



UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

**Análise da distribuição de alinhamentos estruturais
a partir de dados altimétricos e Landsat 8
Aplicação na Zona Sul Portuguesa**

Jorge Rafael Batista de Carvalho

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS – Área de especialização em Geologia do Petróleo
Setembro, 2015



UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

**Análise da distribuição de alinhamentos estruturais
a partir de dados altimétricos e Landsat 8
Aplicação na Zona Sul Portuguesa**

Jorge Rafael Batista de Carvalho

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS
Área de especialização em Geologia do Petróleo

Orientador científico

Prof. Doutor Rui Paulo Bento Pena dos Reis, Faculdade de Ciências e
Tecnologia da Universidade de Coimbra
Prof. Doutor Paulo Emanuel Talhadas Ferreira da Fonseca, Faculdade de
Ciências da Universidade de Lisboa

Setembro, 2015

Agradecimentos

Gostaria de expressar aqui os meus agradecimentos às pessoas que auxiliaram a realização deste trabalho, tanto direta como indiretamente.

Em primeiro lugar aos orientadores, Prof. Doutor Rui Pena dos Reis e Prof. Doutor Paulo Emanuel Fonseca, por todas as dicas e sugestões que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Às instituições NASA e USGS pela cedência e disponibilização dos diferentes conjuntos de dados aqui utilizados.

À Doutora Teresa Barata pela ajuda na compreensão de alguns conceitos ligados à Detecção Remota e na primeira etapa deste trabalho.

À Prof. Doutora Maria Helena Henriques, que tenho em bastante consideração, agradeço pela persistência, moralização, e pelo apoio incansável.

À Prof. Doutora Maria Luísa Canales pelas palavras de incentivo ao longo desta etapa.

Aos meus Pais, Avós e Irmãos, um agradecimento especial, por terem feito de mim aquilo que sou e, acima de tudo terem confiado esta oportunidade ao logo destes anos.

Aos colegas Gabriel Barberes, Sílvia Silva, Rui Pires, Bruno Teixeira, Marisa Santos e Laura Hernandez que me acompanharam nesta longa caminhada na Geologia do Petróleo na Universidade de Coimbra.

Aos companheiros de sempre Bernardes, Mamede, Seco e Manel, por nunca terem percebido bem o que é a geologia, mas sempre estiveram lá para desencaminhar.

À Mafalda Miranda, o maior agradecimento, obrigado pela paciência e dedicação, pelos desabafos e pela companhia, acima de tudo obrigado por continuares a acreditar em mim quando mesmo eu já não acredito.

À restante malta com quem tenho cruzado caminhos, que de alguma forma estiverem presentes ao longo deste percurso académico, ou menos académico.

A TODOS um muito obrigado!

“Fold-thrust belts are inherently fascinating geologic terranes. They contain all the components that make for a good scientific puzzle: intriguingly complex features and potentially quantifiable relationships.”

(In van der Pluijijm & Marshak, 2014)

Índice

Resumo	V
Abstract	VI
Índice de Figuras.....	VII
Indice de Tabelas	XIII
Capítulo 1 - Introdução	1
1.1. Objetivos	4
1.2. Localização da área de estudo	4
1.3. Plano da dissertação	5
Capítulo 2 - Fundamentação teórica	7
2.1. Deformação – Definição, processos e mecanismos	7
2.1.1. Estruturas associadas às “ <i>fold-and-thrust belts</i> ”	11
2.2. Aplicação à Detecção Remota	12
2.2.1. Espectrometria, análise espectral e multiespectral	13
2.2.1.1. Aquisição de dados multiespectrais- Caso do LANDSAT 8	15
2.2.2. Modelo Digital de Elevação	16
2.2.2.1. Noções de altimetria	17
2.2.2.2. Aquisição de dados altimétricos - Estereometria vs altimetria RADAR	19
ASTER GDEM	20
SRTM.....	21
2.2.3. Aplicações da Detecção Remota no reconhecimento de estruturas	24
Capítulo 3 - Enquadramento da área de estudo	26
3.1. Enquadramento geográfico	26
3.2. Enquadramento geomorfológico.....	27
3.3. Enquadramento geológico	29
3.3.1. Enquadramento geológico e geodinâmico regional	29
3.3.2. Enquadramento geológico e geodinâmico da Zona Sul Portuguesa.....	34
3.3.2.1. Complexo Ofiolítico Beja – Acebuches e Prisma Acrecionário de Pulo do Lobo 35	
3.3.2.2. Faixa Piritosa Ibérica	36
Grupo Filítico-Quartzítico	37
Complexo Vulcano-Sedimentar	38
3.3.2.3. Grupo <i>Flysch</i> do Baixo Alentejo.....	40

3.3.2.4. Domínio SW Português	41
3.3.3. Evolução cinemática e geodinâmica da Zona Sul Portuguesa.....	43
3.3.4. Etapas de deformação e estruturas associadas	47
Primeira etapa de deformação – DAA	47
Segunda etapa de deformação - D1a e D1b	48
Terceira fase de deformação – D3	49
Capítulo 4 - Metodologia da investigação	52
4.1. Pré-processamento	52
4.2. Construção do Modelo Digital de Elevação	54
Carta Militar do Exército 1:25 000	54
Imagens de satélite – SRTM e ASTER GDEM	55
4.2.1. Validação dos dados altimétricos	56
4.2.2. Processamento dos dados altimétricos	57
4.3. Análise Multiespectral	58
4.3.1. Pré-processamento	58
4.3.1.1. Correção atmosférica	60
4.3.2. Processamento dos dados multiespectrais.....	62
Imagens RGB Compostas.....	62
Análise em Componentes Principais (ACP)	63
4.3.2.1. Delimitação dos domínios geológicos.....	63
4.3.2.2. Identificação de alinhamentos estruturais.....	64
4.4. Processamento e análise dos alinhamentos estruturais	64
4.5. Recolha de dados de campo	65
Capítulo 5 - Resultados e Discussão	66
5.1. Análise e validação do Modelo Digital de Terreno	66
5.2. Análise Multiespectral.....	73
5.2.1. Correção Atmosférica.....	74
5.2.2. Índice de vegetação por diferença normalizada.....	76
5.2.3. Análise de qualidade aos dados processados.....	77
5.2.4. Imagens RGB compostas.....	78
5.2.5. Análise em componentes principais	81
5.3. Processamento das imagens	83
5.3.1. Filtros direcionais aplicados ao MDE.....	83
5.3.2. Filtros direcionais aplicados em bandas espectrais	84
5.4. Observações de campo.....	87

5.4.1.Descrição litológica	88
Formação Filito-Quartzítica	88
Complexo Vulcano Sedimentar – Vulcânicas ácidas e Formação Siliciosa do Paraíso.....	89
Grupo Flysch do Baixo Alentejo – Formação de Mértola.....	91
5.4.2.Direções de fracturação e foliação	92
Grupo Filito-Quartzítico	92
Complexo Vulcano Sedimentar	93
Grupo Flysch do Baixo Alentejo	95
Capítulo 6 - Interpretação e discussão dos resultados	98
6.1. Caracterização dos alinhamentos estruturais	98
6.1.1.Alinhamentos estruturais a partir do Modelo Digital de Elevação.....	98
6.1.2.Alinhamentos estruturais a partir dos filtros multiespetrais	104
6.2. Delimitação dos domínios geológicos.....	110
6.3. Caracterização estrutural.....	112
Capítulo 7 -Considerações finais	117
7.1. Conclusões.....	117
7.2. Implicações	119
Referências bibliográficas	120

Resumo

A Detecção Remota constitui uma ferramenta de extrema utilidade na cartografia detalhada de regiões com potencial interesse para a exploração de recursos geológicos, nomeadamente de hidrocarbonetos.

No presente trabalho foram analisadas, do ponto de vista tectónico e estratigráfico, diferentes unidades da Zona Sul Portuguesa (Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches, Antiforma do Pulo do Lobo, Complexo Vulcano-Sedimentar e Grupo Flysch do Baixo Alentejo) recorrendo a métodos e técnicas de Detecção Remota.

Para tal, foram analisadas imagens Landsat 8 da USGS e NASA, adquiridas entre janeiro e maio de 2014 que, através de métodos de transformação espectral (coeficientes de correlação, “Band Ratio”, análise em componentes principais) permitem a criação de imagens RGB compostas com base nas distintas bandas do sensor OLI. Foram igualmente utilizados dados altimétricos ASTER GDEM e SRTM, que permitiram a elaboração de um Modelo Digital de Elevação. Estas imagens foram filtradas e tratadas com base na assinatura espectral característica dos diferentes materiais, ou através da análise de declives característicos da área de estudo.

Os resultados obtidos permitiram diferenciar vários sistemas de alinhamentos estruturais interpretados à escala de resolução do ficheiro raster (1:100 000), que apresentam uma tendência aproximada NW–SE, WNW–ESE e NE–SW. Estes alinhamentos, nem sempre evidenciados pela cartografia geológica publicada, correlacionam-se, de forma geral, com os aspetos estruturais que caracterizam genericamente a Zona Sul Portuguesa.

O tipo de análise desenvolvida no presente estudo revela-se, assim, bastante promissor para o aprofundamento do conhecimento sobre a geologia da Zona Sul Portuguesa e dos seus recursos, sendo aplicável a outros contextos geológicos análogos.

Palavras-chave

Interpretação estrutural; Detecção Remota; Landsat 8; Modelo Digital de Elevação; Zona Sul Portuguesa.

Abstract

Remote sensing is an extremely useful tool for detailed geological mapping in areas with potential interest for the geological resources exploration, namely hydrocarbons.

The main purpose of this work is the analysis from the tectonic and stratigraphic point of views of the different domains of the South Portuguese Zone (Beja-Acebuchos Ophiolitic Complex, Pulo do Lobo Terrain, Vulcano-Sedimentar Complex and Baixo Alentejo Flysch Group) using Remote Sensing methodologies and techniques.

To this end, Landsat 8 imagery, from USGS and NASA, acquired in January and May 2014, were analysed through spectral processing methods (correlation coefficients, "Band Ratio", principal component analysis) which have allowed the design of RGB composite images based on the different bands of OLI sensors. Altimetry data from SRTM and ASTER GDEM were also used, which enabled the development of a Digital Elevation Model. Those images were filtered and processed based on the characteristic spectral signature of the different materials, or through the analysis of the characteristic slopes of the study area.

The obtained results allowed the differentiation of several structural lineaments systems interpreted at the raster maximum resolution scale (1:100 000). The lineaments, usually unclear in the published geological mapping, display an approximated trend of NW-SE, WNW-ESE and NE-SW. Moreover, they show, in general, good correlation with the structural features that characterize the South Portuguese Zone.

The type of analysis developed in this study, proves, therefore, to be rather promising to deepen the understanding of the geology of the South Portuguese Zone and its resources. In addition, the methodology used is also applicable to other analogous geological settings.

Keywords

Structural interpretation; Remote Sensing; Landsat 8 imagery, Digital Elevation Model; South Portuguese Zone.

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Comparação entre os diferentes tipos de hidrocarbonetos para as reservas estimadas nas <i>fold-and-thrust belts</i> e para as reservas mundiais (Cooper, 2007).....	2
Figura 1.2 – Distribuição das reservas de hidrocarbonetos em algumas <i>fold-and-thrust belts</i> , excluindo a Zagros Fold Belt (Cooper, 2007).	2
Figura 1.3 – Distribuição das reservas de hidrocarbonetos em <i>fold-and-thrust belts</i> de acordo com a idade da rocha geradora e distribuição das reservas de hidrocarbonetos em <i>fold-and-thrust belts</i> agrupadas por estilo de deformação (Cooper, 2007).	3
Figura 1.4 – Localização da área de estudo	4
Figura 1.5 – Organigrama esquemático representando as diferentes etapas de processamento para a determinação de alinhamentos estruturais.	6
Figura 2.1 – Modelo análogo de caixa de areia (Bolacha & Dias, 2013).....	9
Figura 2.2 – Modelo análogo associado à passagem de uma cunha de neve	10
Figura 2.3 – Esquema representando a evolução de uma “ <i>Fold-and-thrust belt</i> ” típica de cadeia em leque imbricado (Marshak & Wilkerson, 2004)	10
Figura 2.4 – Modelo esquemático referente à evolução do cisalhamento quando sujeito a uma segunda fase de deformação. (Marshak & Wilkerson, 2004).....	11
Figura 2.5 – Espectro eletromagnético. Por Thomas Carvalho <i>in</i> http://www.infoescola.com/	13
Figura 2.6 – Variação de refletância e assinatura espectral para alguns materiais (Short, 2005).	14
Figura 2.7 – Relação entre os sensors e as bandas espectrais da missão Landsat 8. Modificado de L.Rocchio & J.Barsi. <i>in</i> http://landsat.gsfc.nasa.gov/	15
Figura 2.8 – Relação entre superfície real da terra e as diferentes superfícies de referência. (DG Território, 2015 <i>in</i> http://www.dgterritorio.pt/)	18
Figura 2.9 – Representação esquemática de uma superfície elipsoidal	18
Figura 2.10 – Configuração estereométrica. b) relação entre o rácio “base-to-height” (B/H). (ASTER GDEM Validation Team, 2005).....	20
Figura 2.11 – Organigrama com etapas de processamento para a criação do MDT a partir dos dados estereométricos obtidos através da missão ASTER GDEM	21
Figura 2.12 – Componentes principais do SRTM. (Farr <i>et al.</i> , 2007)	22
Figura 2.13 – Configuração dos parâmetros usados no processamento da interferometria RADAR utilizada pelo SRTM (Rosen <i>et al.</i> , 2000).....	22
Figura 2.14 – Etapas de processamento e principais subsistemas para a criação do MDT a partir dos dados obtidos através do SRTM (Farr <i>et al.</i> , 2007).....	23

Figura 2.15 – Primeira interpretação geoestrutural realizada a partir de uma imagem composta do Landsat 1 (Paul Lowman in Short, 2005).....	24
Figura 2.16 –Parte da falha de cisalhamento a junto ao Mar da Galileia, a Norte do Mar Morto e secção com estruturas anticlinais elípticas nas Zagros Mountains, Irão. (Autor desconhecido).....	25
Figura 3.1 – Localização da área de estudo. Quadro Ibérico adquirido de “ <i>TerraColor imagery®</i> ” com resolução de 15 metros.....	26
Figura 3.2 – Relação entre as principais características geomorfológicas da área estudada	27
Figura 3.3 - Divisão geotectónica proposta por Stille (1924) para o continente europeu.....	28
Figura 3.4 – Principais unidades geoestruturais do Maciço Ibérico com base em Vera (2004) e Ribeiro <i>et al.</i> (2007) (modificado de Martínez Catalán, 2012).	30
Figura 3.5 – Modelo esquemático representativo dos domínios geoestruturais da cadeia Varisca (modificado de Martínez Catalán, 2012).	33
Figura 3.6 – Domínios geológicos da ZSP. Modificado do Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares Y Canarias à escala 1:1 000 000 (Caride de Liñán, 1994).	34
Figura 3.7 – Cronostratigrafia das unidades que compõem a Antiforma de Pulo do Lobo e as sequências da FPI (modificado de Oliveira, 1990 com base em Pereira <i>et al.</i> ,2008).....	36
Figura 3.8 – Relação entre colunas litostratigráficas sintéticas de alguns pontos do CVS da FPI nas regiões de Portugal e Espanha (modificado de Oliveira, 1990).	39
Figura 3.9 – Coluna litoestratigrafica da formação de Brejeira, mostrando as sequencias tipo dos depósitos sedimentares associados ao GFBA (Oliveira <i>et al.</i> ,2013).	41
Figura 3.10 – Litostratigrafia do sector SW de Portugal (Pereira, 1999 em Oliveira <i>et al.</i> ,2013).	42
Figura 3.11 – Esquematisação das principais etapas do Orógeno Varisco na Europa e no Norte de África (Kroner & Romer; 2013 e referências aí contidas) associadas aos principais eventos de deformação ocorridos na ZSP com base em Silva <i>et al.</i> (1990), Soriano & Casas (2002) e Azpiroz & Fernández (2005).....	43
Figura 3.12 - Evolução paleogeográfica e geodinâmica da ZSP com ênfase nos processos que afetaram a FPI.....	45
Figura 3.13 – Etapas da evolução geodinâmica da ZSP no quadro Ibérico (retirado de Simancas <i>et al.</i> , 2006).....	46
Figura 3.14 - Esquema interpretativo do desenvolvimento das estruturas da FPI (Silva <i>et al.</i> ,1990).	50
Figura 3.15 – Modelo esquemático com as principais direções definidas pelos alinhamentos estruturais relativos à primeira fase de deformação, segunda fase de deformação e terceira	

fase de deformação (c). Modelo baseado em Silva <i>et al.</i> , (1990) e nos dados de Soriano & Casas (2002) e Azpiroz & Fernández (2005).....	50
Figura 3.16 – Perfil sísmico do IBERSEIS interpretado (Simancas <i>et al.</i> ,2013 e referências aí contidas) e corte esquemático dos domínios da ZSP (Onézime <i>et al.</i> ,2003).	51
Figura 4.1 – Limites entre cada <i>raster</i> correspondente à altimetria e mosaico criado de forma a avaliar a altimetria numa única imagem.....	53
Figura 4.2 – Folhas da Carta Militar da Série M888 utilizadas na análise altimétrica com base nas curvas de nível.	54
Figura 4.3 – Distribuição dos vértices geodésicos utilizados na validação do MDT.	56
Figura 4.4 – Janela de entrada dos parâmetros necessários para o processamento “FLAASH” com o <i>software</i> ENVI.....	61
Figura 4.6 – Ilustração esquemática dos materiais utilizados na aquisição de dados de campo	65
Figura 5.1 - Frequências relativas para valores de elevação dos MDT analisados.....	66
Figura 5.2 - Frequências relativas para valores de elevação dos MDT a partir das coordenadas dos pontos da RGN.	67
Figura 5.3 - Relação entre os valores de elevação da RGN e os vários MDT analisados.....	68
Figura 5.4 - Dispersão entre os valores da RGN e MDT analisados.....	70
Figura 5.5 - Distribuição espacial do erro para cada um dos modelos analisados.....	71
Figura 5.6 - Valores de energia radiante (radiância) medidos pelo sensor OLI para o conjunto de dados processados em janeiro (a) e em maio (b).....	73
Figura 5.7 - Efeito da correção atmosférica nas imagens processadas	74
Figura 5.8 – Valores de coeficiente de reflexão calculados após o processamento “FLAASH” para o conjunto de dados do sensor OLI para janeiro e para maio.....	75
Figura 5.9 – Distribuição da vegetação calculado para os conjunto de dados processados em janeiro e em maio	76
Figura 5.10 – Gráfico de frequência relativo à intensidade da cobertura vegetal para cada conjunto de dados multiespectrais analisados.....	76
Figura 5.11 – Índice de qualidade da banda para os dados adquiridos em janeiro e em maio.	77
Figura 5.12 – Ficheiros rasters correspondentes a cada banda espectral processadas em maio pelo sensor OLI em maio de 2014	79
Figura 5.13 – Composições coloridas evidenciando diversos aspetos na caracterização geológica da área de estudo	80
Figura 5.14 – Relação entre os valores próprios e os eixos factorias para o conjunto de bandas formadas a partir da ACP.	81

Figura 5.15 – Rasters relativos ao primeiro eixo fatorial, segundo eixo fatorial e terceiro eixo fatorial.	82
Figura 5.16 - Rasters relativos aos eixos factoriais sem relação com a variância das diferentes bandas multiespectrais.	82
Figura 5.17 – Raster com os valores do MDE derivado da missão SRTM.....	83
Figura 5.18 – Rasters com aspeto geral após aplicação dos filtros Hillshade.....	84
Figura 5.19 – Raster relativo a uma secção da área de estudo com rácio (B5/B7), Filtro “Prewitt” aplicado na imagem anterior. Filtro “Sobel”.	85
Figura 5.20 – Ficheiro raster com a relação entre o rácio de bandas (B5/B7) e os filtros “Prewitt” e “Sobel” calculados pela relação 1 na direção N-S, Na direção E-W; Na direção NE-SW; Na direção NW-SE.	86
Figura 5.21 - Aspeto geral da unidade correspondente ao Grupo Filito Quartzítico observados na paragem #1	89
Figura 5. 22 – Amostra de mão das rochas correspondentes às unidades do Complexo Vulcano Sedimentar	90
Figura 5.23 – Algumas das estruturas analisadas nas unidades do CVS	91
Figura 5.24 – Aspetos relativos às observações realizadas nas unidades do GFBA.....	91
Figura 5.25 – Diagrama de roseta e projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de fracturação e respetivos polos das unidades estratigráficas do Grupo Filito-Quartzítico observados no ponto #1.....	92
Figura 5.26 – Projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de clivagem xistenta (S2) e respetivos polos das unidades estratigráficas do Grupo Filito-Quartzítico observados no ponto #1.	93
Figura 5.27 - Diagrama de roseta e projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de fracturação e respetivos polos das unidades estratigráficas do Complexo Vulcano Sedimentar relativos às Formações Vulcânicas Ácidas (#5 e #8) e à Formação Siliciosa do Paraíso (#7).....	94
Figura 5.28 - Projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de clivagem xistenta (S2) e respetivos polos das unidades estratigráficas do Complexo Vulcano Sedimentar relativos às Formações Vulcânicas Ácidas (#5 e #8) e à Formação Siliciosa do Paraíso (#7).....	95
Figura 5.29 – Diagrama de roseta e projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de fracturação e respetivos polos das unidades estratigráficas da Formação de Mértola do GFBA observadas nas imediações da povoação de Messejana (#3 e #4) e nas imediações da povoação de Aljustrel (#6).	96
Figura 5.30 - Projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de clivagem xistenta (S2) e respetivos polos das unidades estratigráficas da Formação de	

Mértola do GFBA observadas nas imediações da povoação de Messejana (#3 e #4) e nas imediações da povoação de Aljustrel (#6).....	97
Figura 6.1 – Diagrama de roseta com a frequência relativa da direção dos alinhamentos medidos a partir dos dados SRTM e comprimento relativo de cada secção analisada.....	99
Figura 6.2 – Padrão de distribuição frequência relativa à direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro “ <i>Hillshade 90°</i> ”.....	100
Figura 6.3 – Padrão de distribuição frequência relativa à direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro “ <i>Hillshade 45°</i> ”.....	101
Figura 6.4 - Padrão de distribuição frequência relativa à direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro “ <i>Hillshade 0°</i> ”.....	102
Figura 6.5 - Padrão de distribuição frequência relativa à direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro “ <i>Hillshade 315°</i> ”.....	103
Figura 6.6 – Diagrama de roseta com a frequência relativa da direção dos alinhamentos medidos a partir dos dados multiespectrais Landsat 8 e comprimento relativo de cada secção analisada.....	105
Figura 6.7 - Padrão de distribuição frequência relativa da direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros “ <i>Prewitt</i> ” e “ <i>Sobel</i> ” de direção E – W.....	106
Figura 6.8 – Padrão de distribuição frequência relativa da direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros “ <i>Prewitt</i> ” e “ <i>Sobel</i> ” de direção NE – SW.....	107
Figura 6.9 - Padrão de distribuição frequência relativa da direção e distribuição do comprimento medido para cada secção dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros “ <i>Prewitt</i> ” e “ <i>Sobel</i> ” de direção N – S.....	108
Figura 6.10 - Padrão de distribuição frequência relativa da direção e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros “ <i>Prewitt</i> ” e “ <i>Sobel</i> ” de direção NW – SE.....	109
Figura 6.11 – Domínios definidos através da análise de imagens multiespectrais sobrepostos à composição colorida com base nos três primeiros eixos fatoriais R:F2 G:F1 B:F3.....	111
Figura 6.12 – Carta de alinhamentos estruturais associados a cada zona identificada pela ACP.....	114

Figura 6.13 - Diagramas de roseta com direções preferenciais para os alinhamentos identificados para a Zona Sul Portuguesa	115
Figura 6.14 - Diagramas de roseta com direções preferenciais para os alinhamentos identificados para a Bacia do Sado e para as rochas intrusivas hercínias.	115
Figura 6.15 – Carta de densidade de alinhamentos estruturais à escala aproximada de 1:500 000; diagrama de roseta para o total de alinhamentos identificados na área de estudo; diagrama de roseta representando as estruturas identificadas na cartografia geológica	116

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 – Propriedades de cada banda dos sensores OLI e TIRS (Markham, 2013 <i>in</i> http://landsat.gsfc.nasa.gov/).....	16
Tabela 2.2 – Principais características associadas aos elipsoides de referência utilizados nos sistemas de georreferenciação mais comuns	18
Tabela 4.0 - Especificações técnicas do MDT criado a partir dos dados SRTM	23
Tabela 4.1 – Sistemas de referência originais, relativos aos dados analisados.....	53
Tabela 4.2 – Especificações técnicas das curvas de nível extrapoladas a partir das curvas de nível da Carta Militar da Série M888.....	55
Tabela 4.3 – Especificações técnicas do MDE resultantes das missões ASTER GDEM e SRTM.....	55
Tabela 4.4 – Número de vértices geodésicos utilizados na validação do MDE.....	56
Tabela 4.6: Principais características da RGN utilizada para validação dos dados altimétricos.....	57
Tabela 4.7 – Matriz “Kernel” utilizada na convolução passa-baixo.	58
Tabela 4.8 – Principais características dos dados multiespectrais analisados no presente trabalho.....	59
Tabela 4.9 – Fatores de multiplicação e adição para o cálculo da radiância respetiva a cada uma das bandas do sensor OLI, para os dados multiespectrais analisados.....	60
Tabela 4.10 – Fatores de multiplicação e adição para o cálculo do efeito da atmosfera no Coeficiente de Reflexão.	61
Tabela 4.11 – Caracterização do valor de cada <i>pixel</i> para a banda QA, relativa à qualidade dos dados multiespectrais obtidos.....	62
Tabela 5.1 - Estatística descritiva para cada MDT analisado.....	66
Tabela 5.2 - Estatística descritiva para pontos relativos à RGN para cada MDT analisado. Z é equivalente ao valor de elevação para cada modelo analisado.....	67
Tabela 5.3 - Matriz de correlação e covariância entre os diferentes MDE	68
Tabela 5.4 - Estatística descritiva para as diferenças entre a RGN e os MDT analisados.	69
Tabela 5.6 - Matriz de correlação entre as diferentes bandas espectrais do sensor OLI processados em maio de 2014.....	70
Tabela 5.7 – Combinações RGB possíveis com OIF mais elevado.	71
Tabela 5.8 – Relação entre os valores próprios da ACP e e percentagem de variância relativa a cada eixo fatorial.....	81
Tabela 5.9 – Relação entre valores próprios e eixos factoriais para cada banda OLI.....	83

Tabela 5.10 – Matriz kernel utilizada para cada um dos filtros aplicados ao rácio de bandas (B5/B7).....	85
Tabela 5.10 – Designação, coordenadas e tipo de dados adquiridos em cada ponto observado no campo.....	87
Tabela 6.1 – Estatísticas descritivas relativas à direção dos alinhamentos para cada filtro ..	99
Tabela 6.2 – Estatísticas descritivas relativas à direção dos alinhamentos para cada filtro	105
Tabela 6.3 – Estatística básica relativa às direções preferenciais dos alinhamentos estruturais identificados para cada zona definida pela ACP.	112

Capítulo 1 - Introdução

Um dos aspetos mais interessantes da geologia pode ser caracterizado pela investigação das estruturas presentes na superfície terrestre. Atualmente, a aplicação de técnicas de Deteção Remota e a caracterização e análise de imagens de satélite são hoje consideradas ferramentas inestimáveis para o estudo da geologia estrutural e tectónica regional (Singhroy & Lowman, 2014).

A Deteção Remota é uma resposta de alta tecnologia para a cartografia de superfície, permitindo investigar grandes áreas de forma rápida e económica, que se encontram em locais remotos ou são estruturalmente complexos (Prost, 2014), e possibilitando uma melhoria na gestão de recursos energéticos (Liang *et al.*, 2012). A cobertura sinóptica e global fornecida pelos sensores, a largura ampla da faixa de cobertura dos diversos sensores e as repetidas coberturas do mesmo local produzem imagens com diferentes ângulos de visualização tornando mais eficiente a cartografia geológica de estruturas, tanto em áreas com vegetação como em áreas sem vegetação, e em diferentes alturas do ano (Singhroy & Lowman, 2014). Este tipo de técnicas possibilita, assim, a localização de alvos onde o trabalho de campo vai permitir responder a questões mais específicas

Um dos diversos campos de ação da Deteção Remota é a análise de alinhamentos estruturais. Estes definem-se como qualquer estrutura com carácter linear que possa ser detetada na superfície terrestre. Estas estruturas podem indicar zonas de porosidade incrementada, limites de blocos soerguidos, armadilhas estruturais, charneiras de dobras, limites de reservatórios de hidrocarbonetos, filões mineralizados e zonas de cisalhamento, diques, dolinas lineares ou nascentes alinhadas ao longo de falhas, indicando também faixas de fracturação intensa ao longo das zonas de curvatura máxima das dobras (Prost, 2014). Convém salientar que, apesar da terminologia alinhamentos estruturais abranger diversas características no terreno, nem todas as estruturas de carácter linear são alinhamentos geológicos, como por exemplo a estratificação. Esta pode apresentar-se com carácter linear mas não é considerada como um alinhamento geológico. Como resultado da análise estrutural é obtida uma carta estrutural que revela a fábrica estrutural da região investigada.

A aplicação da Deteção Remota na investigação das *fold-and-thrust belts* deve-se ao facto de estas serem importantes alvos científicos, principalmente em áreas ligadas à prospecção de hidrocarbonetos (Lacombe *et al.*, 2007). Tal como referido em Cooper (2007) e Roeder (2010), estima-se que tais estruturas possuam cerca de 14% das reservas mundiais conhecidas de hidrocarbonetos. Pela Fig. 1.1 é visível a comparação entre as reservas estimadas

para os diferentes tipos de hidrocarbonetos, verificando-se que a relação óleo:gás:condensados é similar para as reservas estimadas nas *fold-and-thrust belts*, tal como para as reservas petrolíferas mundiais.

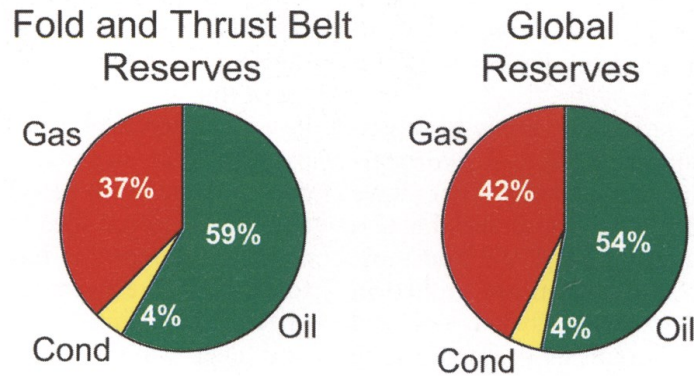


Figura 1.1 – Comparação entre os diferentes tipos de hidrocarbonetos para as reservas estimadas nas *fold-and-thrust belts* e para as reservas mundiais (Cooper, 2007).

O relatório da USGS (2000 *in* Cooper, 2007) sobre a avaliação mundial de recursos concluiu que as *fold-and-thrust belts* totalizavam 15% do total mundial de recursos não descobertos, um valor semelhante às reservas já conhecidas. Por exemplo, para a Zagros Fold Belt estima-se que aquela contenha ca. 49 % das reservas conhecidas; o restante das reservas pode ser encontrado noutras *fold-and-thrust belts* espalhadas mundialmente (Goffey et al., 2010) (Fig. 1.2). O potencial em shale-gas destas estruturas permanece desconhecido, muito devido à complexidade económica adicionada à sua complexidade estrutural (Roeder, 2010).

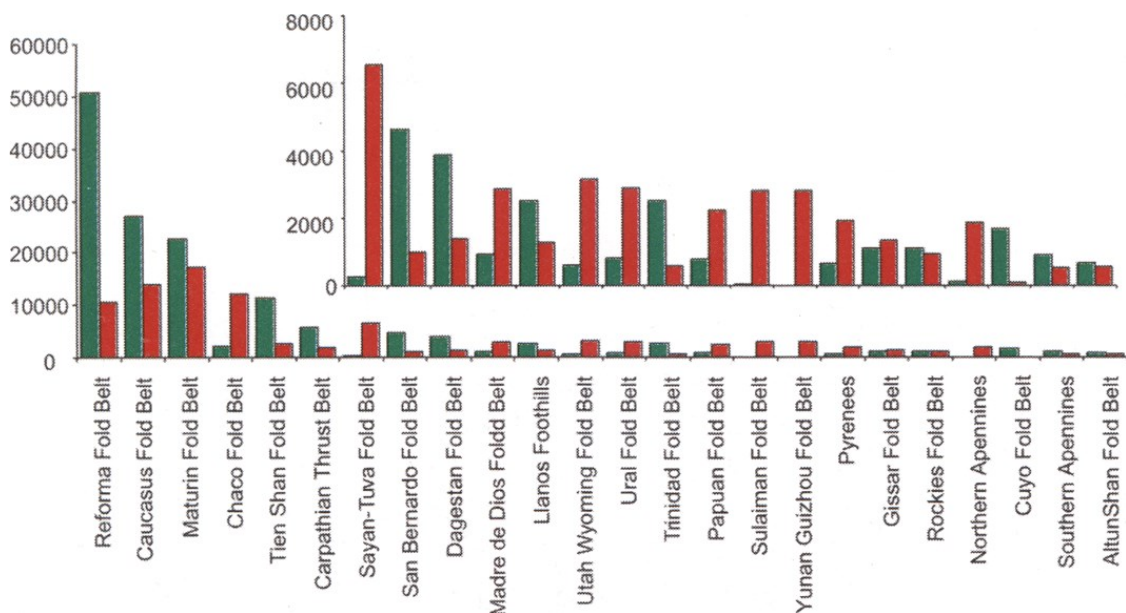


Figura 1.2 – Distribuição das reservas de hidrocarbonetos em algumas *fold-and-thrust belts*, excluindo a Zagros Fold Belt. A verde estão as reservas de óleo e condensados em mm bbl; a vermelho as reservas de gás em mm boe (Cooper, 2007).

Estas estruturas apresentam geralmente algumas características semelhantes, contudo o estilo da deformação não é um fator crítico para a existência de hidrocarbonetos, porque nem sempre as estruturas com maior potencialidade apresentam o mesmo conjunto de atributos geológicos e características estruturais. O volume de reservas de hidrocarbonetos encontra-se intimamente ligado à presença de uma rocha geradora e da sua eficácia (Cooper, 2007; Goffey *et al.*, 2010).

A avaliação do potencial de hidrocarbonetos das *fold-and-thrust belts* pode ser realizada através da análise de diversos aspetos, tais como a idade de deformação, a idade da rocha geradora e o estilo de deformação (Cooper, 2007). Na Fig. 1.3 representa-se a distribuição das reservas de hidrocarbonetos em *fold-and-thrust belts* de acordo com a idade da rocha geradora (Fig. 1.3a) e de acordo com o estilo de deformação (Fig. 1.3b). Com base nesta figura torna-se claro que o potencial tanto de óleo e gás destas estruturas é maior em rochas geradoras mais recentes; no entanto, a potencialidade das estruturas mais antigas não pode ser descartada, nomeadamente no que toca à prospeção de gás. Tal como referido em Cooper (2007), as rochas geradoras pré-Mesozoicas tendem a produzir mais reservas de gás do que de óleo. É também perceptível que a deformação *thin-skinned* tem maior número de reservas estimadas que o estilo de deformação *thick-skinned* (ca. 60%; Cooper, 2007). No entanto, o *thick-skinned* possui maior proporção de óleo e condensado em relação a gás (ca. 65%).

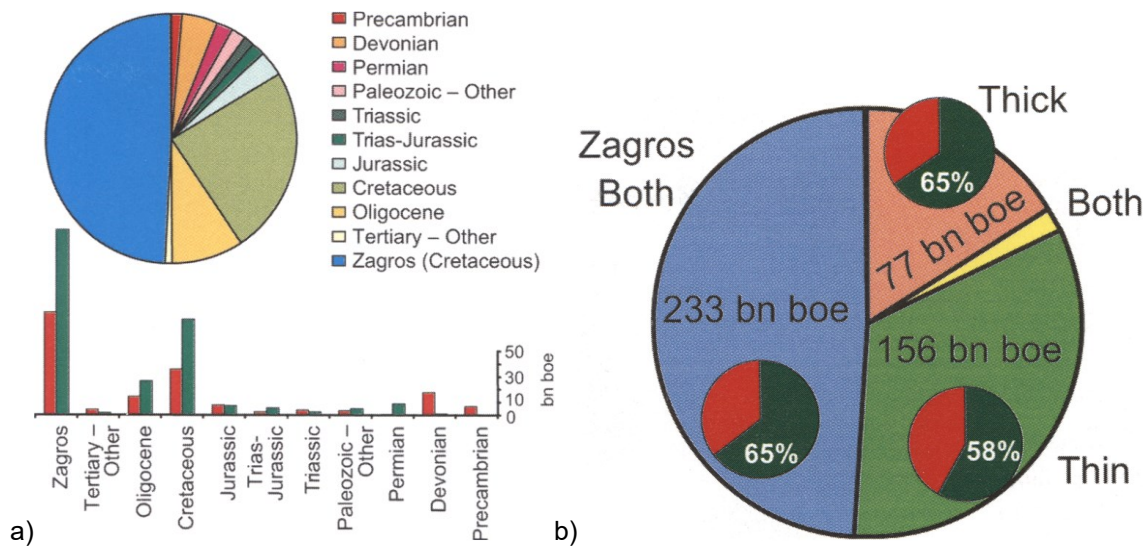


Figura 1.3 – a) Distribuição das reservas de hidrocarbonetos em fold-and-thrust belts de acordo com a idade da rocha geradora. A verde estão os valores de óleo e condensados em bn bbl; a vermelho os valores de gás em bn boe. b) Distribuição das reservas de hidrocarbonetos em fold-and-thrust belts agrupadas por estilo de deformação. Dentro desta figura os pie charts menores dizem respeito à proporção óleo e condensados:gás (Cooper, 2007).

1.1. Objetivos

Dada a importância do conhecimento dos alinhamentos estruturais em diversos campos da geologia, nomeadamente no campo da cartografia estrutural, o principal objetivo deste trabalho é a caracterização tectónica e estrutural da Zona Sul Portuguesa com recurso a ferramentas de Deteção Remota.

De forma a conceber uma análise das estruturas que caracterizam o domínio geoes-trutural no qual se insere a área analisada, são definidos alguns objetivos específicos, sendo eles:

- a análise e validação de diferentes conjuntos de dados na caracterização de alinhamentos estruturais para a Zona Sul Portuguesa;
- a aplicação e interpretação de diferentes técnicas na representação desses alinhamentos;
- a determinação da relação entre os alinhamentos estruturais obtidos com a ocorrência de macroestruturas analisadas em trabalho de campo;
- a determinação da relação dos diferentes resultados com o conhecimento cartográfico já existente.

Através de técnicas de Deteção Remota, pretende-se, assim, obter a caracterização dos diferentes alinhamentos estruturais e a análise das suas orientações preferenciais.

1.2. Localização da área de estudo

A área analisada insere-se numa zona relativamente extensa na região SW da Península Ibérica, incorporando parte dos distritos de Beja e de Setúbal. Do ponto de vista geológico, a área de estudo procurou abranger parte do limite ocidental da Zona Sul Portuguesa, abordando alguns dos domínios circundantes, tais como as bacias cenozoicas do Sado e parte da Zona de Ossa Morena, apesar de estes últimos não serem abordados de forma tão detalhada.

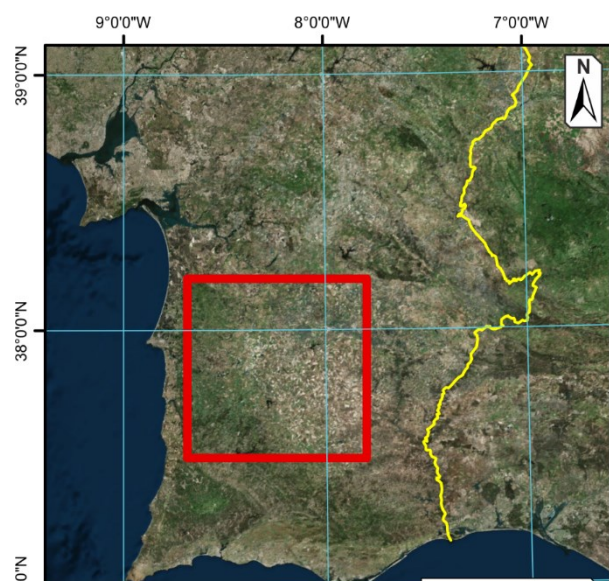


Figura 1.4 – Localização da área de estudo

1.3. Plano da dissertação

Este trabalho inicia-se pela fundamentação teórica do problema, naturalmente associado à utilização de imagens de satélite para estudos geológicos de carácter estrutural e tectónico. Neste capítulo discutem-se os diferentes mecanismos e regimes de deformação associados à formação de estruturas complexas e verdadeiros puzzles científicos, como o caso das *thin-skinned fold-and-thrusts belts*. São igualmente abordados aspectos essenciais acerca de radiação eletromagnética e da sua aplicação no campo da Deteção Remota, assim referidos os fundamentos teóricos envolvidos na caracterização dos dados associados a este campo.

No terceiro capítulo apresenta-se o enquadramento da área de estudo, repartido entre o enquadramento geográfico, geomorfológico e geológico, bem como uma caracterização tectónica e estrutural das principais unidades que compõem a Zona Sul Portuguesa, enquadrando-as no contexto Ibérico e no contexto Europeu.

O quarto capítulo deste trabalho diz respeito à metodologia adotada para a resolução do problema, sendo explicados os tipos de dados utilizados no presente trabalho bem como a razão da sua aplicação, e são expostas as etapas do respetivo processamento (Fig. 1.5).

No quinto capítulo descrevem-se as etapas percorridas no pré-processamento, assim como o processamento dos vários dados. São aqui apresentados resultados preliminares, úteis na análise e interpretação dos resultados

O sexto capítulo compreende a interpretação e discussão dos resultados, assim como uma análise dos diferentes alinhamentos reconhecidos, enquadrando-os nos diversos domínios da Zona Sul Portuguesa

Por último, são referidas as conclusões alcançadas com este trabalho, assim como algumas das implicações que um estudo deste tipo pode ter, a partir de diferentes pontos de vista.

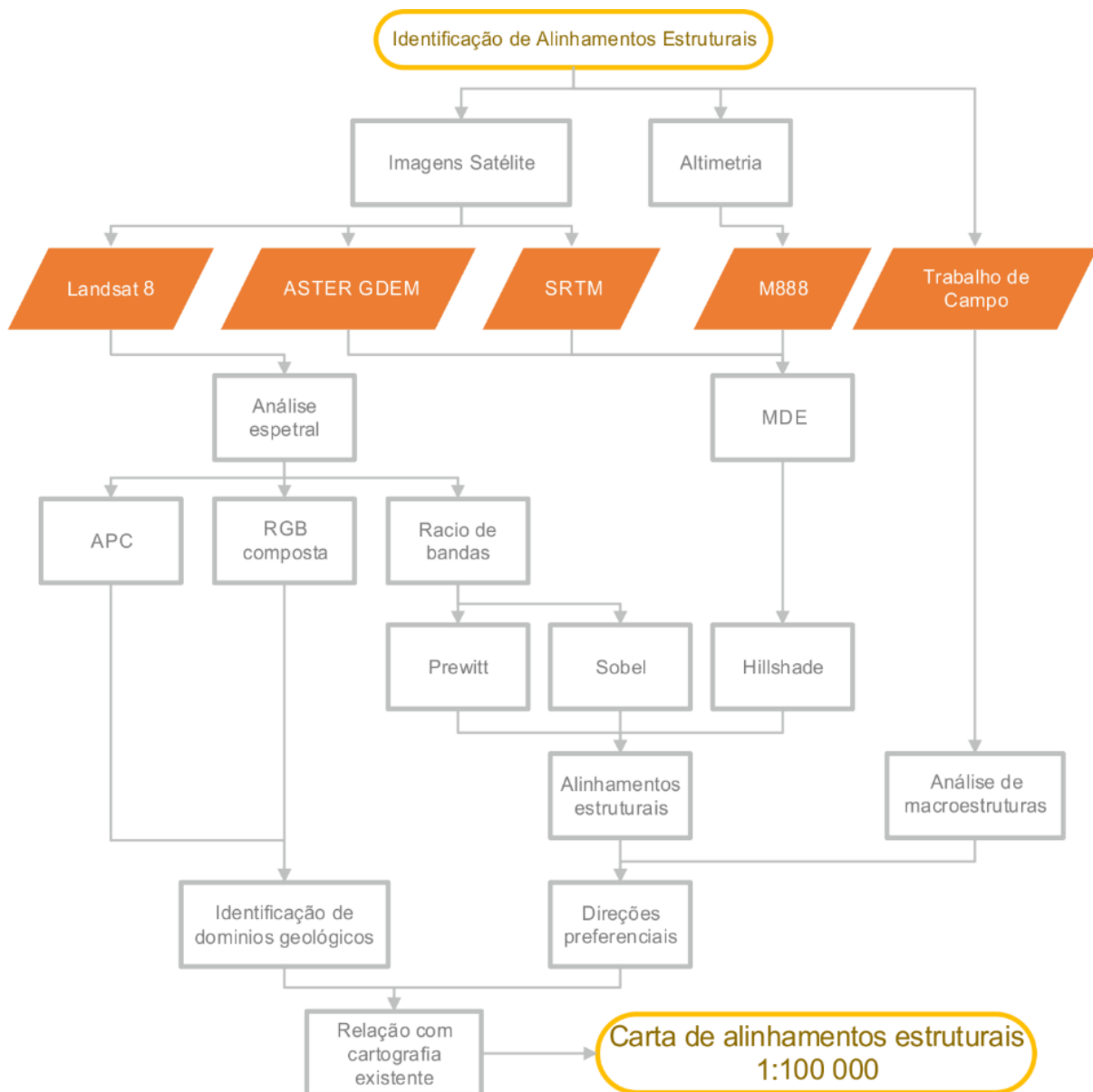


Figura 1.5 – Organograma esquemático representando as diferentes etapas de processamento para a determinação de alinhamentos estruturais.

Capítulo 2 - Fundamentação teórica

Sendo um dos objetivos deste trabalho caracterizar a tectónica subjacente às estruturas que ocorrem na Zona Sul Portuguesa através da aplicação de técnicas de Deteção Remota, neste capítulo serão abordados os conceitos básicos dos aspetos estruturais que condicionam a deformação na área de estudo. São igualmente expostos os fundamentos genéricos dos métodos e dados utilizados na presente dissertação.

2.1. Deformação – Definição, processos e mecanismos

De modo a compreender os conceitos associados à mecânica de deformação, torna-se indispensável definir certos termos importantes da geologia estrutural e da tectónica que, de seguida, se apresentam e discutem.

O conceito de geologia estrutural, aplicado às Ciências da Terra, permite o reconhecimento, representação e interpretação genética de estruturas (e.g. Hills, 1972). Por outras palavras, procura dar resposta ao como e porquê das deformações da litosfera. Segundo Fossen (2010), a geologia estrutural apenas lida com as estruturas criadas durante a deformação do corpo rochoso em termos da sua geometria, distribuição e formação. Por sua vez, os processos regionais que criam um conjunto característico de estruturas são reconhecidos como “tectónica”. Estes dois conceitos dizem respeito à construção e estruturação da litosfera e aos movimentos que modificam e modelam o exterior do planeta, tornando-se necessária uma abordagem geodinâmica como um dos requisitos necessários para estabelecer a causa associada à formação das estruturas (Nicolas, 1987; Stüwe, 2007; Turcotte & Schubert, 2014). De acordo com Nicolas (1987), esta ciência pode ser abordada em duas direções:

- **Origem e história das estruturas:** que trata da investigação da geometria das deformações de modo a compreender a evolução geológica de uma dada região;
- **Abordagem tectonofísica:** que lida com o estudo dos mecanismos de deformação.

O conceito de deformação está muitas vezes ligado à essência da geologia estrutural (Davis *et al.*, 2012). Para Saklani (2008), o termo “deformação” é usado para os processos de dobramentos, falhamentos, cisalhamentos, compressões e distensões a que os corpos rochosos estão sujeitos quando sobre eles atuam forças tectónicas. Para outros autores (e.g. Nicolas, 1987; van der Pluijm & Marshak, 2004; Fossen, 2010), a “deformação” é a alteração do formato, posição e/ou orientação que um corpo rochoso experimenta quando sujeito a forças externas que não possuem a mesma magnitude em todas as direções, exercendo gradientes

de deslocamento no corpo. Gosh (1993) possui uma definição diferente para deformação. Para este autor, um corpo sofre deformação quando existe variação na configuração relativa das partículas que o constituem, que fazem com que o corpo sofra modificações no seu volume ou formato. Segundo o mesmo autor, se o corpo apenas sofrer modificações referentes ao movimento, sem considerar que atuam forças sobre ele, então o termo correto a aplicar é cinemática.

Em suma, pode afirmar-se que descrever a deformação sofrida por um corpo não é mais que realizar a sua análise geométrica. Tal como referido por Davis *et al.* (2012), a análise da deformação de um corpo não é mais do que comparar a sua localização, orientação, formato e tamanho adquiridos pós-deformação com o seu aspeto pré-deformação. Convém salientar também que as estruturas resultantes dos mecanismos de deformação dependem, não só da configuração inicial das partículas que compõem o corpo rochoso, como também estão dependentes da sua textura e da sua estrutura (Fossen, 2010).

A quantificação da deformação nas rochas necessita de marcadores geológicos que possibilitem realizar uma análise das tensões, tal como referido por Ramsay & Huber (1983). Os marcadores de tensões ideais são aqueles que representam a deformação total da rocha, fornecendo uma medição direta (Treagus & Lan, 2000).

Atendendo à relação entre as componentes e processos da deformação e da sua interação com os campos de tensão que ocorrem na natureza, torna-se importante fazer uma abordagem às formas e mecanismos resultantes dessa interação. Estes mecanismos podem ocorrer sobre inúmeras formas; no entanto, serão aqui abordados apenas os mais relevantes e essenciais para o desenvolvimento que caracteriza a evolução estrutural da Zona Sul Portuguesa. Pode ser afirmado que esta se apresenta como uma faixa de carreamentos empilhados como zona de cisalhamento dissimétrico num estilo tectónico do tipo “thin skinned” (e.g. Ribeiro *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 2009; Ribeiro *et al.*, 2010), devido ao descolamento acima de um soco indeformado (Silva, 1983). Esta superfície de descolamento pode ser verificada a uma profundidade entre os 12 e os 15 km (Schmelzbach, 2008a, b). Estando estes dados validados com a investigação a partir dos dados sísmicos IBERSEIS (e.g. Simancas *et al.* 2003).

Relativamente ao estilo tectónico referido como “*thin-skinned*”, este engloba um conjunto de cavalgamentos que afetam apenas as rochas da cobertura. Os carreamentos (“*thrust-slip faults*”) não penetram no soco cristalino, terminando, geralmente, numa camada mecanicamente incompetente que se encontra na interface soco – cobertura. Esta camada funciona como um horizonte de descolamento, sendo tipicamente formada por materiais como “*shales*” ou evaporitos (Pfiffner, 2006, 2015; Davis *et al.*, 2012). Tal como referido por Mazzoli *et al.* (2000) e Buttler & Mazzoli (2006), a deformação “*thin-skinned*” pode ser definida como um

estilo tectónico que é dominado por horizontes de descolamento. As rochas da cobertura experimentam um encurtamento interno através de cavalgamentos imbricados e dobramentos associados, existindo, por vezes de modo substancial, deslocamentos ao longo da formação do orógeno de colisão (Pfiffner, 2006, 2015; Davis *et al.*, 2012).

Nos domínios geológicos da litosfera continental em contextos convergentes e sujeitos a contração horizontal, a transmissão das forças compressivas relacionadas com episódios de colisão continental originam deformação por dobramentos e cavalgamentos, que podem exibir diversos estilos tectónicos e estruturais (*e.g.* Ziegler *et al.*, 2002; Buttler & Mazzoli, 2006; Pfiffner, 2006, 2015). A atuação de compressões horizontais devido ao encurtamento crustal, em conjunto com os estilos tectónicos e estruturais associados, levam à formação de estruturas de deformação, como as “*fold-and-thrust belts*”, caracterizadas por cavalgamentos ou carreamentos, adotando os estratos que se encontravam horizontais uma configuração dobrada e com desenvolvimento de clivagem tectónica (Marshak & Wilkerson, 2004). Segundo os mesmos autores, as “*fold-and-thrust belts*” consideradas clássicas formam-se quando a estratigrafia mecânica das suas sequências, que se encontram sujeitas a deformação, têm características de camadas lateralmente extensas que se mantêm coerentes durante as fases de deformação. As estruturas destas cadeias apresentam, para um mesmo intervalo estratigráfico, traços de cavalgamentos que tendem a ser aproximadamente paralelos entre si e os dobramentos possuem aproximadamente os mesmos comprimentos de onda e amplitudes.

É frequente recorrer a modelos análogos para compreender mecanismos de deformação e determinar a relação genética entre as condições de fronteira impostas e as estruturas resultantes. Um dos exemplos mais comuns para compreender a mecânica das “*fold-and-thrust belts*” é comum fazer-se uma analogia entre estas cadeias e um buldózer que empurra uma cunha de solo ou neve (Fig. 2.2) (*e.g.* Davis *et al.*, 1983). Outro exemplo destes modelos análogos pode ser consultado em Bolacha & Dias (2013) através da simulação em caixa de areia. Estes autores apresentam uma modelação aplicada à Zona Sul Portuguesa numa tentativa de perceber a evolução estrutural dessa unidade geo-estrutural (Fig. 2.1).



Figura 2.1 – Modelo análogo de caixa de areia. Momento após deformação das unidades mais antigas (Unidade B) e deposição da unidade C (Bolacha & Dias, 2013).

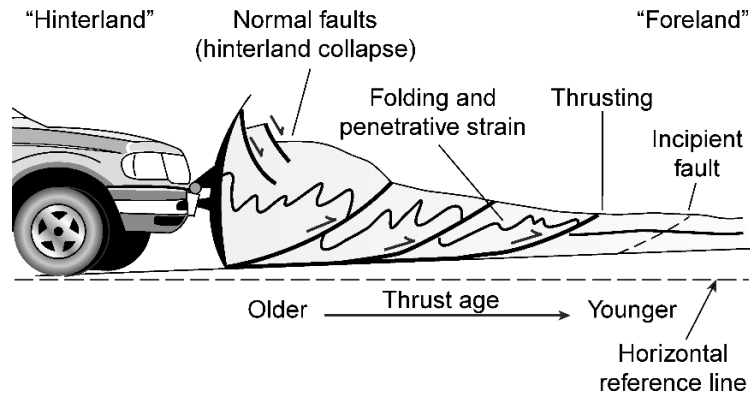


Figura 2.2 – Modelo análogo associado à passagem de uma cunha de neve. O material da cunha (wedge) deforma-se até que se atinja o ponto crítico do cone, após o qual o material desliza, continuando a crescer com uma conicidade constante à medida que mais material é aprisionado. A forma do cone crítico é definida pelo momento em que a cunha se encontra à beira do colapso sobre compressão horizontal que atua em todas as frentes, mesmo na camada de descolamento basal. (van der Pluijm & Marshak, 2004).

