

Conectividade de Padrões de Fracturas e sua influência na Circulação de Fluidos

O exemplo do Anticlinal de Estremoz

FERNANDA MARIA DOS SANTOS SILVA



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
VOLUME I



ÉVORA, 2002

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS



CONECTIVIDADE DE PADRÕES DE FRACTURAS
E SUA INFLUÊNCIA NA
CIRCULAÇÃO DE FLUIDOS
O EXEMPLO DO ANTICLINAL DE ESTREMOZ

FERNANDA MARIA DOS SANTOS SILVA

VOLUME I

140678

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do grau de Mestre em Cartografia Geológica sob a orientação do Prof. Doutor Rui Manuel Soares Dias.

“Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri”.

551.4 (469.5)

ÉVORA, 2002

ERRATA DA TESE DE MESTRADO SUBORDINADA

AO TEMA:

Conectividade de Padrões de Fraturas e
sua Influência na Circulação de Fluidos:
O exemplo do Anticlinal de Estremoz

ELABORADA POR:

Fernanda Maria Dos Santos Silva



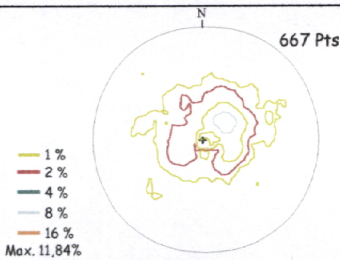
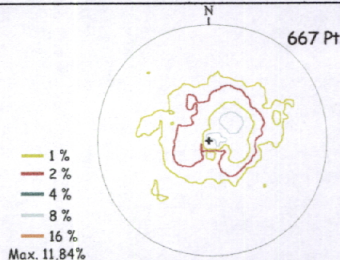
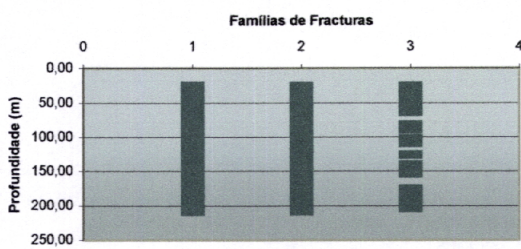
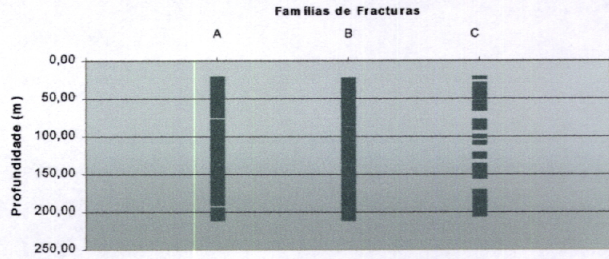
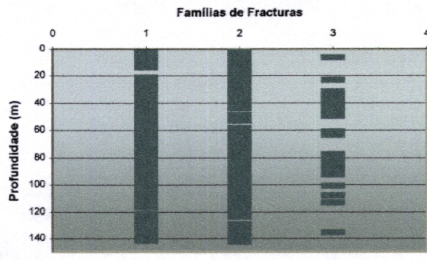
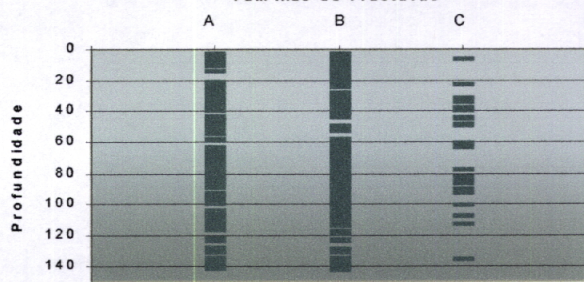
Nota: Esta errata apenas diz respeito ao Volume I da referida tese

ERRATA

Pag. → Localização	Onde está...	Deveria estar...
iv → 15 ^a linha	... pelo apoio que dado...	... pelo apoio dado...
5 → 11 ^a linha	... Sector Estremoz – Barrancos com diferenciação do Anticlinal de Estremoz...	... Sector Estremoz – Barrancos com diferenciação do Anticlinal de Estremoz e do Sinclinal de Cabrela
9 → 9 ^a linha	... (Araújo et al. 1997). (Araújo e Ribeiro 1997). ...
9 → 14 ^a linha	... (Araújo et al. 1997). (Araújo e Ribeiro 1997). ...
9 → 15 ^a linha	Segundo Lopes (1997) ...	Segundo Lopes e Gonçalves (1997) ...
9 → 19 ^a linha	... Quesada et al. (1995) Quesada et al. (1994) ...
10 → 4 ^a , 7 ^a , 10 ^a , 14 ^a , 18 ^a , 21 ^a e 23 ^a linha	... Lopes, 1997 Lopes e Gonçalves, 1997 ...
10 → 26 ^a linha	... Schermerhorn et al (1982) Schermerhorn et al (1977) ...
14 → 8 ^a linha	... (1997)...	... (IGM, 1997)...
14 → 10 ^a linha	D_f = Área de pedreiras / Km²	D_p = Área de pedreiras / Km²
20 → 6 ^a linha	... Georient 4.2 e foi utilizou como...	... Georient 4.2 e foi utilizado como...
21 → 5 ^a linha	... Grande Filão Dolerítico do Alentejo Grande Filão Dolerítico do Alentejo ...
21 → 8 ^a linha	... Schermerhorn et al (1982) Schermerhorn et al (1977) ...
22 → 13 ^a linha	... Lopes, 1997 Lopes e Gonçalves, 1997 ...
22 → 14 ^a linha	... (Dias et al., 1999 (a)).	... (Dias et al., 1999 (a)).
23 → Fig. 14		
23 → 15 ^a linha	No que se concerne ...	No que concerne ...
24 → 1 ^a linha na figura	Variação da densidade de fractuação	Variação da densidade de fracturação
24 → 9 ^a linha	... maiores valores de no maiores valores no ...
25 → na figura	Variação da densidade de fractuação	Variação da densidade de fracturação

Pag. → Localização	Onde está...	Deveria estar...
26 → 1ª linha na figura	Variação da densidade de fracturação para a família NW-SE Km de Fracturas / Km ²	Variação da densidade de fracturação normalizada para a totalidade de fracturas $D_{fn} = D_f * [1 / (D_p * 100) + 1]$
26 → Legenda da figura	Fig. 17 – Mapa onde se encontra representada a densidade de fracturação correspondente à totalidade de fracturas normalizada; o número 1 corresponde ao exemplo de dois locais onde se observa uma diminuição considerável da densidade de fracturação (como base foi utilizada a quadricula da carta 1:25 000, publicada em 1997, pelo IGM)	Fig. 17 – Mapa onde se encontra representada a densidade de fracturação correspondente à totalidade de fracturas normalizada, (como base foi utilizada a quadricula da carta 1:25 000, publicada em 1997, pelo IGM)
29 → 13ª linha	... entre 60°E e subverticais.	... entre 60°E e subvertical.
30 → Figura 22		
31 → Fig. 23		
33 → 1º gráfico		
33 → Legenda dos gráficos	... da sondagem SdH1 Nota: No gráfico A, as classes 1, 2, 3, 4, e 5 correspondem respectivamente às famílias A, B, C, D e E	... da sondagem SdH1
35 → 6ª linha	... (fig. 26b e c) (fig. 26b) ...

Pag. → Localização	Onde está...	Deveria estar...
40 → 1º gráfico	<p>Famílias de Fracturas / Profundidade</p>	<p>Famílias de Fracturas / Profundidade</p>
40 → Legenda dos gráficos	<p>... da sondagem SdH2</p> <p>Nota: No gráfico A, as classes 1, 2, 3, e 4 correspondem respectivamente às famílias A, B, C, e D</p>	<p>... da sondagem SdH2</p>
43 → 2ª linha	superfícies de fractura ...	as superfícies de fractura ...
43 → 8ª linha	Esta Acaba	Esta acaba
44 → 14ª linha	... invertida entre nos intervalos invertida nos intervalos ...
45 → 1º gráfico	<p>Famílias de Fracturas / Profundidade</p>	<p>Famílias de Fracturas / Profundidade</p>
45 → Legenda dos gráficos	<p>... da sondagem SdH3</p> <p>Nota: No gráfico A, as classes 1, 2, 3, e 4 correspondem respectivamente às famílias A, B, C e D</p>	<p>... da sondagem SdH3</p>
52 → 1º gráfico	<p>Famílias de Fract. / Profundidade</p>	<p>Famílias de Fract. / Profundidade</p>

Pag. → Localização	Onde está...	Deveria estar...
52 → Legenda dos gráficos	... da sondagem SdH7 Nota: No gráfico A, as classes 1, 2, 3, 4 e 5 correspondem respectivamente às famílias A, B, C, D e E	... da sondagem SdH7
54 → 8ª linha	... 81°W e 81°E a passando pela vertical	... 81°W e 81°E, passando pela vertical
55 → 2ª linha	... do câmbrio (fig. 45).	... do câmbrio (fig. 45).
56 → Fig. 46		
58 → 1º gráfico	Famílias de Fract./Profundidade 	Famílias de Fract./Profundidade 
58 → Legenda dos gráficos	... da sondagem SdH9 Nota: No gráfico A, as classes 1, 2 e 3 correspondem respectivamente às famílias A, B e C	... da sondagem SdH9
62 → 1º gráfico	Famílias de Fract. / Profundidade 	Famílias de Fract. / Profundidade 
62 → Legenda dos gráficos	... da sondagem SdH10 Nota: No gráfico A, as classes 1, 2 e 3 correspondem respectivamente às famílias A, B e C	... da sondagem SdH10
65 → 9ª linha	... assumindo a uma pequena assumindo uma pequena ...

