

MANUEL JOSÉ PEGADO MENDES DE OLIVEIRA

**MODELAÇÃO DE ESCOAMENTO E
DETERMINAÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS
EM MEIOS FRACTURADOS**

Dissertação apresentada à Universidade
de Lisboa para obtenção do grau de Mestre
em Geologia Económica e Aplicada

Lisboa, 1993

MANUEL JOSÉ PEGADO MENDES DE OLIVEIRA

MODELAÇÃO DE ESCOAMENTO E
DETERMINAÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS
EM MEIOS FRACTURADOS

ERRATA

Página	Linha, Expressão	Lê-se	Deve ler-se
22	2	(11) ou (12)	(I.13) ou (I.14)
22	7	(25)	(I.27)
22	7	(17) ou (18)	(I.19) ou (I.20)
30	4, 5	as características do meio, nomeadamente condutividade hidráulica e armazenamento específico	a condutividade hidráulica
30	14	(I.6)	(I.8)
30	(II.13)	b^2	b'^2
36	2	(I.30) e (I.33)	(I.32) e (I.35)
37	2	fluxo	fluido
46	10	modelo de escoamento	modelo de fracturação
72	2	plano	pólo
80	última	(II.73)	(II.72)
84	8	(II.59)	(II.97)
90	penúltima	$K > 1$	$K > 1$ m/d
90	última	1 m/d	0,01 m/d
112	2	pele de fractura	pele de poço
112	4	pele de fractura	pele de poço
148	8	aquíferos confinados	aquíferos livres

Página	Figura	Observação
75	II.18	orientação: 311° (lado esquerdo)- 131° (lado direito)
76	II.19	orientação: 130° (lado esquerdo)- 310° (lado direito)
140	III.6	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^0
141	III.7	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^0
144	III.9	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^0
145	III.10	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^0
145	III.11	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^0
150	III.12	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^2
151	III.16	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^2
151	III.17	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^2
151	III.18	o valor máximo dos rebaixamentos é 10^2

Página	Expressão	Observação
133	(III.6)	α é o ângulo entre a vertical e o furo
134	(III.7)	L é o comprimento ensaiado μ é a viscosidade dinâmica do fluido

Página	Quadro	Linha	Coluna	Lê-se	Deve ler-se
A.5.3	A.5	2	2	34	124
A.5.3	A.5	3	2	34	124

RESUMO

O objectivo deste trabalho é rever métodos descritos na literatura para modelação de escoamento e para determinação de parâmetros hidráulicos em meios fracturados, aprofundar e aplicar esses métodos e ganhar sensibilidade para as suas características. Pretende-se apreender as suas potencialidades e limitações e adquirir experiência no tratamento deste tipo de formações.

São apresentadas as equações que regem o escoamento numa fractura, na matriz rochosa não fracturada, no meio fracturado contínuo simples, e no meio de porosidade dupla, considerando regime de equilíbrio e regime transitório.

Faz-se a abordagem discreta e contínua do fluxo. Na abordagem discreta as derivadas parciais das equações de fluxo são transformadas em diferenças finitas e são feitos vários modelos para determinar o tensor da condutividade hidráulica. Na abordagem contínua apresentam-se soluções para rebaixamentos provocados pela extracção de água em captações para os casos em que o meio fracturado pode ser considerado como um meio contínuo simples ou duplo.

Utiliza-se o método da rede de condutância descrito por Odling & Webman (1991) para discretizar fracturas segundo uma malha bi-dimensional a usar em métodos de diferenças finitas. Criou-se o programa DISCRET.FOR para fazer essa discretização de forma automática.

As fracturas são descritas no campo pela medição das suas atitudes, espaçamentos, comprimentos e aberturas. Estas observações são descritas por leis de distribuição de probabilidade. Fazem-se modelos geométricos bi-dimensionais da fracturação gerando conjuntos de números aleatórios com as mesmas distribuições de probabilidades das fracturas. Criou-se o programa ALEAT.BAS para fazer essa discretização.

Criou-se o programa FLUXLONG.FOR para determinar o tensor da condutividade hidráulica num meio com as mesmas propriedades do meio fracturado observado. O caso de estudo foi quatro afloramentos de quartzitos do Ordovícico na serra de Castelo de Vide, a sul desta localidade.

Faz-se uma descrição de vários métodos para caracterização hidráulica de meios de baixa permeabilidade onde se incluem os meios fracturados. Estudam-se diferentes métodos para interpretação de ensaios de bombagem, principalmente aqueles que consideram meio de porosidade dupla e estuda-se o comportamento das curvas teóricas em função da variação dos parâmetros que as definem.

Estes métodos estão programados no programa AQFIS.BAS e são aplicados na interpretação de ensaios de bombagem realizados no Maciço Hespérico Português.