Considerando apenas o sistema cavalgante, a geometria do sistema “fold-and-thrust belt” característico da ZSP é indicado como um sistema de cavalgamentos imbricados, vergentes para SW (Silva et al., 1990; Soriano & Casas, 2002). O deslocamento dos dobramentos e cavalgamentos é datado do carbônico médio e encontra-se dividido em dois episódios de dobramentos sucessivos: o primeiro aponta direções de cavalgamento SSW com implementação de escamas (Fig 2.3) e foliação milonítica, a segunda relacionada com dobramentos regionais (Schmelzbach et al., 2008a, b)

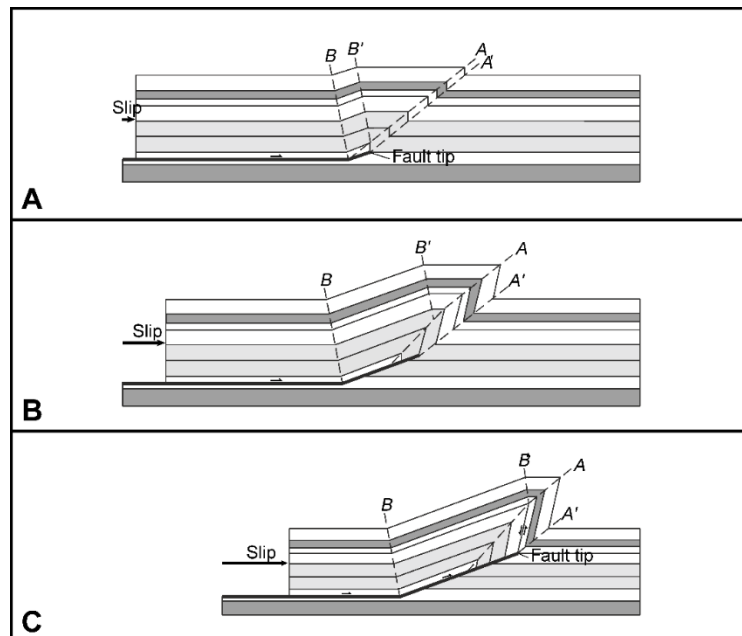


Figura 2.3 – Esquema representando a evolução de uma “Fold-and-thrust belt” típica de cadeia em leque imbricado (Marshak & Wilkerson, 2004)

2.1.1. Estruturas associadas às “*fold-and-thrust belts*”

Tal como tem sido referido neste capítulo, as “*fold-and-thrust belts*” formam-se como resposta à compressão horizontal imposta na crosta superior. Durante o desenvolvimento deste tipo de cadeias, a tensão principal máxima compressiva (σ_1) é horizontal e perpendicular aos *map trace* de falhas e dobras. Convém salientar que estas cadeias não possuem apenas dobramentos e cavalgamentos como estruturas associadas, mas a compressão também levou ao desenvolvimento de outros conjuntos de estruturas (Fig. 2.4), tais como: clivagem tectónica, dobras de escala mesoscópica, *wedge thrusts*, *grain-scale strain*, *joints* (Marshak & Wilkerson, 2004), entre outros.

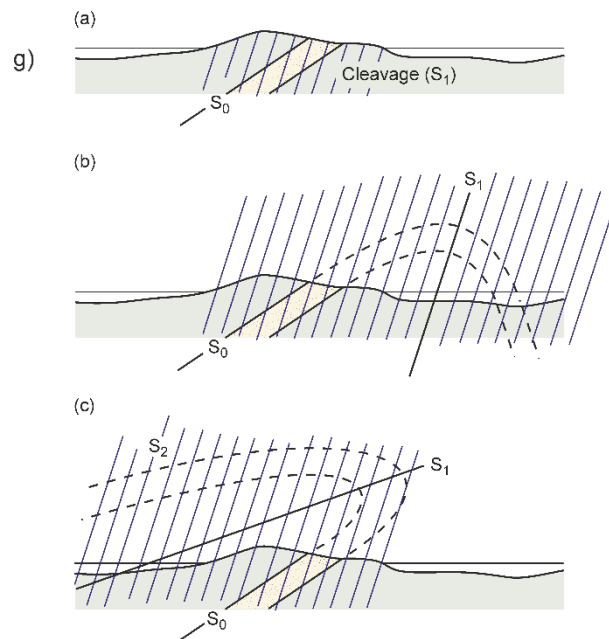


Figura 2.4 – Modelo esquemático referente à evolução do cisalhamento quando sujeito a uma segunda fase de deformação. (Marshak & Wilkerson, 2004)

2.2. Aplicação à Detecção Remota

O conceito “detecção remota” teve o seu início associado à evolução da capacidade humana em conseguir observar regiões do espectro eletromagnético para lá da gama do visível (Salomonson, 2014). Esta terminologia foi introduzida por Evelyn Pruitt em 1960 (Short, 2005; Salomonson, 2014), no entanto as técnicas associadas à detecção remota podem ser rastreada pelo menos até ao Séc. XIII com a invenção dos óculos por Roger Bacon (Prost, 2014). Em 1858, a tecnologia associada à detecção remota levantou voo a bordo de um balão de ar quente com Gaspard Tournachon e as suas fotografias de Paris para construção de mapas topográficos (Reeves *et al.*, 1975). Durante a Primeira Guerra Mundial, o recurso a máquinas fotográficas acopladas aos aviões foi usada pela primeira vez como um meio de recolha de informações sobre as tropas inimigas. A detecção remota moderna pode ser rastreada até aos anos de 1930 e 1940 com os levantamentos por fotos aéreas para cartas topográficas, características geológicas associadas a acumulações de petróleo e como base para projetos de construção. Durante a Segunda Guerra Mundial, o filme colorido infravermelho foi usado para detetar camuflagem e o RADAR foi inventado para detetar aeronaves inimigas. Como Prost (2014) refere, os maiores avanços da tecnologia de detecção remota ocorreram devido às exigências militares.

Em termos genéricos, a detecção remota pode ser definida como as tecnologias e técnicas de obter informação sobre objetos através da análise de dados colecionados à distância, sem qualquer contacto físico direto com o objeto em estudo (Glackin, 2014; Salomonson, 2014), usando a radiação eletromagnética que é refletida ou emitida por esses objetos, a sua energia acústica, campos de potencial (gravidade e magnetismo), ou medições geoquímicas (Prost, 2014). De modo mais formal, a detecção remota refere-se a técnicas baseadas em instrumentos usados na aquisição e medição de dados espacialmente distribuídos sobre determinadas propriedades (espectral, espacial, física) de uma matriz de píxeis que se encontram no local detetado, e que correspondem a recursos, objetos e materiais. A aquisição e medição dos dados são realizadas através da aplicação de um ou mais dispositivos de gravação que não se encontram em contacto físico com os itens sobre vigilância, mas sim a uma distância finita do alvo observado, conservando o arranjo espacial. Estas técnicas implicam uma pertinente acumulação de conhecimento sobre o local detetado utilizando radiação eletromagnética, campos de força, ou energia acústica através do acoplamento de câmaras, radiómetros e scanners, lasers, recetores de radio-frequência, sistemas de RADAR, sonar, dispositivos térmicos, sismógrafos, magnetómetros, gravímetros, cintilómetros e outros instrumentos de detecção (Short, 2005; Salomonson, 2014). Outros autores (*e.g.* Ulaby *et al.*, 1981) definem a detecção remota apenas como um mecanismo usado para recuperar informação

sobre um determinado objeto através de variações impostas pelo objeto ao campo de interação, podendo este ser eletromagnético, acústico ou gravitacional.

Outros conceitos mais simplificados podem ser aplicados na definição de Detecção Remota (Short, 2005) no entanto todas elas assentam sobre um conceito principal: a recolha de informação à distância (Campbell & Winne, 2011) com recurso a equipamentos desenhados para medir radiação eletromagnética com comprimentos de onda específicos do espectro eletromagnético (Njoku, 2014).

2.2.1. Espectrometria, análise espectral e multiespectral

Tendo em conta o objeto da deteção remota, pode ser afirmado que a **radiação eletromagnética** que, por meio de um campo eletromagnético, interage entre um **emissor** (natural ou artificial), um **recetor** e um **sensor** a que é permitido a recuperação de informação sobre a interação entre a fonte e o objeto, podendo esta interação acontecer através de processos de emissão, transmissão ou reflexão.

Tendo em consideração a teoria clássica do eletromagnetismo, está definido que oscilações dos campos magnéticos e elétricos são perpendiculares entre si e podem ser entendidas como a propagação por um fenómeno ondulatório aplicado a uma onda transversal, cujas oscilações são perpendiculares à direção do movimento da onda (Ishimaru, 1991), posto isto, pode ser afirmado que a interação das ondas eletromagnéticas com o ambiente esta dependente do comprimento de onda e das propriedades geométricas, elétricas, magnéticas e condutoras do meio. Essa interação faz-se pela estimulação de diferentes mecanismos de interação, como o eletrónico, molecular ou condutor. Os métodos que têm por base o eletromagnetismo cobrem a totalidade do espectro eletromagnético desde as ondas rádio à radiação gama (Elachi, 1987) (Fig. 2.5).

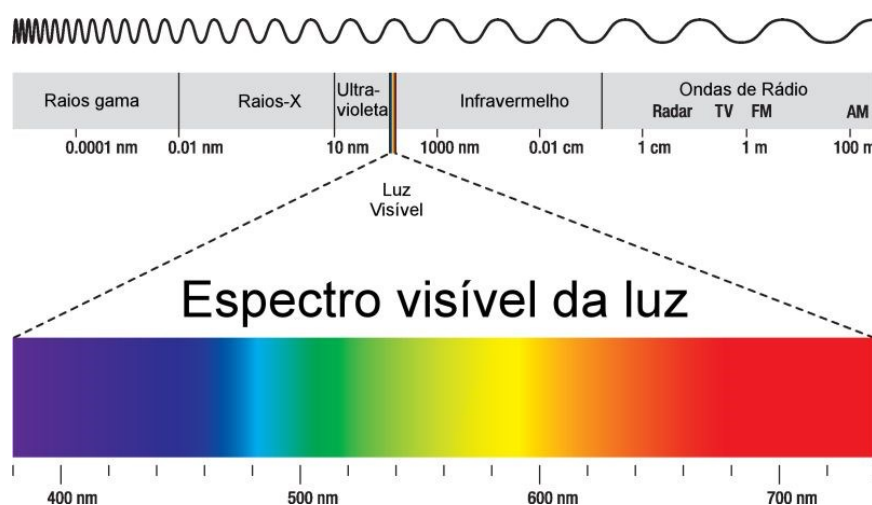


Figura 2.5 – Espectro eletromagnético. Por Thomas Carvalho *in* <http://www.infoescola.com/>.

Dados os conceitos referidos anteriormente, e possível concluir que a relação entre absorção e emissão da radiação EM é um fator intrínseco a cada material, relacionado com o modo como a energia é refletida ou emitida por um determinado objeto. Das diferentes respostas entre o comportamento de diferentes materiais é possível deduzir que o objeto da Detecção Remota depende da **assinatura espectral** de cada objeto, estando este princípio na base da caracterização multiespectral, cuja definição se encontra na secção seguinte.

O termo **assinatura espectral** tem sido aplicado para referir a resposta espectral de um objeto sobre observação numa dada gama de comprimentos de onda (Parker & Wolff, 1965 in Campbell & Wynne, 2011), permitindo avaliar o tipo ou condição desse objeto (Lillesand *et al.*, 2004). Para um dado material, a quantidade de radiação do EEM que este reflete, absorve ou transmite varia em comprimento de onda. Esta propriedade da matéria torna possível a identificação de diferentes materiais e diferencia-los de acordo com a sua assinatura espectral (Short, 2005) (Fig. 2.6). Se for possível determinar a assinatura espectral para cada superfície de material, é fácil agrupar e classificar a ocorrência desse material numa imagem (*e.g.* Prost, 2014), Para tal deve existir um método adequado para estimar essas diferenças no comprimento de onda e intensidade. Em teoria, quando se evidenciam mais do que dois comprimentos de onda, as parcelas no espaço multi-dimensional tendem a mostrar uma maior separação entre os materiais. Esta melhoria na capacidade de distinguir materiais devido a comprimentos de onda extra é a base para as técnicas de **análise multiespectral** (*e.g.* Short, 2005).

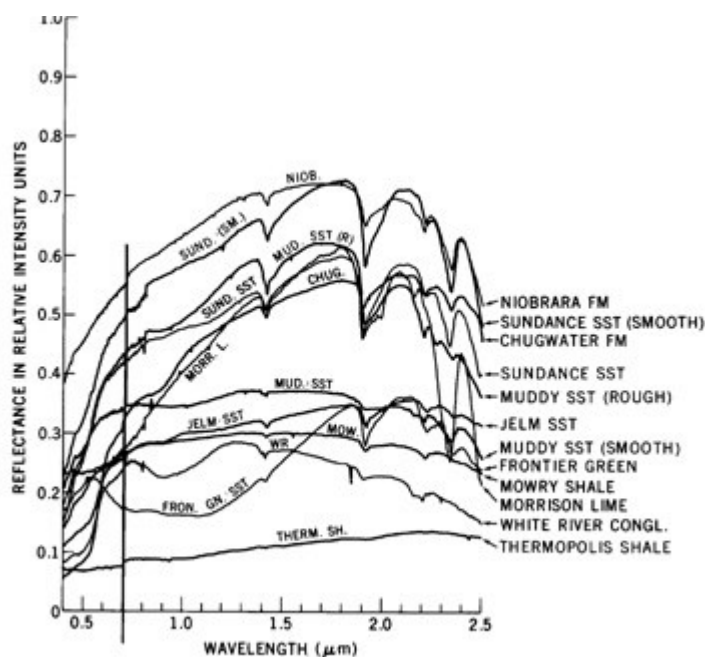


Figura 2.6 – Variação de refletância e assinatura espectral para alguns materiais (Short, 2005).

2.2.1.1. Aquisição de dados multiespectrais- Caso do LANDSAT 8

O programa *Landsat* resulta da parceria entre a NASA e a USGS num projeto continuado por mais de 43 anos. O objetivo principal é seguido ao longo de várias missões e consiste na aquisição contínua de dados multiespectrais da superfície da Terra.

Atualmente a missão *Landsat 8* ou “*Landsat Data Continuity Mission*” é formalizada por um satélite, posicionado a 705 km da superfície da terra, numa rota sin-crónica com o sol, tem um ciclo de repetição de 16 dias sendo a aquisição dos dados realizada por dois sensores em 11 bandas (Fig. 2.7, Tabela 2.1)

O satélite é constituído por dois sensores. O primeiro, designado por “*Operational Land Imager*” (OLI), construído pela “*Ball Aerospace & Technologies Corporation*” processa a informação através de uma matriz linear de elementos detetores que coletam os dados através de nove diferentes bandas com resolução espectral reduzida (Tabela 2) ao longo de faixas com 190 km² e com uma resolução espacial de 30m, excetuando a banda pancromática com uma resolução de 15 metros.

O segundo sensor, designado por “*Thermal Infrared Sensor*” (TIRS), construído pela “*NASA Goddard Space Flight Center*” apresenta o mesmo mecanismo de deteção que o sensor OLI, no entanto utiliza sensores quânticos, que permitem realizar medições no espectro todo infravermelho térmico. A utilização de dois sensores, com uma resolução especial de 100 metros, permite diferenciar a relação entre a temperatura medida na superfície da terra e a temperatura emitida na atmosfera.

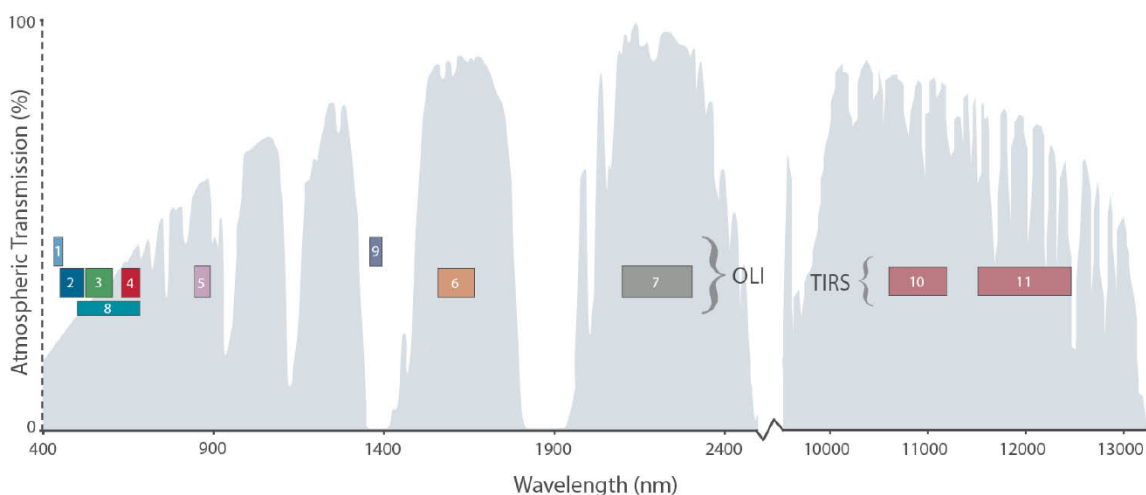


Figura 2.7 – Relação entre os sensores e as bandas espectrais da missão Landsat 8. Modificado de L.Rocchio & J.Barsi.in <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>.

Tabela 2.1 – Propriedades de cada banda dos sensores OLI e TIRS (Markham, 2013 *in* <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>).

Sensor	Banda	Comprimento de onda (μm)	Resolução	
OLI	Banda 1	Aerosol costeiro	0.43 - 0.45	30
	Banda 2	Azul	0.45 - 0.51	30
	Banda 3	Verde	0.53 - 0.59	30
	Banda 4	Vermelho	0.64 - 0.67	30
	Banda 5	Infravermelho próximo (NIR)	0.85 - 0.88	30
	Banda 6	Infravermelho de onda curta (SWIR 1)	1.57 - 1.65	30
	Banda 7	Infravermelho de onda curta (SWIR 2)	2.11 - 2.29	30
	Banda 8	Pancromática	0.50 - 0.68	15
	Banda 9	Cirrus	1.36 - 1.38	30
TIRS	Banda 10	Infravermelho térmico (TIRS) 1	10.60 - 11.19	100
	Banda 11	Infravermelho térmico (TIRS) 2	11.50 - 12.51	100

2.2.2. Modelo Digital de Elevação

A análise e interpretação de alinhamentos estruturais passam pela investigação das variações na topografia de um terreno e nos fatores geodinâmicos que tem influência sobre estas mesmas variações.

A necessidade de modelar a superfície terrestre permitiu desenvolver um conjunto de técnicas que, do ponto de vista geomorfológico, permitam analisar e quantificar as diversas componentes constituintes de um determinado tipo de superfície (Evans, 1981).

Uma ferramenta útil para a qualificação das variações na superfície da região está associada á representação numérica dessa mesma superfície através da criação de um Modelo Digital de Terreno (MDT) que, através das suas características, represente uma aproximação real das diferentes variações topográficas da região em estudo (Li *et al.*, 2005). Através da análise qualitativa e quantitativa do MDT criado é possível examinar os fatores que estão na origem da irregularidade numa superfície, podendo estes fatores serem de dois tipos (Demek, 1972):

- Formas endogénicas, derivadas de forças internas tal como processos neotectónicos, vulcanismo entre outros
- Formas exogénicas, derivam de forças externas, expostas sob a forma de erosão, aspetos fluviais, casificação, glaciação, etc.

2.2.2.1. Noções de altimetria

De forma a compreender os conceitos de altimetria e elevação é fundamental assimilar alguns dos termos associados a estes conceitos. Assim sendo, segundo o Glossário de Cartografia e Geodesia da “DGTerritório” pode ser definido:

- **Superfície de referência:** Superfície geométrica que tem como objetivo modelar a superfície da Terra. As mais comuns são o plano, a esfera e os elipsoides de revolução.
- **Altitude:** Distância de um ponto a uma dada superfície de referência ao longo de uma linha perpendicular a essa superfície.
- **Altitude elipsoidal:** Distância de um ponto ao elipsoide medida ao longo da perpendicular que passa por aquele ponto. A altitude elipsoidal (h) é positiva se o ponto se situar no exterior do elipsoide.
- **Altitude ortométrica:** Distância entre um ponto da superfície terrestre e o geoide, medida ao longo da linha de fio-de-prumo. É a altitude ortométrica (H) que se referem as cotas usadas em Topografia e Cartografia Topográfica.
- **Linha de fio-de-prumo:** A linha contínua, à qual a direção da gravidade é sempre tangente. Esta linha é perpendicular às superfícies de nível que intersecta.

Em Geodesia usam-se essencialmente três superfícies de referência (Fig. 2.8), sendo elas: a superfície terrestre que diz respeito à superfície topográfica real da Terra; o Geoide referente a uma superfície equipotencial do campo gravítico terrestre, aproximando-se do nível médio das águas do mar; e o Elipsoide representado numa forma esferoide hipotética definido por uma superfície matemática fictícia, sem qualquer realidade física (Fig. 2.9).

De um modo geral, o geoide não coincide com o elipsoide. A distância entre a superfície do Geoide e a do elipsoide de referência designa-se por ondulação do geoide (N). A ondulação do geoide pode ser positiva ou negativa consoante o geoide se encontre acima ou abaixo do elipsoide.

$$N = h - H \quad (1)$$

onde N corresponde à ondulação do geoide, medida ao longo da normal ao elipsoide. h corresponde à altitude elipsoidal e H corresponde à altitude ortométrica (distância entre o geoide e a superfície terrestre, medida ao longo da linha de prumo).

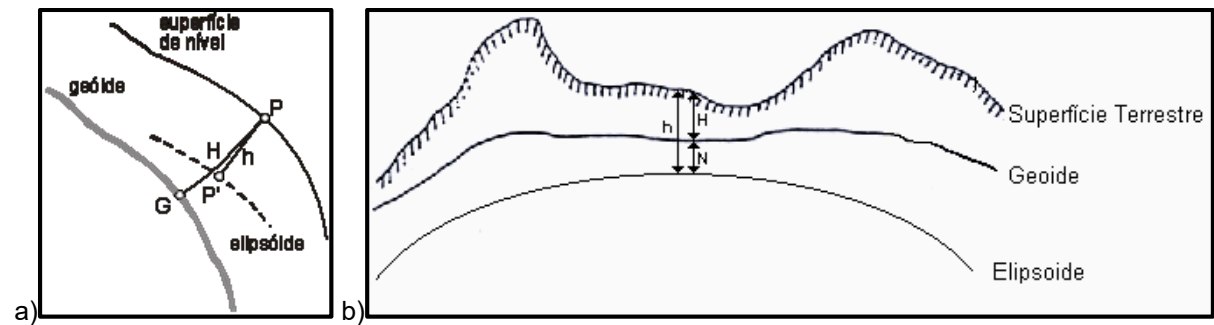


Figura 2.8 – Relação entre superfície real da terra e as diferentes superfícies de referência. (a) relação entre cota ortométrica e cota elipsoidal. (b) esquema interpretativo da ondulação do geóide (DG Território, 2015 *in* <http://www.dgterritorio.pt/>)

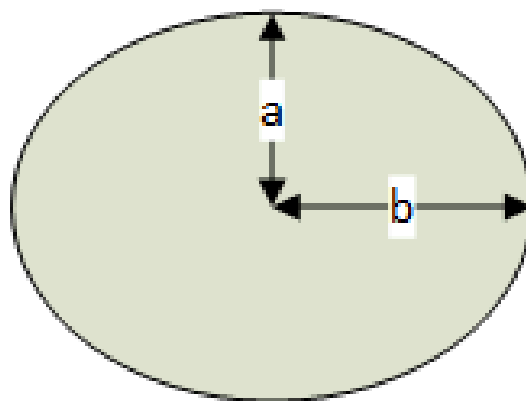


Figura 2.9 - Representação esquemática de uma superfície elipsoidal, a: Semieixo maior; b – semi-eixo menor. Da relação de a com b tem-se o achatamento (f), onde $f = (a - b)/a$

Em traços gerais, a superfície elipsoidal (elipsoide de revolução) é mais comumente utilizada como superfície de referência, procurando adaptar-se de forma aproximada à forma do geóide, estando descritos na tabela 2.2 as principais características relativas ao modelo de geóide utilizado nos sistemas de referência mais comuns.

Tabela 2.2 – Principais características associadas aos elipsoides de referência utilizados nos sistemas de georreferenciação mais comuns

	Semi-eixo maior (km) a	Semi-eixo menor (km) b	Achatamento f
Bessel	6377.397	6356.079	1/299.15
Hayford	6378.886	6356.912	1/297
WGS84	6378.137	6356.75223142	1/298.257223563
GRS80	6378.137	6356.75231414	1/298.257222101

2.2.2.2. Aquisição de dados altimétricos - Estereometria vs altimetria RADAR

Existem vários métodos que permitem a construção de um Modelo Digital de Terreno, que quer pelo detalhe, quer pela sua escala, permitam uma reconstituição fiável das variações da superfície do terreno.

Associada aos métodos de deteção remota passivos (necessitam de uma fonte de energia externa), uma das técnicas fundamentais para o desenvolvimento desta metodologia está na **relação entre duas imagens** obtidas a partir do mesmo ângulo de incidência, no entanto a partir de pontos diferentes (paralaxe). Através do cruzamento dessas imagens, com base em **princípios de estereometria**, permitindo uma análise tridimensional onde são estimadas variações na rugosidade de um terreno através de análise de variações do seu declive. A análise detalhada da forma e dimensões de objetos é realizada através de **análise fotogramétrica**. Este método requer um conhecimento relativo da posição vertical do sensor em relação à superfície a ser analisada, o ângulo de incidência pelo qual se dá a aquisição da imagem, a distância horizontal percorrida pelo sensor podendo esta ser idêntica à distância entre as duas imagens obtidas. Este processo é influenciado pela homogeneidade na forma de relevo e pelas variações da escala a que os dados são recolhidos, pois esta varia de forma proporcional à proximidade do sensor com a superfície, sendo necessário calibrar as imagens para uma escala constante. Através da relação entre a paralaxe e do deslocamento do relevo ("relief displacement"), causado pelo desvio entre dois pontos iguais observados a partir de pontos de vista diferentes é possível estimar variações na elevação do terreno.

A partir de processos de restituição estereofotogramétricas é possível compilar a informação a partir de um modelo estereoscópico para um ambiente CAD, através de pontos, linhas ou polígonos. Permitindo assim a construção de MDT.

Ao contrário dos mecanismos de estereofotogrametria, os Modelos Digitais de Elevação criados a partir de métodos de deteção remota ativos apenas necessitam de um reconhecimento da posição original do emissor, no momento da emissão do sinal e a posição relativa do recetor no momento em que o sinal foi captado. Um altímetro RADAR emite ondas rádio para a superfície e regista o tempo de chegada das reflexões. A partir do momento em que a velocidade da onda rádio é conhecida, é usado o conceito de tempo duplo para determinar a distância entre o satélite e a superfície para cada ponto medido, permitindo a construção de MDT.

Uma ferramenta bastante útil reside na relação entre diferentes medições em diferentes intervalos de tempo para o mesmo ponto, permitindo registar diferentes oscilações na coerência de fases registadas na onda recebida, em relação à primeira passagem. Da análise da interferometria podem ser reconhecidas pequenas oscilações ou movimentos na superfície ou sub-superfície do terreno.

ASTER GDEM

O sistema ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) GDEM (Global Digital Elevation Model) resulta de operações entre a NASA e o Ministério da Economia, Negócios e Indústria (METI) do Japão (ERSDAC, 2005). Os dados ASTER GDEM estão acessíveis desde 29 de Junho de 2009 na sua primeira versão, sendo disponibilizados a partir de 17 de Outubro de 2011 a versão 2, com algumas correções e relativas melhorias. As principais características estão descritas na tabela 3.

O modelo de elevação construído a partir dos dados ASTER GDEM baseiam-se nas imagens captadas por dois sensores VNIR (Visible and Near Infrared Radiometer) a bordo do satélite TERRA (Fig. 2.10): o sensor “nadir” está disposto perpendicularmente á superfície da Terra, o sensor encontra-se direcionado com determinado ângulo β , para a retaguarda do movimento do satélite. Esta disposição permite a aquisição de duas imagens do mesmo ponto a partir de posições distintas, que após processamento (Fig. 2.11), são agrupadas numa única visão estereoscópica (ERSDAC, 2005; Tachikawa *et al.*, 2011).

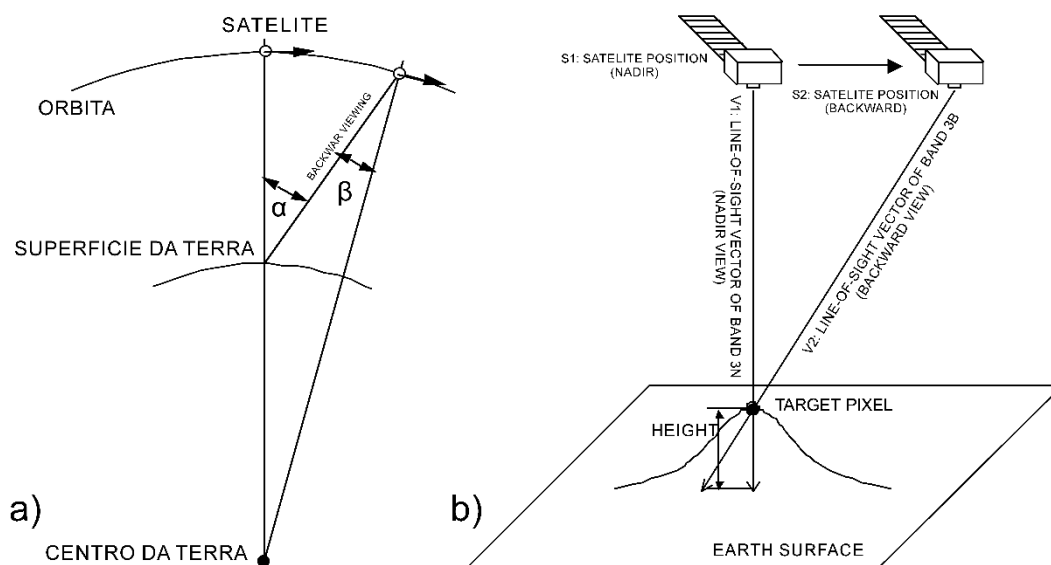


Figura 2.10 – a, b) Configuração estereométrica. b) relação entre o rácio “base-to-height” (B/H). Por definição $B/H = \tan \alpha$, onde α é o ângulo entre a primeira e a segunda posição do sensor. Para um rácio $B/H = 0.6$, o valor de α corresponde a 30.96° . Tendo em conta a curvatura da Terra, o ângulo entre a posição S1 e a posição S2 toma o valor de 27.60° (ASTER GDEM Validation Team, 2005)

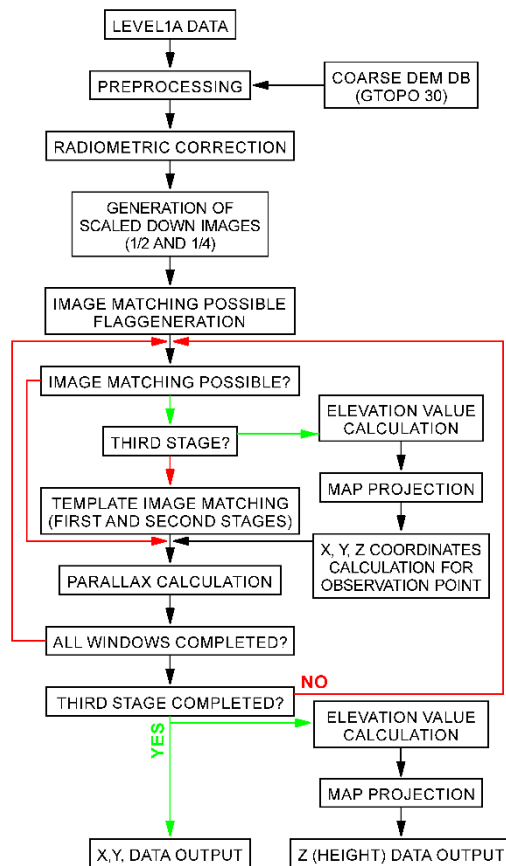


Figura 2.11 – Organigrama com etapas de processamento para a criação do MDT a partir dos dados estereométricos obtidos através da missão ASTER GDEM

SRTM

A Shuttle RADAR Topographic Mission (SRTM) resulta de uma colaboração entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e a National Geospatial-Intelligence Agency (NGA), utilizando o vaivém espacial Endeavour (STS-99) em Fevereiro de 2000, como suporte do hardware utilizado para a aquisição dos dados.

Os dados relativos á elevação derivam de técnicas InSAR (Interferometric Synthetic Aperture RADAR) com recurso a dois sistemas SAR distintos: Spaceborne Imaging RADAR – C e X – Band Synthetic Aperture RADAR (SIR-C/X-SAR) (Farr & Kobrik, 2000) estando as suas principais características descritas na tabela 2.4.

Os sistemas de RADAR utilizados são compostos por dois emissores SAR descritos anteriormente, cada um equipado com um recetor. Os recetores auxiliares estão montados numa plataforma suportada por um mastro de 60 metros fixada na nave espacial (*baseline* do Interferómetro), permitindo a captação de duas imagens distintas no mesmo intervalo de tempo (Farr *et al.*, 2007) (Fig. 2.12).

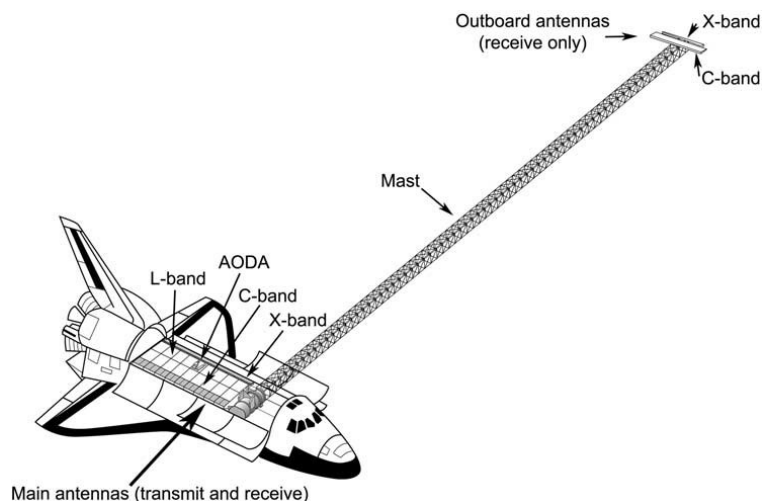


Figura 2.12 – Componentes principais do SRTM. No compartimento de carga da nave encontram-se as antenas principais e os controladores de altitude e orbita. Na extremidade do mastro de 60 m encontram-se os recetores (antenas secundárias) (Farr *et al.*, 2007)

Quando conhecida a geometria do sistema (altitude nominal, inclinação orbital e linha base da interferometria) (Fig. 2.13), a partir da análise da coerência de entre fases é possível definir um sinal de interferometria entre os sinais captados e definir a altitude para cada ponto, obtendo uma imagem tridimensional (Rosen *et al.*, 2000; van Zyl, 2001).

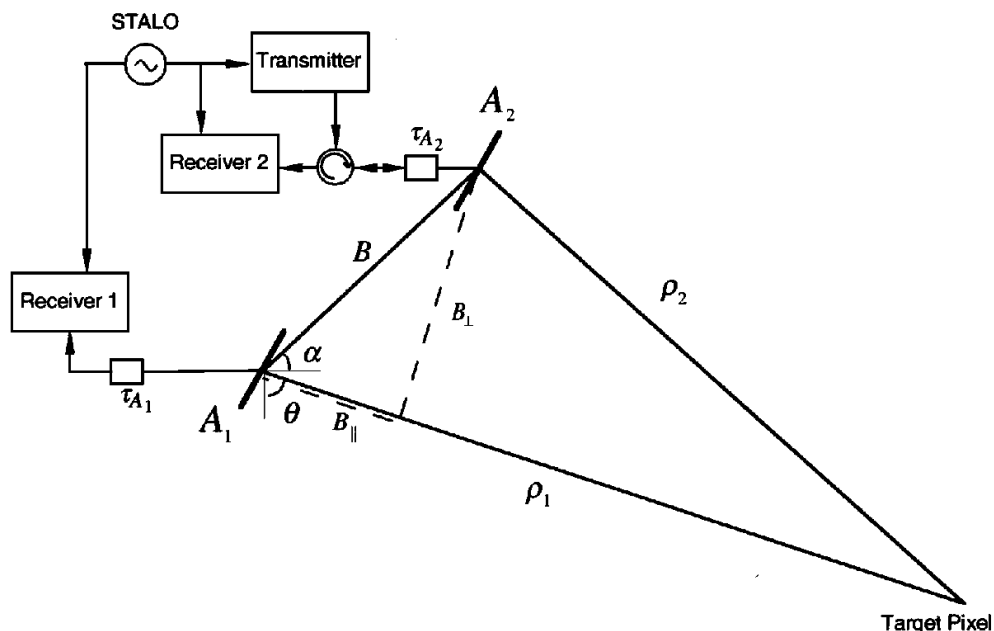


Figura 2.13 – Configuração dos parâmetros usados no processamento da interferometria RADAR utilizada pelo SRTM (Rosen *et al.*, 2000)

Os dados adquiridos foram disponibilizados após tratamento preliminar (Fig. 2.14) pelas entidades responsáveis, numa quadrícula com 1 segundo angular (~30 m) para o território Norte Americano e uma quadrícula de 3 segundos angulares (~90 m) para os restantes territórios. No entanto a partir de 24 de Setembro de 2014 tornaram-se acessíveis ao público os dados com a resolução de 1 segundo angular para todas as superfícies cobertas pela missão.

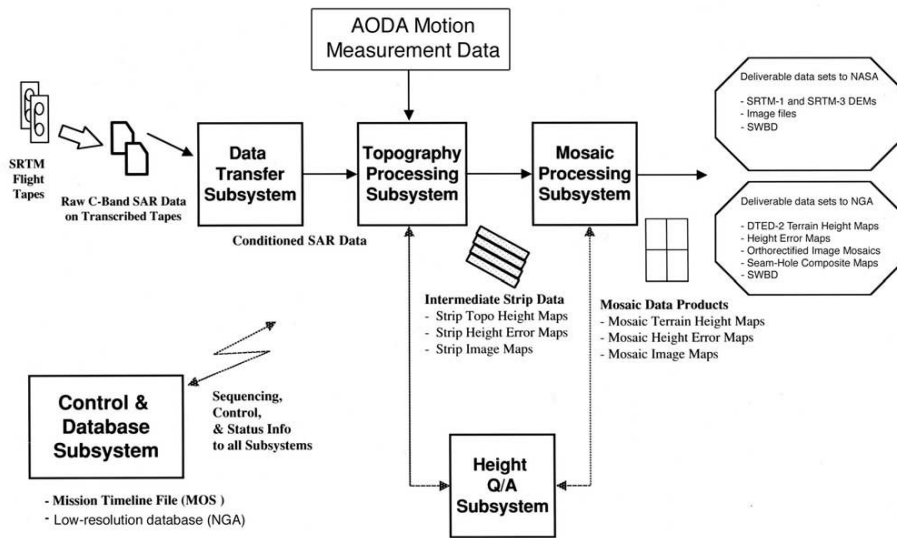


Figura 2.14 – Etapas de processamento e principais subsistemas para a criação do MDT a partir dos dados obtidos através do SRTM (Farr *et al.*, 2007)

Tabela 1.4 - Especificações técnicas do MDT criado a partir dos dados SRTM

Projeção	Geografica
Datum horizontal	WGS84
Datum vertical	EGM96 (Earth Gravitational Model 1996)
Resolução espacial	1 segundo angular (~30 meters)
	3 segundos angulares (~90 meters)
Dimensões do raster	Quadrículas de 1 grau
Comprimento de onda Banda C	5.6 cm

2.2.3. Aplicações da Detecção Remota no reconhecimento de estruturas

A aplicação dos métodos associados à análise espacial e aos mecanismos da Detecção Remota são uma das soluções possíveis para responder a questões que condicionam os aspectos geomorfológicos e estruturais de uma determinada região. Através das técnicas associadas ao tratamento e processamento de imagens é possível evidenciar alguns dos aspectos estruturais através do mapeamento e análise do objeto de estudo tais como a diferenciação e delimitação entre diferentes unidades geológicas, o estudo dos processos que condicionaram as diferentes formas de relevo, assim como o mapeamento de estruturas associadas a processos geodinâmicos, recentes ou antigos.

De acordo com a bibliografia, umas das primeiras aplicações para a interpretação de imagens de satélite multiespectrais foram baseadas na caracterização de alinhamentos, marcados pela descontinuidade entre diferentes tons obtidos a partir de imagens compostas (Fig. 2.15), podendo ser correlacionados com sistemas de falhas e de fraturas (Short, 2005)



Figura 2.15 – Primeira interpretação geoestrutural realizada a partir de uma imagem composta do Landsat 1 (Paul Lowman in Short, 2005).

De forma geral, de acordo com os aspectos geodinâmicos, um alinhamento de origem estrutural interpretado a partir de dados de Detecção Remota surge como descontinuidades, mais ou menos contínuas, que se estendem ao longo de grandes distâncias (Fig. 2.16)

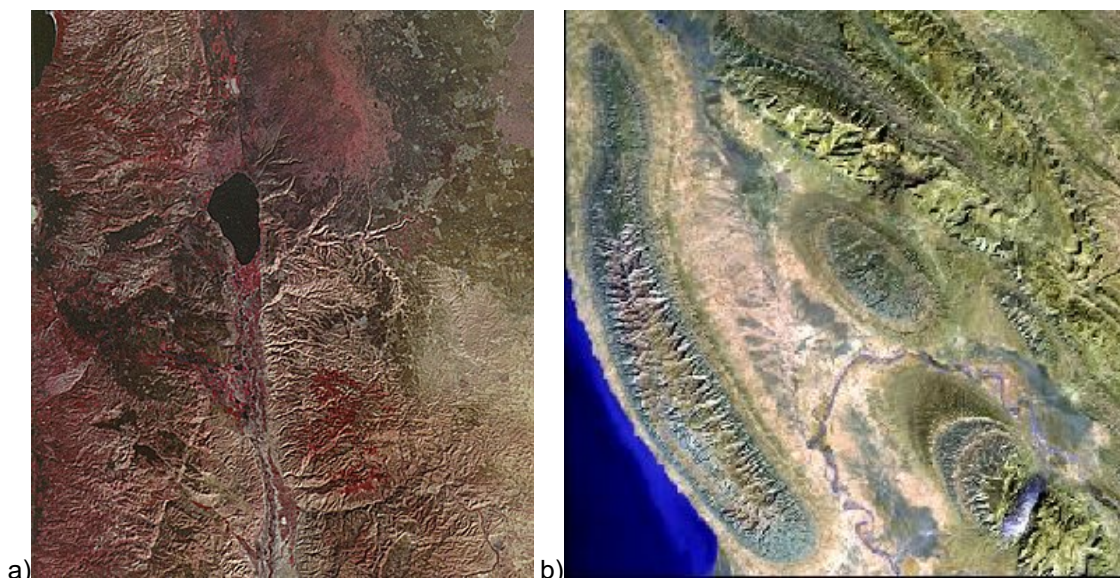


Figura 2.16 – a) Parte da falha de cisalhamento a junto ao Mar da Galileia, a Norte do Mar Morto. b) Secção com estruturas anticlinais elípticas nas Zagros Mountains, Irão. (Autor desconhecido).

No entanto parte destes alinhamentos nem sempre se identificam com aspetos geoes-
 truturais, podem representar estradas, variações no uso do terreno, ou mesmo artefactos cri-
 ados durante o processamento da imagem aérea. Outro facto pode estar associado a episó-
 dios de origem geomorfológica, marcados pelo entalhe fluvial de uma rede de drenagem. Uma
 forma de poder distinguir os alinhamentos estruturais associados à fracturação pode ser re-
 conhecida pelos seguintes critérios:

- Contacto direto entre formações de diferentes tipos e idades;
- Formas de terreno marcado por descontinuidades topográficas com um grande de-
 clive;
- Zonas de depressão ao longo da caixa de falha, provocada pela erosão facilitada
 da rocha fraturada;
- Escarpas ou precipícios;
- Mudanças repentinas de um curso de água;
- Alterações evidentes no padrão de vegetação.

No entanto variações menos óbvias, como variações na litologia, quer pelos contactos
 entre diferentes unidades, os planos de descontinuidade ou alinhamentos com génese em
 aspetos estruturais podem ser analisados, estando a sua interpretação ao cuidado do opera-
 dor, ou através de técnicas mais avançadas de deteção remota, como a aplicação de filtros,
 ou o tratamento preliminar das imagens em estudo.

Capítulo 3 - Enquadramento da área de estudo

3.1. Enquadramento geográfico

A área de estudo, definida para a delimitação e interpretação dos alinhamentos estruturais, enquadra-se na região sul de Portugal Continental, limitada pelos paralelos 37° 30' 01" N e 38° 12' 12" N e pelos meridianos 7° 47' 35" W e 8° 41' 01", ocupando uma área total de aproximadamente 6084 km² (Fig. 3.1).

Grande parte da localização da área de estudo inclui-se no distrito de Beja, incorporando, no extremo NW, terrenos pertencentes ao distrito de Setúbal, estando enquadrada nas sub-regiões estatísticas (NUTS III) do Alentejo Litoral e Baixo Alentejo.

Na zona periférica, está limitada a norte pela fronteira entre o concelho de Alcácer do Sal e Ferreira do Alentejo, e parte dos concelhos de Alvito e Cuba. A sul ocupa parte dos concelhos de Ourique e Almodôvar. O extremo E ocupa parte dos territórios integrantes dos concelhos de Vidigueira, Beja e Mértola, enquanto a oeste ocupa parte dos concelhos de Grândola, Santiago do Cacém e Odemira. Os concelhos de Aljustrel e Castro Verde estão integrados na totalidade da zona central da área de estudo.

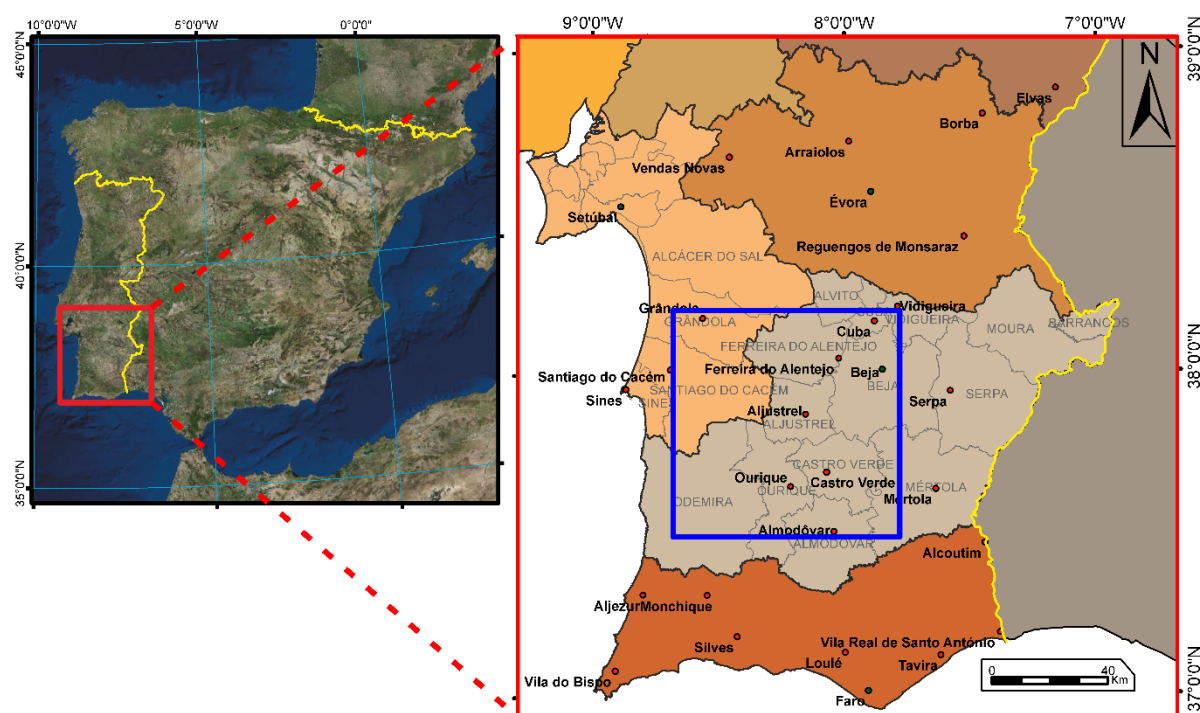


Figura 3.1 – Localização da área de estudo. Quadro Ibérico adquirido de “TerraColor imagery®” com resolução de 15 metros.

3.2. Enquadramento geomorfológico

Dada a dimensão da área de estudo, é possível distinguir diferentes domínios geomorfológicos, essencialmente diferenciados pelas suas formas de relevo (Fig. 3.2), enquadrados nas grandes unidades geomorfológicas correspondentes à Meseta Ibérica e à Bacia do Tejo e Sado. Assim sendo, tem-se:

- A zona ocidental e parte do extremo SW da área de estudo (Área I; Fig 3.2) é estabelecida pela Bacia Hidrográfica do Rio Mira e está limitada pela faixa montanhosa, de direção NW– SE, constituídas pelas Serra de Grândola, Serra do Cercal e Serra do Caldeirão estendendo-se até à Serra do Malhão. Caracteriza-se pela presença de um terreno acidentado, que atinge declives superiores a 15%. O entalhe fluvial é bastante evidente, estando a rede hidrográfica associada a vales encaixados, com uma grande densidade da rede de drenagem. Estes aspetos relacionados com a xistosidade das séries geológicas que aqui afloram atribuem um tipo de relevo bastante rugoso nesta região em particular.
- A segunda zona (Área II; Fig. 3.2) compreende toda a região oriental da área de estudo e está marcada pela presença de pequenos cerros, com uma proeminência reduzida. Apresenta um relevo típico de denudação, com declives nunca superiores a 6%. Ocupa parte montante das Bacias Hidrográficas do Rio Sado e do Rio Guadiana, apresentando uma rede de drenagem, com densidade intermédia, construída na sua maioria por cursos de água intermitentes.
- A terceira zona (Área III; Fig. 3.2) ocupa parte central e norte da área de estudo e está marcada pela Bacia Hidrográfica do Rio Sado. É constituída por uma extensa planície de agradação, com declives inferiores a 2%. Tem na sua constituição planícies fluviais e terrenos planos de natureza sedimentar quaternários, com declives nunca superiores a 2%.

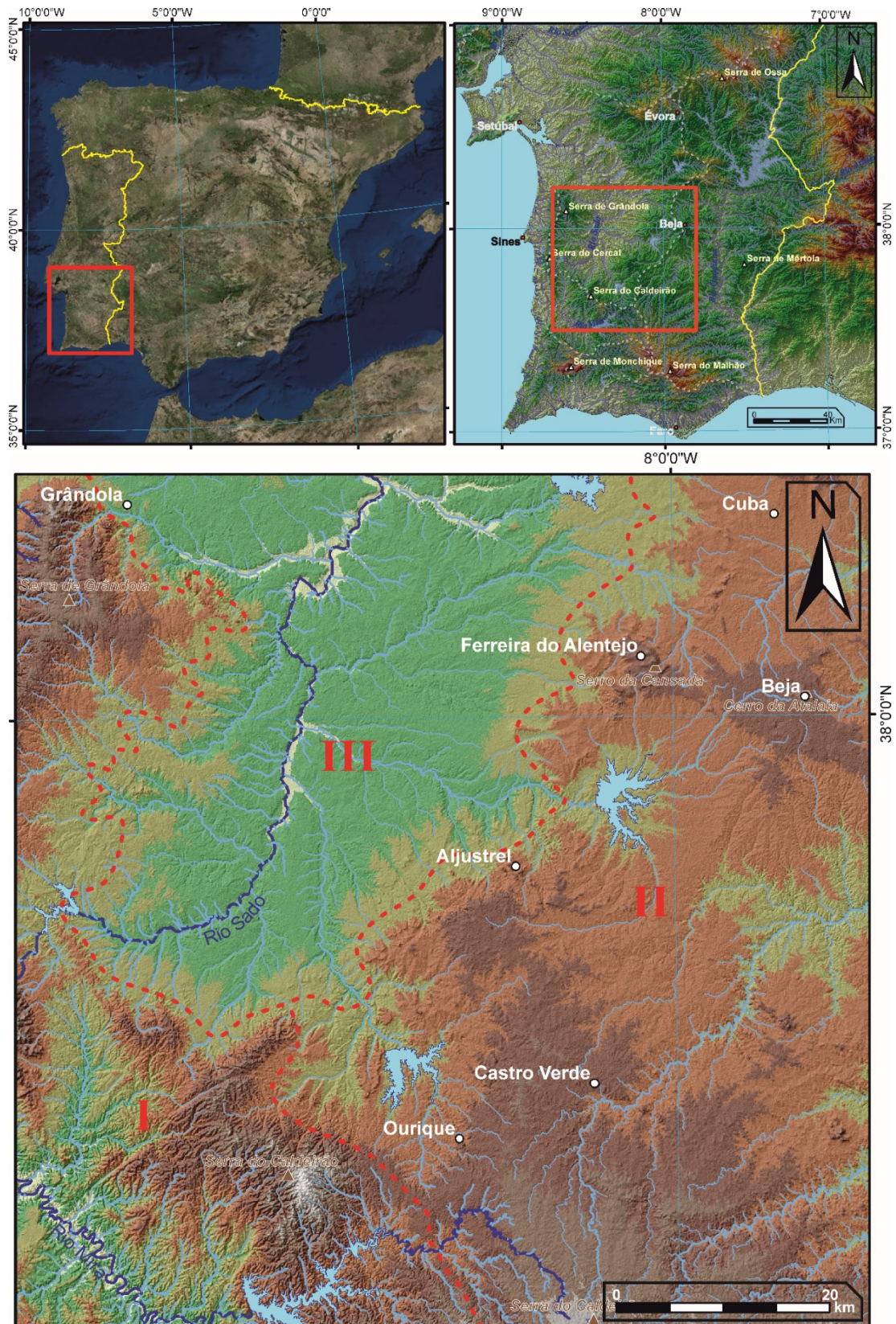


Figura 3.2 – Relação entre as principais características geomorfológicas da área estudada. I: Bacia Hidrográfica do Rio Mira e faixa montanhosa limitada pela Serra de Grândola, Serra do Cercal e Serra do Caldeirão; II: relevos de denudação associados à parte montante das bacias do Rio Sado e do Rio Guadiana; III: planície de agradacia definida pela Bacia Hidrográficas do Rio Sado. Quadro Ibérico adquirido de “*TerraColor imagery*®” com resolução de 15 metros. Modelo Digital de Elevação criado com base em imagens SRTM.

3.3. Enquadramento geológico

De forma a compreender o modelo tectónico e geodinâmico da região SW da Ibéria, torna-se necessário enquadrar as séries geológicas e morfotectónicas num contexto regional, facilitando assim a compreensão dos processos e mecanismos atuantes a uma escala local.

