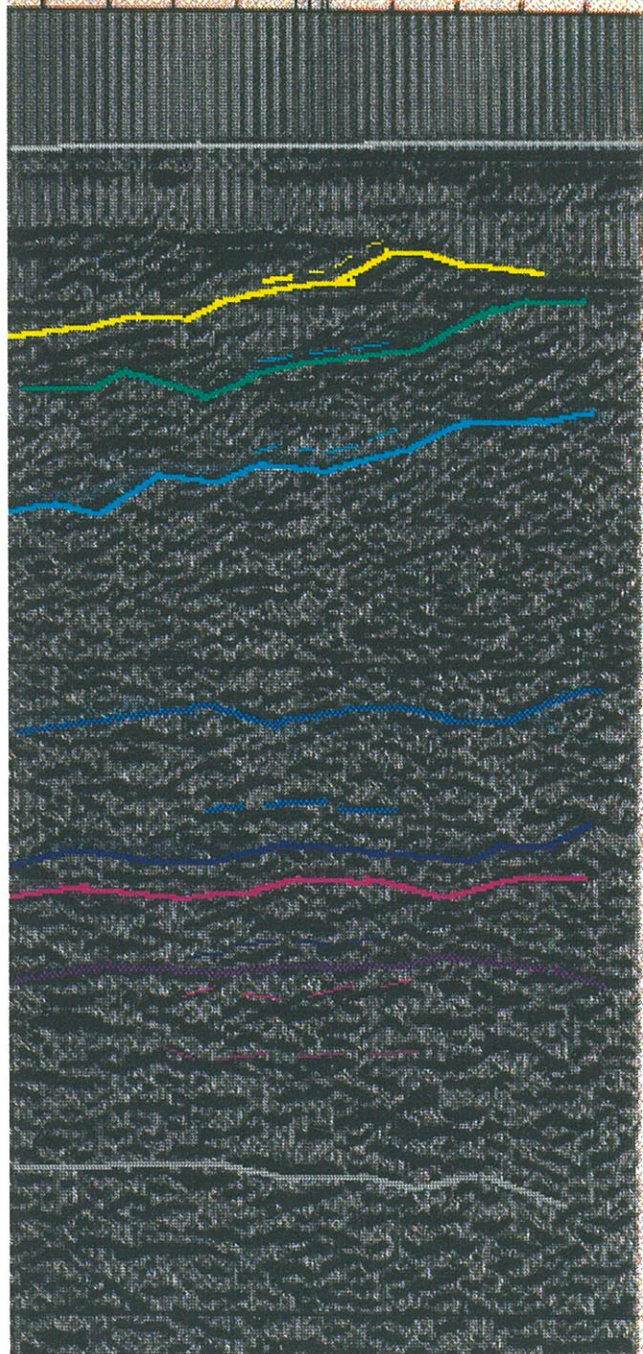


FIGURA 2.7 CORRELAÇÃO ENTRE AS UNIDADES GEOLÓGICAS DA SONDAEM DA PESCADA E OS REFLECTORES SÍSMICOS, A PARTIR DE DADOS DO "SONIC LOG" E VELOCIDADES DE "STACK". VER LEGENDA DA FIGURA ANTERIOR.

qualquer variação de fácies ou cronologia dentro do Plioceno ou Mioceno Médio. Embora por vezes a distinção das unidades Terciárias facilite a interpretação das unidades mais profundas, a identificação precisa dos horizontes dentro do Cenozóico não nos afecta, visto que se pretendia apenas delimitar as grandes unidades (Cenozóico, Mesozóico e Paleozóico).

Para a sondagem da Pescada, fez-se uma interpretação semelhante, para os primeiros 1226 pés da sondagem, onde não havia informação nem recolha de amostras. O já referido mapa de afloramentos de Mougenot (1989) permitiu verificar que a primeira parte do furo corresponde ao Pleistoceno. A primeira amostra recolhida data do Mioceno Superior. No "sonic log" é possível verificar que um pouco acima desta profundidade, surge uma discontinuidade grande na velocidade sísmica a que corresponde um reflector forte na secção sísmica. Esta discontinuidade marcará a transição para o Plioceno que, de acordo com o mapa de Mougenot (1989), aflora nas regiões vizinhas. No local da sondagem a sua espessura será reduzida já que surge logo acima outro reflector forte que marcará possivelmente a fronteira com o Pleistoceno.

2.3.2 Interpretação Geofísica e Geológica dos Perfis

Tínhamos à nossa disposição secções sísmicas em TWT, migradas e processadas de acordo com os parâmetros indicados na tabela 2.1. Algumas estruturas falsas usuais em secções não migradas, bem como difracções, múltiplas, etc., foram eliminadas. Fizemos uma inspecção visual nalgumas secções sísmicas procurando múltiplas residuais e detectámos de facto algumas, que foram devidamente assinaladas. É o caso das secções 49,53,55,59 e 61.

A resolução vertical e horizontal das secções pode ser calculada (aproximadamente) de acordo com as fórmulas:

$$rh = \sqrt{\frac{\lambda h}{2}}$$
$$rv = \frac{\lambda}{4}$$

em que **h** é a profundidade do reflector, λ representa o comprimento de onda do sinal e depende da frequência e velocidade de propagação do sinal da fonte ($\lambda=c/f$). Se considerarmos que na sísmica de reflexão em que a profundidade de penetração é cerca de 2 a 3 km, como é o caso destes dados, a frequência do sinal é de 40-120 Hz, e que a velocidade média numa camada a 1.5 km de profundidade é de 4 km/s, vamos obter para a resolução média vertical e média horizontal, respectivamente: 13 e 194 metros.

Uma resolução mais precisa das secções só pode ser obtida mediante uma análise espectral do sinal da fonte. Resta-nos ainda o problema da conversão dos tempos duplos em profundidade que pode causar falseamento de estruturas (North, 85). Mas deixemos este problema para mais tarde.

Quanto à interpretação sísmica propriamente dita, usámos o procedimento usual:

partimos das duas sondagens que tínhamos e percorremos os perfis de forma a fechar "circuitos". Verificámos a consistência das intersecções e extendemos a interpretação dos "loops" fechados a todos os perfis disponíveis. Começámos a interpretação pelas secções perpendiculares ao talude e à linha de costa, nas quais as estruturas são mais fáceis de identificar e interpretar. Para nos ajudar na interpretação usámos a notícia explicativa da já referida Carta Geológica de Portugal, as interpretações de cortes geológicos e de sísmica de alta resolução apresentadas por Mougenot (1989) e Vanney & Mougenot (1981), bem como a Carta Geológica da Plataforma Continental de Portugal (Bouillot & Mougenot, 1978).

Utilizámos ainda perfis magnéticos, extraídos da carta aeromagnética reduzida ao polo apresentada em III, bem como dados gravimétricos da plataforma, de modo a localizar intrusões ígneas e determinar melhor as variações de profundidade do soco Paleozóico. Como veremos na parte III, as rochas ígneas básicas são excelentes marcadores magnéticos e gravimétricos, enquanto o soco metamorfizado é também um bom marcador magnético, sendo vulgar a utilização de dados magnéticos na delimitação de bacias sedimentares. Em muitas zonas das secções sísmicas tornou-se muito difícil seguir os horizontes ao longo dos perfis. Nalgumas áreas foi mesmo impossível seguir os horizontes dentro do Mesozóico, pelo que se tentou uma interpretação em "pacotes" ou grupos de unidades.

O Cenozóico por exemplo, é normalmente constituído por reflectores muito bem marcados, ao contrário do Mesozóico que usualmente não permite seguir marcadores internos. A unidade Mioceno Inferior-Eoceno Superior tem reflectores muito bem definidos por vezes com progradação, enquanto a unidade Eoceno Inferior-Cretácico Superior corresponde possivelmente a um olistostroma nas Montanhas dos Príncipes de Avis e dos Descobridores, apresentando reflectores definidos com fácies difractante. O Mesozóico (Cretácico Inferior-Triássico) é reconhecível por apresentar reflectores (deficientes) ou padrão paralelo ao soco (Paleozóico) horizontalizando para a superfície. A interface Cretácico Inferior/Jurássico, também é na maior partes das regiões discernível por apresentar uma impedância acústica forte (transição de arenitos e argilas para calcários densos), até superior à descontinuidade Cenozóico/Mesozóico.

Dentro do Paleozóico raramente se distinguem reflectores, embora nas linhas mais a Sul (63, 67, 69 e 71) alguns reflectores infra-soco (geológico) sejam visíveis (ver figura 2.4 deste capítulo para a localização das linhas sísmicas). Normalmente constitui uma unidade difractante, funcionando como soco acústico. É cortado por grandes falhas, encontrando-se basculado em muitos locais. Por vezes o soco acústico é atingido a profundidades superiores, no interior do Mesozóico. Nestas situações o problema resolvia-se através do cruzamento com outras linhas onde a interpretação era mais simples ou através de afloramentos, perfis magnéticos, etc..

Dentro destas limitações, a ligação em todas as intersecções foi boa, não só porque o conjunto de dados pertence à mesma campanha mas porque possivelmente os perfis estão orientados sensivelmente na direcção perpendicular do talude e sub-paralelamente a este, ou então porque essa diferença de direcção foi corrigida quando se efectuou a migração nas secções perpendiculares ao talude (McQuillin et al., 1984).

Nalguns locais as dúvidas persistem, sendo possível que a profundidade do soco possa não ser aquela aqui indicada, embora a sua inclinação e orientação não esteja em dúvida visto

que o padrão sísmico global visualiza-se com facilidade. Isso sucede, por exemplo, nas linha 67 entre as linhas 68 e 70, e também na linha 68 entre as linhas 63 e 67. Como veremos na parte desta tese dedicada à modelação magnética e gravimétrica, outros dados geofísicos sugerem que, na maior parte das regiões, o mapa de profundidades do Paleozóico apresenta boa confiança. A região apontada atrás pode no entanto constituir excepção.

Interpretadas as secções, digitalizámos os horizontes mais importantes de forma a realizarmos a conversão de tempos duplos em profundidade. As velocidades de conversão usadas foram as velocidades de "stacking", que foram digitalizadas cada 4km, excepto nas regiões com relevo mais acidentado, onde o espaçamento foi apertado para metade. Digitalizaram-se não só as velocidades RMS, como as velocidades de intervalo calculadas pela fórmula de Dix, de forma a que a profundidade de cada horizonte pudesse ser calculada com o máximo rigor possível. Face às incertezas que por vezes acompanham a marcação do local exacto da transposição do horizonte crono-estratigráfico, esse rigor não tem sentido mas em muitos locais ele é justificável.

Convenção de Polaridade		de acordo com registo de campo
Comprimento registo processado		6.0 segundos
Taxa amostragem processamento		4.0 milisegundos
Corr. estáticas	tiro e streamer	12.0 milisegundos
	atraso airgun	51.2 milisegundos
Reamostragem		reamostragem de mínima fase de 2 a 4 s
Recuperação de amplitudes		6 DB/segundo dos 0.0 a 4.0 segundos
Mute (pré-desconvolução)		largura rampa tr. 119-100 ms começo - 0 ms largura rampa tr. 118-100 ms começo - 50 ms largura rampa tr. 1-100 ms começo - 2200 ms
Desconvolução (pré-stack)		comprimento filtro 1X200 ms com gap 32 ms
Análise de velocidades		11 pontos por análise VELSCAN cada 2km
Correcção NMO		usando velocidades stack anotadas nas secções
Stack		common depth point com 60 fold
Desconvolução		comprim. filtro 1x100 ms c/ gap 200-3000 ms
Migração		mig. FK da eq. onda c/ vel. stack reduzid. 5%
Atenuação		Q=100; ruído=50%
Filtragem		Frequência (Hz): 15-65;10-50;5-40 Tempo (ms): 500;2000;3000

TABELA 2.1 PARÂMETROS USADOS NO PROCESSAMENTO DOS DADOS DE REFLEXÃO SÍSMICA.

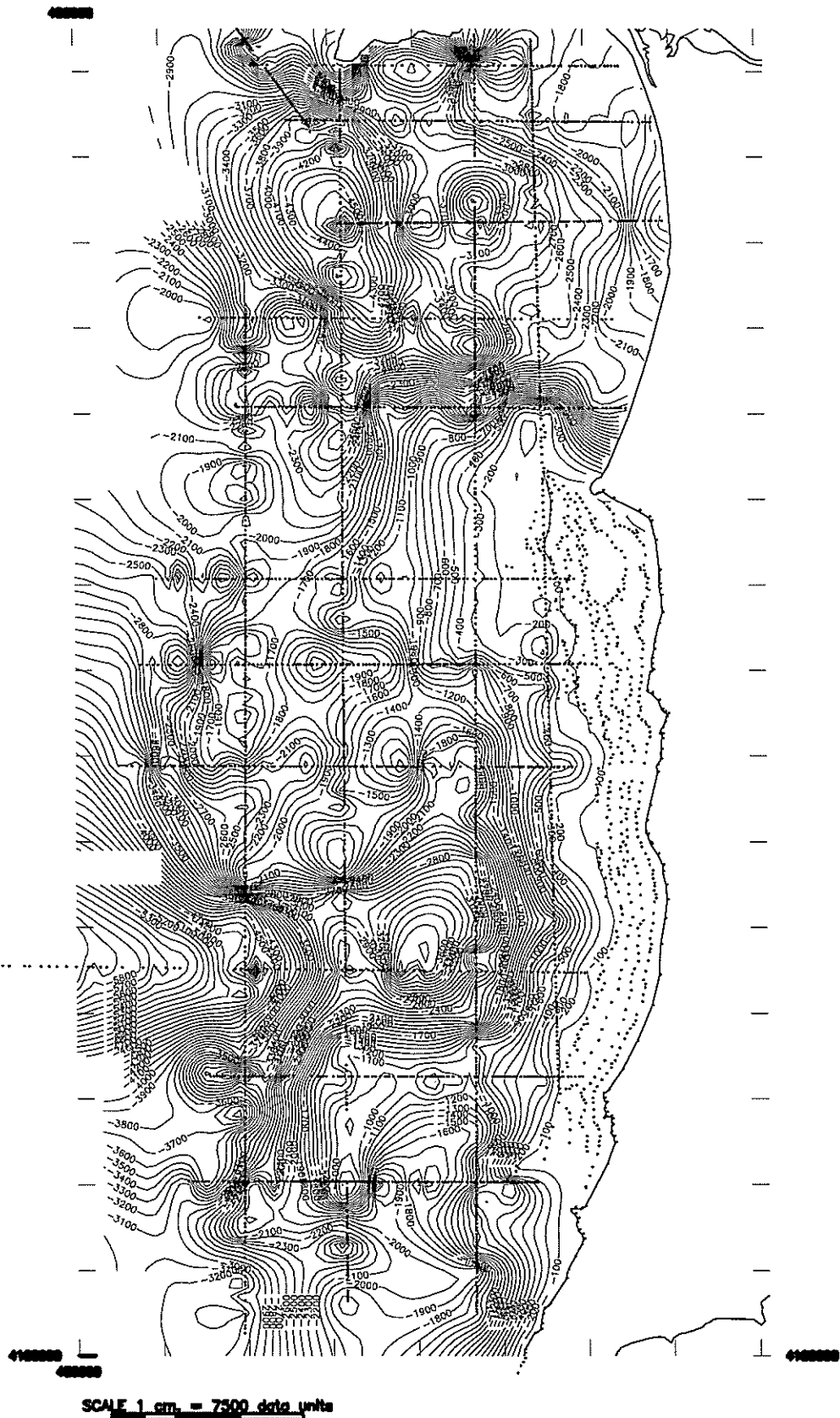


FIGURA 2.8 MAPA DE RELEVO DO TOPO DO PALEOZOICO DEDUZIDO A PARTIR DOS PERFIS SÍSMICOS GSI. A PONTEADO INDICAM-SE OS PERFIS UTILIZADOS. ESPAÇAMENTO DE ISOLINHAS: 100 M.

Pudemos então construir mapas tridimensionais para cada horizonte. A informação estrutural assim obtida foi introduzida como modelos de partida para modelação magnética e gravimétrica, conforme se explica no ponto V. Ainda mais, a informação recolhida pode ser utilizada na interpretação da carta aeromagnética apresentada na parte IV deste trabalho. Intrusões vulcânicas, falhas, dobras e orientação das estruturas encontradas nas secções sísmicas podem ser comparadas com anomalias e lineamentos presentes na referida carta. A correlação entre intensidades magnéticas ou valores do campo gravítico e profundidades do soco pode também explicar muitas das anomalias encontradas.

Na figura 2.8 apresenta-se o mapa de contornos e em relevo da profundidade do soco com um espaçamento de isolinhas de 100 m. A interpretação global será mais tarde efectuada na IV parte deste trabalho. Em apêndice, mostram-se as interpretações de várias das secções sísmicas na sua versão digitalizada, dado que a redução de cópias das secções reais para o tamanho A4 ou A3 não permitiria ver grande detalhe.

III MÉTODOS POTENCIAIS

1 Introdução

A informação proveniente das variações espaciais do campo magnético/gravítico terrestre tem sido utilizado há já várias décadas na prospecção petrolífera e mineira. Nos métodos de campos potenciais, o campo magnético/gravítico observado à superfície resulta da soma de uma série de contribuições de profundidades diferentes. Podemos obter informação acerca das variações das propriedades magnéticas (susceptibilidades e permeabilidade magnética) ou gravimétricas (densidades) das rochas terrestres mas, embora possa ser feita modelação que permite reunir informação estrutural, o problema da não unicidade (o mesmo campo anómalo pode ser gerado por mais de que uma distribuição de susceptibilidades/densidades) não permite muitas vezes resolver as contribuições individuais de cada porção do subsolo.

Os métodos potenciais permitem portanto, contrariamente ao método de reflexão sísmica que fornece informação essencialmente estrutural, obter dados das variações das propriedades físicas das rochas da superfície e sub-superfície terrestre. Alguma informação estrutural, pode no entanto ser extraída por análise qualitativa e complementada através de modelação. As cartas superficiais de anomalias do campo magnético/gravítico terrestre permitem a detecção de estruturas geológicas anómalas (domos salinos, intrusões vulcânicas, concentrações minerais, bacias sedimentares, etc.) e tectónicas (falhas, centros vulcânicos, zonas de subdução, etc.), permitindo igualmente verificar a continuidade de estruturas geológicas que tenham assinatura magnética ou gravimétrica.

Nesta tese ambas as perspectivas serão utilizadas, utilizando a informação sísmica como constrangimento nos modelos do subsolo obtidos através dos métodos potenciais. Em terra, utilizaremos dados gravimétricos e magnéticos recolhidos por companhias privadas e pelo Instituto Geológico e Mineiro (ex-Serviços de Fomento Mineiro). Usaremos ainda dados magnéticos recolhidos pela empresa Farey Surveys Limited nas margens oceânicas Sul e Ocidental de Portugal (folhas 5,6 e 7) e que incluem ainda algumas porções levantadas em terra. Antes do processamento dos dados e da apresentação dos resultados e a respectiva interpretação, faremos uma breve introdução dos fundamentos teóricos de cada método.

2 Dados do geomagnetismo

2.1 O campo magnético terrestre

O campo magnético terrestre tem como origem diversas fontes de natureza e variação de periodicidade, que relembramos de seguida:

- núcleo terrestre
- magnetização da crosta e manto superior
- radiação solar electromagnética
- radiação solar corpuscular

- campo solar interplanetário
- campo galáctico

As duas primeiras são de origem interna e têm periodicidade superior a um ano, sendo por isso designadas de permanentes. As variações temporais de periodicidade elevada (centenas de anos) do campo geomagnético, conhecidas como a **variação secular**, têm possivelmente origem no núcleo. Os levantamentos magnéticos quer no solo quer por satélite revelaram que as fontes internas e permanentes representam cerca de 90% do campo total observado à superfície da Terra e que este campo, muitas vezes designado como normal, podia ser representado pelo campo de um dipolo magnético centrado no interior da Terra com um eixo inclinado de 11.5° em relação ao eixo de rotação e dirigido para Sul.

A natureza dipolar do campo geomagnético foi na verdade estabelecida por Gauss no século passado tendo efectuado a sua análise em harmónicas esféricas. Uma análise mais detalhada foi realizada por Schimdt em 1935, tendo efectuado o desenvolvimento da bem conhecida expressão do potencial geomagnético para $n=m=6$:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) \left[C_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - C_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] g_n^m \cos m\lambda + \\ + \left[S_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - S_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] h_n^m \sin m\lambda$$

em P_n^m são as funções associadas de Legendre, a o raio da Terra e C_n^m e S_n^m os coeficientes de Gauss. O campo deriva deste potencial ($H = -\nabla V$) e satisfaz a equação de Laplace $\nabla^2 V = 0$. Com a utilização de satélites durante as décadas de setenta e oitenta, foi possível cartografar o campo magnético terrestre e obter um quadro global homogéneo para as variações espaciais daquele.

O campo magnético terrestre tem direcção e módulo variável ao longo da superfície terrestre (ver fig. 1.1) e a sua descrição é portanto feita pela especificação de três coordenadas. As coordenadas cartesianas podem ser obtidas derivando a expressão anterior em coordenadas esféricas:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \\ Y = - \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \varphi} \\ Z = \frac{\partial V}{\partial r}$$

Mas a forma de representação mais usual é através do módulo da intensidade total do campo magnético F , do ângulo D que a sua projecção no plano horizontal faz com o Norte Geográfico (declinação magnética) e o ângulo que o vector faz com a horizontal, a inclinação magnética I .

Mas qual a origem deste campo interno e de natureza dipolar? O campo dipolar exterior a uma esfera pode ser representado por um dipolo centrado aproximadamente no centro da esfera ou então com uma magnetização uniforme do seu interior. No entanto,

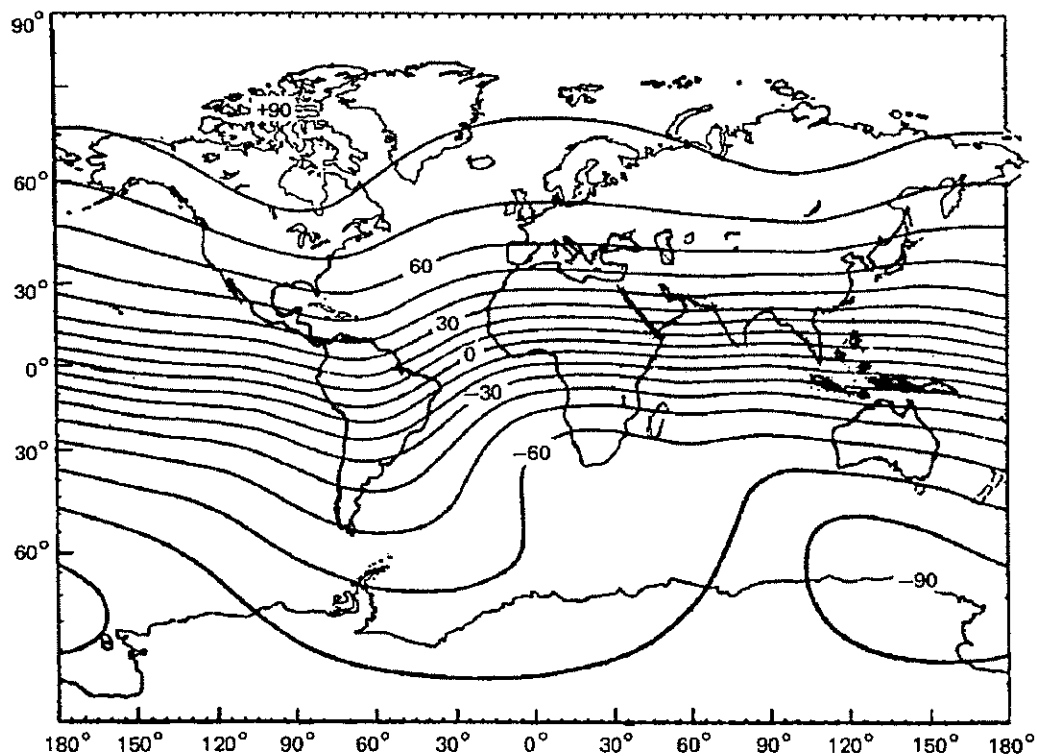


FIGURA 3.1 VARIAÇÕES DA INCLINAÇÃO (EM CIMA) E CAMPO TOTAL MAGNÉTICO (EM BAIXO) NA SUPERFÍCIE TERRESTRE (IN DOBRIN, 1976). ISOLINHAS DO CAMPO TOTAL EM 10^{-3} NT. ISOCLÍNICAS EM GRAUS.

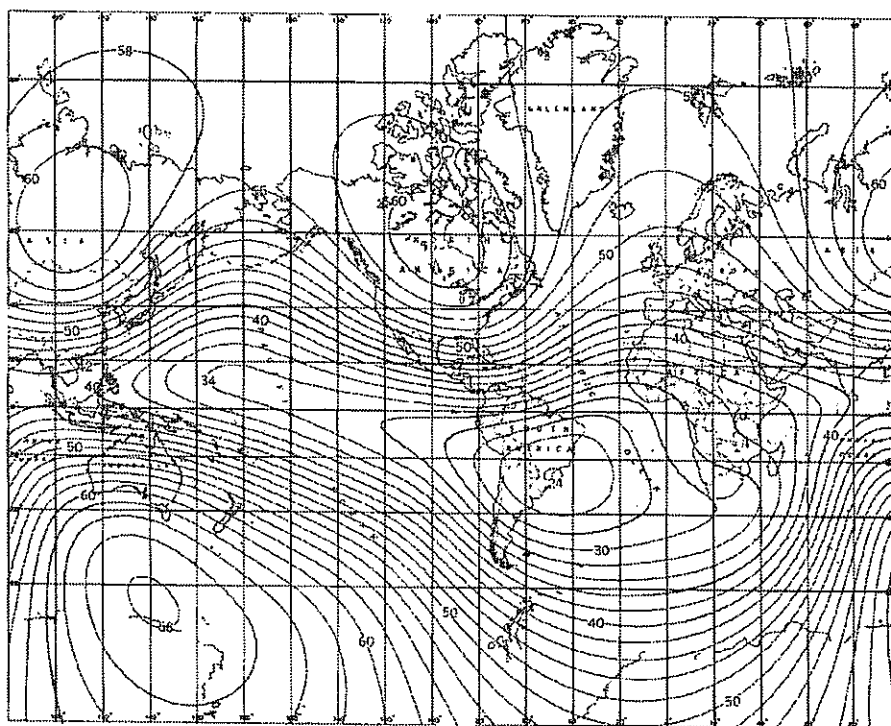


FIGURA 2.1 VARIAÇÕES DA INCLINAÇÃO (EM CIMA) E CAMPO TOTAL MAGNÉTICO (EM BAIXO) NA SUPERFÍCIE TERRESTRE (IN DOBRIN, 1976). ISOLINHAS DO CAMPO TOTAL EM 10^3 NT; ISOCLÍNICAS EM GRAUS.

sabemos que as rochas e minerais que constituem a Terra perdem a suas propriedades magnéticas a partir de uma dada temperatura, a temperatura de Curie. Essa temperatura é atingida na Terra em média cerca dos 20 km de profundidade, pelo que a magnetização requerida nessa camada externa de forma a satisfazer o campo observado seria muito superior aos valores encontrados nas rochas terrestres. Um dipolo centrado no interior da Terra deveria originar um campo que aumentasse com a profundidade de acordo com o inverso do cubo da distância. Medidas realizadas por diversos autores sugerem que a causa é realmente interna, mas devemos pois procurar uma origem mas profunda.

A origem do campo magnético interno nuclear é ainda mal conhecida mas admite-se que seja o resultado de correntes eléctricas no núcleo externo geradas pelo movimento de um fluido electricamente condutor. Estas correntes teriam origem térmica obedecendo ao movimento de células convectivas mas num corpo em rotação. Durante a primeira metade do século XX surgiram várias teorias que explicam o campo geomagnético através da teoria do dínamo. Simplificadamente, o modelo é o seguinte: um disco de material condutor em rotação em torno de um eixo perpendicular submerso num campo magnético externo H paralelo a este eixo, gera uma força electromotriz entre o eixo e a periferia do disco. Esta corrente induz por sua vez um campo magnético H' .

O problema magnetohidrodinâmico foi formulado perfeitamente por Bullard e Gellman (1955) e a teoria tem sido aperfeiçoada, existindo diversos modelos com vários dínamos e eixos de rotação. No entanto, continuam vários problemas básicos por resolver:

- a fonte energética dos movimentos convectivos
- qual a combinação da velocidade de rotação e condutividade necessárias para manter o campo magnético.

Para a primeira existem algumas hipóteses: uma concentração de elementos radioactivos cuja presença não foi detectada ainda ou então energia retirada pela diferença de movimentos de precessão entre o núcleo e o planeta global. Como as ligações núcleo exterior-manto são ainda mal conhecidas o problema continua por resolver.

Analisando o espectro de potência do campo a partir do desenvolvimento em harmónicas esféricas de grau e ordem 20 dos dados do satélite MAGSAT, Langel e Estes (1982) concluíram da existência de uma descontinuidade no grau e ordem 14. Consideraram que os termos de ordem e grau inferiores a este número correspondem a influências do núcleo terrestre e aos restantes termos foi atribuída uma origem na camada exterior do planeta. A necessidade de subtrair ao campo geomagnético observado as influências nucleares, de forma a obter unicamente a contribuição proveniente da crosta e manto superior e estabelecer a desejada correspondência entre as anomalias magnéticas e as estruturas geológicas, levou à construção de um campo de referência de origem interna.

Este campo, denominado IGRF ("Internal Geomagnetic Reference Field"), é essencial na determinação do modelos de variação secular que permitem a comparação de conjunto de dados dispersos no tempo, tem sido construído a partir dos dados recolhidos em observatórios magnéticos de superfície e por satélites, sendo posteriormente modelado através de expansão em harmónicas esféricas. Os coeficientes da equação acima são então determinados a partir dos dados observados através do método dos mínimos quadrados ou outro similar. O primeiro campo interno de referência foi elaborado em 1965 e continha apenas termos até ao grau e

ordem 8, mas pela razão apontada acima esse número foi subido, sendo actualmente usados os termos até grau e ordem 10.

Apenas cerca de 90% do campo interno tem natureza dipolar. Os restantes 10% não obedecem a esta representação, surgindo anomalias de grande comprimento de onda que poderão ser originadas por perturbações nas correntes convectivas do núcleo externo ou irregularidades na crosta até 10 km de profundidade (Bullard e Gellman, 1955).

Mas como se disse, existem igualmente outras fontes do campo geomagnético de periodicidade inferior a 1 ano e que apesar da sua contribuição mais pequena devem ser consideradas e os seus efeitos corrigidos nos dados magnéticos, especialmente em levantamentos de pequena escala. Uma variação anual da ordem de 10^{-5} G foi atribuída ao campo galáctico, mas não é usualmente corrigida devido ao seu pequeno valor face ao valor médio do campo magnético na Terra (cerca de 0,5 Oersted=0,5 Gauss=50.000 nanotesla=50.000 gammas), enquanto em Portugal esse valor é 40.000 nanoteslas). O mesmo sucede com o campo induzido pelo campo magnético solar, que é da ordem de 10^{-6} G e ainda o campo magnético transportado pela radiação electromagnética emitida pelo Sol.

Existem no entanto variações de periodicidade diária relacionadas com a actividade solar que podem atingir valores que afectem de forma notada o valor do campo medido. São designadas de **variação diurna** e a sua amplitude média é cerca de 25 nT (nanotesla). É composta por dois tipos de variação distintos: o dia calmo e o dia perturbado. O dia calmo é caracterizado por modificações suaves, regulares e de baixa amplitude. Pode ser dividido em duas componentes: uma tem periodicidade solar e a outra lunar. A primeira tem uma amplitude média de 30 nT e depende intimamente da latitude, hora e intensifica-se durante o verão. Dada a associação da sua periodicidade (24 h) com o período de rotação da Terra relativamente ao Sol, denomina-se a variação diurna solar. Está associada a variações do vento solar, um fluxo de partículas (electrões, prótons, partículas alfa e núcleos pesados) que bombardeia a Terra e o espaço interplanetário.

A outra componente do dia calmo tem cerca de 1/5 da amplitude da variação diurna solar e uma periodicidade aproximada de 25 h que corresponde à duração do dia lunar e por isso designa-se como variação lunar diurna. Dada a sua pequena amplitude é normalmente ignorada quando se efectuam correcções aos dados adquiridos em levantamentos magnéticos.

Por sua vez, o dia perturbado é composto por variações transientes, irregulares e de grande amplitude (até 1.000 nT, embora nos polos possam atingir valores ainda mais elevados) que se denominam tempestades magnéticas. Normalmente a sua ocorrência e duração não são previsíveis mas tendem a ocorrer em intervalos de 27 dias, intervalos esses que correlacionam bem com a actividade das manchas solares. Algumas tempestades magnéticas parecem também relacionadas com erupções solares, que ocorrem essencialmente nos anos de mínima actividade de manchas negras. Durante as tempestades magnéticas a densidade do vento solar aumenta significativamente mas a variação do campo magnético não é directamente provocada.

De facto, verificou-se existir uma relação directa entre a actividade das manchas solares e das correntes eléctricas na ionosfera. Assim, é a variação das correntes ionosféricas que induz um campo magnético de acordo com a Lei de Faraday, sendo as variações do

campo global igualmente responsáveis pela manutenção dessas correntes eléctricas. As variações do campo geomagnético são de tal forma bruscas e imprevisíveis que os seus efeitos são muito difíceis de corrigir pelo que nenhum levantamento magnético deve ser realizado enquanto decorre uma tempestade magnética.

Entre o campo magnético e o campo gravítico, existe uma ligação que é descrita pela relação de Poisson. Segundo esta, o potencial magnético V escreve-se:

$$V = - \frac{I}{\gamma \rho} \frac{\partial U}{\partial r}$$

sendo U o potencial gravítico, r a direcção da magnetização induzida, γ a constante de universal da gravidade e ρ a densidade das rochas terrestres. Derivando esta expressão, podemos obter o campo geomagnético segundo qualquer direcção de uma forma bastante mais simples do que derivando directamente o potencial magnético, cujas expressões são bastante mais complexas.

2.2 As anomalias magnéticas e a sua correlação geológica: técnicas de interpretação

Depois das correcções diurnas e da subtracção do IGRF, ficamos em presença do campo anómalo, que importa correlacionar com os acidentes e estruturas geológicas. Sabemos já que as anomalias observadas têm origem na crosta terrestre e possivelmente no manto superior. Em face do que é conhecido da natureza e comportamento dos materiais nas condições de pressão e temperaturas a que estão submetidos nessas regiões, quais as fontes das anomalias que podemos observar? É essa correlação, que teve grande desenvolvimento nos anos oitenta, que pretendemos efectuar neste subponto.

Alguns materiais e rochas terrestres possuem a propriedade de na presença de um campo magnético externo produzirem eles próprios um campo magnético induzido que se soma ao campo externo. Se o campo externo for relativamente fraco e o material moderadamente magnético, a direcção do campo induzido é idêntica à do campo indutor e a sua força proporcional à deste. A intensidade de magnetização M , que pode ser vista como o momento magnético por unidade de volume, para um campo homogéneo H de direcção π com a normal à superfície do material magnetizado é:

$$M = k H \cos \theta$$

onde k é a constante de proporcionalidade e designa-se de susceptibilidade magnética. Para o vácuo e substâncias totalmente não magnéticas o seu valor é 0. Os minerais cuja susceptibilidade é negativa (variando entre 10^{-6} e 10^{-5} SI e é independente da temperatura), tais como a grafite, halite, gesso, quartzo, feldspato, etc., denominam-se diamagnéticos. Os minerais de susceptibilidade positiva dividem-se em paramagnéticos e ferromagnéticos. A dos primeiros varia entre 10^{-5} e 10^{-3} SI e é inversamente proporcional à temperatura. A dependência dos materiais ferromagnéticos com a temperatura é mais complexa e ao atingir-se uma dada temperatura (temperatura de Curie) o seu comportamento passa a paramagnético.

Os valores da susceptibilidade são bastante elevados, atingindo 10^{-1} SI. São exemplos a hematite, pirrotite, maghemite e magnetite. Resta referir que os grãos de minerais diamagnéticos se orientam na presença de um campo exterior com direcção normal a este. Os grãos dos minerais paramagnéticos e ferromagnéticos pelo contrário, orientam-se na direcção do campo indutor.

O campo induzido pode ser relacionado com intensidade de magnetização através da expressão:

$$H' = 4\pi M$$

A soma deste campo com o campo externo constitui a chamada indução magnética B . Para materiais moderadamente magnéticos existe uma proporcionalidade entre este vector e o campo externo:

$$\begin{aligned} B &= H + H' = H + 4\pi I = H + 4\pi KH \\ B &= (1 + 4\pi k) H = \mu H \end{aligned}$$

A constante de proporcionalidade designa-se permeabilidade magnética e mede a alteração na força magnética, num meio em que se coloca um material capaz de gerar um campo induzido.

Para um material ferromagnético esta relação linear só é verdadeira até pequenos valores do campo externo. A variação da indução magnética com o campo externo denomina-se o ciclo de histerese, e pode ver-se na fig. 1.2 que, mesmo quando o campo indutor se reduz a zero o material continua com uma magnetização residual, que se convencionou denominar de magnetização remanescente. Determinadas rochas magnéticas contêm então memória do campo magnético terrestre que existia no momento da sua formação.

Uma rocha ígnea por exemplo, contêm o registo do campo magnético na altura em que arrefeceu desde o estado de fusão até ao momento em que a sua temperatura desceu abaixo da temperatura de Curie: é a magnetização termoremanescente. Para uma rocha sedimentar a deposição dos grãos magnéticos faz-se sob a orientação do campo geomagnético existente na altura da deposição: a magnetização deposicional remanescente. O estudo dos campos magnéticos terrestres passados, o paleomagnetismo, permite recolher importantes informações sobre as variações de longo termo do campo terrestre, a posição dos continentes em épocas passadas, etc..

As propriedades magnéticas das rochas dependem essencialmente da existência de minerais ferromagnéticos. Esta presença é feita essencialmente em óxidos e sulfetos que apesar de serem componentes acessórios das rochas, têm propriedades magnéticas capazes de produzir um comportamento ferromagnético na rocha em que se encontram inseridos. Desde há muito que se sabe que as propriedades magnéticas de uma rocha são proporcionais ao seu conteúdo em minerais ferromagnéticos, principalmente em magnetite e em menor escala em ilmenite (Slichter, 1929; Stearn, 1929 in Dobrin & Savit, 1988) e pirrotite. Outros factores, como a forma da rocha, a anisotropia da susceptibilidade magnética e a dimensão dos grão do mineral, influenciam igualmente a magnetização induzida numa rocha.

Como todos os óxidos ferromagnéticos, a magnetite e ilmenite pertencem ao sistema

ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-F}_2\text{O}_3$, destacando-se como fases magnéticas as séries binárias magnetite-ulvoespinela e hematite-ilmenite. Ocorrem essencialmente nas rochas ígneas, aumentando a quantidade com o carácter mais acentuadamente básico da rocha. A magnetite é também componente vulgar das rochas metamórficas, como a catazona e pode por vezes surgir como mineral detrítico nas rochas sedimentares. A magnetite metamorfozizada origina lepidocrocite, limonite, hematite e maghemite. As duas primeiras têm comportamento paramagnético, enquanto a hematite é antiferromagnética.

Os hidróxidos têm papel menos importante, visto que a hidratação diminui o comportamento magnético e resultam essencialmente do metamorfismo de materiais fortemente magnéticos. São exemplos de alguma importância a lepidocrocite (γFeOOH) e a goetite (αFeOOH).

Entre os sulfitos, apenas a pirrotite (Fe_{1-x} , $0 < x < 0.2$) apresenta comportamento ferromagnético. Ocorre em rochas ígneas profundas, anfibolitos e rochas que sofreram metamorfismo de contacto. A sua presença é mais frequente em rochas sedimentares e metamórficas.

Dado que a magnetite é a fase magnética mais abundante e de susceptibilidade mais forte, a sua superior presença relativa em rochas ígneas dota-as de um comportamento magnético elevado, seguindo-se as rochas metamórficas e as rochas sedimentares, estas últimas com fraca susceptibilidade magnética devido à diminuta frequência de materiais magnéticos.

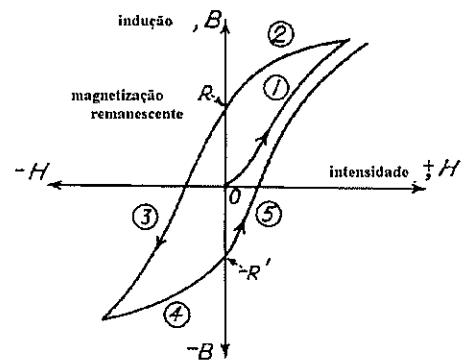


FIGURA 2.2 CICLO DE HISTERESE DE UM MATERIAL FERROMAGNESIANO

As anomalias magnéticas traçadas a partir de levantamentos regionais mostram valores superiores e menor variabilidade espacial aos admitidos para as susceptibilidades magnéticas das rochas superficiais da crosta. Em levantamentos magnéticos por satélite de grande altitude, a resolução das anomalias é menor e a contribuição das fontes profundas mais salientada (Baranov, 1975; pg. 70). Os dados do satélite MAGSAT por exemplo, realizados a uma altitude de 450 km, não permitem detectar a grande variabilidade da susceptibilidade magnética das rochas superficiais mas sim ao conhecimento da magnetização integrada de toda a crosta (Counil, 1987). Os valores da magnetização integrada necessários para justificar as anomalias observadas, são também demasiado elevados para os conhecidos nas rochas superficiais, pelo que se torna necessário admitir valores da susceptibilidade magnética para a crosta inferior e manto superior em média superiores aos da crosta superior.

A composição mineralógica nestes domínios não está ainda perfeitamente estabelecida e os estudos mineralógicos do comportamento dos materiais magnéticos nas condições de pressão e temperatura na crosta inferior a manto superior desenvolveram-se apenas nos anos oitenta. A contribuição magnética das zonas mais inferiores da crosta e do manto tem sido estudada fundamentalmente a partir de xenólitos, terrenos com alto grau de metamorfismo que representam secções expostas da crosta profunda ou, em testes de laboratório que simulam as

(a)

Espessura (km)	Facies	MI (A/m)
8.5	Xistos verdes	-
17.5	Anfibolítico	1.0
9.0	Granulítico	0.5

(b)

Espessura (km)	Natureza	MRN (A/m)	MI (A/m)
0.5	"Pillow lavas"	3.5	0.3
1.0	Diques	0.3	0.3
4.0	Gabros	0.6	0.3
0.5	Serpentinitos	5.1	0.7

FIGURA 2.3 MODELOS DA CRUSTA MAGNÉTICA CONTINENTAL (A) E OCEÂNICA(B) (IN MIRANDA, 1989).

condições "in situ" dos materiais que se admitem constituir essas profundidades.

De acordo com um modelo de crosta continental subdividida de acordo com o grau de metamorfismo em crosta inferior, intermédia e superior, Wasilewski e Fountain (1982) atribuem à crosta intermédia e profunda a origem das anomalias de grande comprimento de onda observadas em levantamentos regionais, enquanto de acordo com estudos termodinâmicos e mineralógicos Frost e Shive (1986) concluem que a magnetite é possivelmente a única fase magnética presente na crosta inferior capaz de produzir essas anomalias. Hahn et al. (in Miranda, 1989) por seu lado, baseados num modelo de crosta organizada também em três níveis mas de acordo com dados sismológicos, propõem a crosta intermédia como a fonte das mesmas anomalias, devido à presença da pirrotite.