Pag. → Localização	Onde está...	Deveria estar...
66 → 1º gráfico	<p align="center">Famílias de Fract. / Profundidade</p>	<p align="center">Famílias de Fract. / Profundidade</p>
66 → Legenda dos gráficos	... da sondagem SdH13 Nota: No gráfico A, as classes 1, 2 e 3 correspondem respectivamente às famílias A, B e C	... da sondagem SdH13
68 → 2ª linha	na figuras 52, 53 ,54.	nas figuras 52, 53 e 54.
73 → 18ª linha	... Lopes, 1997 Lopes e Gonçalves, 1997 ...
86 → 16ª linha	⇒ Face C – perpendicular ao corrume...	⇒ Face C – paralela ao corrume...
92 → 7ª linha	<p align="center">Variação da conectividade de fracturas em função da litologia</p>	<p align="center">Variação da conectividade de fracturas em função da litologia</p>
93 → 7ª linha	... também contribuir também contribui ...
98 → 4ª linha	... profundidadee profundidade e ...
98 → 20ª linha	... e às subhorizontais e às sub-horizontais ...
99 → Legenda da figura	Fig. 24 - ...	Fig. 81 - ...
103 → 16ª linha	... Monteiro, J. H. – Introduction à la Géologie Génèral Monteiro, J. H. (1979) – Introduction à la Géologie Générale ...
104 → 2ª linha	(1977) – ...	(1978) – ...
104 → 3ª linha	... of the opening of the opening ...

Bibliografia

Araújo, A. (1989) – Estrutura de uma Geotransversal no Rio Guadiana entre Moura e Mourão. Tema de dissertação apresentado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica do E.C.D.U. (art.53/60), Departamento de Geologia, F.C.U.L., 92 pp.

Araújo, A. (1995) – Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na Evolução Geodinâmica da Margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geologia Estrutural. Departamento de Geociências da Universidade de Évora. 200 pp.

Araújo, A.; Fonseca, P.; Lopes, L.; Pereira, M. F.; Ribeiro, A. e Silva, J. B. (1994) – Variscan struture of the Ossa Morena Zone (South margin of the Iberian Terrane). "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana" 2nd International Meeting, Morocco, Rabat, 29 Nov. - 7 Dez, 1994.

Araújo, A.; Ribeiro, A. (1997) – Estrutura dos domínios meridionais da Zona de Ossa Morena in Alexandre Araújo & M. F. Pereira (Eds.), Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico) – Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, pp. 169-179.

Carvalhosa, A.; Gonçalves, F.; Oliveira, V. (1987) – Notícia explicativa da folha 36-D (Redondo). Serviços Geológicos de Portugal.

Departamento de Prospeção de Rochas e Minerais não Metálicos do Instituto Geológico e Mineiro (1997) – Carta Geológica Temática do Anticlinal de Estremoz, na escala 1 : 25 000, Folhas Norte e Sul.

Departamento de Prospeção de Rochas e Minerais não Metálicos do Instituto Geológico e Mineiro (1997) – Carta Geológica Temática do Anticlinal de Estremoz, na escala 1 : 25 000, Folhas 1, 2, 3 ,4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13.

Dias, R.; Madureira, P.; Silva, F.; Tapadas, C. (1999) (a) – Transecção no Anticlinal de Estremoz; Um exemplo da deformação em regimes transpressivos. 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Vila Real. Livro de Actas da UTAD, pp. 94-97.

Dias, R.; Madureira, P.; Ribeiro, C.; Silva, F.; Leal Machado, I. (1999) (b) – Conectividade de fracturas e circulação de fluidos; Aplicações ao Anticlinal de Estremoz. 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Vila Real. Livro de Actas da UTAD, pp. 94-97.

Dias, R.; Madureira, P.; Ribeiro, C.; Silva, F.; Leal Machado, I.; Laijinhas, C. (1999) (d) – Sistemas de Informação Geográfica; Uma ferramenta na caracterização de fluidos em maciços fracturados. Sistemas de Informação Geográfica e Geológica de Base Regional. Instituto Geológico e Mineiro, Beja, pp. 4.35-4.37.

Dias, R.; Tapadas, C.; Silva, F.; Madureira, P.; Loureiro, M. (1999) (c) – Problemas de amostragem na caracterização da fracturação em maciços rochosos. 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Vila Real. Livro de Actas da UTAD, pp. 90-93.

Fonseca, P. (1989) – Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa – Pulo do Lobo. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, GEOFCUL, pp. 93.

Fossen, H.; Tikoff, B.; Teyssier, C. (1994) – Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. Norsk Geologisk Tidsskrift, 74, pp. 134-145.

Gonçalves, F.; Lopes, L. (1993) – Nota preliminar sobre os recursos geológicos do Alentejo utilizáveis como rochas ornamentais. Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, Tomo XXXII, pp. 267-283.

International Association of Engineering Geology (1981) - Rock and soil description and classification for Engineering Geological Mapping; Reported by the IAEG Commission on Engineering Geological Mapping. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, nº 24, pp. 235-274, AACHEN/ESSEN 1981.

Ladeira, Fernando L. (1981) – Relação da Fracturação dos Mármore Alentejanos com outras estruturas. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 22, pp. 227-232.

Leal Machado, I.; Laijinhas, C.; Madureira, P.; Silva, F.; Dias, R. (1999) – II – SIGs na caracterização da circulação de fluidos em maciços fracturados: O exemplo do Anticlinal de Estremoz. 5ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Vila Real. Livro de Actas da UTAD, pp. 101-102.

Leal Machado, I.; Silva, F.; Dias, R.; Laijinhas, C. (2001) – “Gis technologies Applied to Modelling Fluid Circulation in Carbonate Massifs –The Estremoz Anticline (Portugal)”. Advancing the Art and Science of Geographic Information Systems and Mapping and in grateful recognition of exceptional contributions to Geospatial World (Atlanta).

Lopes, J. Luís G. (1995) – Caracterização Geológico-Estrutural do flanco Sudoeste do Anticlinal de Estremoz e suas implicações económicas. Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Dinâmica interna. 135 pp.

Lopes, J. Luís G.; Gonçalves, F. (1997) – Potencial económico das jazidas de rochas ornamentais na Zona de Ossa Morena in Alexandre Araújo & M. F. Pereira (Eds.), Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico) – Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, pp. 263-282.

Lotze, F. (1945) – Zur Gliederung der Varisziden in der Iberischen Meseta. Geotect Forsch 6, pp. 78-92.

Manupella, J.; Moreira, J. C. Balacó; Oliveira, V. (1994) – Dolomitos da área de Sousel – Estremoz - Alandroal. Estudos, Notas e Trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro, t.36, pp. 119-124.

Oliveira, J. T.; Oliveira, V.; Piçarra, J. M. (1991) – Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.77, pp. 3-26.

Oliveira, V. M. (1984) – Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal - Jurumenha (Alto Alentejo). *Est. Not. Trab., Serv. Fom. Min.*, 26 (1-4), pp. 103-126.

Quesada, C. (1990) – Ossa Morena Zone in Dallmeyer, R. D. & Martínez García (Ed.), *Pre-Mesozoic of Iberia*, Springer Verlag, pp. 247-251.

Quesada, C.; Fonseca, P.; Munhá, J.; Oliveira, J. T. e Ribeiro, A. (1994) – The Beja-Achebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan fold belt): Geologic characterization and geodynamic significance. *Boletín Geológico e Minero*, 105-1, pp. 3-49.

Reynaud, R.; Vintém, C. (1994) – Estudo da jazida de calcários cristalinos de Estremoz – Borba - Vila Viçosa. *Boletim de Minas, Instituto Geológico e Mineiro*, Vol.31, Nº4, Out-Dez, pp. 355-473.

Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewsky, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D.; Monteiro, J.H. (1979) – Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, 114 pp.

Ribeiro, A.; Quesada, C.; & Dallmeyer, R. D. (1990) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif in Dallmeyer, R. D. & Martínez García (Ed.), *Pre-Mesozoic of Iberia*, Springer Verlag, pp. 397-410.

Ribeiro, A.; Silva, J. B.; Dias, R.; Araújo, A.; Marques, F.; Merino, H.; Fonseca, P. (1988) – Geodynamics and deep struture of the Variscan Fold Belt in Iberia. *Proceedings of the fifth workshop on the European Geotraverse (EGT). Project – The Iberia Peninsula Terranes*, pp. 57-64.

Ribeiro, A.; Silva, J.; Dias, R.; Araújo, A.; Marques, F.; Merino, H.; Fonseca, P. (1989) - Terranes in the Variscan Fold Belt in Portugal. Tectonothermal Expression of Terrane Accretion within the Appalachien Orogen. International Geological Correlation Program. IGCP – Project 233: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens, Athens (Georgia, USA). Abstract.

Schermerhorn, L.; Priem, N.; Boelrijk, N.; Hebeda E.; Verdurmen, E. & Verschure, R. (1978) – Age and origin of the Messejana Dolerite fault-dyke system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean., *Journal of Geology*, 86, pp. 299-309.

Silva, F.; Dias, R.; Ribeiro, C.; Leal Machado, I. (2000) – **Influência da escala de observação na determinação da conectividade de fracturas** - 6ª Conferência Anual do Grupo de Geologia Estrutural e Tectónica. Évora. Volume das apresentações científicas, pp. 62.

Tapadas C. (2000) – Problemas de Amostragem na caracterização da fracturação de Maciços Rochosos. Trabalho de fim de curso, apresentado à Universidade de Évora. pp. 41.

Aos meus pais...

Índice

Índice	i
Agradecimentos	iii
Abreviaturas utilizadas	v
Resumo	vi
Abstract	vi
Introdução	1
1- Enquadramento geológico	3
2- Padrão de Fracturas da Formação Carbonatada do Anticlinal de Estremoz	12
2.1 – Introdução	12
2.2 - Metodologia utilizada	13
2.3 – Análise a pequena escala	20
2.3.1 – Análise geométrica	20
2.3.2 – Densidade de Fracturação	22
2.4 – Análise a grande escala	27
2.4.1 – SdH1 – Vila Viçosa	28
2.4.2 – SdH2 – Rio de Moinhos	34
2.4.3 – SdH3 – Nora	41
2.4.4 – SdH7 – Marlina	46
2.4.5 – SdH9 – Arcos	53
2.4.6 – SdH10 – Venda da Porca	59
2.4.7 – SdH11 – Cano	63
2.4.8 – SdH13 – Herdade da Cavaleira	63
2.5 – Relação entre o padrão de fracturação e o Anticlinal de Estremoz	67
2.5.1 – Densidade de fracturação	67
2.5.2 – Transecção: a relação entre o corrume e o dobramento	73
2.5.3 – Comparação entre Ladeira, (1981) e os dados adquiridos neste trabalho	78
3 – Conectividade de fracturas	84
3.1 – Introdução	84
3.2 – Metodologia utilizada	84
3.3 – Análise a grande escala	88

3.3.1 – Determinação da conectividade de fracturas para o Anticlinal de Estremoz_____	88
3.4 – Análise a grande escala_____	90
3.4.1 – Influência da litologia_____	90
3.4.2 – Influência da escala de observação _____	93
3.4.3 – Simulações numéricas de redes de fracturas_____	96
4 – Correlação dos dados de fracturação com a circulação de água	98
Bibliografia_____	101

Anexo I

Agradecimentos

A todas as pessoas que de alguma forma contribuíram para a elaboração deste trabalho, gostaria de aqui deixar o meu mais profundo agradecimento. Entre as inúmeras pessoas que me auxiliaram, gostaria de salientar os que de mais próximo acompanharam este trabalho, e sem os quais teria sido de extrema dificuldade a realização e a conclusão do mesmo.