3.3.1. Enquadramento geológico e geodinâmico regional

Apesar da sucessão de processos que conduziram à génese da orogenia Varisca serem relativamente atingíveis, do ponto de vista geodinâmico estes modelos não são concordes com um modelo tectónico simples, quer pela distribuição de cinturas metamórficas, quer pela posição das bacias sedimentares (Kroner & Romer, 2013).

No quadro europeu, a área de estudo enquadra-se nas séries geotectónicas correspondentes à Meso-Europa (Fig. 3.3), definidas por Stille (1924). É constituída pelo conjunto de terrenos Cadomianos (Nance & Murphy, 1994) marcado por uma tectónica extensiva associada à abertura do oceano *Rheic* durante o Câmbrico-Ordovícico (e.g. Pin & Martini, 1993), terrenos estes acrecionados durante o Orógeno Varisco, isentos de deformação significativa a partir do Paleozoico superior. Estendem-se desde a Península Ibérica até à região da Boémia a norte da República Checa, num cinturão descontínuo, ao longo de 3000 km de comprimento, com uma largura que varia entre os 700 e os 900 km.

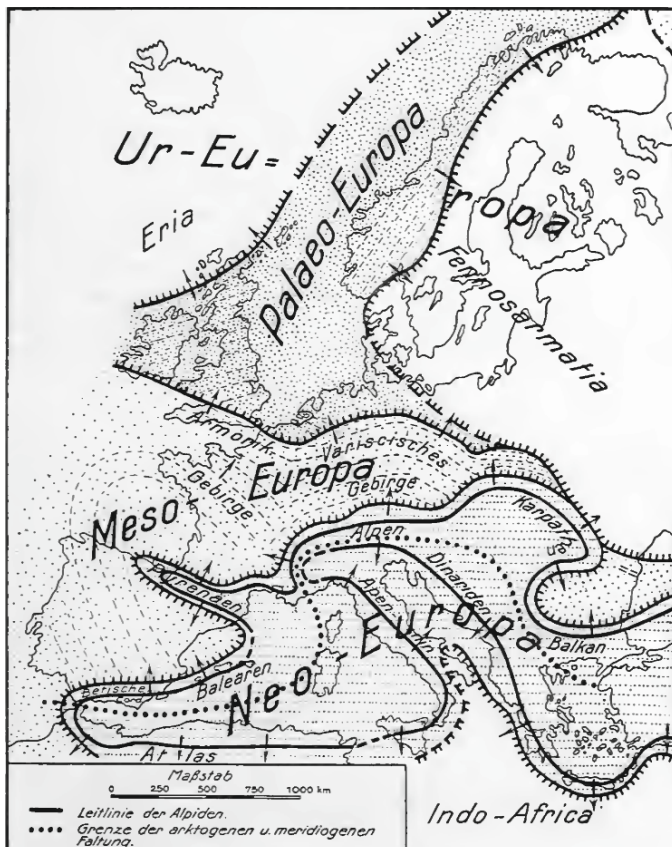


Figura 3.3 - Divisão geotectónica proposta por Stille (1924) para o continente europeu

Na Ibéria estas séries estão representadas nas rochas mais antigas que surgem aflorantes em toda a região Ocidental da Meseta Ibérica, compondo o Maciço Ibérico. Com o intuito de relacionar os domínios definidos do Maciço Ibérico com as unidades Variscas no resto da Europa é possível a sua divisão em zonas com base nos esquemas inicialmente propostos por Lotze (1945) e adaptado por Julivert *et al.* (1974). Atualmente são reconhecidos seis domínios para o Maciço Ibérico (Farias *et al.*, 1987; Quesada & Ribeiro, 1989), sendo eles a **Zona Cantábrica (ZC)**, **Zona Astúrico-Leonesa (ZAL)**, a **Zona Galaico-Transmontana (ZGT)**, a **Zona Centro-Ibérica (ZCI)** e a **Zona de Ossa Morena (ZOM)**, e a **Zona Sul Portuguesa (ZSP)** (Fig. 3.4).

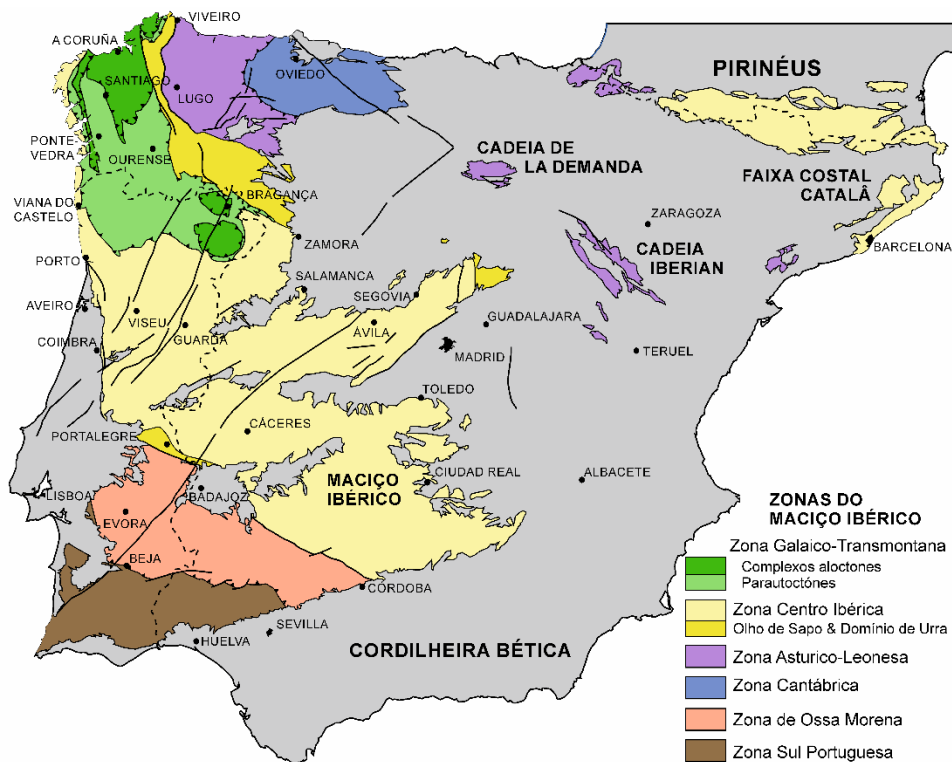


Figura 3.4 – Principais unidades geotectónicas do Maciço Ibérico com base em Vera (2004) e Ribeiro *et al.* (2007) (modificado de Martínez Catalán, 2012).

Estão definidos diversos modelos conceptuais para o ciclo orogénico Varisco, sendo os mais frequentes a origem em movimentos transcorrentes (e.g. Shelley & Bossiere, 2002) e o orógeno do tipo Himalaiano (e.g. Matte, 1986; Debelmas & Mascle, 2002).

A definição dos domínios intraplacas é igualmente não consensual, sendo atribuídos diversos cenários que variam desde o modelo com apenas duas grandes massas continentais a modelos com múltiplas placas e múltiplos oceanos. Para o primeiro caso, numa fase pré-

Varisca, verifica-se um contexto de plataforma continental extensa a partir da placa *Gondwana* (Young, 1990; Robardet, 2002; Kroner & Romer, 2013) ou no mesmo contexto a partir da Avalónia (Murphy *et al.*, 2004) separado por formações de domínio oceânico pertencentes ao *Rheic* (Cocks & Fortey, 1982). O segundo caso, já mais complexo, defende a existência de várias massas continentais separadas por diversos domínios oceânicos (Matte, 1986; Stampfli *et al.*, 2002; Tait *et al.*, 1997; Franke, 2000, 2006; Onézime *et al.*, 2003; Franke *et al.*, 2004).

À luz do conhecimento atual é possível diferenciar parte desses domínios, assinalados pelas suas características estruturais principais e pelos fenómenos associados, típicas das principais cadeias de colisão (Debelmas & Mascle, 2002). Através da diferenciação paleogeográfica, estilo tectónico, magmatismo e metamorfismo é possível uma divisão dos domínios constituintes da Mesoeuropa, assim como das unidades do Maciço Ibérico, normalmente delimitados por zonas de sutura, com significado tectónico importante (Ribeiro *et al.*, 1979).

O ciclo Varisco apresenta um carácter polifásico, com dois episódios principais de deformação (Ribeiro *et al.*, 1979; SImancas *et al.*, 2006). Teve o seu início com os primeiros episódios compressivos que afetaram a sutura do *Rheic* (Figs. 3.15a), contribuindo para o aparecimento de uma margem ativa durante o Devónico inferior (Kroner *et al.*, 2007). A sua evolução resulta de colisões diacrónicas com subducção do domínio norte, constituído pelo conjunto de terrenos incluídos na Laurussia (cratão Norte Americano, cratão do Leste Europeu e Avalónia) sob a placa *Gondwanica* a Sul (Young, 1990; Robardet, 2002; Kroner & Romer, 2013). Grandes volumes de sedimentos, provenientes das zonas internas e externas do orógeno foram depositados num ambiente de retroarco em bacias sin-colisionais, essencialmente turbidíticas (Hahn *et al.*, 2010), representadas maioritariamente nas unidades alóctones do Maciço Ibérico (Ribeiro *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2008) e da região Reno-Hercínica (Engel & Franke, 1983).

Numa segunda fase do orógeno, durante o Devónico superior/Carbónico inferior, a convergência contínua entre as placas da *Gondwana* e Laurussia contribuiu para o espessamento do domínio crustal a sul da zona de subducção do oceano *Rheic*, constituintes dos terrenos Armoricanos (Figs. 3.15b e c). Da colisão destes terrenos resultam outras zonas de subducção *perigondwanicas* a sul do domínio Armoricano, limitadas pelo arco Ibero-Armoricano.

Numa fase final do ciclo Varisco, já no Carbónico superior, o rearranjo das placas tectónicas, e conseqüente equilíbrio do campo de tensões facilita uma fase transpressiva, que afetou todo o orógeno, bastante evidente na placa Ibérica, na zona de cisalhamento Porto-Tomar-Badajoz-Córdova (Silva *et al.*, 1990; Oliveira *et al.*, 2006) (Fig. 3.15d).

O domínio oceânico associado à existência do *Rheic* está assinalado pelas suturas oceânicas, marcadas pelas sequencias ofiolíticas, originadas num contexto de supre- subducção, descrito no limite das unidades alóctones da Ibéria (Pin *et al.*, 2002; Sánchez Martínez *et*

al., 2007), no complexo ofiolítico de *Lizard* em Inglaterra (Nutman *et al.*, 2001) e no Leste Europeu em unidades das cadeias montanhosas dos Sudetos e dos Carpatos (Dubińska *et al.*, 2004; Golonka & Gawęda, 2012) (Fig. 3.5).

. Estas estruturas estão associadas em parte ao limite definido pelo arco Ibero-Armoricano que separa, na Ibéria a **Zona Sul Portuguesa (ZSP)** da **Zona de Ossa Morena (ZOM)**, e no Norte da Europa limita a Zona Reno-hercínica (ZRH).

O domínio continental está marcado por três domínios principais de clivagens intracrustais, característicos dos mantos que compõem parte da cadeia varisca (Debelmas & Mascle, 2002).

Em traços gerais, a crosta que compõe as séries variscas é constituída por um soco, dando origem a diferentes massas continentais (Kroner & Romer, 2013), designadas por maciços (Fig. 3.5). Em fases posteriores estas séries foram sobreposta por séries vulcano-sedimentares típicas deste tipo de plataformas (von Raumer & Neubauer, 1993; Gibbons & Moreno, 2002; McCann, 2008). A orogenia varisca está representada por (Debelmas & Mascle, 2002):

- Mantos cristalinos internos, característicos da zona axial do orógeno e marcados pela sobreposição de terrenos, em geral com sinais de metamorfismo polifásico, sobre terrenos menos metamorfizados, sendo todo o conjunto afetado por uma deformação dúctil sin-metamórfica, epizonal a mesozonal;
- Mantos em dobras deitadas sin-metamórficas localizados na zona periférica do orógeno, ou obductados sob as séries anteriores, apresentando-se sob a forma de grandes conjuntos com xistosidade horizontal ou torcidos em dobras deitadas, com flancos inversos com cerca de 20 km. De grosso modo, este domínio apresenta uma deformação cisalhante intensa, com forte alongamento paralelo à direção de transporte. Nas zonas de dobramento, a xistosidade surge associada ao plano axial com os eixos perpendiculares à direção de transporte;
- Mantos de descolamento das bacias externas, típicos das zonas externas do orógeno, caracterizados pela presença de uma superfície de carreamento através de uma superfície horizontalizada, até 5 km de profundidade, apresentando fortes indícios de clivagem e dobramento na zona frontal das séries alóctones.

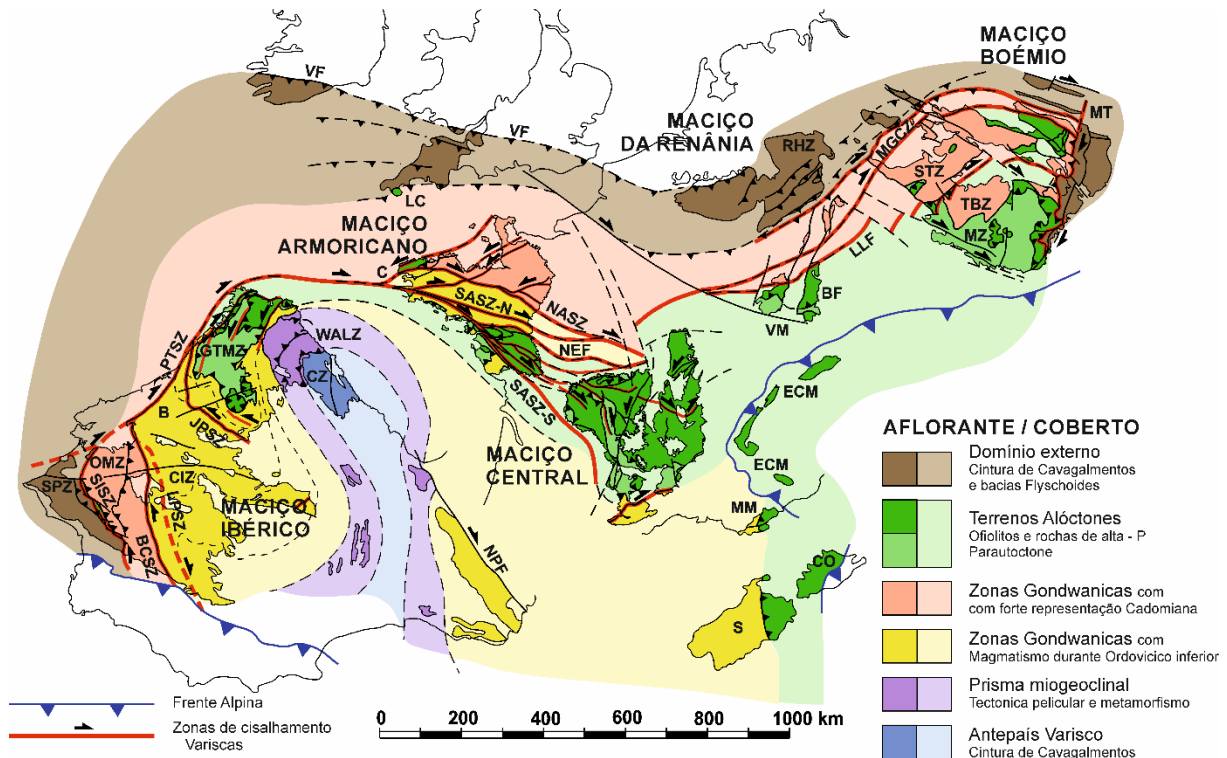


Figura 3.5 – Modelo esquemático representativo dos domínios geoestruturais da cadeia Varisca (modificado de Martínez Catalán, 2012). BCSZ: Zona de cisalhamento Badajoz Córdoba; BF: Floresta Negra; CIZ: Zona Centro-Ibérica; CZ: Zona Cantábrica; ECM: Frente Alpina; GTMZ: Zona Galaico-Transmontana; JPSZ: Zona de cisalhamento Juzbado-Penalva; LC: Complexo de *Lizard*; LLF: Falha *Layale-Lubine*; LPSZ: Zona de Cisalhamento de *Los Pedroches*; MGCZ: Alto Cristalino da Alemanha Central; MM: Maciço de Maures; MT: Carreamento Moldanubiano; MZ: Zona Moldanubiana; NASZ: Zona de cisalhamento; NEF: Falha *Layale-Lubine*; NPF: Falha Norte Pirenaica; MZ: Zona de Ossa Morena; PTSZ: Zona de cisalhamento Porto-Tomar; RHZ: Zona Rheno-hercinica; SASZ: Zona de cisalhamento Sul Armoricana e respetivos ramos N e S; SISZ: Zona de cisalhamento a Sul da Ibéria; SPZ: Zona Sul Portuguesa; STZ: Zona Saxo Turingia; TBZ: Zona Tapla-Barrandiana; VF: Frente Varisca; VM: Maciço de Vosges; WALZ: Zona Astúrico-Leonesa.

3.3.2. Enquadramento geológico e geodinâmico da Zona Sul Portuguesa

A área de estudo está enquadrada nas séries da Zona Sul Portuguesa (ZSP) no domínio mais a sul das unidades geoestruturais do Maciço Ibérico (Fig. 3.4).

As séries típicas da ZSP são constituídas por sedimentos e rochas vulcânicas do Devónico inferior a Carbónico inferior depositados num enquadramento transtensivo intracontinental (Fonseca & Ribeiro, 1993), deformado durante o Carbónico superior num regime transpressivo com vergência para SW, apresentando um estilo tectónico pelicular (e.g. Ribeiro *et al.*, 1983; Silva *et al.*, 1990; Fonseca & Ribeiro, 1993).

Segundo Oliveira (1990), a ZSP pode ser dividida em cinco domínios geológicos principais, cada um deles com uma estratigrafia distinta. De norte para sul considera-se o **Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches** (COBA), seguindo-se o **Prisma Acrecionário de Pulo do Lobo** (= Antiforma Pulo do Lobo) (PAPL), a **Faixa Piritosa Ibérica** (FPI), o **Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo** (= Culm) (GFBA) e, por fim, o domínio **SW Português** (SWP), que engloba as antiformas de Bordeira e Aljezur (Fig. 3.6).

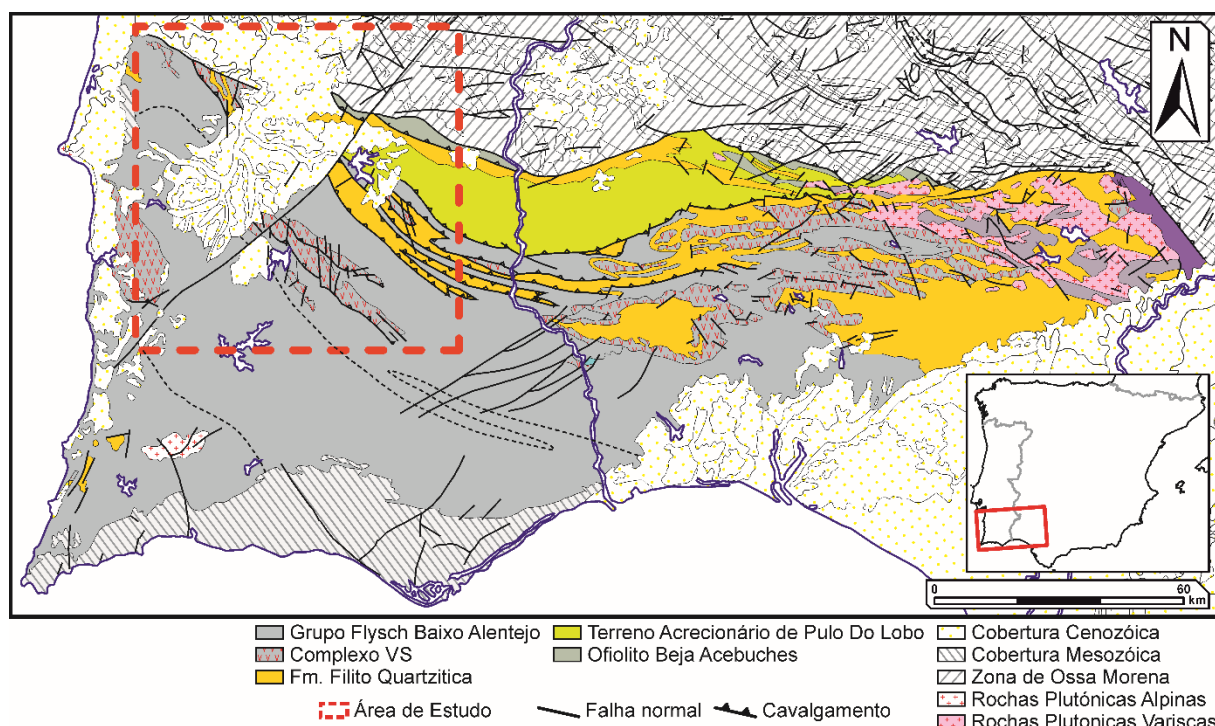


Figura 3.5 – Domínios geológicos da ZSP. Modificado do Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares Y Canarias à escala 1:1 000 000 (Caride de Liñán, 1994).

O **Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches** e o **Prisma Acrecionário de Pulo do Lobo**, considerados os domínios alóctones da ZSP (Ribeiro *et al.*, 1983; Silva *et al.*, 1990), refletem, em conjunto, uma zona de sutura associada ao fecho do Oceano *Rheic*, justapondo a ZSP com a ZSP (e.g. Murphy *et al.*, 2009).

A **Faixa Piritosa Ibérica** é considerada o domínio mais relevante da ZSP, muito devido a ser uma conhecida província metalogénica, com os depósitos mundiais mais importantes de sulfuretos maciços vulcanogénicos (e.g. Sáez *et al.*, 1996; Onézime *et al.*, 2002). Este domínio é representado por uma cintura vulcânica resultante da rutura da crosta continental (Devónico superior e Carbónico inferior) sobre a qual estava instalado um mar epicontinental (Oliveira, 2000).

O **Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo** representa a sedimentação detrítica profunda, do tipo turbidítico, que preencheu depressões geradas na frente da onda orogénica, durante o Viséano superior a Estefaniano inferior (Oliveira, 2000).

O **SW Português** é um domínio exclusivamente português da ZSP, sendo estratigraficamente equivalente à FPI e às Formações de Mértola e Mira do Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo. A sedimentação neste domínio é essencialmente siliciclástica típica de ambientes de margem continental (Devónico superior), passando para uma plataforma mista argilo-carbonatada. Após o Namuriano superior foi agregada à bacia profunda com sedimentação turbidítica (Oliveira, 2000).

3.3.2.1. **Complexo Ofiolítico Beja – Acebuches e Prisma Acrecionário de Pulo do Lobo**

O **Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches** (COBA) surge ao longo de uma faixa alongada, marcando o limite entre a ZSP e a ZOM, estando omisso apenas em zonas afetadas por estruturas tardi-carboníferas transversais ao posicionamento da faixa ofiolítica (Simancas, 2004). É constituído por metagabros serpentinizados e metabasaltos com intercalações de cherte datados do Famenniano inferior a superior (Oliveira, 1990). Embora as rochas aflorantes deste domínio se devam a episódios magmáticos derivados da subducção, a afinidade geoquímica oceânica destas rochas permitiu interpretar esta série como uma sequência ofiolítica (e.g. Munhá *et al.* 1986; Quesada *et al.*, 1994; Fonseca, 1995, 1997; Fonseca *et al.*, 1999).

O domínio composto pelo **Prisma Acrecionário de Pulo do Lobo** (PAPL) engloba a Formação de Pulo do Lobo, associado ao desenvolvimento de um prisma acrecionário durante as primeiras etapas de subducção do *Rheic*, e os grupos informais de Ferreira-Ficalho e Chança (Pfefferkorn, 1968; Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1986a,b; Silva *et al.* 1990), relativos a sedimentação detrítica sobreposta às unidades constituintes do prisma acrecionário. Na figura 3.7 estão ilustradas as formações e respetivas idades para cada grupo.

De um modo geral as formações que compõem o PAPL são constituídas por rochas metassedimentares (filitos e quartzitos) e algumas intercalações de rochas vulcânicas e diques félsicos deformados (Pfefferkorn, 1968). As formações basais deste domínio têm afinidade geoquímica oceânica, constituídos por basaltos do tipo MORB (Munhá, 1983).

A forte componente terrígena dos metassedimentos característicos das formações do PAPL sugerem a deposição de sedimentos numa zona proximal ao longo de uma bacia localizada entre as séries que hoje compõem a FPI e a ZSP. A presença de rochas com afinidade oceânica (MORB), associadas a eventos metamórficos de alta pressão evidentes nas séries eclogíticas (Fonseca, 1997; Fonseca *et al.*, 1999; Araujo & Ribeiro, 1997) sugerem a deposição dos domínios descritos ao longo de um prisma acrecionário deformado nos episódios de subdução dos terrenos da ZSP e ZSP. (Eden & Andrews, 1990 *in* Azor *et al.*, 2008).

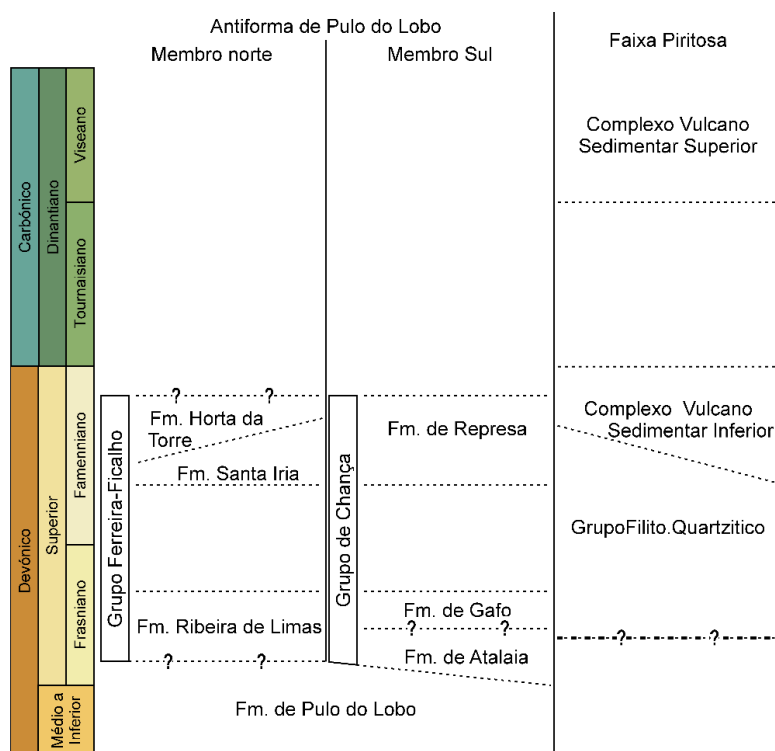


Figura 3.7 – Cronostratigrafia das unidades que compõem a Antiforma de Pulo do Lobo e as sequências da FPI (modificado de Oliveira, 1990 com base em Pereira *et al.*, 2008).

3.3.2.2. Faixa Piritosa Ibérica

O registo sedimentar da Faixa Piritosa Ibérica (FPI) é constituído por rochas do Devónico ao Carbonífero, sendo composta por três unidades, de acordo com a nomenclatura estratigráfica a nível regional: na base o **Grupo Filítico-Quartzítico** (GFQ), seguido do **Complexo Vulcano-Sedimentar** (CVS) e no topo as sequências do **Grupo Flysch do Baixo Alentejo** (GFBA), correspondentes à Formação de Mértola (Schermerhorn & Stanton, 1969; Schermerhorn, 1971; Oliveira *et al.*, 1979).

Oliveira (1990) divide o domínio da FPI em dois ramos principais (numa sequência estratigráfica de nível local), tendo em consideração as diferenças no estilo de deformação:

O **ramo Norte**, delimitado, tanto a sul como a norte, por importantes cavalgamentos, forma uma cadeia composta por escamas cavalgantes isoclinalmente dobradas, constituída pelas unidades parautóctones do CVS e as associações alóctones da escama Galé-Cela e da escama de Mértola. Está representado em Portugal nos anticlinais da região de Albernoa, Serra Branca e Mina de São Domingos, e em Espanha nos anticlinais de *Paymogo* e Cerro de *Andevalo*.

O **ramo Sul**, formado por estruturas parautóctones, é caracterizado por escamas cavalgantes dobradas que definem antiformas abertas onde estão incluídos os anticlinais de *Valverde del Camino*, *Puebla del Guzman*, Castro Verde-Ourique, Cercal, e as estruturas de Alcoutim e de São Francisco da Serra.

Grupo Filítico-Quartzítico

O **Grupo Filítico-Quartzítico** (GFQ) (Boogard, 1967; Oliveira & Silva, 1990) corresponde à formação detrítica basal da FPI, consistindo em alternâncias de pacotes areníticos e xistos escuros. Podem ser reconhecidas duas formações: A **Formação de Barranco do Homem** e a **Formação Filito-Quartzítica** (Oliveira, 1990).

De modo geral, o GFQ é, no ramo Sul, formado maioritariamente por xistos escuros em bancadas de dimensões variáveis com frequentes intercalações de sedimentos mais grosseiros (quartzitos, grauvaques e raros conglomerados) apresentando uma deformação intensa (Schermerhorn & Stanton, 1969; Schermerhorn, 1971; Oliveira, 1990). A presença de estratificação entrecruzada e laminação do tipo “*Hummocky*”, granosseleção, bolas sin-sedimentares e níveis nodulosos (Oliveira *et al.*, 2006) sugere a deposição destas séries num ambiente de águas pouco profundas, possivelmente típicos de plataforma continental, ou num mar epicontinental, numa sequência de margem passiva (Oliveira, 1990).

No ramo Norte da FPI o GFQ surge tectonicamente sobrepostos às séries do CVS, no entanto a similaridade entre as características litológicas, sedimentológicas e paleontológicas permite considerar as séries deste tipo como equivalente lateral do GFQ. É frequente a ocorrência de níveis de xisto silicioso e chertes interpretados como manifestações distais do vulcanismo (Oliveira, 1990).

A sua idade corresponde ao Devónico e é a unidade mais antiga aflorante na ZSP (*e.g.* Oliveira, 1990; Onézime *et al.*, 2003; Braid, 2010; Pereira *et al.*, 2008). No topo desta unidade, os arenitos são sobrepostos por um horizonte que mostra lenticulas e nódulos de calcários bioclásticos, sendo este horizonte interpretado como uma transição para plataforma argilo-

carbonatada. A idade desta unidade é Famenniano médio a superior, datado através do conteúdo fossilífero (Schermerhorn, 1971; Oliveira, 1990).

Complexo Vulcano-Sedimentar

O **Complexo Vulcano-Sedimentar** (CVS) encontra-se estratigraficamente sobreposto ao GFQ, sendo composto por intercalações de rochas vulcânicas e sedimentares (shales siliciosos e cherts) (Schermerhorn, 1971; Oliveira, 1990; Braid, 2010).

Dada a complexidade tectónica, variedade de litologias e mudanças de fácies do CVS (Fig. 3.8), é difícil conseguir agrupar a sucessão estratigráfica numa única coluna (Oliveira, 1983). Não havendo uma designação formal que trate todas as formações típicas do CVS, quer em Portugal, quer em Espanha, utilizam-se nomenclaturas distintas em diferentes pontos onde afloram.

O CVS pode ser dividido em duas sequências tectonoestratigráficas principais: o **Complexo Vulcano-Sedimentar Inferior** e o **Complexo Vulcano-Sedimentar Superior** (Leca *et al.*, 1983; Carvalho & Ferreira, 1995; Oliveira *et al.*, 1997).

O **Complexo Vulcano-Sedimentar Inferior** é dominado por rochas do Famenniano médio a superior (Pereira *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2008). Está marcado na base por um horizonte de xisto verde e púrpura, sendo este horizonte um excelente marcador estratigráfico de escala regional (Oliveira, 1990).

Sobreposto a este último horizonte é conhecida uma sequência Vulcânica Básica (Vb) representada por doleritos e microandesitos, marcando o episódio mais antigo de vulcanismo na região (Oliveira, 1990).

Para o topo são conhecidas duas sequências vulcânicas ácidas (V1 e V2) separadas por níveis intercalados de xisto. Apesar dos eventos vulcânicos não serem contemporâneos, apresentam composições similares dominadas por sequências de lavas riolíticas, com evidências hialoclásticas, conferindo uma aparência tufácia às formações. Os níveis xistentos são constituídos essencialmente por xistos negros, por vezes piritosos, com algumas intercalações de carbonatos e fosfatos, muitas vezes associados às mineralizações de sulfuretos maciços; para o topo os níveis de xisto aparentam uma tendência mais siliciosa.

O **Complexo Vulcano-Sedimentar Superior** compreende rochas datadas do Viseano inferior a Viseano superior basal (Pereira *et al.*, 2007; Pereira *et al.*, 2008). É marcado por uma terceira sequência vulcânica ácida (V3) de composição riolítica intercalada com níveis de xisto silicioso cinza a negro, com nódulos silicofosfatados interestratificados, sendo frequentes os nódulos carbonatados para o topo desta unidade

No topo desta sucessão surge uma unidade composta por xistos violáceos do tipo “Borra de Vinho” com lentículas e nódulos de manganês intercalados, tornando-se esverdeada para o topo da sucessão. Sobreposta a esta unidade surgem níveis de xisto cinzentos siliciosos e tufitos finos, com lentículas de cherte associados e níveis de xisto negro piritosos, ricos em matéria orgânica com intercalações de siltitos finos. Em trabalhos de autores espanhóis esta sucessão é designada como a série intermédia (Oliveira, 1990) e Schermerhorn & Stanton (1969) designam-na por Formação Siliciosa do Paraíso marcando progressivamente a passagem para a formação de Mértola.

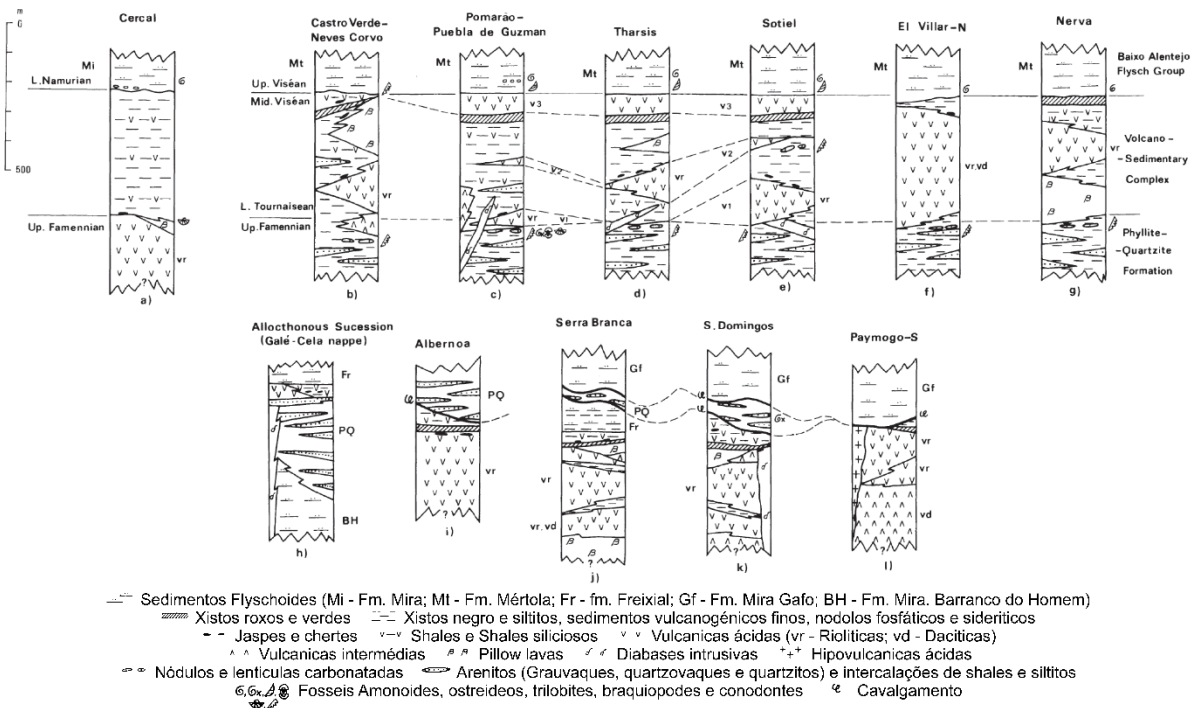


Figura 3.8 – Relação entre colunas litostatrigráficas sintéticas de alguns pontos do CVS da FPI nas regiões de Portugal e Espanha (modificado de Oliveira, 1990).

O vulcanismo típico do CVS apresenta um carácter bimodal com rochas félsicas predominando sobre rochas máficas (Munhá, 1983; Oliveira *et al.*, 2006) geradas em centros eruptivos distintos (Routhier *et al.*, 1980, Leistel *et al.*, 1994).

As rochas félsicas são representadas por fácies porfíricas ou brechificadas por hialoclastia, com textura vitrofírica. Inclui fenocristais de quartzo, de plagioclase e, por vezes, de clinopiroxena ou biotite (geralmente cloritizada) numa matriz originalmente vítrea ou felsítica com quartzo e feldspato microgranular ou por fácies de brecha pomítica, constituídas por tubos de pumito orientados aleatoriamente e ocasionalmente fragmentos de cristais de quartzo e de plagioclase, ou mesmo de clastos de rochas porfíricas (Oliveira *et al.*, 2006). O magma que lhes deu origem resultou da fusão parcial da crosta, possivelmente induzida pelos altos gradientes geotérmicos relacionados com a ascensão de magmas máficos (Munhá, 1983; Mitjavila *et al.*, 1997; Thiéblemont *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 1999).

As rochas máficas têm composição basáltica, com alguma afinidade toleítica ou alcalina (Munhá, 1983). Apresentam texturas pilotaxítica e alta visicularidade (Munhá, 1983; Carvalho *et al.*, 1999), surgindo normalmente espilitizadas (Munhá & Kerrich, 1981)

As séries intermédias são representadas por escoadas ou pequenas intrusões de andesitos porfiríticos, com fenocristais de plagioclase albitizada, clinopiroxenas e hornblenda numa matriz traquítica (Carvalho *et al.*, 1999), apresentando raros fenocristais de quartzo, biotite ou olivina (Mijavila *et al.*, 1997).

No ramo Norte da FPI as unidades do CVS formam as sequências de cavalgamento alóctone, que se organizam em duas sucessões distintas: as escamas de Galé-Cela e de Mértola (Oliveira, 1990). Ao contrário das séries do ramo Sul, estas séries apenas aparentam ser controladas pela ocorrência de um evento ácido principal e outros eventos vulcânicos máficos nos seus níveis inferior e superior.

3.3.2.3. Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo

Estratigraficamente sobreposto à FPI surge o **Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo** (GFBA) (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983; Oliveira & Wagner Genthis, 1983). Este domínio é constituído maioritariamente por fluxos de sedimentos que formam uma cobertura detrítica progradante para Sul (Oliveira, 1990) agrupados em sequências marinhas sedimentares dominadas por turbiditos (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983; Silva, 1997a, b). Interpretada como uma bacia *foreland* sin-orogénica, cuja deposição começou no Viséano superior (Carbónico médio). O GFBA é composto por três formações, divididas por membros (Schermerhorn & Stanton, 1969; Ribeiro *et al.*, 1987; Oliveira, 1988), contudo esta divisão apenas tem significado local (Oliveira, 1990), não sendo reratada no enquadramento. Da mais antiga para a mais recente têm-se a **Formação de Mértola**, **Formação de Mira** e **Formação de Brejeira** (Oliveira, 1983; Oliveira, 1990).

A **Formação de Mértola** é constituída por sequências de arenitos, com uma elevada relação arenito/*shale*. Próximo do contacto com as rochas da FPI aparecem arenitos maciços, amalgamados e fluidizados, *slumps*, conglomerados, diques de areias, *mud flows* e camadas de arenitos isoladas (Oliveira, 1990). Esta distribuição de fácies demonstra a relação próxima entre a evolução tectonoestratigráfica da FPI e a sedimentação *flyschoid* (Oliveira, 1983; Oliveira, 1990). Na zona de Mértola, esta unidade tem sido dividida em cinco membros, separados entre si por cinco *shaly horizons* (Oliveira, 1988). Os membros correspondem a lóbulos sedimentares que apresentam progradação para SSW, e os *shaly horizons* correspondem a sedimentos interlobulares (Oliveira, 1990).

A **Formação de Mira** apresenta níveis turbidíticos, com uma relação arenitos/*shales* inferior a 1, à exceção na área SE, onde essa relação é semelhante à observada na Formação

de Mértola. O contacto entre a Formação de Mira e a Formação de Mértola é marcado por um *shaly horizon* contínuo (Oliveira & Wagner Genthis, 1983; Oliveira, 1990).

A **Formação de Brejeira** pode ser dividida em duas cadeias sedimentares distintas. Uma delas é composta por pacotes de arenitos maduros alternados com *shales*; a outra é formada por grauvaques negros imaturos e *shales* (Fig. 3.9). Nas Antiformas de Aljezur e Bordeira, a parte inferior da Formação de Brejeira é composta por grauvaques espessos e de grão grosseiro (Oliveira, 1990).

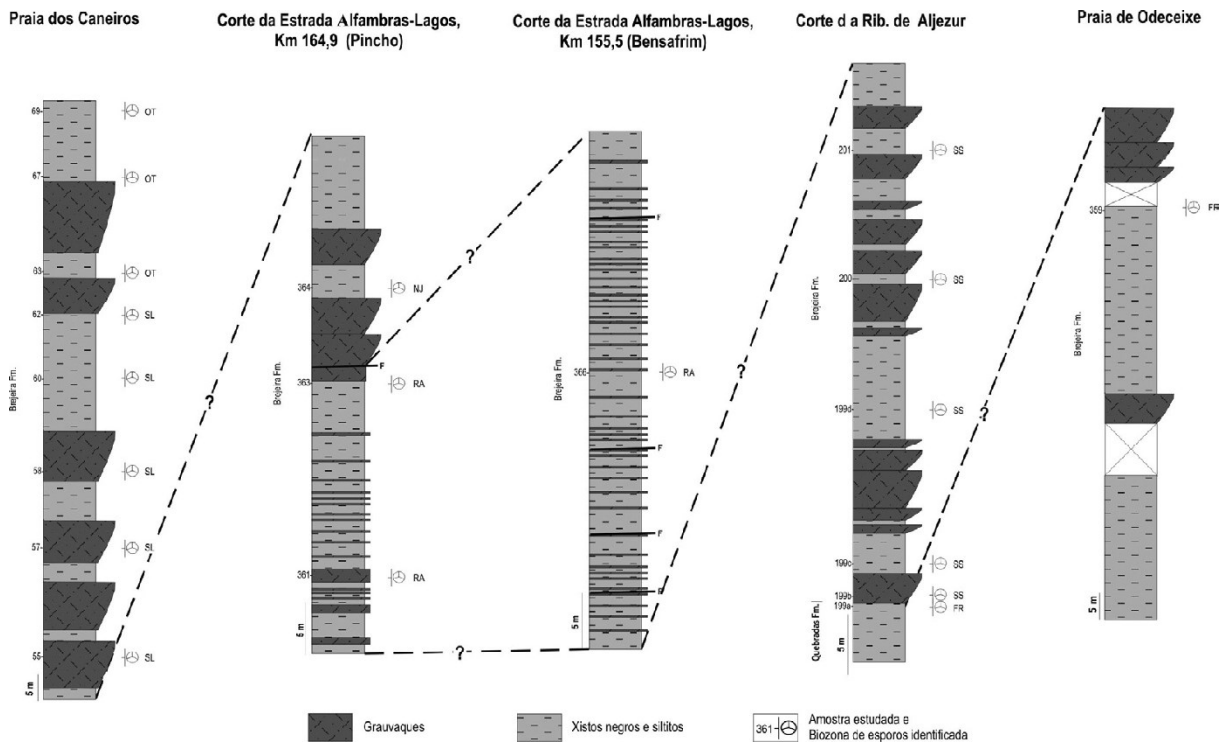


Figura 3.9 – Coluna litoestratigráfica da formação de Brejeira, mostrando as sequências tipo dos depósitos sedimentares associados ao GFBA (Oliveira *et al.*, 2013).

A ocorrência de um decréscimo para sul dos fragmentos vulcânicos nos grauvaques indica uma área de origem norte para os sedimentos *flysch*. As paleocorrentes mostram uma direção de fluxo predominante de NNW para SSE. Este confinamento norte tem como causa provável relevos submarinos bem definidos. Convém notar que enquanto as correntes fluem para SSE, o *flysch* prograda para SW, sendo isto causado por uma instabilidade tectónica compressiva de direção SW, que levou a descargas sucessivas de sedimentos terrígenos para as bacias anteriormente confinadas (Oliveira, 1990).

3.3.2.4. Domínio SW Português

De todos os domínios que compõem a ZSP, o domínio relativo ao SW Português é o único que não se enquadra na área de estudo, pelo que terá uma abordagem mais superficial.

De forma geral, o domínio SW Português (Oliveira *et al.*, 1984, 1985) é dominado pelas Antiformas de Aljezur e de Bordeira (Oliveira, 1983). Evidenciando no seu núcleo um substrato detrítico, em muito idêntico, e da mesma idade (Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2008) que as séries mais recentes do grupo Filito-Quartzítico, designado neste local por **Formação de Ter-cenas**.

Sobrejacente a esta unidade, desenvolveu-se uma sucessão argilo-carbonatada que, em conjunto, forma o **Grupo da Carrapateira** (Oliveira *et al.*, 1984, 1985), onde estão defini-das três formações: Formação de Bordaete, Formação de Murração e Formação de Quebra-das (Fig. 3.10).

Na base, a Formação de Bordaete está datada do Tournaisiano (Pereira *et al.*, 1994, 2008; Pereira, 1999) é constituída essencialmente por xistos escuros piritosos e siltitos, que para o topo passam a apresentar estratificação entrecruzada, sendo frequentes intercalações de níveis nodulos calcisiltíticos e fosfatados, de origem diagenética (Oliveira *et al.*, 2006).

A Formação de Murração data do Viséano inferior a superior (Oliveira *et al.*, 2006; Pe-reira *et al.*, 2008) e é constituída por xistos argilo-margosos e calcários dolomíticos na parte inferior, passando gradualmente a xistos escuros piritosos com intercalações de bancadas de calcário frequentemente dolomitizadas.

No topo da sucessão, a Formação de Quebradas é dominada por xistos negros, inter-calados com bancadas de calcário, níveis de nódulos fosfatados e xistos e siltitos finamente estratificados, típicos das sequências *flyschoides*.

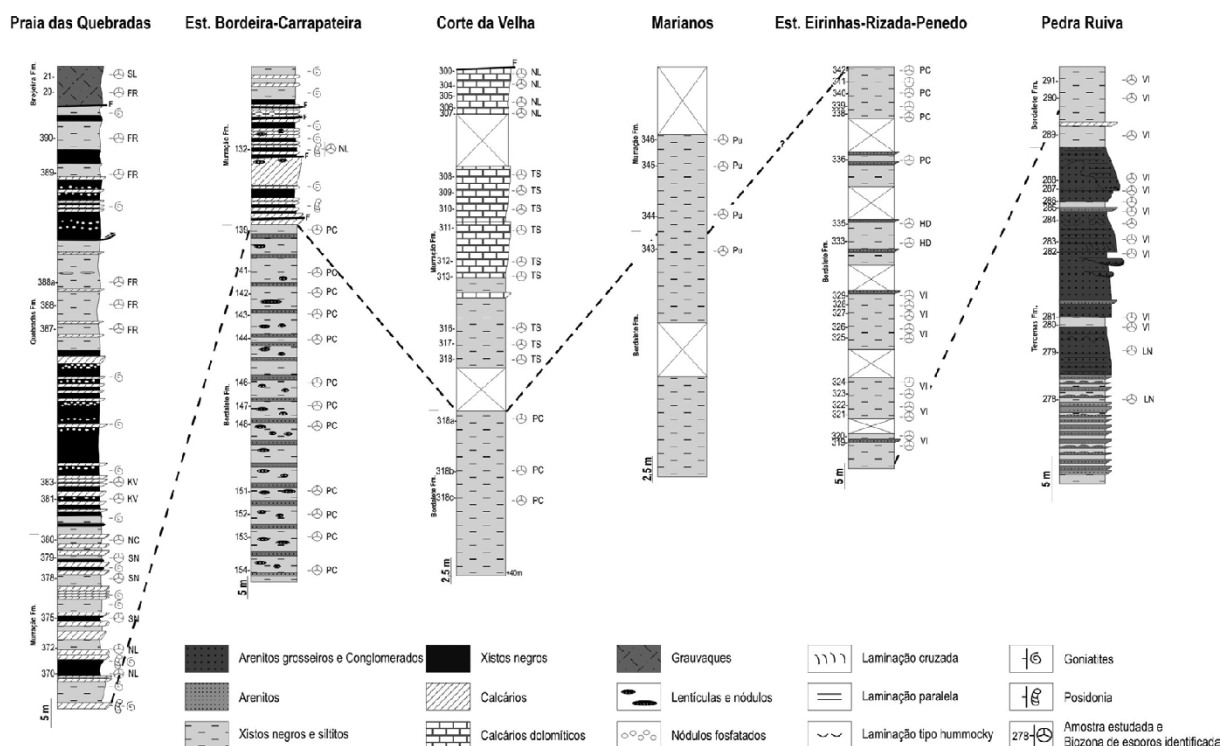


Figura 3.10 - Litostratigrafia do sector SW de Portugal (Pereira, 1999 em Oliveira *et al.*, 2013).

3.3.3. Evolução cinemática e geodinâmica da Zona Sul Portuguesa

Como referido anteriormente, a ZSP relaciona-se com os domínios externos do orógeno Varisco (Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979, 1990; Quesada, 1996; Ribeiro & Sanderson 1996), limitados pelas sequências ofiolíticas que surgem no norte da Europa e, no Maciço Ibérico, pelas unidades alóctones da ZGT e ZSP (Fig. 3.5), limitando o Arco Ibero-Armoricano, estando os principais eventos associados ilustrados na figura 3.11.

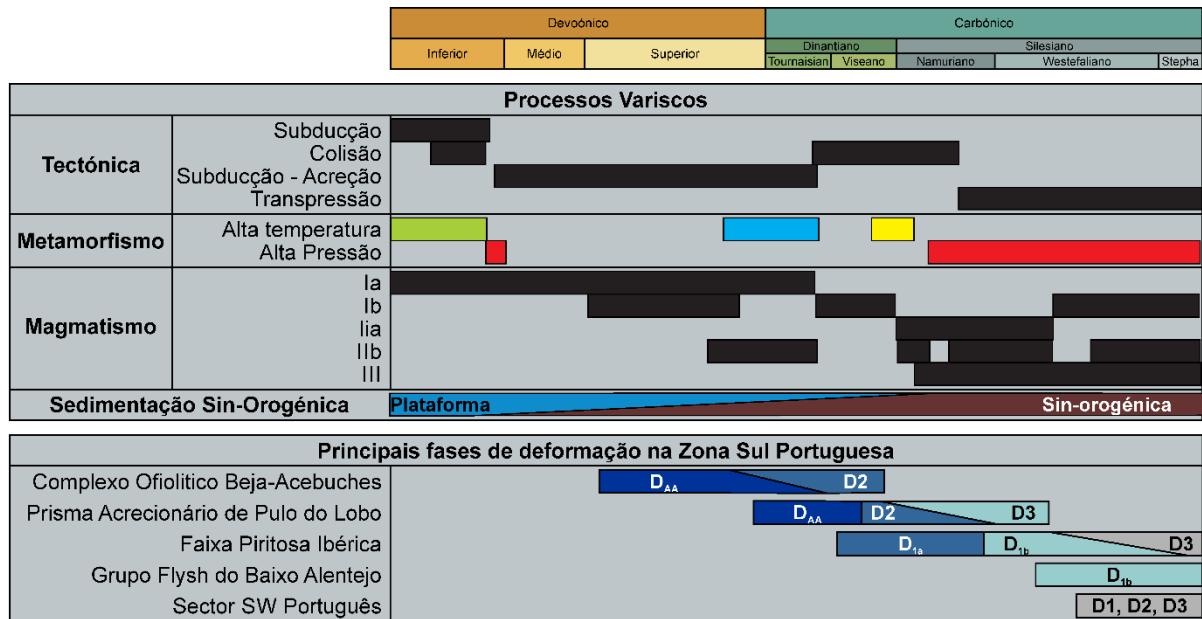


Figura 3.11 – Esquematisação das principais etapas do Orógeno Varisco na Europa e no Norte de África (Kroner & Romer; 2013 e referências aí contidas) associadas aos principais eventos de deformação ocorridos na ZSP com base em Silva *et al.* (1990), Soriano & Casas (2002) e Azpiroz & Fernández (2005).

O desenvolvimento geodinâmico da ZSP remonta a idades estimadas entre o Silúrico superior/Devónico com o fecho progressivo do Oceano *Rheic*, o que permitiu o desenvolvimento de um prisma acrecionário envolvendo parte dos sedimentos constituintes das unidades basais da Antiforma de Pulo do Lobo (Silva *et al.*, 1990; Quesada *et al.*, 1994) (Fig. 3.12A). O desenvolvimento de cavalgamentos interoceânicos antitéticos à subducção do *Rheic*, sob a placa *Gondwanica* (Ribeiro *et al.*, 2007) possibilitou a obducção e respetiva sobreposição das sequências do COBA sobre as séries da ZOM (Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca *et al.*, 1999) (Fig. 3.13A).

Durante o Devónico médio, na sequência dos eventos compressivos associados ao fecho do *Rheic*, foi gerada uma bacia sedimentar com acarreio de sedimentos terrígenos (Oliveira *et al.*, 2006) assente em discordância com os sedimentos basais que compõem o PAPL (Pereira *et al.*, 2006, 2008), estendendo-se até ao domínio SW Português (Oliveira *et al.*, 2006) (Fig. 3.12B). A conexão destes eventos compressivos está relacionada com o primeiro evento

de deformação (D_{AA}). Este está evidente nas unidades estratigráficas da PAPL. São marcados por uma deformação cuja tendência era N–S, relacionados com uma fase de compressão E–W. Ou com dobras em bainha, relacionadas com uma compressão N–S (Silva *et al.*, 1990) (Fig. 3.13 b).

No final do Devónico, associado a um episódio de paroxismo distensivo na zona N da bacia (Oliveira *et al.*, 2013) e possivelmente relacionado com reativação das estruturas do primeiro evento de deformação (Ribeiro *et al.*, 2006), foi gerada uma cintura vulcânica submarina (Figs. 3.12C e 3.13c) associada a episódios intermitentes de vulcanismo bimodal, ativa até ao Viséano superior. Na região SW da bacia não existem evidências de atividade vulcânica, ocorrendo a sedimentação ao longo de uma plataforma mista argilo-carbonatada, controlada por variações eustáticas, exibindo apenas influências indiretas do vulcanismo sentido a norte.

Durante o Viséano superior (Fig. 3.12D) ocorreu a inversão tectónica na FPI, evidenciada pela ocorrência de um regime compressivo afeto às estruturas da ZSP. Este evento resulta na segunda etapa de deformação (D_{1a}), originando processos contínuos tais como sedimentação, *slumping* e deformação sin-sedimentar (Ribeiro *et al.*, 1983a). Os dobramentos e implementação das escamas de Galé-Cela e de Mértola foram gerados num regime prográdante, contemporânea da implementação do complexo imbricado da ZSP (Silva *et al.*, 1990), o que resultou no soerguimento generalizado do Grupo Filito-Quartzítico e do CVS, dando origem a uma forte erosão submarina ou subaérea. Consequentemente, o acarreio de sedimentos fez-se em direção a SW, típico das séries do Grupo Flysch do Baixo Alentejo (Oliveira *et al.*, 2006).