A extensão vertical da zona crustal que contribui para as anomalias depende obviamente da isotérmica de Curie. A temperatura de Curie, que varia consoante a fase magnética, limita o comportamento magnético dos minerais ferromagnéticos em profundidade. A determinação daquela geotérmica de acordo com dados de fluxo de calor indica que na maioria das regiões continentais estáveis e baixo fluxo de calor, a sua profundidade situa-se cerca dos 50 km pelo que toda a crosta contribuirá para a magnetização observada à superfície. Nas zonas tectonicamente activas e de forte gradiente geotérmico essa profundidade será apenas de 20/25 km, o que significa que a crosta inferior já não efectuará qualquer contribuição. No modelo de Hahn, a superfície de Curie situar-se-ia entre os 10 a 20 km nas zonas estáveis. De qualquer forma, em ambos os modelos descritos acima a Moho surge como uma fronteira magnética.

Alguns autores sugerem no entanto que é de admitir alguma contribuição proveniente do manto superior. A constituição admitida para esta camada é uma rocha denominada peridotito, que é composta por olivinas e piroxenas, que podem ser simplificadaamente descritos como silicatos de ferro ou magnésio. Nas regiões oceânicas sofre hidratação, originando serpentinitos. Quer o peridotito, quer os serpentinitos, apresentam propriedades magnéticas que poderiam, nas zonas continentais de baixo fluxo de calor e nas regiões oceânicas, produzir as anomalias magnéticas de grande comprimento de onda observadas. No entanto, alguns autores põem em causa esta hipótese de constituição mantélica (in Frost & Shive, 1986). Uma constituição alternativa proposta para o manto superior, o eclogito, apresenta propriedades paramagnéticas (Wasilewski et al., 1979). A escassez de medições experimentais nas condições "in situ" das rochas mantélicas, as dúvidas sobre alguns resultados obtidos e ainda as dúvidas sobre a constituição do manto superior, não permitem ainda uma posição segura (Frost & Shive, 1986).

Quanto à natureza da magnetização (induzida ou remanescente), segundo dados experimentais provenientes de amostras da crosta inferior (Schlinger, 1985 in Miranda, 1989), a magnetização remanescente é muito baixa e demonstra efeitos de reorientação pelo campo actual nas condições P/T "in situ". Na opinião de Counil (1987), as anomalias regionais observadas não serão assim de origem remanescente devido à diferença de escalas temporais entre o processo de aquisição de magnetização e as inversões do campo magnético.

Nos modelos considerados, a magnetização volúmica adoptada produz ainda anomalias de valor inferior às observadas, o que poderá dever-se à existência de zonas localizadas de magnetização muito elevada, da componente viscosa na magnetização e pela falta de

conhecimento detalhado da mineralogia e comportamento magnético "in situ" das rochas que formam as partes interiores da Terra. A relação entre as anomalias do campo magnético observadas e a estruturas geológicas na crosta terrestre mais profunda não é portanto ainda completamente clara. Aos problemas já citados, acresce ainda a dependência das propriedades magnéticas da história metamórfica, anisotropia e da distribuição das temperaturas com a profundidade.

Nas regiões oceânicas a contribuição principal provém da magnetização remanescente que segundo Hayling e Harrison (1986) é de 1 a 7 vezes superior ao valor da magnetização induzida. Os valores de magnetização integrada obtidos por modelação (30.000 A/m) são bastante superiores aos que podem ser medidos experimentalmente no laboratório (10.000 A/m) em amostras recolhidas por sondagens ou em ofiolitos (secções da crosta oceânica obductadas). Algumas hipóteses foram levantadas para explicar este desacordo: a maior intensidade do campo nuclear no passado ou o aumento da magnetização viscosa em zonas de subducção são dois exemplos (in Miranda, 1989). Estas explicações parecem no entanto insuficientes para explicar as diferenças encontradas entre observações e modelo, apesar das limitações ainda existentes no estudo das propriedades magnéticas das rochas em condições "in situ".

A hipótese de Arkani-Hamed & Strangway (1986), na qual se atribui essas diferenças à contribuição do manto superior nas regiões em que este se encontra acima da temperatura de Curie, parece mais promissora. Nas regiões oceânicas a isotérmica de Curie situa-se a profundidades bem abaixo da descontinuidade de Mohorovic pelo que com excepção das dorsais oceânicas, a componente mantélica poderá ser importante.

Apesar das dificuldades referidas na correlação entre as anomalias magnéticas e as respectivas fontes geológicas, foram já encontradas as relações (com as devidas excepções, claro) que passamos a enunciar:

- anomalias positivas estão usualmente associadas aos cratões possivelmente devido ao aumento da matéria magnetizada devido ao aumento de profundidade da isotérmica de Curie.
- as zonas de subducção encontram-se ligadas a anomalias positivas devido ao acréscimo de matéria magnetizada devido à sobreposição das duas crustas; o tempo de aquecimento do material frio que penetra no interior da Terra é prolongado de forma que essa contribuição permanece até profundidades grandes e as anomalias magnéticas produzidas são bem assinaladas.
- blocos Paleozóicos ou anteriores possuem anomalias positivas devido ao grau de metamorfismo mais elevado que as áreas adjacentes.
- as falhas transformantes produzem anomalias negativas devido à libertação de calor proveniente da fricção entre os dois lados da falha que origina a subida da isotérmica de Curie.
- anomalias negativas relacionadas com bacias sedimentares devido à pequena quantidade de matéria magnetizada.

Os levantamentos por satélite, em que é possível discernir o campo de origem nuclear do campo produzido pela camada litosférica magnetizada, permitem observar os efeitos de estruturas geológico-tectónicas com expressão em profundidade como as que acabámos de

referir. Levantamentos da ordem das centenas de metros ou alguns (poucos) quilómetros de altitude, integram as duas componentes e permitem visualizar estruturas mais superficiais da dimensão do quilómetro. Rochas vulcânicas, falhas próximas da superfície ou concentrações de depósitos minerais podem ser facilmente identificáveis em levantamentos desta altitude ou mais baixos.

A modelação destas estruturas através de figuras geométricas simples no interior de meios homogéneos (esferas, paralelepípedos, cilindros etc.) e o cálculo das respectivas anomalias permite por comparação com as anomalias observadas, determinar a forma e profundidade dessas unidades. A profundidade, heterogeneidades e relevo do soco (início das unidades sedimentares metamorfizadas, usualmente um marcador sísmico) por exemplo, que constitui um marcador magnético, pode ser determinada desta forma. Independentemente da escala das estruturas e formações geológicas, tão importante quanto os valores das anomalias magnéticas são a sua distribuição espacial e o seu inter-relacionamento, naquilo que se designa de padrão ou assinatura magnética.

2.3 Identificação e processamento dos dados disponíveis

Cobrimo a região em estudo, tínhamos diversos levantamentos aeromagnéticos realizados por companhias privadas. No entanto, a grande maioria destes levantamentos são de área reduzida e a sua homogeneização será um processo moroso. O levantamento de Portugal continental realizado a uma altitude de 3 km e com linhas de vôo separadas 10 km entre si (Miranda, 1989) oferece material para um excelente estudo regional, mas infelizmente não cobre a área Atlântica adjacente a Portugal. Para estudos mais localizados, devido às características do levantamento, não oferece também detalhe suficiente, não permitindo individualizar as diversas subunidades da zona sul portuguesa.

Na zona oceânica existem algumas compilações dos diversos levantamentos magnéticos efectuados na margem Oeste Ibérica (Guennoc et al., 1978 & 1979; Verhoef et al., 1986 ambos in Mougnot, 1989). As limitações decorrentes deste tipo de compilações em que muitas vezes se desconhece o processamento efectuado, as diferentes qualidades dos levantamentos etc., aconselham a que quando possível se use um conjunto de dados coerente. A empresa Fairey Surveys realizou um levantamento da margem portuguesa a uma altitude de 600 metros no ano de 1969, tendo o conjunto de dados sido processado no mesmo ano. Não tínhamos à disposição o ficheiro de dados deste levantamento de forma que tornou-se necessário digitalizar os cruzamentos das isolinhas com as linhas de vôo apresentadas nas cartas à escala 1:200.000 realizadas pela referida companhia (Folhas 5, 6 e 7). Mesmo que não cruzassem linhas de vôo, máximos e mínimos foram também digitalizados se em zonas de variação do campo mais acentuada, de forma a que não houvesse perda de informação. Esta forma é considerada a mais adequada para a recuperação de um conjunto de dados (Barrit, 1993). Todavia contém obviamente limitações; o limite de resolução destes dados é logicamente imposto pelo intervalo de contornos das cartas analógicas: 5 nT neste caso; entre as isolinhas é perdida a forma da superfície dos dados o que em zona de baixos gradientes pode ser importante (Parker, 1993).

Em terra dispúnhamos de um levantamento que juntamente com o anterior oferecia uma boa cobertura da zona de estudo. Foi realizado em 1989 pela Geoterrex por encomenda

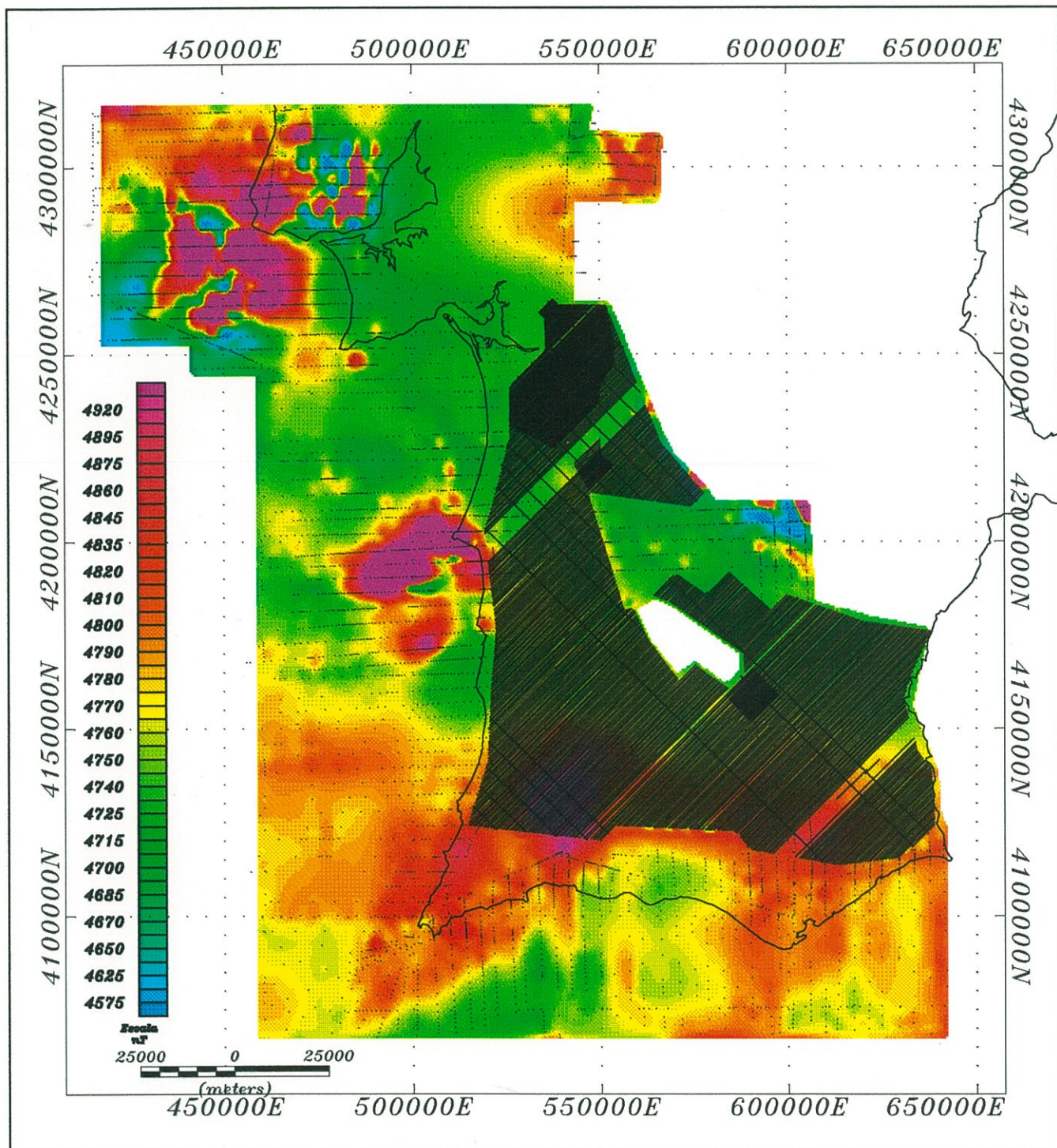


FIGURA 2.4 COBERTURA DOS DADOS AEROMAGNÉTICOS EMPREGUES NESTE ESTUDO. LEGENDA: * FAIREY; - RTZ. SOBREPÕEM-SE A CARTA AEROMAGNÉTICA REDUZIDA AO POLO DE FORMA A QUE POSSAM LOCALIZAR-SE AS ANOMALIAS EM ZONAS DE VALORES INTERPOLADOS.

da companhia Rio Artezia. Este levantamento oferecia grande detalhe, já que foi executado a uma altitude constante de 90 metros acima do solo, com um espaçamento de linhas de vôo de 500 m (nalguns sítios de 250 m) e uma amostragem ao longo destas de 15 m. A localização deste conjunto de dados encontra-se representada na figura 2.4. As localizações dos pontos de medida das duas campanhas foram apresentadas em coordenadas UTM.

Depois da verificação de erros eventualmente decorrentes da digitalização das cartas da Fairey Surveys, adicionou-se a este levantamento o campo normal (de origem nuclear) que havia sido retirado para a produção das cartas de anomalias: o IGRF65 (IAGA, 1971). O objectivo consistia em substituir o IGRF calculado na altura do processamento pela última versão deste campo, bastante melhorada, publicada no IAGA Bulletin NO. 54 e cuja descrição mais detalhada pode ser encontrada em Langel (1992). De seguida era necessário efectuar a ligação entre este conjunto de dados e o levantamento da Geoterrex.

A junção de levantamentos distintos apresenta-se sempre complicada. Erros no posicionamento, controle de altitude, má remoção da variação diurna, ajustes das linhas de vôo, etc., bem como a variação do campo geomagnético que implica a remoção de um modelo de IGRF ou de um regional, contribuem para a inexistência de um datum único (Barrit, 1993). Para complicar as coisas, por vezes é ainda retirada uma contante arbitrária ao levantamento. Por fim, as diferentes amostragem do campo terrestre associadas às especificações do levantamento (altitude e espaçamento das linhas de vôo) não podem ser totalmente compensadas com prolongamentos analíticos e redução a uma malha de "gridding" comum, apresentando sempre os levantamentos resoluções distintas.

No nosso caso, a existência de apenas dois levantamentos e o conhecimento dos modelos de IGRF removidos facilitou a tarefa. Após a substituição do modelo do campo normal do levantamento da Fairey Surveys pelos motivos apontados acima, verificou-se que havia uma diferença de cerca de 2.000 nT entre os valores médios dos dois levantamentos. Dado que não possuíamos um relatório sobre o processamento dos dados da Geoterrex, tornava-se necessário obter o valor mais aproximado possível desse desvio DC (datum constant) para ligar os dois levantamentos. Com esse objectivo procuraram-se zonas de sobreposição e verificou-se que elas existiam numa área razoável e em torno de quase toda a fronteira dos dois levantamentos. Numa parte da fronteira Sul contudo, existia uma zona de "gap" (veja a fig. 2.4).

Antes de comparar valores efectuou-se o prolongamento analítico para baixo dos dados da Fairey para uma altitude comum ao levantamento Geoterrex (90 m). Foi usado um programa contido no pacote de rotinas de Cordell et al. (1992). A comparação de valores dos dois conjuntos de dados foi feita quer através de "plotting" dos pontos de medida no mesmo mapa e escolha dos pontos mais próximos para determinação do desvio DC, quer através da criação de grelhas interpoladas com o método da mínima curvatura e comparação de toda a zona de sobreposição através do método dos mínimos quadrados. Subgrelhas locais foram também extraídas e comparadas de forma a verificar se existia alguma variação sistemática no desvio DC (que sugerisse a extracção de um campo regional). Existiam variações de zona para zona mas não sugerem qualquer identificação com uma superfície plana. Calculou-se a média, variância, dispersão e histograma das grelhas das diferenças. Em qualquer dos dois processos chegou-se sensivelmente ao mesmo valor. Como havia alguma variação de zona para zona poderia ter-se tentado uma grelha de ajuste construída com base em perfis extraídos

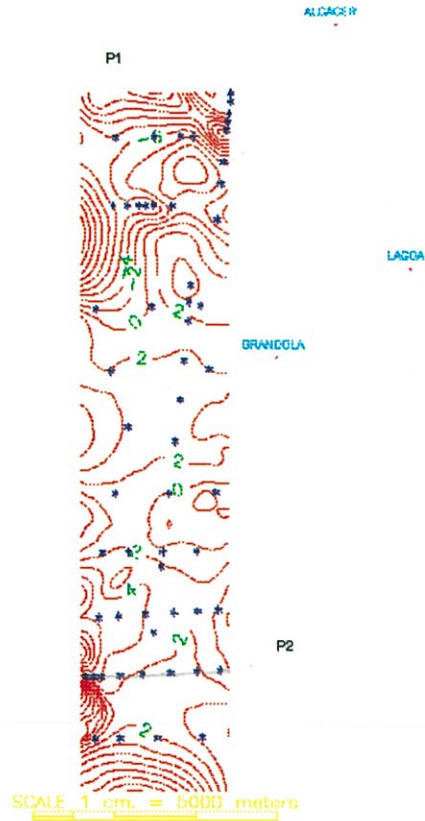


FIGURA 2.5A GRELHA DA DIFERENÇA DOS LEVANTAMENTOS DA FAIREY E RTZ NA ZONA DE SOBREPOSIÇÃO COM LOCALIZAÇÃO DOS PERFIS DA FIG. 5B PARA COMPARAÇÃO DOS DOIS CONJUNTOS DE DADOS.

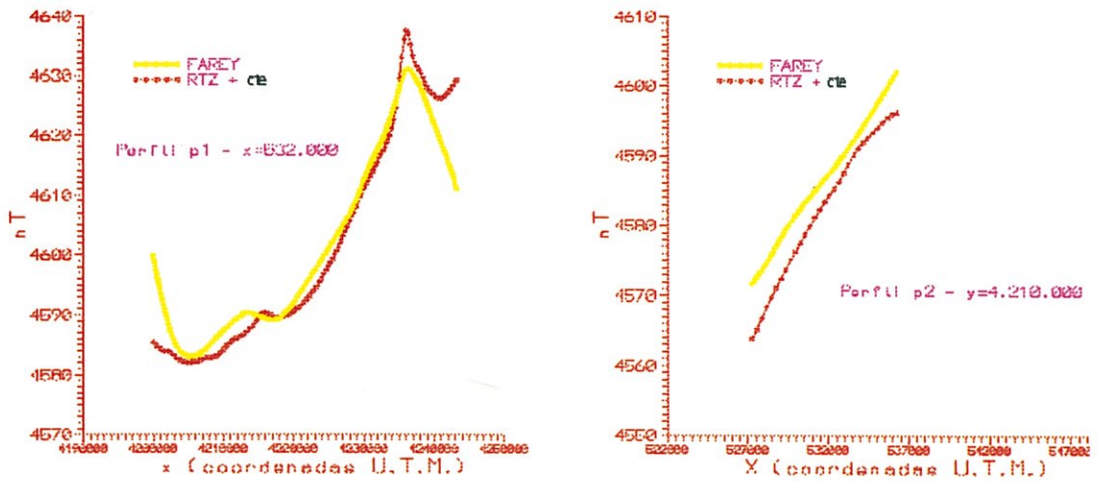


FIGURA 2.5B PERFIS DA ZONA DE COBERTURA COMUM DA FAIREY E RTZ PARA COMPARAÇÃO DOS DOIS LEVANTAMENTOS.

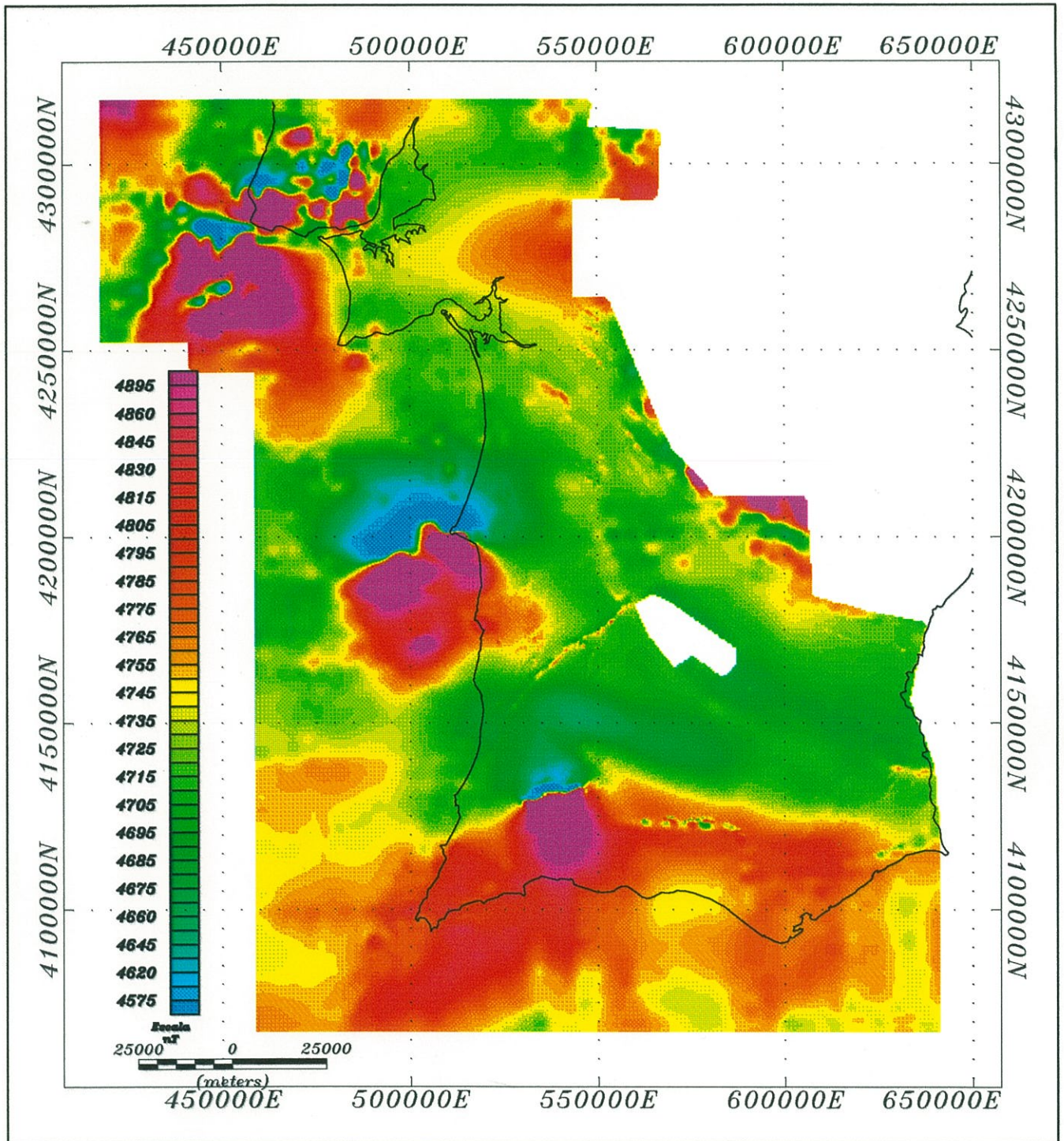


FIGURA 2.6 CARTA AEROMAGNÉTICA RESULTANTE DA JUNÇÃO DOS LEVANTAMENTOS GEOTERRX E FAIREY SURVEYS. ALTITUDE DO LEVANTAMENTO: 90 METROS.

de toda a zona de sobreposição, filtrados com passa-baixo e comparados, tal como proposto por Barritt (1993), mas abandonou-se essa hipótese de forma a que o campo regional não fosse alterado. Para se ter ideia do ajuste entre os dois levantamentos, foram escolhidos dois perfis perpendiculares (fig. 2.5b) com a localização indicada na figura 2.5a e uma grelha das diferenças.

Da observação da referida figura conclui-se que o ajuste dos dois levantamentos é bom, apesar da densidade de pontos da RTZ (1 ponto/km²) ser bastante superior à da Fairey, cujo espaçamento médio das linhas de vôo paralelas é cerca de 3 km. Como o da Rio Artézio é levantado a 90 m de altitude contra os 600 m da campanha da Fairey, o primeiro tem bastante mais resolução mesmo depois de se efectuar o prolongamento analítico para cima. As zonas onde a diferença é maior são óviamente aquelas que correspondem a regiões de sobreposição dos dados em que não existem pontos de medida e correspondem a valores interpolados de uma das grelhas. Mesmo assim, o desvio padrão da grelha das diferenças é de 5 nT, não existindo diferenças superiores a 35 nT.

Depois de adicionada a constante ao levantamento Geoterrex, construiu-se uma grelha comum para os dois levantamentos (quer por junção simples das duas grelhas sem interpolação quer através da interpolação conjunta dos dois conjuntos de pontos irregularmente espaçados). Apesar do bom ajuste mencionado no parágrafo acima é possível notar nalguns pontos que as anomalias locais e regionais sofriam ainda descontinuidades e que a fronteira dos levantamentos era reconhecível. Para solucionar este problema utilizámos interpolação com "splines" cúbicas pesadas e o resultado final apresenta-se na figura 2.6.

O método de interpolação escolhido, mínima curvatura aleatória, foi o habitualmente usado em métodos potenciais (Briggs, 1974), tendo sido usada uma implementação computacional de Cordell et al. (1992). O passo da malha escolhido foi de 500x500 m. Apesar da orientação e espaçamento de algumas linhas de vôo da Geoterrex (aproximadamente NE-SW e 500 m respectivamente, nalguns locais diminuindo para 250 m) o permitir, como o espaçamento na direcção N-S entre as linhas de vôo E-W da Fairey é cerca de 3 km poderiam surgir anomalias fictícias. Devido à suavidade do método de interpolação escolhido e o processo anti-aliasing do algoritmo usado, o campo magnético não sofre qualquer alteração do seu aspecto, conforme se deduz da comparação da carta assim produzida por computador com as originais traçadas manualmente. Dado que a representação do mapa será feita à escala 1:1.500.000 e 1:1.000.000, na melhor das hipóteses a resolução do mapa (1 mm - 1 km) será sempre inferior à da malha, pelo que não haverá perda de informação.

A altitude escolhida para o levantamento único foi de 90 m (a apresentada pelo levantamento Geoterrex), de forma a apresentar o máximo detalhe possível, de modo que o levantamento da Fairey (altitude - 600 m) foi prolongado analiticamente para essa altitude usando o algoritmo de Hilderbrand (1983) baseado no método das transformadas discretas de Fourier (FFT). Aplicou-se de seguida um filtro passa-baixo com base no mesmo método de forma a eliminar o ruído resultante deste procedimento.

O último problema relacionado com a junção dos dois levantamentos prende-se com o facto de o levantamento marinho ter sido realizado a uma altitude barométrica constante, o que significa que existe uma variação da distância entre fonte magnética e receptor, o que causa alterações importante na distribuição do campo e anomalias geomagnéticas. No entanto,

o levantamento da Geoterrex, que ocupa a grande maioria do levantamento disponível sobre o continente, foi executado a uma profundidade constante acima do solo. Sobre a porção oceânica do levantamento, existem variações na profundidade do fundo de cerca de 1km, o que pode causar alguma distorção das anomalias nas zonas de maior gradiente do fundo marinho.

3 Constrangimento fornecido pela gravimetria

3.1 A contribuição da gravimetria

Outro método potencial é a gravimetria, que tem igualmente larga tradição entre os métodos geofísicos. É no entanto mais simples de interpretar que o método magnético pois neste caso o campo tem sempre a direcção da vertical do lugar e o sentido é sempre na direcção da Terra (com excepção de zonas de acentuado relevo onde existe uma deflecção da vertical). Os efeitos magnéticos das rochas podem também ser originados por constituintes minerais menores, enquanto que os efeitos gravimétricos resultam de constituintes primários (Dobrin & Savit, 1988), o que facilita a interpretação dos resultados.

Tal como o valor do campo magnético terrestre, o campo gravítico contém informação integrada de diversas profundidades mas ao contrário daquele método, os valores medidos experimentalmente são diferenças de gravidade e não o valor absoluto do campo gravítico. Aquelas podem ser obtidas com maior precisão e dependem de variações laterais da densidade. Uma vez que cada grupo de rochas têm determinada gama de valores de densidade, as variações laterais de densidade estão relacionadas com as mudanças geológicas no subsolo e as anomalias da gravidade podem ser correlacionadas com as estruturas enterradas sob a superfície da Terra.

Apesar das limitações resultantes do problema da não unicidade da inversão de dados de campos potenciais, podemos obter informação estrutural que pode ser comparada com a de outros métodos geofísicos. Tal como no método magnético, pode ser feita a modelação das anomalias gravimétricas através de figuras geométricas simples semelhantes às estruturas geológicas existentes e assim identificá-las. Através da inversão de dados do campo gravítico podemos também determinar a profundidade do soco ou da descontinuidade de Mohorovic, visto que ambos representam contrastes de densidade. A utilidade deste método está também expressa quando se identificam estruturas de natureza desconhecida, permitindo muitas vezes identificá-las. É o caso de domos salinos e algumas intrusões vulcânicas, que podem apresentar formas semelhantes mas possuem densidades e propriedades magnéticas distintas.

Neste estudo faremos uso não só da informação gravimétrica publicada existente (IGC, 1958; Torres e Lisboa, 1988) como usaremos um conjunto de dados recolhido por empresas petrolíferas na plataforma e talude continentais e reunido pelo Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo de Lisboa. Existe ainda, um vasto conjunto de dados, recolhido por diversas empresas mineiras e pelo I.G.M. nas últimas décadas na região Sul de Portugal. Esta informação, normalmente existente na forma de levantamentos localizados, existe todavia sob a forma de relatórios e publicações do I.G.M., tendo sido parcialmente usados neste trabalho.

Estes dados serão utilizados como auxiliares no seguimento dos eixos vulcânicos da Faixa Piritosa sob a cobertura do Terciário e na Margem Oeste Portuguesa, na determinação da profundidade do soco, bem como na detecção de falhas e outros lineamentos. Em especial, os dados marinhos serão também usados para efectuar modelação gravimétrica de molde a que, em conjugação com a informação estrutural dos perfis do G.S.I. e modelação magnética, poderemos obter informação sobre as variações litológicas no interior do Paleozóico e assim tentarmos identificar as diversas unidades geológicas da ZSP na margem Oeste Atlântica.

3.2 Variações do campo gravítico terrestre e processamento dos dados

A força de atracção entre duas massas m e m_p é expressa através da 2ª Lei de Newton:

$$F_g = \gamma \frac{mm_p}{r^2}$$

em que r representa a distância entre as duas massas. O campo gravítico originado pela Terra ou qualquer outro corpo de massa m exprime-se como a força, por unidade de massa, exercida sobre um corpo de prova de massa m_p :

$$a_g = \frac{F_g}{m_p} = \gamma \frac{m}{r^2}$$

Designa-se como a aceleração da gravidade e mede a intensidade do campo gravítico criado pela Terra ou outro corpo qualquer. Ela não depende da massa do corpo de prova, mas apenas da posição deste no espaço. As unidades no sistema cgs são o gal ou miligal ($=10^{-3}$), sendo o valor médio do campo gravítico terrestre de cerca de 10^6 gal ou 10^6 cm/s². As diferenças de gravidade medidas são cerca de 10^{-7} este valor e exprimem-se usualmente em mGal. O campo gravítico, tal como o campo magnético e eléctrico, deriva de um potencial que se define como o trabalho realizado no transporte de um corpo desde o infinito até à sua posição presente (na presença do corpo gerador do campo):

$$V = \gamma m \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} = \gamma \frac{m}{r}$$

Na verdade, as fórmulas apresentadas atrás dizem respeito ao caso em que as dimensões do corpo gerador do campo são bastante inferiores às da distância que o separa do ponto de medida. No caso de se pretender obter o valor da gravidade na superfície da Terra ou perto desta, outras expressões são necessárias. Como o campo gravítico é uma grandeza direccional, divide-se a força nas suas três componentes e subdivide-se a massa geradora do campo em elementos infinitesimais. O valor de cada componente é obtido somando todas essas contribuições no limite em que cada elemento de superfície tende para zero. Pode-se demonstrar que para a componente z , a força da gravidade gerada por um corpo de volume V e densidade de massa volúmica ρ é:

$$a_z = \int_v \frac{\rho z}{r^3} dV$$

Como se disse atrás, não é este valor que é medido mas sim as suas diferenças. A força da gravidade varia ao longo da superfície terrestre não só devido a variações laterais de densidade, como devido à força centrífuga resultante da rotação da Terra e da altitude dos pontos de medida e à forma da Terra. Outras forças alteram ainda os valores medidos da gravidade como os efeitos de maré, que são provocados principalmente pela atracção da Lua e do Sol. Devido à sua periodicidade podem ser reconhecidos com alguma facilidade. Para determinarmos com precisão o valor do campo gravítico em qualquer ponto da Terra estabeleceu-se a Fórmula Internacional da gravidade, que exprime as variações daquela em função da latitude. Esta fórmula foi obtida a partir de medições realizadas em toda a Terra, toma em consideração a forma esferoidal da Terra e admite variações verticais de densidade mas não laterais. Corresponde ao valor que seria observado ao nível do mar numa Terra esferoidal que se assemelha à forma real da Terra mas ignorando as irregularidades topográficas. Esta figura geométrica designa-se o elipsóide.

A fórmula apresentada considera que superfície dos oceanos é uma superfície suave mas na verdade ela possui várias irregularidades devidas a heterogeneidades na distribuição das densidades no interior da Terra. A superfície real dos oceanos na Terra denomina-se o geóide e corresponde a uma superfície equipotencial. Nos continentes a superfície do geóide é definida pela linha que atingiria uma coluna de água num canal que hipoteticamente atravessasse um continente. Esta superfície é perpendicular à vertical do lugar em todos os seus pontos. A diferença entre o esferóide admitida na Fórmula Internacional e o geóide está representada na figura 3.1. A partir de dados gravimétricos e de satélite, a forma da Terra tem vindo progressivamente a ser corrigida e mapas como este actualizados, tal como a própria Fórmula Internacional da gravidade.

Para interpretar os dados gravimétricos é usual apresentarem-se sob a forma de cartas de anomalias. Mas antes disso, se quiser juntar diversos levantamentos, como os gravímetros medem diferenças de gravidade, torna-se necessário obter o valor absoluto da gravidade. Existe uma rede mundial de base gravimétricas onde o valor absoluto da gravidade é conhecido com precisão. Se numa dada zona não se dispõe desse valor, é imperioso que se conheça com exactidão num ponto disponível o valor relativo a uma das bases da rede. Desta forma, levantamentos realizados em qualquer região podem ser ligados sem problemas (desde que se conheça o processamento de cada um).

O cálculo dos valores das anomalias é feito subtraindo ao valor observado da gravidade, depois de corrigido sob certas assumpções, o valor correspondente dado pela Fórmula Internacional sobre o elipsóide. A cada assumpção corresponde um tipo de anomalia. No entanto, para que os dois valores possam ser comparados é necessário efectuar uma série de correcções ao valor observado da gravidade para que sejam determinados em igualdade de circunstâncias.

A correcção de latitude torna-se apenas necessária se não apresentar um levantamento gravimétrico sob a forma de carta de anomalias (aí a correcção é feita ao subtrair o valor teórico). Nesse caso, o procedimento consiste em derivar a Fórmula Internacional em ordem à latitude de forma a obter o gradiente da gravidade e introduzir uma latitude de referência. Basta então adicionar o produto do gradiente pela distância de cada estação a essa latitude de referência ao valor da gravidade medido. Se as estações se encontram separadas mais de 1° utilizam-se tabelas que dão a variação da gravidade sobre o elipsóide.

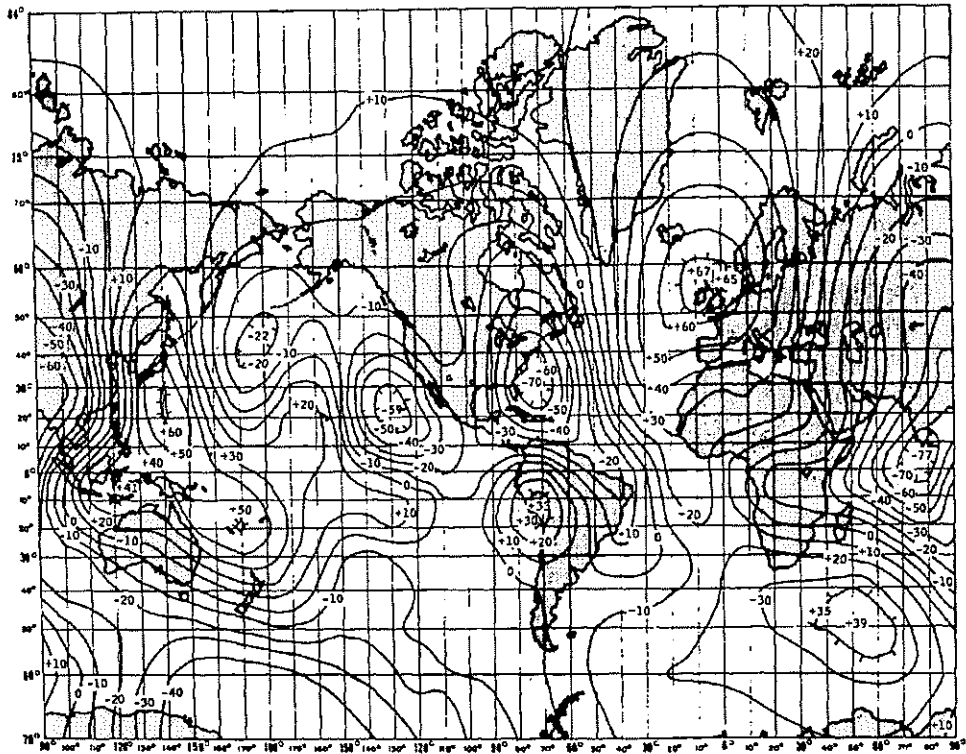


FIGURA 3.1 DIFERENÇA ENTRE O GEÓIDE E UM ELIPSÓIDE INTERNACIONAL EXPRESSA EM METROS (IN DOBRIN, 1976).

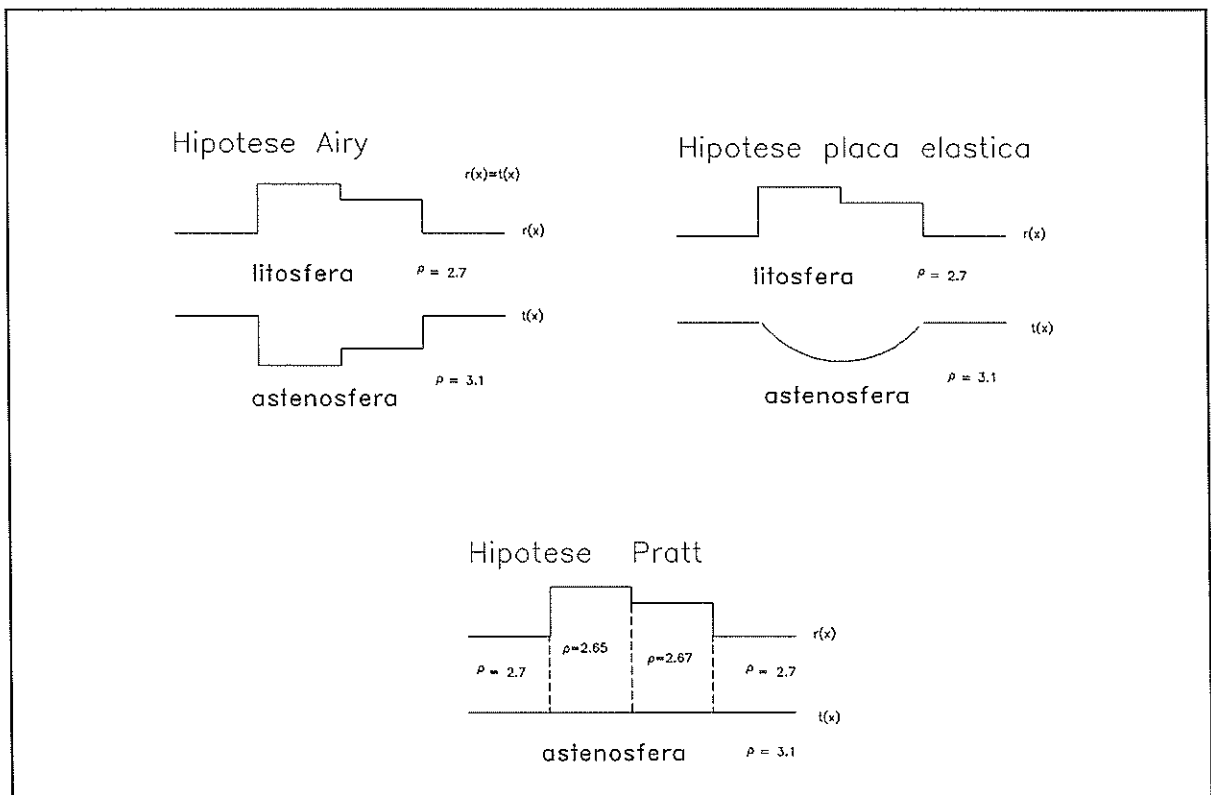


FIGURA 3.2 PRINCIPAIS MODELOS (GIBERT, 1988) DE COMPENSAÇÃO ISOSTÁTICA.

De seguida, como o valor da Fórmula Internacional corresponde ao valor teórico sobre o nível médio dos oceanos, é necessário acertar o valor observado numa estação a uma dada altitude para esse nível de referência. A anomalia assim obtida denomina-se a anomalia de ar-livre. Mas para colocar efectivamente a estação de medida ao nível do mar é necessário subtrair o efeito da camada rochosa entre o nível do mar no local da estação e a altitude a que esta se encontra. Esta compensação, que é realizada considerando um bloco entre as duas altitudes, designa-se a correcção de Bouger. O resíduo entre o valor sobre o elipsóide e o valor observado com aquela correcção e a redução de ar-livre chama-se a anomalia de Bouger.

A correcção de Bouger não toma em atenção as irregularidades do terreno. Uma montanha ou serra perto do local de observação que provocam uma atracção para cima que contraria a atracção para baixo do resto da Terra. As depressões por seu lado, provocam que as correcções de Bouger sejam sobreestimadas. Esta correcção de terreno e a correcção de Bouguer podem introduzir erros no cálculos das anomalias, pois envolvem o conhecimento adequado das densidades das rochas na região dos pontos de medida, o que nem sempre acontece com o rigor desejado.