Em primeiro lugar gostaria de deixar expresso um agradecimento muito especial ao meu orientador, o Prof. Dr. Rui Dias, que apesar de toda a "azáfama" a que está sujeito, nunca deixou de me auxiliar prontamente sempre, e acima de tudo, transmitindo-me sempre uma palavra de encorajamento.

Ao Departamento de Hidrogeologia, à Litoteca e ao Departamento de Prospeção de Rochas e Minerais não Metálicos do Instituto Geológico e Mineiro queria agradecer não só a permissão para a utilização dos dados obtidos a partir do estudo das diversas sondagens observadas no âmbito do projecto do Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo, mas também a cedência do espaço da Litoteca para que este mesmo estudo se pudesse realizar. Em especial, gostaria de destacar entre outros, a Dr^a. Judite Fernandes e a Dr^a. Rita Ferreira da Silva pelo grande espírito de entre-ajuda com que sempre me contemplaram. Neste momento, não poderia deixar de fazer referência ao Dr. Carlos Vintém, a quem tantas vezes me socorri aquando do estudo das sondagens e que de uma forma sempre pronta me auxiliou e aconselhou.

Ao Laboratório de Investigação de Rochas Industriais e Ornamentais da Universidade de Évora, quero aqui deixar expresso o meu muito obrigado por todas as facilidades concedidas.

Também à Dr^a. Isabel Leal Machado, gostava de agradecer de uma forma muito especial, não só pelo seu empenho neste trabalho, mas também pela forma sempre pronta como se disponibilizou para me ajudar tanto a nível científico, como a nível pessoal.

Ao Dr. Carlos Ribeiro, gostaria de agradecer pela elaboração dos programas de computador utilizados para efectuar as simulações numéricas realizadas neste trabalho e também pelos vários artigos cedidos, que se revelaram de grande interesse para o desenvolvimento do mesmo.

Ao Dr. Pedro Madureira, quero aqui deixar uma palavra de agradecimento pela sua importante participação nas fases iniciais deste trabalho.

À amiga Florbela Cebola, agradeço a forma sempre pronta como se disponibilizou para me ajudar na resolução dos eternos problemas burocráticos e também as suas palavras de incentivo nos momentos mais difíceis.

Cabe ainda um agradecimento às colegas do Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, em especial à colega e Amiga Ana Rosinha que em diversas as ocasiões me ofereceu o seu ombro amigo, me escutou e aconselhou, transmitindo-me sempre uma palavra de encorajamento.

A uma pessoa muito especial, grande Amigo e colega, Mohamed Hadani, quero aqui deixar um agradecimento muito especial pela sua sempre pronta ajuda, por vezes em detrimento pessoal, e também pelo seu incentivo e a forma calma e ponderada com que sempre me aconselhou e acompanhou nos últimos dois anos.

À minha família, especialmente aos meus pais, quero deixar aqui registado o meu reconhecimento pelo apoio incondicional com que sempre me contemplaram. Sem o seu apoio, a realização deste trabalho ter-se-ia tornado bastante mais difícil.

Não posso esquecer o meu irmão e a Sónia, pelo apoio que dado a nível pessoal. Aos meus sobrinhos, Sofia e Nuno, só posso dizer: Obrigado pela forma como me sorriem...

Por fim gostaria de agradecer ainda a um grande amigo, "o meu irmão mais novo", Hugo Namora, pelo apoio incondicional que deu aos meus pais nas minhas longas ausências.

Abreviaturas utilizadas ao longo deste trabalho:

Complexo VSCE	Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz
Cm	Centimetro(s)
D _f	Densidade de fracturação
D _{fn}	Densidade de fracturação normalizada
D _p	Densidade de pedreiras
e.g	Por exemplo
Fc	Factor de correcção
Fig.	Figura(s)
IGM	Instituto Geológico e Mineiro
Km	Quilómetro(s)
LIRIO	Laboratório de Rochas Industriais e Ornamentais
m	metro(s)
Tab.	Tabela(s)
ZCI	Zona Centro Ibérica
ZOM	Zona de Ossa Morena
ZSP	Zona Sul Portuguesa

Resumo

Este trabalho incidiu sobre o estudo da conectividade de padrões de fracturas e a influência que esta exerce na circulação de fluidos. Todas as situações estudadas foram aplicadas ao exemplo do Maciço Carbonatado do Anticlinal de Estremoz. Para o efeito, foram definidas quais as principais famílias de fractura existentes no Anticlinal de Estremoz, sendo esta identificação baseada na carta geológica 1:25 000 (IGM, 1997) da região. Este estudo foi complementado com a observação pormenorizada de oito sondagens verticais, tendo-se ainda efectuado o levantamento geométrico de superfícies de fractura nas zonas envolventes aos locais onde as sondagens tinham sido realizadas. Pretendeu-se também, avaliar a variação da conectividade em função da variação da litologia e da escala de observação. Todos os dados obtidos foram integrados numa base de dados, tendo sido efectuado um projecto de Sistemas de Informação Geográfica (SIG's), em *GEOMEDIA*, o que nos permitiu efectuar de uma forma eficiente, a correlação de todos os dados adquiridos ao longo deste trabalho.

Deste modo, definiram-se para o Anticlinal de Estremoz três famílias de fracturas principais, uma com direcção NW-SE, outra com direcção NE-SW e por fim uma família sub-horizontal (inclinações inferiores a 30°). A interação das famílias consideradas, resulta na ocorrência de conectividades elevadas, o que favorece o facto destas fracturas se comportarem como canais preferenciais para a circulação de fluidos.

Abstract

In this work about fracture pattern connectivity and its influence on the fluid circulation was investigated. All situations on this study were applied to the Carbonate Massifs of Estremoz Anticline. To achieve it, we defined the main fracture families in the Estremoz Anticline, presented on the regional geological map at 1:25 000 scale (IGM, 1997). This study was complemented with the analysis of eight sub-vertical boreholes. Additionally we made a study of the geometrical data fractures on the areas to the vicinity of the boreholes happen. We also evaluate the connectivity variations imposed by lithology and the scale used in the studies variation and the analysis scale. All collected data where inserted in a Geographic Information System (GIS'S) a database, using *GEOMEDIA*, that allowed us to create in an efficient manner, a correlation of all data gathered along this work.

It was defined three principals families of fractures, one with NW-SE direction, another with NE-SW direction and another with low dipping (less than 30°). The interaction of the considered families results on high connectivities and that promotes the behaviour of these fractures like preferential water flow.

Introdução

Este trabalho incidiu sobre o estudo da conectividade de padrões de fracturas e a influência que esta exerce na circulação de fluidos. Todas as situações estudadas foram aplicadas ao exemplo do Maciço Carbonatado do Anticlinal de Estremoz.

De uma forma simplificada, pode-se dizer que esta tese se encontra dividida essencialmente em três partes distintas.

Na primeira parte, pretendeu-se definir quais as principais famílias de fracturas existentes no Anticlinal de Estremoz. Para o efeito, começou-se por fazer uma análise da carta geológica do Anticlinal de Estremoz na escala 1:25 000. Desta análise pretendia-se reconhecer a existência ou não de um padrão de fracturas e determinar quais as principais famílias de descontinuidades existentes ao nível do anticlinal. Posteriormente e no âmbito de um protocolo de Cooperação Científica entre o Instituto Geológico e Mineiro (IGM) e o Laboratório de Rochas Industriais e Ornamentais da Universidade de Évora (LIRIO), foi efectuado um estudo de pormenor de oito sondagens realizadas pelo Departamento de Hidrogeologia do IGM e inseridas no Projecto do Estudo dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Alentejo. Este estudo foi complementado com trabalho de campo. Com efeito, procedeu-se ao levantamento geométrico de superfícies de fracturas nas zonas envolventes aos locais onde as sondagens tinham sido realizadas. Pretendia-se averiguar se as famílias determinadas à superfície eram as mesmas que ocorriam em profundidade e se o comportamento apresentado nas duas situações era homogéneo ou não.

A segunda parte deste trabalho foi efectuada já em gabinete, e dedicou especial atenção à conectividade de padrões de fracturas. Com efeito, e numa vertente mais teórica, pretendeu-se averiguar a variação da conectividade de fracturas e quais os factores que a poderiam influenciar (litologia, escala, direcções e dimensão das fracturas, etc). Como exemplo, escolheu-se o Anticlinal de Estremoz não só pela existência de dados resultantes do estudo das sondagens, mas também por este corresponder a um maciço constituído essencialmente por rochas carbonatadas (mármore e dolomitos), cujo comportamento impermeável obriga a que a circulação da água se efectue ao longo das superfícies de fractura existentes. No entanto, para que esta circulação ocorra é necessário que estas superfícies se encontrem conectadas entre si.

Por fim e já numa terceira parte, todos os dados obtidos foram integrados numa base de dados tendo sido efectuado um projecto de Sistemas de Informação Geográfica (SIG's), em *GEOMEDIA*, permitindo assim efectuar de uma forma eficiente a correlação de todos os dados adquiridos ao longo deste trabalho.

1- Enquadramento geológico

A zona estudada encontra-se inserida no Maciço Ibérico também designado por Maciço Hespérico. Este é caracterizado por apresentar a maior extensão de rochas pré-pérmicas aflorantes, existente na Península Ibérica (Ribeiro et al., 1990) (fig. 1). Ocupa a parte ocidental e central da Península Ibérica, sendo delimitado a norte pelo golfo da Biscaia, a oeste pelo Oceano Atlântico, a sul e a este pelos terrenos de cobertura meso-cenozóicas.