A partir do Viséano, a deformação compressiva e a sedimentação turbidítica foram progressivamente migrando para SW, associados à terceira etapa de deformação (D_{1b}) marcada pelo achatamento das dobras flexurais F_{1a} e desenvolvimento da clivagem S_{1b} . (Silva *et al.*, 1990), e pelo contínuo desenvolvimento a uma bacia de frente de cadeia (Fig. 3.12E).

Com o afundamento da plataforma mista formada a SW, a sedimentação turbidítica progrediu, sobrepondo-se às unidades do SWP, assim como a deformação orogénica, que se apresenta posterior a todo o conjunto (Figs. 3.12F e 3.13d).

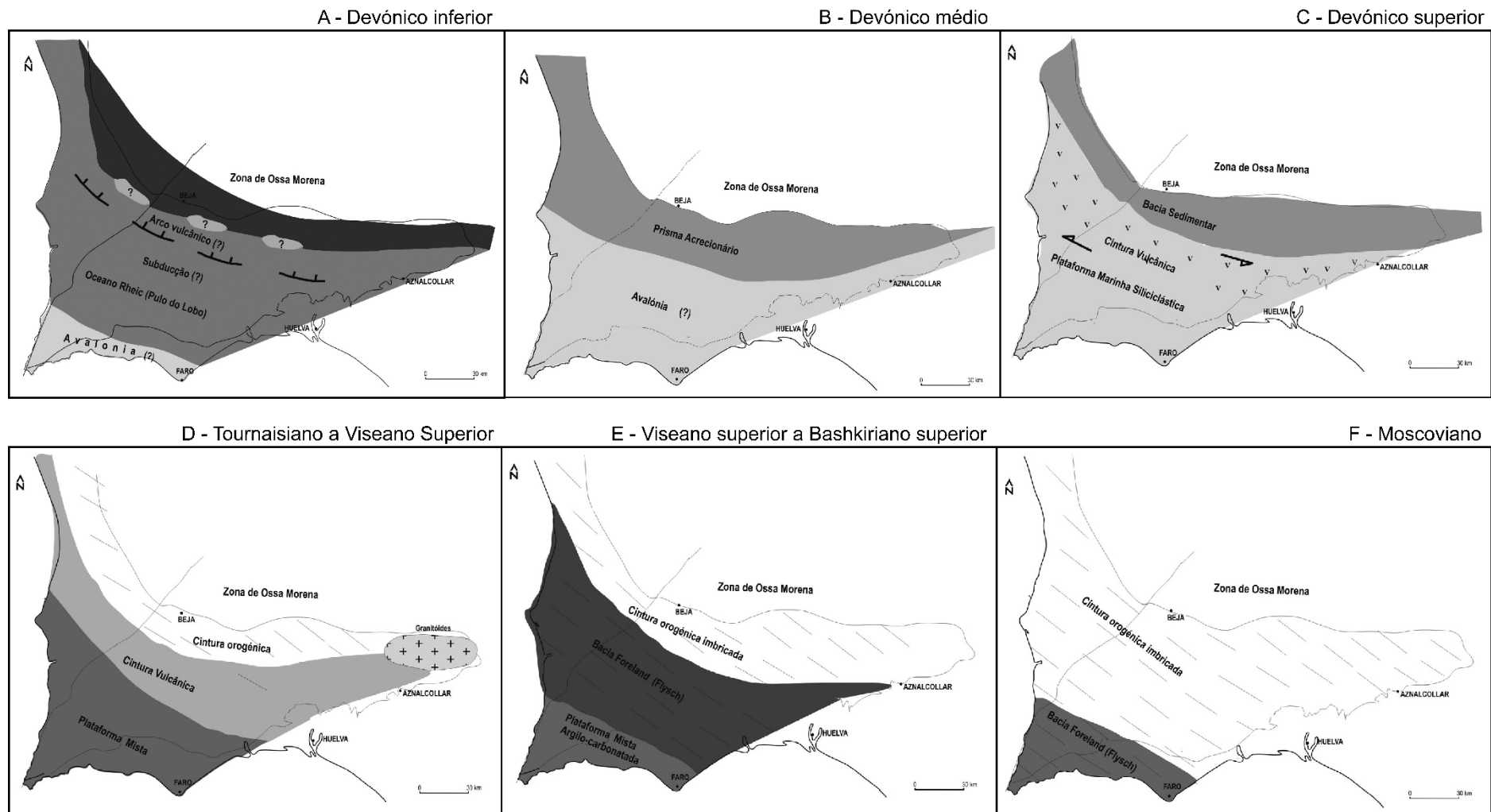


Figura 3.12 - Evolução paleogeográfica e geodinâmica da ZSP com ênfase nos processos que afetaram a FPI. (Oliveira *et al.*, 2006, 2013).

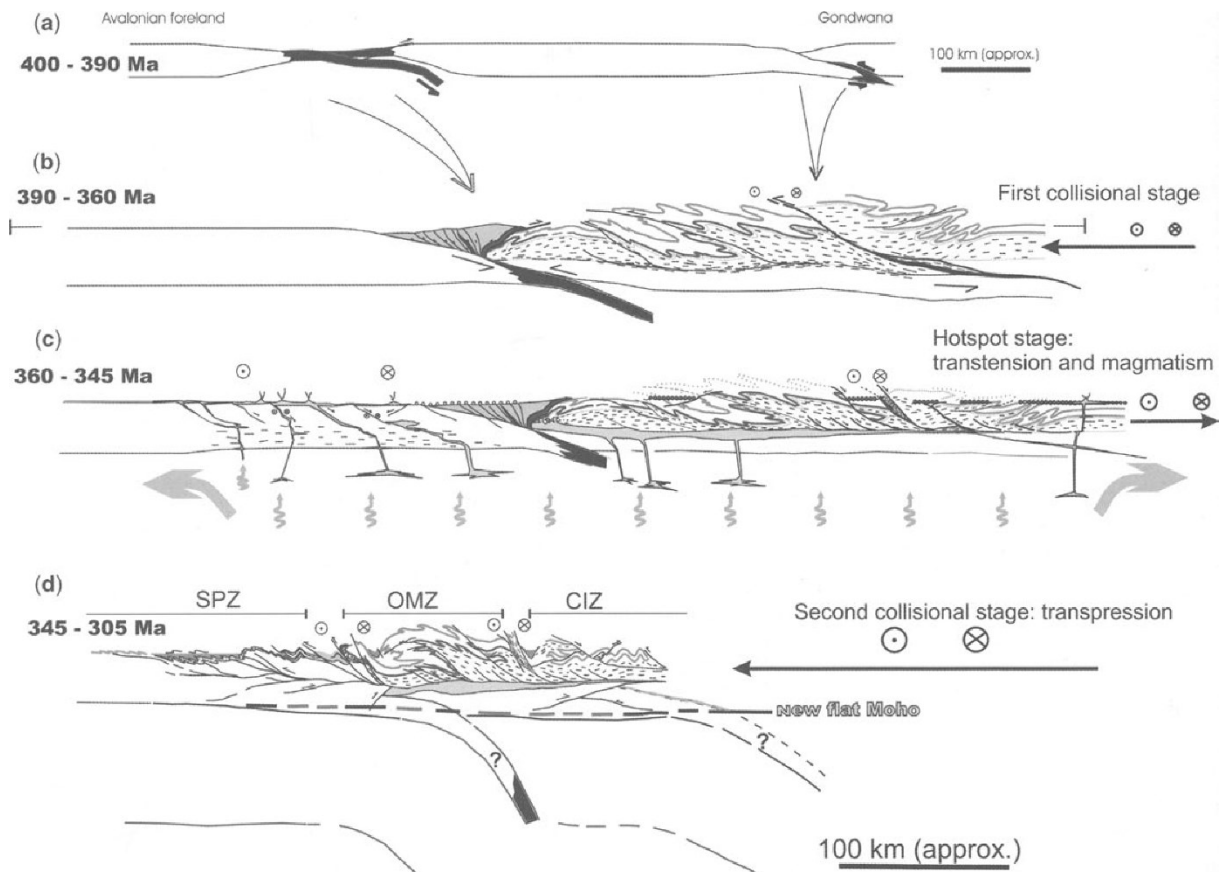


Figura 3.13 – Etapas da evolução geodinâmica da ZSP no quadro Ibérico. a) desenvolvimento de margem passiva relacionado com obdução de um domínio oceânico a sul e obdução de parte da crosta oceânica; b) contínua subducção e desenvolvimento de um prisma acrecionário; c) desenvolvimento de aparelho vulcânico, talvez por ativação de estruturas profundas da crosta; d) estado final da deformação com base no perfil sísmico IBERSEIS interpretado, mostrando um estilo tectónico peculiar, com vergência das estruturas para norte, no domínio da ZSP (retirado de Simancas *et al.*, 2006).

3.3.4. Etapas de deformação e estruturas associadas

É de consenso geral que a ZSP foi afetada por três fases de deformação, envolvendo todas as unidades estratigráficas (Lecolle 1977; Routhier *et al.*, 1980; Simancas 1986; Silva *et al.*, 1990; Gonzalez-Clavijo *et al.*, 1994; Soriano 1997; Soriano & Casas, 2002; Onézime *et al.*, 2003), estando as idades dos episódios de deformação ilustrados na figura 3.10.

Primeira etapa de deformação – D_{AA}

As estruturas equivalentes ao primeiro episódio de deformação, aqui designadas por **D_{AA}**, equivalentes às estruturas F₁ e S₁ (Silva *et al.*, 1990) e D₁ (Soriano & Casas, 2002; Azpiroz & Fernández, 2005) incluem a **foliação S_{AA}**, **lineações L_{AA}** e **dobramentos F_{AA}** (Fig. 3.15a). Está muitas vezes associada às séries ofiolíticas que limitam a ZSP a norte e aos primeiros episódios que afetaram as séries do PAPL.

As estruturas associadas à **foliação S_{AA}**, observadas nos anfibolitos e metabasaltos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches podem ser agrupadas em duas famílias sub-paralelas de foliação penetrativa (Azpiroz & Fernández, 2005). A primeira (S_{AA}) é definida pela foliação bandada dos diferentes minerais característicos dos anfibolitos e metabasaltos. A segunda (S_{AA'}) é uma foliação de origem metamórfica, definida pela orientação dos blastos de anfíbola. Apresenta direções que variam entre NW–SE e NNW–SSE, com um mergulho sub-vertical, tendencialmente para E.

De modo geral os **dobramentos F_{AA}** estão agrupados em duas ordens distintas. A primeira ordem apresenta-se à escala regional, estando limitada a sua observação à escala do afloramento (Soriano & Casas, 2002). Este tipo de estruturas pode ser identificada através da relação entre as dobras F_{AA} de segunda ordem, lineamentos L_{AA} e pela mudança de polaridade da foliação S_{AA}, assumindo a relação indicada entre a estratificação e as estruturas relativas a D_{1a} (Silva *et al.*, 1990; Soriano, 1997). Os dobramentos F_{AA} de segunda ordem, são escassos e estão evidenciados nos flancos das estruturas F_{AA} de primeira ordem. Apresentam-se a uma escala métrica com eixo axial de direção E–W e mergulho sub-horizontal com vergência para S ou SW (Soriano & Casas, 2002).

A **clivagem L_{AA}** apresenta espaçamento milimétrico a centimétrico e não se mostra tão desenvolvida em séries menos competentes. Localmente está associada aos planos axiais de estruturas F₁ de segunda ordem, tendendo para NNE, também coincidente com o eixo longo dos prismas de anfíbola, quando associados a processos de metamorfismo típico das sequências do COBA (Azpiroz & Fernández, 2005). Verificam-se lineamentos de direção NNE–SSW associados ao eixo longo dos prismas de anfíbola, com pendora sub-vertical para WSW.

Os cavalgamentos associados a D_{AA} apresentam pendores moderados, com direções de mergulho para norte, propagando-se para NNW, associados a dobramentos S_{AA} reclinados de primeira ordem (Silva *et al.*, 1990; Soriano, 1997).

Segunda etapa de deformação - D_{1a} e D_{1b}

A segunda etapa de deformação D_1 , equivalente aos episódios de deformação D_2 descritos em Soriano & Casas (2002) e Azpiroz & Fernández (2005), ocorreu em dois episódios diacrónicos de carácter regional (Silva *et al.*, 2003), são eles os episódios D_{1a} e D_{1b} . A ocorrência destes dois episódios pode ser explicada pela sobreposição de duas tensões homogêneas, que resultaram numa tensão homogênea total (Ramsay, 1967; Silva, 1981, 1983a, b, c, 1985), explicando assim a evolução das estruturas que estão na origem da imbricação e/ou formação de escamas (“*nappes*”) no domínio da FPI.

Agrupadas no domínio D_{1a} relacionam-se as estruturas relativas à **foliação S_{1a}** , **clivagem S_{1a}** e **dobramentos F_{1a}** (Fig. 3.15b), sendo estes domínios equivalentes às estruturas F_{1a} e S_{1a} de Silva (1983c), contemporâneas das estruturas F_2 e S_2 , definidas nos domínios alóctones da região norte da ZSP (Silva *et al.*, 1990; Soriano & Casas, 2002), muitas vezes associadas a processos de milonitização nas séries do COBA.

As estruturas associadas à **deformação D_{1b}** (Fig. 3.15b) (Silva *et al.*, 1990), dizem respeito ao prolongamento da deformação provocada por D_{1a} para SW, relacionando-se com as estruturas F_3 e S_3 que afetaram o domínio do PAPL (Silva *et al.*, 1990). Está muitas vezes associado a estruturas *footwall* exibindo uma deformação tectónica semelhante aos níveis estruturais superiores das estruturas *hangingwall*. Caracteriza-se pela formação de **foliação S_{1b}** , **clivagem L_{1b}** e os **dobramentos F_{1b}** .

Os **dobramentos F_{1a}** estão agrupados em três ordens distintas: F_2 de primeira ordem associados a dobramentos a escala decamétrica, F_2 de segunda ordem, apresentando-se à escala métrica, e F_{1a} de terceira ordem à escala decimétrica. No geral, os dobramentos F_{1a} estão associados a assimetrias do tipo S, podendo ocorrer assimetrias do tipo Z e do tipo M (Soriano & Casas, 2002). Apresentam uma geometria paralela ou similar, com espessamento da zona axial (Soriano & Casas, 2002) e dobramentos assimétricos relacionados com as camadas menos competentes. Os eixos de dobramento aparentam direções WNW–ESE com um mergulho que varia de sub-horizontal a sub-vertical.

A **Foliação S_{1a}** apresenta um carácter planar em relação ao eixo das dobras F_{1a} , mergulhando tendencialmente para NNE, podendo aparentar pendores sub-verticais, pendentes para SSW.

A **clivagem** L_{1a} , muitas vezes relacionada com a foliação S_{1a} , apresenta espaçamento milimétrico a centimétrico, bem desenvolvida e relacionada com níveis de filosilicatos e óxidos-Fe (Soriano & Casas, 2002). Associado às rochas vulcânicas é frequente a existência de estruturas de anastomose com preenchimento por veios de calcite e/ou quartzo. Nas séries sedimentares, L_{1a} é penetrativa e apresenta uma geometria em leque. Em certos pontos corta os planos L_{1a} ou está associada a clivagens de dissolução por pressão (Soriano & Casas, 2002).

As **dobras** F_{1b} são responsáveis pela imbricação das estruturas associadas a D_{1a} no CVS. Nas séries do domínio do Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo F_{1b} apresenta características semelhantes aos dobramentos F_{1a} , com assimetrias do tipo S ou dobras assimétricas. São dominantes geometrias similares, em dobras deitadas, com flancos normais longos e flancos inversos curtos e espessamento da zona axial. Os eixos de dobramento aparentam direções WNW–ESE com um mergulho que varia de sub-horizontal a sub-vertical.

A **foliação** S_{1b} é concordante com os planos axiais das dobras F_{1b} , muitas vezes formadas nas orlas de dobramentos F_{1a} e F_{1b} de segunda ordem. Tende a ser paralela aos planos de estratificação S_0 , mostrando uma diferença de 25° em relação a S_{1a} , muitas vezes associada a episódios de crenulação e fracturação de S_{1a} (Soriano & Casas, 2002).

A **clivagem** L_{1b} apresenta espaçamentos à escala centimétrica a decimétrica e uma direção de mergulho tendencialmente para SSW ou sub-vertical com tendência para NNE, associada aos eixos de dobramento S_{1b} .

Os cavalgamentos associados à fase de deformação D_{1b} surgem sub-paralelos a S_{1b} e mergulham com pendores menos íngremes que a clivagem S_{1b} para NNE. É frequente surgirem nas séries do CVS estruturas anastomáticas relacionadas com a fracturação D_{1b} , evidenciando o sentido inverso do cisalhamento indicado pelos planos S-C e S-C' (Soriano, 1997; Onézime *et al.*, 2003).

Terceira fase de deformação – D_3

A terceira fase de **deformação** D_3 (Silva *et al.*, 1990) (Fig. 3.15) está associada a episódios tardios do orógeno Varisco e são representativos nos domínios externos da ZSP. Inclui a **clivagem** L_3 e os **dobramentos** F_3 .

As dobras associadas à deformação F_3 correspondem a estruturas anticlinais abertas e aparentam uma geometria paralela. Podem ser observadas à escala centimétrica a decimétrica. O eixo de dobramento apresenta-se sub-horizontal, com direção NE–NW .

A clivagem L_3 está relacionada com variações no campo de tensões na ZSP e caracteriza-se pela presença de falhas associadas a desligamentos esquerdos de orientação WNW–ESSE ou desligamentos direitos de direção ENE–WSW.

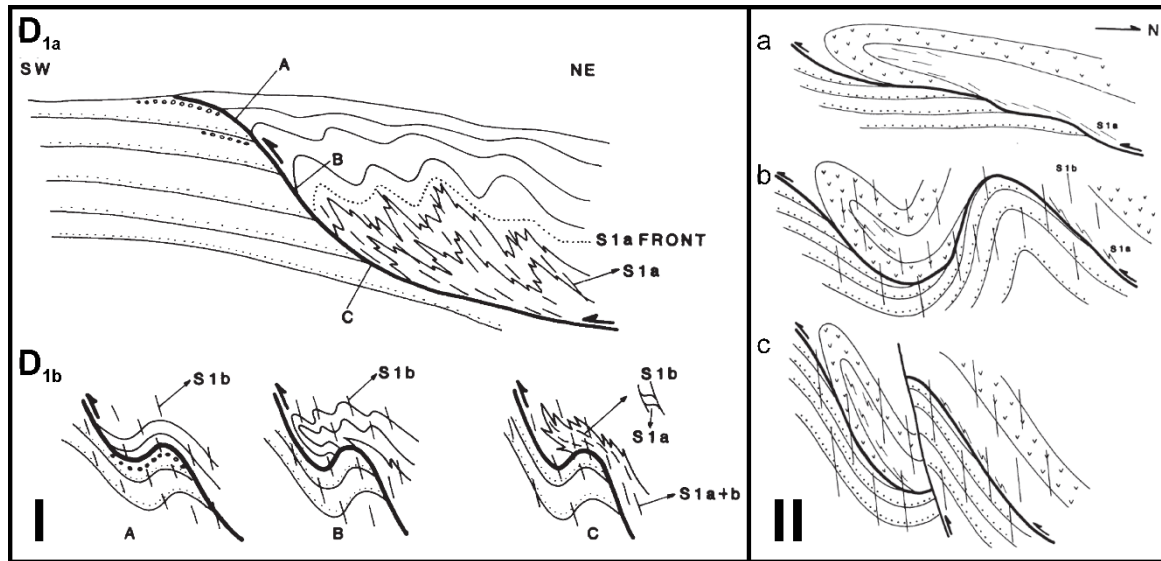


Figura 3.14 - Esquema interpretativo do desenvolvimento das estruturas da FPI (Silva *et al.*, 1990). (I) Relação entre dobras e cavalgamentos das séries parautoctones (Oliveira *et al.*, 1983) na FPI: durante a fase D1a desenvolve-se clivagem S1a nos níveis estruturais inferiores (C), dobramento F1a dos níveis estruturais intermédios (B), não apresentando deformação nos níveis estruturais superiores (A). Durante a fase de deformação D1b: redobramento das estruturas F1a (A), desenvolvimento de foliação F1b (B) que, associado aos flancos do dobramento F1b, cria planos de interseção de clivagem S1a+S1b. (II) Evolução estrutural associada às séries alóctones da FPI (Oliveira *et al.*, 1983). Exemplo da implementação da escama de Mértola: a) desenvolvimento de dobras deitadas associadas à fase F1a; b) desenvolvimento da foliação S1b associado ao segundo episódio regional de deformação D1b; c) fracturação L1b e cavalgamento do conjunto, direção de S1b sub-paralelo à direção de cavalgamento (retirado de Silva *et al.*, 1990).

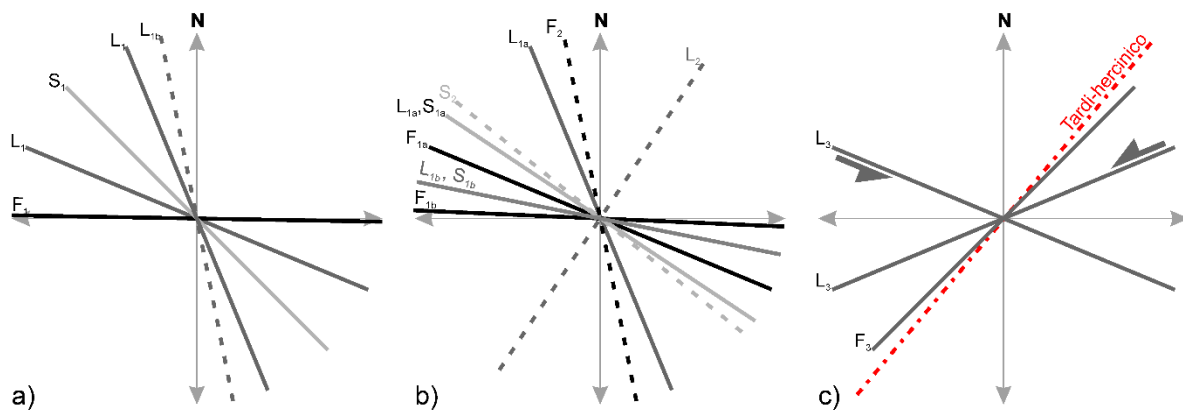


Figura 3.15 – Modelo esquemático com as principais direções definidas pelos alinhamentos estruturais relativos à primeira fase de deformação (a), segunda fase de deformação (b) e terceira fase de deformação (c). As linhas contínuas indicam as direções estimadas para as séries da FPI e GFBA. A tracejado são indicadas as direções medidas no COBA. A pontilhado é referida a direção dos alinhamentos tardi-hercínicos, correspondentes a desligamentos esquerdos, que por vezes dão uma aparência em échelon às estruturas por eles intercetadas. Modelo baseado em Silva *et al.*, (1990) e nos dados de Soriano & Casas (2002) e Azpiroz & Fernández (2005).

De forma geral, a ZSP é caracterizada pela presença de dobramentos com três ordens de magnitude e clivagens penetrantes com mergulhos acentuados tendencialmente para Norte (Fig. 3.16), associados a três principais etapas de deformação. A vergência dos dobramentos, assim como a idade das estruturas (mais recente nas unidades do setor sudoeste da ZSP) e o decréscimo generalizado da intensidade de deformação mostram que a deformação se realizou de forma gradual para SW (Ribeiro & Silva, 1983; Silva *et al.*, 1990), evidenciando assim uma polaridade tectonometamórfica e paleogeográfica das séries da ZSP.

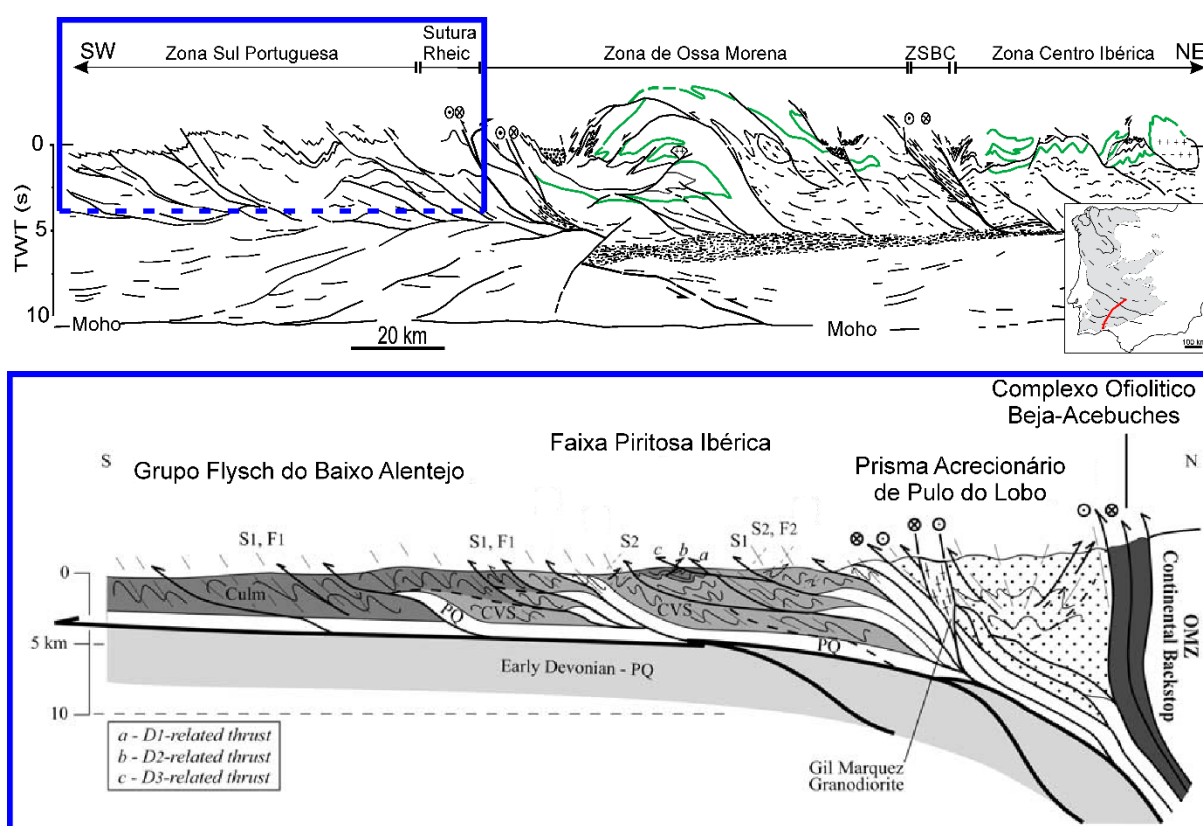


Figura 3.16 – Perfil sísmico do IBERSEIS interpretado (Simancas *et al.*, 2013 e referências aí contidas) e corte esquemático dos domínios da ZSP (Onézime *et al.*, 2003). São exibidas as principais estruturas associadas ao desenvolvimento de um manto do tipo “Fold-and-Thrust Belt”, assim como as tendências relacionadas com os planos de fracturação e foliação relativos às diferentes etapas de deformação na ZSP.

Capítulo 4 - Metodologia da investigação

O presente estudo foi realizado com recurso a ferramentas de Detecção Remota, nomeadamente dados de elevação e bandas multiespectrais processados por satélites, onde, através de várias etapas de processamento, quer pelo emprego de correções, quer pela aplicação de filtros, ou máscaras coloridas, foi possível uma análise interpretativa dos principais alinhamentos estruturais na área estudada, enquadrando-os nos domínios geoestruturais definidos para a Zona Sul Portuguesa.

Uma segunda fase do trabalho consistiu na análise e caracterização de sondagens pouco profundas. Através da relação entre os dados de sondagens e os alinhamentos estruturais, foi realizada uma análise tectonoestratigráfica da área de estudo.

Numa última etapa foram realizadas algumas observações de campo, de forma compreender e validar a forma como a ocorrência de estruturas, tais como falhas ou fraturas, influenciam nos alinhamentos interpretados através de técnicas de Detecção Remota.

4.1. Pré-processamento

Uma das primeiras etapas do processamento, e das mais importantes, diz respeito à correção geométrica dos diferentes tipos de informação recolhida. Este tipo de tratamento tem por objetivo a homogeneização dos dados para o mesmo sistema de referência, para que os resultados obtidos apresentem uma distribuição relativa próxima, no mesmo espaço geográfico, evitando dessa forma uma sistematização de erros no cruzamento da informação.

Posto isto, de forma a poder enquadrar os resultados obtidos com os dados da cartografia geológica, ou com os dados de campo, todos os dados foram calibrados no mesmo sistema de referência. Este processo foi realizado com recurso à ferramenta do ArcGIS “Data Management Tools – Project” para ficheiros vetoriais (curvas de nível da Carta Militar série M888) ou “Data Management Tools – Project *raster*” para dados *raster* (Carta Geológica, elevação ASTER GDEM, elevação SRTM e bandas espectrais Landsat 8). A conversão do sistema de coordenadas dos ficheiros georreferenciados no sistema de referência nacional (Hayford Gauss Militar) utilizaram o método de transformação “Datum Lisboa Hayford to WGS 84 NTV2” permitindo, assim, a conversão entre diferentes Datums (Tab. 1).

Os dados relativos aos Modelos Digitais de Elevação, processados através de ficheiros *raster*, com resolução espacial de 1 segundo angular, vêm separados em quadrículas de 1° (± 85 km para latitudes médias), estando divididos no interior da área de estudo. De forma a permitir uma correta análise dos dados altimétricos, estes foram agrupados em mosaicos. Usando o ArcGis, este procedimento é realizado pela correção geométrica e estruturação de um novo ficheiro *raster* em “Data Management Tools – Mosaic To New *Raster*”, onde são

inseridos os ficheiros *rasters* de interesse e são definidas as propriedades geométricas para o novo *raster* a criar (dimensões de cada *pixel* e tipo de *pixel*). Neste caso, foi atribuída para o valor de cada *pixel* uma dimensão de 30 metros, do tipo “16_Bit_Signed”, permitindo a preservação da qualidade dos dados originais e uma possibilidade do cruzamento da informação com os dados multiespectrais Landsat 8 (Fig. 1).

Tabela 4.1 – Sistemas de referência originais, relativos aos dados analisados.

Dados	Sistema de referência original	Sistema de referências final
ASTER GDEM	WGS 84	WGS 84 Zona 29 N
SRTM		
Landsat 8		
Curvas de nível Carta Militar série M888	Hayford-Gauss Militar (IPCC)	
Carta Geológica Folha Sul (1: 500 000)	Hayford-Gauss Militar (IPCC)	

De forma a dimensionar os dados, e poder melhorar a precisão da análise estatística apenas para a área de estudo, todos os dados recolhidos foram limitados a esta área, com recurso à ferramenta “Data Management Tools – Clip”.

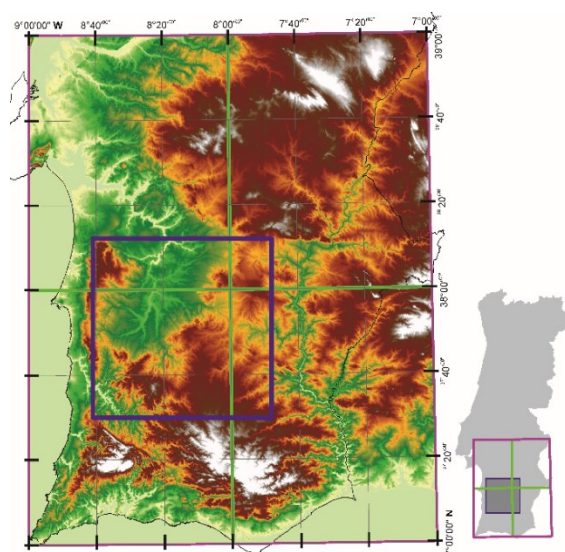


Figura 4.1 – Limites entre cada *raster* correspondente à altimetria e mosaico criado de forma a avaliar a altimetria numa única imagem.

4.2. Construção do Modelo Digital de Elevação

Devido à complexidade do terreno em questão, de forma a garantir que os dados altimétricos obtidos se aproximam da realidade foram analisados vários Modelos Digitais de Elevação (MDE), obtidos através de diferentes fontes, ou mesmo através de diferentes métodos de interpolação. São eles:

- MDE derivado das curvas de nível da Carta Militar do Exército da série M888;
- MDE derivado de imagens satélite das missões SRTM e ASTER GDEM.

Carta Militar do Exército 1:25 000

A construção de um MDE com recurso aos dados altimétricos ligados à cartografia nacional teve por base as curvas de nível da Carta Militar de Portugal, Série M888 à escala 1/25 000, correspondentes às folhas descritas na figura 4.2. A altimetria desta série cartográfica resulta de métodos fotogramétricos e é processada através de estéreorrestituidores analíticos e analógicos, organizados por processos de aerotriangulação automática (Dias & Marques, 2012), sendo a única cobertura completa do território continental na escala 1/25 000 (IGeoE, 2013). As suas características principais estão descritas na tabela 4.2.

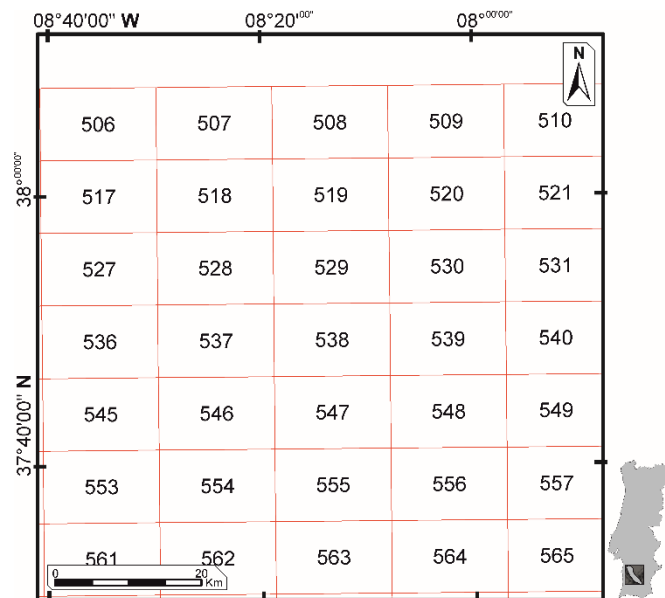


Figura 4.2 – Folhas da Carta Militar da Série M888 utilizadas na análise altimétrica com base nas curvas de nível.

O processamento dos dados foi realizado com recurso a técnicas de triangulação, pela interpolação de redes de triangulação irregulares (Delaunay, 1934), construídos com recurso

ao *software* ArcGIS, com a ferramenta “3D Analyst - Create TIN”. O Modelo Digital de Elevação resultante foi reclassificado e rasterizado no sistema de coordenadas em uso, com uma resolução de *pixel* de 30 metros.

Tabela 4.2 – Especificações técnicas das curvas de nível extrapoladas a partir das curvas de nível da Carta Militar da Série M888.

Lisboa Hayford Gauss IGeoE	
Projeção	Gauss-Kruger
Datum horizontal	Lisboa Hayford
Equidistância das curvas de nível:	10 m

Imagens de satélite – SRTM e ASTER GDEM

Os dados estereométricos, derivados da missão ASTER Global DEM, foram adquiridos a 17 de outubro de 1981. Os pares estereográficos estão disponíveis ao público na sua segunda versão de processamento, com a resolução espacial de 1 segundo angular (± 30 m), em mosaicos com 1º angular (± 85 km). Relativamente aos dados derivados da interferometria RADAR relativos à missão SRTM, foram adquiridos entre 11 e 22 de fevereiro de 2000. Foram disponibilizados ao público na sua versão final de processamento com a resolução espacial de 1 segundo angular (± 30 m) a partir de setembro de 2014, em mosaicos de 1º angular. Ambos os ficheiros *raster* foram obtidos no formato GeoTIFF a partir da página web “<http://earthexplorer.usgs.gov/>”, estando as principais características descritas na tabela 3.

Tabela 4.3 – Especificações técnicas do MDE resultantes das missões ASTER GDEM e SRTM.

	ASTER GDEM	SRTM
Projeção	Geográfica	Geográfica
Datum horizontal	WGS84	WGS 84
Datum vertical	Elipsoide do WGS 84	EGM96
Resolução espacial	1 segundo angular (~30 metros)	1 segundo angular (~30 metros)
Dimensões do raster	1º	1º
Erro médio	10 a 25 m	± 12.2 m (90%)

Dada a natureza dos dados, a altimetria derivada de imagens satélite não necessita de um tratamento preliminar, para além das correções geométricas referidas no ponto 5.1.

O processamento foi feito com recurso ao *software* ArcGIS através da ferramenta “3D Analyst – Reclassify”, onde ambas as imagens foram reclassificadas e agrupadas em classes de 10 metros de elevação. O Modelo Digital de Terreno criado a partir do *raster* foi realizado com recurso à ferramenta “3D Analyst – Raster to TIN”.

4.2.1. Validação dos dados altimétricos

Devido às suas características, técnicas de interpolação, métodos de aquisição ou mesmo pela conversão dos sistemas de coordenadas, os Modelos Digitais de Elevação anteriormente referidos apresentam desvios ou valores erráticos, podendo influenciar de forma direta ou indireta a interpretação dos alinhamentos estruturais observados.

De forma a poder analisar o erro associado a cada modelo interpretado, foi realizada uma abordagem estatística, enquadrando os valores de elevação lidos nas mesmas coordenadas dos pontos cotados da Rede Geodésica Nacional (RGN) (Fig. 4.3, Tab. 4.4); as suas características principais estão descritas na tabela 6. Dada a sua precisão centimétrica, estes dados foram usados como pontos de controlo.

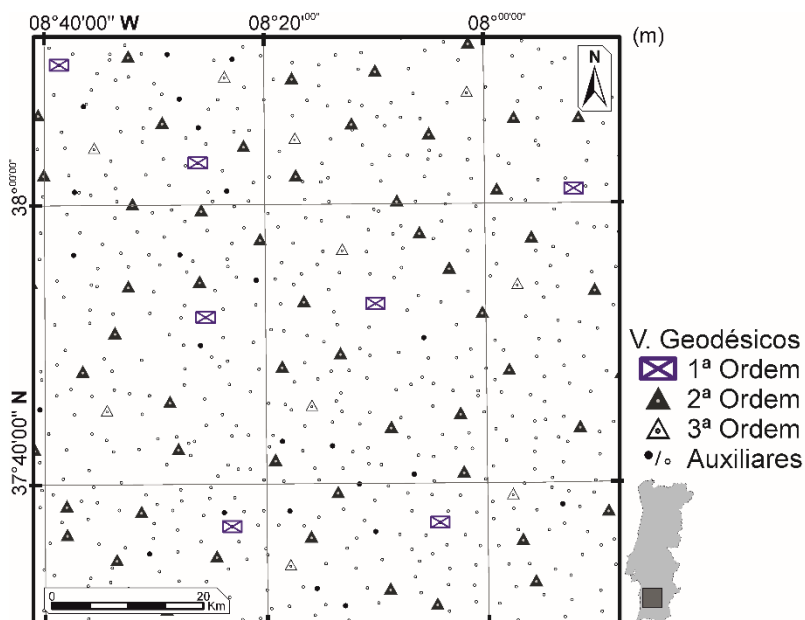


Tabela 4.4 – Número de vértices geodésicos utilizados na validação do MDE.

Vértices Geodésicos	
1ª Ordem	8
2ª Ordem	59
3ª Ordem	10
4ª Ordem	26
Outras ordens	578
TOTAL	681

Figura 4.3 – Distribuição dos vértices geodésicos utilizados na validação do MDT.

Tabela 4.6: Principais características da RGN utilizada para validação dos dados altimétricos.

Especificações técnicas		
Projeção		Transverse Mercator
Datum horizontal		PT-TM06/ETRS89
Datum vertical	Elipsoidal	GRS80
	Ortométrico	GeodPT08

A seleção de um único modelo que se ajuste aos dados da RGN com o mínimo de erro possível foi realizada em duas etapas. A primeira permitiu examinar eventuais correlações entre os vários dados altimétricos através de modelos estatísticos básicos. A segunda procurou quantificar o erro medido com base na relação entre as médias. Tendo em consideração o teste para amostras pareadas, se se considerar a hipótese:

$$\mu_d = D_0 \sim 0 \quad (4.1)$$

e tendo como hipótese nula a relação:

$$H_0: \mu_{RGN} - \mu_{MDT} = D_0 \quad (4.2)$$

a escolha do Modelo Digital de Elevação que mais se adequa é definido pela exclusão das hipóteses alternativas, onde o valor de desvio da média se afasta de 0 pela relação:

$$H_1: \mu_{RGN} - \mu_{MDT} \cong D_0 \quad (4.3)$$

Os resultados obtidos foram então interpolados utilizando o método do inverso da distância, o que permitiu uma análise à distribuição do erro na área de estudo.

4.2.2. Processamento dos dados altimétricos

De forma a diferenciar os domínios geomorfológicos para a área de estudo foram criadas as cartas de declives com recurso à ferramenta “Spatial Analyst – Slope”, onde foram agrupados os dados em classes de declive em percentagem.

A análise dos elementos estruturais a partir do ficheiro *raster* foi realizada com base em filtros de luz direcionais criados com a ferramenta “Spatial Analyst Tools – Hillshade”. Este tipo de filtros caracteriza-se pela aplicação de uma fonte luminosa hipotética a partir de uma determinada direção e inclinação, evidenciando variações acentuadas no declive pela criação de zonas iluminadas e zonas de sombra. Os filtros criados apresentam uma

atitude aproximada N 45° W, N 45° E e W–E. De forma a aumentar o contraste foi definido o ângulo de incidência de 30° e aplicou-se um exagero vertical de 5 vezes aos valores de elevação lidos a partir do ficheiro *raster*. Por fim, de forma a evidenciar apenas os alinhamentos, foi aplicado um algoritmo de convolução do tipo passa-baixo, o que permitiu uma suavização do ficheiro processado (Tab. 4.7).

Tabela 4.7 – Matriz “Kernel” utilizada na convolução passa-baixo.

Suavização 5x5				
1	1	1	1	1
1	4	4	4	1
1	4	12	4	1
1	4	4	4	1
1	1	1	1	1

4.3. Análise Multiespectral

Os dados multiespectrais analisados no presente trabalho consistem num conjunto de imagens correspondentes às 7 primeiras bandas espectrais dos sensores OLI do satélite Landsat 8, disponíveis a partir da página web <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

Com vista a analisar a influência entre diferentes fatores, tal como o ângulo de elevação do sol ou a influência da vegetação na identificação dos alinhamentos estruturais foram analisados dois conjuntos de imagens. O primeiro foi processado a 23 de janeiro de 2014, o segundo foi processado a 15 de maio de 2014, estando as principais características representadas na tabela 8.

Ambos os conjuntos de imagens são disponibilizados no formato GeoTIFF e contêm informação espectral relativa a cada banda em valores absolutos de radiância (Número Digital), comprimidos num ficheiro de 16 Bits. É também disponibilizado um ficheiro *raster* GeoTIFF, comprimido num ficheiro de 8 Bits, com informação relativa à qualidade das imagens adquiridas, e um ficheiro texto com as especificações técnicas de cada banda.

4.3.1. Pré-processamento

Numa primeira fase, os valores unitários (Número Digital) lidos a partir do *raster* relativo a cada banda espectral foram convertidos para as unidades físicas correspondentes à energia captada pelo sensor, utilizando a seguinte equação (Zanter, 2015):

$$L_{\lambda} = (M_L * Q_{cal}) + A_L \quad (4.4)$$

onde L_{λ} corresponde ao valor da radiância espectral, medido pela relação entre área de superfície e comprimento de onda ($W \cdot m^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), M_L e A_L são fatores escalares, definidos para cada banda (Tab. 9) e Q_{cal} corresponde ao valor absoluto de radiância lido em cada *pixel*.

Tabela 4.8 – Principais características dos dados multiespectrais analisados no presente trabalho.

	L8 Jan	L8 Mai
Código de identificação	LC82030342014023LGN00	LC82030342014135LGN00
Coordenada horizontal (WRS path)	203	203
Coordenada vertical (WRS row)	34	34
Data da aquisição	23/01/2014	15/05/2014
Hora da aquisição	11:09:52.20	11:08:17.06
Cobertura de nuvens (%)	0.38	0.07
Qualidade da imagem (0-9)	9.00	9.00
Direção azimutal sol (°)	154.71	131.25
Angulo de elevação do Sol (°)	29.21	64.73
Distância da terra ao sol (UA)	0.98	1.01

Tabela 4.9 – Fatores de multiplicação e adição para o cálculo da radiância respectiva a cada uma das bandas do sensor OLI, para os dados multiespectrais analisados.

	LS 8 Jan		LS8 Mai	
	Fator de multiplicação	Fator de adição	Fator de multiplicação	Fator de adição
Banda 1	0.01296	-64.79730	0.01229	-61.44033
Banda 2	0.01327	-66.35322	0.01258	-62.91564
Banda 3	0.01223	-61.14393	0.01160	-57.97623
Banda 4	0.01031	-51.56001	0.00978	-48.88882
Banda 5	0.00631	-31.55215	0.00598	-29.91752
Banda 6	0.00157	-7.84673	0.00149	-7.44022
Banda 7	0.00053	-2.64477	0.00050	-2.50775

4.3.1.1. Correção atmosférica

De um modo geral, a avaliação das características da superfície terrestre tem como base a medição da energia ascendente, refletida pela superfície da Terra e captada pelo sensor. No entanto, inúmeros fatores têm influência direta ou indireta na absorção ou dispersão dessa energia durante o processo de transporte da onda EM.

A partir da avaliação da relação entre a quantidade de energia emitida, a quantidade de energia que é refletida ou absorvida pela superfície e a quantidade de energia que atinge o sensor é possível atenuar parte do efeito que a atmosfera tem na propagação da energia EM. Este processo pode ser facilmente calculado a partir dos valores digitais de cada banda e dos fatores de reflexão da atmosférica, permitindo definir um valor para o coeficiente de reflexão para a superfície atmosférica (TOA reflectance), através seguinte equação (Zanter, 2015):

$$\rho_{\lambda} = \frac{(M_P * Q_{cal}) + A_P}{\sin \theta} \quad (4.5)$$

onde ρ_{λ} corresponde ao coeficiente de reflexão da atmosfera. M_P e A_P são fatores escalares, definidos para cada banda (Tab. 10), Q_{cal} corresponde ao valor absoluto de radiância lido em cada *pixel* e θ refere-se ao ângulo de elevação do sol em relação à superfície terrestre.

Tabela 4.10 – Fatores de multiplicação e adição para o cálculo do efeito da atmosfera no Coeficiente de Reflexão.

	Fator de multiplicação	Fator de adição
Banda 1 a 7	0.00002	-0.10000

Para a superfície, o coeficiente de reflexão foi calculado com o *software* “ENVI” aplicando o método “FLAASH Atmospheric correction” (Adler-Golden et al., 1999) (Fig. 4). Este método permite uma derivação dos valores de reflexão na superfície com base nas propriedades físicas da atmosfera (temperatura, coluna de vapor de água, aerossóis, superfície de albedo, entre outros), relacionando os valores de radiância total, medida pelo sensor (equação 4) e a influência da atmosfera na energia refletida (equação 5).

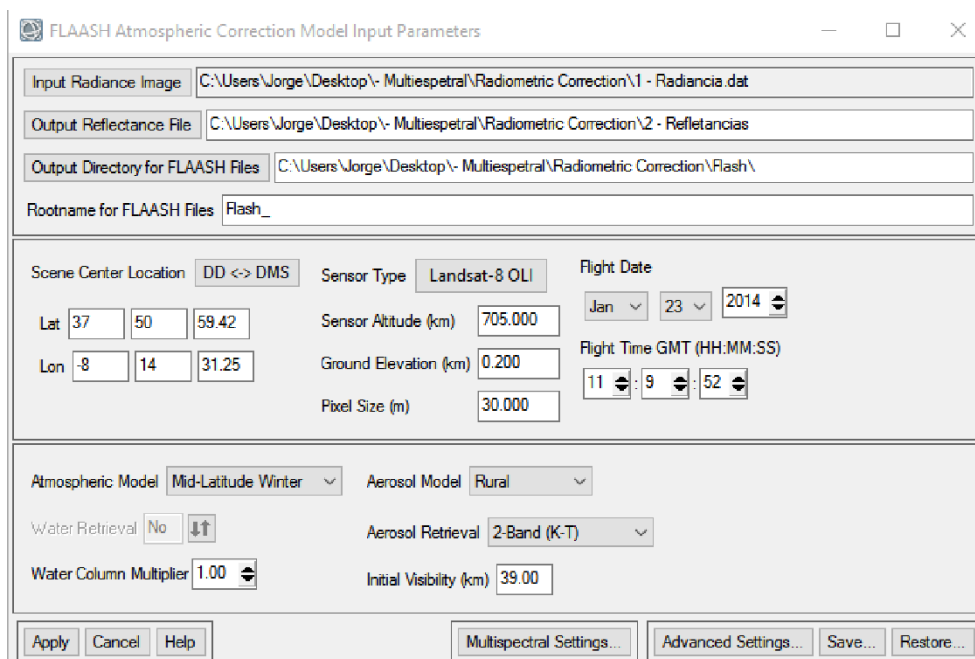


Figura 4.4 – Janela de entrada dos parâmetros necessários para o processamento “FLAASH” com o *software* ENVI.

Dada a natureza dos ficheiros *raster* processados, os resultados obtidos para os coeficientes de reflexão podem apresentar valores erráticos e, por defeito, um exagero no seu valor (ITT Visual Information Solutions, 2009). De forma a homogeneizar o coeficiente de reflexão calculado para cada banda multiespectral, este foi reconvertido para valores entre 0 e 1, correspondentes ao coeficiente de reflexão da superfície pela seguinte relação:

$$(b1 \leq 0) * 0 + (b1 \geq 10000) * 1 + (b1 > 0 \text{ and } b1 < 10000) * \text{float}(b1) / 10000 \quad (6)$$

Após o pré-processamento dos dados foi definida a imagem que mais se adequa ao estudo. Esta seleção teve por base diferentes fatores, entre eles: a existência de erros, evidenciados por valores de coeficiente de reflexão negativos, associados a zonas de sombra; a análise da banda relativa à qualidade da imagem (Tab. 4.11); a presença de vegetação, estimada a partir do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) (Kriegler et al., 1969; Rouse et al., 1973), que se obtém a partir da seguinte equação:

$$NDVI = \frac{(NIR-R)}{(NIR+R)} \quad (4.7)$$

onde *NIR* corresponde ao valor do coeficiente de reflexão medido no espectro do infravermelho próximo e *R* corresponde ao valor do coeficiente de reflexão medido no espectro vermelho.

Tabela 4.11 – Caracterização do valor de cada *pixel* para a banda QA, relativa à qualidade dos dados multiespectrais obtidos.

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Célula preenchida	Célula não preenchida	Terreno obstruído	Reservado	Água	Sombra de nuvens	Reservado para vegetação	Reservado para vegetação	Reservado para vegetação	Reservado para vegetação	Neve ou gelo	Reservado para vegetação	Cirrus	Reservado para vegetação	Reservado para vegetação	Nuvens

4.3.2. Processamento dos dados multiespectrais

Pequenas variações na resposta espectral de um material ou região podem estar relacionadas com diversos factores. No entanto, o mais influente pode ser definido por alterações no substrato, podendo essas alterações estar diretamente ou indiretamente ligadas às características geológicas locais. Por esse motivo, através da análise multiespectral é possível estabelecer um conjunto de variações que estão dependentes das variações no terreno, podendo ser analisadas de acordo com a sua resposta espectral.

Uma ferramenta útil para o mapeamento das variações geológicas que estão caracterizadas nos diferentes domínios geoestruturais da Zona Sul Portuguesa passa pela análise de pequenas variações na superfície terrestre evidenciadas pelas diferentes respostas espectrais relativas a cada tipo de material, característico de cada domínio.

Imagens RGB Compostas

Esta metodologia permite a combinação de diferentes bandas numa única imagem colorida (RGB composta) e assim, de acordo com a resolução espacial do sensor, diferenciar algumas variações na resposta espectral dos materiais, resposta essa provocada por diferen-

tes associações de rochas ou minerais. De forma a fazer uma correta análise entre as possíveis combinações RGB, foi calculado o melhor ajuste entre as diferentes bandas (OIF – Optimum Index Factor), de maneira a obter um conjunto de dados com a menor correlação e máxima variância possível. Este processo foi realizado com recurso ao *software* “ILWIS v3.3”, onde foi construída a matriz de correlação/covariância entre cada banda e foram estimados os valores de OIF pela relação (Chavez et al., 1982):

$$OIF = \frac{\sum_{i=1}^3 \sigma_i}{\sum_{i=1}^3 ABS(CC_1)} \quad (8)$$

onde σ_i corresponde ao valor de desvio padrão de cada uma das bandas e $ABS(CC_1)$ corresponde ao valor absoluto do coeficiente de correlação para cada par de bandas possível, para as três combinações.

Análise em Componentes Principais (ACP)

A Análise em Componentes Principais (ACP) é aplicada para diminuir o grau de correlação entre diferentes bandas (Loe'Ve, 1965). Esta análise não se relaciona diretamente com o coeficiente de reflexão atribuído a cada *pixel*, pelo que não permite a identificação de litologias. No entanto, permite acentuar o contraste entre pequenas variações litológicas e evitar a repetição de bandas que se correlacionam e a redundância dos dados.

Este processamento foi realizado com o *software* ENVI com recurso à ferramenta “Transform – PCA rotation”, onde foram registados e recolhidos os parâmetros estatísticos relativos à inversão dos dados pela análise de componentes principais. Através da análise estatística foram selecionadas as componentes que mais se adequam numa imagem RGB composta.

4.3.2.1. Delimitação dos domínios geológicos

A limitação dos domínios geológicos através das técnicas de deteção remota tem por objetivo uma divisão da área de estudo, de forma a caracterizar e compreender a influência dos alinhamentos estruturais interpretados em função de cada domínio geológico, diferenciado pelas técnicas de Deteção Remota.

Para a realização desta análise foram definidas vários conjuntos de imagens RGB compostas, de acordo com o OIF calculado, procurando evidenciar diferentes associações litológicas pela associação espectral em zonas menos vegetadas. Estes dados foram complementados pelo resultado da ACP. Do cruzamento entre todos estes dados foi realizada a classificação visual dos domínios geológicos observados, sendo posteriormente confrontados com a carta geológica

4.3.2.2. Identificação de alinhamentos estruturais

A identificação dos alinhamentos estruturais resulta da aplicação de diferentes filtros de forma a evidenciar variações entre pixéis. Tais filtros foram aplicados à relação entre os valores médios do coeficiente de reflexão entre bandas que melhor evidenciam variações litológicas, através da relação:

$$(B1+B2)/2 \quad (4.9)$$

A filtragem dos alinhamentos foi realizada em várias etapas, num processo de tentativa e erro, procurando a melhor forma de evidenciar pequenos contrastes entre os diferentes valores de reflexão numa determinada direção e definir alguns dos alinhamentos estruturais com base nos dados multiespectrais.

Numa última fase, de forma a facilitar a análise visual dos alinhamentos pela acentuação do contraste entre os “relevos” que resultam da aplicação dos filtros anteriores, foi definida uma máscara colorida. Os dados foram então vetorizados e agrupados em diagramas de roseta, de forma a facilitar a abordagem estatística.