Se quisermos interpretar as cartas de anomalias, em termos de variações laterais da densidade que sejam correlacionáveis com as estruturas geológicas existentes no subsolo, é necessário ainda corrigir um levantamento dos efeitos periódicos: a correcção temporal. Os efeitos de maré, que são originados pelas variações da atracção da Lua e do Sol, podem ser corrigidos através das tabelas publicadas que dão a variação daquele valor. O regresso repetido à estação base é outro processo utilizado, e tem a vantagem de incorporar os efeitos de maré na deriva do gravímetro.

Resta ainda a correcção isostática, que tem a ver com compensações de massa no interior da Terra. Segundo a actual concepção de tectónica de placas em que uma litosfera rígida "flutua" sobre uma astenosfera fluida, de forma a existir equilíbrio a uma dada profundidade, o peso por unidade de área causado pela coluna de material acima desse nível deve ser igual em toda a Terra. Se todo o planeta tivesse um comportamento rígido, o peso adicional de uma montanha por exemplo, quebraria a resistência dos materiais da crosta devido às variações de pressão em profundidade. Esta teoria, que tem tido suporte através de diversos métodos geofísicos, requer que qualquer excesso de massa acima do nível do mar seja compensado por um défice de matéria abaixo desse nível.

Surgiram duas hipóteses distintas que permitem explicar o modo como são compensadas as irregularidades da topografia (que originam excesso e ausência de matéria a uma certa profundidade) de modo a manter o equilíbrio interno da Terra de acordo com a teoria da tectónica de placas (compensação isostática). Segundo a hipótese de Airy (fig. 3.2a) o aumento adicional de massa gerado por um sistema montanhoso é equilibrado por um espessamento da crosta em profundidade, que devido à substituição de material mais denso do manto pelas rochas crustais mais leves provoca o efeito contrário. De acordo com a hipótese de Pratt (fig. 3.2b), a espessura crustal é constante e as variações de massa são compensadas por variações de densidade. Inicialmente estas hipóteses foram estabelecidas para uma crosta rígida e um manto fluido mas foram adaptadas para o modelo da tectónica de placas.

Mais recentemente, a crosta média e inferior e o manto (do ponto de vista "sísmico") tem sido encarados com tendo um comportamento elástico (Gibert, 1988) o que admite uma maior complexidade para as compensações isostáticas. Este modelo assume, tal como o de Airy, que os constrangimentos não sofrem expansão lateral mas ao contrário daquele considera que a estrutura topográfica não é completamente compensada na base da litosfera (Gibert, 1988). Tem sido verificado por inúmeros autores (in Diament, 1987) que a topografia e a anomalia do ar-livre são muito bem modeladas por este tipo de modelo.

Modelos mais complexos baseados em estudos laboratoriais geológicos e químicos dos materiais da litosfera, sugerem o fraccionamento da litosfera em três camadas: a mais superficial de comportamento reológico frágil, a intermédia elástica e a inferior mostra comportamento dúctil. Neste caso, a litosfera responde durante o tempo de colocação da estrutura de forma rígida, tendendo depois para o comportamento elástico com uma espessura litosfera idêntica à do modelo puramente elástico (Diament, 1987).

Apesar do espessamento crustal em sistemas montanhosos e a menor espessura da crosta em depressões ter sido largamente comprovada, nalgumas situações o comportamento visco-elástico parece ser o mais adequado, mas possivelmente isso deve-se-há a condições muito particulares (Diament, 1987). Independentemente desta discussão, qualquer dos modelos deve admitir variações laterais de densidade, o que contraria a assumpção da Fórmula Internacional da gravidade, que admite que a densidade só varia com a profundidade. É portanto necessário efectuar uma correcção isostática. Depois da correcção de ar-livre, correcção de Bouguer completa e a correcção isostática, obtém-se a anomalia isostática. Esta anomalia indica-nos o grau de compensação isostática sob a estação, segundo um dado modelo, e pode ser útil no conhecimento da história geológica da região e prever futuros movimentos. Muitas vezes a correcção isostática não é realizada porque salienta aspectos à escala crustal. Se pretendemos observar estruturas mais locais e contidas na crosta essa correcção torna-se desnecessária.

Outras vezes os efeitos isostáticos são retirados conjuntamente com os chamados efeitos regionais. Estes últimos são originados por variações anómalas da densidade com dimensões da ordem dos comprimentos de onda longos e intermédios (65 km até milhares de km; Arkani-Hamed e Strangway, 1986). Imagine por exemplo uma intrusão vulcânica com algumas dezenas de metros situada numa região de crosta adelgada que se estende por várias dezenas de quilómetros. À componente da anomalia de maior extensão chama-se o regional, enquanto a componente de pequeno comprimento-de-onda se designa de residual. Através de filtragem apropriada qualquer uma das componentes pode ser salientada: com uma filtragem passa-alto podemos extrair o residual, enquanto um filtro passa-baixo faz desaparecer a anomalia de pequeno comprimento-de-onda. Antes de interpretar a carta de anomalias pretendida, deve decidir-se que tipo de estruturas se pretende salientar e, consoante essa escolha, aplicar a filtragem adequada.

3.3 Interpretação das cartas da anomalias

Quando o geofísico suspeita que existem duas estruturas distintas, situadas na mesma área, mas na carta de anomalias apenas distingue uma zona anómala, por aplicação de filtragem apropriada, pode tentar separá-las. A identificação das diversas características

geológicas mais locais é feita, tal como no método magnético, por modelação através de figuras geométricas que são comparadas com as anomalias observadas, até que o melhor ajuste seja encontrado. O processo de ajuste pode ser feito mediante representação gráfica e observação visual das curvas teórica e observada. A optimização do ajuste é feita simplesmente pela resolução do problema directo para variações sucessivas do modelo. Existem também várias técnicas de inversão (Tarantola, 1982; Mencke, 1984) que encontram a partir de um dado conjunto de dados (e um modelo inicial) qual o modelo que melhor satisfaz os valores do campo observados.

O cálculo do campo gravítico teórico é feito para estruturas simples 3D ou 2D com a 3ª dimensão infinita, cujas expressões são há muito conhecidas. No entanto, raramente as situações geológicas se assemelham à destas figuras, sendo necessário utilizar composições destas ou impor constrangimentos na 3ª dimensão, estruturas a que se atribui a designação de 2½D. Métodos mais sofisticados permitem calcular a variação do campo devido à presença de corpos altamente irregulares, quer através da sua decomposição em lâminas finas ou da decomposição da sua secção recta em polígonos simples e soma das componentes, etc.. A modelação de estruturas regionais é também realizável mas é mais complexa devido ao desconhecimento e variedade dos diversos factores que podem controlar a produção das anomalias observadas. Mas ainda antes da interpretação das cartas das anomalias, é bastante útil a determinação das anomalias regionais e residuais.

Quando na posse de cartas de anomalias e se pretende retirar o efeito de estruturas indesejáveis, torna-se útil correlacionar a carta com a geologia da região. A simplificação do padrão das anomalias, feita por extracção do regional ou por eliminação de características geológicas mais localizadas, pode ser também auxiliada pelo ajuste de polinómios à carta das anomalias. O polinómio que melhor se ajusta à variação do campo gravítico constitui o regional, sendo as partes não ajustáveis correspondentes a estruturas mais limitadas lateralmente. Outra forma de detectar estruturas locais é através da elaboração de cartas da 2ª derivada das variações do campo gravítico. Uma estrutura localizada corresponderá num perfil da gravidade a uma curvatura superior à das estruturas regionais. Dado que a 2ª derivada de uma função representa a curvatura daquela, a elaboração de uma carta da 2ª derivada permitirá identificar as zonas de maior curvatura com estruturas locais que poderão ter significado geológico.

Outra forma de retirar os efeitos é por filtragem. Aplica-se a transformada de Fourier aos dados processados, de forma a transformá-los do domínio espacial 2D para o domínio do número de onda 2D. Após a identificação do limite dos comprimentos de onda que se desejam eliminar, aplica-se um filtro passa-alto de forma a apagar os comprimentos de onda mais baixos. A aplicação da transformada inversa de Fourier restitui os dados ao domínio espacial. Por vezes a separação dos diversos picos de diferentes números de onda é pouco clara, o que significa que os efeitos regionais possuem números de onda que se sobrepõem com os de estruturas locais ou então, o filtro usado é inadequado. Em ambos os casos, mas principalmente no segundo, pode tentar-se nova filtragem usando mapas da 2ª derivada na construção do novo filtro. De acordo com Fuller (1967; in Dobrin & Savit, 1988), a determinação do regional através da 2ª derivada é equivalente a uma filtragem espacial 2D.

Outra forma de determinar a posição vertical de fontes geológicas locais é através do prolongamento analítico para baixo. Se é observada divergência das anomalias com o

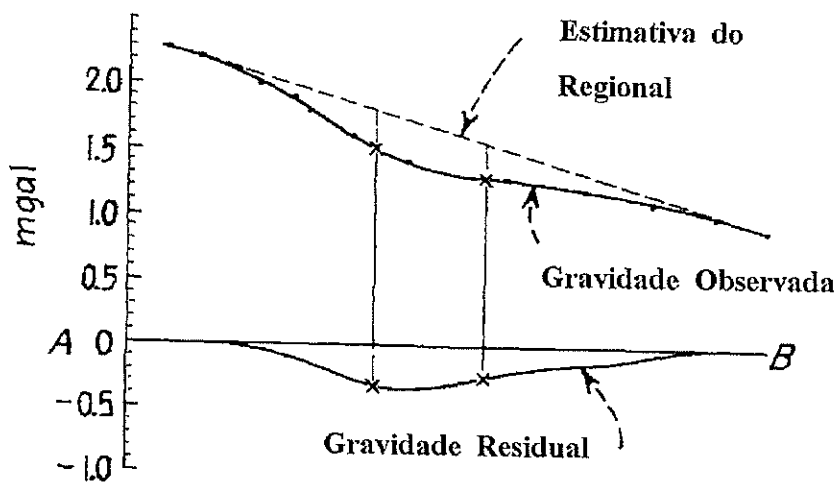
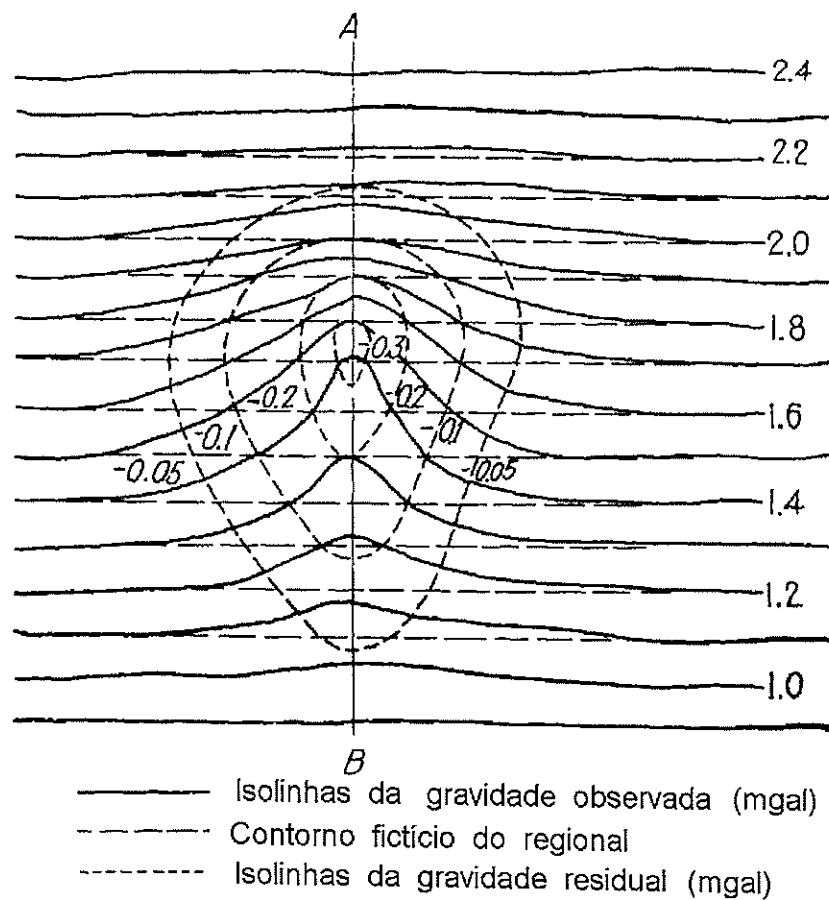


FIGURA 3.3 REMOÇÃO DO REGIONAL ATRAVÉS DE PROCESSOS GRÁFICOS A PARTIR DE CARTAS DE ISOLINHAS (EM CIMA) E DE PERFIS EXTRAÍDOS DESSAS CARTAS (ADAPTADO DE DOBRIN, 1976).

prolongamento para um dado nível, significa que as fontes estão situadas acima. Permite também, separar anomalias sobrepostas de fontes distintas situadas à mesma profundidade, visto que a proximidade das fontes torna as anomalias mais perceptíveis, aumentando-lhes o valor de pico e reduzindo-lhes a largura. Obviamente, o aumento de resolução do mapa obtido por esta técnica é limitado pela separação espacial entre os pontos de medida. Ao contrário, o prolongamento analítico para cima faz desaparecer ou atenuar formações e estruturas mais locais e permite ver características regionais e de longo comprimento de onda.

A forma mais simples de remover anomalias locais continua a ser em realizar perfis a partir dos dados de superfície e, com o auxílio de constrangimentos geológicos, ligar manualmente as zonas de curvatura semelhante interrompidas por variações de curvatura mais acentuadas e localizadas e concisas. Este processo é todavia equivalente ao ajuste de superfícies polinomiais e, com a ajuda de programas de "inteligência artificial", podem igualmente introduzir-se constrangimentos geológicos ou outros. Qualquer que seja o processo escolhido, a separação dos efeitos locais e regionais é por vezes delicada, especialmente quando a geologia não é bem conhecida.

Uma vez extraído o regional ou filtrados os comprimentos de onda menores, a carta de anomalias deve ser inspecionada e comparada com as cartas geológicas da região. Selecionam-se as zonas de interesse e constroem-se modelos iniciais da distribuição de densidades que melhor satisfazem as anomalias observadas. Através de métodos de modelação com ou sem inversão, específicos para a variação do campo gravítico, obtêm-se modelos mais refinados. Em presença do modelo final, é necessário ter em atenção o problema da não unicidade dos métodos potenciais.

Este problema significa que o mesmo campo anómalo observado à superfície pode ser produzido por diversas geometrias para um mesmo contrastes de densidades (ver fig. 3.4) do subsolo ou por outras combinações de geometria e contrastes de densidade. Quer isto dizer que só por si, a informação estrutural obtida por modelação gravimétrica é insuficiente para obter uma imagem do subsolo, até por que a imagem obtida corresponde a um modelo particular que depende de parâmetros físicos próprios do método em questão. No entanto, se usada conjuntamente com outros métodos geofísicos como o magnético, sísmico ou eléctrico, pode ser bastante útil no constrangimento aos vários modelos possíveis, ainda que alguns destes métodos sofram das mesmas limitações. Estes modelos devem também ser concebíveis do ponto de vista geológico e estar de acordo com a geologia conhecida.

Existe uma excepção à não unicidade do método gravimétrico. Trata-se dos corpos tabulares, isto é, aqueles confinados a um plano horizontal e cuja espessura é bastante mais fina que a sua extensão lateral. Neste caso, pode provar-se (Dobrin e Savit, 1988) que o valor da gravidade sobre o plano do corpo anómalo é igual ao contraste de densidades entre o corpo e o meio envolvente vezes 2π . Efectuando o prolongamento analítico do campo quer por análise de Fourier ou por desenvolvimento em série de Taylor e cálculo das derivadas, podemos obter o valor do campo na profundidade desejada e obter o contraste de densidades. A profundidade a que se situa o corpo corresponde ao nível em que a anomalia atingir o seu pico máximo e a partir da qual a anomalia apresenta oscilações, tornando-se instável.

A distribuição das densidades inicial é outro problema a ter em consideração. Se a informação geológica é reduzida, podem efectuar-se sondagens e utilizar-se um "Borehole

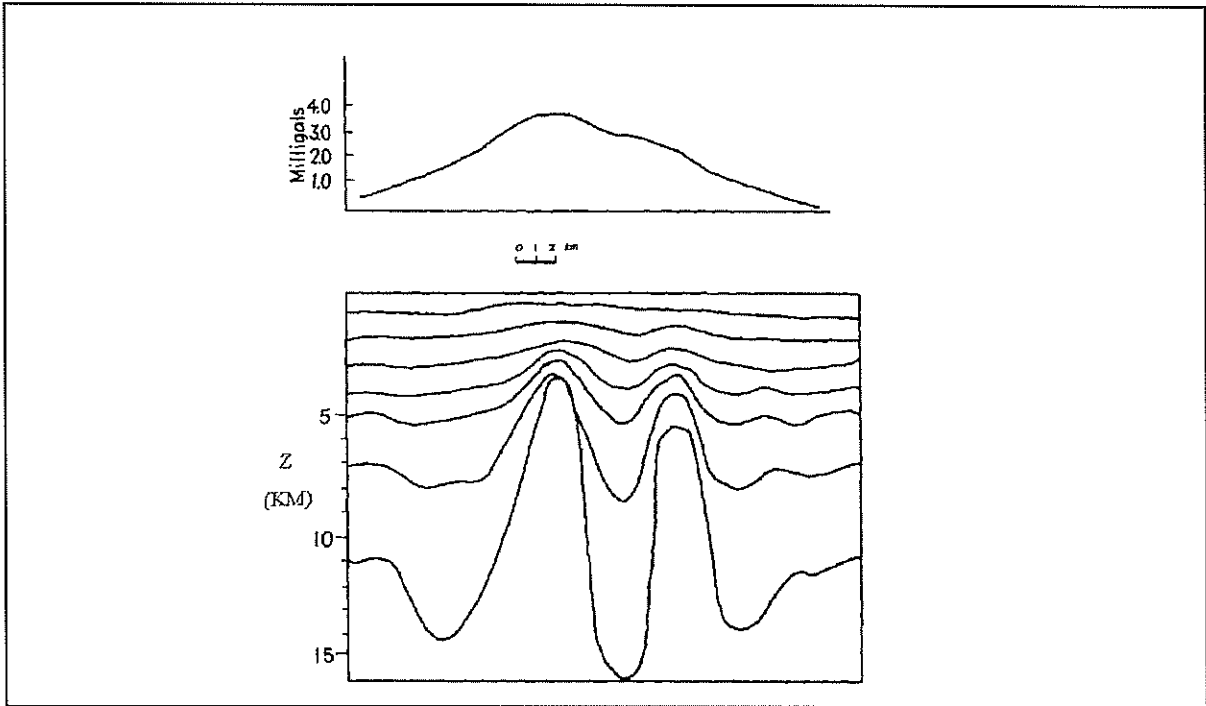


FIGURA 3.4 EXEMPLO DO PROBLEMA DA NÃO UNICIDADE NO MÉTODO GRAVÍTICO. INÚMERAS CONFIGURAÇÕES PARA UM MESMO CONTRASTE DE DENSIDADE FORNECEM O MESMO PERFIL DE GRAVIDADE OBSERVADO (ADAPTADO DE DOBRIN, 1976).

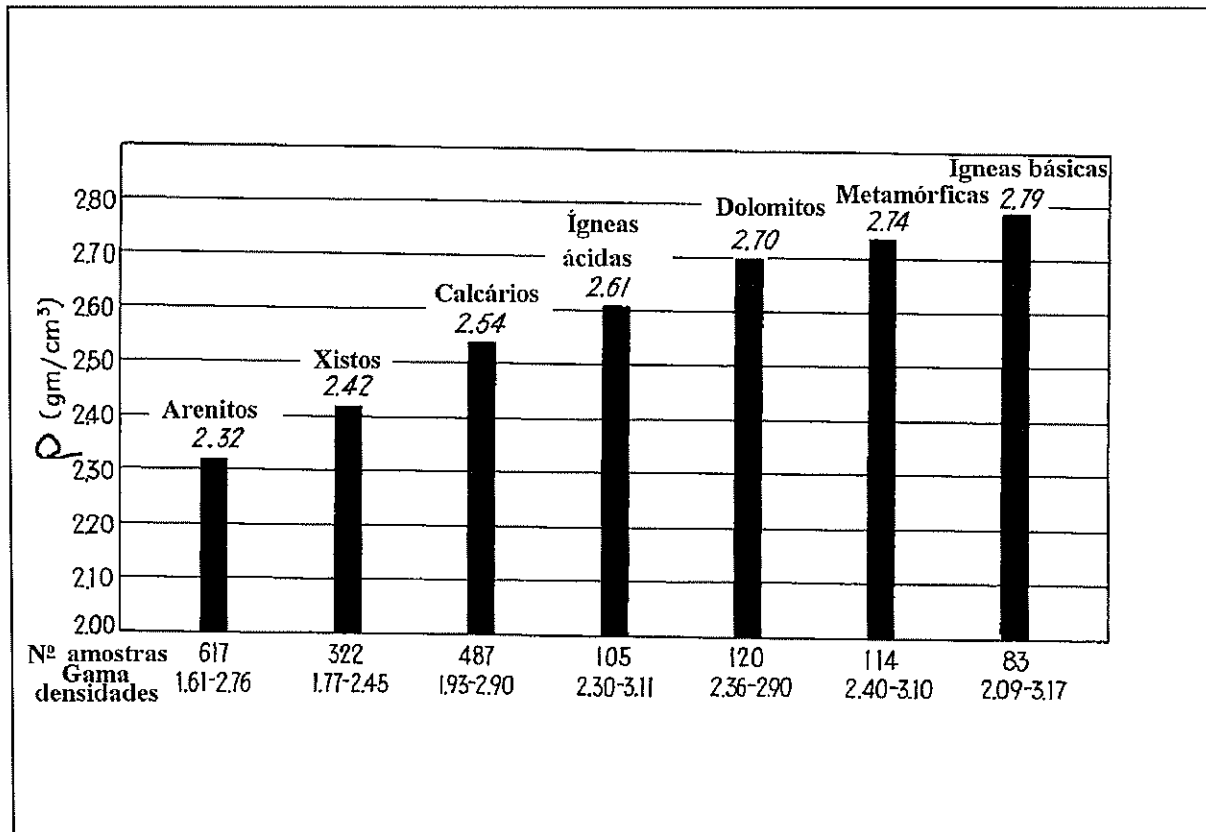


FIGURA 3.5 DENSIDADES PARA UM CONJUNTO DE LITOLOGIAS EXISTENTES NA CRUSTA TERRESTRE (ADAPTADO DE DOBRIN, 1976).

gravity meter". Este aparelho consiste basicamente em dois gravímetros separados por uma distância razoável no furo e que através da diferença de gravidades calculam a densidade da camada rochosa que os separa. Apresenta claramente vantagens sobre diagrafas como o "gamma-ray log" descrito na parte II, visto que este fornece valores próximos ao poço e que podem não representar o valor médio adequado das formações respectivas. No entanto, realizar sondagens é dispendioso, tal como o é o próprio aparelho, o que leva a que poucas vezes seja realizado este procedimento.

Mesmo quando se dispõem de informação geológica abundante não é fácil calcular a distribuição que satisfaz a anomalia observada, pois as diversas rochas apresentam gamas de variabilidade que se sobrepõem em muitos casos (ver fig. 3.5). No entanto, devido à forma Se do ponto de vista estrutural isso é irrelevante, do ponto de vista de identificação de litologias não o é. A gama de densidades, prende-se com o facto de a densidade de uma rocha depender não só da sua natureza mas de outros factores como a idade, profundidade a que se situa, etc.. As amplitudes de densidade habitualmente encontradas na crosta terrestre e a utilização de outros métodos diminui o número de possibilidades. Por exemplo, um arenito do Cretácico e um calcário do Mioceno podem apresentar o mesmo contraste de densidades que um arenito do Câmbrio e uma diabase, mas este último apresenta uma anomalia magnética positiva devido à presença da rocha ígnea básica.

No que diz respeito a anomalias de comprimento de onda intermédio, que também serão analisadas neste trabalho, as seguintes relações entre anomalias e fontes geológicas são geralmente apontadas:

- sistemas montanhosos e zonas de crosta espessa correspondem a anomalias negativas
- zonas deprimidas, crosta adelgada e bacias oceânicas são acompanhadas de anomalias positivas
- zonas de subdução têm valores do campo mais elevados

No ponto seguinte apresentam-se os dados gravimétricos usados neste trabalho. A sua interpretação será feita em conjunto com os outros dados geofísicos no ponto quatro.

3.3 Dados gravimétricos disponíveis à escala regional

A cobertura gravimétrica de Portugal tem sido efectuada pelo Instituto Geográfico e Cadastral (IGC) de Lisboa. A informação foi publicada sob a forma de cartas à escala 1:1000.000 para a região de Portugal Continental (IGC, 1958). O nº de estações usadas nestas cartas é no entanto bastante limitado. Outra informação recolhida em levantamentos locais por empresas privadas e estatais está publicada sob a forma de cartas da anomalia de Bouger e de relatórios de que quando necessário faremos uso.

As cartas de anomalias do IGC (1958) foram recompiladas por Torres e Lisboa (1988) e Torres e Carvalho (1995) esta última usando novos valores gravimétricos recolhidos pelo Instituto Geográfico e Cadastral. Na margem Atlântica adjacente, as companhias petrolíferas têm adquirido informação gravimétrica e magnética ao longo dos perfis sísmicos realizados, informação essa que tem vindo a ser compilada pelo Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo (GPEP). Na figura 3.6, apresenta-se a parte referente à zona de estudo, de uma

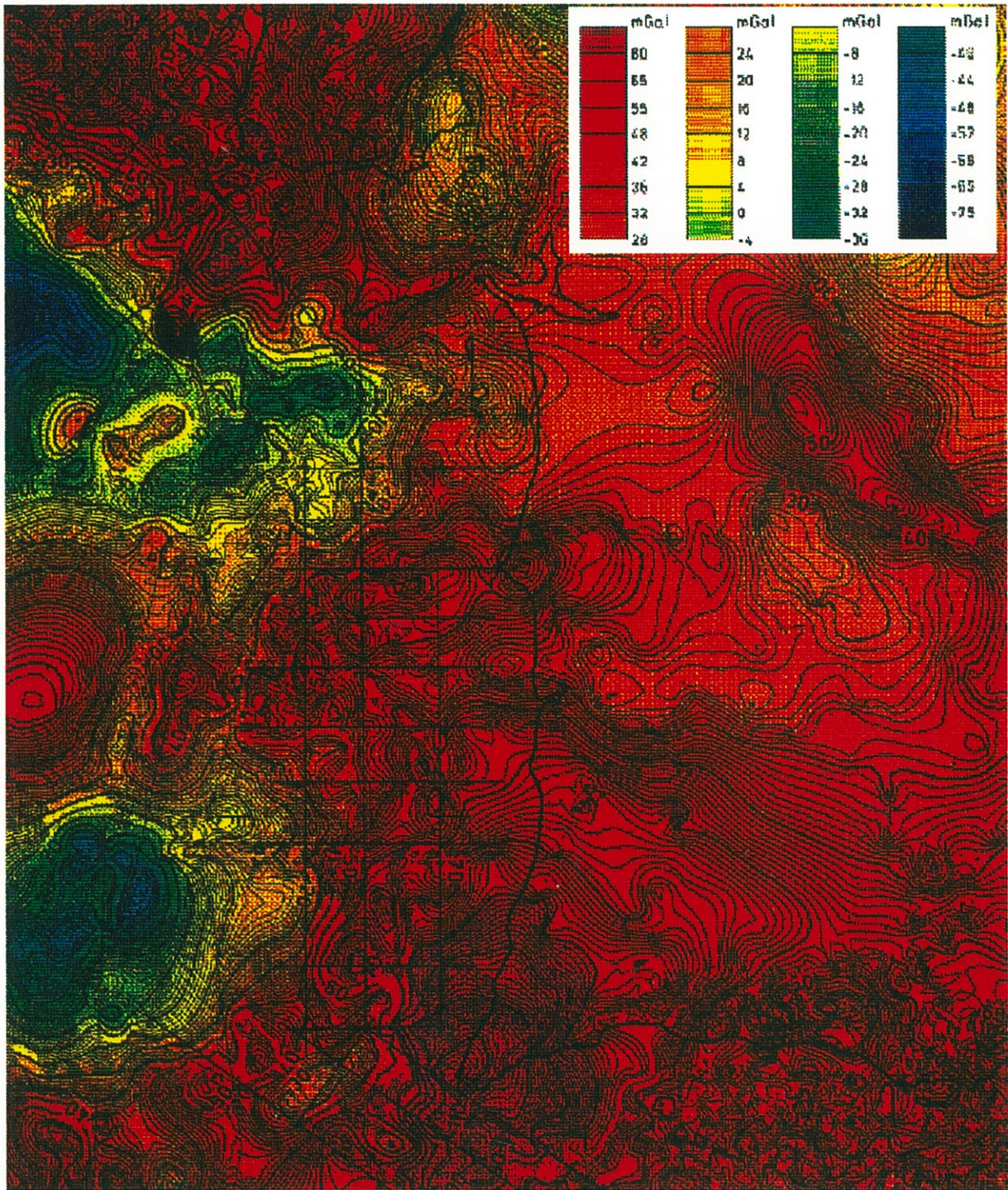


FIGURA 3.6 DADOS GRAVIMÉTRICOS DO GPEP COMPILADOS PELO GETECH (1994). NO OCEANO REPRESENTA-SE A ANOMALIA DE AR-LIVRE, ENQUANTO SOBRE O CONTINENTE MOSTRA-SE A ANOMALIA DE BOUGUER. OS PONTOS E LINHAS FINAS REPRESENTAM AS LOCALIZAÇÕES DAS ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS USADAS NESTA COMPILAÇÃO.

compilação de todos estes dados: sob a forma de anomalia de Bouger sobre o continente enquanto na margem atlântica representa-se a anomalia de ar-livre.

A informação gravimétrica, recolhida simultâneamente pelo G.S.I no momento da aquisição sísmica, foi fornecida pelo GPEP ao Instituto Geológico e Mineiro. Foi incorporada para a região em estudo nesta tese, já sob a forma digital. A informação foi usada em modelação gravimétrica 3D e 2.5D como veremos no ponto IV.

IV INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOFÍSICOS

1 Interpretação Qualitativa da carta aeromagnética

1.1 Cartas transformadas e de iluminação rasante

No âmbito de uma interpretação qualitativa do mapa apresentado na figura 2.6 (parte III), aplicaram-se-lhe as transformações potenciais habituais e técnicas de iluminação rasante. As primeiras cartas foram elaboradas com o pacote de rotinas de Cordell et al. (1992) e as segundas usando o "software" comercial GEOSOFT. Os algoritmos que aplicam transformações potenciais efectuam filtragens com base nas transformadas discretas de Fourier 2D no domínio frequencial. Este método sofre de algumas limitações devido a considerarem o levantamento magnético como uma função de espectro limitado e periódica.

Se a primeira se enquadra nas características de um levantamento, a segunda é considerada geologicamente inaceitável (Baranov, 1975). As vantagens decorrentes da necessidade de introdução de um campo rectangular (Miranda, 1989) nas transformações discretas de Fourier (a forma do nosso levantamento está longe de o ser) conduzem à extrapolação do campo para zonas sem dados que introduzem componentes periódicas artificiais (Miranda, 1989). A utilização das FFT no domínio espacial permitem resolver substancialmente este problema visto que os coeficientes tendem rapidamente para zero.

O algoritmo usado tem em conta as limitações inerentes à FFT no domínio frequencial, de forma que efectua o prolongamento lateral da grelha e repõe-na no final, já que os artificios resultantes da admissão da periodicidade do campo afectam essencialmente os limites do levantamento (Baranov, 1975). Desta forma esperamos não ser muito afectados por este problema, o que será mais adiante confirmado pela boa correlação entre as anomalias magnéticas e as fontes geológicas.

Realizou-se então em primeiro lugar a operação "redução ao polo", que consiste em compensar os efeitos da inclinação do campo magnético terrestre e colocar as anomalias na vertical das suas fontes geológicas. Introduziu-se, para a declinação e inclinação do campo magnético principal terrestre, um valor médio obtido a partir de valores determinados para as várias subregiões da área coberta pelo levantamento.

Foi também tomada em atenção a variação do campo geomagnético com o tempo, tendo sido calculado o campo principal para os anos dos levantamentos (1969 e 1992) e para um ano intermédio (1980). As variações espaço-temporais máximas encontradas foram de 4.2° para a inclinação e de 4.3° para a declinação. Optámos pelo valor final: $I=52.8^\circ$; $D=-7.4^\circ$.

Admitiu-se que o vector de magnetização é colinear com o campo principal e constante em todo o território, o que é equivalente a considerar a magnetização remanescente negligenciável. A correlação das anomalias magnéticas com as suas fontes geológicas prováveis (ver páginas seguintes) sugere que esta assumption é válida mesmo para a região de vulcânismo do Cercal (associada à Faixa Piritosa), onde medições recentes indicam que a

magnetização residual pode ser aqui importante (comunicação pessoal, Alberto Costa e L. Torres). Como veremos mais à frente, para as escalas usadas nesta tese (1:000.000 e 1:500.000) os problemas de localização das anomalias, mesmo neste local, são negligenciáveis.

Na figura 1.1a representa-se a carta aeromagnética reduzida ao polo sobreposta a uma versão simplificada da carta geológica de Portugal (Oliveira et al., 1992). Na figura 1.1b efectua-se a identificação das anomalias e lineamentos discutidas(os) nesta secção. Na figura 1.1c apresenta-se a mesma carta, mas sob a forma de isolinhas com um espaçamento de 5 nT, sobreposta ao conjunto de lineamentos principais de Oliveira et al. (1992). Esta carta será especialmente útil mais à frente, quando discutirmos falhas, fracturas e outras estruturas da região em estudo.

Numa primeira análise qualitativa desta carta pode ver-se a zonação e orientação característica das estruturas Paleozóicas da zona Sul Portuguesa (aproximadamente N135E) e a sua forma global em "S". É também visível que o valor relativamente baixo da anomalia da bacia Paleozóica constituída pelos sedimentos do Grupo de Flysch do Baixo Alentejo se prolonga para Noroeste e Este, sendo limitada primeiro pelas anomalias do complexo subvulcânico de Sines e a Noroeste pela anomalia do Cabo Raso (anomalia L) e de Sintra. No entanto pode verificar-se que não existe uma correlação directa entre os valores das anomalias magnéticas e das formações geológicas da ZSP. As unidades vulcânicas da FP e Cercal podem no entanto identificar-se sem dificuldade. Elas aparentemente prolongam-se na margem Atlântica, embora o maciço subvulcânico de Sines camufle parte dessa continuidade.

Para Norte, a bacia de flysch Paleozóica é terminada por uma vasta anomalia positiva cuja fonte geológica se situa sob a cobertura Terciária do Vale do Tejo, embora a Leste se sobreponha aos granitos de duas micas e tonalitos da Zona de Ossa-Morena (anomalia J). Ainda no limite setentrional mas caminhando para Oeste, a depressão Paleozóica é confinada pela anomalia "negativa" da Bacia do Tejo e ainda pelas anomalias do manto basáltico de Lisboa, enquanto a Nordeste o limite com a Zona de Ossa-Morena é perfeitamente identificável, surgindo as anomalias de menor comprimento (anomalias F) de onda típicas desta zona (Miranda, 1989). A Noroeste, as vastas anomalias positivas do complexo subvulcânico de Sintra e as do Cabo Raso tornam obscura a continuidade das estruturas Paleozóicas.

O limite Norte da anomalia do Cabo Raso (L) está alinhado com o limite Sul da anomalia sobreposta no seu extremo oriental aos granitos e tonalitos de Ossa-Morena. O strike daquela anomalia é de cerca de 110°, discordante do correspondente à anomalia do Colector na Terra Nova, uma vez compensada a abertura do Atlântico (Elsa Silva, comunicação pessoal). Por outro lado, a falta de recolha e datação de amostras das fontes geológicas das anomalias do Cabo Raso e do Colector (Lefort, 1983), não permitem igualmente corroborar a hipótese de ligação das anomalias.

As estruturas vulcânicas da Faixa Piritosa e do Cercal parecem ter continuidade na margem Atlântica, visto que nesta zona surgem anomalias positivas com a mesma forma, orientação (N135E) e amplitudes semelhantes. O seguimento de blocos lito-cronológicos distintos deveria basear-se em medidas de susceptibilidades magnéticas e magnetismo residual. Estas medidas estão apenas disponíveis num número reduzido de locais, pelo que a interpretação será feita neste ponto de uma forma qualitativa. A localização das quatro faixas

anómalas em questão indica-se na figura 1.1b.

Três dessas anomalias situam-se em pleno oceano, a primeira a Oeste junto ao fim da carta (anomalia A), uma 2^a mais pequena a Nordeste (anomalia B) e a terceira no alinhamento Sines-Cabo Espichel (anomalia C). A quarta faixa anómala situa-se junto à linha de costa e tem uma direcção NNW-SSE, estendendo-se desde um pouco a Norte de Melides até à Foz do Sado (anomalia D). Embora de uma forma mais ténue, esta anomalia estende-se até à sondagem do Golfinho.

Aqui, as amostras recolhidas do soco indicam tratar-se de um filito com passagens de psamito com quartzo e muscovite (Texaco, 1975), possivelmente pertencente à formação filito-quartzítica da FP. Nesta sondagem não se detectaram indícios de vulcânicas no soco. No entanto, dragagens realizadas na vertente Sul do Canhão de Setúbal (38°2'N, 9°42'W, coordenadas geográficas datum europeu) detectaram a presença de unidades pertencente à ZSP, entre elas rochas vulcânicas pertencentes à FP. A proximidade deste local da anomalia mais afastada da costa, reforça a possibilidade destas quatro faixas corresponderem a unidades da FP.

Por outro lado, segundo Mougenot (1989) e Lefort (1981) esta sondagem situa-se sobre uma crista de soco Paleozóico que se estende desde as Montanhas do Príncipe de Avis até à Cadeia da Arrábida. Esta crista não é todavia visível na carta aeromagnética, embora a subida do soco na região do Golfinho seja visível nos perfis sísmicos (ver fig. 2.8, parte dois). Resta saber se a generalidade desta anomalia pode ser atribuída a uma subida do soco ou a variações litológicas dentro deste (episódios vulcânicos).

A partir do Cabo Sardão para Sul, as estruturas mudam para uma direcção aproximada Este-Oeste enquanto no continente a orientação é mais WNW-ESE. Esta região Sul Alentejana e Algarvia constitui uma vasta região de anomalia positiva com excepção de algumas pequenas anomalias "negativas" ligadas a estruturas diapíricas (Ribeiro et al., 1979). Esta subida do campo magnético não coincide com os limites da bacia Mesozóica do Algarve, devendo-se ou a intrusões vulcânicas ou à subida/variações litológicas do fundo ante-Fameniano da bacia de flysch Paleozóico. Junto ao litoral da margem Sul Algarvia a orientação dominante passa a ser Norte-Sul. A Oeste do Canhão de Portimão, surge uma zona anómala positiva em forma de triângulo (anomalia I) limitada a Oeste pela Falha da Messejana, (que faz a ligação com a região de orientação E-W das estruturas da Margem Oeste Ibérica) em que surgem uma série de anomalias positivas sem orientação aparente.

Sobre a Bordeira surge uma anomalia particularmente forte (anomalia P), que não tem relação com as formações existentes no local (formações de Bordaleta, Quebradas, Tercenas e Brejeira), visto que são compostas por unidades sedimentares pouco metamorfizadas (grauvaques, xistos argilosos, arenitos, etc.). Ela deve-se a "uplift" e episódios vulcânicos ocorridos no Kimeridgiano (Ramalho e Ribeiro, 1985). A região triangular e a zona de orientação E-W na margem Oeste, poderão ambas estar relacinadas com estes episódios ou com o Grupo do Sudoeste Algarvio, que como é sabido marca um ambiente de sedimentação distinto do Grupo de Flysch do B. A..

No continente, a ligação subsuperficial entre as rochas vulcânicas de Grândola e da

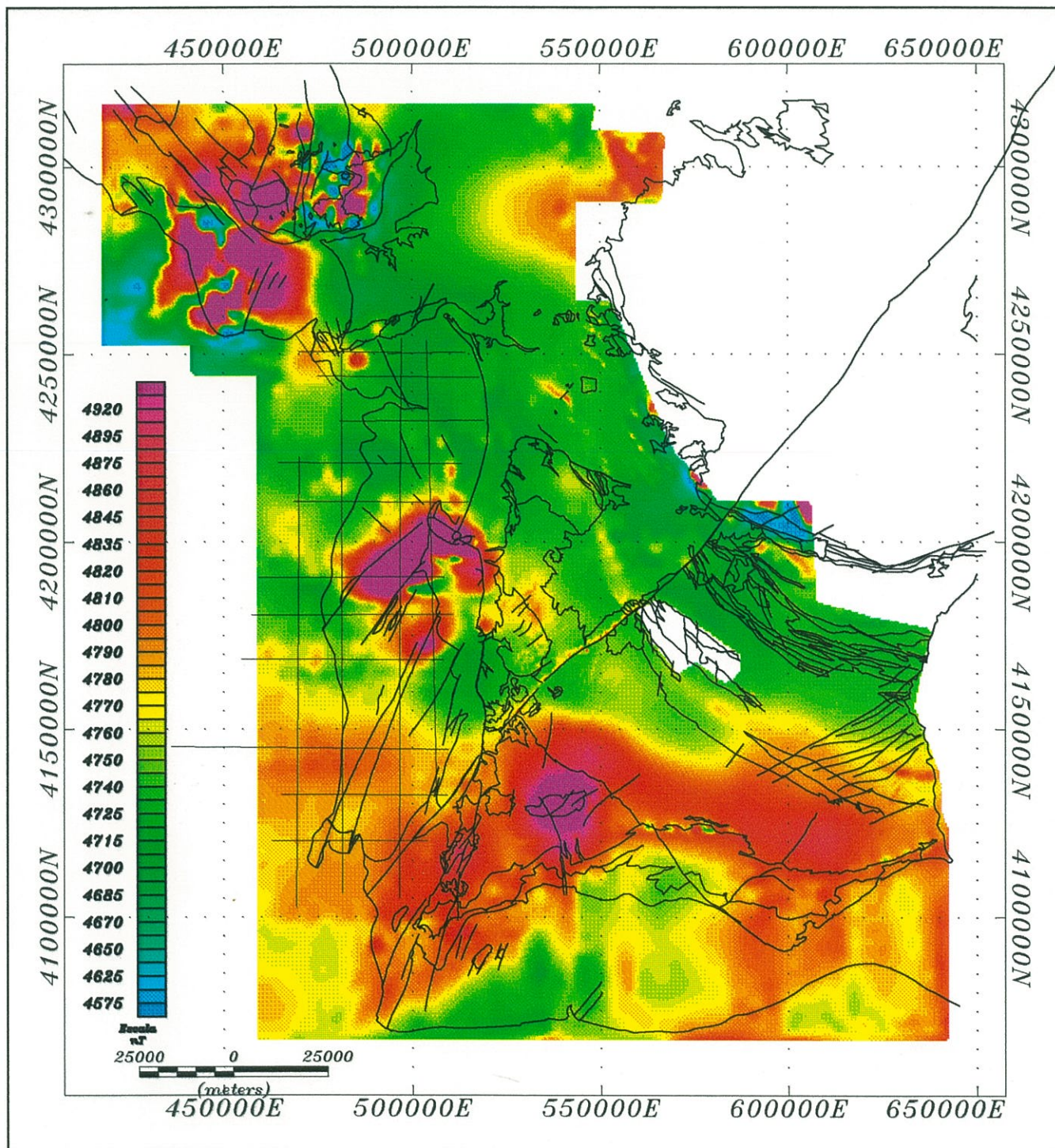


FIGURA 1.1A CARTA AEROMAGNÉTICA REDUZIDA AO POLO SOBREPOSTA A UMA VERSÃO SIMPLIFICADA DA GEOLOGIA DE PORTUGAL (OLIVEIRA ET AL., 1992). DISTINGUE-SE O CENOZÓICO DO MESOZÓICO, MAS SÓ PARA O PALEOZÓICO ESTÃO DISCRIMINADAS AS SUBUNIDADES (COM EXCEÇÃO DAS SUBUNIDADES DO COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR E DO CERCAL). REPRESENTA-SE TAMBÉM A LOCALIZAÇÃO DAS LINHAS G.S.I. USADAS NESTA TESE..