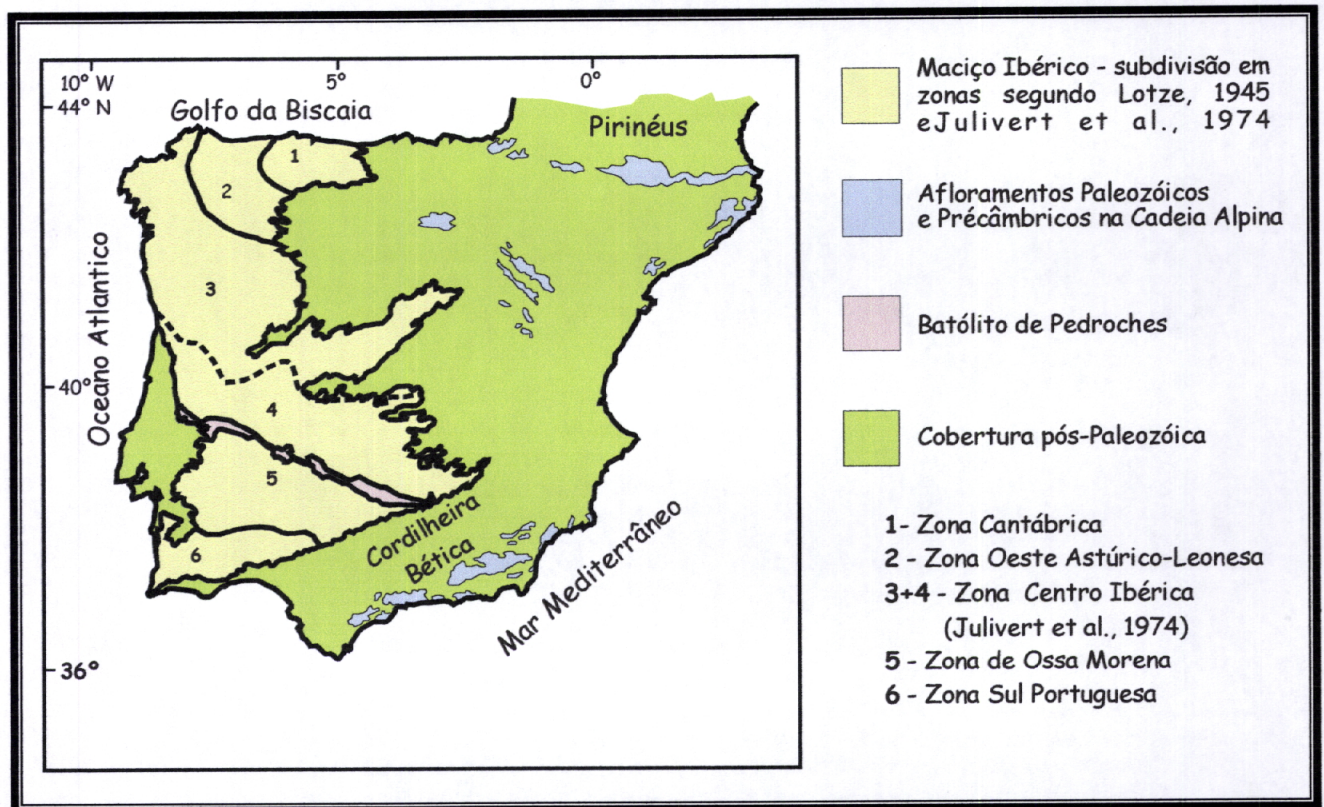


Fig. 1 - Mapa dos afloramentos Paleozóicos e Precâmbrios da Península ibérica (adaptado de Ribeiro et al., 1990)

Um dos aspectos mais relevantes do Maciço Ibérico, diz respeito à sua heterogeneidade, tanto em termos paleogeográficos como metamórficos, estruturais e magmáticos. Com base nestes critérios Lotze (1945), propôs a subdivisão do Maciço Ibérico em seis zonas distintas. Posteriormente, outros autores terão elaborado novas interpretações das quais terão resultado outros modelos (fig. 2). Contudo, o modelo proposto por Lotze tem sido aceite por todos e persiste até à actualidade embora, com algumas modificações, tanto nos seus limites como nos critérios que conduziram à sua separação.

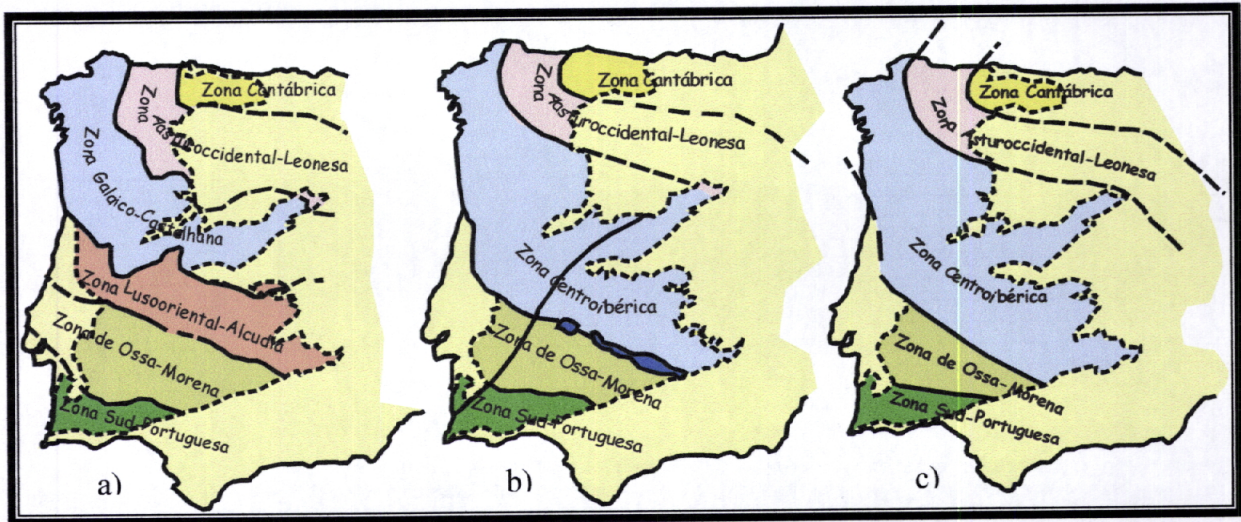


Fig. 2 – Subdivisão em zonas do Maciço Ibérico:
a) Segundo Lotze, 1970, modificado de Lotze, 1945; b) Segundo Julivert et al., 1974; c) Segundo Robardet, 1976
(adaptado de Quesada, 1990)

O conceito de “terreno tectonoestratigráfico” revelou-se de grande importância na reinterpretação de todas estas separações. De uma forma breve, pode definir-se “terreno tectonoestratigráfico”, como sendo uma entidade geológica, com características estratigráficas, estruturais e petrológicas próprias, diferentes das entidades contíguas. Estas diferenças não se explicam como variações de fácies, mas sim considerando a existência de ambientes geotectónicos originalmente diferentes, separados espacialmente, e que mais tarde foram acrecionados como consequência de um processo orogénico (Ribeiro et al., 1989) (fig.3).

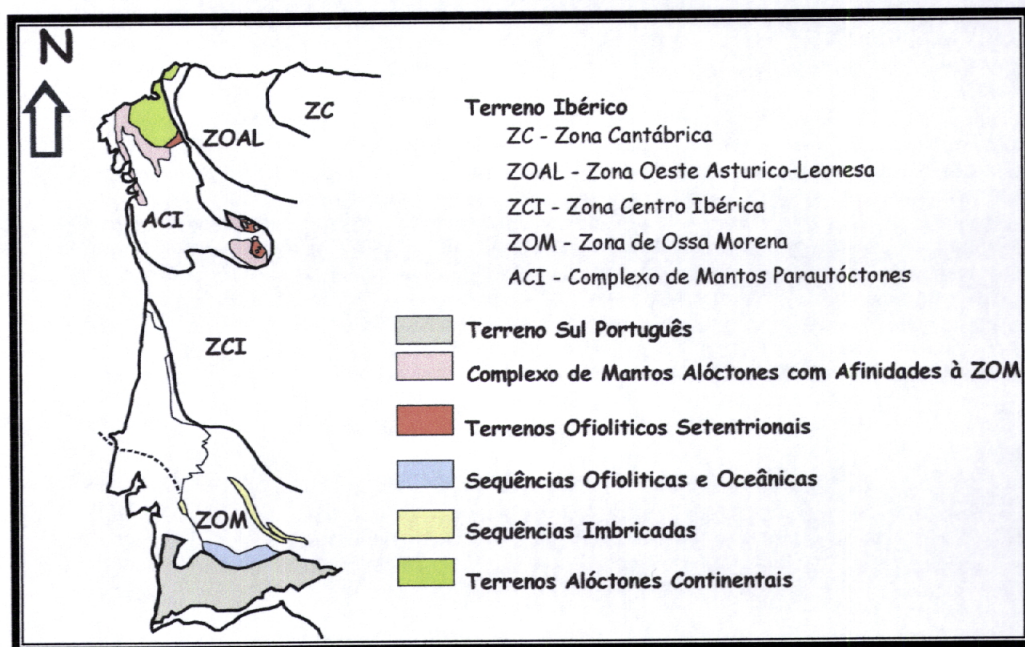


Fig. 3 – Terrenos Variscos da Cadeia Ibérica (adaptado de Ribeiro et al. 1988)

O local utilizado como objecto de estudo neste trabalho, encontra-se inserido na Zona de Ossa Morena (ZOM), que corresponde a uma das zonas internas do soco varisco peninsular. A norte, a fronteira entre a ZOM e a Zona Centro-Ibérica (ZCI) é marcada pelos cavalgamentos de Portalegre e Sardoal, enquanto que o limite com a Zona Sul Portuguesa (ZSP) é materializado pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Araújo, 1995).

Oliveira et al. (1991), propôs para a Zona de Ossa Morena, a existência de cinco sectores bem diferenciados geologicamente (fig. 4), e que de norte para sul são respectivamente:

- ◆ Faixa Blastomilonítica;
- ◆ Sector Alter do Chão – Elvas;
- ◆ Sector Estremoz - Barrancos com diferenciação do Anticlinal de Estremoz;
- ◆ Sector Montemor - Ficalho com individualização do Sinclinal de Cabrela;
- ◆ Maciço de Beja onde se separa o Sub-Sector de Santa Susana – Odivelas.