4.4. Processamento e análise dos alinhamentos estruturais

Tendo em conta que o vetor da direção de uma fratura indica um plano, tornou-se necessário resumir os dados obtidos aos mesmos quadrantes, de forma a facilitar a abordagem estatística dos resultados. Assim, tornou-se necessário projetar todos os vectores de direção no primeiro e segundo quadrante, de forma a fazer a análise da distribuição dos alinhamentos sem quebras no conjunto de dados. Esse processo foi realizado com recurso à ferramenta de cálculo Microsoft Excel, utilizando a função “SE”, e impondo uma determinada condição. Assim sendo, tem-se que:

$$(SE(lc \geq 270; LC-280; SE(lc \geq 180; lc - 180; SE(Llc \geq 90; lc; SE(lc \geq 0; LC; 0)))))) \quad (4.10)$$

i.e., para valores lidos no primeiro e segundo quadrante não estão impostas quaisquer tipos de alteração, sendo o valor lido o valor projetado. Os valores lidos no quarto quadrante ($360 > x > 270$) foram projetados para o segundo quadrante, subtraindo 180° ao valor lido. Para valores lidos no terceiro quadrante ($270 > x > 180$), a sua projeção foi definida para o primeiro quadrante, subtraindo 180° ao seu valor.

4.5. Recolha de dados de campo

Dada a complexidade estrutural da região abrangida pela área de estudo e a necessidade de analisar a direção e a atitude dos alinhamentos medidos através de técnicas de Detecção Remota, torna-se fundamental a realização de uma caracterização geológica no terreno.

Tendo em conta áreas que mostram uma grande densidade de alinhamentos estruturais, medidos através de técnicas de Detecção Remota, e os diferentes tipos líticos definidos nas unidades geológicas, caracterizados pela cartografia existente, foram selecionadas algumas zonas representativas da área de estudo.

Dessas zonas foram observados alguns pontos, onde as condições de acesso e a preservação das estruturas em afloramento permitem uma caracterização dos principais componentes estruturais a uma escala local. As medições foram realizadas com recurso a uma bússola do tipo “Brunton Pocket Transit”, da marca “N.S.N. Tokyo”, com escala azimutal no sentido anti-horário, com um nível esférico para calibração horizontal e um nível tubular associado ao clinómetro. Isso permitiu o levantamento de dados relativos à direção e atitude dos principais planos estruturais nos diversos pontos observados, tais como fraturas, falhas e xistosidade ao longo de perfis que variam entre os 15 e os 40 metros, marcados com uma fita métrica extensível (Fig. 4.6).

Foram anotados alguns dados relativos a litologias e outras observações de campo e registadas as coordenadas GPS e dados fotográficos de algumas das observações para uma análise posterior.



Figura 4.6 – Ilustração esquemática dos materiais utilizados na aquisição de dados de campo. a) Bússola do tipo Brunton com clinómetro; b) Material utilizado durante a aquisição de dados; c) medição de dados de campo.

Capítulo 5 - Resultados e Discussão

5.1. Análise e validação do Modelo Digital de Terreno

Numa primeira análise, a elevação dos modelos estudados não apresenta variações significativas entre si (Tab. 5.1, Fig.5.1). No entanto, pela análise das frequências verifica-se que os valores relativos á altimetria interpolados a partir das curvas de nível da série M888 apresentam uma dispersão evidente em relação ao MDT do SRTM e do ASTER GDEM.

Tabela 5.1 - Estatística descritiva para cada MDT analisado.

	Elevação SRTM (m)	Elevação GDEM (m)	Elevação M888 (m)
N	8647184	8647184	6559128
Média	155.21 0.02*	153.44 0.02*	159.09 0.02*
Desvio Padrão	61.58	60.83	61.04
Alcance	399.00	400.00	390.00
Mínimo	-5.00	6.00	0.00
Máximo	394.00	406.00	390.00

* Erro padrão

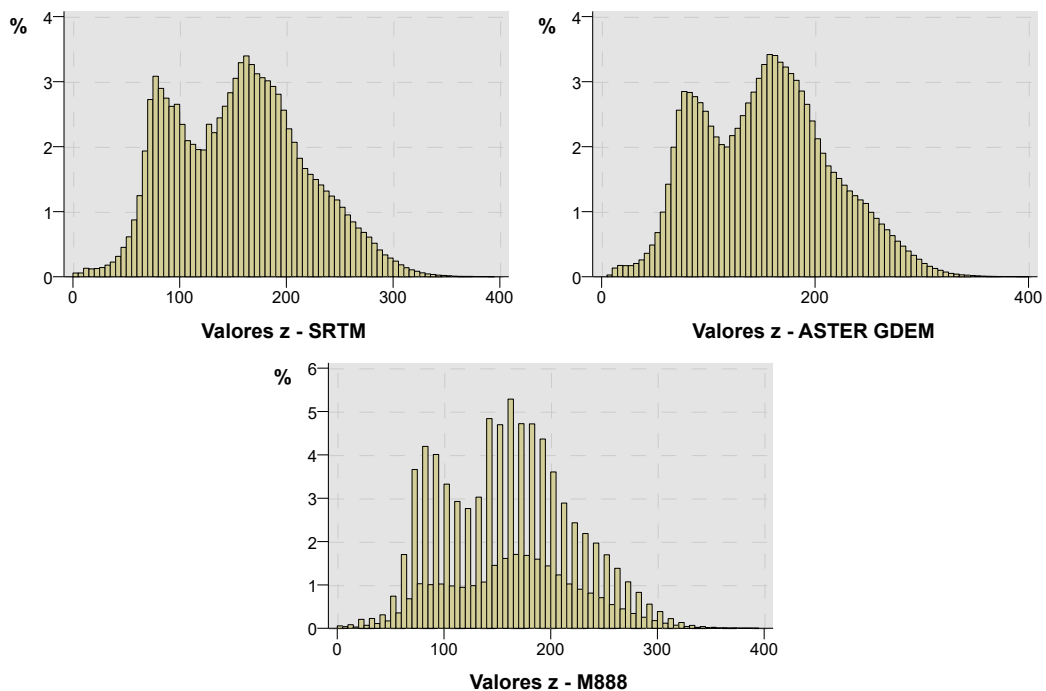


Figura 5.1 - Frequências relativas para valores de elevação dos MDT analisados. Apesar de um erro de localização ser relativamente baixo (~2.3%) a amostragem efetuada continua a apresentar uma dispersão idêntica dos valores verificados para todos os modelos analisados, podendo estes ser utilizados para a validação dos vários modelos adquiridos (Tab. 5.2, Fig. 5.2).

Tabela 5.2 - Estatística descritiva para pontos relativos à RGN para cada MDT analisado. Z é equivalente ao valor de elevação para cada modelo analisado.

		Elevação (m)			
		RNG	Z SRTM	z GDEM	z M888
N		669.00	681.00	681.00	619.00
Média		190.94 2.80*	188.28 2.72*	186.51 2.72*	189.37 2.83*
Quartil	25	133.44	131.00	130.50	140.00
	50	188.91	187.00	185.00	190.00
	75	242.93	237.50	233.50	240.00
Desvio Padrão		72.43	70.89	70.93	70.46
Alcance		340.53	337.00	343.00	340.00
Mínimo		53.05	52.00	50.00	50.00
Máximo		393.58	389.00	393.00	390.00

*Erro Padrão

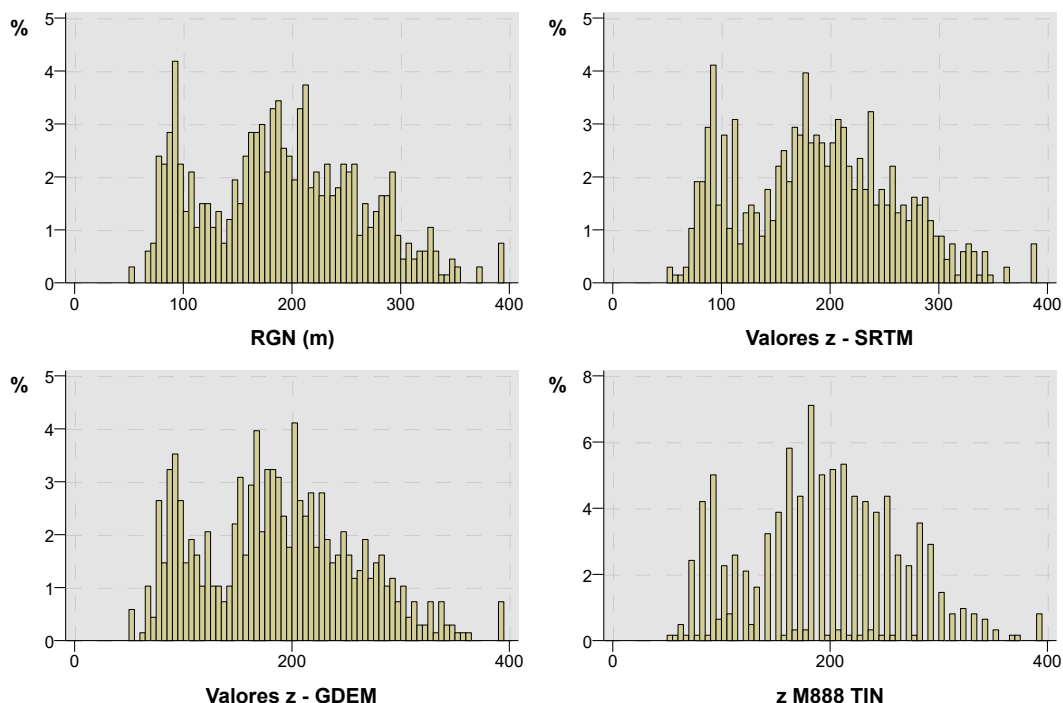


Figura 5.2 - Frequências relativas para valores de elevação dos MDT a partir das coordenadas dos pontos da RGN.

Através da análise da matriz de correlação e covariância entre todos os modelos descritos é observável a forte correlação entre todos os elementos analisados. No entanto, visto que se pretende uma relação entre os MDT criados (M888, SRTM e ASTER GDEM) e os pontos cotados da RNG, destaca-se a forte relação entre os valores medidos nos dados SRTM; pela interpolação das curvas de nível da série M888, os valores altimétricos obtidos pela missão ASTER GDEM apresentam valores ligeiramente inferiores mantendo, mesmo assim, uma relação forte com os dados da RNG (Tab. 3).

Tabela 5.3 - Matriz de correlação e covariância entre os diferentes MDE

RGN	1 5245.85*			
SRTM	0.9989 5141.92*	1 5025.43*		
GDEM	0.9967 5130.23*	0.9968 5011.72*	1 5030.55*	
M888	0.9991 4993.88*	0.9979 4884.40*	0.9956 4864.76*	1 4964.31*
	RGN	SRTM	GDEM	M888

* Covariância

A forte correlação dos dados analisados deve-se, em parte, à similaridade entre os dados obtidos, estando o erro associado às diferenças entre os modelos analisados e ao valor de elevação medido pela RNG.

Ao analisar a dispersão entre a relação MDT e pontos da RNG verifica-se uma forte relação para os dados derivados da SRTM, apresentando uma dispersão para os valores obtidos para o ASTER GDEM. Os dados obtidos pelo MDT criado a partir das curvas de nível apresentam um ajuste bastante evidente; no entanto, aparecem associados a valores decimétricos, não se verificando o ajuste pretendido (Fig. 3).

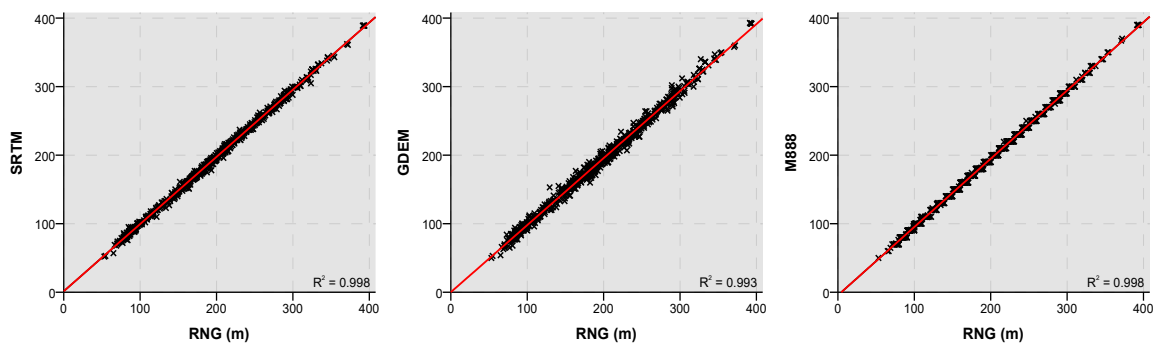


Figura 5.3 - Relação entre os valores de elevação da RNG e os vários MDT analisados.

Da análise entre a relação RGN e MDE verifica-se um grande desvio dos valores de altimetria obtidos a partir dos dados ASTER GDEM e M888, apresentando valores mais reduzidos para os dados obtidos a partir do SRTM. Os valores modais também se aproximam do 0 para os valores do SRTM, ao contrário dos valores do ASTER GDEM e M888 (Tab. 5.4).

Tabela 5.4 - Estatística descritiva para as diferenças entre a RGN e os MDT analisados.

		SRTM vs RGN	GDEM vs RGN	M888 vs RGN
N		669	669	576
Média		2.35	4.14	5.19
		0.14*	0.23*	0.13*
Moda		-0.35	1.01	3.00
Quartil	25	-0.14	0.47	2.65
	50	1.90	4.28	5.18
	75	4.52	7.82	7.90
Desvio Padrão		3.68	5.99	3.03
Variância		13.52	35.83	9.21
Alcance		28.72	47.11	14.44
Mínimo		-10.16	-23.61	-3.49
Máximo		18.56	23.50	10.95
Assimetria		0.41	-0.11	0.05
		0.09*	0.09*	0.10*
Curtose		0.71	0.80	-1.09
		0.19*	0.19*	0.20*

* Erro padrão

Ao ter em conta a análise das frequências, verifica-se a dispersão associada ao modelo obtido a partir das curvas de nível da série M888, sendo essa dispersão mais reduzida para os dados SRTM e ASTER GDEM; no entanto, os valores da diferença obtidos entre a relação RGN e SRTM aproximam-se de valores nulos em relação aos do ASTER GDEM que apresentam um desvio médio acima do limite definido.

Numa primeira análise, pode ser observado um grande desvio dos valores de altimetria obtidos a partir dos dados ASTER GDEM e M888, apresentando valores mais reduzidos para os dados obtidos a partir do SRTM. Os valores modais também se aproximam do 0 para os valores do SRTM, ao contrário dos valores do ASTER GDEM e do M888 (Fig. 5.4).

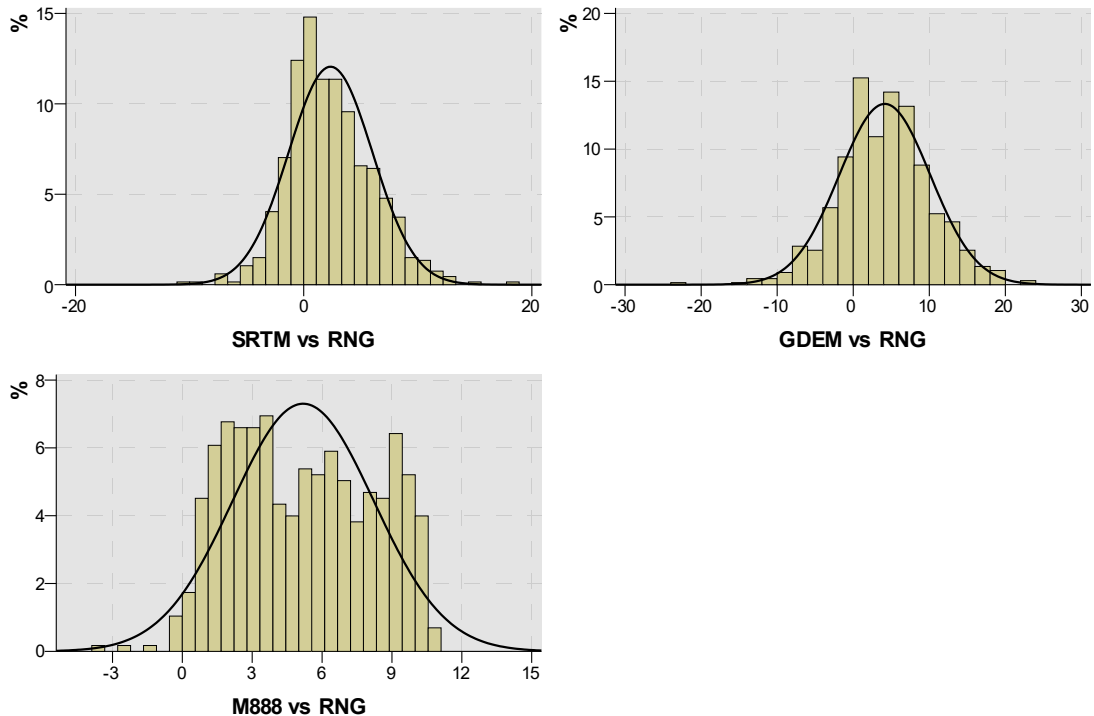


Figura 5.4 - Dispersão entre os valores da RNG e MDT analisados.

Tendo em conta o desvio padrão é possível definir que os valores lidos dos vários MDT não se enquadram na hipótese nula, pois $D_0 \neq 0$. No entanto, verifica-se um desvio inferior para o modelo criado com recurso aos dados SRTM.

De uma forma geral verifica-se que para o modelo gerado a partir das curvas de nível da série M888 o valor de erro é constante e pode ser observado a partir de toda a área de interesse. Os modelos gerados a partir das imagens satélite mostram valores de erro inferiores; contudo, estes apresentam uma distribuição menos homogénea, estando muitas vezes associados a áreas elevadas ou em terrenos mais acidentados (Fig. 5.5).

De uma forma geral, para uma resolução que abranja toda a área de estudo ($\geq 1:500\ 000$), dada a forte correlação com a elevação medida pela RGN, todos os modelos podem ser utilizados na delimitação de alinhamentos estruturais, quer pela dispersão do erro, idêntica em todos os modelos (ASTER GDEM e SRTM), quer pela variação constante do erro (M888)

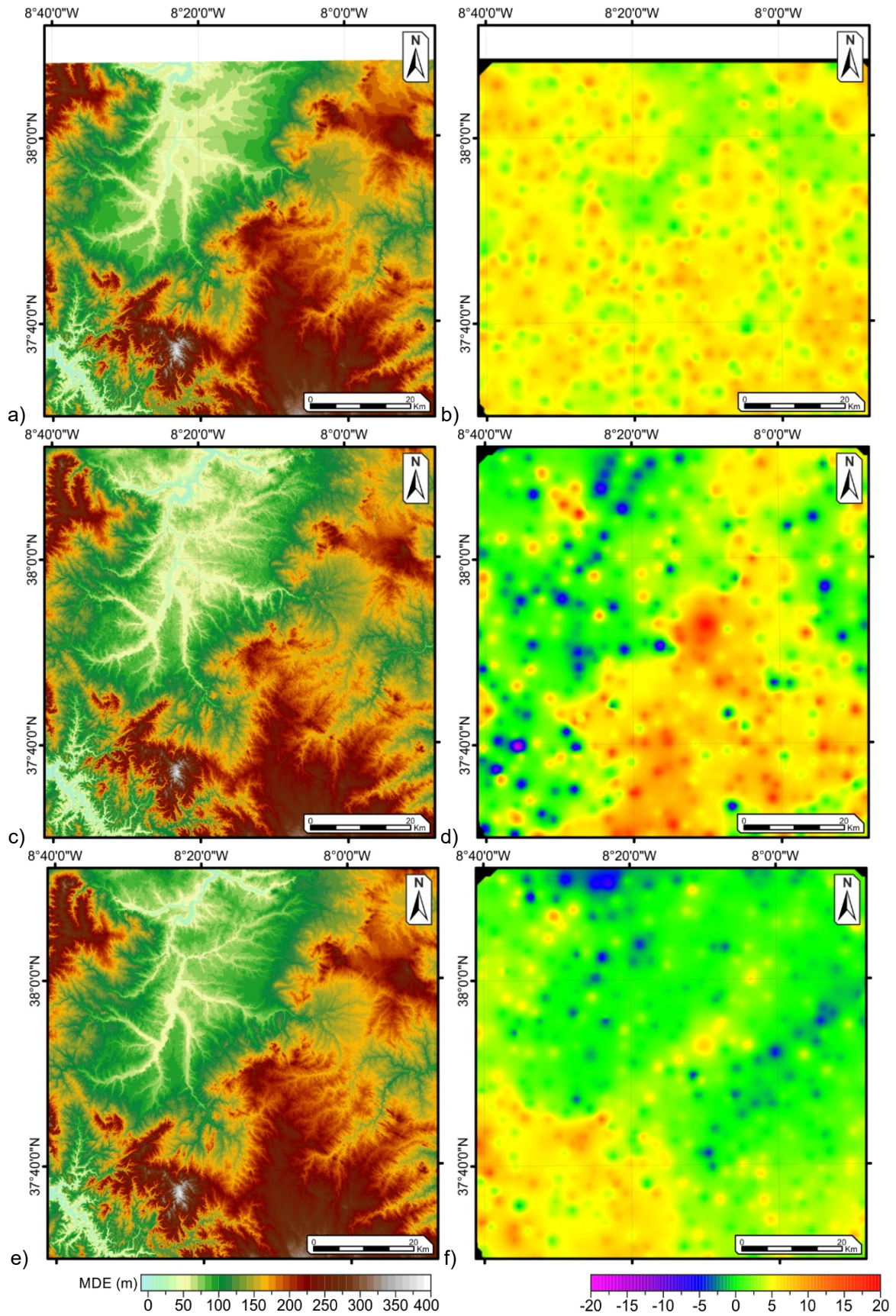


Figura 5.5 - Distribuição espacial do erro para cada um dos modelos analisados. a) MDE construído com base na curvas de nível da Carta Militar Série M888; b) distribuição espacial do erro lido em a; c) MDE construído com base na altimetria ASTER GDEM; d) distribuição espacial do erro lido em b; e) MDE construído com base na altimetria SRTM; f) distribuição espacial do erro lido em e.

A uma escala mais reduzida ($\geq 1:10\ 000$) é necessário ter em conta as variações laterais dos valores de erro medido. Assim sendo, pode afirmar-se que:

- Para os valores de erro derivados da série M888 verifica-se uma dispersão elevada. Esta situação deve-se ao facto do método interpolativo se basear na construção de superfícies planas, com base nos níveis decamétricos das curvas de nível;

- O erro observado no ASTER GDEM está muitas vezes associado a zonas elevadas (+ 200 m). Dado o objetivo desta análise se basear na análise das variações da altimetria, este modelo foi descartado, pois a dispersão do erro ocupa uma área relativamente ampla.

- Os dados modelados a partir do SRTM mostram apenas valores erráticos em zonas com declives bastante acentuados. Dada a distribuição do erro ser inferior em relação aos restantes modelos, será este o modelo utilizado na delimitação de alinhamentos estruturais com base em dados altimétricos.

5.2. Análise Multiespectral

De forma a caracterizar os alinhamentos estruturais com recurso a dados multiespectrais foram analisados os dois conjuntos de dados para selecionar a banda que melhor se ajuste ao objetivo deste estudo.

Posto isto, verifica-se na generalidade das bandas diferenças relativas no valor de radiância captada pelo sensor OLI do satélite Landsat 8. No conjunto de imagens adquiridas em janeiro verifica-se uma leitura menor dos valores de energia radiante em relação aos valores medidos em maio (Fig. 5.6). Esta característica reflete-se na dispersão da radiação eletromagnética na atmosfera, conferindo um efeito enublado da imagem original. Este efeito deve-se à relação entre o ângulo de elevação do Sol e a interação da energia eletromagnética com a atmosfera. Para baixos ângulos de elevação, registados nos dados adquirido em janeiro ($29,21^\circ$), a energia que é emitida é refratada na superfície atmosférica, sendo captada pelo sensor em menores quantidades. Já nos dados adquiridos em maio (ângulo de elevação do Sol = $64,73^\circ$) o ângulo de incidência da energia emitida é menor, não se verificando o mesmo efeito que nas imagens adquiridas em janeiro.

Identifica-se outro fator importante no conjunto de dados processados em janeiro. A presença de valores negativos no valor de radiância indica a ocorrência de zonas de sombra, características de ângulos de incidência mais baixos. Este efeito pode ter influência na caracterização dos alinhamentos estruturais, pois da relação entre a direção azimutal e o ângulo de elevação é criada uma espécie de filtro “*Hill Shade*” numa única direção, sendo este efeito uma questão problemática no tratamento das imagens.

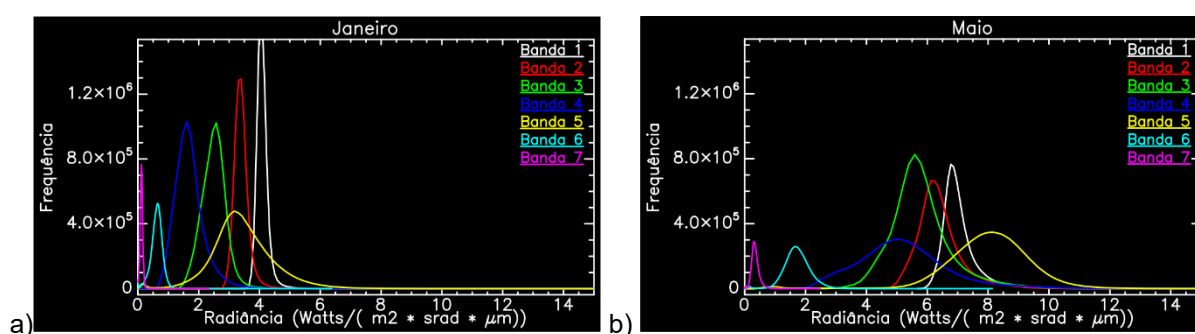


Figura 5.6 - Valores de energia radiante (radiância) medidos pelo sensor OLI para o conjunto de dados processados em janeiro (a) e em maio (b).

5.2.1. Correção Atmosférica

O processamento dos dados com recurso ao método “FLAASH Atmospheric correction” permite definir os valores para o coeficiente de reflexão lidos a partir de cada banda, proporcionando, assim, uma melhor caracterização dos dados obtidos através de técnicas de Detecção Remota. Tendo em conta as características do sensor no momento de aquisição das imagens e assumindo os valores de radiância medidos pelo mesmo, foi estimado a partir do método “FLAASH” um alcance do campo de observação de 230 Km, com uma espessura acumulada de água de apenas 1.2481 cm para os dados processados em maio. Já em janeiro é verificado o inverso, com o campo de observação a atingir apenas os 38 km, com uma espessura de água acumulada de 2.4 cm. Estes parâmetros permitiram eliminar parte do efeito da atmosfera, tendo como resultado uma melhoria substancial no contraste das imagens (Fig. 5.7).

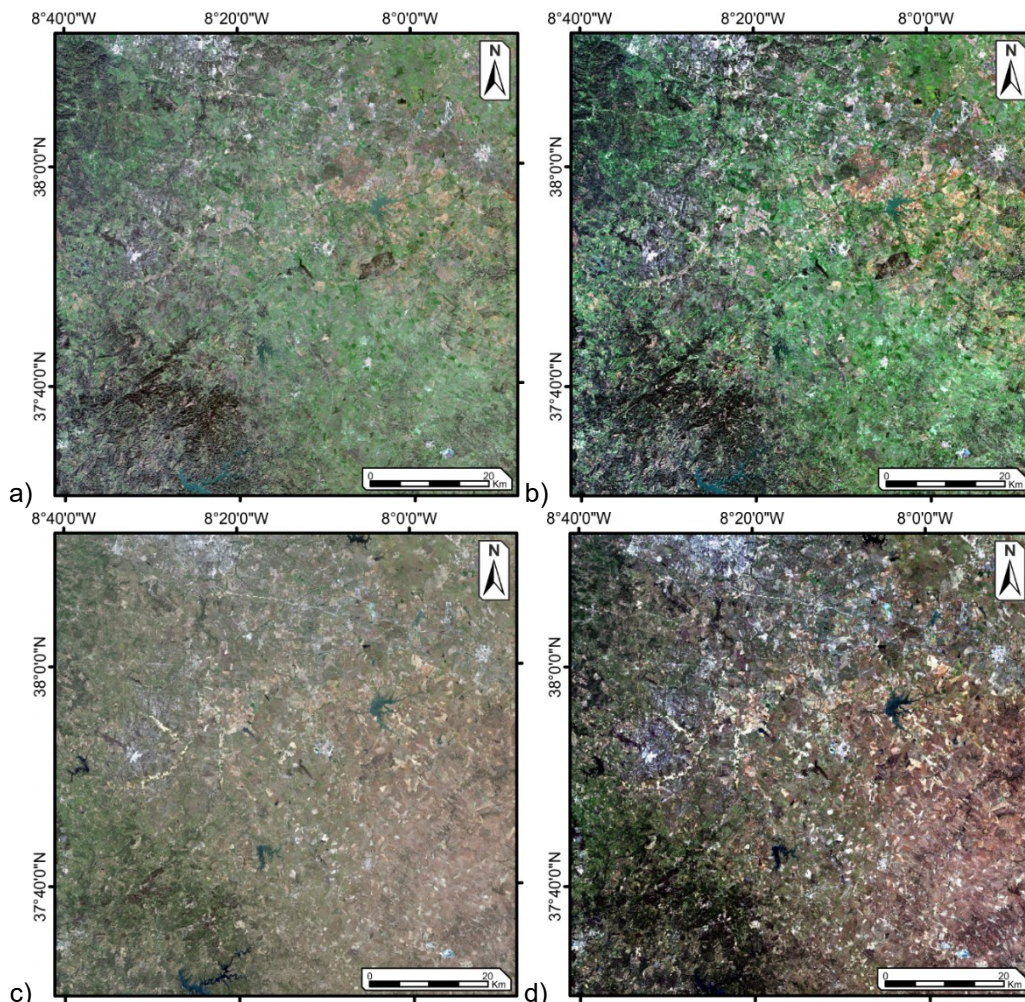


Figura 5.7 - Efeito da correção atmosférica nas imagens processadas. a) RGB 432 (cor natural) processado em janeiro sem correção atmosférica; b) RGB 432 (cor natural) processado em janeiro com correção atmosférica; c) RGB 432 (cor natural) processado em maio sem correção atmosférica; b) RGB 432 (cor natural) processado em maio com correção atmosférica.

Através da relação entre a radiância, as propriedades físicas da atmosfera e as características de cada banda espectral, é possível realizar uma correção para o comprimento de onda, dentro de cada espectro. Através desses valores é viável fazer uma caracterização dos diferentes materiais nos quais se dá a reflexão ou absorção da energia eletromagnética, tais como a presença de vegetação, água ou diferenciar diferentes tipos líticos.

Embora o nível de energia radiante seja menor para os dados processados em janeiro, a análise geral dos dois conjuntos de dados multiespectrais mostra alguma similaridade para os valores de coeficiente de reflexão (Fig. 5.8).

Os dados recolhidos no campo dos UV (OLI 1) e da luz visível azul (OLI 2) e luz visível verde (OLI 3) mostram um valor de desvio padrão idêntico em ambos os conjuntos de dados. As maiores diferenças verificam-se para as bandas espectrais que fazem medições no campo da luz visível vermelha (OLI 4) e no IVP (OLI 5). Esta discrepância está em parte associada à relação da vegetação presente na área de estudo. Os dados processados em maio caracterizam-se pela escassez de coberto vegetal, estando os valores medidos nestes comprimentos de onda melhor distribuídos pela área de estudo; daí a diminuição da frequência dos valores medidos para o coeficiente de reflexão e o aumento significativo do desvio padrão. Para os valores medidos nos comprimentos de onda do SWIR 1 e 2 (OLI 6 e 7) não são assinaladas variações espectáveis de análise. Este último conjunto de bandas está relacionado muitas vezes com as propriedades da superfície do terreno. Tendo em conta que a mesma área é analisada em ambas as situações, é espectável que não ocorram alterações.

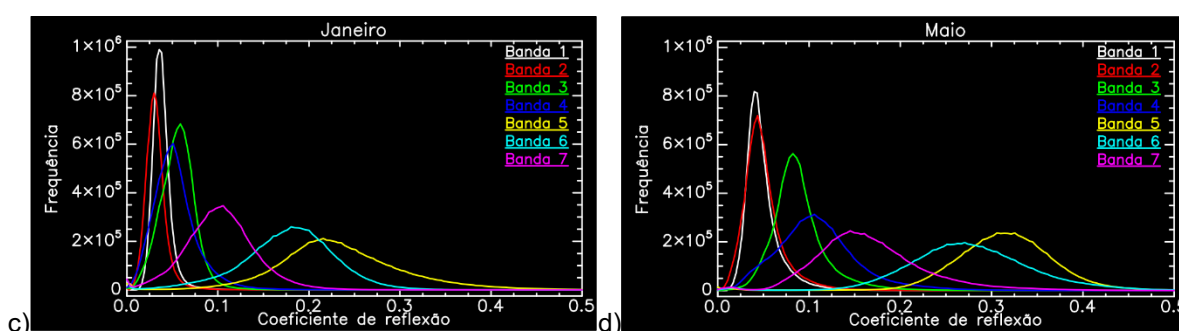


Figura 5.8 – Valores de coeficiente de reflexão calculados após o processamento “FLAASH” para o conjunto de dados do sensor OLI para janeiro (a) e para maio (b).

5.2.2. Índice de vegetação por diferença normalizada

Um dos parâmetros mais decisivos na escolha do modelo a adotar para a delimitação dos alinhamentos estruturais a partir da análise multiespectral prendeu-se com a caracterização da cobertura vegetal.

A análise do coberto vegetal foi realizada com recurso ao cálculo do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada que tem como fundamento a relação entre os dados da banda OLI 5 (vermelho visível) e OLI 4 (Infravermelho Próximo), estando estas duas bandas relacionadas com as características bióticas afetas aos diferentes tipos de cobertura vegetal.

Assim sendo, verifica-se que, para ambos os conjuntos de dados, existe uma dominância de zonas vegetadas (raramente inferior a 0.4). Nota-se igualmente uma menor intensidade de zonas vegetadas nos dados processados em maio, verificando-se uma distribuição espacial mais equilibrada quando relacionados com os dados processados em janeiro (Figs. 5.9 e 5.10).

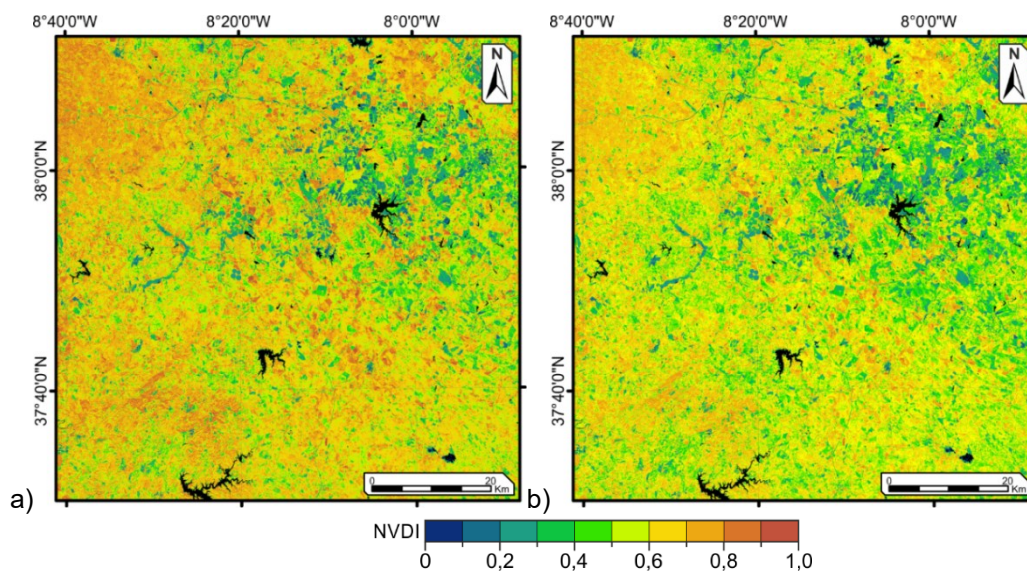


Figura 5.9 – Distribuição da vegetação calculado para os conjunto de dados processados em janeiro (a) e em maio (b).

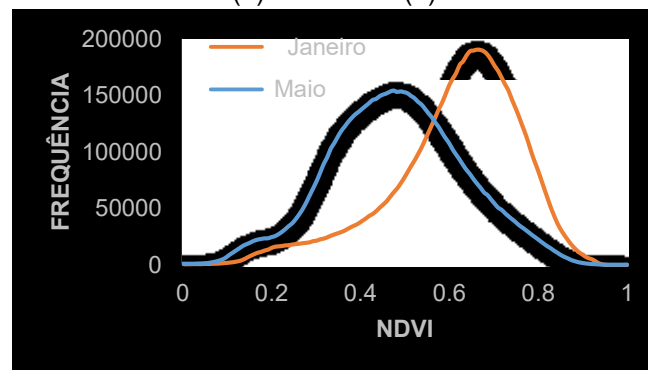


Figura 5.10 – Gráfico de frequência relativo à intensidade da cobertura vegetal para cada conjunto de dados multiespectrais analisados.

5.2.3. Análise de qualidade aos dados processados

Outro parâmetro decisivo na escolha do modelo a analisar para a interpretação das variações litológicas e dos alinhamentos estruturais relaciona-se com a análise do índice de qualidade dos diferentes dados. Este índice é processado através de algoritmos calculados durante o processamento dos dados e está disponível como complemento ao conjunto de rasters multiespectrais numa banda designada por BQA (*Quality Assessment Band*), que contém informação, alojada em diferentes camadas, referente a diversos fatores que podem influenciar na análise e interpretação dos dados.

Da análise das duas bandas BQA verifica-se para o mês de janeiro uma ampla distribuição do erro, indicado pela acumulação de água, quer na superfície, quer na atmosfera (Fig. 5.11a), sob a forma de nuvens de pequena espessura (cirrus). Nos dados processados em maio nota-se uma redução substancial nestes níveis, evidenciado pela presença de água em zonas montanhosas (Fig. 5.11b). Em ambos os casos, devido aos algoritmos de processamento destes dados, verifica-se uma associação com a ocorrência de vegetação, sendo a água um produto resultante do metabolismo das espécies vegetais.

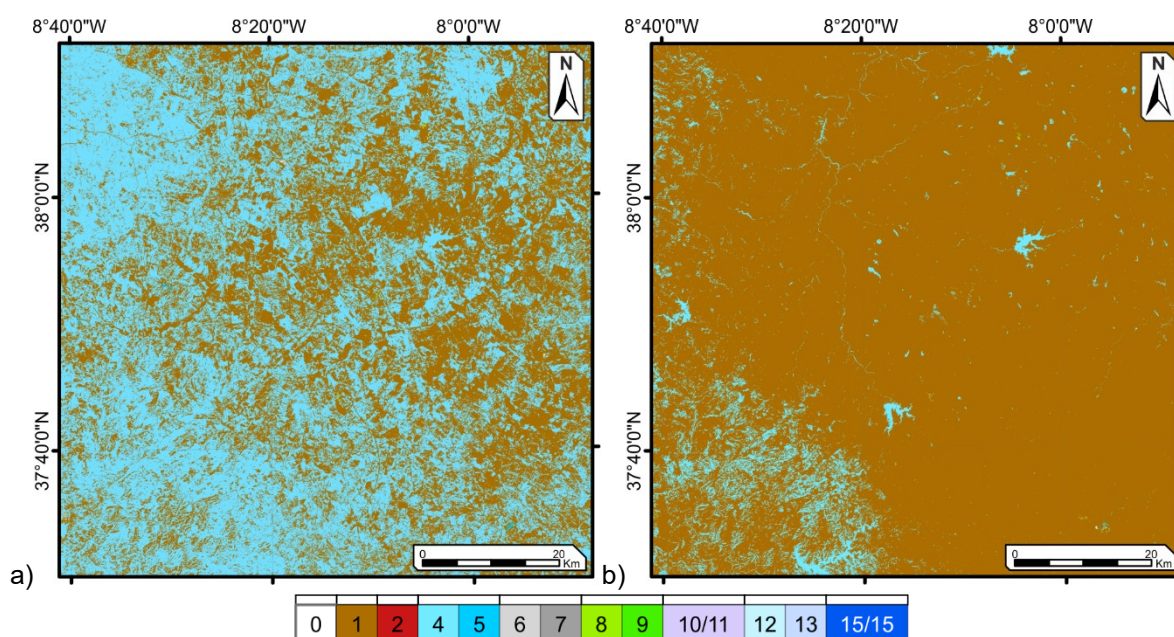


Figura 5.11 – Índice de qualidade da banda para os dados adquiridos em janeiro (a) e em maio (b). A chave dos dados da legenda pode ser verificada no capítulo 5, tabela 5.11.

Tendo em conta todos os parâmetros descritos (ângulo de incidência da luz natural, influência da atmosfera, presença de coberto vegetal, distribuição de água na superfície) constata-se uma beneficiação substancial na qualidade dos dados processados em maio. Tendo em conta os objetivos do estudo, apenas foram modelados estes dados, pois são os que melhor evidenciam as características litológicas, apresentando menos influência de fatores externos que poderiam condicionar na análise dos dados.

5.2.4. Imagens RGB compostas

Após as etapas de pré-processamento e análise de qualidade do conjunto de bandas multiespectrais foi realizada, numa primeira fase, a caracterização de cada banda espectral para os dados processados pelo sensor OLI. Devido às suas características (resolução espacial, resolução espectral, índice de qualidade das bandas) os dados adquiridos no espectro do infravermelho térmico captados pelo sensor TIRS foram descartados desta análise.

Para os dados analisados verifica-se que, para a generalidade das bandas, é evidente um elevado grau no coeficiente de correlação (Tab. 5.6). Esta situação deve-se ao facto de o sensor OLI apresentar uma resolução espectral relativamente próxima.

Tabela 5.6 - Matriz de correlação entre as diferentes bandas espectrais do sensor OLI processados em maio de 2014.

OLI 1	1.0000						
OLI 2	0.9821	1.0000					
OLI 3	0.9257	0.9621	1.0000				
OLI 4	0.8426	0.9106	0.9462	1.0000			
OLI 5	0.2013	0.2244	0.3527	0.2343	1.0000		
OLI 6	0.7046	0.7632	0.7898	0.8623	0.3255	1.0000	
OLI 7	0.7966	0.8334	0.8416	0.9011	0.1682	0.9520	1.0000
	OLI 1	OLI 2	OLI 3	OLI 4	OLI 5	OLI 6	OLI 7

As primeiras quatro bandas espectrais (OLI 1 a 4) (Fig. 5.12 a-d) que realizam medições no espectro visível estão ligadas a características superficiais do terreno; a sua utilidade prende-se apenas com a caracterização de variações nas características do mesmo (e.g. presença de água, variações na tonalidade entre diferentes tipos de solo ou rochas, presença de zonas urbanas, etc.), e são amplamente afetadas pelos efeitos atmosféricos.

As bandas que operam no espectro do infravermelho de onda curta (SWIR 1 e 2, OLI 6 e 7, respetivamente) (Fig. 5.12f, g) são as que menos foram afetadas pelos efeitos da correção atmosférica referidos anteriormente. Este facto permite concluir que as medições realizadas neste espectro são as que apresentam maior penetração na atmosfera. Dado o contraste entre a forte reflexão que estas bandas apresentam para diferentes tipos de solo em relação à absorção da energia, quando confrontadas com zonas vegetadas ou corpos de água, este conjunto de bandas mostra-se o mais eficiente na caracterização de variações no terreno. No entanto, a relação entre elas não faz sentido, dados os coeficientes de correlação bastante elevados.

A banda OLI (Infravermelho proximal) é a que mais contrasta com as restantes bandas (Fig. 5.12e) evidenciada pelos baixos valores do coeficiente de correlação com as restantes

bandas. Este contraste deve-se ao facto de a banda OLI 4 (infravermelho proximal) estar intimamente ligada à presença de vegetação.

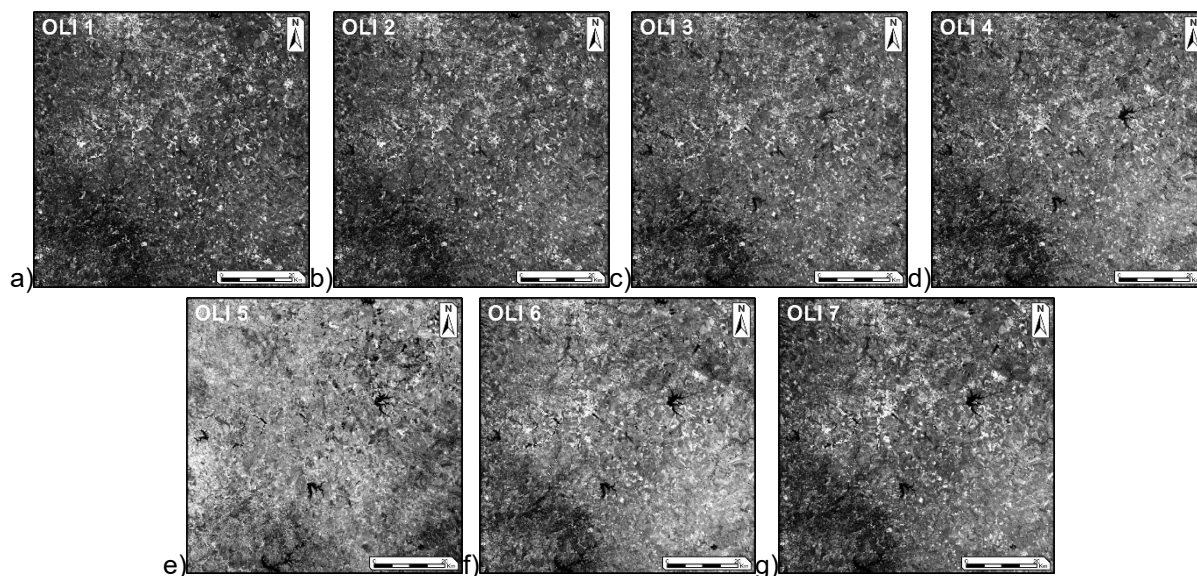


Figura 5.12 – Ficheros rasters correspondentes a cada banda espectral processadas em maio pelo sensor OLI em maio de 2014 (a-g).

Da análise dos diferentes coeficientes de correlação foi calculado o OIF (*Optimum Index Factor*) para cada combinação de bandas possível sendo destacadas as 6 primeiras combinações com o valor de OIF mais elevado e que melhor explicam a variação em contrastes entre os diferentes dados avaliados em cada espectro analisado (Tab. 5.7).

Tabela 5.7 – Combinações RGB possíveis com OIF mais elevado.

	Combinações RGB			OIF
1	OLI 1	OLI 5	OLI 7	146.53
2	OLI 4	OLI 5	OLI 7	141.64
3	OLI 2	OLI 5	OLI 7	140.52
4	OLI 1	OLI 5	OLI 6	140.07
5	OLI 5	OLI 6	OLI 7	134.71
6	OLI 2	OLI 5	OLI 6	132.12

Das diferentes combinações possíveis foram projetadas as que melhor evidenciam características úteis na identificação de contrastes entre variações no tipo de terreno, tendo em conta os parâmetros descritos anteriormente relativos aos índices de qualidade e vegetação de cada banda.

A combinação RGB 745 (OIF = 141) (Fig. 1.13b) permite uma excelente penetração atmosférica e mostra-se útil na distinção entre zonas com alguma vegetação, evidenciada em tons azuis. Nesta combinação de bandas é possível diferenciar alguns tipos líticos, evidenci-

ados pelas tonalidades violáceas para formações arenosas (bastante acentuada nas unidades da Bacia do Sado). Nas zonas com escassa cobertura vegetal é possível observar alguns contrastes lineares, marcados talvez por variações litológicas, sendo esta combinação provavelmente a mais indicada para a deteção de alinhamentos estruturais.

Outras combinações possíveis, tal como RGB 752 e RGB 562 (OIF = 140.52 e 132.12, respetivamente) apresentam certas similaridades e um excelente contraste entre os diferentes domínios geológicos (Fig. 5.13c, d), evidenciados por variações entre distintas associações mineralógicas. No entanto, a associação entre as bandas OLI 5 e OLI 2 nesta composição podem dissimular parte dos contrastes entre diferentes contactos geológicos, cobertos por vegetação assinalada por tonalidades avermelhadas. Apesar de, na generalidade dos casos, a cobertura vegetal ser um fator de exclusão para a caracterização de aspetos litológicos na análise em composições coloridas, este caso em particular pode ser um excelente indicador de variações no substrato, ao assumir que o tipo de substrato influencia no tipo de vegetação. Contudo, é necessária alguma precaução na caracterização destas imagens.

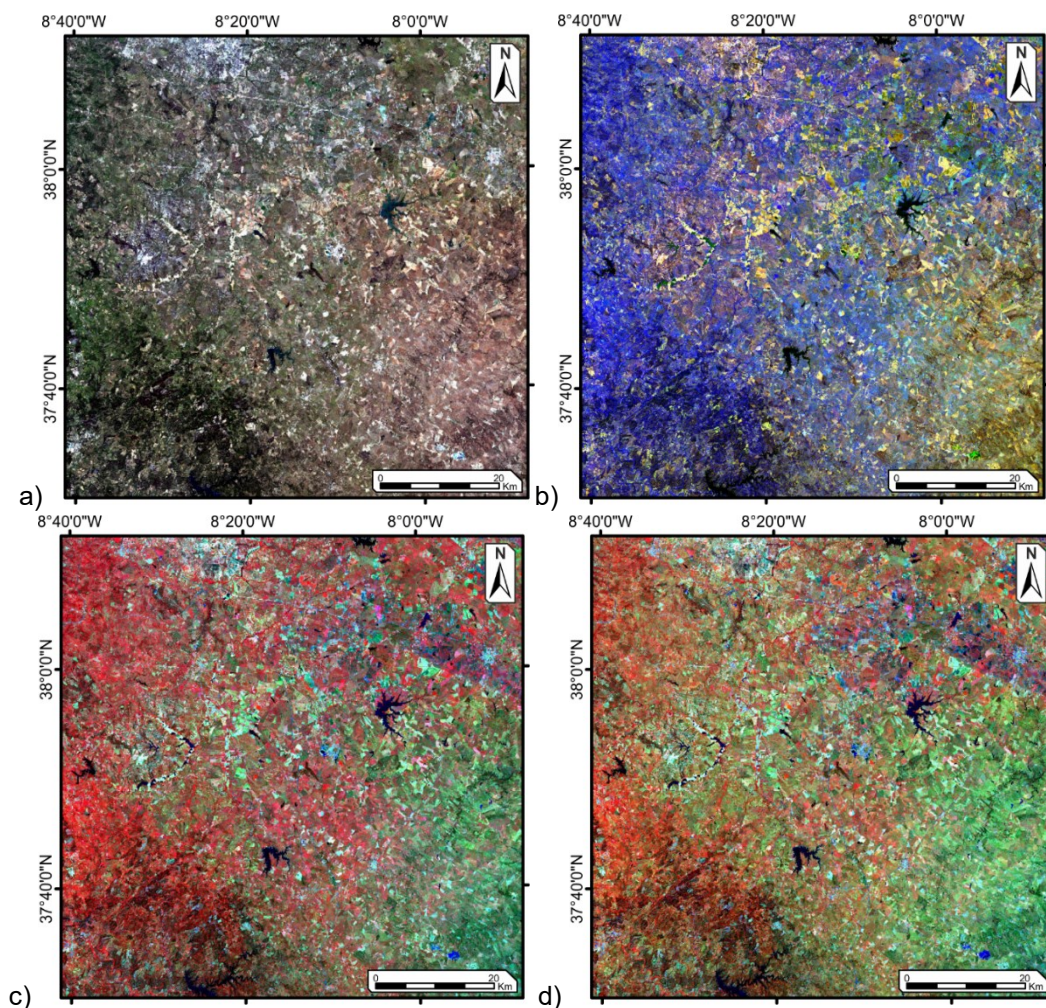


Figura 5.13 – Composições coloridas evidenciando diversos aspetos na caracterização geológica da área de estudo. a) RGB 432 (cor natural); b) composição colorida RGB 745 c) composição colorida RGB 752 d) composição colorida RGB 562.

5.2.5. Análise em componentes principais

Tal como descrito anteriormente, os dados espectrais lidos a partir das diferentes bandas OLI apresentam um elevado grau de correlação entre si (Tabela 1.8), por vezes tornando redundante a caracterização de alguns dados. A Análise em Componentes Principais (ACP) foi aplicada aos dados do coeficiente de reflexão para as sete primeiras bandas do sensor OLI do Landsat 8.

Um dos principais objetivos da ACP passa pela construção de novas bandas (Componentes Principais), convencionalmente agrupadas do maior para o menor grau de variância (valor próprio). Essa transformação é realizada pela rotação em eixos ortogonais (eixos fatoriais) das componentes que mais se correlacionam entre si, tendo por consequência a diminuição da informação a ser analisada, e maximizando dessa forma alguns contrastes não observáveis através das imagens RGB compostas.

Numa primeira análise verifica-se um agrupamento de 98% da variância nos três primeiros eixos fatoriais (Tab. 5.8, Fig. 5.14).

Tabela 5.8 – Relação entre os valores próprios da ACP e e percentagem de variância relativa a cada eixo fatorial.

Eixo fatorial	Valor próprio	Variância %	Variância acumulada %
1	0.011712	73.07212	73.07212
2	0.00333	20.77614	93.84827
3	0.000729	4.54829	98.39656
4	0.000153	0.954579	99.35114
5	0.000085	0.530322	99.88146
6	0.000016	0.099825	99.98128
7	0.000003	0.018717	100

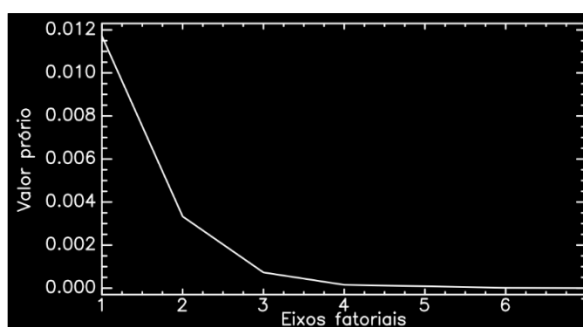


Figura 5.14 – Relação entre os valores próprios e os eixos factoriais para o conjunto de bandas formadas a partir da ACP.

O primeiro eixo fatorial (Fig. 1.15a) explica cerca de 73% da variância no conjunto de bandas OLI analisadas. Neste eixo existe uma forte representatividade da banda 7 e da banda 4 com coeficientes de correlação de -0.65 e 0.4, respetivamente (Tab. 1.9). A variância neste eixo pode ser explicada por variações nos valores do coeficiente de reflexão medidos nas respetivas bandas. Tendo em conta a distribuição da cobertura vegetal analisada anteriormente, o raster resultante da rotação do primeiro eixo fatorial pode ser usado como um excelente indicador de variações na litologia.