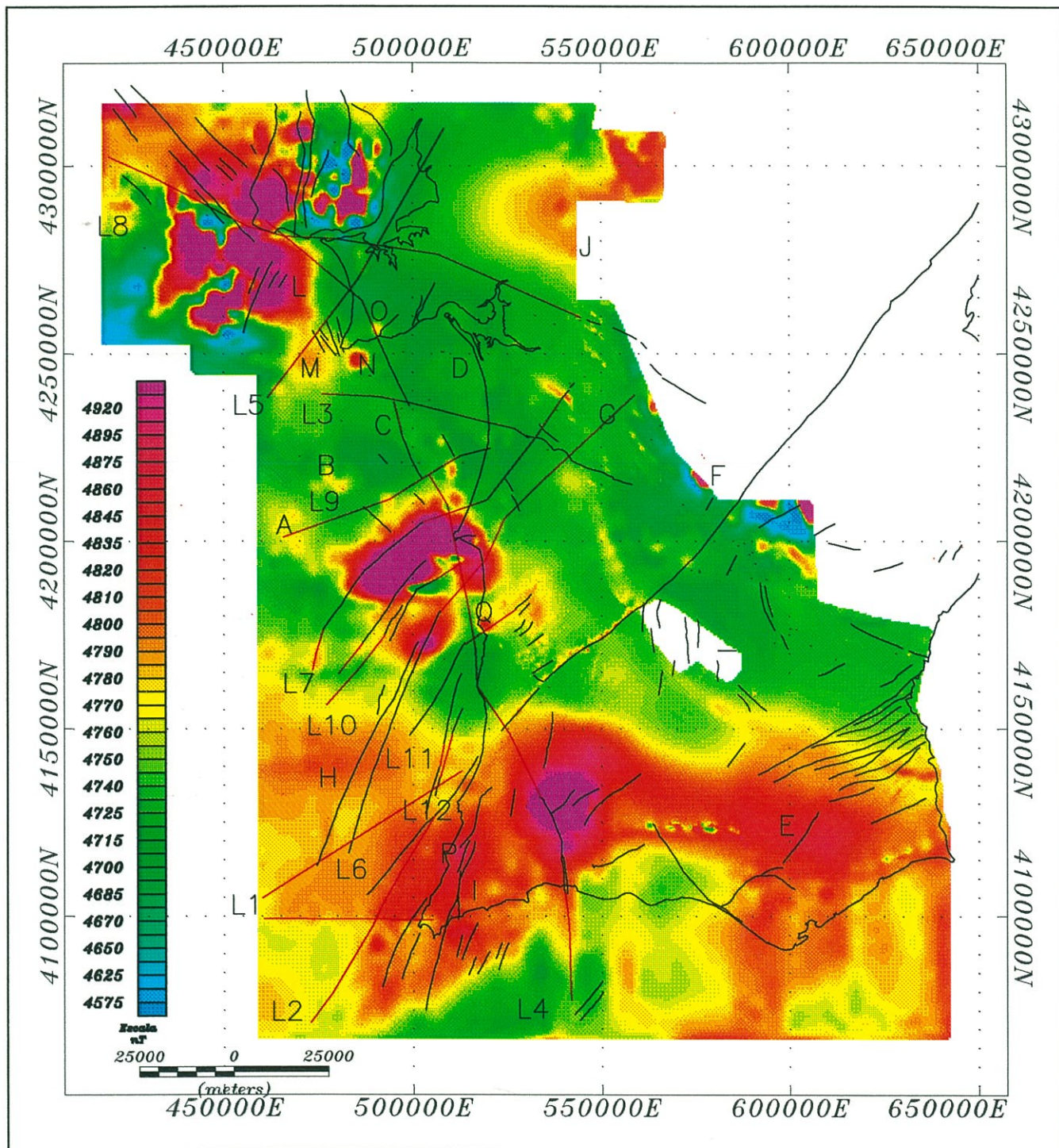


FIGURA 1.1b CARTA AEROMAGNÉTICA REDUZIDA AO POLO SOBREPOSTA A UMA VERSÃO SIMPLIFICADA DAS PRINCIPAIS FRACTURAS DE PORTUGAL (OLIVEIRA ET AL., 1992) COM A IDENTIFICAÇÃO DAS ANOMALIAS E LINEAMENTOS DISCUTIDOS NESTA TESE.. A COR MOSTRAM-SE AS FALHAS E LINEAMENTOS INCERTOS OU PROPOSTOS NESTA TESE.

Faixa Piritosa propriamente dita, já sugerida por dados gravimétricos e sondagens (Oliveira et al., 1984), tem também expressão magnética. Este alinhamento/eixo é continuado para Sueste da Faixa Piritosa entrando em território espanhol. Junto à fronteira localiza-se entre Alcoutim e Odeleite, zona onde algumas sondagens confirmam a presença de vulcânicas (Oliveira et al., 1984, 1992), conhecidas desde os levantamentos da Billington em 1985.

A Norte de Grândola, na região de Pego do Alter e Alcácer do Sal surgem também anomalias positivas de amplitude e orientação semelhante à dos episódios vulcânicos contemporâneos dos que originaram a Faixa Piritosa. Alguns escassos afloramentos entre a cobertura Terciária e resultados de sondagens confirmam-no (Oliveira et al., 1984, 1992). Algumas destas anomalias não correspondem todavia a afloramentos de vulcânicas conhecidos, nem foram ainda efectuadas sondagens no local. Destas anomalias salienta-se uma anomalia importante cortada por uma falha com componente de desligamento esquerdo, situada entre Alcácer do Sal e Grândola (anomalia G). A parte mais difusa desta anomalia prolonga-se para Noroeste até à Foz do Sado. O estudo mais detalhado destas anomalias no interior do continente foi feito noutra local (Torres et al., 1994).

É ainda bem visível o alinhamento com direcção aproximada N150E formado pelos maciços eruptivos de Monchique, Sines e Sintra. Este último faz parte duma vasta anomalia que se estende para o oceano não só para Oeste como para Sueste, junto ao Cabo Raso onde ocupa a maior parte da área total. As anomalias do manto basáltico de Lisboa juntam-se a este complexo de vulcânicas, tornando-o numa das características mais proeminentes da carta aeromagnética. No Maciço de Sintra as datações radiométricas indicam duas idades (90 e 75 m. a.) sendo a 2ª fase contemporânea das datações estabelecidas para os Maciços de Sines, Monchique e para o manto basáltico de Lisboa. Todos eles foram datados do Cretácico terminal (Storetvedt, 1987) e correspondem possivelmente a uma mudança de cinemática das placas tectónicas (Mougenot, 1989).

O dolerito da falha da Messejana, que corresponde a um episódio vulcânico Jurássico relacionado com a abertura do Oceano Atlântico, (Schermerhorn & Stanton, 1969 in Schermerhorn, 1971) é também bem visível no mapa. O prolongamento deste acidente tardi-hercínico (Ribeiro et al., 1979) através da margem Atlântica (Oliveira et al., 1984) tem sido muito discutido. Ele tem expressão magnética que coincide com a orientação que lhe tem sido atribuída, embora aquela sugira uma orientação mais NNE-SSE com uma diferença de alguns graus na sua parte mais meridional.

Um segundo lineamento no mar (L1) a norte deste e com direcção NE-SW, surge na carta magnética na direcção do troço continental da falha, antes de passar à direcção NNE-SSW junto ao litoral. Nenhuma falha foi cartografada à superfície nessa direcção e posição. Poderá ser uma falha sem expressão superficial, ou outra estrutura relacionada com o vulcanismo e "uplift" que ocorreu durante a abertura do Atlântico Norte (Jurássico Superior) na região do Sudoeste Algarvio (Ramalho e Ribeiro, 1985). Dada a influência das estruturas Paleozóicas nos processos tectónicos posteriores, não podemos excluir tratar-se de um acidente Hercínico reactivado durante a abertura do Atlântico ou durante os episódios compressivos do Cenozóico.

Um outro lineamento a Sul do troço submarino da Messejana e paralelo a esta foi proposto por Cabral e Ribeiro (1988), entrando no continente junto à Praia da Arrifana e

infectando para Norte quase ligando à Falha da Messejana perto de S. Teotónio (L2). O levantamento de alta resolução da Geoterrex sugere para o troço continental desta falha a presença de um dique básico, o que já foi sugerido por Domzalski (1969) ao interpretar o levantamento da Fairey Surveys. Este autor, prolonga o dique pelo Atlântico paralelamente à costa até à Praia da Bordeira, enquanto a Sul do Cabo de S. Vicente interpreta uma falha também com direcção NE-SW alinhada com o dique. Esta última falha foi cartografada por Oliveira et al. (1984). A carta aeromagnética reduzida ao polo mostra que os dois acidentes se encontram provavelmente ligados constituindo uma estrutura única.

A falha de Grândola, outro acidente tardi-hercínico mas de orientação WNW-ESE (Oliveira et al., 1984) e cujo prolongamento no oceano tem sido também aventado (Lefort, 1981; Cabral e Ribeiro, 1988), tem alguma evidência neste mapa magnético (L3). A bordadura Nordeste das vulcânicas de Grândola aparece no alinhamento do limite Norte da anomalia situada entre o Cabo Espichel e Sines que atrás relacionámos com a FP. O limite Sul da anomalia D (junto ao litoral) parece limitado por este lineamento mas sob a cobertura Cenozóica ele não é perceptível.

As técnicas de interpretação qualitativa usadas de seguida foram executadas sobre esta versão reduzida ao polo. Começamos por realizar prolongamentos analíticos para diversas altitudes com o objectivo de estudar a profundidade das fontes e proceder à diferenciação de unidades geológicas distintas. Na figura 1.2 apresenta-se o prolongamento para os 10 km, que permite identificar os grandes blocos tectónicos e visualizar estruturas proeminentes com raiz na crosta inferior. A direcção NW-SE dita Hercínica, continua visível através da anomalia de baixo valor relacionada com a bacia de flysch do Carbónico, mas as anomalias positivas de pequena e média amplitude associadas a episódios vulcânicos Paleozóicos desapareceram, o que significa que estão limitados à crosta superior.

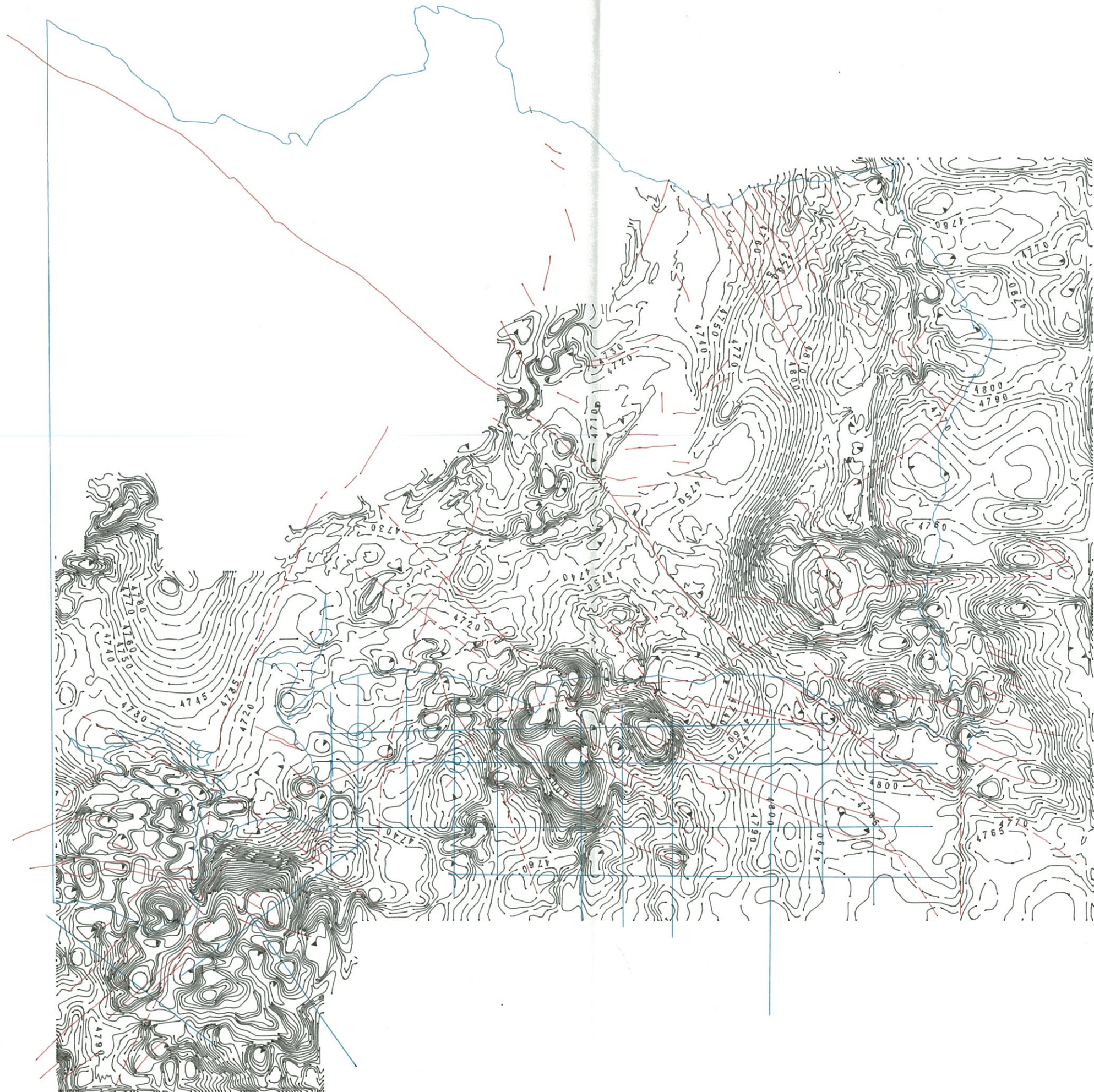
A Sul do Cabo Sardão a orientação das anomalias continua a ser E-W. A sua amplitude e comprimento de onda sugerem uma implantação profunda na crosta com outras anomalias de menor comprimento de onda mais superficiais, conforme é sugerido pela carta prolongada para os 2 km. Os três grandes maciços subvulcânicos de Sintra, Sines e Monchique mantêm toda a sua importância o que aponta para que a sua génese tenha ocorrido na crosta inferior ou manto superior. Note-se que as áreas de maior amplitude das anomalias não coincidem com os locais de afloramento (com excepção de Monchique).

A anomalia positiva de grande amplitude situada a Este de Monchique e a Norte de Faro (anomalia E), embora se tenha reduzido substancialmente continua a manter uma dimensão regional, tratando-se portanto também de uma estrutura com raízes profundas na crosta. A anomalia no canto superior direito do mapa (J), cuja fonte estará sob a cobertura Cenozóica, ligada a Leste com formações granitóides e tonalitos do maciço de Évora (Zona de Ossa-Morena), é a última estrutura visível no mapa prolongado para os 10 km. Pela carta não prolongada verifica-se que se prolongam para Oeste sob a cobertura Terciária. Segundo Matte (1986), estes granitóides calco-alcalinos tardi-variscos, são resultantes da fusão parcial da crosta inferior com contribuição do manto superior. A sua "raiz" profunda tem apoio nesta versão prolongada do mapa aeromagnético.

A versão da carta prolongada para os -700 metros mostra que apesar da relativa superficialidade das rochas vulcânicas associadas à Faixa Piritosa, parte importante permanece

PÁGINA AO LADO :

FIGURA 1.1C CARTA AEROMAGNÉTICA REDUZIDA AO POLO À ESCALA DE 1: 1.000.000, SOBREPOSTA AOS PRINCIPAIS SISTEMA DE FALHAS DIGITALIZADOS A PARTIR DA CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL (OLIVEIRA ET AL., 1992). A TRACEJADO INDICAM-SE AS FALHAS NÃO CONHECIDAS OU INCERTAS QUE SÃO DISCUTIDAS NESTE TRABALHO.



abaixo daquela profundidade. Pode ver-se na figura 1.3 que a maioria das zonas anómalas presentes na carta das anomalias reduzidas ao polo, mantêm ou aumentam a sua expressão. A anomalia situada entre Alcácer e Grândola (G), aumentou a sua importância, pelo que o corpo anómalo deve ser intra-soco, visto que na zona o Paleozóico situa-se a algumas centenas de metros de profundidade. O eixo de vulcânicas de Grândola a Messejana mantêm-se praticamente inalterado. Juntamente com a anomalia entre Grândola e Alcácer e a do Cercal surgem numa versão da carta aeromagnética prolongada para os 2 km (não apresentada na tese), pelo que estas serão estruturas com alguma espessura.

A informação estrutural proveniente dos perfis de reflexão sísmica que apresentámos no ponto II, juntamente com modelação (ponto seguinte), permitirá lançar algumas pistas que possibilitem determinar se as anomalias no oceano (A, B, C e D) se devem a relevo do soco, ou a alguma alteração litológica associada a episódios vulcânicos do tipo Faixa Piritosa, ou outros. Algumas medidas de susceptibilidades magnéticas recolhidas em sondagens ajudar-nos-ão nesse sentido.

O prolongamento da Falha da Messejana na margem oceânica continua perfeitamente notório o que atesta que continua a ser um acidente importante nesta zona. Ao contrário, a Falha de Grândola não é realçada, embora o alinhamento referido atrás continue evidente. Todavia, só a parte final deste lineamento corresponde ao prolongamento proposto por Cabral e Ribeiro (1988), que alinha com o Canhão de Setúbal. A incerteza resulta da falta de nitidez do lineamento sob a cobertura Cenozóica. Se isso se deve ao fim da falha sob a cobertura do Terciário ou a um fraco contraste magnético de ambos os lados da falha e/ou ao abatimento do soco nessa região fica por esclarecer. O mapa da profundidade do soco (fig.2.8 da parte II) na plataforma e as sondagens do Golfinho e do Paio, indicam todavia que entre Setúbal e Sines, a partir da linha de costa, o soco cai abruptamente.

As duas anomalias circulares junto ao Cabo Espichel, uma em terra (O), a outra no mar (N), formam um alinhamento cujo prolongamento para SW se encontra na direcção da anomalia M perto do Cabo Espichel. Esta anomalia estende-se para Sudoeste e limita claramente a região das estruturas com orientação dita Hercínica (N135E). A anomalia situada entre Sesimbra e o referido cabo (C), corresponde à série vulcano-sedimentar básica hetangiana do complexo margo-carbonatado de Silves e a um sistema de diques básicos do Cretácico terminal, que afloram nesse local (Manupella, 1995). A anomalia submarina terá possivelmente natureza semelhante. O perfil sísmico 47 (ver fig. 2.4 da parte II para a identificação dos perfis) mostra também nesse local sinais de uma intrusão, com dobramento e levantamento de sedimentos. Surgem na carta aeromagnética prolongada para os 2 km (não apresentada aqui), pelo que serão estruturas com alguma espessura.

As restantes anomalias associadas a episódios vulcânicos Paleozóicos mantêm o seu aspecto, surgindo bem individualizadas. As anomalias situadas a Norte de Alcácer, algumas delas aflorantes, devem por isso atingir alguma extensão em profundidade apesar de pouco extensas à superfície. As anomalias situadas para Norte do Cabo Sardão na margem Atlântica surgem bem delimitadas talvez até um pouco realçadas em relação à carta não prolongada. Este facto deve-se a que a profundidade do fundo oceânico na região em que se situam tem em média centenas de metros, podendo mesmo ultrapassar os 1000 metros em algumas regiões, devendo ainda ter-se em conta a cobertura de sedimentos sob o soco Paleozóico. Se as fontes geológicas correspondentes a essas anomalias forem episódios vulcânicos de idade

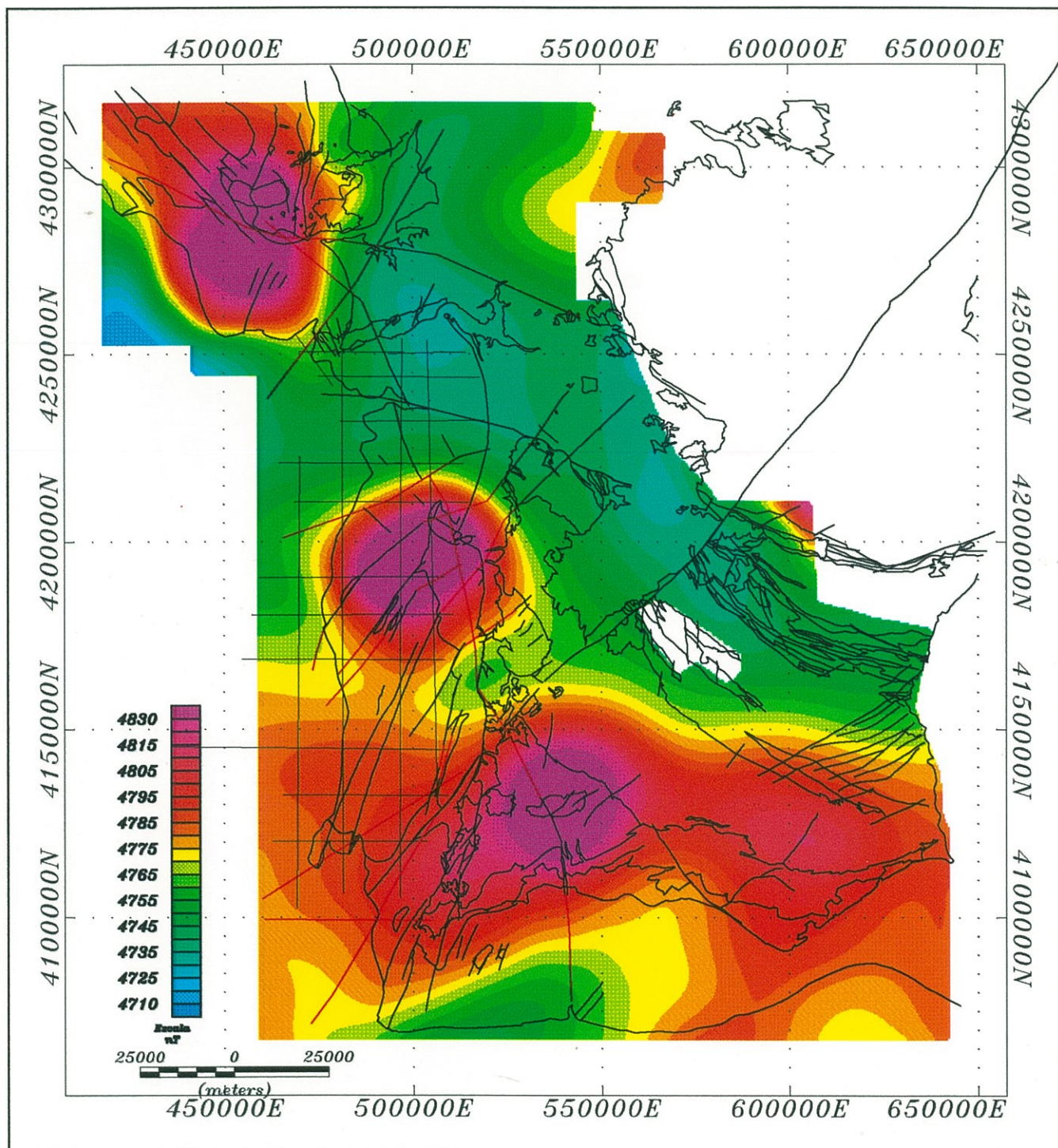


FIGURA 1.2 PROLONGAMENTO ANALÍTICO PARA OS 10 KM DA CARTA AEROMAGNÉTICA.

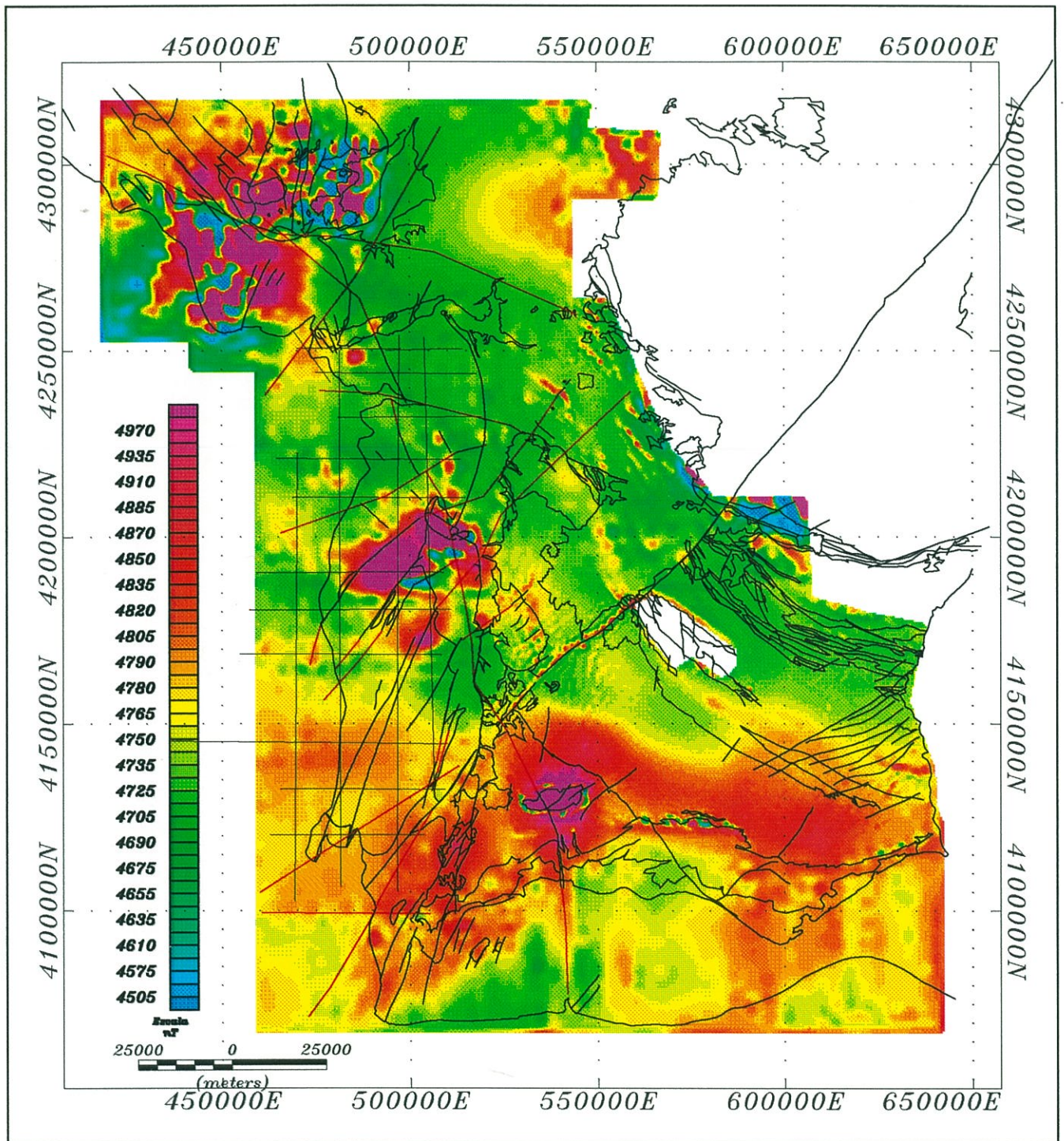


FIGURA 1.3 PROLONGAMENTO ANALÍTICO PARA OS -700 METROS DA CARTA AEROMAGNÉTICA.

ante-Mesozóica, a sua profundidade será em muitos locais igual ou superior à profundidade do prolongamento efectuado e daí terem mantido a sua fisionomia.

O desligamento direito unindo os Maciços de Sintra, Sines e Monchique e prolongado para além deste até ao oceano com direcção N-S (L4) passando por Portimão (Ribeiro et al., 1979; Cabral e Ribeiro, 1988), tem algum suporte nesta carta aeromagnética. Note que a anomalia terrestre do Cabo Espichel (O) alinha com o traçado proposto da falha na Península de Setúbal, corta a anomalia entre o Cabo Espichel e Sines (C), bem como o Maciço de Sines junto à linha de costa e passa ainda entre as anomalias positivas situadas sobre Vila Nova de Mil Fontes (anomalia Q) e sobre o perfil 66, onde é notada através de uma inflexão das isolinhas do campo magnético anómalo. A ligação da parte emersa até Monchique não é clara, embora seja notada no limite exterior da anomalia de Monchique uma pequena inflexão que pode corresponder à saída da falha. A Sul de Monchique, surge uma fractura que vem desde o oceano a Sul de Portimão, até ao interior do Maciço de Monchique (Oliveira et al., 1984). Esta última falha, um acidente tardi-varisco (Mougenot, 1989) alinhado com o canhão de Portimão, é também nitidamente visível na magnética.

De forma a realçar blocos, estruturas e lineamentos calculámos as cartas das 2^{as} derivadas verticais, 1^a derivada vertical, gradiente horizontal, filtragem direcciona, residual e técnicas de iluminação rasante. Para não tornar demasiado extenso este trabalho, mostraremos apenas as mais relevantes.

Nas cartas de filtragem direcciona e iluminação rasante, escolheram-se direcções em torno da direcção de zonação (NW-SE) da Z SP (Ribeiro et al., 1979; Silva et al., 1990, etc.) e das principais direcções de fracturação tardi-hercínica (NW-SE a NNW-SSE e NNE-SSW a ENE-WSW (Ribeiro et al., 1979) de forma a salientar estruturas e lineamentos com essas direcções. A filtragem das direcções não compreendidas entre $NE \pm 45^\circ$ mostra claramente o prolongamento da Falha da Messejana para Sul do Cabo de S. Vicente. A direcção é aproximadamente NE-SW, tal como propõem Oliveira et al. (1984) e também Cabral e Ribeiro (1988).

As cartas de iluminação rasante mostraram bastante mais detalhe, especialmente na região do levantamento da Geoterrex, cuja resolução é superior à do levantamento da Faireys Surveys. As cartas de anomalias coloridas têm por vezes escalas de cor grosseiras para anomalias de pequena amplitude e por vezes muitos detalhes são perdidos. As cartas em relevo calculam (Dods et al., 1984) para um dado ponto, a intensidade da luz reflectida por um dado elemento de superfície para uma fonte luminosa situada a uma certa distância e orientação. Se cada pixel for considerado um elemento de superfície e x, y, z forem os eixos cartesianos usuais, os gradientes $p = \partial z / \partial x$ e $q = \partial z / \partial y$ podem ser calculados pelas diferenças finitas. A multiplicação por um factor de escala em nT/m torna-se necessária visto que o eixo z corresponde no nosso caso ao valor da anomalia do campo magnético. Como se pretende apenas realçar variações do campo magnético mais suaves, factores como a reflexão mútua e sombreado entre elementos de superfície diferentes, difusão na atmosfera, etc., não são necessários.

Admitindo que a superfície de observação está a grande distância da superfície iluminada e que esta é um difusor perfeito, podemos considerar que a intensidade da luz reflectida é independente da posição do observador. Pode provar-se (Horn & Bachman, 1978),

que a intensidade da luz reflectida por um elemento de superfície, é proporcional ao coseno do ângulo (λ) entre o vector normal ao elemento de superfície e o vector da direcção da fonte luminosa. Como a posição da fonte pode ser dada em função da inclinação e declinação podemos exprimir o coseno de λ em função destas duas variáveis (Dods et al., 1984):

$$\cos \lambda = \frac{-p \cos \theta \cos \phi - q \sin \theta \cos \phi + \sin \phi}{\sqrt{p^2 + q^2 + 1}}$$

Podemos então exprimir a intensidade luminosa em função da declinação e inclinação da fonte e de um factor de escala adequado. Nas figuras 1.5 e 1.4 mostra-se a carta aeromagnética a preto e branco para uma inclinação de 40° e declinações de 45° e 135°, respectivamente.

O zonamento da ZSP é perfeitamente identificável na carta com declinação perpendicular a esta direcção. Nesta carta todavia, a orientação Hercínica continua para NW da anomalia do Espichel, o que não sucedia nas figuras anteriores. Esta orientação poderá corresponder a estruturas Variscas ou então à influência destas na disposição dos episódios intrusivos do Cabo Raso e Sintra.

A região das vulcânicas do Cercal mostra-se como uma zona irregular mas de pequena amplitude. A sua continuidade para a margem atlântica continua nebulosa devido não só à mudança para o levantamento da Fairey, cuja resolução é claramente inferior, mas também devido à presença de outras anomalias relacionadas com episódios mais recentes. Mesmo com estas dificuldade, entre a anomalia de Vila Nova de Mil Fontes (Q) e as anomalias associadas a Sines no Atlântico, não se notam anomalias positivas que se possam associar aquelas vulcânicas. Estas parecem terminar pouco depois da linha de costa. A continuação até ao Maciço de Sines sob a cobertura Cenozóica existe certamente, pois surgem pequenos afloramentos junto à linha de costa (Oliveira et al., 1984).

Para Sueste, a zona de "terreno" irregular continua alargando-se até à Falha da Messejana. Este "crescimento" da anomalia só surgiu na carta prolongada para os -700 metros. Também aí parecia prolongar-se para além da Messejana, o que é também visível nas cartas em relevo. A Norte da Falha da Messejana surgem uma série de lineamentos com orientação NE-SW, enquanto na parte sul da região anómala surge outro de conjunto de filamentos radiais em torno de Monchique. Poderão ser falhas ou diques associados à colocação daquele complexo eruptivo.

Na carta reduzida ao polo, é visível apenas uma anomalia de amplitude mais baixa que a da região circundante pelo que, associada á orientação dos lineamentos existentes, pode concluir-se que se trata de uma anomalia distinta daquelas a Noroeste da Falha da Messejana. Uma outra anomalia positiva, de pequena amplitude e de área mais reduzida, surge no mapa reduzido ao polo a Este daquela. Ela é visível nas cartas em relevo como uma zona brilhante. As duas regiões anómalas situam-se sobre a formação de Mira (Grupo Flysch B.A.) e na zona não são conhecidas vulcânicas.

A Sul de Sines, um lineamento com direcção NE-SW surge na carta com declinação de 135°. Ele, vem desde a região a Noedeste da anomalia de Grândola-Alcácer (G), passando a Sul desta e a Norte de Porto Covo, prolongando-se para o mar rodando a Sul do Cabo Sardão para uma orientação NNE-SSW (L6). No mar são visíveis duas falhas extensas

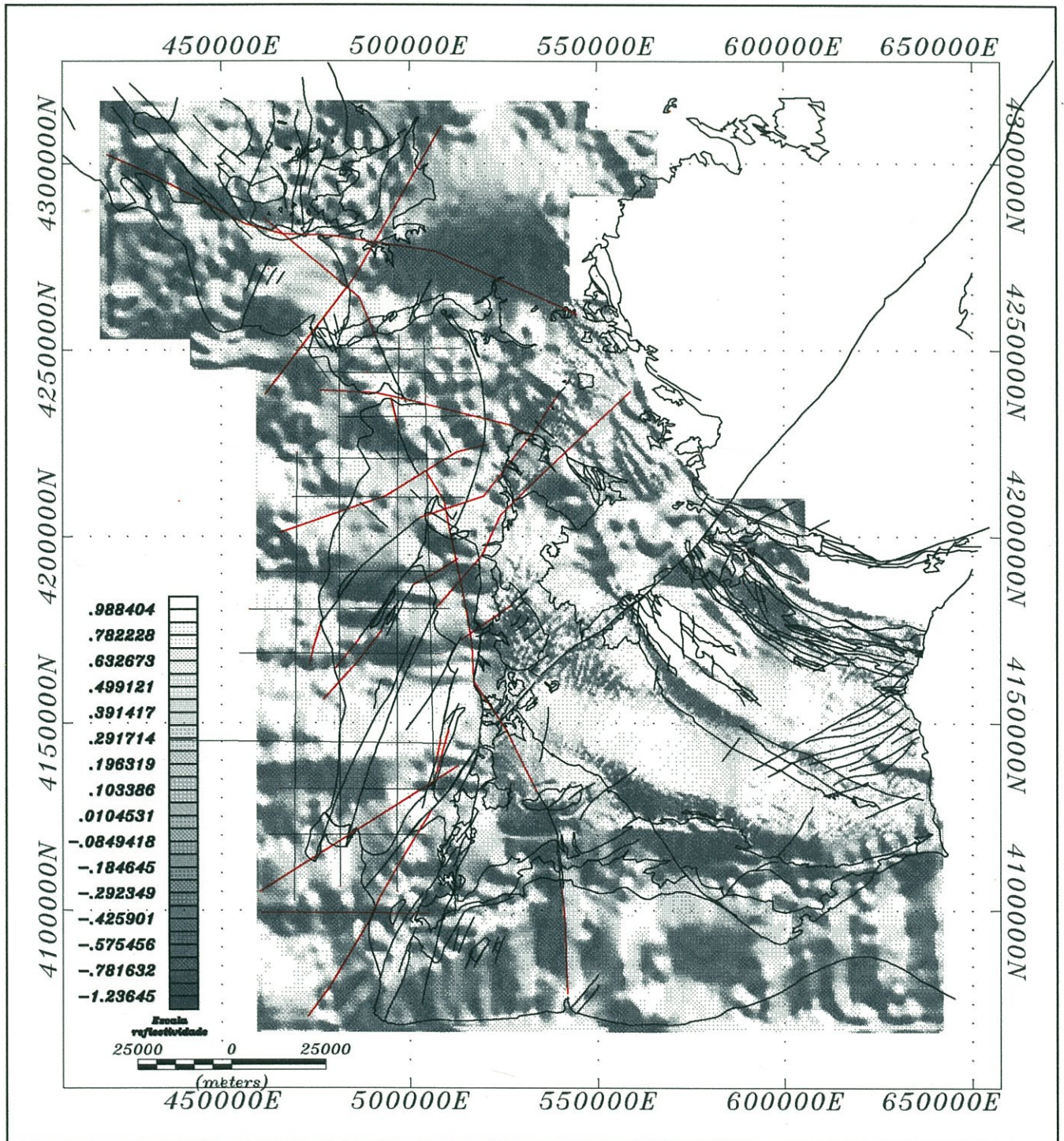


FIGURA 1.4 CARTA EM RELEVO DA CARTA AEROMAGNÉTICA. POSIÇÃO DA FONTE LUMINOSA: DECLINAÇÃO=45°; INCLINAÇÃO=40°. FACTOR CONVERSÃO: 2.000.

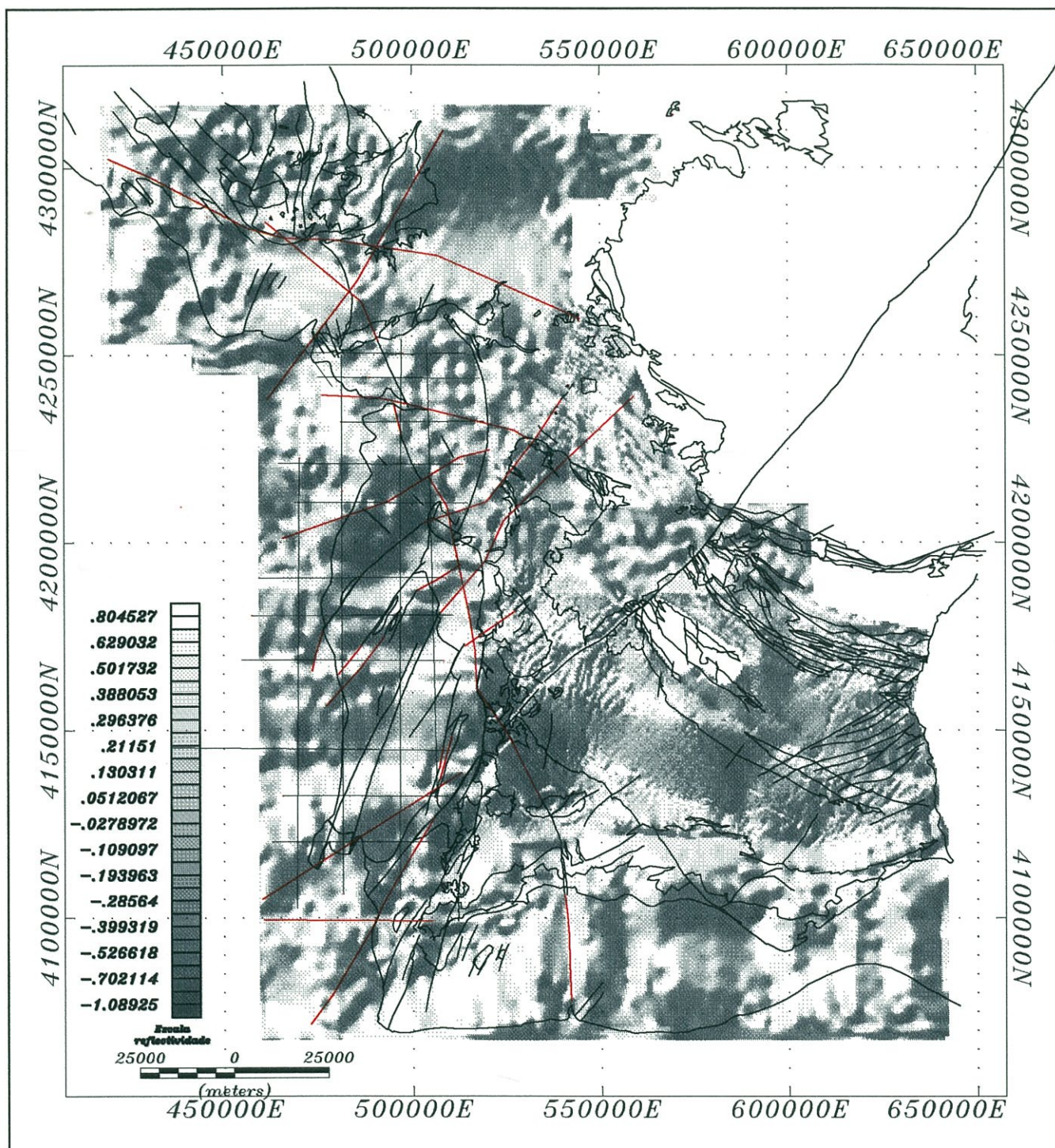


FIGURA 1.5 CARTA EM RELEVO DA CARTA AEROMAGNÉTICA. POSIÇÃO DA FONTE LUMINOSA: DECLINAÇÃO=135°; INCLINAÇÃO=40°. FACTOR CONVERSÃO: 2.000.

paralelas e que terminam quando o soco aflora e que são coincidentes com esses alinhamentos magnéticos. É pois provável que essas falhas continuem para o continente, embora em profundidade, visto que não foram cartografadas na geologia superficial (Oliveira et al., 1984; Cabral e Ribeiro, 1988, etc.). O prolongamento para Nordeste é também sugerido pela carta magnética, embora de uma forma menos clara.