Definiram-se dois sectores distintos na zona estudada de Castelo de Vide. Um sector NW constituído por três famílias de fracturas com azimutes das atitudes médias dos pólos: 15°,330°; 21°,117°; 17°,226°. A atitude 15°,330° é a que se encontra mais representada. Um sector SE constituído por duas famílias com os seguintes pólos médios: 15°,117°; 38°,5°. A atitude 15°,117° é a mais representada neste sector.

Os comprimentos das fracturas observados permitem ultrapassar largamente o limiar de percolação, pelo que pode haver fluxo através da rede de fracturas.

Definem-se tensores de condutividade hidráulica para áreas quadradas de meio fracturado com mais de 34 m de lado.

Da interpretação dos ensaios de bombagem, verifica-se que os gabro-dioritos têm uma transmissividade média superior à dos xistos e estes maior que a das rochas graníticas e semelhantes. Tanto os caudais específicos como as condutividades hidráulicas dos gabro-dioritos possuem os valores médios mais altos, ao que se segue um grupo incluindo granitos e finalmente, os xistos.

O coeficiente de correlação determinado entre os caudais específicos e as transmissividades é muito baixo ($r=0,572$). As melhores correlações ocorreram nos gabro-dioritos ($r=0,733$, $T = 14,202 + 80,531$ CE) e nos xistos ($r=0,836$, $T = 5,475 + 60,984$ CE).

ABSTRACT

The purpose of this thesis is to review methods described in literature for groundwater modeling and hydraulic parameters evaluation in fractured media, to use these methods and to get its sensibility. It is aimed to gain experience in the interpretation of the behavior of these formations.

Flow equations for a single fracture, for a non-fractured rock matrix, for a single porosity medium, and for a double porosity medium are given, both for transient and steady state conditions.

A discrete and a continuum approach for flow is made. In the discrete approach, partial derivatives of flow equations are transformed into finite differences and several models are given to determine the hydraulic conductivity tensor. In the continuum approach solutions for drawdowns induced by water abstraction in a well are given for the case where the fractured medium can be considered as a continuum with single or double porosity.

The conductance mesh approach method (Odling & Webman, 1991) is used to discretize fractures along a two-dimensional mesh of finite differences. In order to get this mesh automatically the computer program DISCRET.FOR was developed.

Fractures are described in the field by measuring their orientation (strike and dip), spacing, length and apertures. These measurements are described by probability distribution laws. Two-dimensional geometric models of fracture networks are generated randomly with the same observed statistical characteristics. The computer program ALEAT.BAS was designed to achieve the task.

Also a computer program -FLUXLONG.FOR- was developed to determine the tensor of the hydraulic conductivity in a medium with the same properties of the measured one. The case study was four outcrops of quartzites in an area south of Castelo de Vide (inner Portugal).

A description of several methods for hydraulic characterization of low permeability media (fractured media included) is given. Several methods for pumping tests interpretation are studied, mainly those that consider double porosity medium. The behaviour of type curves as a function of their arguments is also studied.

These methods are programmed in the AQFIS.BAS computer program and are used to determine hydraulic parameters from pumping tests done in the Portuguese Hesperic Massif.

Two zones were defined in the studied area. A NW zone with three fracture families with the following mean directions of poles: $15^{\circ}, 330^{\circ}$; $21^{\circ}, 117^{\circ}$; $17^{\circ}, 226^{\circ}$. The direction $15^{\circ}, 330^{\circ}$ is the most represented one. A SE zone with two families with the following mean directions of poles: $15^{\circ}, 117^{\circ}$; $38^{\circ}, 5^{\circ}$. The direction $15^{\circ}, 117^{\circ}$ is the most represented one in this zone.

Fracture lengths allow to exceed the percolation threshold, so fracture network is interconnected and there is flow through the rock.

For squared areas of fractured media over 34 m/side hydraulic conductivity tensors are defined.

From pumping tests it is concluded that gabbro-dioritic rocks have mean transmissivity greater than schistous rocks and these have transmissivity greater than granitic and similar rocks. Specific yields and hydraulic conductivities follow a different sequence: gabbro-dioritic rocks have the greater mean values, then the group with granites and the schists.

Correlation coefficient between specific yields and transmissivities is low ($r=0.572$). Best correlations were found in gabbro-dioritic rocks ($r=0.733$, $T = 14.202 + 80.531 SY$) and in schistous rocks ($r=0.836$, $T = 5.475 + 60.984 SY$).

AGRADECIMENTOS

Durante a realização deste trabalho contei com a colaboração de diversas pessoas e entidades a quem deixo aqui o meu agradecimento.

Ao Professor Doutor Costa Almeida da Faculdade de Ciências de Lisboa, pela orientação e revisão do texto final deste trabalho.