O segundo eixo fatorial (Fig. 5.15b) explica aproximadamente 21% da variância das sete primeiras bandas do sensor OLI. Ao contrário do primeiro eixo fatorial, neste pode ser agrupada informação relativa à banda 7, com um coeficiente de correlação de 0.75, e uma quantidade menos substancial de informação das bandas 5 e 3. Este conjunto de dados mostra uma grande relação com as formas de relevo, sendo este um fator decisivo na escolha de bandas utilizadas para a aplicação dos filtros que melhor evidenciam os alinhamentos estruturais.

O terceiro eixo fatorial (Fig. 5.15c) apenas explica 5% da variância e apresenta uma excelente correlação com a banda 6 (0.84) e a banda 3 (0.46) (Tab. 5.9). A variância aqui pode resultar da influência da vegetação na análise espectral, estando assinalado por regiões com maior brilho, enquanto zonas menos vegetadas surgem em tons mais escuros.

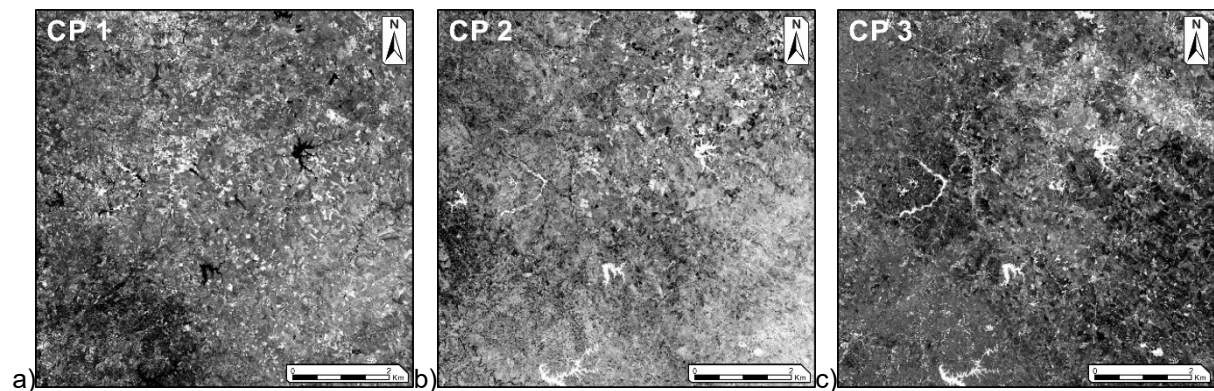


Figura 5.15 – Rasters relativos ao primeiro eixo fatorial (a), segundo eixo fatorial (b) e terceiro eixo fatorial (c).

Os restantes eixos fatoriais (Fig. 5.16a-d) explicam apenas 1% da variância e correlacionam-se em parte com as bandas do espectro visível e os parâmetros intrínsecos a cada comprimento de onda captado nesta gama de frequências, ou a ruído derivado de cada banda espectral (Tab. 5.9, Fig. 5.16a,d).

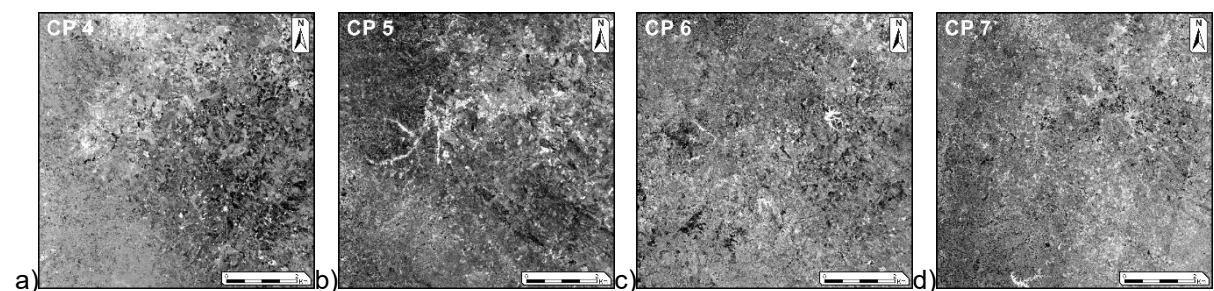


Figura 5.16 - Rasters relativos aos eixos fatoriais sem relação com a variância das diferentes bandas multiespectrais (a-d).

Tabela 5.9 – Relação entre valores próprios e eixos factoriais para cada banda OLI.

	F 1	F 2	F 3	F 4	F 5	F 6	F 7
OLI 1	0.1552	0.1854	0.2535	0.3947	0.2095	0.6267	0.5337
OLI 2	0.0425	0.0454	-0.0060	0.1015	-0.9666	0.0494	0.2212
OLI 3	0.3459	0.3695	0.4686	0.4466	0.0163	-0.5522	-0.1399
OLI 4	0.4795	0.2658	0.0397	-0.6961	0.0507	-0.1587	0.4307
OLI 5	-0.3229	-0.3621	-0.0547	0.1779	0.1155	-0.5141	0.6725
OLI 6	-0.3228	-0.2504	0.8419	-0.3286	-0.0732	0.0901	-0.0530
OLI 7	-0.6450	0.7500	-0.0525	-0.1009	0.0120	-0.0478	0.0780

5.3. Processamento das imagens

5.3.1. Filtros direcionais aplicados ao MDE

A análise dos alinhamentos estruturais com recurso ao Modelo Digital de Elevação tem por base a caracterização das principais discontinuidades nas formas de relevo, tendo como fundamento a influência dos aspetos tectónicos e estruturais como condicionantes da forma de relevo.

Através da análise das variações do declive (Fig. 5.17b) e da caracterização da orientação das vertentes (Fig. 5.17c) é possível interpretar algumas estruturas lineares relacionadas aos aspetos geomorfológicos. No entanto, tal procedimento não se revelou suficiente, pelo que foi realizada uma caracterização do MDE selecionado com recurso a filtros de sombra do tipo “Hillshade”.

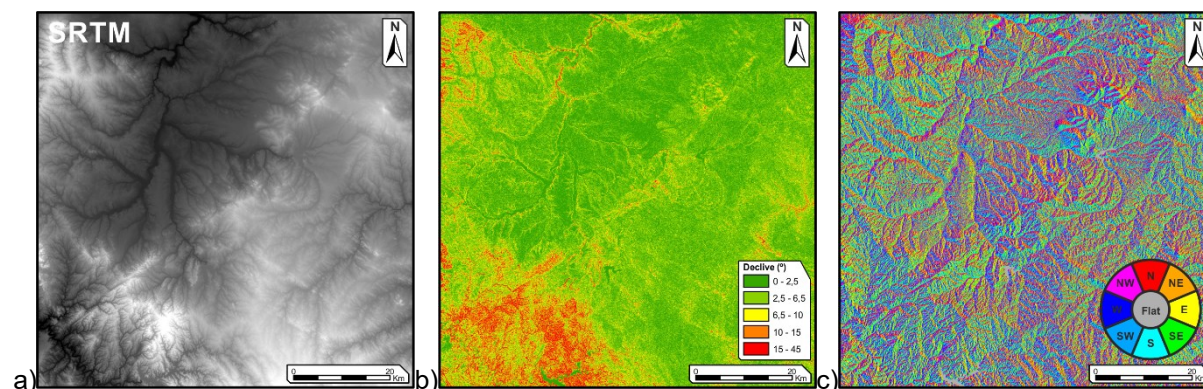


Figura 5.17 – a) raster com os valores do MDE derivado da missão SRTM. A negro surgem as cotas mais baixas, com tonalidades mais claras surgem as zonas mais elevadas. b) carta de declives da área de estudo; c) carta de orientação das vertentes, construída pela relação entre os declives e a sua atitude.

Tal como observado na figura 5.18, a aplicação de filtros de sombra “*Hillshade*” é realizada através de um foco luminoso hipotético. Os contrastes na forma de relevo evidenciam os alinhamentos na direção incidente da fonte luminosa e numa direção perpendicular aos filtros aplicados. Por exemplo, para um filtro que incida 45° na direção NE – SW são destacadas formas de relevo que estejam marcadas numa direção próxima a NW–SE com maior proeminência.

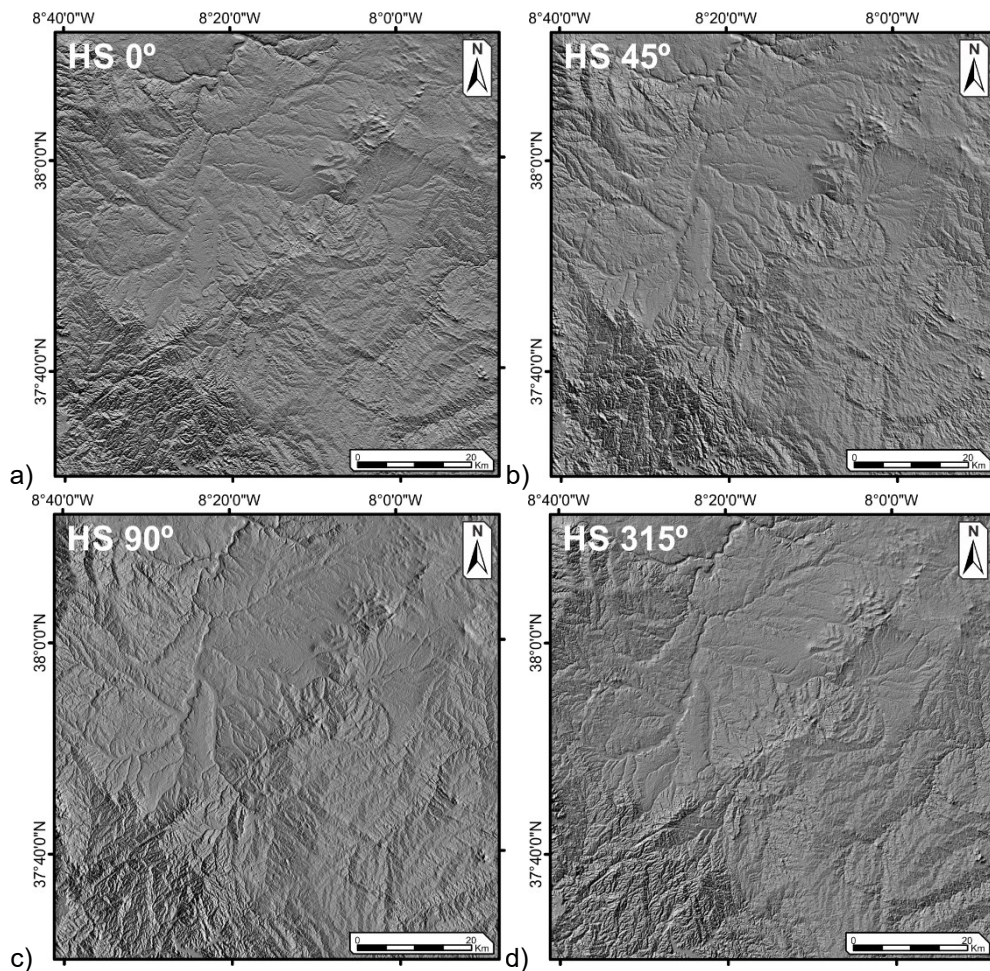


Figura 5.10 – Rasters com aspeto geral após aplicação dos filtros Hillshade

5.3.2. Filtros direcionais aplicados em bandas espectrais

Para evidenciar os alinhamentos estruturais através das bandas multiespectrais foi recalculado um novo raster, tendo em conta a relação média do coeficiente de reflexão entre as bandas 5 e 7 do sensor OLI (Fig. 5.19a). A escolha destas duas bandas prende-se com o facto de estas serem as que apresentam menor grau de correlação, bem como com a circunstância de as suas características se identificam mais com variações litológicas.

Ao contrário dos filtros direcionais aplicados no MDE, a baixa variação entre os valores digitais de cada pixel das bandas multiespectrais não permite uma correta análise com recurso

aos filtros de sombra, pelo que os alinhamentos foram evidenciados através de técnicas de convolução com a aplicação de dois filtros passa-alto do tipo Prewitt e Sobel (Tab. 5.10)

O primeiro grupo de filtros utilizou uma matriz 3x3 do tipo “Prewitt” (Tab. 5.10) e foi aplicado nas quatro principais direções (N–S; NE–SE; E–W e NW–SE). Apesar de evidenciar alguns alinhamentos nas direções a que foram aplicados, estes filtros não mostram um contraste evidente entre as diferentes composições (Fig. 5.19b).

O segundo tipo de filtro utiliza uma matriz kernel do tipo “Sobel” (Tab. 5.10), aplicado na imagem original nas principais direções. Ao contrário do filtro do tipo “Prewitt”, o “Sobel” mostra-se bastante eficiente, evidenciando o aumento do contraste entre os valores digitais nas direções ao qual foram aplicados. No entanto, os alinhamentos não apresentam uma aparência segmentada. É perdida a noção espacial, tal como os aspetos geomorfológicos, não permitindo uma fácil distinção entre alinhamentos provocados pelo aumento do contraste entre as variações no coeficiente de reflexão e a existência de artefactos (Fig. 5.19c).

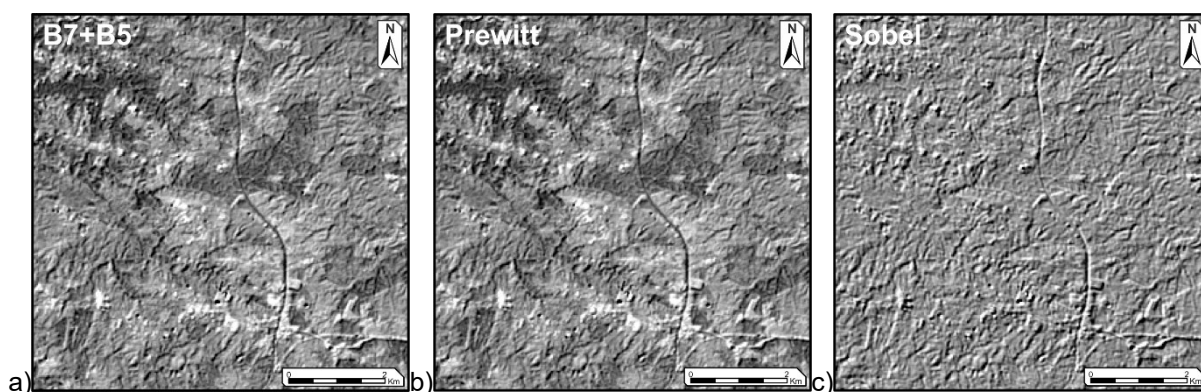


Figura 5.19 – Raster relativo a uma secção da área de estudo com rácio (B5/B7) (a). filtro “Prewitt” aplicado na imagem anterior (b). filtro “Sobel” aplicado na imagem a (c).

Tabela 5.10 – Matriz kernel utilizada para cada um dos filtros aplicados ao rácio de bandas (B5/B7).

	E - W			NE - SW			NW - SE			N - S		
Sobel	-1	-2	-1	-2	-1	0	0	-1	-2	-1	0	1
	0	0	0	1	0	1	1	0	-1	-2	0	2
	1	2	1	0	1	2	2	1	0	-1	0	1
Prewitt	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	-1	-1	-1	0	1
	0	0	0	-1	0	1	1	0	-1	-1	0	1
	1	1	1	0	1	1	1	1	0	-1	0	1

Na última etapa, de forma a preservar a relação entre os alinhamentos criados através dos diferentes filtros descritos anteriormente e os aspetos originais da relação entre a Banda 7 e a Banda 5, os dados foram conjugados num único ficheiro raster pela relação:

$$(2 * \text{imagem original}) + [(\text{Prewitt} + \text{imagem original}) + (\text{Sobel} + \text{imagem original})] \quad (5.1)$$

O resultado entre a relação da imagem original e os diferentes filtros calculados pode ser verificado numa secção da área de estudo, na figura 20. De uma forma geral, nota-se uma boa preservação dos aspetos geomorfológicos, estando bastante evidentes variações preferenciais de acordo com as direções dos filtros aplicados. Os alinhamentos mais proeminentes foram vetorizados à escala de resolução do raster (1:100 000) e podem ser observados nas imagens 5.20d correspondentes aos alinhamentos estruturais interpretados de direção NW – SE, na imagem 5.20c correspondente aos alinhamentos estruturais de direção NE-SW e na imagem 5.20a e b correspondente aos alinhamentos estruturais de direção N-S e E-W.

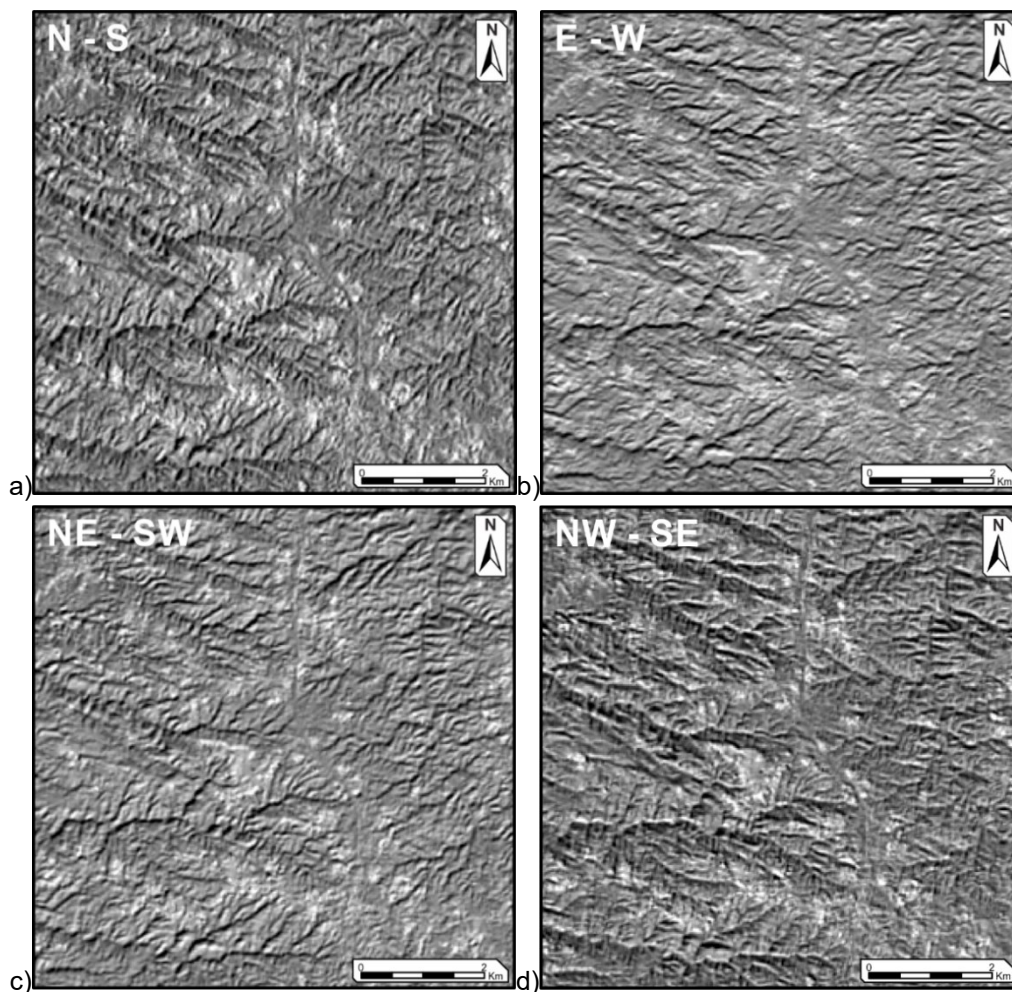


Figura 5.20 – Ficheiro raster com a relação entre o rácio de bandas (B5/B7) e os filtros “Prewitt” e “Sobel” calculados pela relação 1. a) direção N-S; b) direção E-W; c) direção NE-SW; d) direção NW-SE.

5.4. Observações de campo

Tal como referido em capítulos anteriores, os aspetos tectónicos e estruturais são muitas vezes condicionantes dos aspetos geomorfológicos, controlando em parte as formas de relevo e as suas principais características

O levantamento dos dados de campo foi realizado essencialmente com o intuito de complementar, ou de certa forma validar o conjunto de dados obtidos através de técnicas de Detecção Remota. Para o efeito, foram selecionados nove pontos incluídos na área de estudo, onde, dentro das limitações conhecidas, foi realizada uma caracterização geológica e recolhidas informações relativas aos litótopos e a alguns aspetos estruturais generalizados para os afloramentos em questão, a uma escala local.

De todos os pontos amostrados foi realizado o levantamento dos aspetos estruturais em apenas sete perfis (Tab. 5.10). Essa disparidade deve-se ao facto de não se justificar a realização de medições em locais onde se verifica a repetibilidade dos aspetos litológicos e estruturais.

Tabela 5.10 – Designação, coordenadas e tipo de dados adquiridos em cada ponto observado no campo

N	Nome	Coordenadas		
		Lat.	Lon.	
#1	Azinheira dos Barros	38° 05' 15"	08° 25' 26"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#2	Vértice Geodésico da Cascalheira	38° 04' 36"	08° 25' 38"	Caracterização geológica.
#3	Quinta da Golipa, Messejana	37° 49' 14"	08° 13' 48"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#4	Estrada Messejana - Rio de Moinhos	37° 51' 26"	08° 13' 60"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#5	Rua de Alvalade, Aljustrel	37° 52' 46"	08° 10' 02"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#6	Rua da Estalagem, Aljustrel	37° 52' 55"	08° 09' 29"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#7	Monte Ruas, Aljustrel	37° 52' 04"	08° 08' 46"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#8	Herdade do Azinhal, Aljustrel	37° 51' 21"	08° 08' 23"	Caracterização geológica; Levantamento de dados.
#9	ALMINA, Aljustrel	37° 52' 49"	08° 10' 45"	Caracterização geológica.

As observações foram realizadas na zona NW da área de estudo, localizando-se os dois primeiros pontos nas proximidades da região de Azinheira dos Barros. Os restantes ocupam uma posição mais central da área de estudo, situando-se entre a povoação de Messejana

e a povoação de Aljustrel (Anexo – Enquadramento das observações de campo). Tem-se então:

A paragem #1 localiza-se junto à via-férrea da Linha Sul, ao longo de um corte com aproximadamente 35 m de comprimento e direção N 60° E.

A paragem #2 encontra-se numa vertente ao longo da estrada abaixo do Marco Geodésico da Cascalheira, cuja direção é de N 67° W.

A paragem #3 localiza-se junto à quinta da Golipa, num corte com aproximadamente 40 m de extensão ao longo de uma vala de escoamento de água com a direção N 70° W.

A paragem #4 é um talude de estrada a norte da povoação de Reguengo, na via que liga Messejana e Rio de Moinhos, num perfil de direção N-S.

A paragem #5 encontra-se no interior da vila de Aljustrel, num descampado entre a Rua Dona Filipa de Vilhena e a Rua de Santo António, ao longo de duas vertentes perpendiculares, de direção N 45° W e N 55° E.

O paragem #6 situa-se no extremo W da povoação de Aljustrel ao longo de um perfil de aproximadamente 20 metros na direção N 44° W junto à Rua da Estalagem.

O paragem #7 encontra-se junto à via-férrea já desativada correspondente ao Ramal de Aljustrel, ao longo de um perfil com aproximadamente 45 metros, de direção N 30° W.

O paragem #8 encontra-se no seguimento da Estrada Nacional 2, junto à entrada da Herdade do Azinhal com a direção N 15° W, ao longo de um perfil com aproximadamente 15 metros.

O Ponto #9 pode ser observado ao longo da via-férrea já desativada correspondente ao Ramal de Aljustrel, na saída do túnel da concessão da ALMINA – Minas do Alentejo, S.A num perfil de aproximadamente 100 metros com a direção N 55° E.

5.4.1. Descrição litológica

Os pontos amostrados enquadram-se essencialmente nas séries constituintes da Faixa Piritosa Ibérica, podendo ser identificadas litologias associadas às várias formações que as constituem, e que de seguida se descrevem.

Formação Filito-Quartzítica

Os litótipos correspondentes à Formação Filito-Quartzítica foram observados apenas na paragem #1, junto à linha do comboio próxima da povoação de Azinheira dos Barros (Fig 5.21). Podem ser observadas intercalações de xistos e filitos castanhos com algumas bancadas de quartzito. Em certos pontos é notável a existência de lentículas carbonatadas associadas aos níveis xistentos assim como a processos meteóricos, mostrando sinais de alteração

evidenciada pela coloração esverdeada. Os níveis de quartzito apresentam uma tonalidade leitosa, surgindo em bancadas decimétricas a centimétricas, não sendo possível aferir a sua continuidade lateral.

São frequentes os aparecimentos de estruturas sedimentares associadas provocando a anisotropia planar S_0 , deformada pela xistosidade posterior. Por vezes, podem aparecer edificações associadas a processos de origem tectónica, tais como texturas de crenulação associados a episódios tectónicos regionais.

Toda a série observada encontra-se coberta por depósitos aluvionares recentes. Este corpo apresenta uma textura com sedimentação imatura e fragmentos líticos de quartzo leitoso e xistos negros envolto numa matriz siltítica de tonalidade castanha.

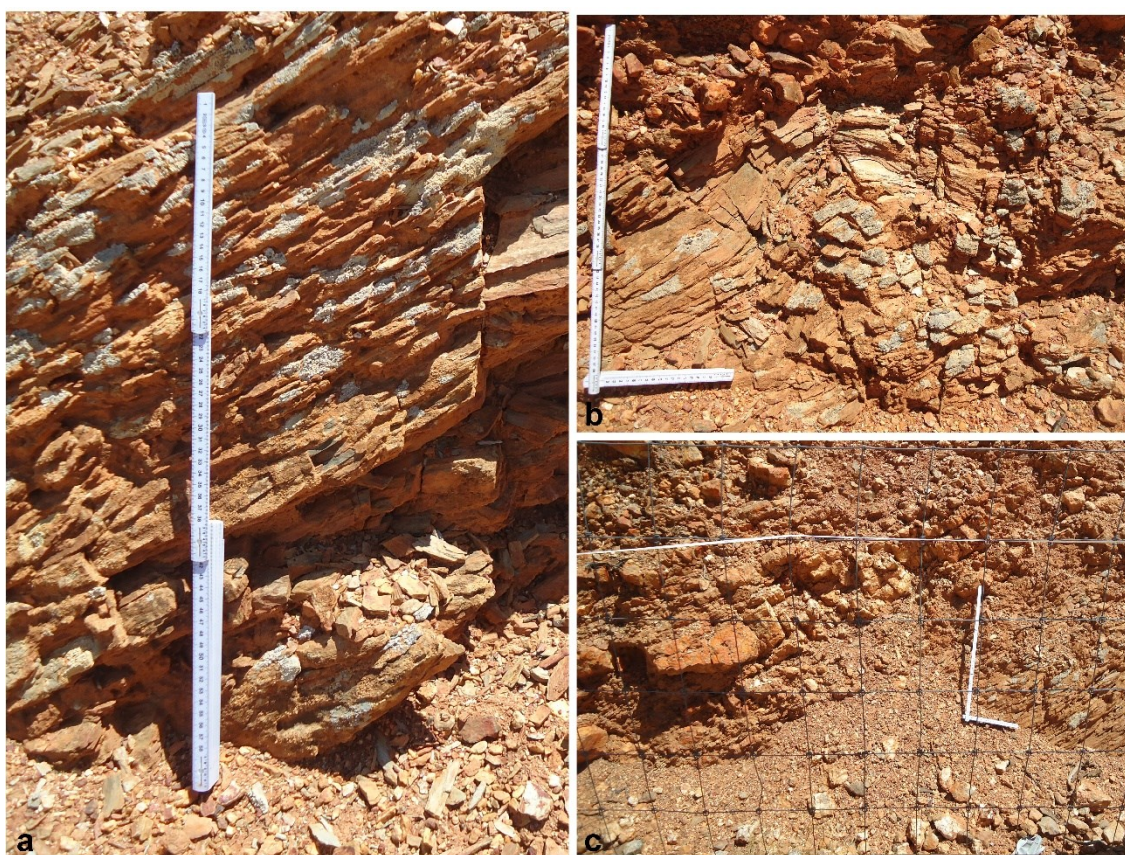


Figura 5.21 - Aspeto geral da unidade correspondente ao Grupo Filito Quartzítico observados na paragem #1. a) Lentículas carbonatadas intercaladas nos xistos; b) “Bola” sin-sedimentar afetada pela tectónica à escala local; c) Corpo quartzítico tabular intercalado com as camadas de xisto.

Complexo Vulcano Sedimentar – Vulcânicas ácidas e Formação Siliciosa do Paraíso

Os níveis correspondentes ao Complexo Vulcano Sedimentar podem ser divididos em dois grupos menores. O primeiro diz respeito a rochas tufáceas, com fácies vulcanogénicas correspondentes às rochas Vulcânicas Ácidas. O segundo corresponde aos níveis de xisto pertencentes à Formação Siliciosa do Paraíso.

As rochas integrantes das unidades designadas por Vulcânicas Ácidas podem ser observadas nas imediações de Aljustrel, nas paragens #5 e #8. Surgem em séries reolíticas com textura tufítica de tonalidades claras. Da análise macroscópica podem ser observados cristais euédricos de quartzo e feldspatos envoltos numa matriz felsítica/sericítica. Verifica-se algum alongamento dos minerais da matriz ao longo de planos de estratificação, definindo uma possível foliação de origem tectónica (Fig. 5.22a). Na paragem #5 são ocasionalmente observadas intercalações de xisto negro sericítico em bancadas pouco espessas, nunca superiores a 40 cm (Fig. 5.22b), sendo também frequente a ocorrência de níveis de calcite no preenchimento das fraturas (Fig. 5.23a). Os litótipos observados na paragem #8 aparentam uma tonalidade mais escura, com uma textura aparentemente mais maciça relativamente aos descritos anteriormente. Apresentam uma matriz essencialmente felsítica com fenocristais menos evidentes, não evidenciando de forma tão clara os planos de estratificação como observado na paragem #5 (Fig. 5.22b).

Os litótipos correspondentes à Formação Siliciosa do Paraíso são caracterizados pela presença de níveis de xisto e siltitos idênticos aos observados na paragem #5. No entanto, aparentam um espessamento considerável. Na proximidade da concessão da Almina, ao longo da via-férrea (Paragem #9), apresentam uma tonalidade cinza escura, com níveis milimétricos a centimétricos de xisto negro sericítico e intercalações decimétricas de xistos siliciosos, com alguns níveis de cherte na transição para a unidade sobrejacente. Junto à via-férrea do Ramal de Aljustrel, ao longo da Estrada Nacional 2, próximo da Barragem de Ruas (Paragem #7), estes níveis xistosos passam gradualmente a uma tonalidade violeta (“borra de vinho”) apresentando apenas os níveis de xisto silicioso e siltitos (Fig. 5.22c). Este nível foi também observado a ocidente da povoação de Azinheira dos Barros, junto ao v.g. da Cascaheira (paragem #2), estando este nível limitado por falha neste ponto (Fig. 5.23c).



Figura 5. 22 – Amostra de mão das rochas correspondentes às unidades do Complexo Vulcano Sedimentar. a) Tufito félsico com fenocristais de feldspatos e matriz sericítica observados na paragem #5; b) Tufito félsico com matriz felsítica e fenocristais de dimensões mais reduzidas observados na paragem #8; c) Xisto “borra de vinho” observados na paragem #2.

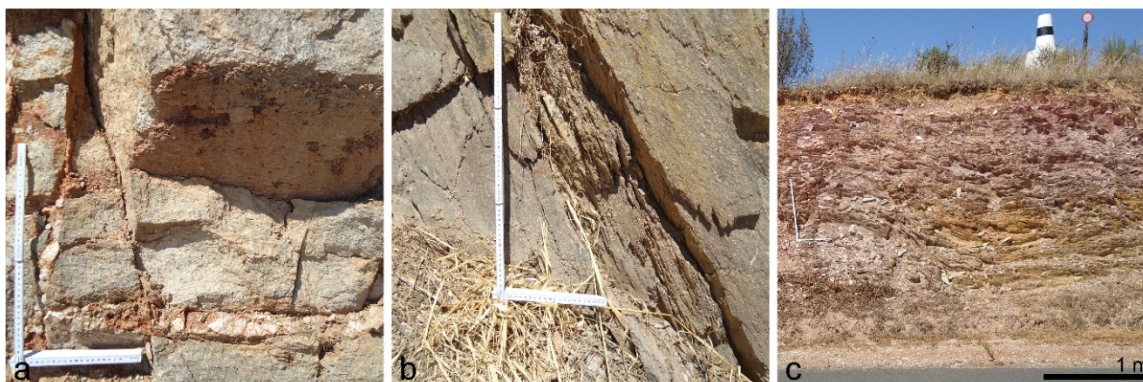


Figura 5.23 – Algumas das estruturas analisadas nas unidades do CVS. a) veio calcítico no preenchimento de fraturas nos tufos vulcânicos observados na paragem #5. b) intercalação de xisto negro se-ricítico tectonicamente embricado, observado na paragem #5; c) aspeto geral dos xistos borra de vinho observados na paragem #2.

Grupo Flysch do Baixo Alentejo – Formação de Mértola

As rochas constituintes do Grupo *Flysch* do Baixo Alentejo (GFBA), ou Culm, correspondem às litologias atribuídas à formação de Mértola. Esta formação apresenta bancadas centimétricas a decimétricas de grauvaques, alternado com níveis de xistos argilosos e silto-sos. As séries do GFBA podem ser observadas junto à povoação de Aljustrel, logo à saída do túnel da via-férrea do Ramal de Aljustrel (Paragem #9) e à saída de Aljustrel no cruzamento com Rua da Estalagem (Paragem #6). Nestes pontos predominam os grauvaques, informalmente designados por Grauvaques de Água Forte, podendo surgir algumas intercalações dos xistos “borra de vinho” da formação Siliciosa do Paraíso. Os pontos #3 e #4, localizados perto da povoação de Messejana, mostram os mesmos tipos líticos. No entanto, apresentam uma maior predominância da componente xistosa. Esta série mostra uma grande alteração meteórica no ponto #3, sendo deficiente a sua análise (Fig. 5.24a) devido à presença de desligamentos com rejets relativamente acentuados que evidenciam a ação tectónica nos pontos #3 e #6 (Fig 5.24c).



Figura 5.24 – Aspetos relativos às observações realizadas nas unidades do GFBA. a) xisto bastante alterado da Formação de Mértola observado na paragem #3; b) Gauvaques e xistos, correspondentes ao membro de Água Forte; c) desligamento esquerdo observado na paragem #4.

5.4.2. Direções de fracturação e foliação

Embora as séries da Zona Sul Portuguesa se mostrem tradicionalmente deformadas, não só devido aos episódios associados ao Orógeno Varisco, mas também a episódios orogénicos mais recentes, a escala a que foram realizados os levantamentos de dados de campo não permitiu expor qualquer tipo de estruturas que possam ocorrer a uma escala regional. Foram apenas registadas macroestruturas, tais como a fracturação local das séries aflorantes e planos de foliação ao longo dos perfis identificados.

A medição da atitude da fracturação apresenta-se vantajosa na comparação e correlação com os alinhamentos estruturais identificados por técnicas de deteção remota. Os valores apresentados foram agrupados de acordo com as várias unidades que compõem o domínio da Faixa Piritosa presentes na área de estudo.

Grupo Filito-Quartzítico

São identificados três conjuntos para a direção preferencial dos planos de fracturação associadas às séries do Grupo Filito Quartzítico observados na paragem #1 (Fig. 5.25). O primeiro grupo engloba grande parte das fraturas observadas e apresenta direções N 75° W com pendores sub-verticais tendencialmente para NE. O segundo grupo pode ser reunido no conjunto de alinhamentos com direção aproximada N 30° W pendente para NW e SW. Por fim surgem planos de fracturação de direção N 80° E apresentando pendores com menos declives geralmente para SE.

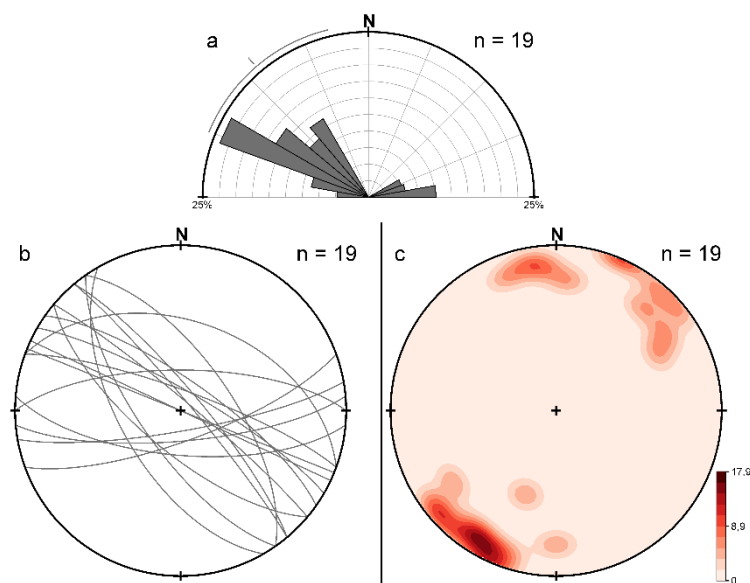


Figura 5.25 – Diagrama de roseta (a) e projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de fracturação (b) e respetivos polos (c) das unidades estratigráficas do Grupo Filito-Quartzítico observados no ponto #1.

Relativamente à clivagem xistenta (S2) foram detetados dois domínios (Fig. 5.26): xistosidade N 30° W pendente para NE cerca de 40° e xistosidade N 50° W com pendores sub-horizontais. Este último domínio de xistosidade está associado a algumas estruturas de crenulação identificadas no perfil observado, não sendo visível nenhuma estrutura dobrada no afloramento em questão.

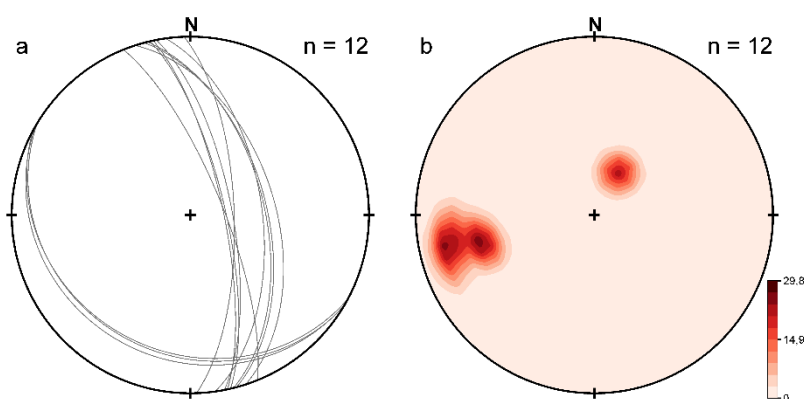


Figura 5.26 – Projção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de clivagem xistenta (S2) (a) e respetivos polos (b) das unidades estratigráficas do Grupo Filito-Quartzítico observados no ponto #1.

Complexo Vulcano Sedimentar

São reconhecidas três famílias de fracturação em cada um dos pontos amostrados para as séries do Complexo Vulcano Sedimentar (CVS; Fig.5. 27).

Nos pontos #5 e #8, relativos às rochas Vulcânicas Ácidas, foi registada uma predominância dos alinhamentos de direção N 60 (± 10)° E, apresentando direções de mergulho sub-verticais. Para a paragem #5 podem ser ainda agrupadas as fraturas com direção N 30 (± 10)° W com uma tendência de mergulho de 60° NE a sub-verticais e fraturas de direção N 65° W com pendores sub-verticais. Para o ponto #8 foram registados alinhamentos com a direção N 10 (± 5)° W pendentes cerca de 75 (± 5)° para SW e alinhamentos de direção E-W registando o seu mergulho para S. O ponto #7 relativo aos xistos da Formação Siliciosa do Paraíso mostram uma direção preferencial dos alinhamentos E – W, com mergulho sub-vertical e alinhamentos de direção N 15° E com mergulhos sub-verticais. São observados também alinhamentos marcados com a direção N 60° W com uma direção de mergulho de aproximadamente 40° NE.

De uma forma geral, as rochas que compõem as séries do CVS encontram-se afetadas por uma clivagem xistenta dominante (S2), bem evidente nas séries observadas nas paragens #5 e #7, não se mostrando tão evidente nas rochas observadas na paragem #8 (Fig. 5.28).

As observações realizadas nos pontos #7 e #8 indicam uma direção preferencial de aproximadamente N 15 (± 10)° W com mergulho de aproximadamente 70° para SW. O ponto #5 mostra uma orientação preferencial N 35° W; no entanto, pendem maioritariamente cerca de 75° para NE. Podem ser reconhecidas estruturas isoclinais, bastante evidentes na paragem #7 com planos de xistosidade de direção N 60° W pendentes para SW, assim como na paragem #5 variações na xistosidade de direção N 15° W pendentes para SW.

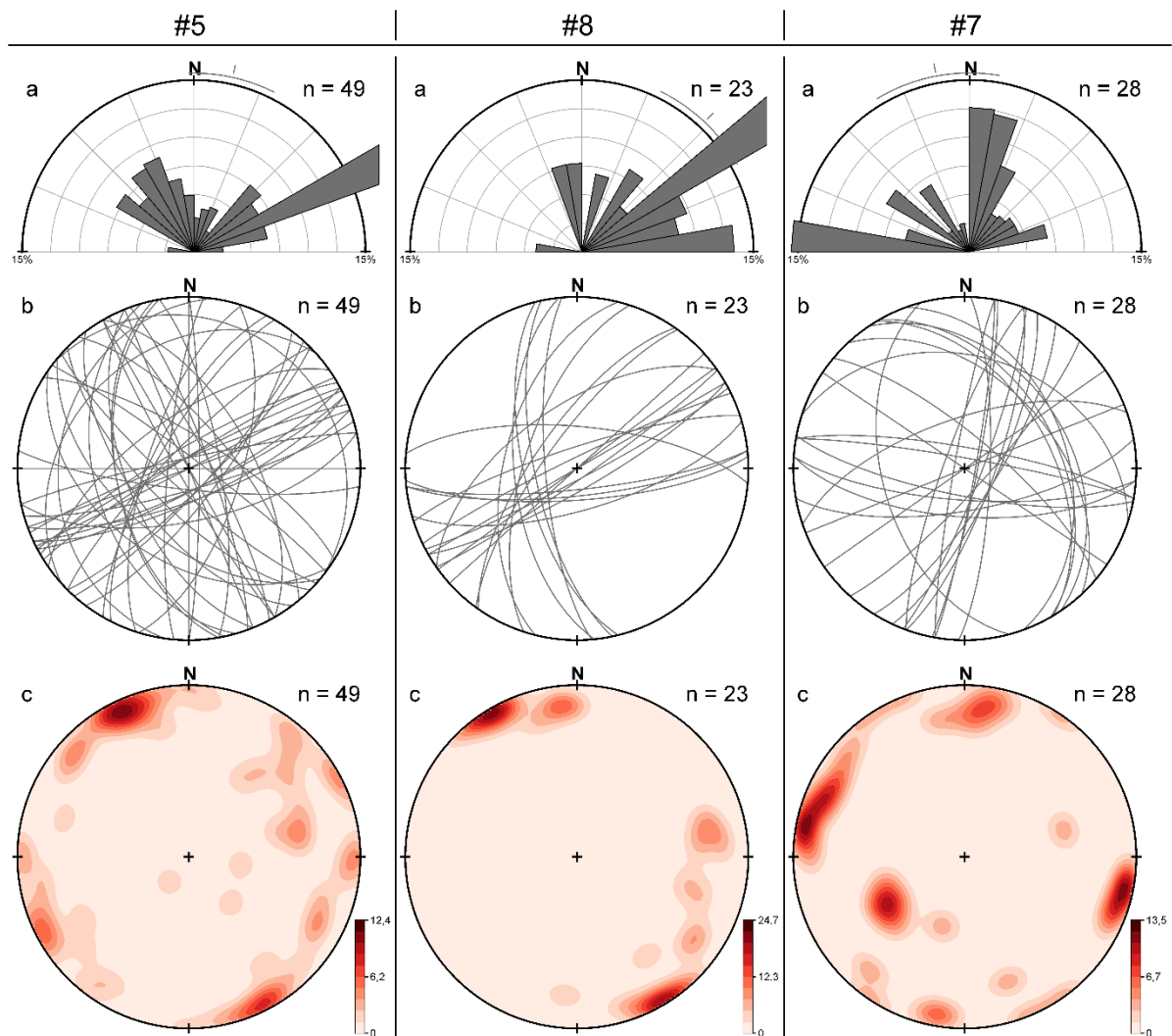


Figura 5.27 - Diagrama de roseta (a) e projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de fracturação (b) e respetivos polos (c) das unidades estratigráficas do Complexo Vulcano Sedimentar relativos às Formações Vulcânicas Ácidas (#5 e #8) e à Formação Siliciosa do Paraíso (#7).

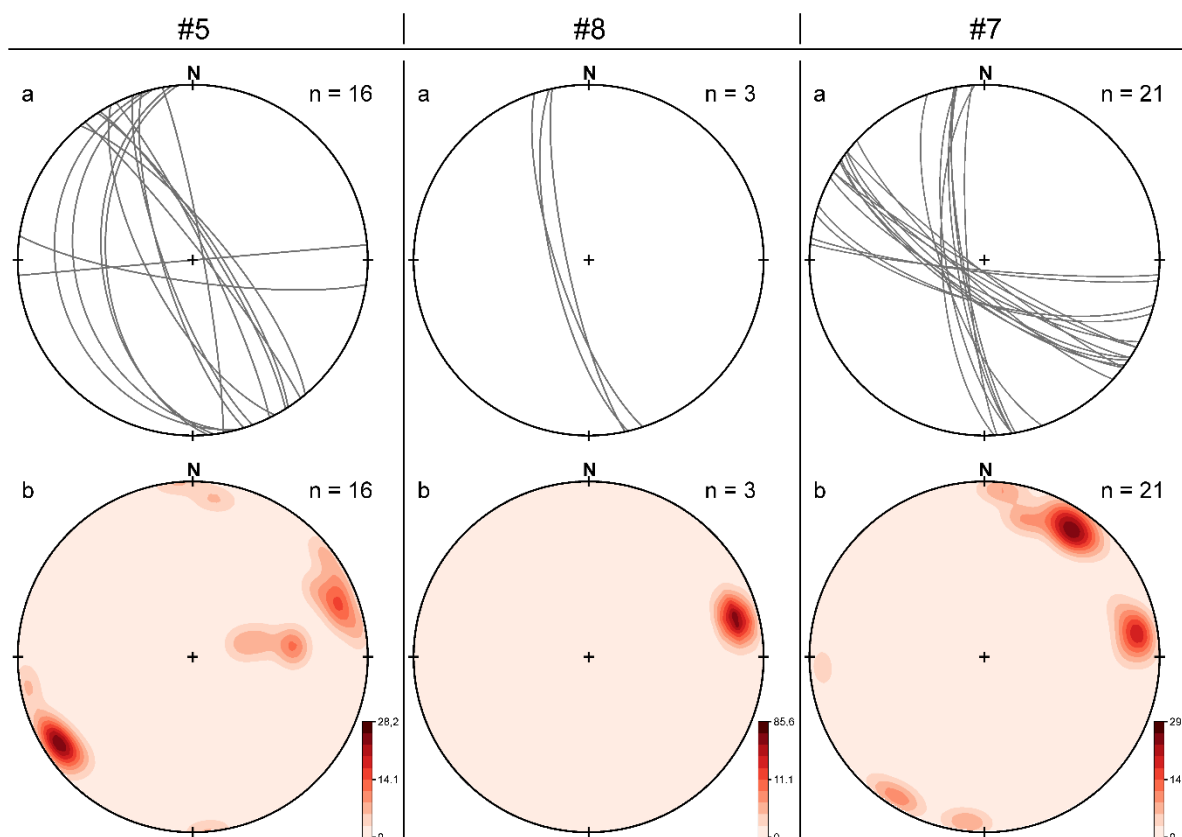


Figura 5.28 - Projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de clivagem xistenta (S2) (a) e respetivos polos (b) das unidades estratigráficas do Complexo Vulcano Sedimentar relativos às Formações Vulcânicas Ácidas (#5 e #8) e à Formação Siliciosa do Paraíso (#7).

Grupo Flysch do Baixo Alentejo

A generalidade da fracturação registada nas séries relativas à Formação de Mértola do Grupo Flysch do Baixo Alentejo (GFBA) pode ser agrupada em dois conjuntos de direcção preferencial dos planos de fracturação com direcções distintas (Fig. 5.29). O primeiro e mais influente caracteriza-se pelo conjunto de alinhamentos NE-SW registados nos três pontos observados. Estes alinhamentos foram identificados na paragem #3 com a direcção $N 30 (\pm 10)^\circ E$, apresentando um mergulho sub-vertical. Na paragem #4 estes alinhamentos expõem uma direcção $N 55 (\pm 10)^\circ E$, exibindo pendores que variam entre $65^\circ NW$ e $80^\circ SE$. A paragem #6, nas imediações de Aljustrel, mostra este conjunto de alinhamentos com a direcção $N 60 (\pm 15)^\circ E$, com mergulho de aproximadamente $60 (\pm 5)^\circ$ para NW.

O segundo grupo apresenta-se mais variável e exibe planos de fracturação geralmente perpendiculares ao plano principal caracterizando-se pela presença de planos de fracturação com direcções aproximadas N – S. Estes planos são observados na paragem #3 por planos direccionados N 10° W, pendentes aproximadamente 70° E e N 40° W, apresentando um mergulho sub-horizontal. A paragem #6 apresenta fracturação com direcção N 20° W e mergulho sub-vertical. No ponto #4 foi identificado um único plano de fracturação, de direcção aproximada N 15° W e direcção de mergulho de 35°, apresentando um rejeito horizontal de aproximadamente 20 cm.

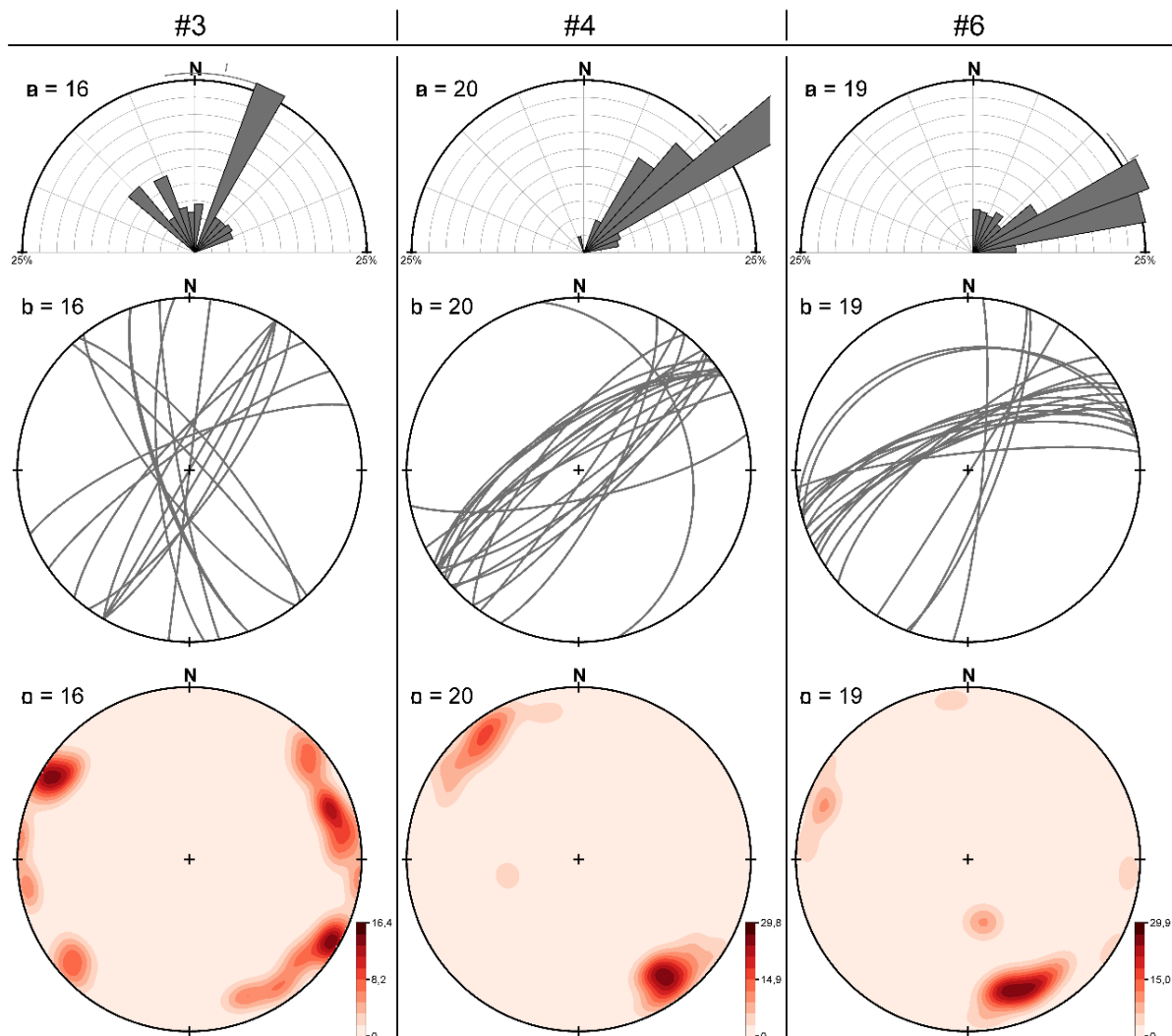


Figura 5.29 – Diagrama de roseta (a) e projecção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de fracturação (b) e respetivos polos (c) das unidades estratigráficas da Formação de Mértola do GFBA observadas nas imediações da povoação de Messejana (#3 e #4) e nas imediações da povoação de Aljustrel (#6).

Os planos da clivagem xistenta (S2) registados para as formações do GFBA mostram direções gerais NW – SE, apresentando variações mais significativas no valor de mergulho nos diferentes pontos observados (Fig. 5.30). Para o ponto #3, os planos de xistosidade mostram direções aproximadas N 70 (± 5)° W, exibindo uma direção de mergulho sub-horizontal, ligeiramente inclinado para NE. Para o ponto #6, a xistosidade apresenta uma inclinação na ordem dos 75 (± 5)° na direção NE, estando o plano de xistosidade orientado N 30 (± 10)° W. O ponto #4 localiza-se próximo de um eixo de dobramento, mostrando uma estrutura sinclinal, exibindo o flanco longo com uma direção de aproximadamente N 75 (± 5)° W, com um mergulho de aproximadamente 40 (± 5)° NE, enquanto que o flanco curto, medido na proximidade do eixo apresenta uma direção N 50 (± 5)° W e um mergulho de aproximadamente 80° NE.