A Norte de Sines, a direcção Hercínica é bem nítida quer em terra quer no mar. Um outro alinhamento, subparalelo (NE-SW) daquele e situado a Norte (L7), pode ser observado. Ele aparenta terminar mais para Nordeste, junto às vulcânicas da zona de Santa Susana. Corta claramente a anomalia de Grândola-Alcácer (com componente de desligamento esquerdo, pelo que poderá ser um acidente tardi-hercínico reactivado) e prolonga-se para SW, terminando junto a Santo André (Santiago do Cacém). De uma forma algo difusa continua no oceano, podendo eventualmente ligar-se a outra falha (Oliveira et al., 1984) com componente normal (Mougenot, 1989), igualmente com direcção NE-SW. O troço continental entre a anomalia de Grândola-Alcácer (G) e o afloramento de soco Paleozóico a Sul de Grândola, tem forte apoio num levantamento radiométrico realizado pela companhia Rio Artézio. Esse levantamento, expresso em contagens totais, mostra não só um lineamento como claras diferenças de comportamento de cada lado dessa linha.

As cartas do gradiente horizontal (fig. 1.6) e da 2ª derivada vertical (fig. 1.7) mostram igualmente os detalhes que acabámos de referir. A carta do gradiente horizontal mostra preferencialmente limites entre blocos litológicos distintos e estruturas e lineamentos com uma certa dimensão. Podemos observar distintamente a presença das unidades vulcânicas Hercínicas e quatro faixas no oceano com características semelhantes que poderão ser a continuidade daquelas. O desligamento esquerdo que corta a anomalia de Grândola-Alcácer (L7) não mostra no entanto qualquer continuidade para o mar.

A Falha da Messejana surge também claramente quer em terra quer no Atlântico, tal como os maciços subvulcânicos Sintra, Sines e Monchique. A carta da 2ª derivada vertical mostra as zonas de maior curvatura das anomalias magnéticas tornando-se ideal para detectar estruturas mais localizadas. Nela pode ver-se o lineamento que passa a Sul da anomalia de Grândola-Alcácer e se prolonga no oceano passando junto a Porto Covo (L6). O lineamento que corta a anomalia G (L7) é aqui visível, embora não tão nitidamente com o anterior. A sua orientação é coincidente com a do alinhamento radiométrico referido atrás. As estruturas radiais em torno do Maciço de Monchique, bem como a extensão das vulcânicas do Cercal, são realçadas nesta carta.

Nas cartas reduzida ao polo, prolongada para os -700 metros e de uma forma menos clara, na carta do gradiente horizontal, podem observar-se dois lineamentos importantes. Um diz respeito ao lineamento do Vale Inferior do Tejo (L5), que tem sido assinalado por fotografia aérea ou por satélite (Conde e Santarém, 1976, Cabral e Ribeiro, 1988) mas não atinge a superfície. Na carta magnética, a Nordeste ele limita a anomalia que associámos aos granitos e tonalitos de Ossa-Morena sob a bacia Cenozóica do Tejo (J), continua para Sudoeste passando por uma pequena anomalia circular junto a Almada e mais para SW separa a anomalia do Cabo Raso (L) das anomalias do Cabo Espichel (N e O; compare figuras 1.1a, 1.3 e 1.6).

O segundo alinhamento tem direcção WNW-ESE e separa a anomalia do Cabo Raso

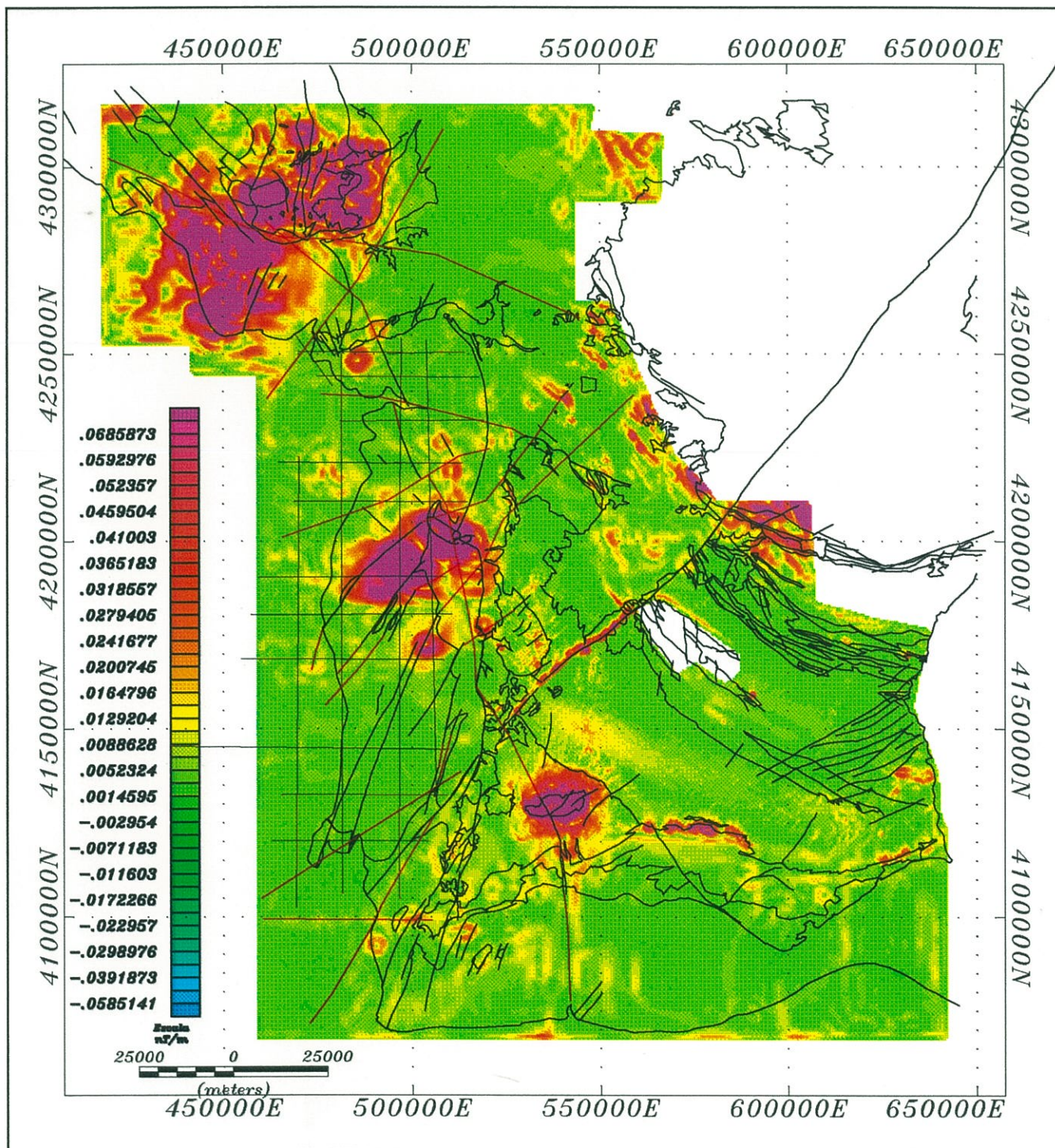


FIGURA 1.6 CARTA DO GRADIENTE HORIZONTAL DA CARTA AEROMAGNÉTICA.

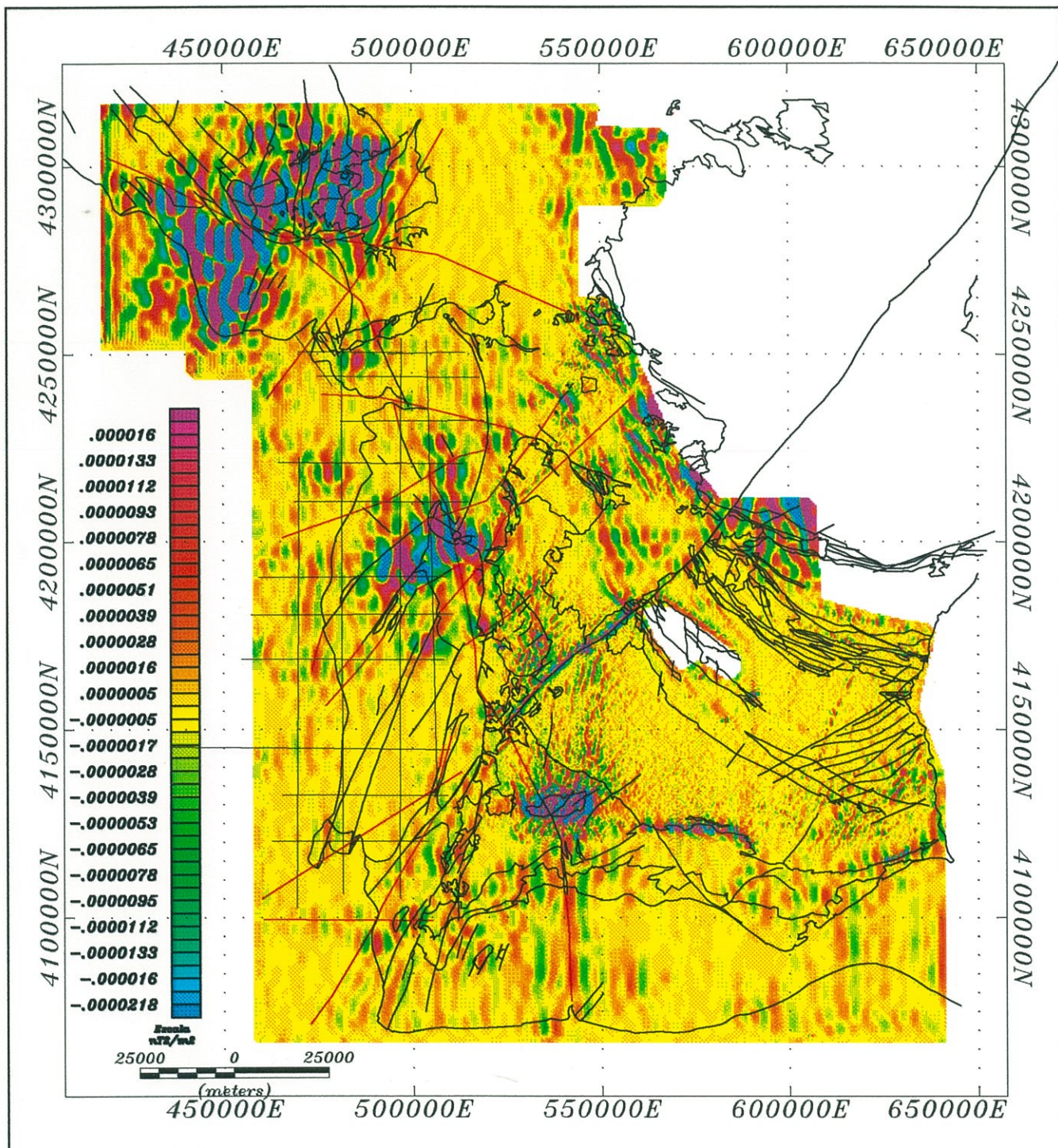


FIGURA 1.7 CARTA DA 2ª DERIVADA VERTICAL DA CARTA AEROMAGNÉTICA.

da anomalia do Maciço de Sintra (L8). Esta orientação pode ser vista através do alinhamento dos picos de maior amplitude da anomalia, que atingem centenas de nT, chegando um deles aos 4.000 nT (Allen, 1965). Prolonga-se para terra numa direcção ESE, limitando o bordo Sul da referida anomalia associada aos granitos de Ossa-Morena. Este alinhamento tem a localização da zona de sutura entre as zonas Sul-Portuguesa e Ossa-Morena proposta por Capdevila e Mougenot (1988) mas o acontecimento do Cabo Raso será mais provavelmente uma intrusão básica ligada à implantação do manto basáltico de Lisboa e do Maciço de Sintra.

O último lineamento (L9) que faremos referência é aparente na carta reduzida ao polo (fig. 1.1a e 1.1b) e na carta em relevo com declinação de 135° (fig. 1.5). Nas primeiras visualiza-se a parte imersa, que poderá corresponder a uma fractura que, de acordo com o mapa de profundidades do Paleozóico obtido a partir da interpretação dos perfis sísmicos, poderá corresponder a um primeiro levantamento daquela unidade devido à implementação do maciço de Sines. A porção emersa, visível apenas na carta em relevo, poderá ou não, corresponder a um acidente geológico. Adiante se discutirá essa possibilidade.

Finalizada esta análise qualitativa da carta aeromagnética, no ponto seguinte tentaremos determinar a possibilidade de as estruturas com orientação dita Hercínica junto à margem Atlântica a Norte de Sines, corresponderem de facto a episódios vulcânicos contemporâneos do vulcanismo bimodal do Cercal ou da Faixa Piritosa. Utilizando modelação magnética (embora sem força de prova, dada a não unicidade desta técnica), poderemos obter algumas indicações que, com a contribuição da informação sísmica e geológica (sondagens, dragagens e carotagens), permitirá esclarecer melhor esta questão.

1.2 Informação gravimétrica

Comparando a carta aeromagnética reduzida ao polo e a compilação de dados gravimétricos do Getech (fig 1.1a da parte IV e 3.6 da parte III), podemos constatar a similariedade global entre as curvas isoanómalas dos dois mapas nos comprimentos de onda médios e longos. Essa semelhança, envolve não só a forma das isolinhas como o seu sinal. No continente, a escassez de pontos gravimétricos impede uma comparação nos comprimentos de onda curtos.

A carta gravimétrica mostra claramente a orientação WNW-ESE da região Sul Alentejana e Algarvia rodando para a direcção E-W na margem Ocidental. A anomalia de Portimão (I) tem igualmente forte expressão gravimétrica, sendo limitada na margem Oeste pela falha de Odemira-Ávila. O segundo lineamento de direcção NE-SW que tem a direcção da Falha da Messejana em terra (L1), é também visível na gravimetria. O limite Sul desta estrutura, que tem nitidamente orientação E-W, é agora menos claro que na magnética embora seja discernível. Foi interpretado por Domzalski (1969) como uma grande dobra.

A estrutura com direcção E-W que surge como uma anomalia magnética positiva a Sul da linha sísmica GSI 67 e muito próxima desta (anomalia H), aparece na carta gravimétrica também como uma anomalia positiva. As últimas anomalias magnéticas com direcção E-W na margem ocidental, situadas sobre a linha GSI-63, surgem de uma forma difusa na gravimetria mas a sua orientação E-W é indiscutível.

A partir desta linha para Norte entra-se numa região de valores elevados do campo gravítico, contrariamente ao que sucede na magnética, onde se entra numa zona de fraco gradiente e valores do campo mais baixos. Este conjunto de anomalias gravimétricas de orientação SW-NE, cujo pico de maior amplitude coincide com as montanhas do Príncipe de Avis, vão ligar-se com as anomalias do macico de Sines, podendo constituir o prolongamento deste complexo subvulcânico. Todavia, a interrupção mais a NE desta estrutura na carta aeromagnética, elimina essa possibilidade, devendo a magnética marcar o fim do maciço, sendo o resto da anomalia gravimétrica devido a "uplift" do soco Paleozóico e a relevo submarino.

A Norte desta estrutura, pode verificar-se a presença de inflexões das isoanómalas gravimétricas, que correspondem a anomalias positivas de pequena amplitude. A sua posição geográfica coincide com a das anomalias magnéticas positivas que podem estar associadas a episódios vulcânicos ácidos e básicos contemporâneos da FP ou Cercal. A sua continuidade para Noroeste está todavia limitada na gravimetria pela presença do Canhão de Setúbal, que constitui uma anomalia negativa de orientação SW-NE nesta região. Entre as linhas sísmicas GSI-49 e 51, esta anomalia negativa toma a direcção E-W do referido canhão.

A Leste da linha GSI-68, surge um gradiente que conduz a anomalia para valores positivos. Depois da anomalia D de direcção Hercínica (N135°E), a anomalia positiva continua para o interior do continente com direcção E-W, embora em terra tenha valores mais baixos que nas áreas circundantes. Para além desta estrutura, no continente a orientação das estruturas é claramente NW-SE, embora os episódios vulcânicos não sejam visíveis com a mesma clareza que na carta aeromagnética. Muitos deles estão até ausentes (caso da anomalia de Grândola-Alcácer/G), enquanto outros não surgem com a mesma extensão que lhes é reconhecida no terreno e por inferência de métodos geofísicos ou sondagens (eixo de vulcânicas de Grândola-Faixa Piritosa).

Este facto sucede em parte devido ao escasso número de pontos usado na construção da carta gravimétrica terrestre. Todavia, um levantamento gravimétrico de boa resolução na região realizado pela Rio Arzezia, mostra que algumas das anomalias magnéticas não têm equivalente gravimétrico. Este aspecto deve-se ao fraco contraste de densidade entre as unidades vulcânicas Paleozóicas e as formações sedimentares da mesma época, o que foi constatado numa análise que efectuámos aos resultados das medições de densidade, em sondagens realizadas pela Rio Arzezia na região de Grândola-Alcácer.

Três anomalias são no entanto de realçar. Primeiro, pode notar-se o eixo de vulcânicas entre Grândola e a Faixa Piritosa, apesar das vulcânicas de Grândola não serem visíveis e a Faixa Piritosa propriamente dita seja apenas detectável por uma inflexão das isoanómalas. A Oeste desta anomalia surge um mínimo local que se deve à cobertura Terciária da Bacia de Alvalade a Norte e Leste de Aljustrel.

A segunda anomalia diz respeito ao Cercal. Duas anomalias gravimétricas positivas com orientação aproximada N135°E assinalam a presença destas rochas vulcânicas. Apesar de a carta magnética mostrar o bordo Leste da anomalia rodar para uma direcção N-S sob a Formação de Mira e a prolongar-se para além dos terrenos vulcânicos aflorantes, a presença de magnetismo residual nas amostras recolhidas na zona (L. Torres, comunicação pessoal) sugeriam a possibilidade de haver um mau posicionamento da anomalia quando da redução

ao polo da carta aeromagnética. No entanto, a sua extensão para N-NE (4-5 km) é demasiado grande para ser esta a explicação.

O facto de o centro da anomalia gravimétrica coincidir com o da anomalia magnética, sugere que pode haver realmente um bom posicionamento desta, o que implicaria o prolongamento das rochas vulcânicas para Nordeste sob a cobertura de flysch durante vários quilómetros. Estudos recentes, incluindo um levantamento magnético de boa resolução na região realizado pela Empresa Mineira do Cercal, indicam que na zona existe um sistema de diques básicos não aflorante muito possivelmente formado no Cretácico terminal (Alberto Costa, comunicação pessoal), o que explica a extensão da anomalia relativamente ao afloramento das vulcânicas paleozóicas.

A gravimetria, tal como a magnética, sugere ainda o prolongamento desta unidade para Oeste sob a cobertura Cenozóica, numa faixa entre Vila Nova de Mil Fontes e Sines. Alguns pequenos afloramentos da formação de S. Luís (xistos e tufitos), e outro de tufos ácidos e felsitos junto à linha de costa (Oliveira et al., 1984, 1992), confirmam esta hipótese. Já no mar, as dúvidas começam: enquanto a gravimetria sugere o prolongamento da unidade na direcção da linha GSI-61, a magnética mostra uma anomalia forte sobre Vila Nova de Mil Fontes (Q) e o fim da anomalia situada a Oeste da linha de costa e entre aquela localidade e Porto Covo. Esta diferença pode todavia não corresponder a uma realidade geológica mas dever-se à fraca qualidade dos dados gravimétricos em terra e à menor resolução da carta aeromagnética a partir da linha de costa.

Na continuação para Noroeste das unidades vulcânicas do Cercal, junto ao Cabo de Sines, a ligação entre as anomalias gravimétricas e magnéticas do Cercal com a anomalia do afloramento ígneo de Sines, sugere que esta actividade do Cretácico terminal afectou em profundidade as formações mais antigas e mascara o possível continuidade destas para Noroeste.

A terceira anomalia proeminente na parte terrestre do mapa gravimétrico que pretendíamos realçar, situa-se no limite Nordeste da carta aeromagnética (anomalia F). Apenas o início das anomalias magnéticas de curto comprimento de onda da Zona de Ossa-Morena podem visualizar-se. Na carta gravimétrica, constitui uma anomalia positiva de forte amplitude e relativamente contínua cujo limite Sul-Oeste, coincide "grosso modo" com o cavalgamento de Ferreira-Ficalho. A sobreposição da carta gravimétrica com o levantamento aeromagnético de Portugal continental (Miranda, 1989) mostra claramente a justaposição de duas anomalias positivas de forte amplitude. No terreno, as anomalias sobrepõem-se aos maciços básico (gabros) e ultra-básico (ofiolitos de Beja-Acebuches) de Beja. As anomalias magnética e gravimétrica prolongam-se até à latitude da Foz do Sado e Península da Arrábida, desvanecendo-se aí e mudando para a direcção E-W.

Esta estrutura E-W da Península de Setúbal parece alinhar-se com a anomalia gravimétrica e magnética do Cabo Raso e com um gradiente forte que se prolonga para o oceano com direcção WNW-ESE e delimita a Sul o esporão da Estremadura, tal como sucedia na magnética. Esta concordância de dados magnéticos, gravimétricos e batimétricos sugere a influência de tectónica anterior (zona de sutura mencionada no ponto 1.1 proposta por Capdevilla e Mougenot (1988) ?) em episódios posteriores. A anomalia do Cabo Raso (L) será provavelmente uma estrutura ígnea. Modelação realizada por Allen (1965) sugere que a

anomalia principal, que atinge 4000 nT, é causada por um corpo com um volume de 65 km³ e uma susceptibilidade de 1.3×10^{-2} c.g.s. a uma profundidade de 90m, o que sugere a presença de um corpo de grandes dimensões de natureza básica ou ultra-básica.

Quanto a grandes acidentes tectónicos, a carta gravimétrica sugere a presença do lineamento do Vale Inferior do Tejo. Pode seguir-se a Norte de Lisboa delimitando a bacia Lusitaniana, cortando a estrutura mencionada no parágrafo inferior à latitude de Lisboa e prolongando-se no oceano passando pelo Canhão de Lisboa e, limitando a Sul o Planalto de Albuquerque. A Falha de Odemira-Ávila delimita a anomalia de Portimão a Oeste mas no continente é apenas visível sob a forma de ligeiras inflexões das curvas isoanómalas.

A Falha de Grândola não tem qualquer expressão nesta carta, quer em terra quer no mar. O facto deve-se uma vez mais à falta de detalhe daquela, visto que em levantamentos locais em terra ela é visível (Torres e Carvalho, 1995; SFM, 1994). Não nos é possível portanto, confirmar o alinhamento visível na carta aeromagnética.

Dois lineamentos com direcção NE-SW, sugeridos pelas cartas em relevo da carta aeromagnética e cujo prolongamento no oceano é confirmado por sistemas de falhas superficiais, sofre novo apoio da carta gravimétrica. O primeiro, que delimita a intrusão de Sines a Norte e entra no continente junto a S^{to} André (L7), pode ser visto no mar através do alinhamento das isolinhas e do gradiente que formam.

Aquelas, sofrem uma pequena inflexão junto da localidade referida e prolongam-se para o continente, mas antes do fim do lineamento magnético rodam para Leste enquanto o gradiente se desvanece. Como a anomalia de Grândola-Alcácer também não é visível nesta carta gravimétrica, nem no levantamento local da Rio Arzezia, devemos admitir que a falha não será visível devido ao fraco contraste de densidade entre as formações na área (facto que é confirmado nas sondagens locais).

O lineamento a Sul de Sines que passa junto a Porto Covo (L6), é bem visível no mar através de um gradiente que pode seguir-se até ao continente onde as isoanómalas sofrem uma inflexão a Leste de Santiago do Cacém. A Norte desta localidade, o gradiente desvanece-se completamente tal como o lineamento anterior. Essa zona corresponde à estrutura E-W que continua o Canhão de Setúbal em terra. Esta anomalia contraria a direcção predominante da magnética na região, que é claramente NW-SE. A sua existência deve ser fictícia, causada pela falta de estações gravimétricas na zona, o que justificaria a ausência dos dois lineamentos anteriores na região. O levantamento gravimétrico de Grândola-Alcácer da Rio Arzezia confirma esta hipótese.

Quanto aos maciços ígneos do Cretácico terminal, a carta gravimétrica mostra-os de forma distinta. Enquanto o Maciço de Sines surge de uma forma proeminente, com várias estruturas não aflorantes tal como indica a carta aeromagnética, o Maciço de Monchique passa quase despercebido. Este facto deve-se à deficiente cobertura feita na Serra de Monchique. Por outro lado, a cobertura de estações gravimétricas na zona da intrusão de Sintra é boa e é visível uma forte anomalia positiva.

Curiosamente, esta anomalia que se estende para o mar, aparece deslocada para Sul relativamente ao afloramento geológico (Oliveira et al., 1992) e à anomalia magnética.

Segundo Oliveira et al. (1992), a parte Sul do afloramento é constituída por gabros e outras rochas básicas enquanto no centro e Norte surgem granitos e sienitos. O maior conteúdo de sílica destas últimas rochas poderia deslocar o pico da anomalia para Sul, se existirem em maior quantidade sob a cobertura Mesozóica. Alternativamente, podem ser as fontes de alimentação das rochas basálticas de Lisboa, já que para cada volume de basalto deve existir uma porção superior de gabros.

O manto basáltico de Lisboa não é todavia detectado, apesar da boa cobertura no terreno. A superficialidade destas rochas, comprovada pelas versões prolongadas da carta aeromagnética, associada ao seu curto comprimento de onda numa zona de forte e vasta anomalia positiva (Bacia da Lusitânia), explicam em parte a ausência da anomalia correspondente. O fraco contraste de densidade entre os densos calcários e dolomias Jurássicas com os tufos e basaltos cretácicos poderá ser outra explicação.

Quanto ao desligamento direito proposto por Ribeiro et al. (1979) e Cabral e Ribeiro (1988) unindo os maciços de Sines, Sintra e Monchique (L4), a carta gravimétrica fornece igualmente indicações nesse sentido. Ele pode ser seguido ao longo do seu percurso por uma série de inflexões das isolinhas do campo gravítico, com excepção do pequeno troço marítimo entre o Cabo Raso e a Península da Arrábida. Já na carta aeromagnética isso sucedia, o que pode dever-se à forte amplitude do conjunto de anomalias positivas existentes na zona do Cabo Raso.

De um ponto de vista regional, a carta gravimétrica de Portugal continental pode fornecer informação mais completa, apesar da dificuldade na interpretação dos grandes comprimentos de onda de dados dos métodos potenciais. Apesar desta dificuldade, a carta sugere um adelgaçamento crustal na direcção W e SW (Mendes-Victor et al., 1993). Dados sísmicos provenientes de perfis de refacção profunda (Caetano, 1983; Gonzalez et al., 1993; ILIHA DSS Group, 1993) sugerem igualmente adelgaçamento da crosta nas direcções W e WSW.

Quanto ao aumento do campo gravítico para Sul sugere igualmente uma diminuição da espessura crustal. No entanto, o perfil Sagres-Elvas sugeria uma crosta bastante espessa (35 Km) sob Sagres (Prodehl, 1975), tal como a reinterpretacão dos perfis Sines-Azinhal e Cabo da Roca-Fuzeta (Gonzalez, 1993) sugerem uma profundidade de 33 km sob a Fuzeta. Resultados da interpretação dos perfis D1 e D2 do Projecto ILIHA (ILIHA DSS Group, 1993; Gonzalez, 1993) sugerem resultados contraditórios, com um adelgaçamento crustal para SW e uma profundidade crustal sob o ponto de tiro D (ver fig. 2.3) de 24 km (Mendes-Victor et al., 1993).

Todavia, dado que a carta aeromagnética mostra um aumento das anomalias com uma forma e sinal muito semelhante ao da carta gravimétrica, e tendo em atencão que a altitude dos levantamentos magnéticos não é a indicada para ver estruturas com contribuicão de toda a crosta (Counil, 1987), somos levados a crer que o aumento do campo magnético e gravítico no Alentejo Sul e Algarve tem origem na crosta superior. Essa origem poderá ser a subida do soco ante-Devónico mais denso e metamorfizado na região (Torres e Carvalho, 1995). Os perfis sísmicos do G.S.I. apontam para a continuacão destas estruturas na margem Ocidental, mostrando a subida do soco Paleozóico e a presenca de reflectores intra-soco de elevada velocidade sísmica.

2 Conjugação da informação dos métodos potenciais e sísmica

Neste ponto, tentaremos confirmar nos perfis de reflexão do G.S.I. os acidentes importantes que detectámos nas cartas aeromagnética e gravimétrica, dando realce aos novos prolongamentos das falhas apresentados nos dois pontos anteriores. A representação dos sistemas de falhas cartografados e as novas falhas propostas discutidas aqui, estão representadas na figura 1.1c desta parte IV. Discutiremos também a possibilidade das estruturas E-W junto às linhas 63 e 67 (ver fig. 2.4 da parte II para identificação dos perfis) serem devido a reflectores infra-soco. Abordaremos ainda a questão das quatro anomalias positivas no Atlântico (anomalias A, B, C e D), tentando determinar se têm origem em variações litológicas ou de topografia do soco, ou qualquer outra causa supra-soco.

A Falha do Vale Inferior do Tejo (L5), que segundo Carvalho et al. (1985) controlou a evolução da Bacia do Tejo-Sado, tem evidência sísmica compatível com o modelo geralmente proposto (Carvalho et al., 1985, Cabral, 1993). Este modelo sugere uma estrutura hercínica com inclinação para WNW em que o bloco ocidental abateu, reactivada no final do Cretácico como falha inversa e subida do bloco Ocidental. Seguindo o perfil 60 de Noroeste para Sueste, pode verificar-se que o soco desce para SE até à localização proposta para aquela falha. Aí, sobe bruscamente para voltar a inclinar para Sueste. Apesar das difracções causadas pelo relevo do fundo oceânico, a presença de uma falha inclinada para Oeste ou Noroeste em que o bloco meridional subiu, é inegável. A anomalia magnética positiva entre este acidente e o Cabo Espichel (anomalia M), pode portanto dever-se a uma subida do soco provocada por aquele, conforme mostram os perfis 70,60, 47 e 49.

A Sul desta estrutura, estende-se com orientação aproximada E-W para Leste do Cabo Espichel o Canhão de Setúbal, que vários autores (Lefort, 1981; Mougénot, 1989) têm ligado ao prolongamento submarino da Falha de Grândola. Esta falha tem perto de Grândola uma inclinação de 75 a 85° para ENE e, segundo resultados de modelação gravimétrica (Torres e Carvalho, 1995), trata-se de uma falha lítrica que diminui a sua inclinação para Oeste até ao ponto em que desaparece sob o Terciário.

No perfil 66, a região do Canhão de Setúbal apresenta um conjunto de falhas que delimita blocos deformados e basculados. A deformação atinge principalmente o bordo Norte do canhão, onde são visíveis falhas de componente normal com inclinação elevada para Sul. Se admitirmos para o prolongamento imerso da falha de Grândola, uma reactivação plio-quadernária com a subida relativa do bloco meridional semelhante à da parte emersa visível (Cabral, 1993), encontramos duas falhas possíveis no referido perfil, com as características desejadas. Uma delas alinha com a direcção do canhão e dado o controlo atribuído a esta falha sobre a evolução daquele acidente a partir do Plioceno Superior (Mougénot, 1989), parece ser a candidata principal.

Sobre o perfil 68, torna-se difícil distinguir qualquer falha devido às perturbações da secção sísmica causadas pela irregularidade daquele acidente topográfico. A semelhança do padrão sísmico em ambos os perfis deixa antever um comportamento semelhante. Na linha 70, o Canhão de Setúbal continua a ser um acidente topográfico relevante, e aqui pode identificar-se claramente uma falha subvertical importante no fundo do canhão. Apesar deste

acidente poder ser seguido ao longo do Canhão de Setúbal, não podemos relacioná-lo de imediato com a falha de Grândola. No entanto, a identificação no perfil 51 de um acidente importante, na zona proposta para o prolongamento imerso da Falha de Grândola, daria mais apoio para ligar este acidente com a falha do Canhão de Setúbal. Apesar de não possuímos cópia deste perfil, foi-nos possível examiná-lo e verificámos que existem no extremo oriental daquele perfil três falhas candidatas para essa estrutura. As duas mais ocidentais mostram o compartimento Oeste abatido, o que não é compatível com uma falha cujo bloco Norte abateu, mas a falha mais oriental é uma boa hipótese.

A Sul do prolongamento imerso da falha de Grândola, tentámos localizar o acidente L9, que é marcado por um gradiente das anomalias do campo magnético e gravimétrico, provavelmente associado ao início do sobreerguimento do soco paleozóico e dos sedimentos posteriores (ver fig. 1.1a, 2.1 e mapa de profundidades do soco). Este alinhamento atravessa três anomalias positivas sensivelmente circulares, detectadas na carta aeromagnética, a que correspondem nos perfis sísmicos zonas de levantamento e dobramentos de sedimentos, devendo por isso tratar-se de intrusões básicas.

Pudémos seguir um acidente, de Oeste para Leste, nos perfis N-S 72,70,68 e 66, bem como no perfil perpendicular à costa 55. No perfil 53, junto ao cruzamento com o perfil 66, a falha é também visível no Mesozóico mas a sua continuação no soco não é clara pois a falha encontra-se numa zona altamente deformada. Com excepção deste perfil, a falha corta sempre as unidades do Mesozóico e do Paleozóico, normalmente com abatimento do bloco Norte mas através do Cenozóico ela não é detectável.

Este seria o motivo porque o troço continental da falha não foi detectado nos sedimentos Cenozóicos, sendo apenas visível na carta aeromagnética através do corte da anomalia de Grândola-Alcácer. A parte submarina da falha parece ainda apoiada pela geomorfologia pois as curvas batimétricas mostram uma inflexão a acompanhar o percurso da falha.

A Sul deste acidente e ainda a Norte de Sines surge outra falha importante (L7) cujo prolongamento para terra é sugerido pelas cartas em relevo e transformadas da carta aeromagnética. Essa falha, se como propusémos no ponto 4.1, se liga à fractura que corta a anomalia de Grândola-Alcácer (G) e é detectada no levantamento radiométrico da Rio Artezia, deveria atravessar as linhas 66 e 55. Nas linhas 63 e 72, tal como nas linhas 70, 68, 59 e 61, este acidente é visto tal como assinalado por Oliveira et al. (1984), isto é, como um acidente não aflorante, cortando o Mesozóico e o soco com o abatimento do compartimento Sul.

Na linha 66, o local da presumível falha constitui uma zona de ascensão do soco com a presença próxima das rochas ígneas do Maciço de Sines. Apesar das dificuldades, é provável a existência de uma falha afectando o soco e talvez o Mesozóico, em que o bloco Sul abateu. Se aqui a presença da fractura é duvidosa, no perfil 55 ela surge no local indicado com uma clara descida do bloco Leste, junto a uma intrusão associada ao maciço de Sines. A inflexão das isolinhas do campo magnético junto a Melides e o seu ponto de passagem junto a Grândola definido pela radiometria, assumem uma linearidade que sugere a união das duas falhas. O facto do troço submarino da fractura não afectar o Cenozóico pode explicar, tal como poderá suceder com o lineamento L9, porque não foi detectada no Baixo Alentejo.

A importância deste acidente seria aumentada caso a ligação com a Falha de Montemor ou com a Falha do Dívor se confirme, tornando-o num acidente de grande extensão (mais de 200 km) aproximadamente paralelo à Messejana. Esta ligação é sugerida pela sobreposição da carta aeromagnética e da carta neotectónica da Cabral e Ribeiro (1988) mas a falta de cobertura aeromagnética para Nordeste impede o esclarecimento da questão.

A Sul de Sines situam-se dois conjuntos de falhas genericamente paralelos aos anteriores, cujo prolongamento para terra é sugerido pela carta aeromagnética. O sistema Norte, que é composto por três falhas separadas por cerca de 2 km (L10), atravessa, para NE do traçado cartografado por Oliveira et al. (1984), unicamente o perfil 66 entre as linhas 57 e 59. Nesta região o soco é aflorante e está bastante deformado devido às intrusões do complexo de Sines, de forma que não foi possível identificar qualquer falha. Para SW, a localização das três fracturas sobre a linha 63 e 61 bem como das duas exteriores sobre a linha 59, faz-se com facilidade, confirmando trabalhos prévios (Oliveira et al., 1984).

A continuidade (não cartografada) para Nordeste, do grupo de duas falhas mais a Sul (L6), corta também uma linha sísmica no seu extremo: a linha E-W 61. Aqui pode notar-se uma falha com o bloco Sul abatido cortando o soco, o que sugere muito possivelmente que pelo menos uma das falhas prosseguirá para o continente. O traçado continental passa, como se disse atrás, entre Sines e Porto Côvo continuando para Nordeste até ao fim da carta aeromagnética, passando a Leste de Grândola e a Sul da anomalia de Grândola-Alcácer (G). Atravessa portanto a região de solo Paleozóico a Sul de Grândola, onde não é conhecida à superfície. No seu trajecto, atravessa duas anomalias magnéticas positivas de forma circular. Uma anomalia sobre a linha 66 e a outra sobre Porto Côvo.

Mais a Sul surge no oceano uma falha isolada com orientação muito idêntica à dos sistemas anteriores (L11). A interpretação da magnética, associa essa estrutura com uma de uma série de acidentes sobre as formações do Cercal e paralelos à Messejana, ligando-os através de um lineamento que cruza a linha de costa junto a Vila Nova de Mil Fontes. Os perfis do G.S.I. não cobrem todavia a região entre aquela localidade e a parte cartografada da falha submarina, de forma que não foi possível confirmar essa ligação.

O mesmo aconteceu com outra falha (L12) a Sul desta de orientação SSW-NNE (Oliveira et al., 1984; 1992) e cujo percurso em terra até à falha de Grândola é assinalado como falha provável por Cabral e Ribeiro (1988). A carta magnética sugere a ligação das estruturas junto a Vila Nova de Mil Fontes mas não foi possível confirmá-lo com os perfis sísmicos do G.S.I.. A ligação entre os dois troços da parte submarina da falha (Oliveira et al., 1984; 1992) que Cabral e Ribeiro (1988) assinalam como provável, pôde no entanto ser confirmada no perfil sísmico 67.

Outro acidente importante que estudámos foi o prolongamento da falha de Odemira-Àvila no oceano (L2). Tal como salientado por Cabral (1993), a Sudoeste de Odemira a Falha da Messejana inflecte para Sul e possivelmente ramifica-se num sistema de falhas paralelas à costa de direcção NNE-SSW, desde S. Teotónio até ao litoral meridional algarvio a Leste de Sagres. Este sistema de falhas, descrito por Cabral e Ribeiro (1988) e em mais detalhe por Oliveira et al. (1984; 1992), possui como vimos, um bom apoio na carta aeromagnética.

Procurámos na linha 68, entre as latitudes dos perfis 71 e 73, um acidente importante

que pudesse ser a falha (ver ponto 1.1.1) que junta o dique básico entre S. Teotónio e Arrifana (Domzalski, 1969) e a falha a Sul do Cabo de S. Vicente cartografada por Oliveira et al. (1984). Embora na região do perfil considerada o Mesozóico seja aflorante e funcione como soco acústico, é possível notar a presença de uma perturbação que poderá corresponder ao acidente proposto. No extremo Este do perfil 71 encontramos também a presença de duas falhas que parecem confirmar a existência deste acidente. As dificuldades geológicas do terreno e a qualidade insuficiente dos dados nessa zona (perfis monotraço; Mougnot, 1989) têm contribuído para que possa ter sido detectada com segurança.

O último lineamento a discutir trata-se do L1. No mapa de profundidades do soco Paleozóico, corresponde a uma subida deste, o que é confirmado pela carta aeromagnética e gravimétrica (fig. 1.1a e 2.1). Resta saber se essa subida é gradual ou feita em falha. Na linha 71 surge uma falha na zona proposta com subida do bloco Este, mas corresponde ao sistema de falhas L6. Na linha 69 existem duas falhas na região indicada mas nenhuma delas mostra subida do soco para Leste. Por sua vez, a linha 70 mostra várias falhas que acompanham a subida do soco, mas na linha 72 não surge qualquer fractura no local indicado. Parece então que, embora haja uma subida de soco na região, não existe uma fractura única acompanhando essa subida, embora esporadicamente ela possa ter ocorrido.

A nossa preocupação seguinte foi verificar se nos perfis do G.S.I. e no mapa de profundidades do soco se encontravam, no local das quatro anomalias atlânticas de orientação Hercínica, subidas de soco que as pudessem justificar (ou outra causa qualquer). A anomalia mais ocidental (anomalia A) encontra-se sobre um planalto (-2000 m de profundidade) mas a diferença para o soco adjacente não parece ser suficiente para explicar a anomalia magnética observada. Na faixa anómala situada entre o Cabo Espichel e Sines (anomalia C) não se nota qualquer subida do soco; constitui, antes pelo contrário, uma zona em que o Paleozóico atinge profundidades superiores a 2500 m, atingindo na parte central da anomalia, que aliás se desvanece nesse local, cerca de 3500 m. Quanto à anomalia junto ao litoral (anomalia D), o relevo do soco pode explicar a anomalia observada. A última faixa anómala (anomalia B) corresponde a uma região de gradiente do relevo Paleozóico, com profundidades entre os 2500 e os 3500 m., pelo que também aqui uma subida do soco não parece ser a causa da anomalia existente. Esta análise qualitativa não é por si só concludente e no ponto seguinte faremos modelação de forma a tentar esclarecer melhor esta questão.

Por último, investigámos as secções sísmicas com o objectivo de verificar se nas zonas oceânicas de orientação Este-Oeste das estruturas, se observava alguma subida do soco com essa disposição ou se reflectores intra-soco poderiam ser a causa das anomalias observadas.

Nas linhas sísmicas 68 e 70, aproximadamente entre as linhas 71 e 65 mais nitidamente, mas afectando ainda a linha 63, verificou-se a presença de um padrão sísmico diferente para profundidades inferiores ao soco Paleozóico. Essa assinatura sísmica, que é marcada por reflectores fortes, bem espaçados, corresponde a uma região situada entre as Montanhas do Príncipe de Avis a Norte e as Montanhas dos Descobridores a Sul. Aquele padrão, pode também ser observado nas linhas sísmicas E-W entre a linha 63 e a linha 69 inclusive, a Oeste da linha 68 sensivelmente.