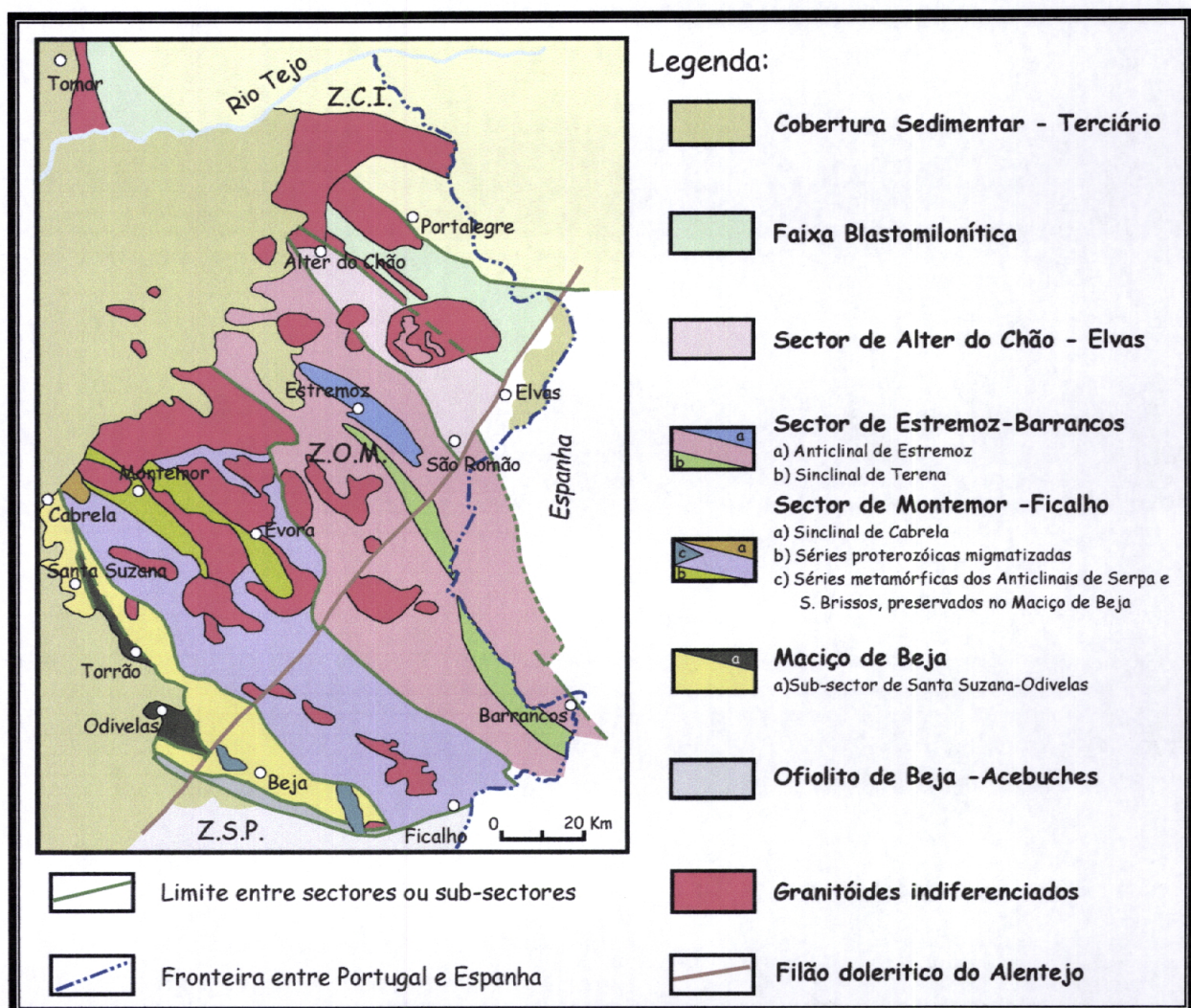


Fig. 4 – Divisões tectono-estratigráficas da ZOM, em Portugal (adaptado de Oliveira et al., 1991)

De uma forma muito breve, de seguida passaremos a fazer uma breve descrição dos diferentes sectores atrás mencionados.

No que se refere à **Faixa Blastomilonítica**, esta situa-se no bordo norte da ZOM próxima do contacto com a ZCI. Apresenta uma orientação aproximada de NW-SE e caracteriza-se pela ocorrência de rochas metamórficas, cujo grau metamórfico varia desde baixo a elevado, e também pela existência de inúmeros acidentes, tanto cisalhantes como cavalgantes. Esta faixa separa dois domínios com vergência oposta, resultantes da primeira fase de deformação varisca, respectivamente para NE e para SW (Oliveira et al., 1991).

Quanto ao **Sector de Alter do Chão - Elvas**, é limitado a norte pelo cavalgamento de Alter do Chão e a sul pela discordância cambro-ordovícica. Corresponde à continuação do domínio de Elvas - Cumbres Mayores (Oliveira et al., 1991).

No **Sector Estremoz - Barrancos**, o limite norte é materializado pela discordância cambro-ordovícica sendo a sul delimitado pelo Carreamento de S.^{to} Aleixo da Restauração (Araújo, 1989). Corresponde ao prolongamento do domínio de Barrancos - Hinojales. Neste sector foi individualizado o Anticlinal de Estremoz, devido ao seu carácter peculiar tanto em termos estruturais como no que diz respeito à sucessão estratigráfica que lhe é atribuída (Oliveira et al., 1991).

O **Sector de Montemor - Ficalho** corresponde parcialmente ao domínio de Beja - Aracena, do qual foi separado o Maciço de Beja. A norte o seu limite é marcado pelo carreamento de S.^{to} Aleixo da Restauração e sendo um pouco impreciso a sul (Oliveira et al., 1991).

Por fim, no que diz respeito ao **Maciço de Beja**, o seu limite norte é um pouco impreciso, enquanto que o sul é coincidente com o cavalgamento de Ferreira - Ficalho. Litologicamente caracteriza-se por uma associação de conjuntos plutónicos variados, (nomeadamente os Gabros de Beja, os Gabros e Dioritos de Cuba - Alvito e os Pórfiros de Baleizão), e complexos vulcano – sedimentares (nomeadamente o Complexo Básico de Odivelas e o Complexo da Toca da Moura). As relações temporais e espaciais entre os diversos conjuntos plutónicos encontra-se ainda mal conhecida, enquanto que os complexos vulcano - sedimentares parecem constituir entidades com características tectono-estratigráficas próprias, sendo por isso individualizadas num subsector designado como Subsector de Santa Susana - Odivelas (Oliveira et al., 1991).

A área utilizada como objecto de investigação neste trabalho, encontra-se inserida no Sector de Estremoz - Barrancos, e corresponde mais propriamente ao Anticlinal de

Estremoz. Como já se referiu anteriormente, este subsector foi individualizado devido às suas particularidades, tanto tectónicas como estratigráficas. A sucessão litológica que lhe é atribuída, diz respeito a rochas cuja idade varia entre o Precâmbrico e Silúrico, sendo localmente cobertas por depósitos lacustres Quaternários. Como seria de esperar as litologias com idade mais antiga (precâmblicas), afloram no núcleo.

Assim sendo, e de uma forma bastante simplificada, pode-se considerar a existência de quatro unidades principais distintas (fig. 5). A mais antiga, datada do Precâmbrico, é designada por **Formação de Mares**, sendo essencialmente constituída por xistos negros, chertes e grauvaques. Sobre esta, e de forma discordante, assenta a **Formação Dolomítica**. É constituída por calcários dolomíticos, tendo na base conglomerados, arcoses e vulcanitos ácidos. Foi datada como pertencente ao Câmbrio Inferior. No topo desta formação, observa-se localmente um **horizonte silicioso**, que pontualmente se apresenta mineralizado com sulfuretos (Oliveira et al., 1991). Este nível tem sido interpretado como marcador de uma importante lacuna, que poderá ter resultado da exposição subaérea dos carbonatos durante o Câmbrio Médio e Superior originando localmente carsificação e silicificação (Oliveira, 1984; Carvalhosa et al. 1987). O **Complexo Vulcano – Sedimentar Carbonatado de Estremoz** (Complexo VSCE), ocorre sobre o referido nível, sendo constituído por mármore, calcoxistos e intercalações de vulcanitos ácidos e básicos. A datação deste complexo tem sido alvo de grandes discussões e ainda hoje suscita algumas dúvidas devido à inexistência de fósseis, apesar de actualmente se aceitar que poderá pertencer ao Ordovícico (Oliveira et al., 1991). Embora de forma descontínua, devido à sua geometria lenticular, sobre o Complexo VSCE, assenta um **Conglomerado poligénico** (com calhaus provenientes de rochas distintas como xisto, vulcanitos, quartzitos, calcários). A presença deste conglomerado poderá indiciar a ocorrência de um período de sedimentação glaciogénica correspondente à glaciação do final do Ordovícico (Oliveira et al., 1991). Por fim, sobrejacente a todas estas unidades, encontra-se uma sequência de **Xistos negros e Liditos com graptólitos**. A presença de graptólitos nesta sequência permitiu assim proceder à sua datação, atribuindo-se-lhe idade silúrica.

Neste trabalho, optou-se por englobar as rochas carbonatadas numa só unidade, pois o comportamento mecânico destas rochas no que diz respeito à fracturação é semelhante. Com efeito, a Formação Dolomítica e o Complexo VSCE correspondem ao que se passará a designar como Formação Carbonatada do Anticlinal de Estremoz.