Aos Drs Martins de Carvalho e Albino Medeiros, da firma de Sondagens e Fundações A. Cavaco, pela autorização para consulta de ensaios de bombagem realizados por aquela empresa e pela atenção dispensada durante a consulta desses dados.

Ao Dr Pais Quina do Instituto do Ambiente (INAG) que possibilitou a recolha de dados de caudais específicos de furos de captação de água existentes no Alentejo.

Ao colega José Paulo Monteiro pelo acompanhamento na saída de campo realizada a Castelo de Vide para medições de fracturação.

À Paula Josefa, minha mulher, pela ajuda na introdução em computador de dados de ensaios de bombagem, pelo apoio que me deu e pela paciência com que me acompanhou durante a realização deste trabalho.

Ao colega Carlos Paulo Rodrigues, pela ajuda na introdução em computador de dados de ensaios de bombagem.

Aos colegas Fernando Silva e Ana Cristina Buxo pelo empréstimo de um computador portátil durante uma fase do trabalho.

Ao Grupo de Investigação de Águas Subterrâneas do Laboratório Nacional de Engenharia Civil pelas facilidades concedidas na utilização de computadores e de programas de computador.

Ao sector de Artes Gráficas do Laboratório Nacional de Engenharia Civil pela reprodução desta Dissertação.

À Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica (JNICT) pela concessão da bolsa de Mestrado que permitiu a realização da parte curricular do Curso e da Dissertação.

ÍNDICE

INTRODUÇÃO	1
PARTE I	
ESCOAMENTO NUM MEIO FRACTURADO	3
I.1. GENERALIDADES	4
I.1.1. Classificação de meios fracturados	4
I.1.2. Volume elementar representativo e limiar de percolação	5
I.1.3. Métodos de abordagem do escoamento	6
I.2. ESCOAMENTO EM REGIME DE EQUILÍBRIO	9
I.2.1. Meio fracturado não contínuo	9
I.2.1.1. Fluxo na matriz porosa	9
I.2.1.2. Fluxo numa fractura	11
I.2.2. Meio fracturado contínuo	15
I.2.2.1. Fluxo num meio fracturado contínuo simples	15
I.2.2.2. Fluxo num meio fracturado contínuo duplo	16
I.3. ESCOAMENTO EM REGIME TRANSITÓRIO	19
I.3.1. Capacidade de armazenamento num meio fracturado	19
I.3.2. Lei da conservação de massa	20
I.3.3. Meio fracturado não contínuo	21
I.3.3.1. Fluxo na matriz porosa	21
I.3.3.2. Fluxo numa fractura	21
I.3.4. Meio fracturado contínuo	22
I.3.4.1. Meio fracturado contínuo simples	22
I.3.4.2. Meio fracturado contínuo duplo	22
PARTE II	
MODELAÇÃO DE FLUXO EM MEIOS FRACTURADOS	24
II.1. MODELOS DISCRETOS	26
II.1.1. Resolução das equações de escoamento	27
II.1.2. Rede de condutância	29
	iv

II.1.2.1. Condutividade hidráulica de um segmento da rede	30
II.1.2.2. Armazenamento específico de um nó da rede	35
II.1.2.3. Notas sobre a modelação de fluxo	36
II.1.3. Determinação do tensor da condutividade hidráulica	37
II.1.4. Caracterização da fracturação de um maciço	40
II.1.4.1. Amostragem	41
II.1.4.2. Caracterização estatística da fracturação	49
II.1.5. Modelos geométricos de fracturação	66
II.1.5.1. Método da transformação inversa	66
II.1.5.2. Geração de números aleatórios com uma distribuição estatística conhecida	69
II.1.5.3. Agregação dos conjuntos de números aleatórios no modelo geométrico	71
II.1.6. Execução de um modelo geométrico de fracturação	73
II.1.6.1. Dados de campo	73
II.1.6.2. Caracterização da fracturação	75
II.1.6.3. Elaboração do modelo bi-dimensional	82
II.1.6.4. Considerações sobre o estudo efectuado	101
II.2. MODELOS ANALÍTICOS	105
II.2.1. Transformação das equações de escoamento	105
II.2.1.1. Meio fracturado contínuo simples	105
II.2.1.2. Meio fracturado contínuo duplo	106
II.2.2. Estabelecimento de condições iniciais e de fronteira	108
II.2.2.1. Condições iniciais	109
II.2.2.2. Condições de fronteira gerais	109
II.2.2.3. Condições de fronteira particulares	110
II.2.3. Resolução analítica das equações de escoamento	113
II.2.3.1. Meio fracturado contínuo simples	114
II.2.3.2. Meio fracturado contínuo duplo	115
II.2.4. Soluções para meio anisótropo	121
II.2.5. Soluções para caudal de extracção variável e meio de extensão finita	123