Nesta zona, de acordo com o mapa de profundidades do soco Paleozóico construído a partir das linhas sísmicas do G.S.I, para baixo da linha 63 há uma subida gradual do soco

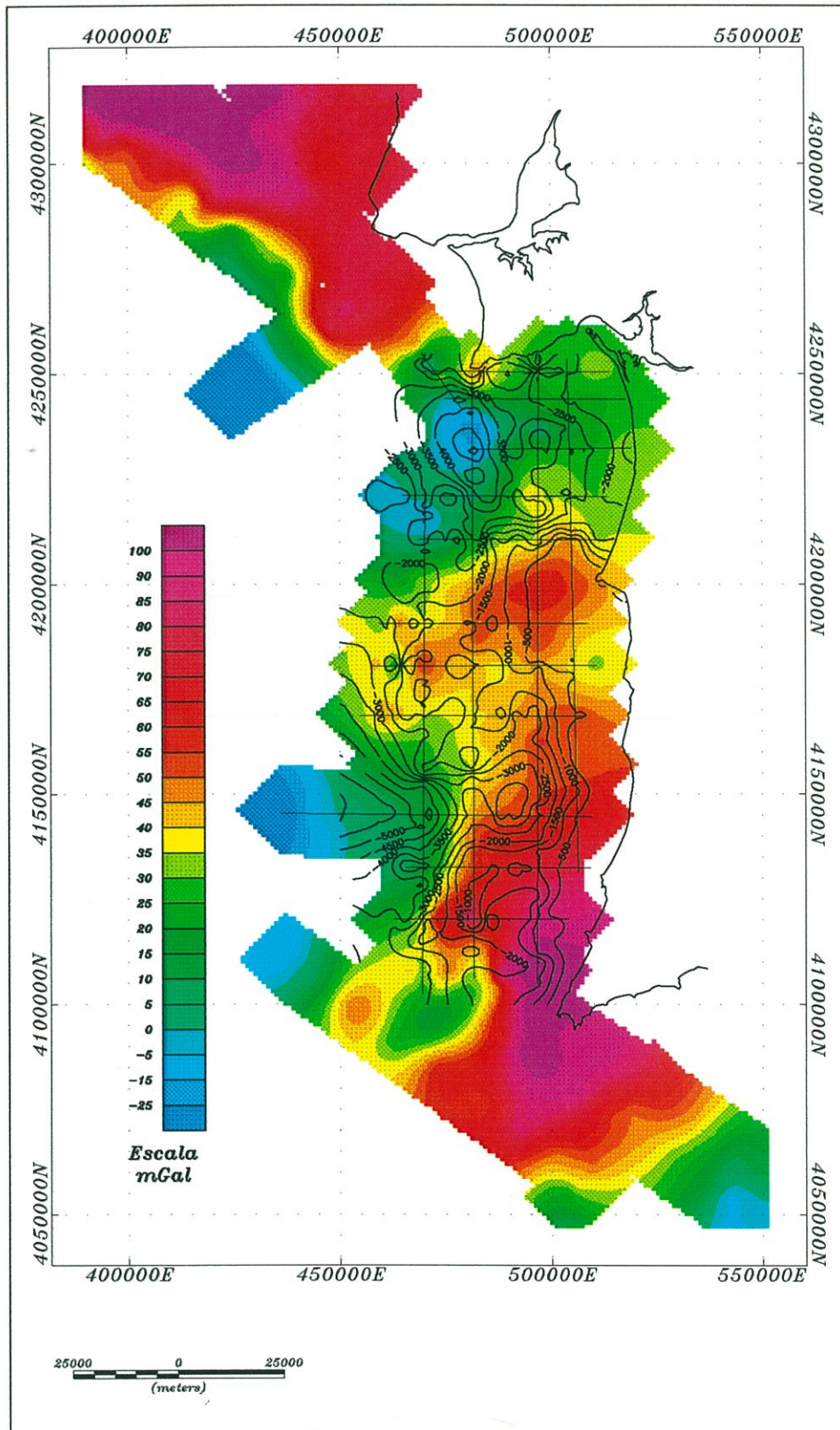


FIGURA 2.1 SOBREPOSIÇÃO DO MAPA DA PROFUNDIDADE DO SOCO PALEOZÓICO E DA ANOMALIA DE AR-LIVRE. AMBOS OS PARÂMETROS FORAM ELABORADOS A PARTIR DE INFORMAÇÃO RECOLHIDA AO LONGO DOS PERFIS DO G.S.I..

Paleozóico em direcção ao Sul, o que está de acordo com a variação de profundidade dos reflectores, que também vão subindo desde a linha 63 até à linha 69. Esta subida do Paleozóico é também confirmada pela coincidência entre a carta gravimétrica e o mapa de relevo do soco, cuja sobreposição é efectuada na figura 2.1. A gravimetria usada nesta figura foi recolhida pelo G.S.I. paralelamente à recolha da informação sísmica aqui usada e foi amavelmente cedida pelo G.P.E.P.. A correlação entre a anomalia do ar-livre e o soco é bastante boa com excepção de alguns poucos locais.

Esta região corresponde portanto grosso modo à zona de orientação E-W das estruturas, embora esta última se prolongue mais para Sul. É também caracterizada por velocidades de "stack" RMS e de intervalo (calculadas pela fórmula de Dix) mais altas do que o normal para profundidades abaixo do soco, atingindo-se com frequência valores na ordem dos 6, 7 km/s (para as velocidades de intervalo). Velocidades deste teor são apenas encontradas na parte Oriental da linha sísmica 59 e devem-se muito possivelmente a rochas ígneas ligadas ao complexo subvulcânico de Sines.

Temos então uma área de soco sobreerguido, de anomalias magnética e gravimétrica positivas com um padrão sísmico intra-soco anómalo e com velocidades "stack" elevadas. Devido ao aspecto linear dos reflectores infra-soco, que não apresentam sinais de deformação generalizada (com excepção da região da anomalia H na linha 70), embora nalguns locais existam deformações locais nas unidades sedimentares suprajacentes, a hipótese de intrusões vulcânicas Jurássicas (abertura do Atlântico) ou do Cretácico Terminal (início fases compressivas Alpinas e rotação da Península Ibérica) é menos provável. A inexistência de granitóides Variscos nas bacias exteriores do Carbónico (in Miranda, 1989), que estão geralmente associados a zonas de crosta espessa, deixa em aberto a possibilidade da zona anómala ter por fonte rochas altamente metamorfizadas.

Este tipo de rochas, que apresenta anomalias gravimétricas e magnéticas elevadas, bem como velocidades sísmicas elevadas quando sujeitas a alta pressão (e nesta zona estarão a vários quilómetros de profundidade), não surge no entanto nas partes externas do Arco Ibero-Armoricano e da Cadeia Varisca (Ribeiro et al., 1979, Oliveira, 1990; Silva et al., 1990). A hipótese mais provável, será então que a zona anómala de orientação E-W das estruturas no oceano seja originada por estruturas ígneas ou altamente metamorfizadas pré-hercínicas. Nas conclusões finais discutiremos esta hipótese face aos conhecimentos geológicos existentes e tendo em conta os resultados da modelação do próximo ponto.

3 Modelação magnética e gravimétrica

Realizou-se modelação gravimétrica e magnética como contributo para o esclarecimento de algumas hipóteses avançadas nos pontos anteriores. Nomeadamente, a confirmação do mapa de relevo do soco, a presença de episódios vulcânicos tipo Faixa Piritosa no oceano, a subida de unidades anteriores à formação do flysch do Baixo Alentejo no Sul da margem Oeste e na região do Algarve.

Utilizaram-se dois programas computacionais distintos. Efectuou-se modelação gravimétrica 3D com o G3D (Broome, 1991), enquanto modelação gravimétrica e magnética

conjunta 2.5D foi levada a cabo com o "software" SAKI (Webring, 1983). O primeiro realiza apenas modelação directa, calculando as anomalias geradas por corpos poligonais 3D segundo o método de Plouff (1976). Efectua depois um ajuste dos mínimos quadrados entre as funções gravimétricas calculada e observada, determinando neste processo, os contrastes de densidade que melhor satisfazem esse ajuste. A qualidade da solução encontrada, é expressa através de um coeficiente de correlação entre a função calculada e a função observada, sendo o valor um atribuído ao ajuste perfeito e valores inferiores a este indicam deficiência de massa, enquanto valores superiores acusam excesso de massa.

O modelo é construído fornecendo a cada corpo um contraste de densidades com o meio envolvente e cada corpo é construído por um ou mais prismas definidos por um conjunto de coordenadas dos seus vértices, uma profundidade do seu topo e outra para a base. Estruturas curvas podem ser elaboradas mas à custa de grande quantidades de vértices, tanto maior quanto a curvatura pretendida.

O executável SAKI aceita também como modelos um conjunto de prismas mas estes bidimensionais, calculando a sua atracção pelo método de Talwani. A terceira dimensão é simulada atribuindo um comprimento lateral finito a cada prisma. A cada corpo é atribuído ainda um contraste de densidade, uma susceptibilidade magnética e parâmetros da magnetização remanescente. Para além da modelação directa, este aplicativo informático realiza a inversão dos parâmetros do modelo (geofísicos e geométricos) através do método iterativo de Marquardt, que em conjunto quer apenas para aqueles seleccionados pelo utilizador.

Quer na modelação 3D que na 2.5D, o nosso modelo de partida foi construído a partir da interpretação das secções sísmicas do G.S.I devidamente convertidas de tempos duplos para profundidades. No caso da modelação gravimétrica 3D empilhou-se um conjunto de prismas de forma semelhante ao mapa de profundidades do Paleozóico. Para a modelação 2.5D introduziram-se directamente as secções sísmicas digitalizadas. As unidades sedimentares Cenozóicas e Mesozóicas foram introduzidas igualmente. Todavia, devido a problemas computacionais não foi possível introduzir directamente a camada de água na modelação gravimétrica 3D. O seu efeito foi no entanto considerado, calculando a atracção desta camada e subtraindo-a à gravidade observada. Para a modelação 2.5D, a camada de água foi directamente introduzida.

Para a modelação magnética, a ausência da camada de água não é de modo algum relevante, mas o mesmo não sucede com a modelação gravimétrica, já que o valor da sua massa não é de forma alguma desprezável. Também a correcção dos sedimentos é vital para a modelação gravimétrica, visto que os valores de densidade das formações do Cenozóico ou Mesozóico são por vezes semelhantes aos das formações Paleozóicas.

Valores das susceptibilidades magnéticas e densidades das variadas formações geológicas para diversas idades e profundidades podem ser encontradas na bibliografia. Além das diagrfias do Golfinho e da Pescada, que nos podem dar uma relação de densidades entre as várias formações Cenozóicas e Mesozóicas atravessadas pelas sondagens, pudemos dispor de um conjunto de medições daqueles parâmetros realizadas em sondagens na região de Grândola-Alcácer pela empresa mineira Rio Artezia. Essas sondagens, mesmo terminando antes de um quilómetro de profundidade, atravessaram diversas formações Paleozóicas da ZSP

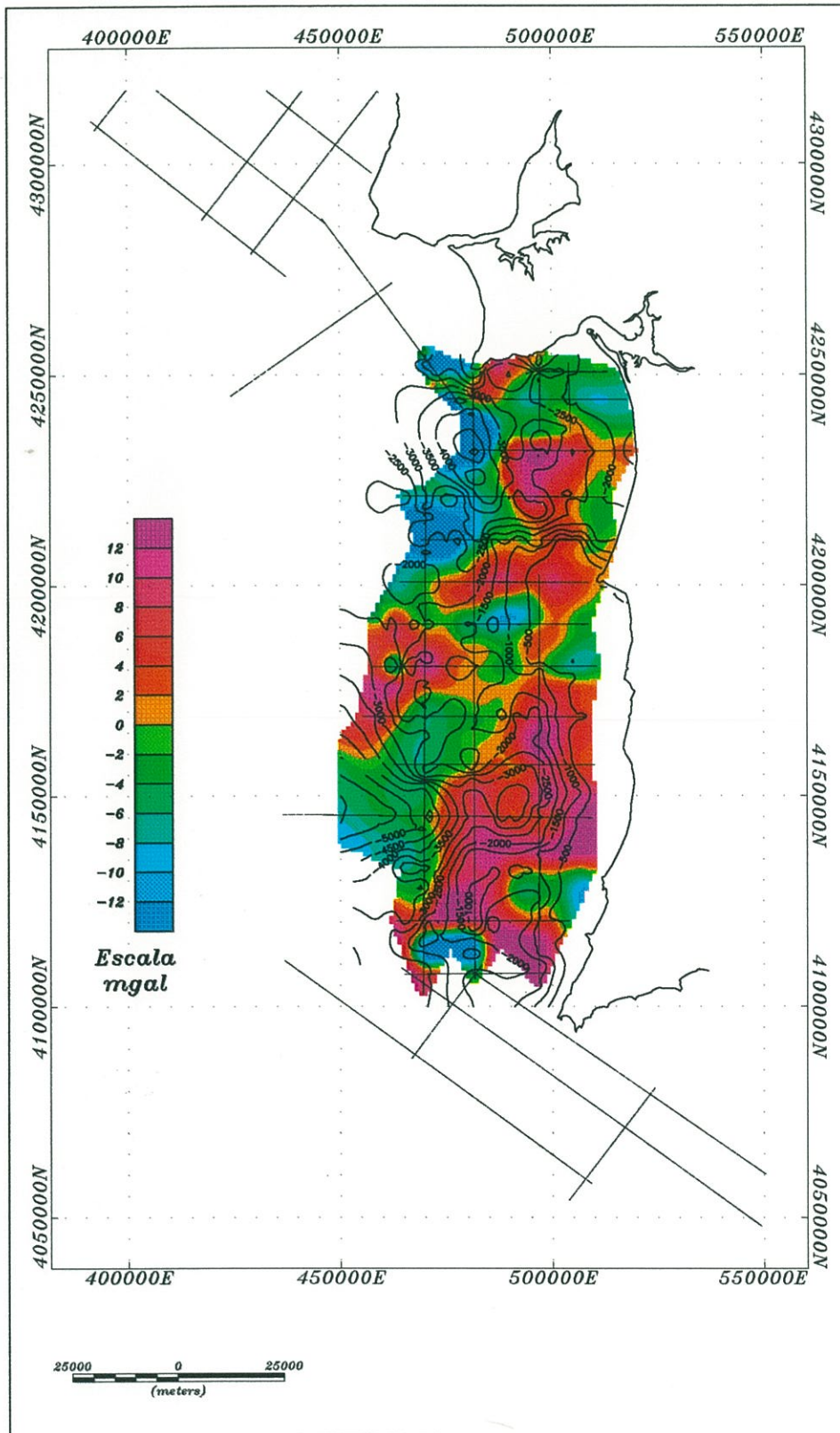


FIGURA 3.1 CARTA DE RESÍDOS ENTRE A GRAVIDADE OBSERVADA E CALCULADA DE ACORDO COM A MODELAÇÃO GRAVIMÉTRICA 3D. O MODELO GEOMÉTRICO USADO FOI UMA SIMPLIFICAÇÃO DO MAPA DE PROFUNDIDADES DO PALEOZÓICO QUE SE SOBREPÕEM-SE NO DESENHO. REPRESENTAM-SE IGUALMENTE AS ESTAÇÕES GRAVIMÉTRICAS USADAS NA ELABORAÇÃO DA CARTA GRAVIMÉTRICA DA FIG. 2.1 E USADAS COMO CONJUNTO DE DADOS OBSERVADOS NA MODELAÇÃO 3D.

e constituiram uma boa ajuda na determinação de valores médios para aqueles parâmetros.

Tendo em conta esta informação, como modelo inicial para efectuar a modelação gravimétrica, considerámos primeiro uma densidade média elaborada a partir da espessura média de cada formação (água, sedimentos e Paleozóico) para a região a modelar. Para cada camada do modelo determinou-se então o contraste de densidade com esta densidade média. Estes valores foram depois corrigidos durante o processo de modelação.

Com esta informação e usando um modelo simplificado do mapa de profundidades do soco, conseguiu-se um ajuste traduzido num coeficiente de correlação de 0.916. As profundidades do topo do soco, obtidas através dos perfis sísmicos, foram sempre respeitadas. Na figura 3.1 mostra-se a grelha da diferença entre a gravidade observada e a calculada. Os valores azuis representam excesso de massa, enquanto resíduos vermelhos significam falta de massa. Mais de 80 % da grelha tem um resíduo inferior a 10 mGal. Os valores maiores encontram-se nos limites da grelha e devem-se a efeitos de fronteira ocasionados pela falta de modelo em zonas de batimetria complexa (Canhões de Cascais, Setúbal e de S. Vicente, por exemplo).

O ajuste conseguido é bastante bom, tendo em conta não só a simplicidade do modelo de prismas construído, como a existência de valores interpolados quer da gravidade quer das profundidades do topo do soco Paleozóico e a não introdução de variações realistas das densidades das camadas Mesozóica e Cenozóica. A densidade média das camadas não Paleozóicas foi calculada por uma média pesada das espessuras médias das camadas de sedimentos do Terciário e Secundário extraídas a partir dos perfis do G.S.I.. Por exemplo, como no contraste de densidades médio entre estas formações e o soco, não se levou em consideração a existência em alguns locais de densos calcários Paleogénicos, nesses locais surge um défice de massa.

A primeira conclusão a extrair é a de que o mapa de profundidades do soco Paleozóico apresenta no seu global uma boa confiança pelo menos no que diz respeito a profundidades relativas. Duas excepções devem ser referidas: o extremo ocidental das linhas GSI 51 e 55 (ver fig 2.4, pág. 46 para localizar linhas). Com efeito, nestes locais os resíduos são maiores e indicam excesso de massa, pelo que as profundidades do soco poderão estar mais abaixo. Na altura da interpretação das secções sísmicas, tivemos dúvidas nesses locais, especialmente na linha 72 e 55, surgindo uma hipótese para marcar o soco a profundidades maiores, opção que será possivelmente mais correcta. A versão apresentada aqui (no apêndice A), não foi no entanto corrigida.

Relativamente à presença de vulcânicas Paleozóicas as vulcânicas as conclusões são algo limitadas, não só porque a cobertura sísmica e gravimétrica é espaçada e não cobre totalmente as anomalias, mas também porque as diferenças de densidade entre essas formações e outras formações sedimentares da mesma idade podem ser reduzidas. No entanto, sob as anomalias A e C, foi necessário introduzir corpos (ver apêndice B) dentro do soco Paleozóico de maior densidade que a normalmente encontrada para as rochas daquela unidade à mesma profundidade.

A anomalia C, continua ainda assim por ser parcialmente modelada, revelando falta de massa. Sem dúvida isso deve-se à cobertura gravimétrica deficiente do local (ver fig. 3.1),

ocasionando valores fictícios na interpolação da gravidade observada e cuja modelação é irrelevante. A anomalia D, pelo seu lado, não necessitou de qualquer corpo mais denso para ser modelada, e até apresenta um ligeiro excesso de massa. A forma das anomalias magnética e gravimétrica e o relevo do soco, sugerem a subida deste último.

A anomalia positiva (cerca de 90 mGal) associada às Montanhas dos Descobridores, está coberta apenas pela linha sísmica e gravimétrica 70 entre as linhas 69 e 71, e surge no mapa da figura 2.1. Foi modelada por um corpo com uma densidade de cerca de 3 g/cm^3 e uma profundidade entre aproximadamente 1 e 5 quilómetros. Apresenta ainda um resíduo de 12 a 14 mGal, mas está perto de uma zona de relevo submarino acentuado e difícil de modelar.

Mas o aspecto mais saliente da carta de resíduos consiste na vasta zona positiva a Sul da linha 61 e que corresponde a uma zona de Paleozóico sobreerguida. A falta de massa nesse local, após a modelação com corpos de densidades Paleozóicas existentes noutros locais, sugere a existência de material mais denso por baixo. A anomalia magnética H, foi modelada com um corpo de densidade 0.3 g/cm^3 mais denso que as formações Paleozóicas entre os 3 e os 5 km de profundidade, e mesmo assim a zona apresenta ligeiros resíduos positivos. Sobre a linha sísmica 68, aproximadamente entre as linhas 65 e 67, a modelação sugere que o soco estará possivelmente mais superficial do que o indicado no mapa das profundidades do Paleozóico, dúvida que existia já na altura da interpretação sísmica.

As intrusões ígneas do Cretácico terminal estão representadas na área a modelar pelo Maciço de Sines. A parte imersa foi modelada por um corpo de densidade de cerca de 3 g/cm^3 com fronteiras delimitadas pela zona mais intensa da carta aeromagnética, mas sobre a linha sísmica 57, existe ainda falta de massa, o que se deve a limitações da modelação que só permite uma profundidade constante do topo e base do corpo anómalo. Poderá também dever-se a uma diminuição do carácter básico da intrusão para Norte, diminuindo as propriedades magnética mais do que as gravimétricas e gerando uma diferença de limites.

A modelação 2.5D magnética permite identificar facilmente estas intrusões, pois as suas susceptibilidades magnéticas são uma ou mais ordens de grandeza acima das rochas Paleozóicas. Quando situadas à mesma profundidade, geram anomalias de muito maior amplitude que estas (ver fig. 3.2). O erro RMS de ajuste entre as curvas observadas e calculadas para a modelação 2.5D, é inferior a 9 nT e 3 mGal para as funções magnética e gravimétrica, respectivamente. Tal como para a modelação 3D, a profundidade do Paleozóico e do fundo do mar foram mantidas tal como determinadas nas secções sísmicas.

As anomalias positivas hipoteticamente relacionadas com a Faixa Piritosa, foram nalguns casos, modeladas introduzindo nesses locais susceptibilidades magnéticas mais elevadas que o soco circundante (ver figura 3.2) (corpo 7 na linha 49 e 47; corpos 5 e 7 da linha 51; corpos 6 e 8 da linha 70 Norte; corpos 4 e 5 da linha 72 Norte). Por vezes dentro da mesma ordem de grandeza, outras vezes cerca de uma ordem acima. As densidades encontradas nesses locais são também por vezes mais elevadas que o material que os rodeia.

É o caso das anomalias A e C. Portanto, mesmo a anomalias deste tipo situadas sobre o soco sobreerguido (A), necessita de material (corpos 4 e 5 da linha 72 Norte) mais denso e de propriedades magnéticas mais elevadas, o que sugere a presença de rochas vulcânicas.

A anomalia C, situa-se bem pelo contrário numa zona de soco abatido, mas a susceptibilidade do corpo que a modela (corpo 5 da linha 51) é a mais alta da linha, embora a parte ocidental do corpo 4 revele uma acentuada descida do Paleozóico. Os valores de susceptibilidades encontrados, não são tão elevados como aqueles encontrados em maciços intrusivos como Sines por exemplo, estando cerca de uma ordem de grandeza abaixo.

No entanto, poderiam tratar-se de intrusões deste género situadas a profundidades superiores ao Paleozóico, que seriam difíceis de detectar nas cartas de anomalias gravimétricas devido ao fraco contraste de densidade entre essas rochas vulcânicas e as formações Paleozóicas metamorfizadas. Todavia, dado a forma apresentada pelas anomalias magnéticas a hipótese maciços intrusivos é menos provável, visto que estas estruturas têm geralmente uma forma anelar, que não se aplica de forma alguma à anomalia A (a mais ocidental) ou à situada entre Sines e Cabo Espichel (anomalia C). Sobre a linha 51, que atravessa a anomalia C, existe alguma deformação mas ela é extensível a toda a linha, de forma que a hipótese de uma intrusão é menos provável.

O mesmo sucede no local da anomalia A na linha sísmica 72, onde alguma deformação ocorre sob a forma de falhas, mas a existência de uma intrusão extensa não parece existir. Pelo contrário, no local da anomalia B surgem nas linhas sísmicas 53 e 70, levantamento e dobragem de sedimentos pelo que aquela anomalia será possivelmente originada por um corpo intrusivo básico (corpo 6 da linha 70 Norte), enquanto a anomalia D dever-se-á possivelmente à subida do soco em direcção à costa (corpo 7 da linha 47 e 49 e 51).

Quer as hipotéticas vulcânicas Paleozóicas, quer as intrusões ígneas associadas ao maciço de Sines, foram modeladas com susceptibilidades magnéticas que estão algumas ordens de grandeza abaixo dos valores conhecidos e usualmente encontrados para estas rochas (10^{-4} c.g.s. para as vulcânicas Paleozóicas e 10^{-3} c.g.s. para as intrusões de Sines). A razão possível será que sobreestimámos as dimensões dessas unidades. Com efeito, na modelação do perfil GSI-66, pode ver-se que introduzimos um corpo com uma base bem mais larga que o topo para modelar a anomalia de Sines (corpo 4).

Para as vulcânicas Paleozóicas, usámos também espessuras de alguns (poucos) quilómetros para essas unidades, embora haja evidências de que geralmente não ultrapassam os 600 m (Oliveira, 1990). A intercalação com unidades sedimentares da formação do VS de menores propriedades magnéticas, contribui igualmente para diminuir a susceptibilidade média daquelas formações. Limitações computacionais e temporais não nos permitiram introduzir modelos mais detalhados.

Relativamente à zona de soco levantado a Sul do Cabo Sardão caracterizada por anomalias de orientação E-W, podem tirar-se as seguintes conclusões. A modelação gravimétrica 3D sugere a presença nesta região e na área da anomalia de Portimão de formações normalmente mais profundas e de densidade superior à das rochas Paleozóicas na região, que subiriam até cerca de 3 km de profundidade. As mesmas anomalias podem também ser modeladas diminuindo a densidade do corpo anómalo e prolongando a sua profundidade dois quilómetros abaixo da última camada do modelo (que se situa entre 5 e 4 km de profundidade). Em qualquer dos casos, o topo da interface da região anómala situa-se sempre acima do topo da última camada o que sugere a subida da material mais profundo nessa região.

Na apêndice C mostra-se a modelação 2.5D realizada na secção Sul da linha GSI-70, que atravessa precisamente uma das estruturas E-W nessa região anómala (anomalia H). Como se pode observar, a subida em cerca de 1.5 km de Norte para Sul de uma unidade (corpo 10) intra-Paleozóica ou Pré-Câmbrica modela perfeitamente quer as anomalias magnéticas, quer as gravimétricas e foi a melhor solução encontrada. Essa unidade apresenta densidade ligeiramente superior à média das formações Paleozóicas (respectivamente 2.87 e 2.80 g/cm³) e uma susceptibilidade magnética duas ordens de grandeza acima das camadas superiores do soco (10⁻³ e 10⁻⁵ c.g.s.).

Possivelmente será uma formação altamente metamorfozizada ou de natureza ígnea. A sua extensão (pelos menos 70 km), reduz a hipótese de que o valor da susceptibilidade magnética que apresenta esteja subestimado, o que favorece mais a hipótese de uma unidade ante-devónica bastante metamorfozizada ou uma formação magmática ácida. Acreditando naquele valor, a inexistência de maciços granitóides Hercínicos e o baixo grau de metamorfismo das formações do Paleozóico Superior no exterior do Arco Ibero-Armoricano, associada à falta de vulcanismo ácido importante durante processos relacionados com a abertura do Atlântico, apontam para uma unidade ante-devónica, anterior à formação da bacia de "flysch" e dos episódios vulcânicos da FP. A forma da camada parece apoiar esta possibilidade sendo menos provável a hipótese de um maciço intrusivo ácido do Cretácico terminal.

A anomalia magnética H, no centro do perfil e correspondente a uma estrutura de orientação E-W (ver fig. 3.2), é modelada com um corpo (7) de susceptibilidade intermédia (4.7⁻⁴ c.g.s.) entre a unidade discutida acima e o soco Paleozóico normal (1.5⁻⁵ c.g.s.). A sua densidade é pelo contrário, semelhante à das unidades paleozóicas adjacentes (cerca de 2.78 g/cm³). Será um corpo ígneo ácido, cuja orientação não é compatível com episódios vulcânicos Paleozóicos. Como vimos, ele situa-se numa zona de assinatura magnética claramente diferente da zona de orientação Hercínica, ambas separadas por um forte gradiente, como salientámos no ponto anterior.

A fonte da anomalia poderá ser idêntica a da formação discutida acima (corpo 10), devendo a densidade e susceptibilidade menores dever-se à maior superficialidade deste corpo. A possibilidade de um corpo intrusivo ácido colocado durante a actividade magmática ocorrida no Cretácico terminal ganha aqui mais força, devido não só à forma do corpo-fonte: sobre a linha 70, na zona correspondente à anomalia H, verifica-se a existência de forte deformação com basculamento, dobragem e fracturação das unidades Meso-Cenozóicas. Se a carta aeromagnética estivesse prolongada para a profundidade do fundo na região (cerca de 500 m), o valor do campo magnético aumentaria tal como o valor da susceptibilidade magnética do corpo 7 também, reforçando a hipótese de uma unidade magmática.

Outras tentativas de modelação com diques, chaminés vulcânicas ou outras intrusões de maior ou menor susceptibilidade, foram incapazes de modelar as anomalias observadas. Possivelmente a região de soco Paleozóico sobreerguido e de orientação aproximada E-W das suas estruturas, terá sido originada por actividade magmática Mesozóica que empurrou formações Paleozóicas e anteriores para níveis mais elevados do que o habitual, originando a subida do campo magnético e gravítico na região.

Por último, a anomalia gravimétrica positiva (e magnética, embora sendo um mínimo

local) situada sobre um dos picos das Montanhas dos Descobridores (centrada ao quilómetro 4.120), foi modelada por uma estrutura (corpos 12 e 5) de propriedades magnéticas semelhantes ao soco, mas de elevada densidade (2.92 g/cm^3 , para o corpo 5). A existência de um corpo tão vasto e tão elevada densidade para modelar a anomalia observada (associada à subida das unidades paleozóicas 6, 7, 12 e da formação 10), elimina a possibilidade de um aprofundamento local da Moho como causa única para a explicar.

Uma intrusão ácida ou uma unidade altamente metamorfizada (associada aos corpos 5, 7 e 10) são as únicas explicações para um densidade tão grande, devendo estar relacionada com os episódios que originaram a anomalia H. Modelação efectuada com uma partição geométrica maior da zona em causa, poderá esclarecer melhor as complexas variações litológicas sem dúvida existentes na região.

Finalmente, a anomalia M, situada no extremo ocidental das linhas GSI 47 e 49, deve-se possivelmente a uma subida do soco originada por uma intrusão básica (corpo 8 da linha 47 e corpos 3 e 8 da linha 49). A mesma origem é de esperar para a anomalia N situada sobre a linha 47, que é aqui modelada pelo corpo 4. A linha 47 mostra deformação e levantamento de sedimentos nos dois locais. Sobre a linha 60, junto ao possível local de passagem da falha do Vale Inferior do Tejo, surge também subida do soco e a existência de uma intrusão magmática é plausível. Dado que uma anomalia próxima (O) foi originada por episódios do Cretácico Terminal e no local da anomalia N, apenas são afectados sedimentos anteriores ao Mioceno Inferior, ela será possivelmente uma intrusão básica ligada à actividade do Cretácico Terminal que originou os Maciços de Sintra, Sines e Monchique.

Apêndice A

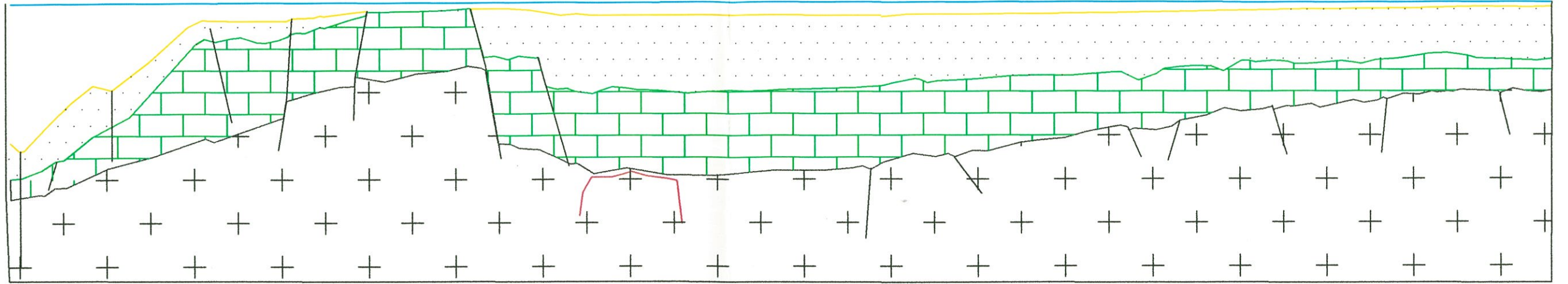
Apresentam-se nas páginas seguintes as digitalizações das interpretações das secções sísmicas do GSI. Foram apenas digitalizadas as principais interfaces cronológicas e possíveis ocorrências vulcânicas. Indicam-se igualmente as principais falhas interpretadas. O eixo vertical representa tempo duplo e o eixo horizontal distâncias. A escala usada varia ligeiramente de secção para secção, de forma a caberem no papel.

Legenda: linha azul - oceano; linha amarela e ponteados a preto - Cenozóico; tijolo verde - Mesozóico; cruces a preto - Paleozóico e fracturas; linhas a vermelho - possíveis rochas ígneas.