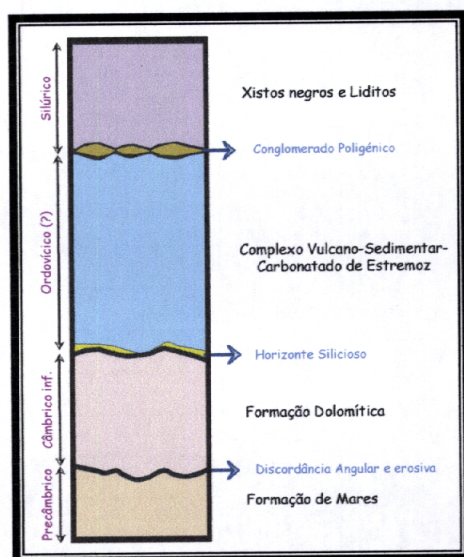


Fig. 5 - Sequência estratigráfica, esquemática existente no Anticlinal de Estremoz

É ainda, importante salientar a ocorrência de inúmeros filões doleríticos, cuja génese estará provavelmente relacionada com a falha da Messejana, e ainda a ocorrência de dolomitos secundários tardios, regionalmente designados por "*Olho de Mocho*". Estes últimos distinguem-se dos calcários dolomíticos existentes na Formação Dolomítica, por apresentarem uma granularidade mais grosseira, um maior enriquecimento em Fe e ainda por exibirem cavidades de dimensões variáveis, por vezes milimétricas outras vezes centimétricas e até mesmo decimétricas, preenchidas por cristais de calcite (Manupella et al., 1994). Pensa-se que a sua génese poderá estar relacionada com uma alteração hidrotermal tardia, que se supõe que terá ocorrido preferencialmente ao longo de alguns acidentes tectónicos (Manupella et al., 1994).

O Anticlinal de Estremoz corresponde a uma das maiores macroestruturas variscas portuguesas possíveis de identificar na ZOM. Geometricamente, caracteriza-se como sendo uma dobra apertada cujos flancos se apresentam fortemente estirados, e com orientação que varia entre NNW-SSE e NW-SE (fig. 6a). O flanco NE apresenta-se subverticalizado enquanto que o SW mergulha aproximadamente 70° para SW, implicando assim uma vergência para NE (Dias et al., 1999 (a)). Procedendo a uma

análise mais detalhada da carta desta região, (fig. 6b), verifica-se a existência de uma acentuada ondulação da charneira do anticlinal que origina assim terminações periclinais, bem como uma depressão axial na região de Borba, sendo esta última evidenciada tanto pela separação cartográfica existente entre as manchas precâmblicas aflorantes no núcleo do anticlinal, como também pelo padrão de afloramento apresentado pelas dobras menores existentes nas proximidades desta povoação (fig. 6b) (Dias et al. 1999 (a)).

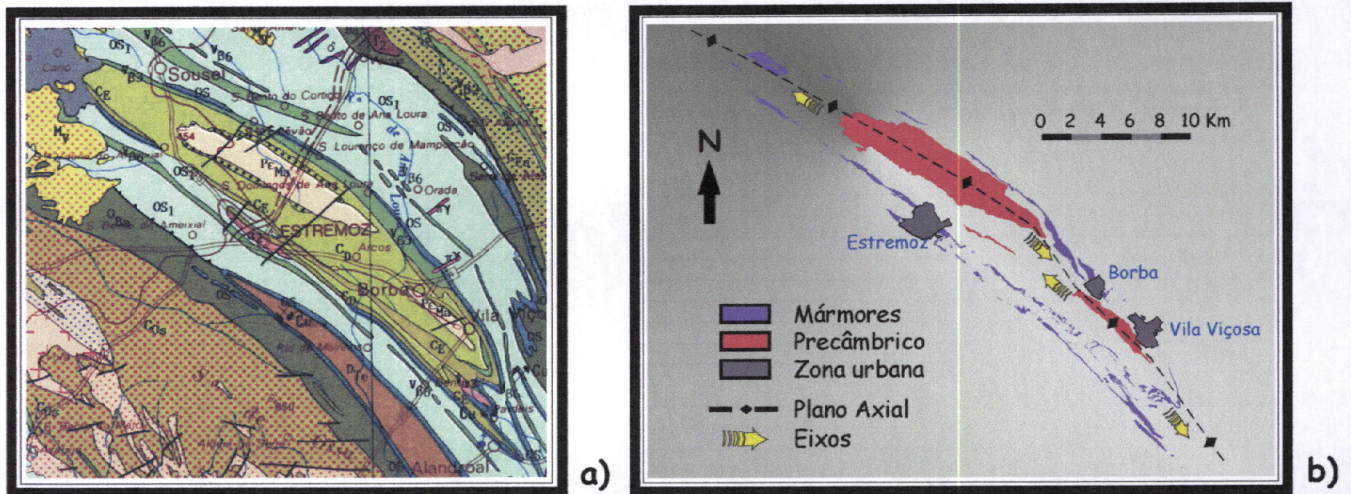


Fig. 6 – a) Excerto da Carta Geológica de Portugal 1 / 500 000, publicada pelos Serv. Geol. de Portugal em 1992
b) Esquema ilustrativo da variação do mergulho do eixo ao longo de todo o Anticlinal de Estremoz

De uma forma bastante resumida e segundo os modelos propostos até então, pode-se afirmar que esta estrutura terá sido formada em condições de andar estrutural superior, numa região moderadamente deformada (Araújo et al. 1997). O metamorfismo que lhe está associado é de baixo a muito baixo grau, apresentando uma recristalização muito incipiente, típica da fácies dos xistos verdes, com associações mineralógicas frequentemente constituídas por quartzo, sericite, óxidos e mais raramente clorite isto nos níveis sedimentares e também plagioclase, clorite, epídoto e por vezes carbonatos no que diz respeito aos metavulcanitos básicos (Araújo et al. 1997).

Segundo Lopes (1997), o Anticlinal de Estremoz terá sido afectado durante a orogenia varisca, por dois episódios de deformação não coaxiais e com vergências opostas, sendo o segundo o principal responsável pela “arquitectura” desta macroestrutura. Apesar de em publicações recentes, (e.g. Fonseca, 1989; Gonçalves et al., 1993; Araújo et al., 1994; Quesada et al., 1995), se fazer referência a uma primeira fase de deformação (F1), como sendo a responsável pela instalação do complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches, neste trabalho optámos por considerar **F1** como a principal fase de deformação varisca que terá

actuado ao nível de toda a ZOM. Esta foi datada por Ribeiro (1983) como sendo do Givetiano (Devónico superior), e distingue-se pelo desenvolvimento de dobras isoclinais deitadas vergentes para WSW, com plano axial variável entre NNW-SSE e N-S, originando uma clivagem xistenta (Reynaud et al., 1994; Lopes, 1995; Lopes, 1997). Pode ser claramente observada em afloramentos localizados especialmente no núcleo do Anticlinal, mais precisamente entre Estremoz e S. Lourenço de Mamporcão (Lopes, 1995). A segunda fase, **F2**, segundo Ribeiro et al. (1979), terá ocorrido durante o Vestefaliano superior (Carbónico superior), e caracteriza-se por apresentar um carácter contínuo associado a uma componente de cisalhamento esquerda, evidenciada pela transecção direita da clivagem em dobras mesoscópicas (Lopes, 1995; Lopes, 1997). Caracteriza-se pelo redobramento das estruturas geradas em **F1**, originando assim dobras de plano axial subvertical com direcção próxima de NW-SE, levemente vergentes para NE, eixos pouco inclinados e clivagem de fractura por vezes com disposição em leque (Reynaud et al., 1994; Lopes, 1995; Lopes, 1997). Nas fases finais de **F2**, é ainda de salientar o desenvolvimento de corredores de cisalhamento esquerdos NNW-SSE, ligeiramente vergentes para NE. Evidências de **F2** podem ser observadas no terreno, (e.g. Borba e Lagoa), sendo possível observar o padrão de interferência resultante da sobreposição de **F1** e **F2**, (Lopes, 1997). Posteriormente, episódios tardí-variscos terão originado desligamentos direitos NNW-SSE e esquerdos NE-SW, associados ao levantamento isostático por descompressão da cadeia orogénica, provocando assim o diaclasamento em regime frágil (Lopes, 1997). É ainda importante referir a ocorrência de diversos filões doleríticos, regionalmente designados por “*cabos reais* *”, instalados em fracturas subverticais com direcção aproximada NE-SW (Lopes, 1997), provavelmente contemporâneos da grande Falha da Messejana. Apesar da idade absoluta destes filões ser ainda desconhecida, sabe-se que serão com certeza pós-carbónicos devido à inexistência de deformação. No entanto, Schermerhorn et al. (1982), aponta para uma idade Jurássica, no caso de se verificar uma relação entre estes e as rochas intrusivas que estão associadas à Falha da Messejana. A Falha da Messejana corresponde a uma grande falha com direcção (NE-SW), que atravessa todo o Alentejo, passa em Campo Maior, e segue para Espanha até Ávila (fig. 7).

* - Apenas uma pequena curiosidade relativamente aos “cabos reais”, antigamente era vulgar ouvir dizer aos responsáveis das explorações desta zona que “... *para lá do cabo a pedra muda sempre*...”, apesar de não saberem explicar porquê, as pessoas constataavam que ocorria sempre uma mudança na litologia entre um lado e outro do filão.



Fig. 7 – Carta geológica de Portugal continental simplificada ilustrando a localização da grande Falha da Messejana (adaptado de IGM, publicação integrada nas comemorações dos 150 anos da criação da 1ª Comissão Geológica)

2 - Padrão de fracturas da Formação Carbonatada de Estremoz

2.1. Introdução

Como já foi referido anteriormente, este trabalho tem como objectivo determinar qual a relação existente entre a conectividade de padrões de fracturas e a influência que esta exerce na circulação de fluidos. Para isso e sendo os mármore e os metadolomitos, rochas impermeáveis tornou-se imprescindível proceder a uma caracterização da fracturação existente ao longo de todo o anticlinal, pois os fluidos apenas conseguem circular através da importante rede de fracturas que terá sido gerada durante a evolução geodinâmica desta região. Esta caracterização, apenas diz respeito aos aspectos geométricos da fracturação, pois são estes que irão controlar essencialmente a circulação de fluidos. No que se refere aos aspectos cinemáticos e dinâmicos, embora sejam os responsáveis pelas características geométricas dos planos de fracturas, o seu estudo mais pormenorizado ficará para trabalhos posteriores.

De forma a atingir os objetivos propostos, foi necessário proceder à definição das principais famílias de fracturas que teriam actuado sobre o que anteriormente se designou como Formação Carbonatada do Anticlinal de Estremoz. Para tal, e com o intuito de proceder a um estudo detalhado do padrão de fracturas existente, procedeu-se a uma análise geral ao nível de todo o Anticlinal de Estremoz. Como base de trabalho foi utilizada a carta geológica 1:25 000, publicada pelo Departamento de Prospekção de Rochas e Minerais não Metálicos do Instituto Geológico e Mineiro em 1997. De forma a tentar confirmar e até mesmo complementar os dados adquiridos, realizou-se um estudo detalhado de oito sondagens dispersas ao longo de todo o anticlinal. Estas sondagens foram efectuadas no âmbito de um projecto do Departamento de Hidrogeologia do Instituto Geológico e Mineiro cujo objectivo concernia ao estudo dos recursos hídricos subterrâneos existentes na região do Alentejo. Na área envolvente de cada sondagem, foram ainda efectuados trabalhos de campo, cujo objectivo consistia na recolha de um maior número de dados referentes às famílias de fracturas existentes à superfície e que de alguma forma pudessem ser correlacionados com as famílias de fracturas detectadas ao longo das sondagens.