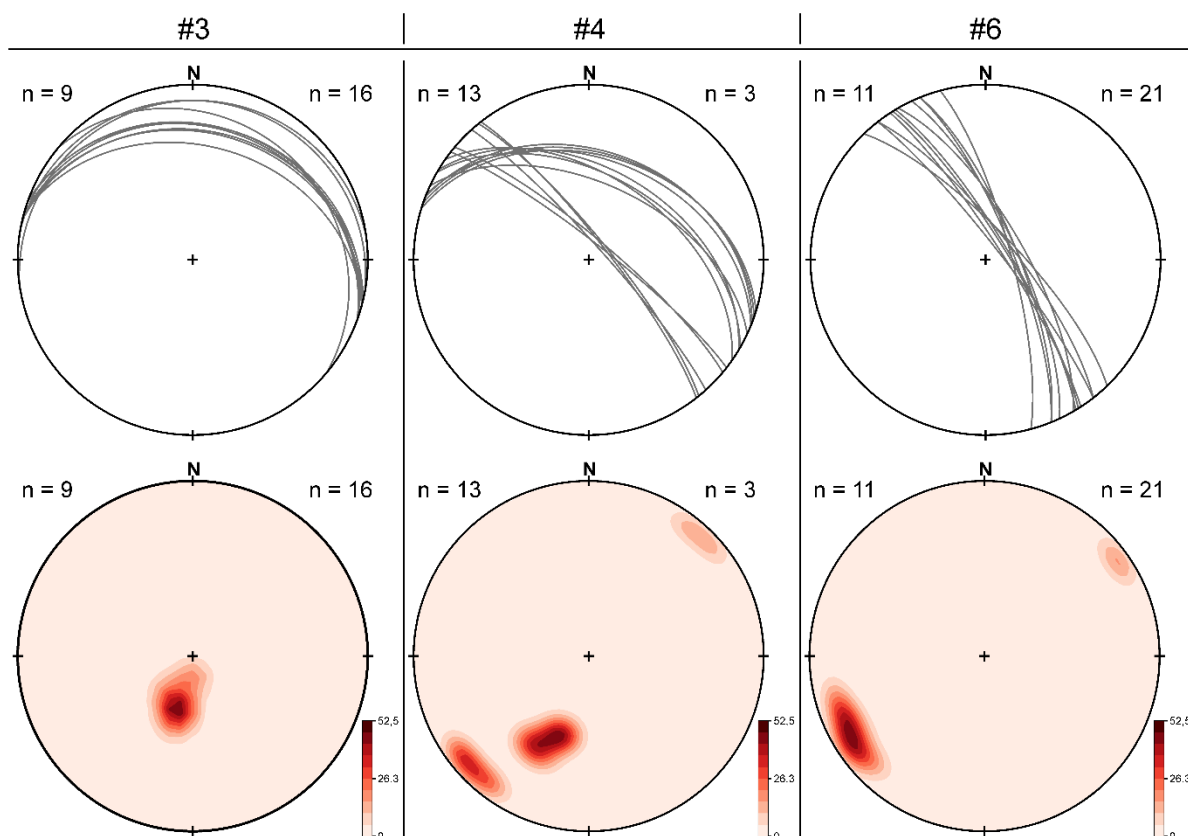


Figura 5.30 - Projeção estereográfica na rede de Schmidt no hemisfério inferior dos planos de clivagem xistenta (S2) (a) e respetivos polos (b) das unidades estratigráficas da Formação de Mértola do GFBA observadas nas imediações da povoação de Messejana (#3 e #4) e nas imediações da povoação de Aljustrel (#6).

Capítulo 6 - Interpretação e discussão dos resultados

6.1. Caracterização dos alinhamentos estruturais

Tal como referido no capítulo anterior, a análise dos alinhamentos do MDE derivado da missão SRTM foi realizada com recurso a filtro de sombra do tipo “*Hillshade*”. Os alinhamentos obtidos através dos dados multiespectrais foram interpretados após a convolução dos dados com uma matriz do tipo “*Prewitt*” e “*Sobel*”. Dada a resolução do ficheiro raster analisado a interpretação dos alinhamentos foi realizada a uma escala 1:100 000.

6.1.1. Alinhamentos estruturais a partir do Modelo Digital de Elevação

Do conjunto dos diferentes filtros criados a partir dos dados altimétricos foram delimitados cerca de 1073 alinhamentos. Para uma correta análise da direção preferencial dos mesmos, os alinhamentos que não exibem uma continuidade retilínea foram fragmentados em 2187 segmentos, apresentando uma continuidade média de aproximadamente 2.3 km (Fig. 6.1b)

De forma geral verifica-se para os alinhamentos interpolados a partir dos dados altimétricos duas direções preferenciais (Fig. 6.1a). A primeira e mais proeminente apresenta cerca de 30% dos alinhamentos apontados numa direção NW-SE; a segunda aponta direções aproximadas entre NNE-SSW e NE-SW.

A análise individual de cada filtro criado a partir do MDE, para a generalidade da área de estudo (Figs. 6.2 a 6.5), permite identificar diferentes direções preferenciais de acordo com o filtro aplicado, estando a informação sintetizada na tabela 6.1.

A partir do filtro “*Hillshade 90°*” foram detetados 185 alinhamentos com um comprimento que varia entre os 3 e os 6 km (Fig. 6.2a), podendo os mais evidentes atingir comprimentos de 15 km. À escala analisada os alinhamentos mais longos apontam direções aproximadas NW-SE. Pela análise da direção de cada segmento (Fig. 6.2c) verifica-se uma tendência destes alinhamentos em duas direções distintas. A primeira aponta direções azimutais de aproximadamente 50°; a segunda varia entre os 310° e os 330° (Fig. 6.2b).

Para o filtro “*Hilshade 45°*” foram assinalados cerca de 375 alinhamentos com um comprimento médio de 4,8 km, apresentando no máximo um comprimento de 10 km, marcados numa direção WNW-ESSE (Fig. 6.3a). Cada secção na qual estes alinhamentos foi dividida apresenta um comprimento médio de cerca de 2 km (Fig. 6.3c), nunca superiores a 7,5 km. De forma geral, os alinhamentos interpretados a partir deste filtro apresentam uma direção preferencial que varia entre os 300° e os 310° (Fig. 6.2b).

Os alinhamentos interpretados a partir do filtro “*Hillshade 0°*” mostram-se em duas direções preferenciais distintas (Fig. 6.4a). A primeira varia entre as direções azimutais de 30° e 50°; a segunda apresenta uma direção preferencial de cerca de 325° (Fig. 6.4b). No geral, os 279 alinhamentos interpretados para este filtro apresentam um comprimento médio de 4,5 km e cada segmento retilíneo em que foi dividido apresenta um comprimento médio de cerca de 2 km (Fig. 6.4c).

A partir do filtro “*Hillshade 315°*” foram vetorizados 235 alinhamentos, com um comprimento médio de 5 km, divididos em segmentos de 2,6 km (Fig. 6.5a, c). Nestes são observadas duas orientações preferenciais. A primeira mostra variações entre as direções azimutais 40° a 60°; a segunda, menos marcada, apresenta direções azimutais de aproximadamente 285° (Fig. 6.5b).

Tabela 6.1 – Estatísticas descritivas relativas à direção dos alinhamentos para cada filtro aplicado aos dados SRTM.

		Hillshade 90°	Hillshade 45°	Hillshade 0°	Hillshade 315°
N		300.00	857.00	581.00	449.00
Média		92.79 2.77*	112.61 1.24*	84.45 2.49*	74.26 2.14*
Moda		49.40	135.00	26.57	18.44
Desvio Padrão		47.97	36.17	60.06	45.29
Percentis	25	49.82	99.66	28.91	39.87
	50	112.44	120.14	53.53	62.68
	75	133.26	135.00	143.97	103.73
Mínimo		0.00	0.56	0.00	0.74
Máximo		175.03	180.00	180.00	180.00

Erro padrão*

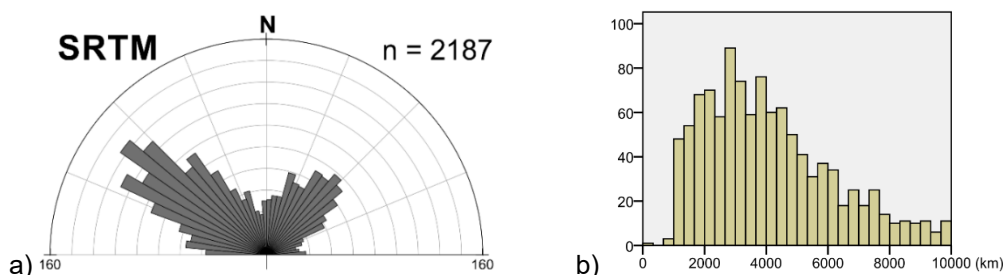


Figura 6.1 – Diagrama de roseta com a frequência relativa da direção dos alinhamentos medidos a partir dos dados SRTM (a) e comprimento relativo de cada secção analisada.

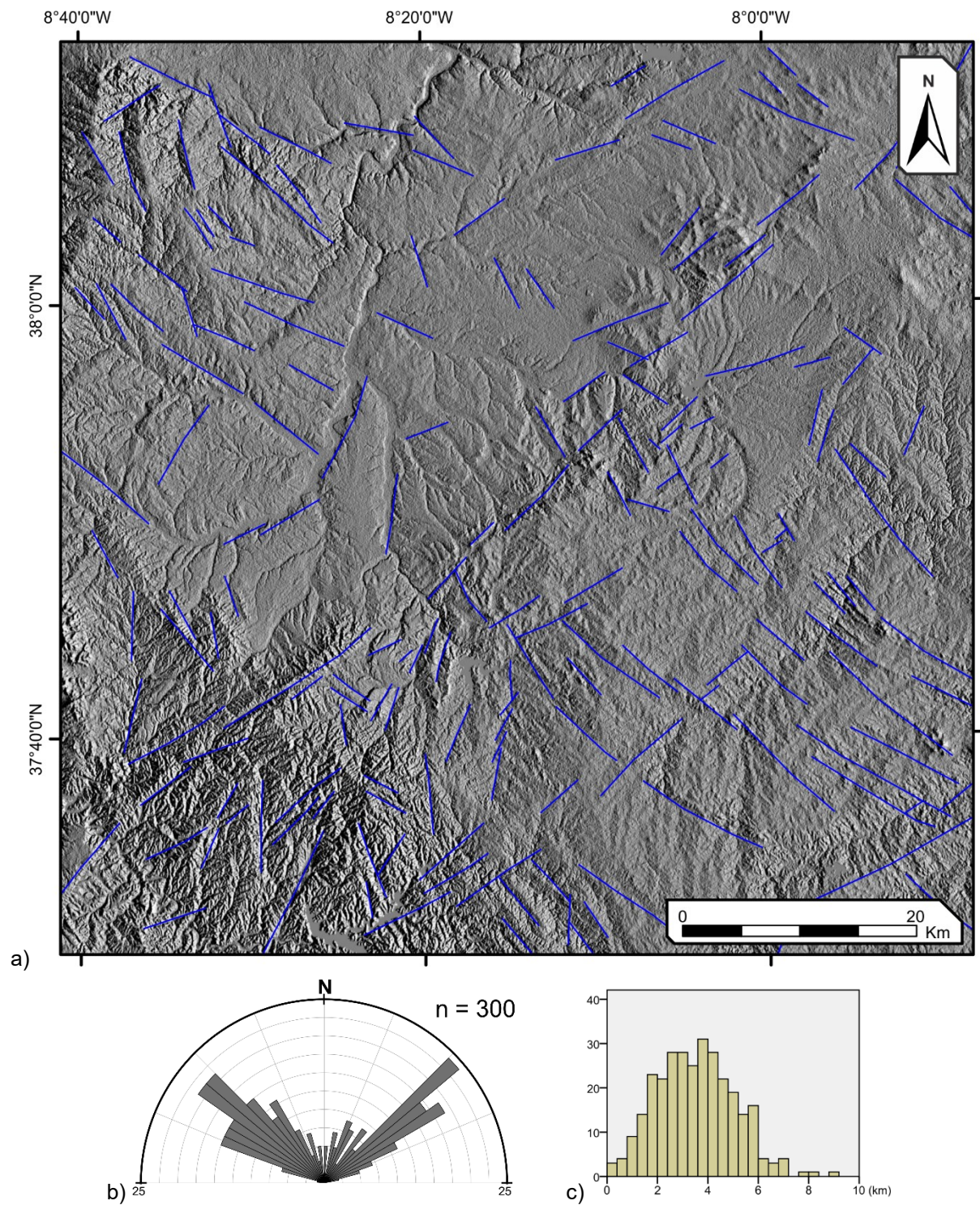


Figura 6.2 – Padrão de distribuição (a) frequência relativa à direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro “Hillshade 90”.

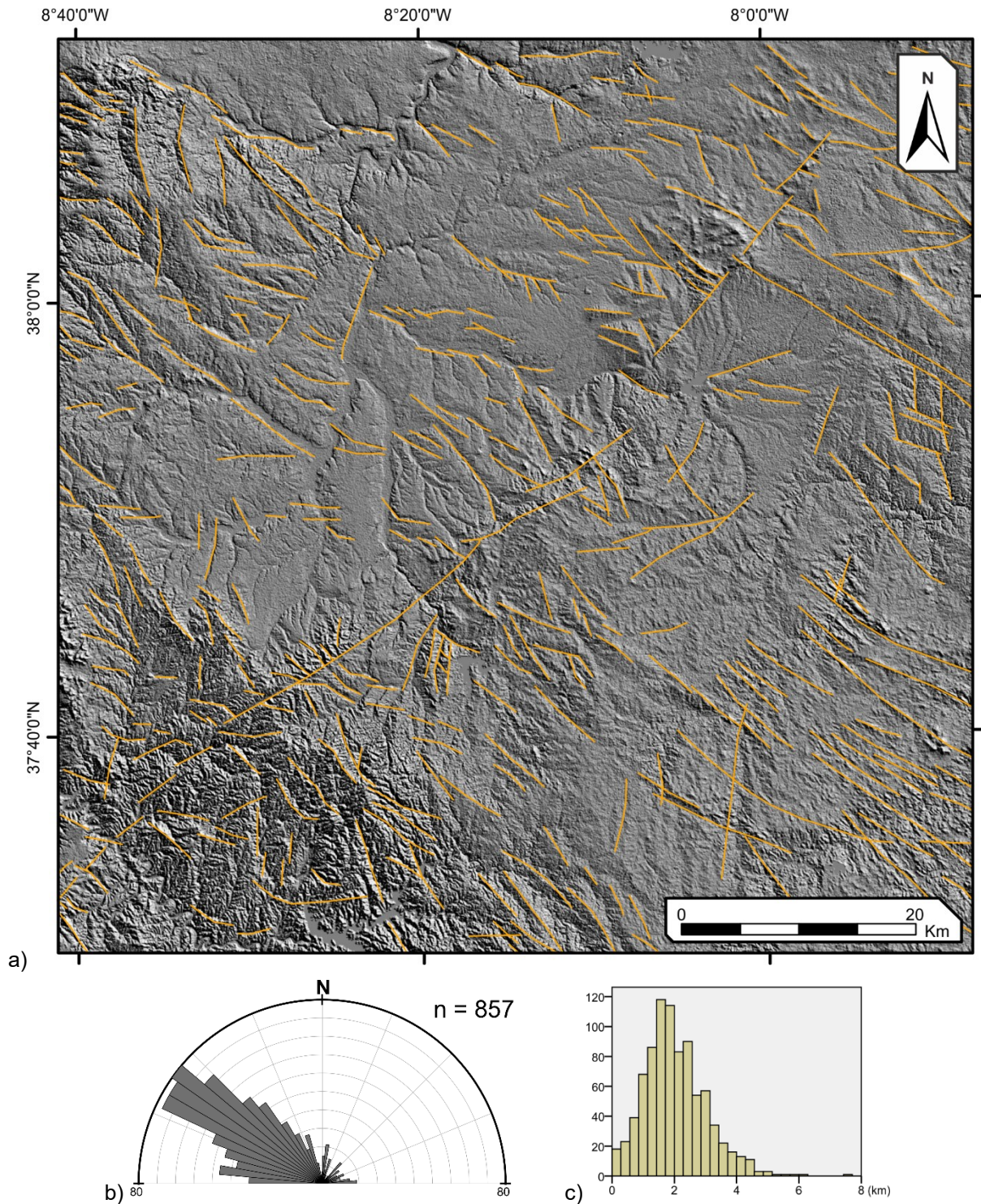


Figura 6.3 – Padrão de distribuição (a) frequência relativa à direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro “Hillshade 45”.

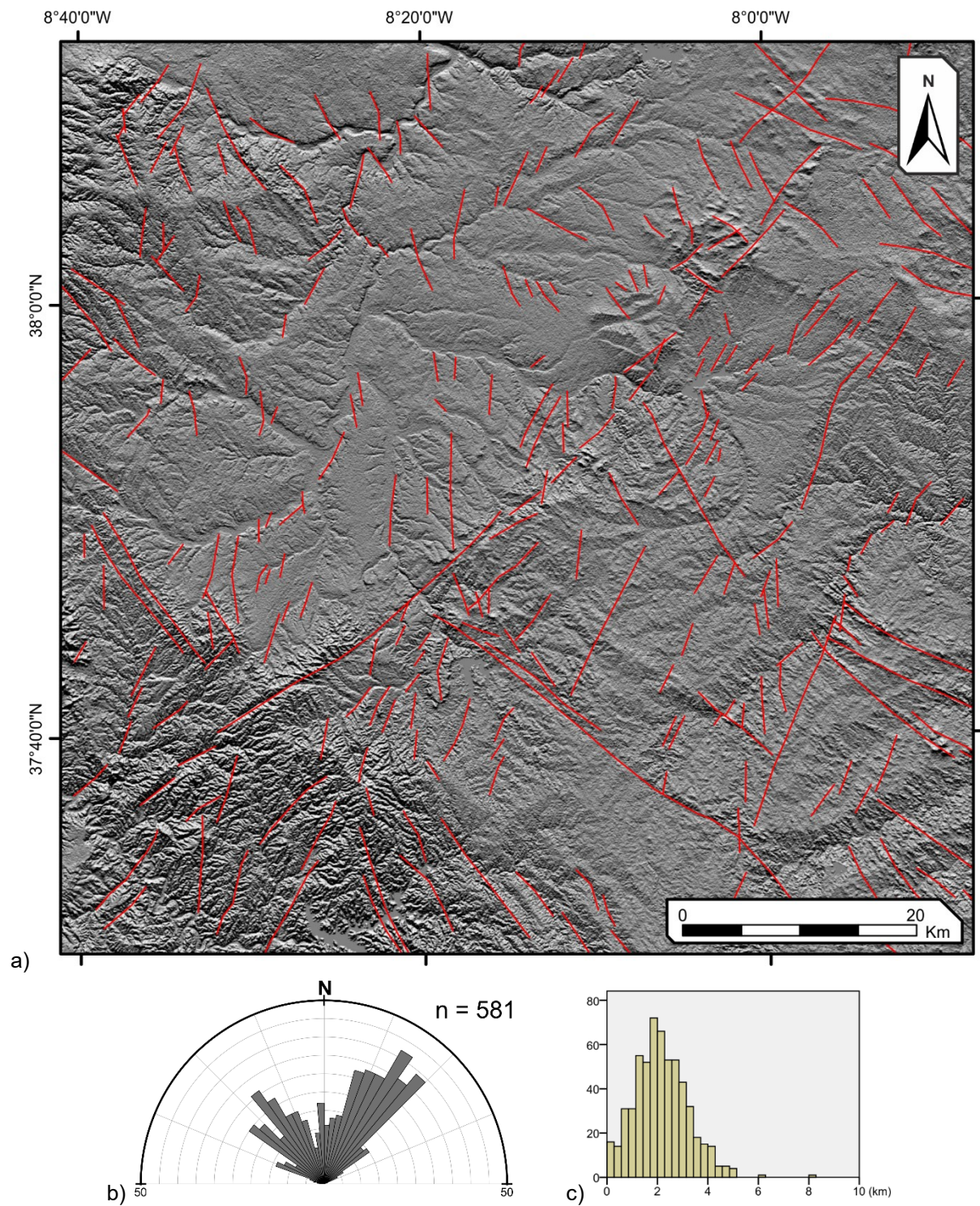


Figura 6.4 - Padrão de distribuição (a) frequência relativa à direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro "Hillshade 0°".

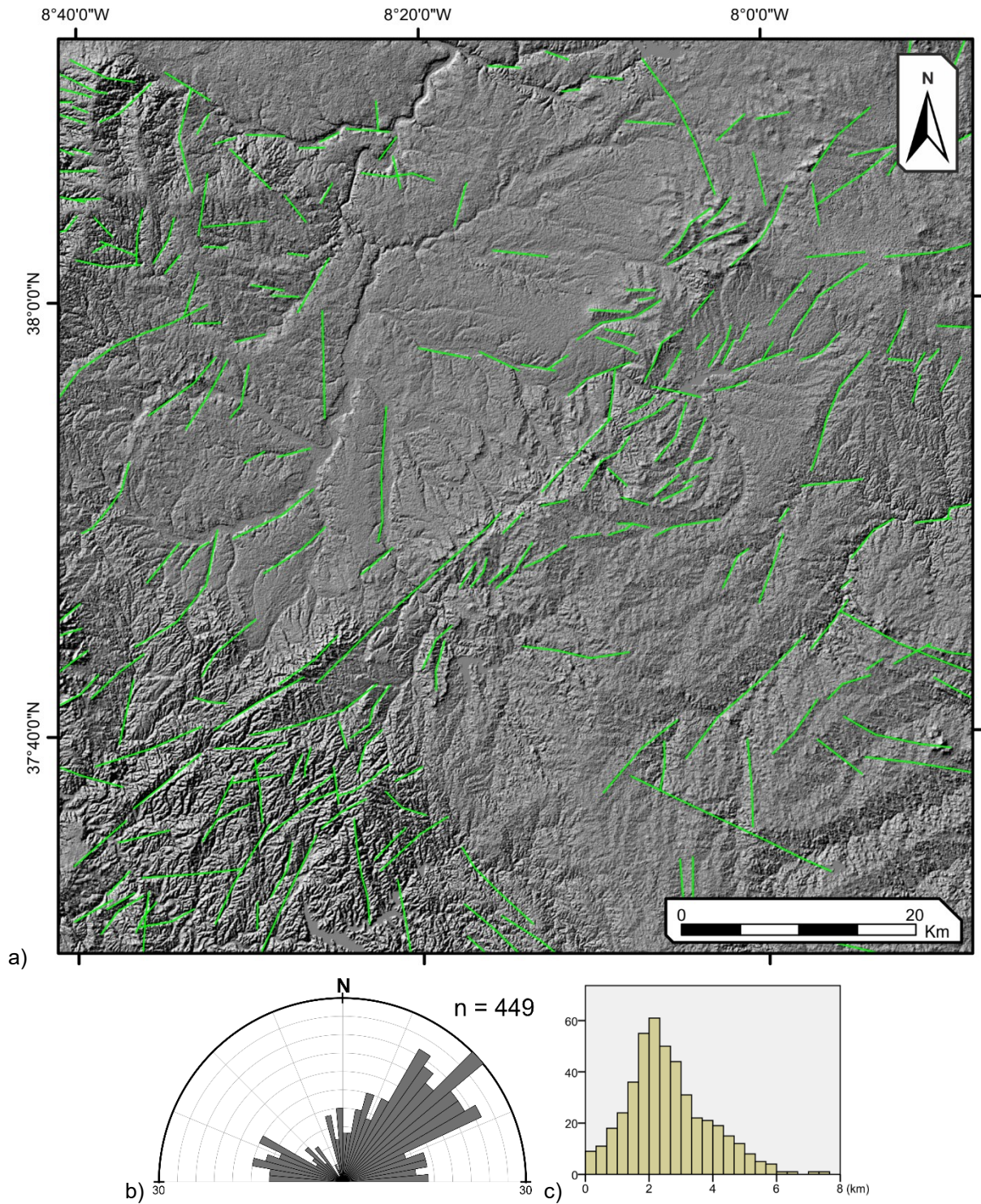


Figura 6.5 - Padrão de distribuição (a) frequência relativa à direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do filtro "Hillshade 315°".

6.1.2. Alinhamentos estruturais a partir dos filtros multiespectrais

O conjunto dos diferentes filtros criados a partir dos dados multiespectrais permitiu a identificação de 1732 alinhamentos segmentados em 4759 secções retilíneas com um comprimento médio de 2,1 km (Tab. 6.2; Fig. 6.6b).

Ao contrário dos dados derivados do MDE, os alinhamentos interpretados a partir dos dados multiespectrais apresentam três famílias distintas. A primeira, e mais marcante no conjunto de filtros aplicados, com cerca de 30% dos alinhamentos analisados, revela direções E–W. A segunda, menos proeminente e agrupando cerca de 25% do número de alinhamentos, revela direções estimadas NW-SE. Por fim, a última família, com apenas 15% dos alinhamentos, revela direções estimadas com uma atitude NE-SW (Fig. 6.6a).

Tal como nos filtros aplicados ao MDE, foram analisadas as diferenças relativas a cada filtro aplicado aos dados multiespectrais, representadas na tabela 6.2.

Numa primeira análise, verifica-se que os filtros direcionais aplicados nas direções NE–SW e NW–SE permitiram identificar um maior número de alinhamentos, podendo ser confirmadas semelhanças entre os dois tipos (Figs. 6.8 e 6.10). Em ambos os casos foram reconhecidos cerca de 350 alinhamentos, com uma secção média que varia entre os 5 e os 6 km, podendo atingir os 18 km. Estes alinhamentos foram segmentados em secções retilíneas que, em média, apresentam um comprimento de 2 km, e que permitiram o agrupamento em três famílias distintas. A mais evidente apresenta uma direção preferencial em valores azimutais de 273°; a segunda e terceira famílias apresentam uma distribuição homogénea em direções azimutais de 50° e 300°, respetivamente.

Para os restantes filtros não são tão evidentes tais similaridades, apesar dos alinhamentos evidenciados com a aplicação dos filtros de direção E–W e N–S apresentarem um comprimento médio que varia entre os 7 e 8 km, num máximo de 20 km, e ambos terem sido seccionados em segmentos com aproximadamente 2 km. Os dados obtidos pela aplicação do filtro E–W permite a identificação de três grupos de alinhamentos bem marcados, indicando direções azimutais de 300°, 44° e 90° (Fig. 6.7). Para os dados obtidos através da aplicação de filtros de direção N–S são reconhecidos apenas dois grupos de alinhamentos: o primeiro apresenta-se com uma direção azimutal que varia entre os 290° e os 300°; o segundo apresenta direções médias entre 45° e 50° (Fig. 6.9).

Tabela 6.2 – Estatísticas descritivas relativas à direção dos alinhamentos para cada filtro aplicado aos dados multiespectrais Landsat 8.

	Filtro LS8 E-W	Filtro LS8 NE-SW	Filtro LS8 N-S	Filtro LS8 NW-SE
N	964	1431	676	1688
Média	89.85 1.46*	89.9 1.21*	98.75 1.86*	92.52 1.06*
Desvio Padrão	45.2	45.78	48.43	43.51
Moda	90	90	135	90
Percentis	25	44.46	50.19	49.86
	50	100.07	93.58	115.97
	75	122.61	124.7	135
				Erro padrão*

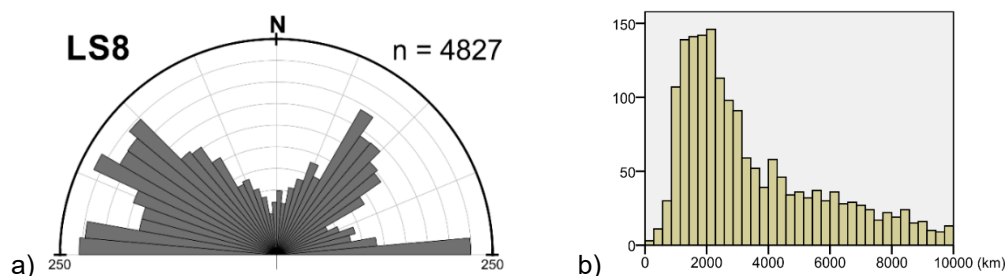


Figura 6.6 – Diagrama de roseta com a frequência relativa da direção dos alinhamentos medidos a partir dos dados multiespectrais Landsat 8 (a) e comprimento relativo de cada secção analisada (b).

Embora sejam mais evidentes os alinhamentos analisados a partir dos dados multiespectrais em relação aos dados altimétricos, a partir de uma análise estatística básica destaca-se um padrão de distribuição idêntico em ambos os conjuntos de dados. Em ambos os casos, os alinhamentos identificados apresentam uma extensão média que varia entre os 4 e 8 km, e apresentam as mesmas tendências no padrão de direção, estando estas de acordo com os modelos de fracturação descritos para a Zona Sul Portuguesa no geral.

Contudo, a análise dos alinhamentos estruturais a partir dos dados altimétricos após a aplicação do filtro “*Hillshade*” apresenta um carácter tendencioso. Para cada direção da fonte luminosa apenas são identificados alinhamentos que mostrem uma relação geométrica com o filtro aplicado. Apesar de terem sido analisadas quatro direções principais (N-S, E-W, NW-SW, NE-SW), estas não se revelam suficientes para uma completa cobertura da área abrangida. Outro fator importante prende-se com as características morfológicas do terreno, isto é, para zonas com relevos pouco acentuados, a aplicação do filtro “*Hillshade*” apresenta certas limitações, não estando os alinhamentos tão demarcados como em zonas onde existam grandes variações no declive do terreno.

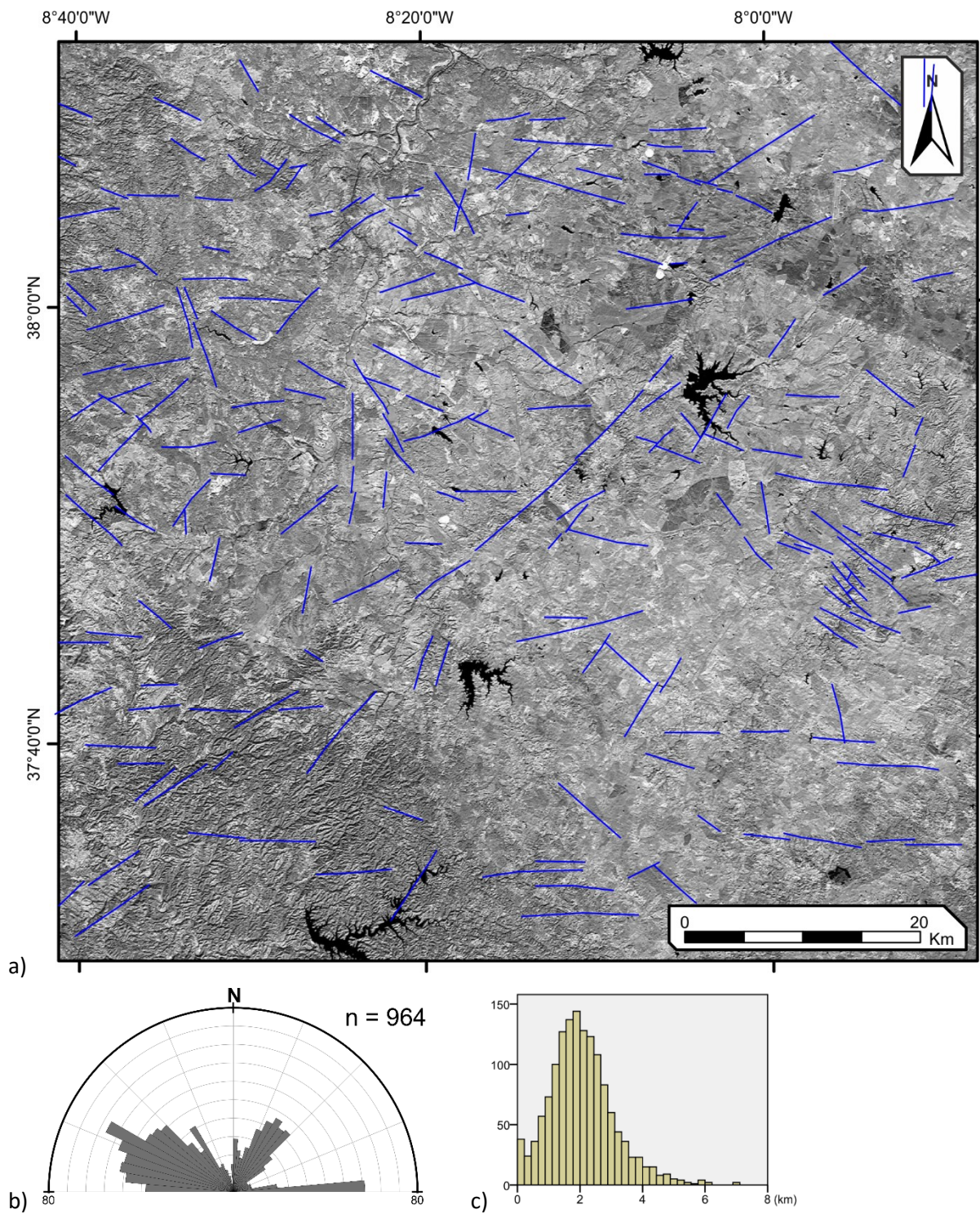


Figura 6.7 - Padrão de distribuição (a) frequência relativa da direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros "Prewitt" e "Sobel" de direção E – W.

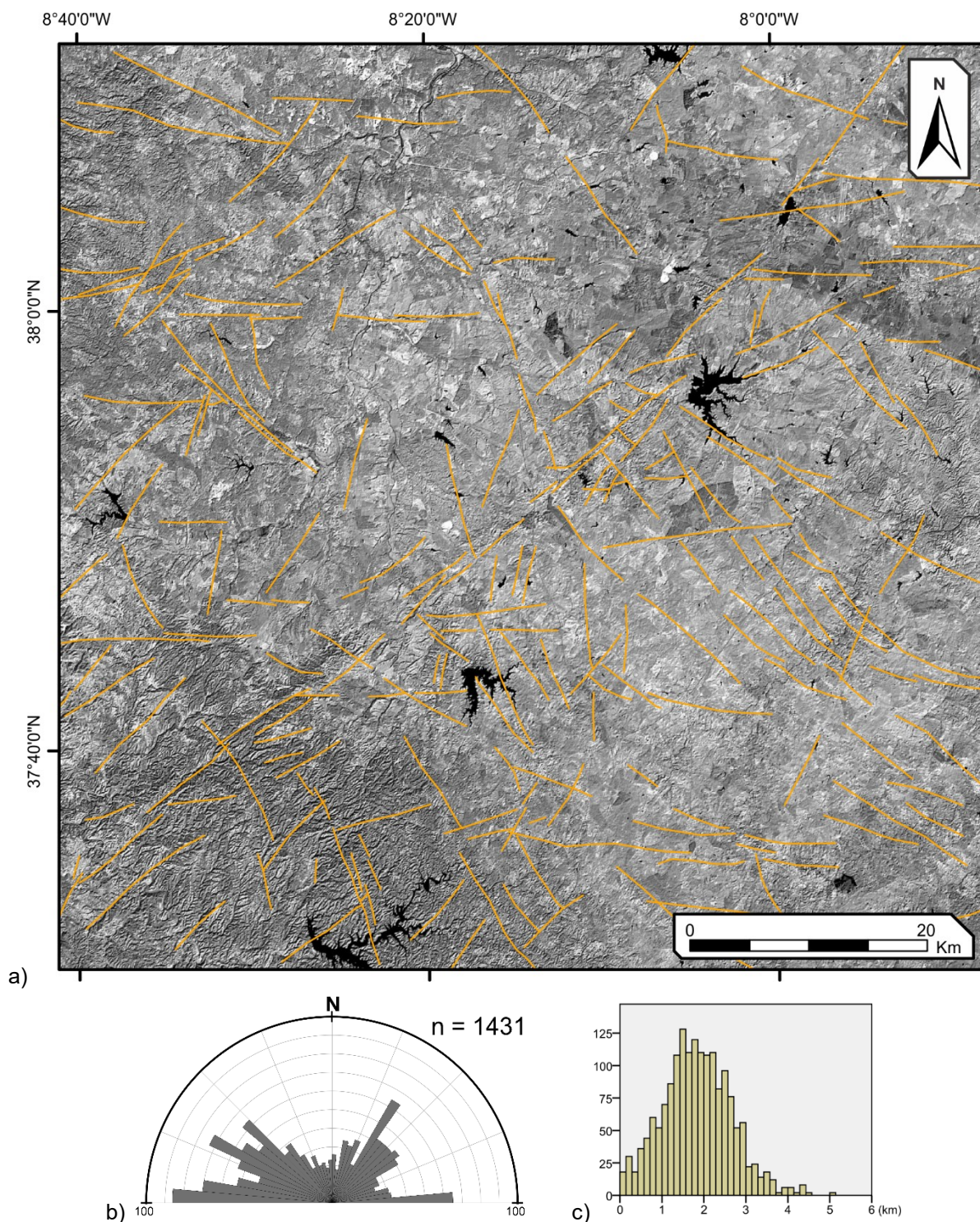


Figura 6.8 – Padrão de distribuição (a) frequência relativa da direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros “Prewitt” e “Sobel” de direção NE – SW.

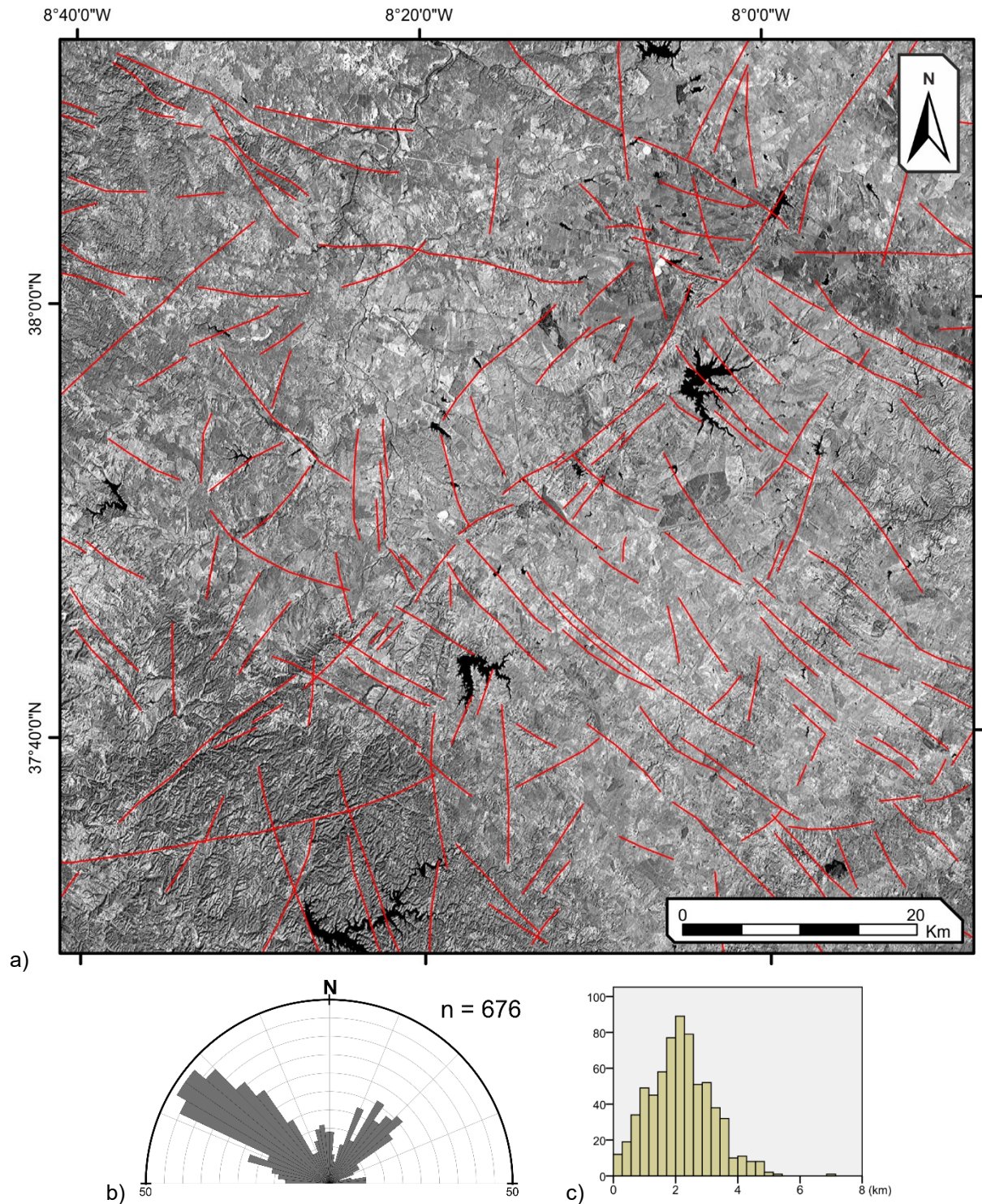


Figura 6.9 - Padrão de distribuição (a) frequência relativa da direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros "Prewitt" e "Sobel" de direção N – S.

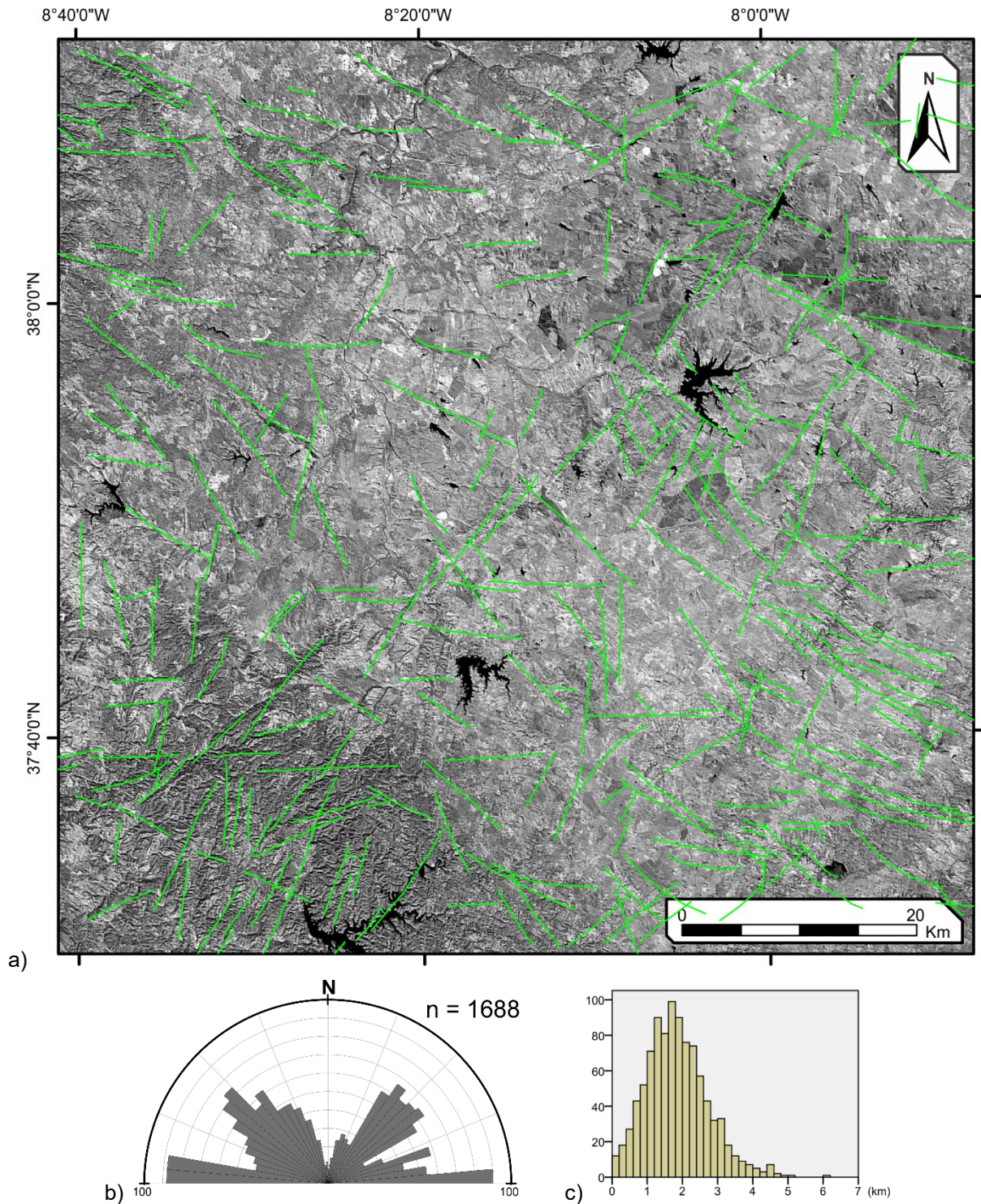


Figura 6.10 - Padrão de distribuição (a) frequência relativa da direção (b) e distribuição do comprimento medido para cada secção (c) dos diferentes alinhamentos obtidos a partir do conjunto de filtros "Prewitt" e "Sobel" de direção NW – SE.

6.2. Delimitação dos domínios geológicos

Dadas as suas características, os três primeiros eixos fatoriais da ACP foram agrupados numa imagem RGB composta, o que permite dispor numa única imagem e em simultâneo dos três ficheiros raster, atribuindo à banda Vermelha, Verde e Azul os rasters correspondentes ao segundo eixo fatorial, primeiro eixo fatorial e terceiro eixo fatorial, respetivamente.

Esta combinação evidenciou claramente a existência de diferentes padrões que, quando confrontados com a carta geológica, revelam uma forte relação entre os diferentes domínios geológicos propostos para a Zona Sul Portuguesa. Da relação entre os diferentes padrões assinalados e através da análise das diferentes imagens RGB compostas anteriormente referidas, foram delimitadas diferentes zonas (Fig. 6.11), de forma a estabelecer uma diferenciação da análise estatística para cada zona assinalada. Assim sendo, com tons rosados, ocupando parte da zona central da área de estudo, são marcadas as séries sedimentares da Bacia do Sado, correspondente à zona I. Os setores E e SW são dominados por zonas montanhosas, com maiores declives, e mais afetadas pela presença de vegetação. No entanto, enquadram-se nos domínios definidos pelas séries do Grupo Flysch do Baixo Alentejo, nomeadamente a formação de Mértola e parte da Formação de Mira, que estão assinaladas pela zona II. Na região SE surge uma faixa de tonalidade violácea, estando bem enquadrada com as séries da Faixa Piritosa Ibérica, nomeadamente parte do Complexo Vulcano-Sedimentar autóctone e a Formação de Mira. É bastante evidente a presença de alinhamentos de direção NW–SE nesta zona, podendo parte destes alinhamentos estar associados às antiformas que marcam a tectónica regional. A zona NW da área de estudo é uma região problemática, dada a influência da vegetação. Contudo, pela análise da cartografia existente ela partilha características similares com parte do Complexo Vulcano Sedimentar autóctone e parte do Grupo Flysch do Baixo Alentejo, pelo que foi enquadrada na zona III. A norte do domínio anterior surge uma zona marcada por tonalidades violáceas e esverdeadas, em parte assimilável aos domínios do Complexo Vulcano Sedimentar alóctone, designados pela zona IV. Assinalado pela perda de tonalidades arroxeadas e dominância dos tons esverdeados pode ser assimilado o domínio da Antiforma do Pulo do Lobo, aqui referida na zona V. A norte da área de estudo podem ser identificadas com uma tonalidade verde mais intensa parte do Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches e do Maciço de Beja (Zona VI). Sobreposto a estas unidades surgem com tonalidades mais esbatidas séries associadas a rochas intrusivas hercínias, integradas no Domínio da Zona de Ossa Morena, caracterizada na zona VII.

Quer a zona I, composta pelas séries sedimentares Cenozoicas da Bacia do Sado, quer a última zona integrada na Zona de Ossa Morena, não se enquadram no objetivo deste estudo; no entanto, elas são aqui consideradas. A primeira por ter um controlo estrutural, que se relaciona em parte com as séries paleozoicas da Zona Sul Portuguesa; a segunda por apresentar algumas similaridades com as direções preferenciais dos alinhamentos estruturais.

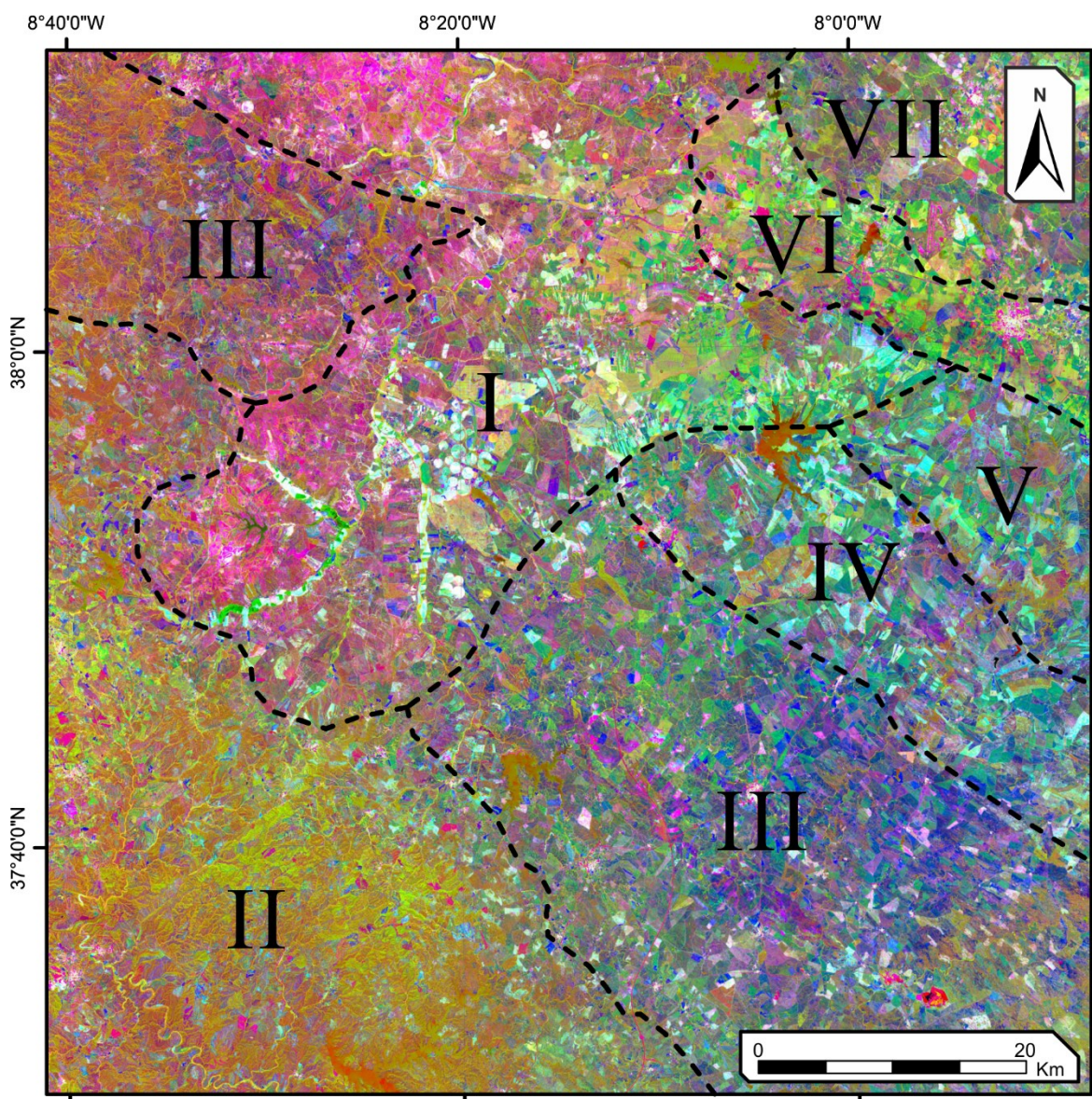


Figura 6.11 – Domínios definidos através da análise de imagens multiespectrais sobrepostas à composição colorida com base nos três primeiros eixos fatoriais R:F2 G:F1 B:F3; I) Bacia do Sado; II) GFBA; III) CVS alóctone e Formação de Mira; IV) CVS autóctone; V) AFPL; VI) COBA e Maciço de Beja; VIII) rochas hercínias intrusivas da ZOM.

6.3. Caracterização estrutural

A integração entre os alinhamentos estruturais interpretados com as diferentes zonas diferenciadas pela ACP permitiu realizar uma caracterização da influência que o conjunto de alinhamentos tem em cada domínio da Zona Sul Portuguesa, estando a informação descrita de seguida e sintetizada na tabela 6.3.

Tabela 6.3 – Estatística básica relativa às direções preferenciais dos alinhamentos estruturais identificados para cada zona definida pela ACP.

		I	II	III	IV	V	VI	VII
N	Válido	2101	1397	1982	663	227	339	305
Média		90.58 1.06*	86.06 1.32*	98.04 0.99*	97.16 1.72*	104.16 3.02*	89.83 2.25*	84.75 2.41*
Desvio Padrão		48.72	49.40	43.87	44.30	45.52	41.38	42.17
Percentil	25	46.04	43.89	63.35	50.44	81.63	53.70	41.09
	50	95.95	82.06	107.67	112.54	118.12	94.09	91.75
	75	128.43	131.31	129.99	133.21	135.57	117.18	116.17
Erro padrão*								

Verifica-se, assim, para a zona II, composta maioritariamente pelas séries do GFBA, uma dominância das famílias de alinhamentos de orientação NE–SW e NW–SE (Fig. 6.13a), com algumas ocorrências próximas de direções E–W. Verifica-se, para este grupo de alinhamentos, que as direções NE–SW estão de acordo com algumas estruturas geológicas evidenciadas pela cartografia, a diferentes escalas (1:500 000, 1:200 000), nomeadamente a Falha da Messejana (Fig. 6.12), notando-se a interseção destes alinhamentos a cortar alinhamentos de direção NW-SE. Estes apresentam direções azimutais na ordem dos 335° a sul do mesmo acidente, enquanto para norte apontam direções na ordem dos 310°. Do conjunto de alinhamentos marcados neste domínio nota-se uma tendência na delimitação das unidades da Baía do Sado, de acordo com as orientações preferenciais desses alinhamentos.

Para as zonas III e IV, correspondentes às séries basais do GFBA e ao CVS, verifica-se uma grande intensidade de alinhamentos de direção NW-SE (Fig. 6.13b, c), com espaçamentos regulares que variam entre os 5 e os 10 km. Muitos deles coincidem com os acidentes descritos na cartografia geológica, acompanhando as direções das principais antiformas que compõem estes domínios, quer na zona norte, quer na zona sul da área de estudo. No entanto, outros tantos alinhamentos a E destes acidentes não apresentam qualquer conotação com estruturas assinaladas na cartografia local; no entanto, apresentam-se bastante similares

aos descritos anteriormente. De forma geral, os alinhamentos de direção NW-SE são interrompidos por alinhamentos de direção NWN-SSE. Este facto está de acordo com os dados relativos aos diferentes tipos de fraturação para a ZSP associada às etapas de deformação D_{1a} e D_{1b} (Silva *et al.*, 1990; Soriano & Casas, 2002) descritas no capítulo 4 deste trabalho (Fig. 4.15).

Pela sua localização, as observações realizadas no campo enquadram-se nas séries definidas por estes dois domínios (Capítulo 5.4.2). Numa primeira análise, verifica-se uma forte relação entre as direções das macroestruturas observadas em afloramento, evidenciadas pela existência de fraturas ou falhamento. Quer os dados de campo, quer a análise dos alinhamentos estruturais estão assinalados por direções médias NW – SE e WNW – ESE, exibindo direções preferenciais em muito similares aos alinhamentos estruturais. Nas observações de campo também são reconhecíveis direções de fraturação com uma atitude aproximadamente N–S, muitas vezes associadas aos planos de foliação S_2 . Notam-se, a partir dos alinhamentos estruturais, algumas direções semelhantes, o que permite deduzir que grande parte dos alinhamentos estruturais interpretados, quer a partir dos dados multiespectrais, quer a partir dos dados altimétricos, proporcionam uma caracterização relativamente aproximada dos aspetos estruturais que caracterizam a tectónica regional.