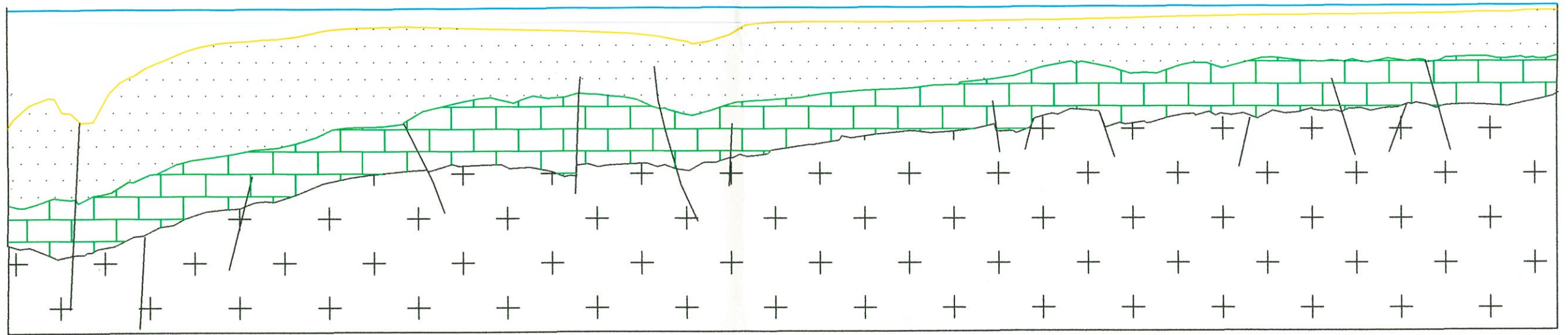
W

Linha GSI-47

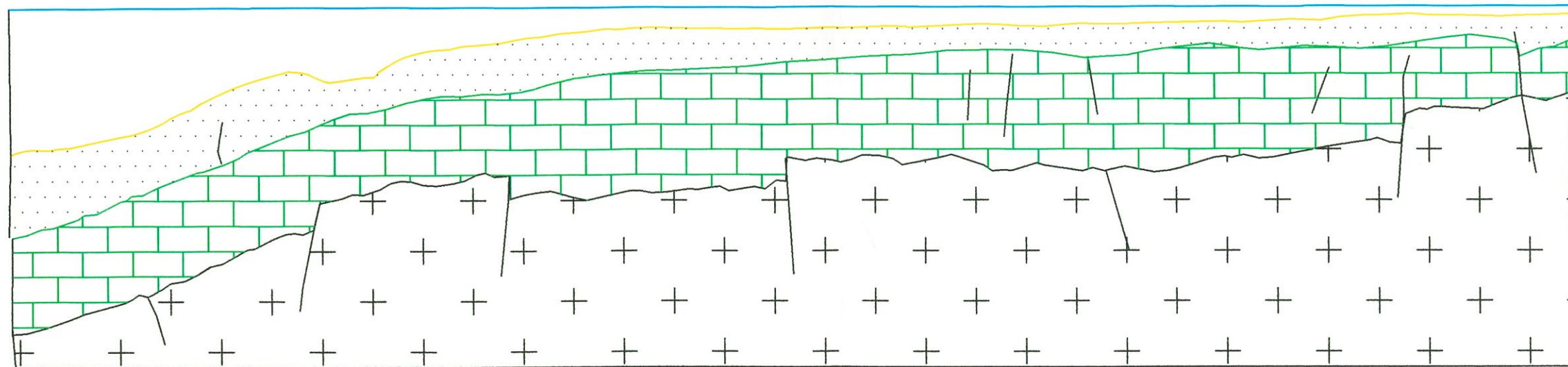
E



Linha GSI-49



Linha GSI-51



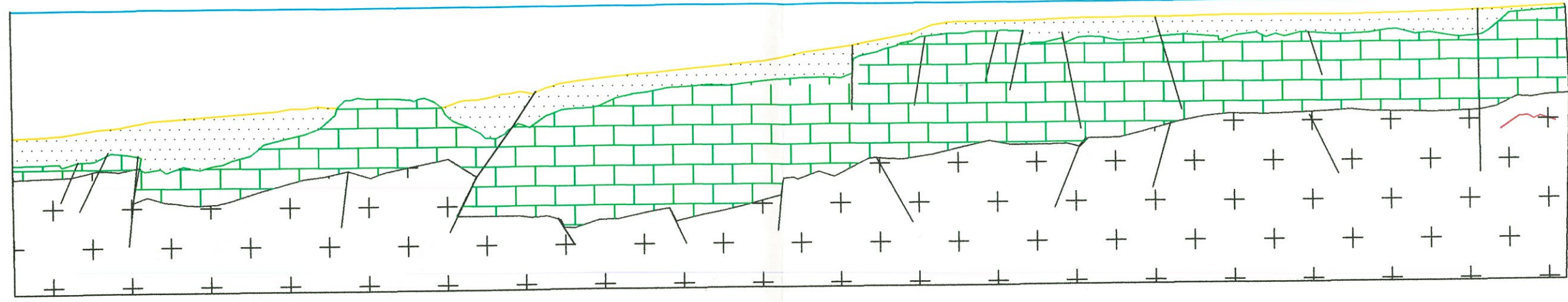
1s
Tα

0 1
2 km

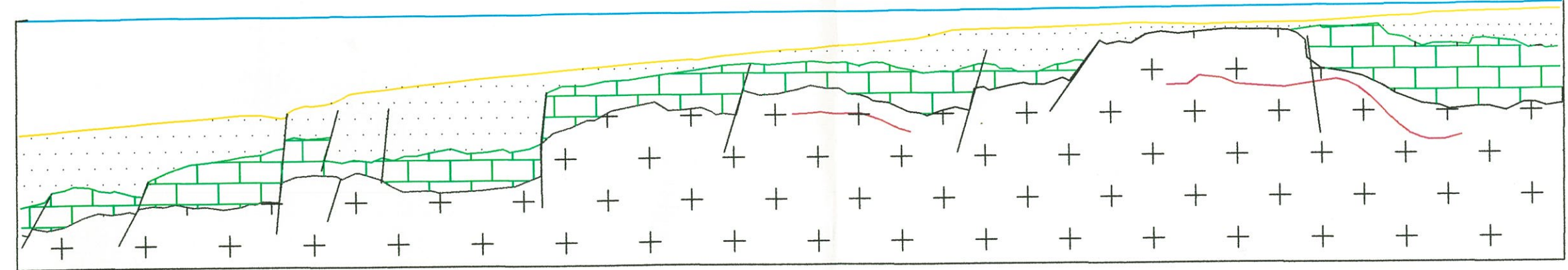
W

Linha GSI-53

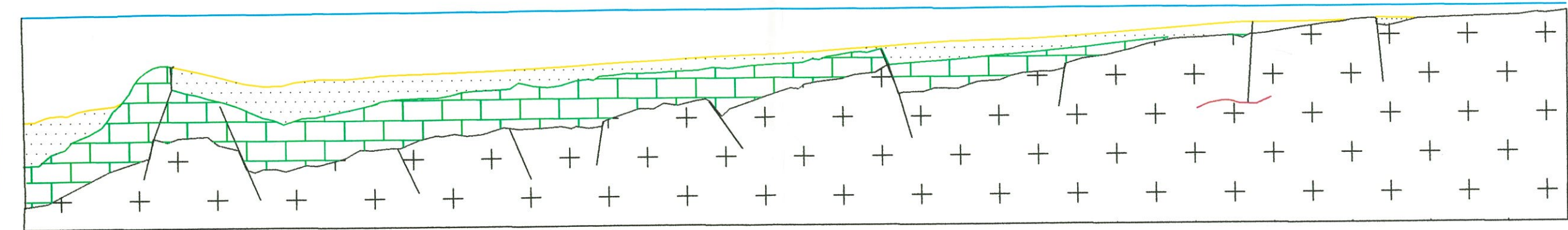
E



Linha GSI-55



Linha GSI-59



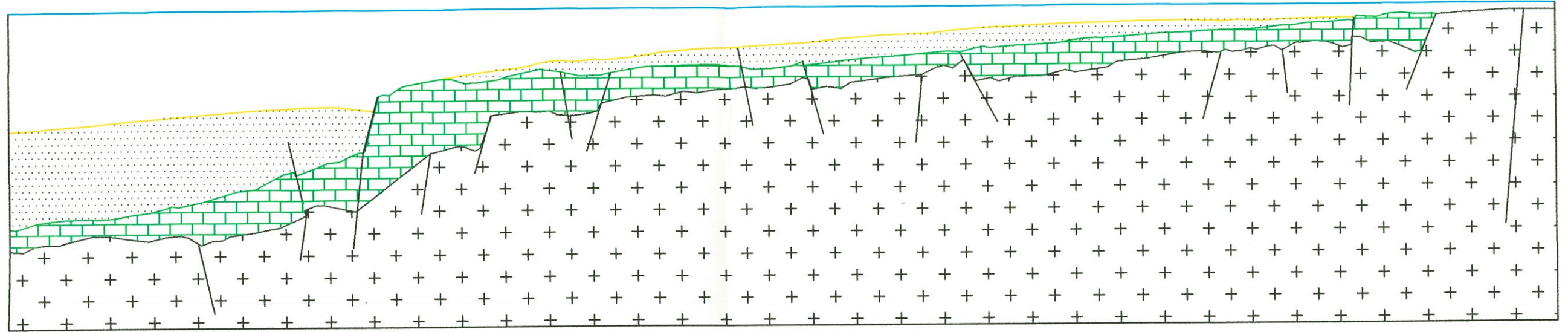
15
Tol

0 1
2 km

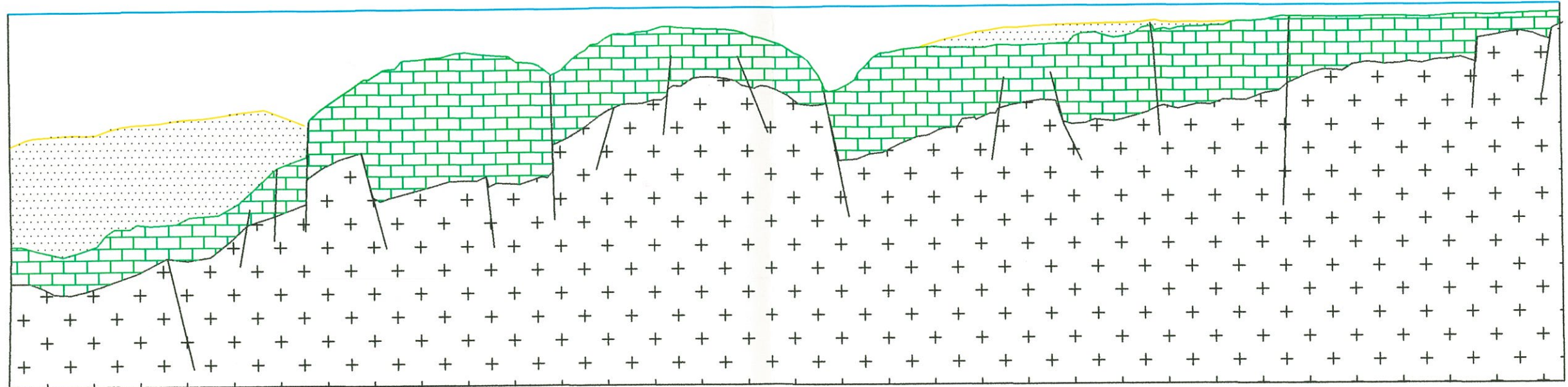
W

Linha GSI-69

E



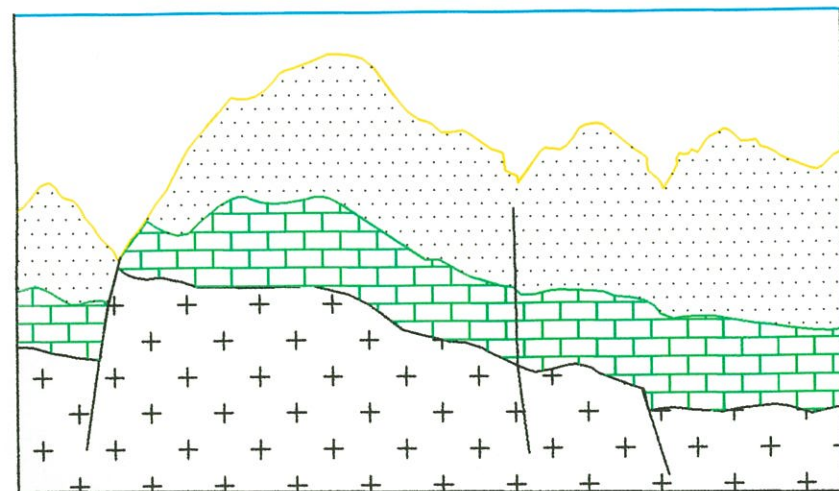
Linha GSI-71



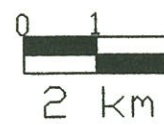
NW

Linha GSI-60

SE



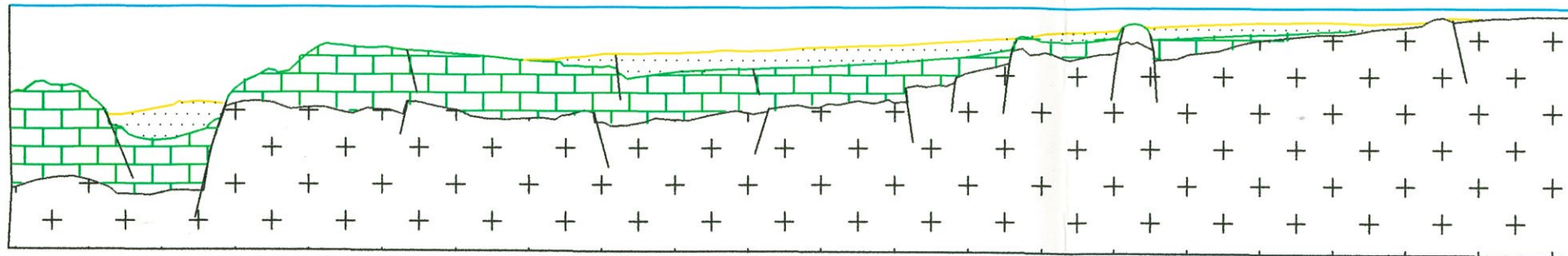
1s
Td



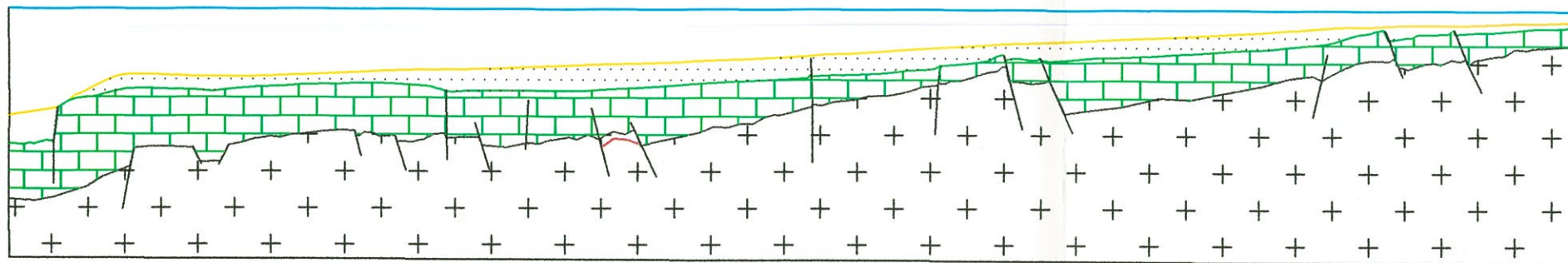
W

Linha GSI-61

E

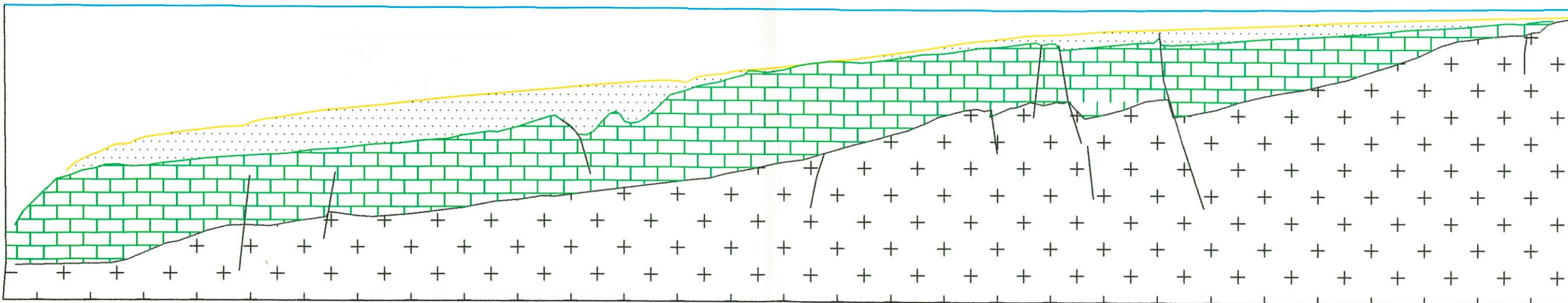


Linha GSI-63



Linha GSI-67

1s
Td

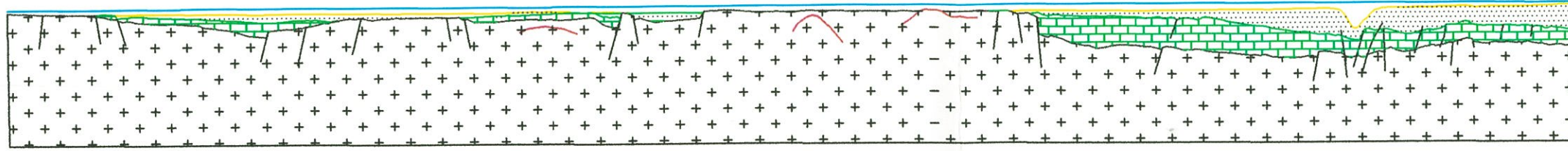


0 1
2 km

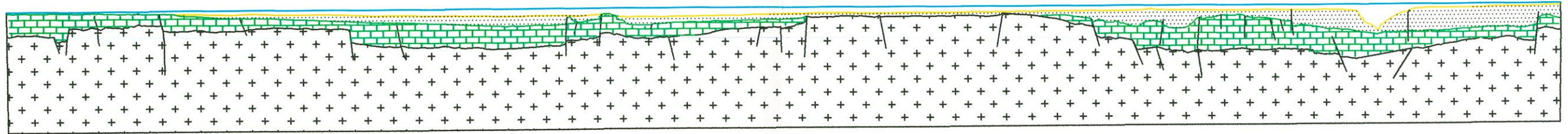
S

N

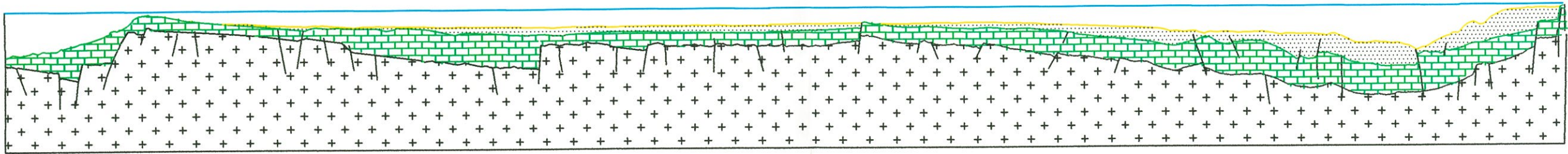
Linha GSI-66



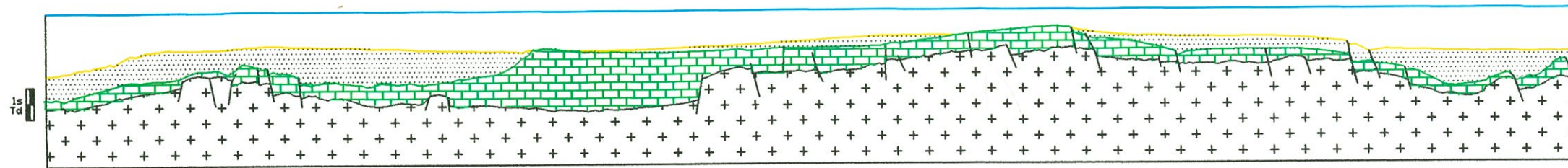
Linha GSI-68



Linha GSI-70



Linha GSI-72



1s
Td

2
15

Apêndice B

Representam-se aqui sob a forma descritiva e gráfica os corpos Paleozóicos e os prismas representativos dos sedimentos Meso-Cenozóicos usados na modelação gravimétrica 3D da margem Oeste Portuguesa, tendo como dados observados o Levantamento GSI, realizado em 1984.

1 - Paleozóico

nº vértices	densidade (g/cm ³)	profundidade topo prisma (km)	base prisma (km)
coordenadas vértices			
corpo 1			
17	0 3.746399E-01	-4000.000000	-5000.000000
454051.000000	4206344.000000	474832.200000	4221805.000000
501749.600000	4232112.000000	539697.900000	4227427.000000
538461.900000	4109363.000000	512741.300000	4133724.000000
489551.900000	4132318.000000	485674.600000	4074691.000000
463989.800000	4075160.000000	481608.700000	4103739.000000
473025.100000	4107487.000000	464495.900000	4096630.000000
454128.500000	4097097.000000	455406.300000	4099522.000000
462894.000000	4112641.000000	471406.600000	4142157.000000
437147.100000	4163240.000000		
corpo 2			
7	0 6.144891E-01	-2500.000000	-5000.000000
512741.300000	4133724.000000	540585.100000	4097353.000000
485674.600000	4074691.000000	487293.100000	4099991.000000
491000.000000	4115000.000000	489551.900000	4125759.000000
489551.900000	4132318.000000		
corpo 3			
8	0 3.748939E-01	-4000.000000	-5000.000000
440000.000000	4270000.000000	540000.000000	4270000.000000
539697.900000	4227427.000000	495876.700000	4242888.000000
486578.100000	4243356.000000	473288.300000	4241482.000000
457024.800000	4241482.000000	443923.600000	4242888.000000
corpo 4			
12	0 3.399821E-01	-3000.000000	-4000.000000
484000.000000	4270000.000000	540000.000000	4270000.000000
540000.000000	4215000.000000	485000.000000	4215000.000000
485937.800000	4218057.000000	490455.500000	4223210.000000
495000.000000	4227000.000000	508070.600000	4227427.000000
509425.900000	4239140.000000	500846.100000	4241482.000000
492262.500000	4241014.000000	484000.000000	4245000.000000

corpo 5

9	0	3.321888E-01	-3000.000000	-4000.000000
440000.000000	4270000.000000	484000.000000	4270000.000000	
484000.000000	4250000.000000	475000.000000	4250000.000000	
475000.000000	4258000.000000	468318.900000	4254132.000000	
464704.800000	4255069.000000	459283.600000	4254601.000000	
439857.700000	4263503.000000			

corpo 6

19	0	3.321888E-01	-3000.000000	-4000.000000
444375.300000	4192757.000000	461090.700000	4200722.000000	
478709.600000	4215714.000000	485937.800000	4218057.000000	
493965.100000	4219802.000000	540000.000000	4215000.000000	
540526.800000	4074691.000000	467340.700000	4075160.000000	
485222.800000	4102333.000000	479349.900000	4107487.000000	
461731.000000	4107956.000000	480000.000000	4151000.000000	
485000.000000	4151000.000000	486000.000000	4142000.000000	
493000.000000	4142000.000000	497000.000000	4157000.000000	
480000.000000	4152000.000000	468000.000000	4155000.000000	
441664.800000	4185261.000000			

corpo 7

9	0	2.149619E-01	-2500.000000	-3000.000000
440000.000000	4270000.000000	484000.000000	4270000.000000	
484000.000000	4245000.000000	475000.000000	4250000.000000	
478000.000000	4258000.000000	468000.000000	4258000.000000	
465000.000000	4251000.000000	458831.800000	4250853.000000	
450248.300000	4253195.000000			

corpo 8

24	0	2.149619E-01	-2500.000000	-3000.000000
455217.700000	4196036.000000	462803.500000	4198539.000000	
485000.000000	4210000.000000	498000.000000	4215000.000000	
505000.000000	4217000.000000	505000.000000	4220000.000000	
510000.000000	4220000.000000	509425.900000	4239140.000000	
494973.100000	4244762.000000	495000.000000	4270000.000000	
540000.000000	4270000.000000	540526.800000	4074691.000000	
471669.800000	4075628.000000	482964.000000	4097180.000000	
489740.500000	4105144.000000	482775.400000	4111704.000000	
465081.900000	4109361.000000	480000.000000	4140000.000000	
496000.000000	4140000.000000	496753.900000	4159531.000000	
480000.000000	4155000.000000	459731.700000	4154807.000000	
446634.200000	4177764.000000	449796.500000	4190883.000000	

corpo 9

7	0	1.960193E-01	-2000.000000	-2500.000000
505000.000000	4270000.000000	540000.000000	4270000.000000	
540000.000000	4220000.000000	518000.000000	4220000.000000	

corpo 9 (continuação)

515000.000000	4230000.000000	516433.800000	4238534.000000
505000.000000	4245000.000000		

corpo 10

4	0	2.023907E-01	-2000.000000	-2500.000000
461090.700000	4200722.000000	472269.400000	4201344.000000	
474139.800000	4193302.000000	464854.000000	4194162.000000	

corpo 11

17	0	1.960193E-01	-2000.000000	-2500.000000
485000.000000	4210000.000000	510000.000000	4210000.000000	
540000.000000	4208000.000000	540526.800000	4074691.000000	
474974.000000	4074659.000000	483867.500000	4091558.000000	
489740.500000	4102802.000000	481156.900000	4109830.000000	
468507.500000	4111704.000000	477806.000000	4143094.000000	
496000.000000	4140000.000000	489100.200000	4158087.000000	
470000.000000	4155000.000000	474341.100000	4163240.000000	
459884.600000	4159024.000000	455183.400000	4185072.000000	
482000.000000	4200000.000000			

corpo 12

22	0	1.960193E-01	-1500.000000	-2000.000000
540000.000000	4208000.000000	540526.800000	4074691.000000	
478580.100000	4075126.000000	490000.000000	4100000.000000	
499679.300000	4122011.000000	487933.400000	4116857.000000	
480000.000000	4117000.000000	478000.000000	4117000.000000	
480000.000000	4140000.000000	496000.000000	4140000.000000	
503000.000000	4150000.000000	498000.000000	4173000.000000	
490000.000000	4175000.000000	488345.800000	4160898.000000	
480000.000000	4165000.000000	488000.000000	4180000.000000	
480000.000000	4185000.000000	481000.000000	4190000.000000	
492000.000000	4211000.000000	510030.600000	4213371.000000	
513644.700000	4204470.000000	530000.000000	4210000.000000	

corpo 13

4	0	1.969071E-01	-1500.000000	-2000.000000
445278.900000	4268656.000000	483000.000000	4270000.000000	
481871.900000	4260691.000000	452958.900000	4249916.000000	

corpo 14

4	0	2.858253E-01	-1500.000000	-2000.000000
461994.200000	4175422.000000	470126.000000	4178701.000000	
475547.200000	4169800.000000	464253.000000	4164177.000000	

corpo 15

20	0	1.960193E-01	-1000.000000	-1500.000000
494218.800000	4207281.000000	503000.000000	4208000.000000	

corpo 15 (continuação)

510000.000000	4210000.000000	509127.000000	4202127.000000
530000.000000	4208500.000000	540000.000000	4208000.000000
540526.800000	4074691.000000	485674.600000	4074691.000000
490000.000000	4100000.000000	497511.900000	4111589.000000
501568.800000	4120004.000000	501568.800000	4126081.000000
495122.300000	4130913.000000	480000.000000	4117000.000000
477051.700000	4126228.000000	489701.100000	4137941.000000
495000.000000	4136000.000000	507000.000000	4150000.000000
499640.000000	4176359.000000	483376.400000	4187603.000000

corpo 16

4	0	1.984555E-01	-1500.000000	-4000.000000
491359.000000	4160898.000000	497000.000000	4157000.000000	
493000.000000	4142000.000000	482775.400000	4146842.000000	

corpo 17

4	0	3.747911E-01	-1000.000000	-3000.000000
475000.000000	4258000.000000	486693.700000	4257440.000000	
486243.000000	4248091.000000	475000.000000	4250000.000000	

corpo 18

17	0	9.786939E-02	-100.000000	-1000.000000
494000.000000	4205000.000000	502000.000000	4210000.000000	
507000.000000	4210000.000000	509000.000000	4204000.000000	
530000.000000	4205000.000000	540000.400000	4204001.000000	
540526.800000	4074691.000000	488496.800000	4074659.000000	
494356.600000	4099902.000000	500000.000000	4110000.000000	
506527.100000	4130755.000000	508000.000000	4150000.000000	
505000.000000	4160000.000000	504912.000000	4171205.000000	
504008.400000	4181512.000000	505000.000000	4178000.000000	
491508.200000	4187603.000000			

corpo 19

4	0	2.690066E-01	-1170.000000	-5000.000000
481871.900000	4124354.000000	482775.400000	4111704.000000	
470015.600000	4108784.000000	478257.800000	4123417.000000	

corpo 20

4	0	2.754334E-01	-3000.000000	-5000.000000
477227.800000	4148052.000000	495708.900000	4148987.000000	
495708.900000	4142442.000000	477806.000000	4143094.000000	

corpo 21

4	0	-9.181114E-02	-100.000000	-1000.000000
511236.700000	4185261.000000	511236.700000	4177764.000000	
505000.000000	4178000.000000	504008.400000	4181512.000000	

corpo 22

6	0	3.305201E-01	-2700.000000	-3000.000000
488046.000000	4230794.000000	481735.400000	4226120.000000	
490907.200000	4215246.000000	494973.100000	4214777.000000	
505000.000000	4217000.000000	498413.500000	4226120.000000	

corpo 23

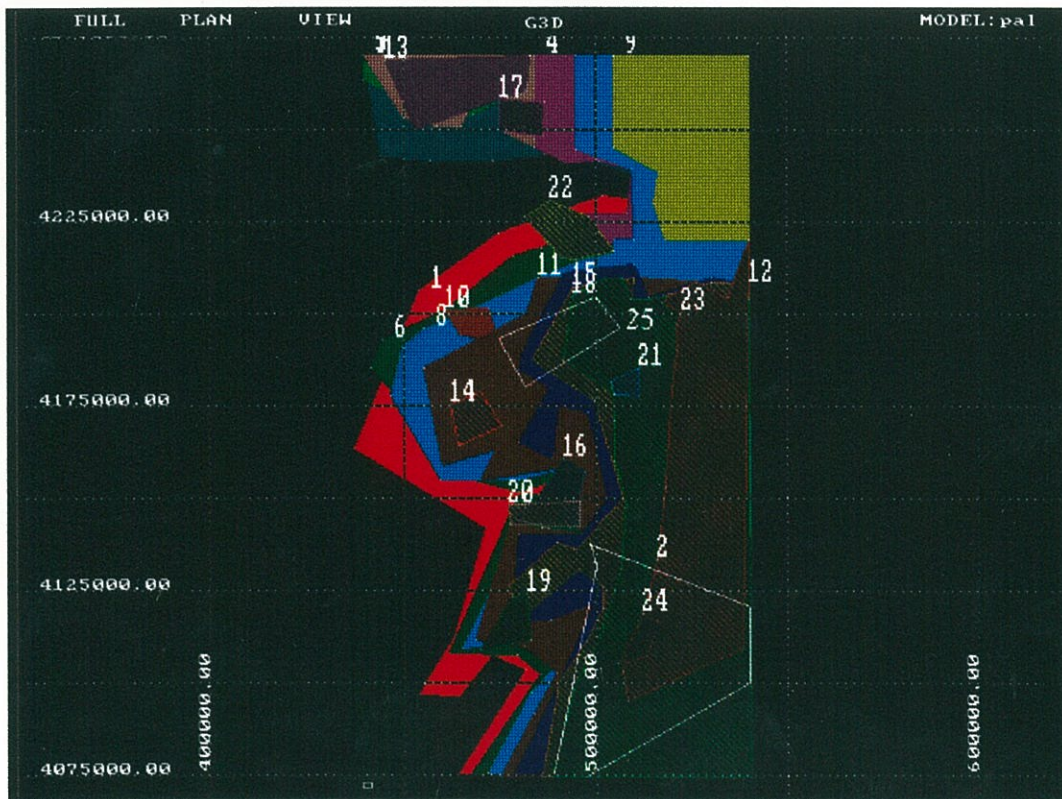
15	0	2.183467E-01	-1.000000	-100.000000
522303.700000	4200409.000000	517345.300000	4203214.000000	
523205.200000	4206953.000000	526360.500000	4208356.000000	
534474.200000	4204616.000000	540000.000000	4220000.000000	
538461.900000	4109363.000000	508330.200000	4095228.000000	
506977.900000	4103175.000000	511936.300000	4118601.000000	
515993.100000	4133560.000000	518246.900000	4153194.000000	
519599.200000	4175165.000000	520951.400000	4190124.000000	
520951.400000	4197136.000000			

corpo 24

4	0	2.937956E-01	-50.000000	-3500.000000
511936.300000	4118601.000000	515993.100000	4116731.000000	
512837.800000	4107382.000000	505625.600000	4105512.000000	

corpo 25

4	0	2.923345E-01	-100.000000	-5000.000000
495780.000000	4203000.000000	503000.000000	4198000.000000	
485873.000000	4184423.000000	483653.000000	4191200.000000	



2 - Sedimentos Meso-Cenozóicos

n° vértices	densidade (g/c3)	profundidade topo prisma (km)	base prisma (km)
coordenadas vértices			
corpo 1			
6	0	1.947260E-02	-3000.000000
488192.900000	4220399.000000	480964.700000	4245231.000000
471177.100000	4240794.000000	457038.400000	4248125.000000
457038.400000	4210552.000000	473386.300000	4219716.000000
corpo 2			
3	0	5.545173E-02	-1500.000000
440000.100000	4163240.000000	475000.000000	4145000.000000
436691.600000	4115920.000000		
corpo 3			
6	0	5.545173E-02	-1500.000000
475000.000000	4145000.000000	458000.000000	4117000.000000
462000.000000	4100000.000000	455604.600000	4070000.000000
436392.900000	4070006.000000	436691.600000	4115920.000000
corpo 4			
11	0	5.545173E-02	-1500.000000
455604.600000	4070000.000000	462000.000000	4100000.000000
458000.000000	4117000.000000	480000.000000	4152000.000000
486434.400000	4148983.000000	486000.000000	4142000.000000
477806.000000	4143094.000000	473217.500000	4130250.000000
462894.000000	4112641.000000	474639.900000	4107956.000000
465604.600000	4070000.000000		
corpo 5			
9	0	5.545173E-03	-1500.000000
465604.600000	4070000.000000	474639.900000	4107956.000000
462894.000000	4112641.000000	473217.500000	4130250.000000
470275.200000	4115920.000000	487744.900000	4110767.000000
479000.000000	4110000.000000	481000.000000	4100000.000000
474139.800000	4070000.000000		
corpo 6			
14	0	5.545173E-03	-1500.000000
474139.800000	4070000.000000	481000.000000	4100000.000000
479000.000000	4110000.000000	487744.900000	4110767.000000
470275.200000	4115920.000000	477806.000000	4143094.000000

corpo 6 (continuação)

486875.000000	4140302.000000	480000.000000	4140000.000000
480000.000000	4117000.000000	493767.000000	4121543.000000
491000.000000	4115000.000000	497000.000000	4110000.000000
490000.000000	4100000.000000	478104.800000	4070000.000000

corpo 7

13	0	5.545173E-03	-1500.000000	-1500.000000
478104.800000	4070000.000000	490000.000000	4100000.000000	
497000.000000	4110000.000000	491000.000000	4115000.000000	
493767.000000	4121543.000000	480000.000000	4117000.000000	
495122.300000	4130913.000000	499000.000000	4127000.000000	
496126.800000	4120198.000000	495000.000000	4117000.000000	
502000.000000	4110000.000000	495000.000000	4100000.000000	
483391.600000	4070000.000000			

corpo 8

17	0	3.558289E-03	-1500.000000	-4000.000000
475000.000000	4145000.000000	440000.100000	4163240.000000	
440142.500000	4211485.000000	471546.600000	4228026.000000	
495000.000000	4227000.000000	493965.100000	4219802.000000	
498000.000000	4215000.000000	485000.000000	4215000.000000	
479157.600000	4211029.000000	475036.900000	4208279.000000	
469736.500000	4205530.000000	460902.400000	4200950.000000	
447651.400000	4195453.000000	441664.800000	4185261.000000	
459731.700000	4154807.000000	470000.000000	4155000.000000	
480000.000000	4152000.000000			

corpo 9

11	0	5.545173E-03	-1500.000000	-3000.000000
440142.500000	4244467.000000	484000.000000	4245000.000000	
483000.000000	4270000.000000	495000.000000	4270000.000000	
495000.000000	4240000.000000	510000.000000	4235000.000000	
510000.000000	4220000.000000	493965.100000	4219802.000000	
495000.000000	4227000.000000	471546.600000	4228026.000000	
440142.500000	4211485.000000			

corpo 10

25	0	5.545173E-03	-1500.000000	-2500.000000
495000.000000	4270000.000000	505000.000000	4270000.000000	
505000.000000	4245000.000000	516433.800000	4238534.000000	
515000.000000	4230000.000000	518000.000000	4220000.000000	
540000.000000	4220000.000000	540000.000000	4208000.000000	
530000.000000	4208500.000000	512518.900000	4210207.000000	
485000.000000	4210000.000000	482000.000000	4200000.000000	
455183.400000	4185072.000000	459884.600000	4159024.000000	
474341.100000	4163240.000000	470000.000000	4155000.000000	
459731.700000	4154807.000000	446634.200000	4177764.000000	

441664.800000	4185261.000000	452068.400000	4197743.000000
470178.200000	4210569.000000	485000.000000	4215000.000000
510000.000000	4220000.000000	510000.000000	4235000.000000
495000.000000	4240000.000000		

corpo 11

3	0	5.545173E-03	-1500.000000	-2500.000000
445994.000000	4235793.000000	465000.000000	4251000.000000	
480964.700000	4245231.000000			

corpo 12

9	0	5.545173E-03	-1500.000000	-2000.000000
440000.000000	4270000.000000	445278.900000	4268656.000000	
444375.300000	4245699.000000	469222.500000	4259286.000000	
483000.000000	4270000.000000	484000.000000	4245000.000000	
465000.000000	4251000.000000	445994.000000	4235793.000000	
440000.000000	4234000.000000			

corpo 13

5	0	5.545173E-03	-500.000000	-1000.000000
445112.800000	4270517.000000	483000.000000	4270000.000000	
469222.500000	4259286.000000	445112.800000	4251328.000000	
445278.900000	4268656.000000			

corpo 14

16	0	5.545173E-03	-1500.000000	-2000.000000
459884.600000	4159024.000000	455183.400000	4185072.000000	
482000.000000	4200000.000000	485000.000000	4210000.000000	
492000.000000	4211000.000000	480000.000000	4185000.000000	
488000.000000	4180000.000000	480337.300000	4167052.000000	
488345.800000	4160898.000000	490000.000000	4175000.000000	
498000.000000	4173000.000000	503000.000000	4150000.000000	
496000.000000	4140000.000000	486434.400000	4148983.000000	
470000.000000	4155000.000000	474341.100000	4163240.000000	

corpo 15

7	0	5.545173E-03	-1500.000000	-2000.000000
505000.000000	4270000.000000	537758.400000	4270119.000000	
540000.000000	4220000.000000	518000.000000	4220000.000000	
515000.000000	4230000.000000	516433.800000	4238534.000000	
505000.000000	4245000.000000			

corpo 16

34	0	4.825314E-02	-1000.000000	-1500.000000
483391.600000	4070000.000000	495000.000000	4100000.000000	
502000.000000	4110000.000000	495000.000000	4117000.000000	
499000.000000	4127000.000000	495122.300000	4130913.000000	
480000.000000	4117000.000000	480266.500000	4128879.000000	

corpo 16 (continuação)

489701.100000	4137941.000000	493440.600000	4137431.000000
508000.000000	4150000.000000	505000.000000	4178000.000000
491508.200000	4187603.000000	495355.100000	4210569.000000
512518.900000	4210207.000000	540000.000000	4208000.000000
537758.400000	4270119.000000	483000.000000	4270000.000000
469222.500000	4259286.000000	445112.800000	4251328.000000
445278.900000	4268656.000000	440000.000000	4270000.000000
440142.500000	4244467.000000	467528.000000	4244925.000000
482987.500000	4240344.000000	463994.300000	4230725.000000
459135.600000	4212402.000000	441664.800000	4185261.000000
441025.900000	4170717.000000	458252.200000	4150561.000000
458252.200000	4105211.000000	481000.000000	4100000.000000
458693.900000	4093760.000000	436392.900000	4070006.000000

corpo 17

30	0	4.825314E-03	-500.000000	-1000.000000
465604.600000	4070000.000000	489613.000000	4103837.000000	
490496.400000	4117580.000000	476362.000000	4114831.000000	
477687.100000	4200492.000000	461785.800000	4213776.000000	
492263.200000	4239886.000000	495000.000000	4240000.000000	
475920.300000	4250880.000000	453393.500000	4247216.000000	
440142.500000	4244467.000000	440000.000000	4270000.000000	
445112.800000	4270517.000000	445112.800000	4251328.000000	
469222.500000	4259286.000000	483000.000000	4270000.000000	
537758.400000	4270119.000000	540000.000000	4208000.000000	
502000.000000	4210000.000000	495355.100000	4210569.000000	
491508.200000	4187603.000000	505000.000000	4178000.000000	
508000.000000	4150000.000000	500655.600000	4120328.000000	
500213.800000	4118496.000000	502000.000000	4110000.000000	
499330.400000	4103837.000000	498005.300000	4085056.000000	
528041.000000	4099715.000000	540000.000000	4070000.000000	

corpo 18

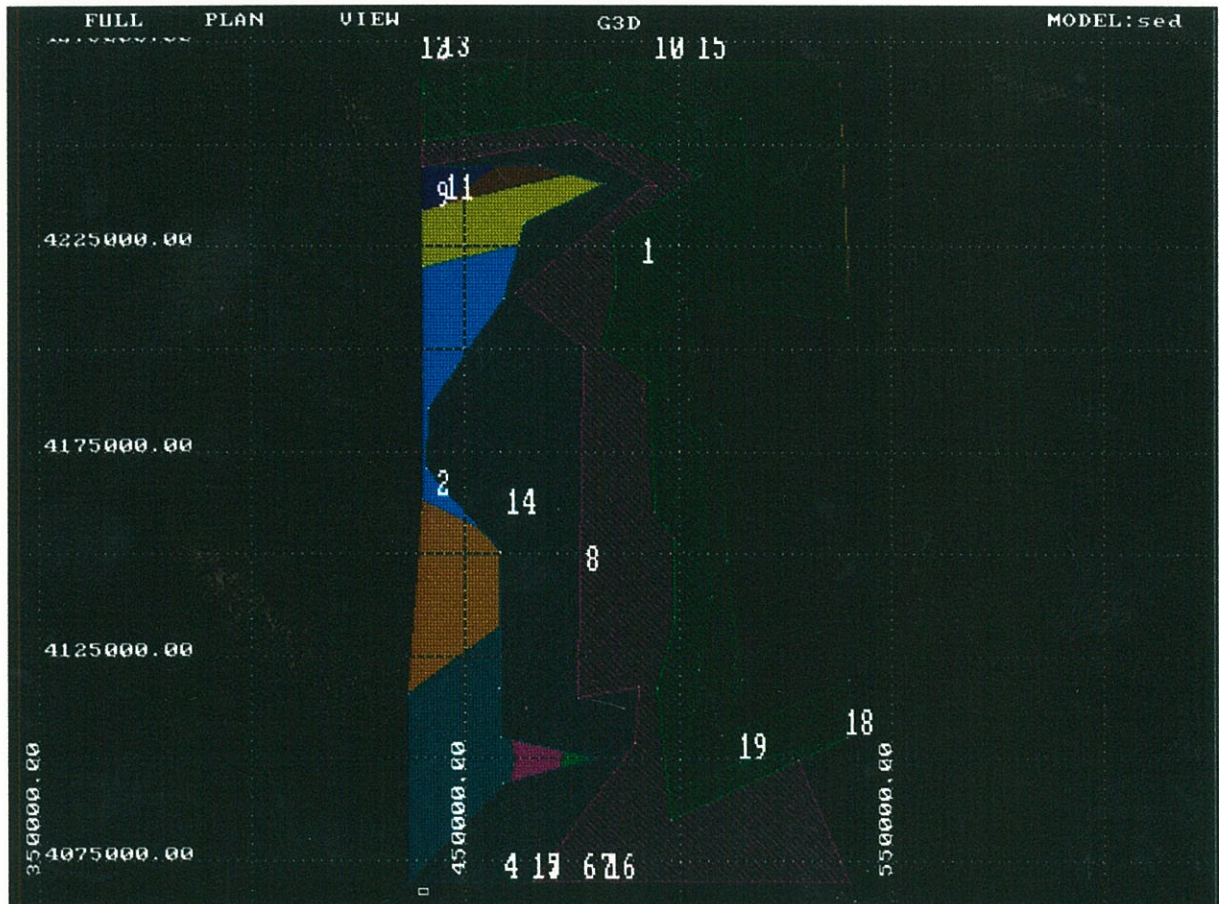
26	0	4.825314E-03	-200.000000	-500.000000
539525.300000	4105211.000000	540183.000000	4119284.000000	
513023.200000	4103379.000000	513308.700000	4127052.000000	
505819.200000	4119284.000000	511105.900000	4148069.000000	
509784.200000	4181879.000000	502294.700000	4187819.000000	
503616.300000	4199698.000000	502000.000000	4210000.000000	
540000.000000	4208000.000000	537758.400000	4270119.000000	
440000.000000	4270000.000000	440584.200000	4250880.000000	
475920.300000	4255919.000000	505514.300000	4242635.000000	
484754.300000	4228892.000000	485000.000000	4215000.000000	
482000.000000	4200000.000000	493146.600000	4192246.000000	
494471.800000	4160181.000000	498888.800000	4153768.000000	
498888.800000	4134528.000000	495000.000000	4117000.000000	
498005.300000	4085056.000000	528041.000000	4099715.000000	

corpo 19

27	0	7.630792E-03	-100.000000	-200.000000
514348.300000	4099256.000000	539525.300000	4105211.000000	
540183.000000	4119284.000000	509931.300000	4105670.000000	
514630.400000	4119284.000000	511105.900000	4148069.000000	
509784.200000	4181879.000000	502294.700000	4187819.000000	
503616.300000	4199698.000000	502000.000000	4210000.000000	
540000.000000	4208000.000000	537758.400000	4270119.000000	
440000.000000	4270000.000000	440584.200000	4262332.000000	
460902.400000	4268745.000000	454718.600000	4257751.000000	
480779.000000	4262790.000000	483429.200000	4263248.000000	
514790.000000	4256377.000000	517881.900000	4229809.000000	
501097.300000	4212402.000000	495355.100000	4204156.000000	
497563.700000	4187665.000000	505000.000000	4178000.000000	
507722.800000	4139567.000000	504630.900000	4121702.000000	
499772.200000	4093301.000000			

corpo 20

5	0	8.558632E-04	-300.000000	-1000.000000
463224.100000	4120741.000000	471177.100000	4123491.000000	
477362.800000	4120283.000000	476921.000000	4112035.000000	
464549.600000	4106995.000000			



Apêndice C

Neste apêndice mostra-se a modelação gravimétrica e magnética 2.5D das secções sísmicas que atravessam as principais anomalias discutidas no texto. As legendas, com as propriedades e identificação dos corpos geradores de anomalias, apresentam-se de seguida. A exageração vertical das secções varia entre 1 e 2. As unidades dos contrastes de densidade são g/cm^3 e das susceptibilidades magnéticas expressam-se também em unidades c.g.s.. Para todas as secções, o corpo com o número maior representa a camada de água, a que se atribuiu uma densidade aproximada de -1.2. Às susceptibilidades das unidades sedimentares foi atribuído o valor uniforme de 1^{-8} . Magnetismo residual não foi considerado.

Linha 47

corpos 1 e 2 (unidades Meso-Cenozóicas) densidade: -0.08.

corpos 3,5,6 e 7 (Formações do Paleozóico)

corpo 3 - d: 0.41; s. m.: 2^{-4} . corpo 5 - d:0.30; s. m.: 2^{-4} ; corpo 6 - d: 0.32; s. m.: 1^{-6} . corpo 7 - d: 0.32; s. m.: 7^{-5} .

corpos 4 e 8 (intrusões ígneas) - d: 0.39; s. m.: 1.15^{-3} .

Linha 49

corpos 1 e 2 (unidades sedimentares)

corpo 1 - d: -0.05. corpo 2 - d: -0.08.

corpos 4, 5, 6 e 7 (Formações do Paleozóico)

corpo 4 - d: 0.16; s. m.: 5.3^{-4} . corpo 5 - d: 0.16; s. m.: 3^{-4} . corpo 6 - d: 0.15; s. m.: 2^{-4} . corpo 7 - d: 0.15; s. m.: 3^{-4} .

corpos 3 e 8 (intrusões ígneas)

corpo 3 - d: 0.16; s. m.: 1.4^{-3} . corpo 8 - d: 0.57; s. m.: 9.5^{-4} .

Linha 51

corpos 1, 2 e 3 (unidades sedimentares)

corpo 1 - d: -0.2. corpo 2 e 3 - d: 0.17.

corpos 4, 5, 6 e 7 (Formações do Paleozóico)

corpo 4 - d: 0.20; s. m.: 1.3^{-4} . corpo 5 - d: 0.49; s. m.: 2.3^{-4} . corpo 6 - d: 0.32; s. m.: -1^{-4} . corpo 7 - d: 0.33; s. m.: 6.4^{-5} .

Linha 66 (parte Norte)

corpos 1 e 2 (unidades sedimentares)

corpo 1 - d: -0.08. corpo 2 - d: -0.01.

corpos 3,5, 6 e 7 (Formações do Paleozóico)

corpo 3 - d: ?; s. m.: 5.8^{-4} . corpo 5 - d: 0.39; s. m.: 5.9^{-4} . corpo 6 - d: 0.24; s. m.: 3^{-4} . corpo 7 - d: 0.32; s. m.: 1^{-4} .

corpo 4 (intrusão ígnea) - d: ?; s. m.: 3.7^{-3} .

Linha 70 (parte Sul)

corpos 1, 2, 3 e 4 (unidades sedimentares)

corpo 1 e 2 - d: 0.24. corpo 3 e 4 - d: -0.07.

corpos 6, 8 e 9 (Formações do Paleozóico)

corpo 6 - d: 0.3; s. m.: 1^{-5} . corpo 8 - d: 0.3; s. m.: 8.8^{-5} . corpo 9 - d: 0.37; s. m.: 8.8^{-5} .

Linha 70 (parte Sul - continuação)

corpo 11 (intrusão ígnea) - d: 0.39; s. m.: 9.⁻⁴.

corpos 3 e 8 (intrusões ígneas)

corpos 5, 7 e 12 (intrusões magmáticas ou unidades ante-devónicas)

corpo 5 - d: 0.44; s. m.: 3.1⁻⁵. corpo 7 - d: 0.3; s. m.: 4.7⁻⁴. corpo 12 - d: 0.3; s. m.: 1.⁻⁵.

corpo 10 (unidade ante-devónica e/ou intrusão ígnea) d: 0.39; s. m.: 4.7⁻³.

Linha 70 (parte Norte)

corpos 1 e 2 (unidades sedimentares)

corpo 1 - d: -0.02. corpo 2 - d: 0.07.

corpos 3, 5, 7, 8 e 9 (Formações do Paleozóico)

corpo 3 - d: 0.43; s. m.: 4.2⁻⁴. corpo 5 - d: 0.43; s. m.: 3.1⁻⁴. corpo 7 - d: 0.5; s. m.: 1.2⁻⁴.

corpo 8 - d: 0.42; s. m.: 7.1⁻⁴. corpo 9 - d: 0.35; s. m.: 4.1⁻⁴.

corpos 4 e 6 (intrusões ígneas)

corpo 4 - d: 0.5; s. m.: 7.2⁻⁴. corpo 6 - d: 0.38; s. m.: 1.2⁻³.