2.2. Metodologia utilizada

Neste estudo optou-se por fazer uma abordagem a duas escalas distintas. Após um primeiro estudo à escala das grandes fracturas susceptíveis de serem representadas na carta geológica 1:25 000, (IGM, 1997), passou-se a um estudo de maior detalhe quer ao nível do afloramento, quer ao nível de sondagens. No primeiro caso pretendia-se ter uma ideia sobre a localização das principais fracturas com importância regional e que poderiam ter actuado como canais preferenciais para a circulação subterrânea de água. No segundo caso pretendia-se verificar até que ponto a existência de fracturas mesoscópicas (pertencentes ou não às famílias determinadas na primeira análise), poderiam desempenhar um papel na referida circulação. Com efeito, foram realizadas pelo Departamento de Hidrogeologia do IGM, treze sondagens dispersas ao longo de todo o Anticlinal de Estremoz. Destas treze sondagens, foram seleccionadas apenas oito, optando-se por estudar uma sondagem de cada local e no caso de existir mais do que uma, a escolha favoreceu sempre as mais profundas.

♦ Análise a pequena escala

Este estudo teve como intuito a determinação da existência ou não de um padrão de fracturas e quais as principais famílias de descontinuidades existentes ao nível do Anticlinal de Estremoz. Para tal procedeu-se a uma análise geral da carta geológica da região. É importante referir que apesar da carta geológica do Anticlinal de Estremoz, publicada pelo IGM (1997), se encontrar disponível tanto na escala 1:10 000 como na escala 1:25 000, optámos por utilizar a carta geológica com a escala 1:25 000. Esta escolha teve única e simplesmente a ver com o facto do padrão de fracturação marcado em ambas as cartas ser idêntico.

Por outro lado, pareceu-nos também importante tentar proceder à quantificação da densidade de fracturação (D_f) ao longo de todo o anticlinal. Para tal, estimou-se para cada quilómetro quadrado um valor que a refletisse, utilizando-se para o efeito a seguinte relação:

$$D_f = \text{Número de Km de fracturas} / \text{Km}^2$$

No entanto, é necessário não nos esquecermos que os resultados obtidos devem ser encarados como valores mínimos, pois apesar da cartografia ter sido efectuada com o maior rigor, é impossível que esta corresponda à totalidade das descontinuidades

existentes ao longo de todo o anticlinal. Se não vejamos, a rede de fracturas, como é de esperar, é marcada em função dos afloramentos existentes; assim sendo um dos *problemas* com que nos deparámos dizia respeito ao facto de nas zonas onde se observava um aumento da densidade de fracturação, corresponderem na grande maioria dos casos a locais onde existiam pedreiras. Tornou-se então essencial averiguar se o aumento da densidade de fracturação estaria de alguma forma relacionado com uma melhoria das condições de afloramento. Para o efeito, calculou-se a área das pedreiras que se encontram cartografadas na carta geológica 1:10 000 (1997) e calculou-se, tal como foi feito para as fracturas, qual a densidade de pedreiras existentes:

$$D_f = \text{Área de pedreiras} / \text{Km}^2$$

Depois disto e com o intuito de se proceder a uma normalização dos valores obtidos foi calculada a densidade de fracturação normalizada (D_{fn}), utilizando-se para o efeito a seguinte relação:

$$D_{fn} = \text{Densidade de Fracturação} * [1 / (\text{Densidade de pedreiras} * 100) + 1]$$

Por outro lado, também não nos podemos esquecer que as fracturas pouco inclinadas, mesmo que importantes, dificilmente irão ter expressão cartográfica, devido à fraca probabilidade de intersectarem a superfície, ao contrário do que se passa com as fracturas de grande inclinação, cuja expressão cartográfica é condicionada pela facilidade com que se reconhecem no terreno.

◆ Análise a grande escala

Como já foi referido anteriormente, esta análise contemplou não só uma caracterização geométrica das fracturas presentes ao nível do afloramento, mas também a medição sistemática da orientação das superfícies de descontinuidade presentes nas oito sondagens que foram alvo de estudo.

Os levantamentos de campo foram sempre que possível efectuados na zona envolvente ao local onde a sondagem tinha sido realizada. Pretendia-se recolher dados que nos permitissem posteriormente orientar as sondagens, (lineação de estiramento, planos de corrume). Nos casos em que existiam pedreiras recorreu-se preferencialmente à colheita sistemática de dados através de *scanlines*, (amostragem linear), nos locais onde estas não existiam (situação correspondente à maioria dos casos), procedeu-se a

uma amostragem em área, medindo-se a orientação de todas as fracturas existentes em vários afloramentos. No primeiro caso, não eram efectuadas apenas as medições das atitudes das fracturas encontradas, fez-se também uma caracterização das mesmas no que dizia respeito à abertura e ao tipo de superfície. Para o efeito foram utilizadas as normas propostas pela International Association of Engineering Geology, (1981). Posteriormente e já no gabinete, as diversas atitudes medidas foram divididas em classes ("famílias de fracturas") e foi então calculado o espaçamento entre cada família.

Torna-se importante, mais uma vez, salientar que a realização destes dois tipos de amostragem tinha em vista não só a orientação das sondagens, mas também o tentar relacionar os dados obtidos à superfície com os dados resultantes do estudo das sondagens. A correlação entre ambos os dados não é simples, pois os que foram recolhidos à superfície tendem a privilegiar nitidamente as famílias de fracturas bastante inclinadas, enquanto que numa caracterização geométrica da fracturação ao longo de uma sondagem vertical, como é o caso, o maior relevo é dado às famílias de fraca inclinação. Será que esta divergência de resultados deriva de uma variação da fracturação com a profundidade ou estará simplesmente relacionada com o facto de se estar a utilizar diferentes tipos de amostragem? Com o intuito de encontrar uma resposta para esta questão, utilizamos como exemplo os dados recolhidos aquando do estudo da sondagem SdH1. Na figura seguinte encontram-se projectados os dados recolhidos à superfície (a) e também os dados adquiridos a partir da sondagem (b).

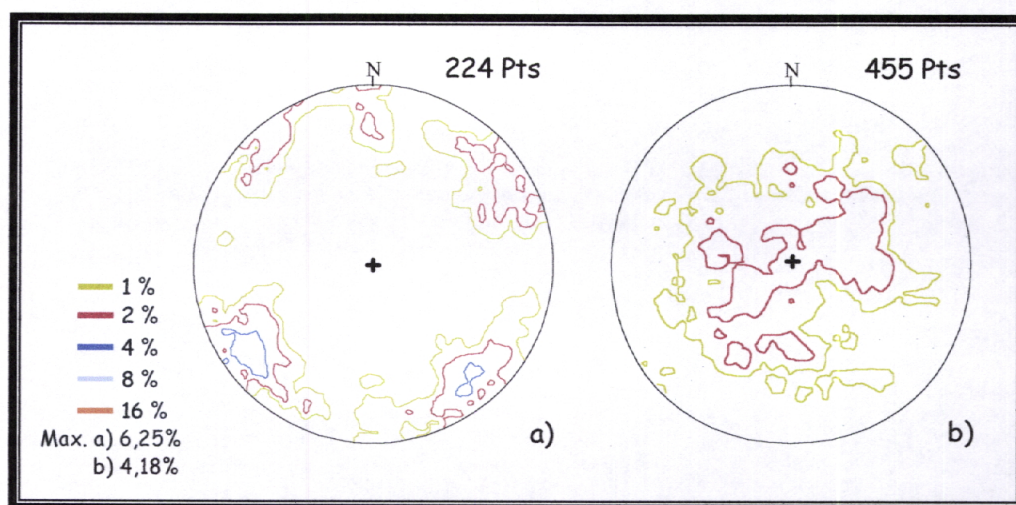


Fig. 8 – Projecção estereográfica dos dados referentes à sondagem SdH1, efectuada em Vila Viçosa:
a) amostragem à superfície b) amostragem na sondagem

Como se pode ver no diagrama 8a existe uma grande predominância de planos muito inclinados, ao contrário do que se passa no diagrama 8b em que a maior concentração de

planos ocorre em torno de planos pouco inclinados. Com o intuito de averiguar se existia ou não qualquer uma relação entre os dois tipos de dados resultantes de processos de amostragem distintos, eliminaram-se nos dados resultantes do estudo da sondagem, todas as medições cuja inclinação fosse inferior a 60°. Os resultados obtidos encontram-se projectados na figura 9.

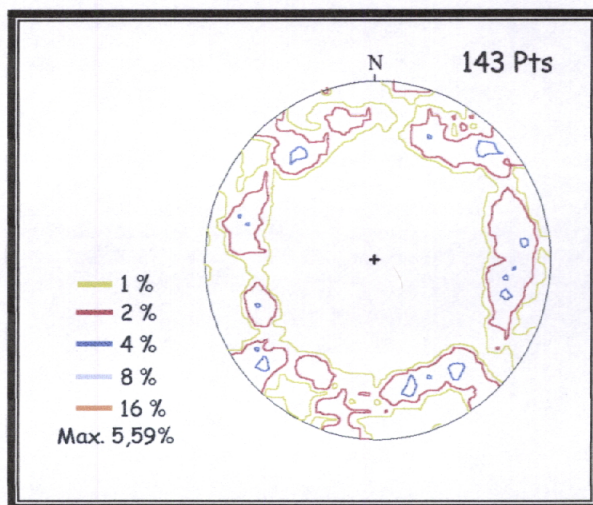


Fig. 9 – Projecção estereográfica das superfícies de fractura medidas na sondagem SdH1 com inclinações superiores a 60° (Projecção efectuada em Georient)

Como se pode observar os diagramas 8a e 9 passaram a poder ser correlacionáveis, aparecendo agora no diagrama da figura 9, famílias que anteriormente não se conseguiam observar. Com efeito, esta situação mostra que as discrepâncias observadas inicialmente são devidas essencialmente aos diferentes processos de amostragem e não a uma variação do padrão de fracturas com a profundidade.