A zona V, que compreende parte das unidades definidas na Antiforma do Pulo do Lobo, apresenta alinhamentos com uma atitude proeminente entre as direções WNW-ESE e NW–SE (Fig. 6.13d). Estes alinhamentos são concordantes com as direções de deformação definidas em Silva *et al.* (1990) para a segunda etapa de deformação verificada para os domínios alóctones da Zona Sul Portuguesa. Apresentam-se em espaçamentos regulares com cerca de 4 km de intervalo, com a maior densidade de pontos no contacto entre esta unidade e as sequências Ofiolíticas de Beja-Acebuches (Fig. 6.12). De um modo geral, são verificadas estruturas lineares de direção NE-SW que, pela sua orientação, se calcula que estejam associados a processos pós-variscos.

A zona VI, correspondente às sequências Ofiolíticas de Beja-Acebuches e ao Maciço de Évora, evidencia duas direções preferencias nos alinhamentos analisados, e de certa maneira concordantes com as principais estruturas assinaladas na cartografia geológica. A primeira indica direções NE – SW (Fig. 6.13e), que aparentam ser integradas no conjunto de alinhamentos que compõem a Falha da Messejana. A segunda família de alinhamentos aparenta direções aproximadas E-W, aparentando uma ligeira flexão destes alinhamentos para WNW – ESE na secção a ocidental do acidente da Messejana (Fig. 6.12).

Para a zona VII não é reconhecível uma distribuição concreta nas direções dos principais alinhamentos. No entanto, pode ser averiguada a continuação dos lineamentos associados a estruturas pós-variscas, assinaladas pelas direções NE-SW (Fig. 6.14b). Podem ser

identificadas neste domínio outras lineações de orientação WNW–ESSE que, em parte, podem estar relacionadas com a fraturação típica de rochas intrusivas como diaclasamento, ou podem mesmo mostrar sinais de deformação pós-varisca.

Por fim, os alinhamentos estruturais evidenciados pela zona I, correspondentes às unidades da Bacia Cenozoica do Sado, apresentam-se sob a forma de três grupos distintos com direções NE–SW, WNW–ESE e NW–SE (Fig. 6.14a). Nota-se uma influência dos alinhamentos característicos da ZSP, verificando-se um confinamento da bacia, normalmente limitada por estruturas lineares. Confirma-se, por vezes, a continuidade de alinhamentos dos domínios da ZSP para o interior da bacia (Fig. 6.12).

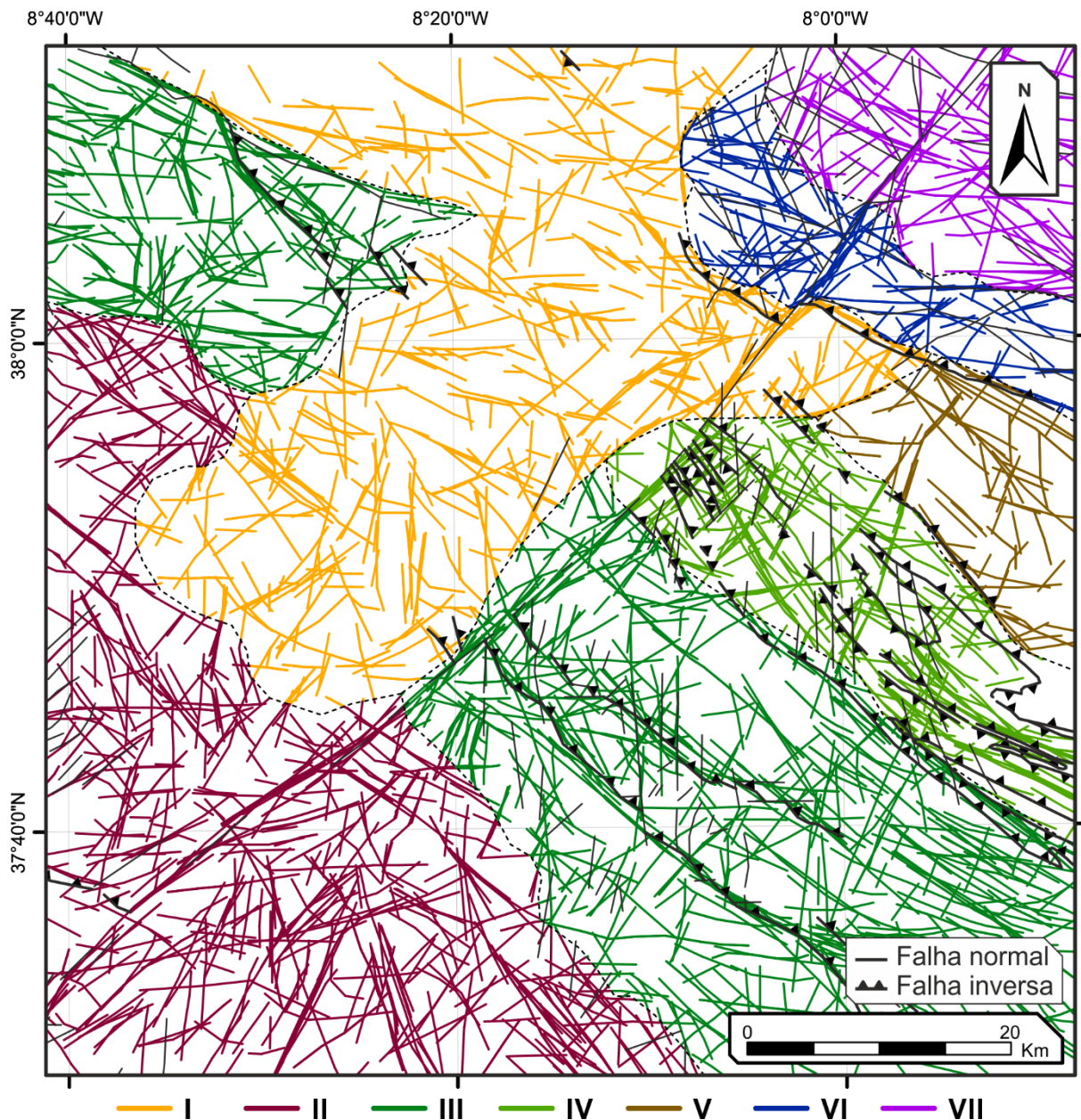


Figura 6.12 – Carta de alinhamentos estruturais associados a cada zona identificada pela ACP.

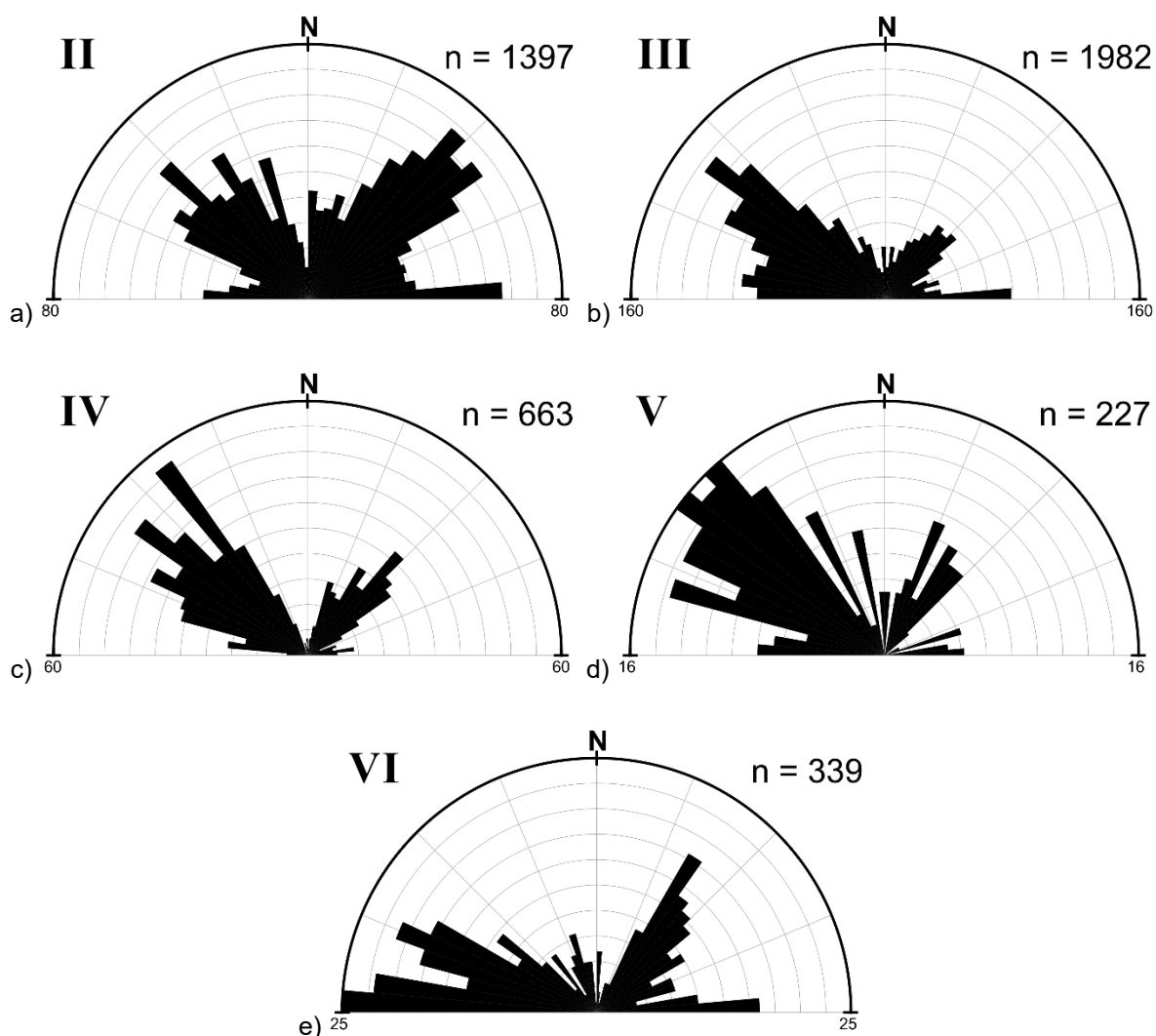


Figura 6.13 - Diagramas de roseta com direções preferenciais para os alinhamentos identificados para a Zona Sul Portuguesa na: zona II, relativa às unidades do GFBA (Formação de Mértola) (a); Zona III, correspondentes às unidades basais do GFBA (Formação de Mira) e parte do CVS alóctone (b); Zona IV, relativa a parte do CVS autóctone (c); Zona V, correspondente aos domínios da AFPL (d); Zona VI, correspondente às unidades do COBA e Maciço de Évora.

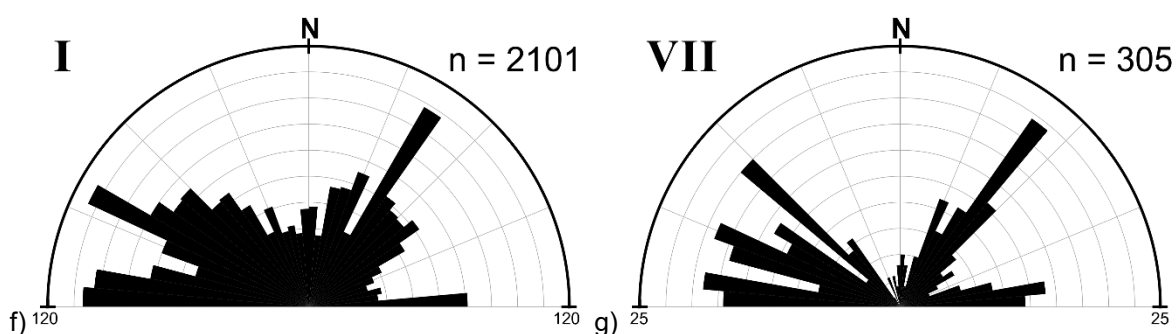


Figura 6.14 - Diagramas de roseta com direções preferenciais para os alinhamentos identificados para a Bacia do Sado (a) e para as rochas intrusivas hercínias (b).

Da análise da densidade dos alinhamentos estruturais identificados no presente estudo (Fig. 6.15a), verifica-se, de uma forma geral, uma excelente correlação entre aqueles e as estruturas descritas na cartografia geológica publicada (Fig. 6.15b, c). No entanto, alguns desses alinhamentos não são cobertos pela cartografia geológica existente. Uma abordagem a uma escala mais detalhada, complementada por trabalho de campo, seria um passo interessante para o aprofundamento do conhecimento acerca da geologia da Zona Sul Portuguesa.

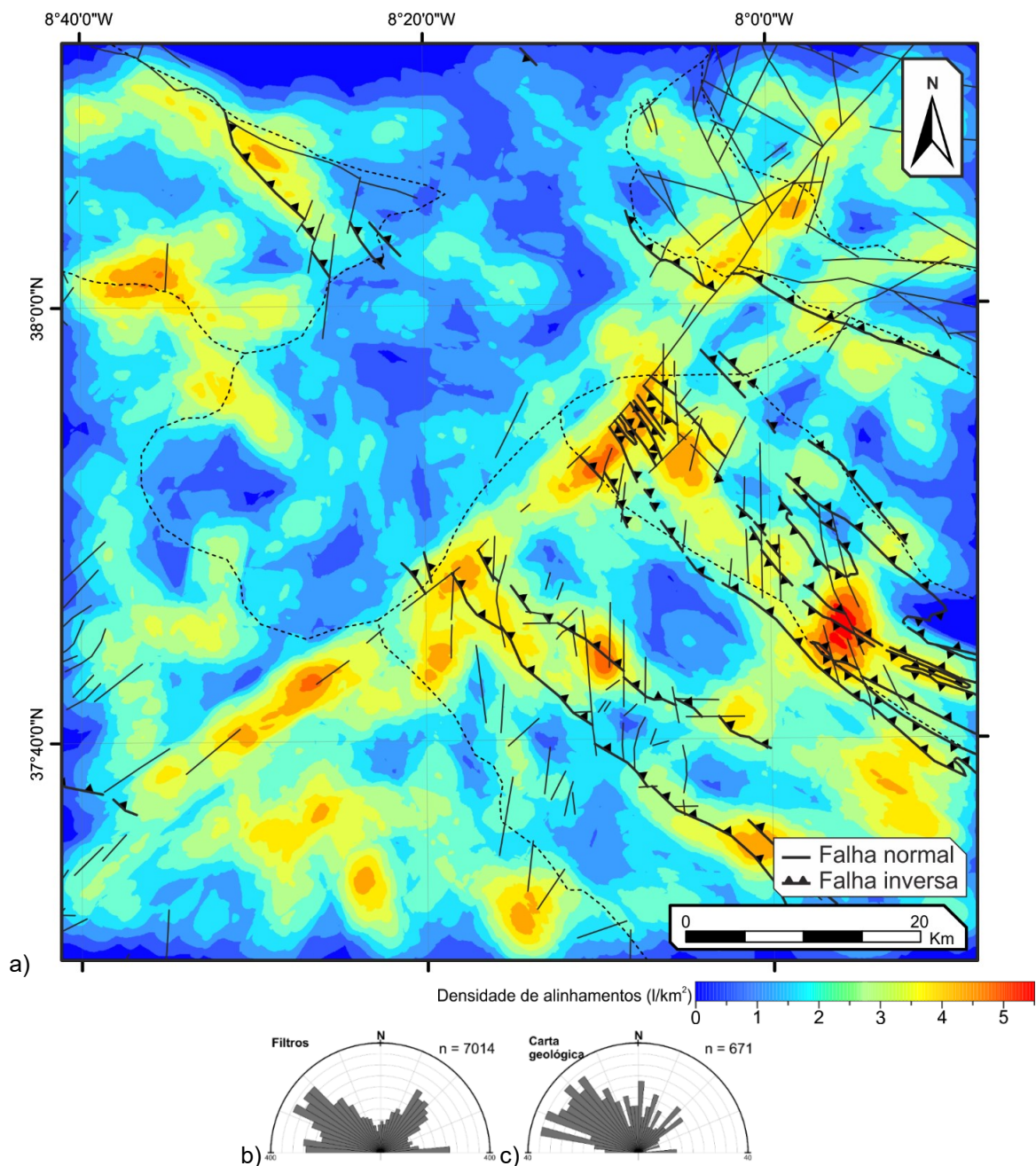


Figura 6.15 – Carta de densidade de alinhamentos estruturais à escala aproximada de 1:500 000 (a); diagrama de roseta para o total de alinhamentos identificados na área de estudo (b); diagrama de roseta representando as estruturas identificadas na cartografia geológica (c).

Capítulo 7 - Considerações finais

Neste capítulo apresentam-se as principais conclusões obtidas com o estudo realizado (em 1.1), bem as implicações daí decorrentes em matéria de atividades inerentes à exploração de hidrocarbonetos (em 2.2).

7.1. Conclusões

No presente estudo procedeu-se à caracterização tectónica e estrutural da Zona Sul Portuguesa com recurso a ferramentas de Detecção Remota. Os resultados obtidos permitiram elaborar um conjunto de conclusões que, de seguida, se discriminam em detalhe:

- quer a caracterização do MDE, quer a análise de dados multiespectrais permitem um estudo relativamente preciso na interpretação de alinhamentos estruturais;
- da análise da distribuição do erro em cada um dos MDE, os dados derivados da missão SRTM são os que mais se adequam à caracterização de alinhamentos estruturais;
- a interpretação dos alinhamentos a partir dos dados SRTM foi realizada em três etapas principais: a construção do MDE, a aplicação de filtros direcionais do tipo Hillshade e a interpretação e vectorização dos alinhamentos estruturais evidenciados em cada filtro criado;
- o conjunto de dados multiespectrais derivados da missão Landsat 8 adquiridos em maio de 2014 permitem uma melhor caracterização dos dados da superfície terrestre, quer pelo ângulo de elevação do Sol em relação ao equador, quer pela distribuição da vegetação na área de estudo;
- a interpretação dos alinhamentos com base dos dados multiespectrais Landsat 8 pode ser feita em quatro etapas: o pré-processamento das imagens, em que foram aplicadas as correções atmosféricas; o processamento dos dados, em que foram convertidos os valores digitais de cada pixel em valores de radiância e reflexão; a convolução dos dados através de filtros do tipo “Prewitt” e “Sobel”; a interpretação visual e a vectorização dos alinhamentos estruturais;
- a aplicação dos filtros do tipo “Prewitt” evidencia direções de alinhamentos mais proeminentes; contudo, não demonstra grandes variações no contraste da imagem;
- a aplicação dos filtros do tipo “Sobel” é um excelente marcador para as estruturas lineares; no entanto, são perdidos detalhes importantes na caracterização geomorfológica da área analisada;

- para uma interpretação visual dos alinhamentos estruturas com base nos dados multiespectrais, a relação entre os dois filtros anteriormente referidos em conjunto com o rácio entre bandas são a combinação que melhor evidencia as direções preferencias dos alinhamentos estruturais segundo a direção do filtro aplicado;
- a aplicação de técnicas como a análise em imagens RGB compostas permitem uma análise a pequenas variações na litologia, tendo em conta a resolução da imagem;
- a caracterização em ACP não permite diferenciar diferentes litótipos; no entanto, são assinaladas grandes variações por diferentes padrões;
- a relação entre as imagens RGB compostas e a ACP permite uma interpretação com alguma acuidade dos principais domínios geoestruturais definidos para a ZSP;
- da análise dos alinhamentos estruturais interpretados do MDT e dos dados multiespectrais podem ser verificadas direções preferenciais que estão de acordo com as principais direções definidas para a ZSP.

Em conclusão, a aplicação de técnicas de Deteção Remota na análise e caracterização de alinhamentos estruturais revela-se uma ferramenta bastante útil enquanto uma das primeiras etapas na cartografia estrutural de uma região.

7.2. Implicações

A extração de alinhamentos estruturais através de técnicas de Detecção Remota e a análise das suas orientações preferenciais apresentam uma diversidade de aplicações na vertente dos recursos geológicos.

Aplicada ao ramo dos recursos energéticos, mais propriamente à indústria dos hidrocarbonetos, os alinhamentos estruturais de superfície são usados como guias para o contorno estrutural de locais que mostrem evidências de hidrocarbonetos (e.g. *oil seeps* ativos), permitindo a cartografia de fácies, assim como a delimitação de áreas cuja permeabilidade foi incrementada devido à fracturação existente. A tendência das suas orientações preferenciais auxilia na escolha de locais para campanhas sísmicas e na seleção de alvos para exploração.

Maioritariamente, os *oil seeps* tendem a ser encontrados exatamente nos locais onde surgem alinhamentos estruturais, o que torna o estudo dos alinhamentos estruturais de superfície uma ferramenta da maior importância para delimitar as localizações preliminares das áreas de interesse antes da aplicação de técnicas mais sofisticadas.

O estudo dos alinhamentos estruturais possui outros campos de ação importantes para a indústria extrativa de hidrocarbonetos não convencionais. Percebendo a orientação das estruturas à superfície é possível inferir o seu comportamento em profundidade e planejar uma campanha de fracturação hidráulica adequada à situação.

Outro ponto importante da análise de alinhamentos incide no estudo de campos de tensão. Através das orientações analisadas nas estruturas deformadas torna-se possível compreender as forças que levaram à sua deformação.

Referências bibliográficas

- ADLER-GOLDEN, S. M., MATTHEW, M. W., BERNSTEIN, L. S., LEVINE, R. Y., BERK, A., RICHTSMEIER, S. C., ACHARYA, P. K., ANDERSON, G. P., FELDE, G., GARDNER, J., HIKE, M., JEONG, L. S., PUKALL, B., MELLO, J., RATKOWSKI, A., & BURKE, H. -H. (1999). Atmospheric correction for shortwave spectral imagery based on MODTRAN4. *SPIE Proc. Imaging Spectrometry*, 3753, pp. 61-69;
- ARAÚJO, A. & RIBEIRO, A. (1997). Estrutura dos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena, in Araújo, A. & Pereira, M. F. (Eds.), *Estudos da Geologia de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de homenagem ao Professor Francisco Gonçalves, Évora, Portugal, pp. 169 – 182;
- AZOR, A.; RUBATTO, D.; SIMANCAS, J. F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; MARTÍN PARRA, L. M. & MATAS, J. (2008). Rheic Ocean ophiolitic remnants in Southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics* 27, TC5006;
- AZPIROZ, M. D. & FÉRNADEZ, C. (2005). Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics*, Vol. 24, TC3010, pp. 1 – 19;
- BOLACHA, E. & DIAS, R. (2013). Evolução estrutural da Zona Sul Portuguesa através da modelação análoga: implicações das irregularidades na topografia oceânica. *Geodinâmica e Tectónica global; a importância da Cartografia Geológica*, Livro de actas da 9ª Conferência Anual do GGET-SGP, pp. 93 – 96;
- BOOGARD, M. van den (1967). *Geology of the Pomarao region (Southern Portugal)*. PhD Thesis, Amsterdam, Univ. Amesterdam, 110 p.;
- BRAID, J. A. (2010). *The dynamics of Allochthonous Terranes in the Pangean Suture Zone of Southern Iberia*. Ph.D. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 308 pp.;
- BUTLER, R. W. H. & MAZZOLI, S. (2006). Styles of continental contraction: A review and introduction, in Mazzoli, S. & Butler, R. W. H. (Eds.), *Styles of Continental Contraction*, The Geological Society of America Special Paper 414, pp. 1 – 10;
- CAMPBELL, J. B. & WINNE, R. H. (2011). *Introduction to Remote Sensing*, 5th ed. The Guilford Press;
- CARIDE de LIÑAN (1994). Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, na escala 1/1 000 000, 1ª edição;
- CARVALHO, D. BARRIGA, F. J. A. S. & MUNHÁ, J. (1999). Bimodal siliciclastic systems: The case of the Iberian Pyrite Belt, in Barrie, C. T. & Hannington, M. D. (Eds.), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, Reviews in Economic Geology*, Vol. 8, Society of Economic Geologists, pp. 375 – 408;
- CARVALHO, D.; CORREIA, M. & INVERNO C. (1976). Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo. *Memórias e Notícias do Museu e Laboratório Mineralógico da Faculdade de Ciências de Coimbra* 82, pp. 145 – 169;
- CARVALHO, P. & FERREIRA, A. (1995). Geologia de Neves-Corvo: Estado Actual do Conhecimento, in “*II Simpósio de Sulfuretos Polimetálicos da Faixa Piritosa Ibérica, Évora*”;
- CHAVEZ, P.S.; JR.; BERLIN, G.L. & SOWERS, L.B. (1982). Statistical method for selecting Landsat MSS ratios. *Journal of Applied Photographic Engineering*, 8(1), pp. 23-30;
- COCKS, L. R. M., & FORTEY, R. A. (1982). Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *Journal of the Geological Society*, 139(4), 465–478;
- COOPER, M. (2007). Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review, in Ries, A. C.; Butler, R. W. H & Graham, R. H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*. Geological Society, London, Special Publications, 272, pp. 447 – 472;
- DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J. & KLUTH, C. F. (2012). *Structural Geology of Rocks and Regions*, 3rd ed. John Wiley & Sons, Inc.;

- DAVIS, D.; SUPPE, J.; DAHLEN, F. A. (1983). Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B2, pp 1153 – 1172;
- DEBELMAS, J., & MASCLE, G. (tradução de GAMA PEREIRA) (2002). As grandes estruturas geológicas. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.
- DELAUNAY, B. (1934). *Sur la sphère vide*, *Izvestia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Matematicheskikh i Estestvennykh Nauk*, 7:793–800;
- DEMEK, J. (1972). *Manual of detailed geomorphological mapping*. Academia, Prague;
- DG TERRITÓRIO (2015). *Cartografia e Geodesia*. URL: <http://www.dgterritorio.pt/>, acessado em 18 Novembro, 2014;
- DIAS, R. & MARQUES, A. (2012). Geração automática de Curvas de Nível para a Carta Militar, série M888, escala 1:25000, uma abordagem possível, in “*Boletim do Instituto Geográfico do Exército*” Nº 74, pp. 37 – 41;
- DUBINSKA, E.; BYLINA, P.; KOZLOWSKI, A.; DÖRR, W.; NEJBERT, K.; SCHASTOK, J. & KULICKI, C. (2004). U-Pb dating of serpentization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chemical Geology* 203, 183 – 203;
- ELACHI, C. (1987). *Introduction to the Physics and Technology of Remote Sensing*. Wiley, New York;
- ENGEL, W. & FRANKE, W. (1983). Flysch sedimentation: its relations to tectonism in the European Variscides, in Martin, H. & Eder, F. W. (Eds.), *Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt of Namibia*. Springer, Berlin, pp. 289 – 321;
- ERSDAC (2005). *ASTER GDEM*. URL: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>, acessado em 18 Janeiro, 2015;
- EVANS, I., (1981). General geomorphometry, in Goudie, A. (Ed.), *Geomorphological techniques*, British Geomorphological Research Group, London, Allen & Unwin, pp. 31–37;
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; de PABLO MACIÁ, J. G. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, (1), pp. 411 – 431;
- FARR, T.G. & KOBRICK, M. (2000). Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *American Geophysical Union Eos*, v. 81, p. 583-585;
- FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D. & ALSDORI, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 4, pp. 1 – 33;
- FONSECA, P. E. (1995). *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvão-Viana do Alentejo*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 325 p.;
- FONSECA, P. E. (1997). Domínios Meridionais de Zona de Ossa-Morena e Limites com a Zona Sul Portuguesa: Metamorfismo de alta Pressão relacionado com a Sutura Varisca Ibérica, in Araújo, A. A. & Pereira, M. F. (Eds.), *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) (Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves)*, pp. 133 – 168, Univ. Évora;
- FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; PEDRO, J.; ROSAS, F.; MOITA, P.; ARAÚJO, A.; & LEAL, N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ophioliti* 24 (2), 259 – 268;
- FONSECA, P.; & RIBEIRO, A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol Rundsch* 82, 440 – 447;
- FOSSON, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York;
- FRANKE, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179(1), 35–61;
- FRANKE, W. (2006). The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. Geological Society, London, Memoirs, 32(1), 333–343;
- FRANKE, W., MATTE, P., & TAIT, J. (2004). Variscan orogeny. *Encyclopedia of Geology*, 75–85.
- GHOSH, S. K. (1993). *Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments*, 1st ed. Pergamon Press;

- GIBBONS, W. & MORENO, T. (2002). *The Geology of Spain*. The Geological Society of London, pp. 1 – 649;
- GLACKIN, D. L. (2014). Remote Sensing, Physics and Techniques, in Njoku, E. G. (Ed.), *Encyclopedia of Remote Sensing*, pp. 691 – 701;
- GOFFEY, G. P.; CRAIG, J.; NEEDHAM, T. & SCOTT, R. (2010). Fold-thrust belts: overlooked provinces or justifiably avoided?, in Goffey, G. P.; Craig, J.; Needham, T. & Scott, R. (Eds.), *Hydrocarbons in Contractional Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 348, pp. 1 – 6;
- GOLONKA, J. & GAWEDA, A. (2012). Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic, in Sharkov, E. (Ed.), *Tectonics – Recent Advances*;
- GONZALEZ-CLAVIJO, E.; OSWIN, W. M.; FERRER, A. & FERNANDEZ-GRANOTTI, J. (1994). Esquema estructural de un sector de la zona Sur-portuguesa al este de las minas de Rio Tinto. *Bol. Geol. Minero* 105, pp. 225 – 235;
- HAHN, T.; KRONER, U. & MELZER, P. (2010). Lower Carboniferous synorogenic sedimentation in the Saxo-Thuringian Basin and the adjacent Allochthonous domain, in Linnemann, U. & Romer, R. L. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen*, Schweizerbart, Stuttgart, pp. 171 – 192;
- HILLS, E. S. (1972). *Elements of Structural Geology*, 2nd ed. Chapman and Hall Ltd & Science Paperbacks;
- IGeoE – Instituto Geográfico do Exército (2013). URL: <https://www.igeoe.pt/index.php?id=1>, accedido em 25 Maio, 2015;
- ISHIMARU, A. (1991). *Electromagnetic Wave Propagation, Radiation and Scattering*. Englewood Cliffs, NJ: Academic/ Prentice Hall;
- ITT Visual Information Systems (2009). FLAASH and QUAC module for atmospheric correction. *ENVI Atmospheric Correction Module User's Guide*;
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974). Mapa tectónico de la Península Iberica y Baleares. *Serv. Publ. Minist. de Ind.*, Madrid;
- KRIEGLER, F.J., MALILA, W.A., NALEPKA, R.F., & RICHARDSON, W. (1969). Preprocessing transformations and their effects on multispectral recognition. *Proceedings of the Sixth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, University of Michigan, Ann Arbor, MI, p. 97-131;
- KRONER, U.; HAHN, T.; ROMER, R. L. & LINNEMANN, U. (2007). The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian Zone – heterogeneous overprint of Cadomian/ Palaeozoic peri-Gondwana crust. *Geological Society of America Special Paper* 423, 153 – 172;
- KRONER, U., & ROMER, R. L. (2013). Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, 24(1), 298–329;
- LECA, X.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T.; SILVA, J. B.; ALBOUY, L.; CARVALHO D. & MERINO, F. (1983). Cadre géologique des mineralizations de Neves-Corvo (Baixo-Alentejo, Portugal). *Lithostratigraphie, paléogéographie et tectonique*. Mem. Bur. Rech. Géol. Min. 121, 80 pp.;
- LÉCOLLE, M. (1977). La ceinture sud-ibérique: un exemple de province à amas sulfurés volcano-sédimentaires (tectonique, métamorphisme, stratigraphie, volcanisme, paléogéographie et métallogenie). Unpublished Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 609 pp.;
- LEISTEL, J. M.; BONIJOLY, D.; BRAUX, C.; FREYSSINET, Ph., KOSALEVITH, A.; LECA, X.; LESCUYER, J. L.; MARCOUX, E.; MILÉSI, J. P.; PIANTONE, P.; SOBOL, F.; TEGYEY, M.; THIÉBLEMONT, D. & VIALLEFOND, L. (1994). The massive sulphide deposits of the South Iberian Pyrite Province: Geological setting and exploration criteria, document du *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, V. 234, 236 p.;
- LI, L.; USTIN, S. & LAY, M. (2005). Application of AVIRIS data in detection of oil-induced vegetation stress and cover change at Jornada, New Mexico. *Remote Sensing of Environment*, 94, pp. 1 – 16;
- LIANG, S.; LI, X. & WANG, J. (2012). *Advanced Remote Sensing: Terrestrial Information Extraction and Applications*. 1st edition. Academic Press;

- LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. (2004). *Remote Sensing and Image Interpretation*, 5th ed. John Wiley and Sons, Inc.;
- LOE'VE, M. (1955). *Probability Theory*. Princeton, NJ: Van Nostand;
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden in der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch* 6: 78-92;
- MARSHAK, S. & WILKERSON, M. S. (2004). Fold-Thrust Belts, in van der Pluijm, B. A. & Marshak, S., *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*, Chap. 18, pp. 444 – 474, W. W. Norton & Company, Inc.;
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (2012). The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch)* 101, pp. 1299 – 1314;
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; MEIRELES, C.; GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; BELOUSOVA, E. & SAEED, A. (2008). U-Pb detrital zircon ages in synorogenic deposits of the NW Iberian Massif (Variscan belt): interplay of Devonian-Carboniferous sedimentation and thrust tectonics. *Journal of the Geological Society*, London, 165, pp. 687 – 698;
- MATTE, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126(2-4), 329–374;
- MAZZOLI, S.; CORRADO, S.; DE DONATIS, M.; SCROCCA, D.; BUTLER, R. W. H.; DI BUCCI, D.; NASO, G.; NICOLAI, C. & ZUCCONI, V. (2000). Geologia. – Time and space variability of “thin-skinned” and “thick-skinned” thrust tectonics in the Apennines (Italy). *Rend. Fis. Acc. Lincei*, s. 9, Vol. 11, pp. 5 – 39;
- McCANN, T. (2008). *The geology of Central Europe*, Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic. The Geological Society of London, pp 1 – 748;
- MITJAVILA, J.; MARTI, J. & SORIANO, C. (1997). Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian Pyrite Belt volcanism. *J. Petrol.* 38, 725 – 755;
- MUNHÁ, J. (1983). Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt, in Sousa M. J. L. & Oliveira, J. T. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal*, Memórias Serviços Geológicos de Portugal 29, pp. 39 – 81;
- MUNHÁ, J. & KERRICH, R. (1981). Sea water-basalt interaction in spilites from the Iberian pyrite belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, pp. 15 – 19;
- MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C. & KERRICH, R. (1986). Beja-Acebuches ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Port.* 2 (13): 31;
- MURPHY, J. B., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., KEPPIE, J. D., & JEFFRIES, T. E. (2004). Contiguous rather than discrete Paleozoic histories for the Avalon and Meguma terranes based on detrital zircon data. *Geology*, 32(7), 585–588;
- MURPHY, J. B.; GUTIÉRREZ-ALONSO, G.; NANCE, R. D.; FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; KEPPIE, J. D.; QUESADA, C.; DOSTAL, J. & BRAID, J. A. (2009). Rheic ocean mafic complexes: overview and synthesis, in Murphy, J. B.; Keppie, J. D. & Hynes, A. J. (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society of London Special Publication, 327, pp. 343 – 369;
- NANCE, R. D. & MURPHY J. B. (1994). Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 22, 617 – 620;
- NICOLAS, A. (1987). *Principles of Rock Deformation*, 2nd ed. D. Reidel Publishing Company, Holland;
- NJOKU, E. G. (2014). *Encyclopedia of Remote Sensing*. Springer;
- NUTMAN, A. P.; GREEN, D. H.; COOK, C. A.; STYLES, M. T. & HOLDSWORTH, R. E. (2001). SHRIMP U-Pb zircon dating of the exhumation of the Lizard peridotite and its emplacement over crustal rocks: constraints for tectonic models. *Journal of the Geological Society* 158, 809 – 820;
- OLIVEIRA, J. T. (1983). The marine Carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach, in Sousa M. J. L. & Oliveira, J. T. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal*, Memórias Serviços Geológicos de Portugal 29, pp. 3 – 37;
- OLIVEIRA, J. T. (1988). Estratigrafia, sedimentologia e estruda do flysch da formação de Mértola, na Região de Mértola. *Commun. Serv. Geol. Portugal* 74, 3 – 19;

- OLIVEIRA, J. T. (1990). Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism, *in* Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Part VI, pp. 334 – 347;
- OLIVEIRA, J. T. (2000). Evolução geodinâmica e paleogeografia da Zona Sul Portuguesa. *Conferência GeoFórum 99/00*;
- OLIVEIRA, J. T.; CARVALHO, P.; PEREIRA, Z.; PACHECO, N.; FERNANDES, J. P. & KORN, D. (1997). The stratigraphy of the Neves Corvo Mine Region. *SEG Guide Book Series 27*, pp 86 – 87;
- OLIVEIRA, J. T.; CUNHA, T. STREEL, M. & VANGUERTAINÉ, M. (1986a). Dating the Horta da Torre Formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal 72*;
- OLIVEIRA, J. T.; GARCÍA ALCALDE, J. L.; LIÑÁN, E. & TRUYÓLS, J. (1986b). The Famennian of the Iberian Peninsula. *Ann Soc Géol Belg* 109, pp. 159 – 174;
- OLIVEIRA, J. T.; HORN, M.; PAPROTH, E. (1979). Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 65, pp. 151 – 168;
- OLIVEIRA, J. T.; HORN, M.; KULLMAN, J. & PAPROTH, E. (1985). Stratigraphy of the upper Devonian and Carboniferous sediments of the southwestern Portugal. *X Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère Madr. (1983) Co. Re. 1*, PP 107 – 120;
- OLIVEIRA, J. T.; MONTEIRO, J. H.; ZBYSZEWSKI, G.; MANUPPELLA, G. & OLIVEIRA, V. (1984). *Carta Geológica de Portugal, 1/200 000, Folha 7 e Notícia Explicativa*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal;
- OLIVEIRA, J. T.; RELVAS, J.; PEREIRA, Z.; MATOS, J.; ROSA, C.; ROSA, D.; MUNHÁ, J.; FERNANDES, P.; JORGE, R. & PINTO, Á. (2013). Geologia Sul Portuguesa, com ênfase na estratigrafia, vulcanologia física, geoquímica e mineralizações da faixa piritosa, *in* Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, Vol. I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal, pp. 673 – 765;
- OLIVEIRA, J. T.; RELVAS, J.; PEREIRA, Z.; MATOS, J.; ROSA, C.; ROSA, D.; MUNHÁ, J. M.; JORGE, R. & PINTO, A. (2006). O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectono-estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa, *in* Dias, R.; Araújo, A.; Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora, pp 207 – 243;
- OLIVEIRA, J. T. & SILVA, J. B. (1990). *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 46-D Mértola*. Serviços Geológicos de Portugal;
- OLIVEIRA, J. T. & WAGNER GENTHIS, C. (1983). The Mértola and Mira formational boundary between Dogueno and Almada do Ouro, marine Carboniferous of South Portugal, *in* Lemos Sousa, M. T. (Ed.), *Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula*. Fac. Cienc. Porto, pp. 1 – 39;
- ONÉZIME, J.; CHARVET, J.; FAURE, M.; CHAUVET, A. & PANIS, D. (2002). Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberia). *Journal of Structural Geology* 24, 451 – 468;
- ONÉZIME, J.; CHARVET, J.; FAURE, M.; BOURDIER, J.-L. & CHAUVET, A. (2003). A new geodynamic interpretation for the South Portuguese Zone (SW Iberia) and the Iberian Pyrite Belt genesis. *Tectonics*, Vol. 22, No. 4, 1027;
- PEREIRA, M. F.; CHICHORRO, M.; LINNEMANN, U.; EGUILUZ, L. & SILVA, J. B. (2006). Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research* 144, 297 – 315;
- PEREIRA, M. F.; CHICHORRO, M.; WILLIAMS, I. S. & SILVA, J. B. (2008). Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton, *in* Liégeois, J. P. & Nasser, E. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society of London Special Publication 29, pp. 385 – 408;

- PEREIRA, Z. (1999). Palinoestratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comunicações IGM*, Portugal, 86, pp 25 – 57;
- PEREIRA, Z.; CLAYTON, G. & OLIVEIRA, J. T. (1994). Palynostratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary in Southwest Portugal. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 117, 1, pp. 189 – 199;
- PEREIRA, Z.; MATOS, J.; FERNANDES, P. & OLIVEIRA, J. T. (2007). Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal – An overview. *Comunicações Geológicas*, t. 94, pp. 53 – 79;
- PFEFFERKORN, H. (1968). Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal). *Münster Forsch Geol Paläontol* 9: 943;
- PIFFNER, O. A. (2006). Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction, in Mazzoli, S. & Butler, R. W. H. (Eds.), *Styles of Continental Contraction*, The Geological Society of America Special Paper 414, pp. 153 – 177;
- PIFFNER, O. A. (2015). Basement-involved thin-skinned and thick-skinned tectonics: case study Alps. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 17, EGU General Assembly 2015;
- PIN, C. & MARTINI, F. (1993). Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos* 29, 177 – 196;
- PIN, C.; PAQUETTE, J. L.; SANTOS ZALDUEGUI, J. F. & GIL IBARGUCHI, J. I. (2002). Early Devonian suprasubduction-zone ophiolite related to incipient collisional processes in the Western Variscan Belt: the Sierra de Careón unit, Ordenes Complex, Galicia. *Geological Society of America Special Paper* 364, 57 – 71;
- van der PLUIJM, B. A. & MARSHAK, S. (2004). *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*, 2nd ed. W. W. Norton & Company, Inc.;
- PROST, G. L. (2014). *Remote Sensing for Geoscientists: Image analysis and integration*, 3rd ed. CRC Press, 622 pp;
- QUESADA, C. (1996). Estructura del sector español de la Faja Pirítica: implicaciones para la exploración de yacimientos. *Boletín Geológico Minero*, 107, 3 – 4, pp. 65 – 78;
- QUESADA, C.; FONSECA, P. E.; MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J. & RIBEIRO, A. (1994). The Beja-Acebuches ophiolite (Southern Iberia Variscan foldbelt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. y Minero de España* 105 (1), 3 – 49;
- QUESADA, C. & RIBEIRO, A. (1989). Terrane map of the Iberian Peninsula, in Keppie, J. D. & Dallmeyer, R. D. (Eds.), *Tectonic map of Pre-Mesozoic terranes in Circum-Atlantic Phanerozoic orogens*. IGCP Proj 233. Terranes in Circum-Atlantic Paleozoic Orogens.
- RAMSAY, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York;
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M. (1983). *The Techniques of Modern Structural Geology*. Volume I. Strain Analysis. Academic Press, London;
- von RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (1993). *The Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Heidelberg, Germany, Springer
- REEVES, R. G.; ANSON, A.; LANDEN, D. (1975). *Manual of Remote Sensing*, 1st ed., Chap. 2. Falls Church, VA: American Society of Photogrammetry: 27 pp;
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; ALMEIDA, F. M.; CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*;
- RIBEIRO, A.; MUNHÁ, J.; DIAS, R.; MATEUS, A.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, L.; FONSECA, P.; ARAÚJO, A.; OLIVEIRA, T.; ROMÃO, J.; CHAMINÉ, H.; COKE, C. & PEDRO, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, Vol. 26, TC6009, 1 – 24;
- RIBEIRO, A.; MUNHÁ, J.; MATEUS, A.; FONSECA, P.; PEREIRA, E.; NORONHA, F.; ROMÃO F.; RODRIGUES, J.; CASTRO, P.; MEIRELES, C. & FERREIRA, N. (2009). Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *Comptes Rendus Geoscience*, 341, pp. 127 – 139;
- RIBEIRO, A.; IGLESIAS, M.; RIBEIRO, M. L. & PEREIRA, E. (1983b). Modélé géodynamique des Hercynides Ibériques. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal* 69 (2), pp. 291 – 293;

- RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J. T. & SILVA, J. B. (1983a). La estructura de la Zona Sur Portuguesa, *in* Comba, J. A. (Ed.), *Geología de España*, Instituto Geológico y Minero de España, pp 504 – 5011;
- RIBEIRO, A.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, M. L. & CASTRO, P. (2006). Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes Orientais), *in* Dias, R. *et al.* (Eds.), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, pp. 85 – 105;
- RIBEIRO, A.; POSSOLO, A.; BRANDÃO SILVA, J.; KULLBERG, M. C.; CABRAL, J. & DIAS, R. (1983). Modelos Tectónicos: Ensaio de Aplicação a Portugal. *Boletim Sociedade Geológica de Portugal*, Vol. 24, pp. 145 – 151;
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, D. (1987). Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. *Conf. Deformation and plate tectonics*, Oviedo, pp 60 – 61;
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990). Geodynamic Evolution of the Iberian Massif, *in* Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Part VIII, pp. 399 – 410;
- RIBEIRO, A.; ROMÃO, J.; HENRIQUES, S.; DUNNING, G.; RIBEIRO, L.; NEIVA, A.; MUNHÁ, J.; PEREIRA, E. & CASTRO, P. (2010). Thick-skinned inter-plate and intra-plate tectonics in NW and SW Iberia. *e-Terra Revista Electrónica de Ciências da Terra*, VIII Congresso Nacional de Geologia, Vol. 11, nº 1, pp 1 – 4;
- RIBEIRO, A. & SANDERSON, D. (1996). SW-Iberia: Transpressional orogeny in the Variscides, *in* Gee, D. G. & Zeyen, H. J. (Eds.), *Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents*, pp 90 – 98, Uppsala Univ., Uppsala, Sweden;
- RIBEIRO, A. & SILVA, J. B. (1983). Structure of the South Portuguese Zone, *in* Sousa, M. L. & Oliveira, J. T. (Eds.), *The Carboniferous of Portugal*. Memórias Serviços Geológicos de Portugal 29, pp. 83 – 89;
- ROBARDET, M. (2002). Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints, *in* J. R. Martínez Catalán, N. D. Hatcher, R. Jr. Arenas, & F. Díaz García (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*, Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 364, pp. 1–15;
- ROEDER, D. (2010). Fold-thrust belts at peak oil, *in* Goffey, G. P.; Craig, J.; Needham, T. & Scott, R. (Eds.), *Hydrocarbons in Contractual Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 348, pp. 7 – 31;
- ROSEN, P. A.; HENSLEY, S.; JOUGHIN, I. R.; LI, F. K.; MADSEN, S. N.; RODRÍGUEZ, E. & GOLDSTEIN, R. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88 (3): 333 – 82;
- ROUSE, J.W. JR., HASE, R.H., SCHELL, J.A., & DEERING, D.W. (1973). Monitoring vegetation systems in the great plain with ERTS. *Proceedings of the 3rd ERTS Symposium*, NASA, Washington, DC, NASA SP-351, 1: pp. 309-317;
- ROUTHIER, P.; AYE, F.; BOYER, C.; LÉCOLLE, M.; MOLIÈRE, P.; PICOT, P. & ROGER, G. (1980). La ceinture sud-ibérique à ames sulfurés dans ce partie espagnole. Tableau géologique et métallogénique. Synthèse sur le type ames sulfurés volcano-sédimentaires. *Mem. Bur. Rech. Géol. Minière* (26e Cong. Int. Géol., Paris, 1980) 94 (1), 265 pp;
- SAEZ, R.; ALMODOVAR, G. R. & PASCUAL, E. (1996). Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geol. Rev.* 11, 429 – 451;
- SAKLANI, P. S. (2008). *Glossary of Structural Geology and Tectonics*, 1st ed. Satish Serial Publishing House;
- SALOMONSON, V. V. (2014). Remote Sensing, Historical Perspective, *in* Njoku, E. G. (Ed.), *Encyclopedia of Remote Sensing*, pp. 684 – 691;
- SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GÓMEZ-BARREIRO, J. & PEARCE, J. A. (2007). Careón ophiolite, NW Spain: suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. *Geology* 35, 53;

- SCHERMERHORN, L. G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletim Geológico Mineiro, España* 82, 3 – 4, pp. 239 – 268;
- SCHERMERHORN, L. J. G.; STANTON, W. I. (1969). Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal). *Geol. Mag.* 106, pp. 130 – 141;
- SCHMELZBACH, C.; SIMANCAS, J. F.; JUHLIN, C. & CARBONELL, R. (2008a). Seismic reflection imaging over the South Portuguese Zone fold-and-thrust belt, SW Iberia. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, B08301, pp. 1 – 16;
- SCHMELZBACH, C.; ZELT, C. A.; JUHLIN, C. & CARBONELL, R. (2008b). P- and S_v -velocity structure of the South Portuguese Zone fold-and-thrust belt, SW Iberia, from travelttime tomography. *Geophys. J. Int.*, 175, pp. 689 – 712;
- SHELLEY, D., & BOSSIÈRE, G. (2002). Megadisplacements and the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia. Em Special Paper 364: Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement, Vol. 22, pp. 209–222;
- SHORT, N. (2005). *The Remote Sensing Tutorial*. URL: <http://fas.org/irp/imint/docs/rst/Front/overview.html>;
- SILVA, J. B. (1981). Estudo estrutural dum sector da Faixa Piritosa (Região de Mérola). *Comum. 2º Encontro Geociências*, Coimbra;
- SILVA, J. B. (1983) – A estrutura da Faixa Piritosa. *I Cong. Nac. Geologia*, Aveiro;
- SILVA, J. B. (1983a). *Estrutura da Faixa Piritosa: o estado actual dos conhecimentos com base na cartografia estrutural de uma área na zona de Mértola*. Thesis, Univ. Lisboa, Lisboa, 70 pp;
- SILVA, J. B. (1983b). Mértola Region, in Oliveira, J. T. & Florido, P. (Coords.), *Marine Carboniferous of the SW Iberian Peninsula – Field Trip*. X International Congress of Carboniferous, Madrid, pp. 32 – 39;
- SILVA, J. B. (1983c). Structure of the Pyrite Belt: The Mértola Traverse, in Lemos de Sousa, M. & Wagner, R. H. (Eds.), *Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula (Sedimentology, Palaeontology, Tectonics and Geochronology)*. Anais da Fac. de Ciências da Univ. do Porto, Supl. Vol. 64, Porto, pp. 41 – 48;
- SILVA, J. B. (1985). Structure of the Pyrite Belt: the Mértola Traverse. Papers on the Carboniferous of the Iberian Pyrite Belt. *An. Fac. Ciênc. Porto*, Suppl to 64 (1983), pp 41 – 47 (Spec Vol);
- SILVA, J. B. (1997a). Evolution of the Southwestern units of the Iberian Massif, from the Cadomian to the Variscan Cycle, in “3ª Conferência do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica (GGET), da Sociedade Geológica de Portugal”, Estremoz;
- SILVA, J. B. (1997b). The geodynamic Setting of the South Portuguese Zone from a structural point of view, in Barriga, F. & Carvalho, D. (Eds.), *Neves-Corvo Field Conference: Geology and VMS Deposits of the Iberian Pyrite Belt*. Society of Economic Geologists. Gude Book Series, Field Trip, Vol. 27, pp. 114 – 124;
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T. & RIBEIRO, A. (1990). Structural Outline, in Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Part VI, pp. 348 – 362;
- SILVA, J. B.; PEREIRA, M. F. & CHICHORRO, M. (2003). Upper Paleozoic basins within the SW Iberian Massif: Geotectonic constrains, in “Proc. VI Congresso Nacional de Geologia”. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, pp. C79 – C82;
- SIMANCAS, J. F. (1986). La deformación en el sector oriental de la zona SudPortuguesa. *Bol. Geol. Minero* 97, pp. 148 – 159;
- SIMANCAS, J. F.; AYARZA, P.; AZOR, A.; CARBONELL, R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; PÉREZ-ESTAÚN, A. & GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2013). A seismic geotraverse across the Iberian Variscides: Orogenic shortening, collisional magmatism, and orocline development. *Tectonics*, Vol. 32, pp. 1 – 16;
- SIMANCAS, J. F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; KASHUBIN, A.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ALMODÓVAR, G. R.; PASCUAL, E.; SÁEZ, R. & EXPÓSITO, I. (2003). Crustal structure of the transpositional Variscan orogeny of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, Vol. 22, No. 6, 1062;

- SIMANCAS, J. F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; KASHUBIN, A.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; SAÉZ, R.; ALMODÓVAR, G. R.; PASCUAL, E.; FLECHA, I. & MARTÍ, D. (2006). Transpressional collision tectonics and mantle plume dynamics: the Variscides of southwestern Iberia, in Gee, D. & Stephenson, R. A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society London, Memoirs, Vol. 32, pp. 345 – 354;
- SIMANCAS, J. F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; MARTINEZ POYATOS, D.; ALMODÓVAR, G. R.; PASCUAL, E.; SÁEZ, R.; KASHUBIN, A.; ALONSO, F.; ÁLVAREZ MARRÓN, J.; BOHOYO, F.; CASTILLO, S.; DONAIRE, T.; EXPÓSITO, I.; FLECHA, I.; GALADI, E.; GALINDO ZALDIVAR, J.; GONZÁLEZ, F.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; MACÍAS, I.; MARTI, D.; MARTIN, A.; MARTIN PARRA, L. M.; NIETO, J. M.; PALM, H.; RUANO, P.; RUIZ, M. & TOSCANO, M. (2004). The seismic Crustal Structure of the Ossa-Morena Zone and its geological interpretation. *Journal of Iberian Geology* 30, pp. 133 – 142;
- SINGHROY, V. H. & LOWMAN, P. (2014). Remote Sensing and Geologic Structure, in Njoku, E. G. (Ed.), *Encyclopedia of Remote Sensing*, pp. 681 – 684;
- SORIANO, C. (1997). *Evolució geodinamica de la Faja Pirítica Ibérica, Zona Sud Portuguesa*. Ph.D. Thesis, Universitat de Barcelona, 329 pp.
- SORIANO, C. & CASAS, J. M. (2002). Variscan tectonics in the Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 9, 882 – 896;
- STAMPFLI, G., VON RAUMER, J. F., & BOREL, G. D. (2002). Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. Em J. R. Martínez Catalán, N. D. Hatcher, R. Jr. Arenas, & F. Díaz García (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* (pp. 263–280). Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 364;
- STILLE, H. (1924). *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Borntraeger, Berlin;
- STÜWE, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere: Quantitative Description of Geological Problems*, 2nd ed. Springer;
- TACHIKAWA, T.; HATO, M.; KAKU, M. & IWASAKI, A. (2011). Characteristics of ASTER GDEM version 2. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International*, Vancouver;
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W., & SOFFEL, H. C. (1997). Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geologische Rundschau*, 86(3), 585;
- THIÉBLEMONT, D.; PASCUAL, E. & STEIN, G. (1998). Magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *Mineral. Deposita* 33, 98 – 110;
- TREAGUS, S. H. & LAN, L. (2000). Pure shear deformation of square objects, and applications to geological strain analysis. *Journal of Structural Geology* 22, pp. 105 – 122;
- TURCOTTE, D. & SCHUBERT, G. (2014). *Geodynamic*, 3rd ed. Cambridge University Press;
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; & FUNG, A. K. (1981). *Microwave Remote Sensing: Fundamentals and Radiometry*. Reading MA: Addison Wesley, Vol. 1;
- VERA, J. A. (2004). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid;
- YOUNG, T. P. (1990). Ordovician sedimentary facies and faunas of southwest Europe: palaeogeographic and tectonic implications. Geological Society, London, Memoirs, 12(1), 421–430;
- ZANTER, K. (2015). *Landsat 8 (L8) data users handbook*, USGS;
- ZIEGLER, P. A.; BERTOTTI, G. & CLOETINGH, S. (2002). Dynamic processes controlling foreland development – the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, pp. 17 – 56;
- van ZYL, J. J. (2001). The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): A Breakthrough in Remote Sensing of Topography. *Acta Astronautica*, Vol. 48, No. 5 – 12, pp. 559 – 565.