Linha 72 (parte Norte)

corpos 1 e 2 (unidades sedimentares)

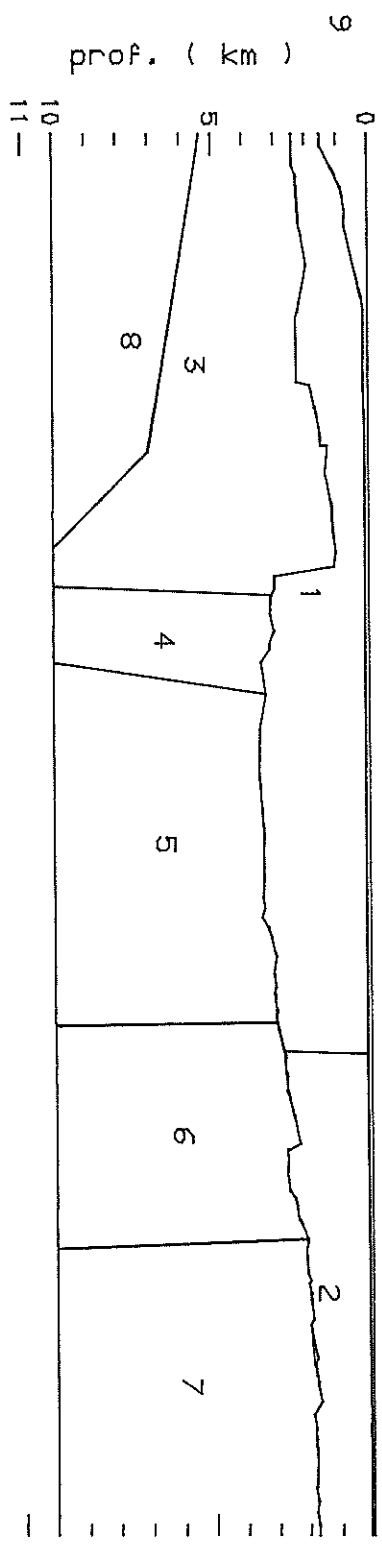
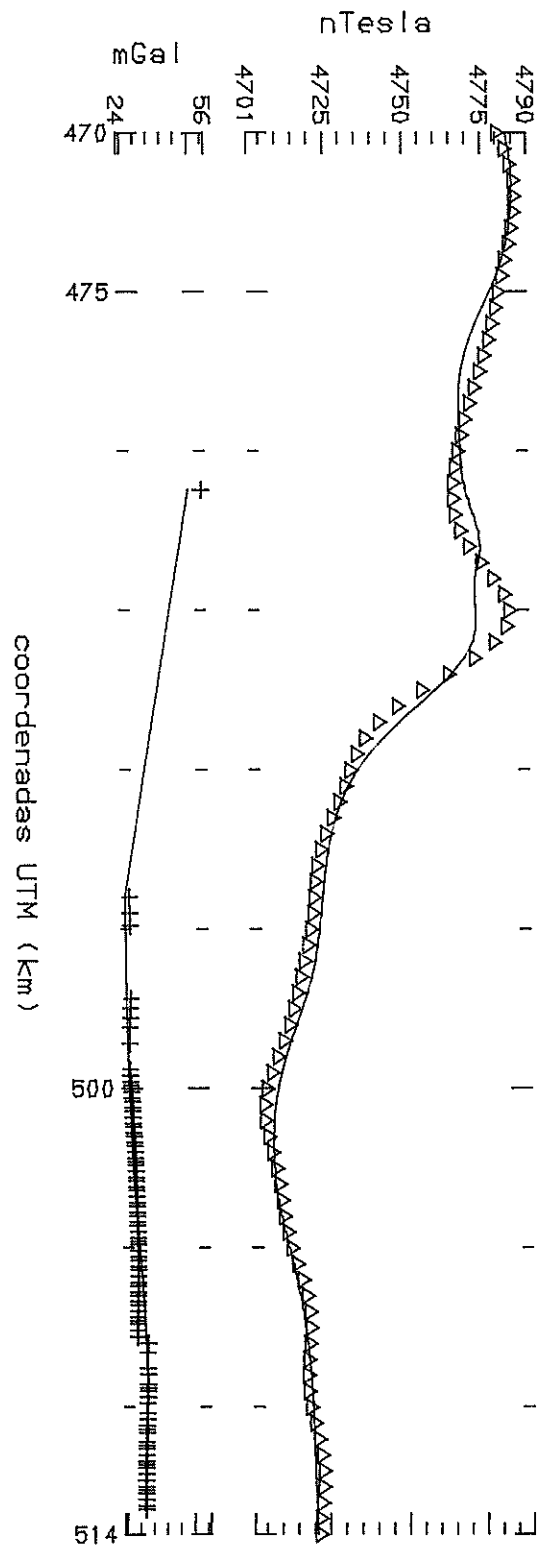
corpo 1 - d: -0.05. corpo 2 - d: -0.06.

corpos 3, 4, 5, e 6 (Formações do Paleozóico)

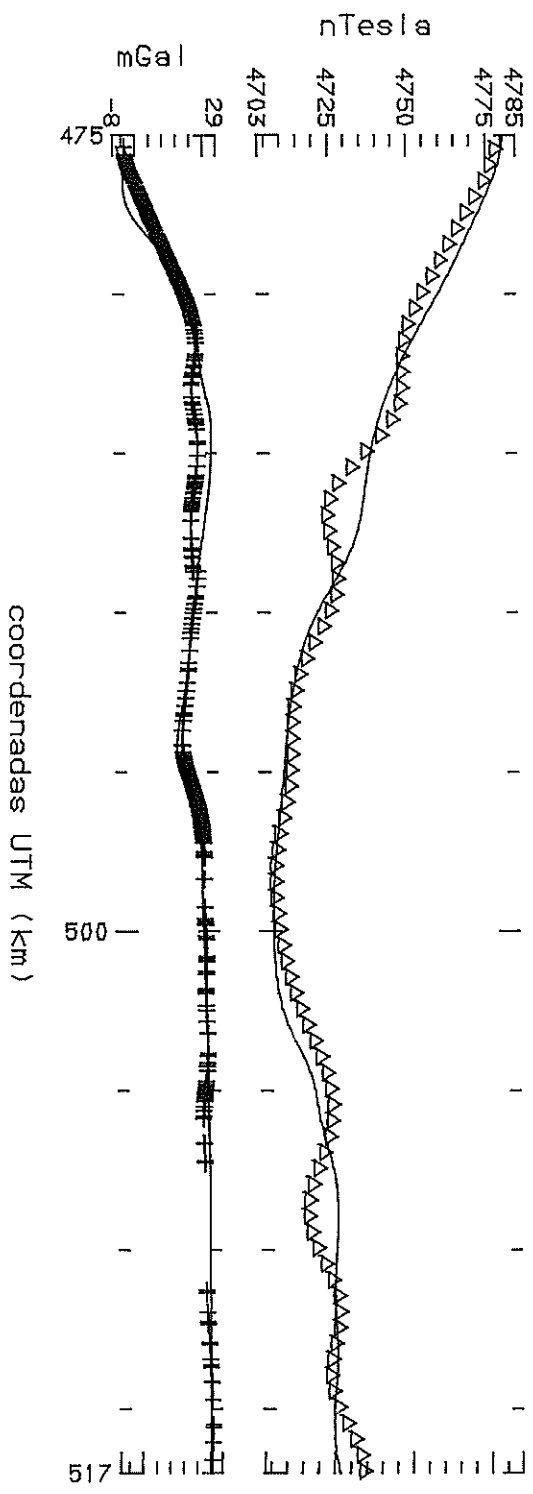
corpo 3 - d: 0.41; s. m.: 1.5⁻⁴. corpo 4 - d: 0.43; s. m.: 6.2⁻⁴. corpo 5 - d: 0.2; s. m.: 6.2⁻⁴.

corpo 6 - d: 0.3; s. m.: 2.4⁻⁴.

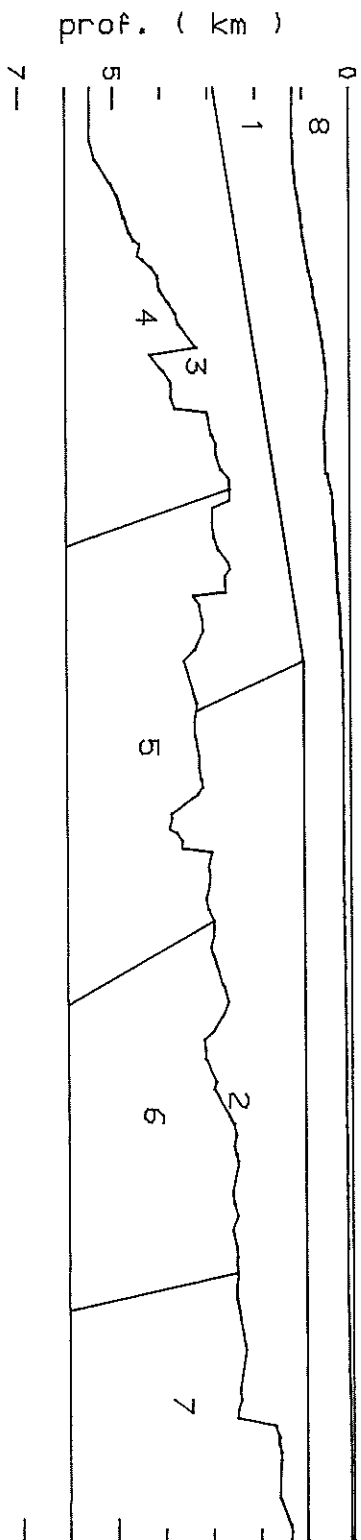
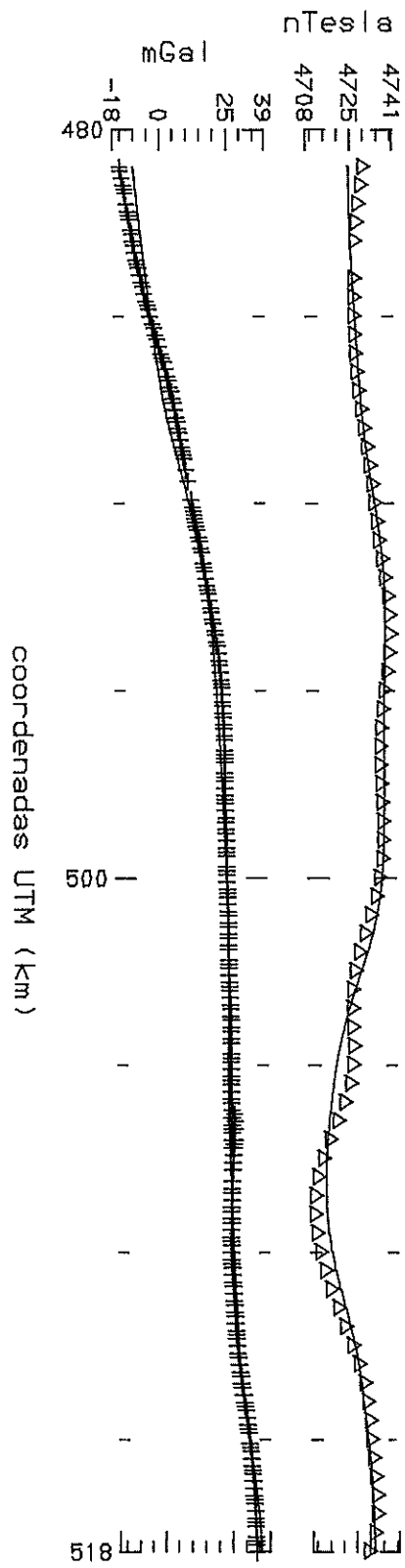
Linha GSI-47



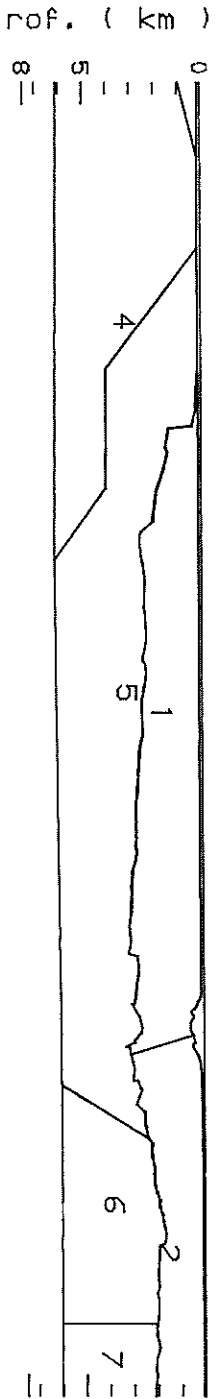
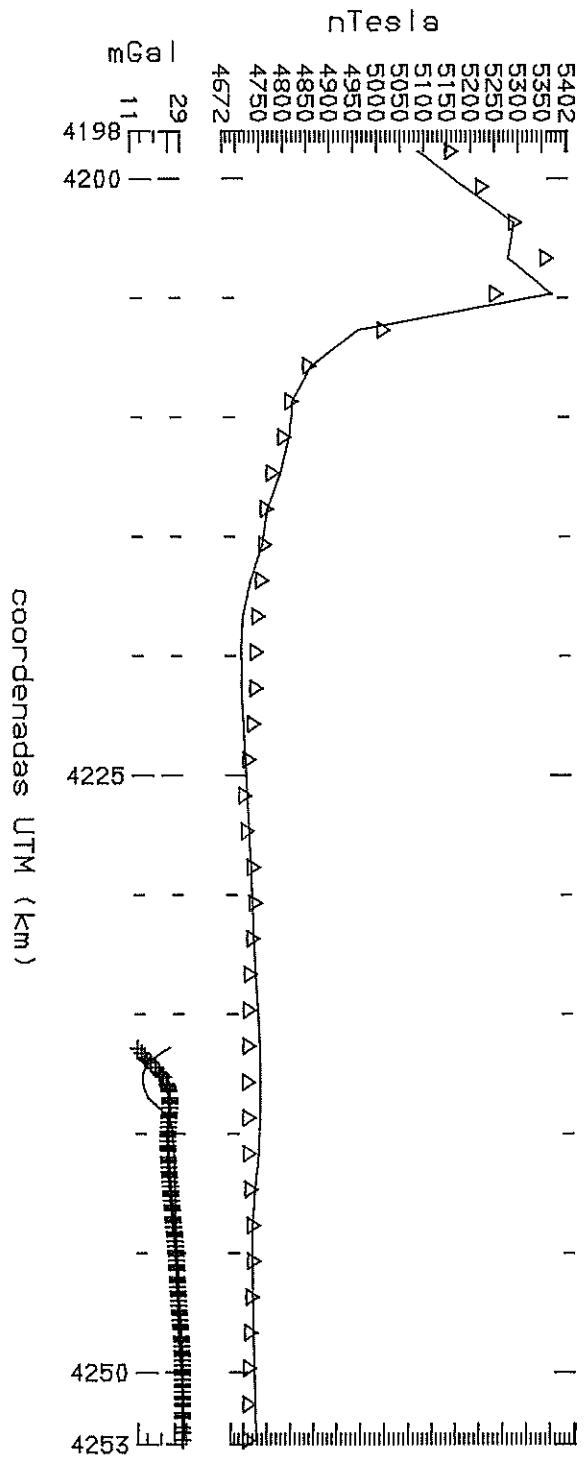
Linha GSI-49



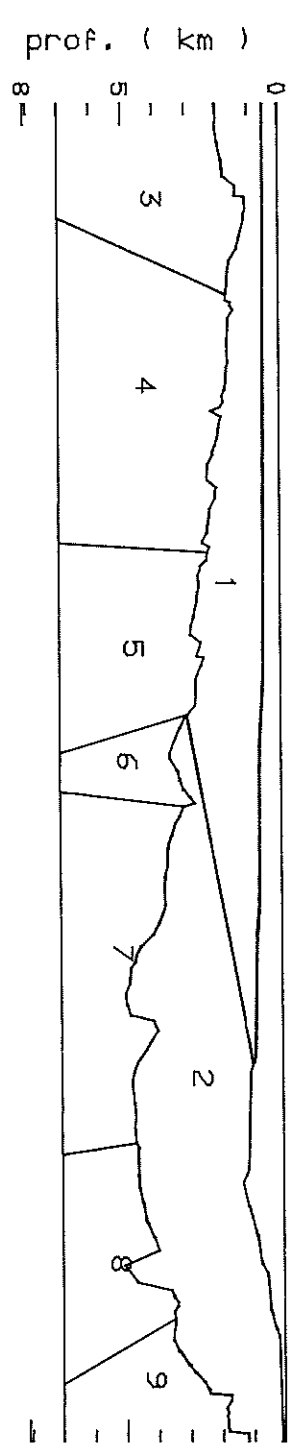
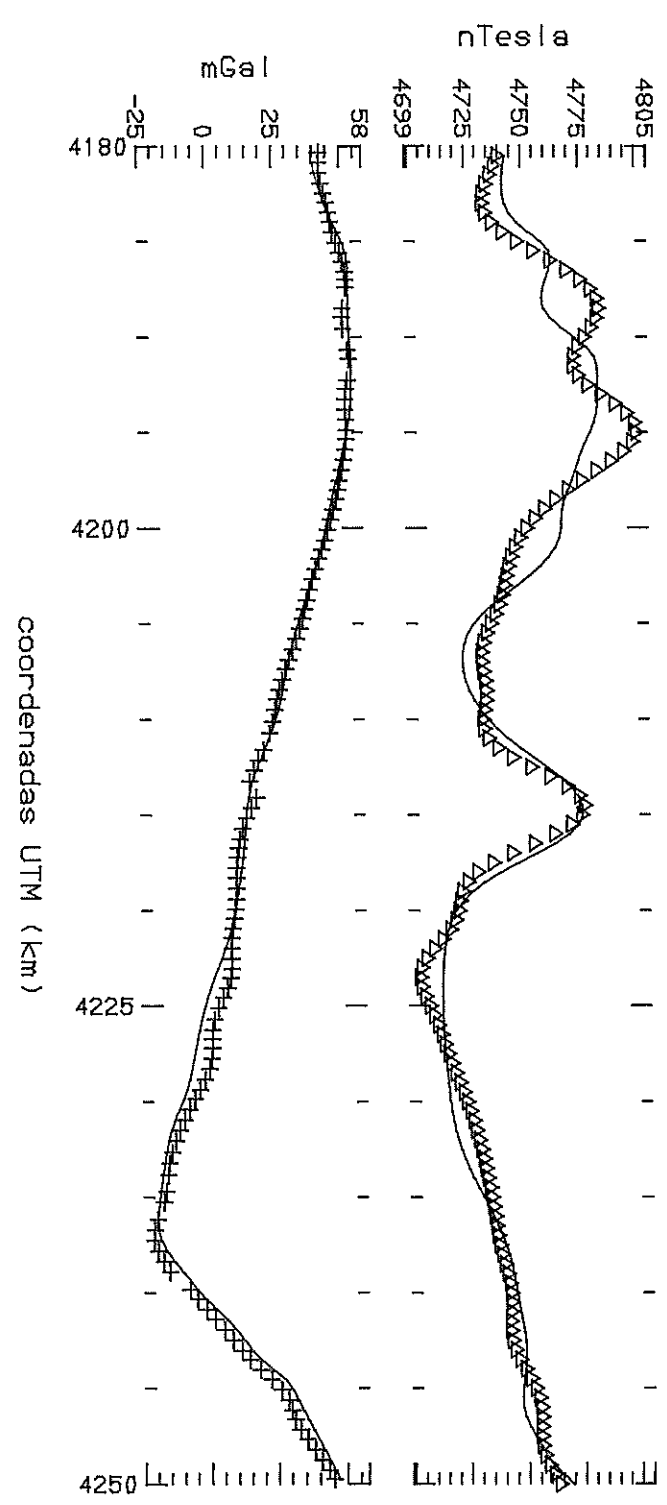
Linha GSI-51



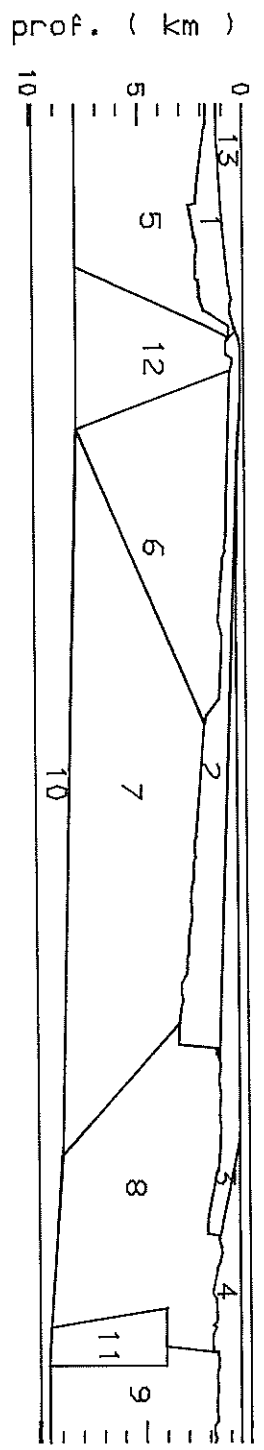
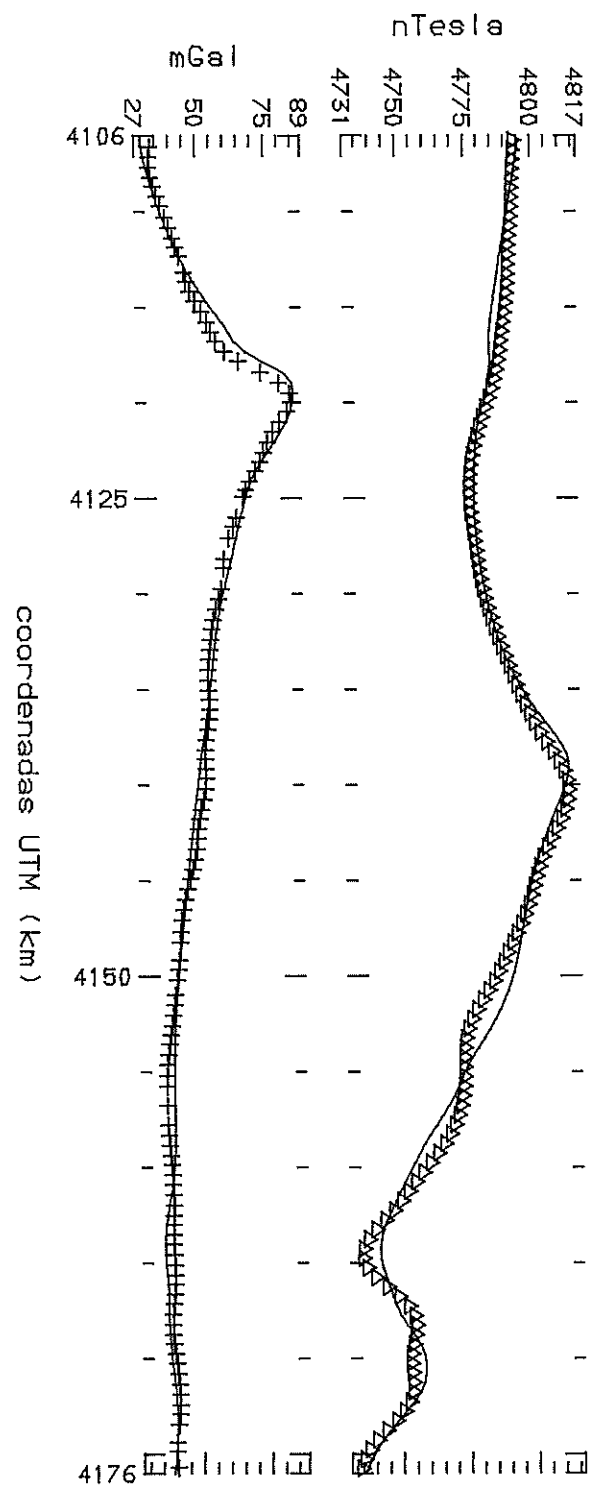
Linha GSI-66 (parte Norte)



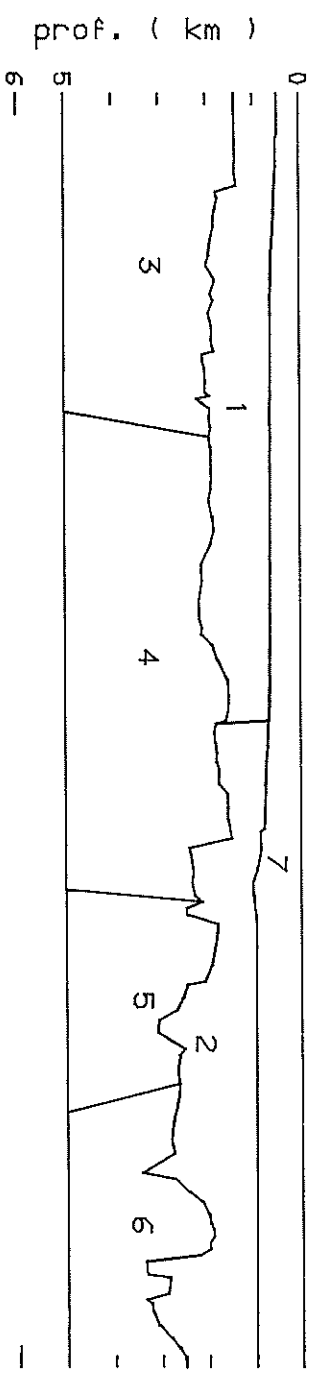
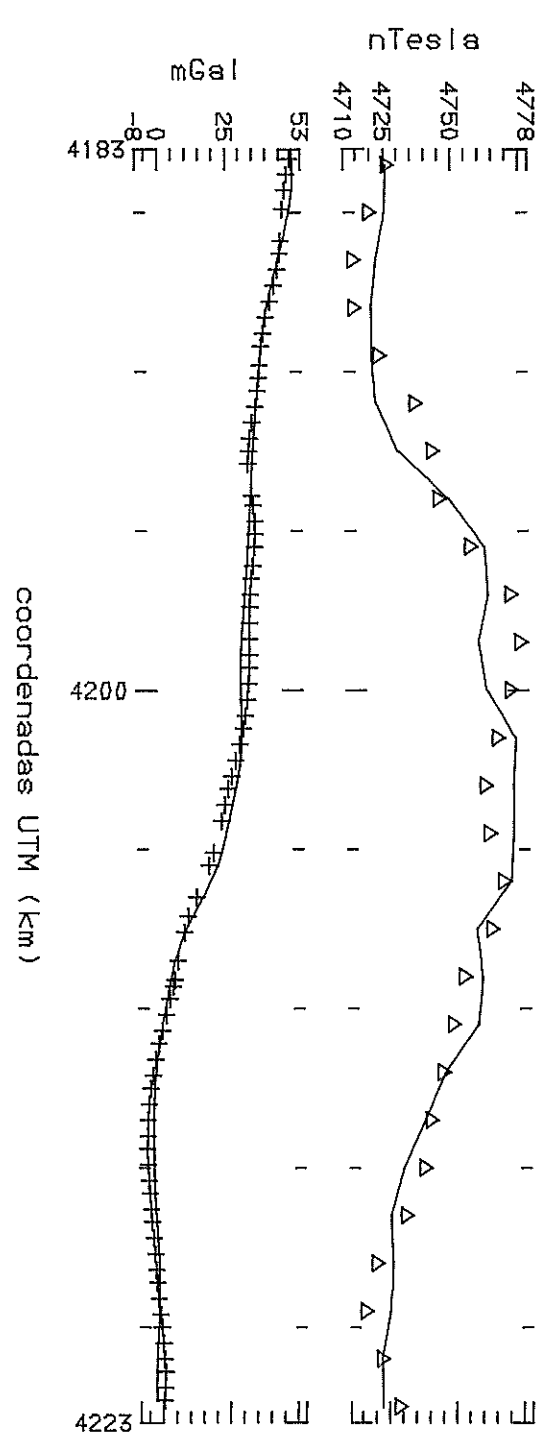
Linha GSI-70 (parte Norte)



Linha GSI-70 (parte Sul)



Linha GSI-72 (parte Norte)



Referências Bibliográficas

- Allen, T. D., 1965, 'A Magnetic Survey off the Coast of Portugal', *Geophysics*, VOL. XXX, NO. 3, pg. 411-417.
- Arkani-Hamed, J. & D. W. Strangway, 1986, 'Magnetic susceptibility anomalies of lithosphere beneath Europe and Middle East', *Geophysics*, vol.51, nº 9, pg. 1711-1724.
- Arkani-Hamed, Jafar & David W. Strangway, 1986, 'Effective Magnetic Susceptibility of the Oceanic Upper Mantle Derived from MAGSAT Data', *G. R. L.*, vol. 13, NO. 10, pg. 999-1002.
- BABEL Working Group, 1991, 'Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic shield', *Nature*, vol. 348, No.6296, pg. 34-38.
- Baranov, Wladimir, 1975, 'Potencial Fields and their Transformations in Applied Geophysics', *Geoexploration Monographs, Series 1- No.6*, pg. 1-121.
- Bard, J. P., R. Cadevilla, P. Matte & A. Ribeiro, 1973, 'Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen', *Nature Phys. Sci.*, vol. 241, pg. 50-52
- Bard, J. P., J. P. Burg, Ph. Matte & A. Ribeiro, 1980, 'La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectoniques des plaques', in *Coll. C6 (Géologie de L'Europe du Pré-Cambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniennes)*, 26 CGI, BRGM.
- Barrit, Sally D., 1993, 'The African Magnetic Mapping Project', *ITC Journal*, 1993-2, special issue "African Magnetic Mapping Project"
- Bouillot, G. & D. Mougnot, et al., 1978, 'Carta geológica da plataforma continental de Portugal, escala 1/1.000.000', *Publ. Serv. Geol. e Inst. Hidrográfico Portugal*, Lisboa.
- Briggs, I. C., 1974, 'Machine contouring using minimum curvature', *Geophysics*, vol 39, no. 1, pg. 39-48.
- Broome, John, 1991, 'G3D: A Three Dimensional Gravity Modelling Program for IBM-Compatible Micro-Computers', *Geological Survey of Canada*, pg. 53.
- Brun, J. P. & J. P. Burg, 1982, 'Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision', *Earth and Planetary Science Letters*, 61, pg. 319.
- Burg, J. P., M. Iglesias, Ph. Laurent, Ph. Matte & A. Ribeiro, 1981, 'Variscan Intracontinental Deformation: The Coimbra-Cordoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula)', *Tectonophysics*, 78, pg. 161-177.
- Burg, Jean-Pierre, Pascal Bale, Jean-Pierre Brun & Jaques Girardeau, 1987, 'Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision', *Geodinamica Acta (Paris)*, 1, 1, pg. 71-87.

- Bullard, E. & H. Gellman, 1955, 'Homogeneous dynamos and terrestrial magnetism', *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, vol. 243, pg 231-278.
- Cabral, J. & A. Ribeiro, 1988, 'Carta Neotectónica de Portugal Continental (escala 1/1000.000)', *Serviços Geológicos de Portugal, Dep. Geologia da F. C. L., Gabinete Protecção e Segurança Nuclear*.
- Cabral, João M. L. C., 1993, 'Neotectónica de Portugal Continental', Tese de Doutoramento apresentada à Univ. Lisboa, pg. 435.
- Caetano, H., 1983, 'Structure Crustal de la Zone Sud Portugaise et dela Zone d'Ossa-Morena d'Après les études de Sismologie Experimentale', Tese de Doutoramento, Univ. Pierre et Marie Curie, pg. 142
- Capdevila R. & D. Mougenot, 1988, 'The pre-mezozoic basement of the Western Iberian continental margin and its place in the Variscan belt'. In: *Proc.Init.Repts.ODP 103, 103, B*, Eds. G. Boillot, E. L. Winterer & A. W. Meyer.
- Conde, L. Nabais & R. Santarém Andrade, 1976, 'Portugal, Sistemas de Fracturas obtidos a partir de imagens dos satélites ERTS-1 e ERTS-2', *Serviços de Fomento Mineiro*, não publicada.
- Cordel, Lindrith, J. D. Phillips & R. H. Godson, 1992, 'U. S. Geological Survey Potential-Field geophysical software version 2', *U.S. Geological Survey Open File Report 92-18*.
- Counil, Jean L., 1987, 'Contribution du géomagnétisme à l'étude des hétérogénéités lateral de la croûte et du manteau supérieur', Tese de Doutoramento apresentada à Universidade Paris VII, pg. 1-243.
- Dallmeyer, R. D. & E.M. Garcia, 1990, 'Introduction to the Pre-Mezozoic Geology of Iberia', in *Pre-Mezozoic Geology of Iberia*, pg. 3-4, Springer Verlag.
- Diament, Michel, 1987, 'Isostasie, responses mecaniques et thermique de la lithosphere. Applications a la geodynamique', Tese de Doutoramento, Paris Sud.
- Dias, R. & A. Ribeiro, 1995, 'The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent?', *Tectonophysics*, 246, pg. 113-128.
- Dobrin, Milton B., 1976, 'Introduction to Geophysical Prospecting', McGraw-Hill, U.S.A., pg. 867
- Dobrin, Milton B. & Carl H. Savit, 1988, 'Introduction to Geophysical Prospecting', McGraw-Hill, U.S.A., pg. 867.
- Dods, S. D., D. J. Teskey & P. J. Hood, 1985, 'The new series of 1:1.000.000-scale magnetic anomaly maps of the Geological Survey of Canada: Compilations techniques and interpretation', in 'The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps',

- Ed. William J. Hinze, Society of Exploration Geophysicists, pg. 69-87.
- Domzalski, W., 1969, 'Interpretation of an Aeromagnetic Survey Offshore Portugal (1:200.000)', Fairey Surveys Limited.
- Frost, B. Ronald & Peter N. Shive, 1986, 'Magnetic Mineralogy of the Lower Crust', Journal of Geophysical Research, vol. 91, NO. B6, pg. 6513-6521.
- Galopim de Carvalho, A. M., A. Ribeiro & J. Cabral, 1985, Evolução Paleogeográfica da Bacia do Tejo-Sado, 1º Congr. Nacional Geologia, Bol. Soc. Geol. Portugal, 24, pg. 209-212.
- Getech, 1994, 'Portugal, Gravity Anomaly Map. Offshore: Free-air Anomaly; Onshore: complete Bouguer Anomaly (Scale:1:1000.000)', West-East Europe Gravity Project, Geophysical Exploration Technology Ltd.
- Gibert, Dominique, 1988, 'Le géoïde altimétrique: traitement de l'information et application à la géodynamique de l'Atlantique Sud', Tese de Doutoramento, Paris VII.
- González, A., D. Córdoba, L. M. Matias, R. Vegas & J. Téllez, 1993, 'A reanalysis of P-wave velocity models in the Southwestern Iberian Peninsula-Gulf of Cadiz motivated by the ILIHA-DSS experiments', in 'Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy. ILIHA', Ed. J. Mezcua & E. Carreño, Instituto Geográfico Nacional, Monografía Nº 10, pg. 215-227.
- Hayling, K. L. & C. G. A. Harrison, 1986, 'Magnetization modelling in the north equatorial atlantic Ocean using MAGSAT data', Journal Geophysical Research, 91, pg. 12423-12443.
- Hilderbrand, T. G., 1983, 'FFTFIL: A filtering program based on two dimensional Fourier analysis', U.S. Geological Survey Open File Report 83-237.
- Hirn, A., L. Senos, H. Caetano, 1981, 'Variações da Profundidade da Moho na Região da Grande Falha do Alentejo', Publicações do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica.
- Horn, B. K. P. & B. L. Bachman, 1978, 'Using synthetic images to register real images with surface models', Commun. Assoc. for Comp. Mach., 21, pg. 914-924.
- ILIHA DSS Group, 1993, 'A deep seismic sounding investigation on lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula', in J. Badal, J. Gallart & H. Paulssen (Eds.), 'Seismic Studies of the Iberian Peninsula', Tectonophysics, 221, pg. 35-51.
- Instituto Geográfico e Cadastral, 1958, 'Carta Gravimétrica de Portugal, curvas isoanómalas de Bouguer', Escala 1:1000.000, IGC.
- International Association of Geomagnetism and Aeronomy, 1971, 'World Magnetic Survey', IAGA Bulletin NO. 28, ed. Alfred J. Zmuda.

- Julivert, M., J. M. Fontboté, A. Ribeiro, L. N. Conde, 1972, 'Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Inst. Geol. Min. Espanha
- Langel, R. A., 1992, 'International Geomagnetic Reference Field: the sixth generation', *J. Geomagn. Geoelectr.*, 44, 697-707.
- Langel, R. A. & R. H. Estes, 1982, 'A Geomagnetic Field Spectrum', *Geophysical Research Letters*, Vol. 9, No. 4, Abril, pg. 250-253.
- Lefort, J. P., J. Alveirinho Dias, J. H. Monteiro & A. Ribeiro, 1981, 'L'organization des structures profondes du socle a l'Ouest de la faille Porto-Tomar-Badajoz: Apport des données géophysiques', *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67, fasc. 1, pg. 57-63.
- Lefort, J. P., 1983, 'A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of western Europe and eastern America', *Geological Survey of America*, Memoir 158.
- Manuppela, G., 1995, 'Carta Geológica de Portugal - 49D (escala 1/50.000)', Instituto Geológico e Mineiro.
- Matte, Ph., 1986, 'Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe', *Tectonophysics*, 126, pg. 329-374.
- McQuillin, R., M. Bacon & W. Barclay, 1984, 'An Introduction to Seismic Interpretation', Gulf Publishing Company, Houston-U.S.A.
- Mencke, William, 1984, 'Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory', Academic Press Inc., 260 pg..
- Mendes-Victor, L. A., J. M. Miranda & L. M. Matias, 1993, 'Crustal Structure of Western Iberia from Geophysical Studies', in 'Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy. ILIHA', Ed. J. Mezcua & E. Carreño, Instituto Geografico Nacional, Monografía Nº 10, pg. 179-196.
- Miranda, J. M. A., 1989, 'O Levantamento Aeromagnético da Portugal: Contribuição para o conhecimento da Estrutura Geológica do Continente Português', Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa.
- Moreira, V. S., C. Prodehl, St. Mueller & A. S. Mendes, 1980, 'Crustal Structure of Western Portugal', *Proc. of the 17 th Assembly of the ESC*, Budapest, pg. 529-532.
- Moreira, V. Sousa, St. Mueller, A. S. Mendes, Cl. Prodehl, 1977, 'Crustal Structure of Southern Portugal', *Publ. Inst. Gephys. Pol. Acad. Sc.*, A-4 (115), pg. 413-426.
- Mougenot, Denis, 1989, 'Geologia da Margem Portuguesa', Instituto Hidográfico, Lisboa-Portugal, pg. 259.
- Mueller, S., C. Prodehl, A. S. Mendes & V. Sousa Moreira, 1973, 'Crustal Structure in the

- Southwestern part of the Iberian Peninsula', *Tectonophysics*, 20, pg. 307-318.
- Muller, Stephan, Claus Prodehl, Alfredo S. Mendes, V. Sousa Moreira, 1974, 'Deep-Seismic Sounding Experiments in Portugal', *Institutul Geologia Studii Tehnica si Economica*, Seria D, No. 10, Bucureste, pg. 339-349.
- Munhá, J., J. T. Oliveira, A. Ribeiro, C. Quesada, P. Fonseca & P. Castro, 1989, 'Accreted Terrains in Southern Iberia: the Beja-Acebuches Ophiolite and Related Oceanic Sequences', *I.G.P.C.*, Athens, U.S.A.
- North, F. K., 1985, 'Petroleum Geology', Unwin Hyman, Boston-U.S.A.
- Oliveira et al., 1984, 'Carta Geológica de Portugal (escala 1/200.000)- Notícia Explicativa da Folha 7', coordenação de J. T. Oliveira, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- Oliveira, J. T., T. A. Cunha, M. Streel & M. Vanguestaine, 1986, 'Dating the Horta da Torre Formation, a New Lithostratigraphic Unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences', *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 72, fasc. 1/2, pg. 129-135.
- Oliveira, J. T., 1990, 'Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism', in *Pre-Mezozoic Geology of Iberia*, pg. 334-347, Springer Verlag.
- Oliveira, J. T., 1992, 'Carta Geológica de Portugal (escala 1/500.000)', *Serviços Geológicos de Portugal*, coord. J. T. Oliveira.
- Parker, Mark, 1993, 'Using old geophysical surveys: problems and solutions', *ITC Journal*, 1993-2, special issue "African Magnetic Mapping Project".
- Perroud, H., R. Van Der Voo, N. Bonhommet, 1984, 'Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data', *Geology*, v. 12, pg. 579-582.
- Plouff, D., 1976, 'Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections', *Geophysics*, v. 41, pg. 727-741.
- Prodehl, C., V. S. Moreira, St. Mueller & A. S. Mendes, 1975, 'Deep-seismic sounding experiments in central and southern Portugal', *XIVth General Assembly of the European Seismological Commission*, Trieste, 16-22 Setembro 1974, Ed. H. Stiller, pg. 261-266.
- Quesada, C., 1992, 'Evolución Tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior Y el Paleozoico)', *Seminário de Geodinâmica: Paleozoico Inferior de Ibero-América*, coord. M. J. Liso Rubio, Eds. J. C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra & I. Rábano, *Universidad Extremadura*, pg. 173-190.
- Ramalho M. & A. Ribeiro, 1985, 'The Geology of the Mezozoic-Carrapateira outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic', *Comun. Serv.*

Geol. Portugal, 71, 1, pg. 51-54.

Ribeiro, A., M. T. Antunes, M. P. Ferreira, R. B. Rocha, A. F. Soares, G. Zbyszewski, F. Moitinho de Almeida, D. Carvalho & J. H. Monteiro, 1979, 'Introduction à la géologie du Portugal', Serviços Geológicos de Portugal.

Ribeiro, A., J. T. Oliveira & J. Brandão Silva, 1983, 'La Estructura de la Zona Sur-Portuguesa', in "Libro Jubilar J.M. Rios", Geologia de España, Tomo I, Instituto Geológico y Minero de España, pg. 504-511.

Schermerhorn, L. J. G., 1971, 'An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt', Boletín Geológico y Minero, T. 82 (3/4), pg. 239-268.

Serviços de Fomento Mineiro, 1994, 'Carta da anomalia de Bouguer. Bacia Terciária do Sado: Grândola-Alcácer do Sal', escala 1:50.000, Serviço de Fomento Mineiro.

Silva, J. B., J. T. Oliveira & A. Ribeiro, 1990, 'Structural Outline of the South Portuguese Zone', in Pre-Mezozoic Geology of Iberia, pg. 348-361, Springer Verlag

Sousa Moreira, V., St. Mueller, A. S. Mendes & C. Prodehl, 1977, 'Crustal Structure of Southern Portugal', Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-4(115), pg. 413-426.

Stearn, H. H., 1929, 'A Background for the Application of Geomagnetism to Exploration', Trans. Am. Ins. Min. Met. Eng., vol. 81, Geophysical Prospecting, pg. 315-344.

Stolt, R. H., 1978, 'Migration by Fourier Transform', Geophysics, vol. 43, NO. 1 (Fevereiro), pg. 23-48.

Storetved, K. M., H. Mogstad, M. C. Abranches, J. G. Mitchell & A. Serralheiro, 1987, 'Paleomagnetism and isotopic age data from Upper Cretaceous igneous rocks of W. Portugal; geological correlation and plate tectonics aspects', Geophys. J. R. astr. Soc., 88, pg. 241-263.

Tarantola, Albert, 1987, 'Inverse Problem Theory: methods for data fitting and model parameter estimation', Elsevier, pg. 585.

Texaco Portugal, 1975, 'Concession Area No. 24. Golfinho No. 1 Well. Final Well Report'.

Torres, Luís & João Carvalho, 1995, 'Models of Upper Continental Crust of Western Iberia, from Potential Field Data', livro de abstracts da XXI Assembleia Geral da International Union of Geodesy and Geophysics, Boulder-Colorado (E.U.A.).

Torres, L. & M. Lisboa, 1988, 'Standardization of Gravity and Magnetic Data of part of Iberia including offshore area', in 'Fifth EGT Workshop: the Iberian Peninsula, Estoril, 11-12 November 1988', Ed. E. Banda e L. A. Mendes-Victor, European Science Foundation, pg. 111-121.

Torres, L., M. Castelo Branco & J. Carvalho, 1994, 'Gravity Modelling and Integrated

Structural Interpretation of Part of the Sado Basin', comunicação apresentada na sessão de encerramento do "West-East Gravity Project", Leeds-Inglaterra.

- Vanney, J. R. & D. Mougnot, 1981, 'La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique', Mem. Serv. Geol. Portugal, 28, 145 pg.
- Slichter, L. B., 1929, 'Certain Aspects of Magnetic Surveying', Trans. Am. Ins. Min. Met. Eng., vol. 81, Geophysical Prospecting, pg. 238-260.
- Wasilewski, Peter & David M. Fountain, 1982, 'The Ivrea Zona as a Model for the Distribution of Magnetization in the Continental Crust', Geophysical Research Letters, vol. 9, No. 4, pg. 333-336.
- Wasilewski, P. J., H. H. Thomas & M. A. Mayhew, 1979, 'The Moho as a magnetic boundary', Geophys. Res. Lett., 6, pg. 541-544.
- Webring, Mike, 1985, 'Saki: Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles using Singular Value Decomposition', U. S. Geological Survey Open File-Report 85-122.