Na tentativa de proceder a uma correlação entre os dois tipos de dados resultantes das diferentes amostragens efectuadas, tentamos aplicar um método (Dias et al., 1999 (c); Tapadas, 2000), que nos permitisse calcular um determinado factor de correcção (Fc), de forma a que quando este fosse aplicado aos dois conjuntos de dados (provenientes das sondagens e dos levantamentos de campo), estes se pudessem tornar independentes do tipo de amostragem efectuada e permitissem deste modo, a obtenção de projecções estereográficas da totalidade dos dados e também uma melhor ideia sobre a importância relativa das várias famílias individualizadas. No entanto, segundo este método, como se pode ver pelo gráfico e pela tabela da figura 10, é impossível aplicar um factor de correcção quando as famílias de fracturas fazem um ângulo β inferior a (\sim) 15° com a linha ao longo da qual foi realizada a amostragem. Com efeito, nesta situação, a variação do factor de correcção é de tal forma elevada para esta gama de valores que a oscilação

de apenas alguns graus no valor angular traduz-se em enormes variações no F_c , (e.g. para um ângulo de 2° o F_c será 29.4, enquanto que para um ângulo de 4° o F_c é 14.5). Deste modo, esta limitação inviabiliza qualquer tipo de correcção dos dados relativos ao Anticlinal de Estremoz tratados neste trabalho, visto as sondagens estudadas serem todas verticais.

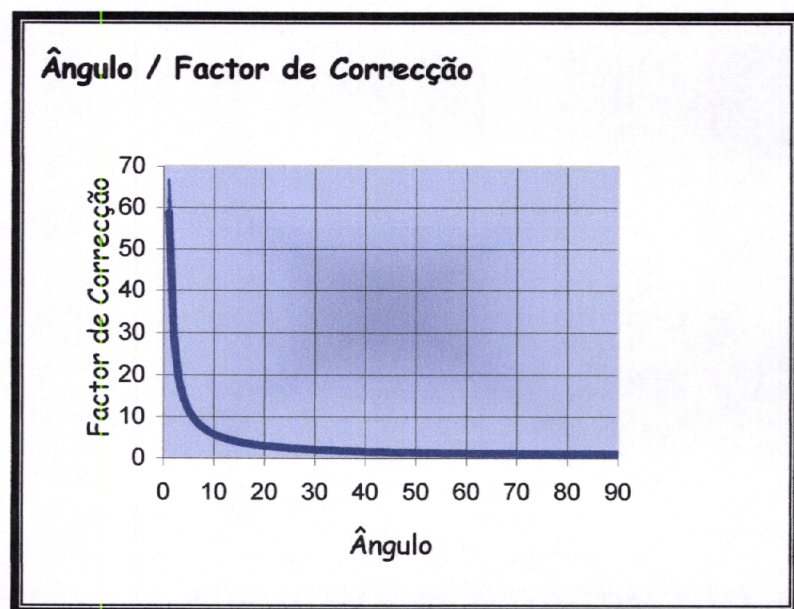


Fig. 10 – Variação do factor de correcção em função do ângulo que as famílias de fracturas fazem com a sondagem

Ângulo β	F_c	Ângulo β	F_c
1.0	58.8	18.0	3.2
2.0	29.4	19.0	3.1
3.0	19.2	20.0	2.9
4.0	14.5	25.0	2.4
5.0	11.5	30.0	2.0
6.0	9.6	35.0	1.7
7.0	8.3	40.0	1.6
8.0	7.2	45.0	1.4
9.0	6.4	50.0	1.3
10.0	5.8	55.0	1.2
11.0	5.3	60.0	1.2
12.0	4.8	65.0	1.1
13.0	4.5	70.0	1.1
14.0	4.1	75.0	1.0
15.0	3.9	80.0	1.0
16.0	3.6	85.0	1.0

No que se refere ao estudo das sondagens, este não se baseou apenas numa descrição litológica pormenorizada, mas também num meticuloso estudo da fracturação existente ao longo de todos os testemunhos recuperados. Nesta caracterização, foi necessário proceder-se à orientação da sondagem, visto que um dos objectivos propostos incidia sobre a medição exaustiva da atitude das superfícies de discontinuidades existentes. Para o efeito foram utilizados essencialmente dois tipos de planos de referência que se apresentavam pouco variáveis à escala regional:

- ◆ Planos que continham a lineação de estiramento (X_1)
- ◆ Planos correspondentes ao corrume*

* - designação regional que significa "o correr da rocha" e que corresponde à transposição da estratificação com a xistosidade.

Assim sendo, sempre que era possível observar nos tarolos de sondagem um ou outro marcador, estes eram rodados até se obterem os valores médios determinados durante os levantamentos de campo. Desta forma, foi-nos possível determinar o “Norte” dos tarolos de sondagem, representado-o por uma linha que era marcada ao longo da sondagem (fig.11), e proceder assim à orientação da mesma.



Fig.11 – Troço de sondagem onde é possível observar a linha que materializa o Norte

Desta forma tornou-se possível a medição da orientação de todas as superfícies de fractura presentes ao longo das sondagens.

A projecção estereográfica dos dados recolhidos permitiu a individualização das descontinuidades em famílias de fractura, determinando-se assim quais as principais famílias de fractura presentes em cada sondagem. No entanto, houve casos em que a paralelização com os dados de campo, não foi possível, devido:

- ◊ Inexistência de afloramentos à superfície – o que implicou a não realização de levantamentos de campo.
- ◊ Tipo de litologia – quando a sondagem era constituída por rochas afectadas por intensa carsificação e dolomitização era impossível encontrar estruturas como o corrume e a lineação de estiramento, pois estas eram como que “apagadas” da rocha, não permitindo assim a sua correlação com os dados de superfícies.
- ◊ Planos sub-horizontais – a ocorrência elevada de planos sub-horizontais também torna inviável classificação das fracturas em famílias, pois pequenas ondulações dos planos implicam grandes variações em termos de direcção.

Nestes casos, de forma a proceder à caracterização da fracturação ao longo da sondagem foram individualizadas três famílias ou classes distintas, cujos intervalos abarcam todo o espectro de inclinações possíveis:

- ⇒ Família A - incluem-se nesta classe as fracturas com inclinações iguais ou inferiores a 30°.
- ⇒ Família B - incluem-se nesta classe as fracturas com inclinações entre 31° e 59°.
- ⇒ Família C - incluem-se nesta classe as fracturas com inclinações iguais ou superiores a 60°.

Neste estudo, contemplou-se ainda a caracterização física das superfícies de fractura encontradas, sendo esta baseada nos seguintes parâmetros:

- ⇒ Rugosidade: as superfícies de fracturas foram divididas em 9 classes consoante se tratassem de superfícies irregulares, onduladas ou planas (fig. 12);
- ⇒ Existência ou não de parâmetros indicadores de percolação, e no caso de existirem descrever sucintamente quais;
- ⇒ Tipo de preenchimento da fractura, no caso de existir efectuar uma descrição sucinta;
- ⇒ Encaixe das superfícies de fracturas, sendo este classificado como:
 - Bom: no caso das superfícies de fractura encaixarem perfeitamente.
 - Médio: no caso das superfícies de fractura encaixarem com alguma dificuldade.
 - Mau: no caso das superfícies de fractura não encaixarem.

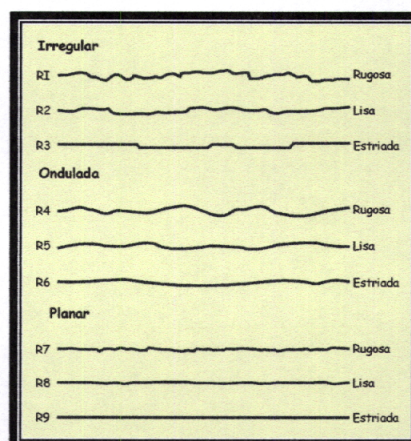


Fig. 12 – Representação esquemática dos critérios utilizados na classificação da rugosidade das superfícies de fractura (in International Association of Engineering Geology, 1981)

As várias tabelas elaboradas a partir do estudo pormenorizado das sondagens e também dos diversos levantamentos de campo efectuados encontram-se disponíveis no Anexo I, estando disponíveis alguns dados que foram obtidos, mas que por pensarmos serem irrelevantes para o estudo aqui desenvolvido, não chegaram a ser mencionados.

Resta apenas referir que todas as projecções foram efectuadas utilizando o programa Georient 4.2. e foi utilizado como rede de projecção o hemisfério sul da rede de Schmidt (igual área).

2.3. Análise a pequena escala

2.3.1 – Análise geométrica

Pensamos ser importante chamar a atenção uma vez mais, para o facto do objectivo deste trabalho não ser a caracterização cinemática nem a evolução geodinâmica da região, mas sim uma caracterização geométrica do padrão de fracturas e a sua influência na circulação de fluidos. Contudo, ainda que de uma forma muito breve, teceremos algumas considerações sobre o assunto.

Depois de uma breve análise da carta geológica, foi possível determinar a ocorrência de um padrão de fracturas bem definido, destacando-se a existência de duas famílias de fracturas principais, uma com direcção próxima de NE-SW a ENE-WSW e outra com direcção aproximada de NW-SE, ambas subverticais, e ainda de uma família de fracturas secundária com direcção próxima de E-W (fig. 13).

No que diz respeito à primeira família considerada, (NE-SW a ENE-WSW), a sua relação geométrica com o anticlinal não é clara. Com efeito, apesar de numa primeira análise parecer apresentar-se subperpendicular ao eixo da macroestrutura, quando se procede a uma observação mais atenta, conclui-se que de uma forma geral ocorre um desvio dextrógiro entre 10° a 15° da perpendicularidade. A caracterização cinemática desta família, ainda que de uma forma muito geral, evidência um comportamento bastante complexo, evidenciado pela coexistência de situações bastante diferentes. Por exemplo, se tomarmos como referência o núcleo Precâmbrico, que se desenvolve a norte de Estremoz e as grandes fracturas que o cortam, é possível observar de NW para SE situações bastante distintas, tais como falhas com movimentação esquerda nítida, outras em que a movimentação parece ser pouco importante e também falhas caracterizadas por