PARTE III

DETERMINAÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS EM MEIOS FRACTURADOS	126
III.1. ENSAIOS DE CAMPO PARA DETERMINAÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS	127
III.1.1. Ensaio de injeção a pressão constante (ensaio de Lugeon)	128
III.1.2. "Slug tests"	129
III.1.3. Utilização dos ensaios de injeção em meios puramente fracturados	133
III.1.4. Ensaios de bombagem	134
III.1.5. Variação das curvas de rebaixamento em função do tempo e de vários parâmetros	135
III.1.5.1. Variação dos rebaixamentos observados num piezómetro em função do tempo	137
III.1.5.2. Variação das curvas teóricas em função da condutividade hidráulica dos blocos e de um factor geométrico dos blocos	139
III.1.5.3. Variação das curvas teóricas em função do efeito de armazenamento do poço	140
III.1.5.4. Variação das curvas teóricas em função do efeito de pele de poço	142
III.1.5.5. Variação das curvas teóricas em função do efeito de pele de fractura	144
III.1.6. Determinação de parâmetros hidráulicos a partir da interpretação de ensaios de bombagem	146
III.1.7. Interpretação de ensaios de bombagem realizados em rochas cristalinas do Maciço Hespérico Português	147
III.1.7.1. Alguns exemplos	148
III.1.7.2. Comentários	151
III.1.7.3. Análise dos parâmetros determinados	153
CONCLUSÕES	157
BIBLIOGRAFIA	165

ANEXOS

**ANEXO 1 - PROCESSO UTILIZADO PARA A DISCRETIZAÇÃO DAS FRACTURAS
E LISTAGEM DO PROGRAMA DISCRET.FOR**

**ANEXO 2 - TRANSFORMAÇÃO DO REFERENCIAL DA SONDAAGEM NO
REFERENCIAL GERAL**

ANEXO 3 - DISTRIBUIÇÕES ESTATÍSTICAS

**ANEXO 4 - PROVA DE KOLMOGOROV-SMIRNOV PARA AJUSTAMENTO A
DISTRIBUIÇÕES ESTATÍSTICAS**

ANEXO 5 - MEDIÇÕES DE FRACTURAS

ANEXO 6 - LISTAGEM EM QuickBASIC DO ALGORITMO DE STEHFEST (1970)

INTRODUÇÃO

Do ponto de vista de comportamento hidráulico, as formações geológicas podem dividir-se em três grandes grupos: formações porosas, formações fracturadas e formações carsificadas. Nas primeiras o fluxo faz-se ao longo de poros interligados na rocha, nas segundas ao longo de fracturas e nas terceiras ao longo de condutas e cavidades originadas pela dissolução da rocha.

Esta dissertação trata o fluxo de água subterrânea nas formações predominantemente fracturadas.

O conhecimento das propriedades hidráulicas dos reservatórios fracturados e da hidrogeologia regional dos aquíferos fracturados tem tido um grande desenvolvimento a vários níveis e com objectivos distintos, no domínio da geologia aplicada.

Os primeiros desenvolvimentos terão tido origem na pesquisa de reservatórios de petróleo na medida em que grande parte destes reservatórios se relacionam com rochas fracturadas.

A importância do estudo destas rochas está igualmente na procura de reservatórios de água subterrânea que possam ser explorados para abastecimento. No caso português, em cerca de 2/3 do país afloram ou existem a pequena profundidade rochas desta natureza e as águas subterrâneas são a única fonte de abastecimento possível para satisfazer as necessidades das populações residentes. Esta importância é tanto maior quanto mais pequenas forem as populações, pois a construção de obras de contenção de águas superficiais é mais dispendiosa.

Outro aspecto importante é a utilização destes reservatórios para produção de energia geotérmica. Em Portugal há numerosas nascentes quentes em rochas cristalinas fracturadas, embora na dependência de grandes falhas activas.

As rochas fracturadas são igualmente suporte de muitas obras de engenharia subterrânea que têm como característica comum a estanqueidade do maciço rochoso, por exemplo barragens.

Actualmente desenvolvem-se numerosos estudos tendo em vista o isolamento geológico de resíduos radioactivos, por exemplo, o maciço granítico de Stripa na

Suécia. Neste tipo de situações procuram-se meios cristalinos com permeabilidade muito reduzida, onde a circulação de fluidos apenas se faz através de fracturas.

É objectivo desta dissertação rever métodos descritos na literatura para modelação de escoamento e determinação de parâmetros hidráulicos em meios fracturados e aprofundar e aplicar esses métodos, ganhar sensibilidade para as suas características, apreender as suas potencialidades e limitações e adquirir experiência no tratamento deste tipo de formações.

Nos capítulos seguintes são apresentadas as equações que regem o escoamento numa fractura, numa matriz rochosa não fracturada, num meio fracturado contínuo simples e num meio de porosidade dupla, considerando regime de equilíbrio e regime transitório.

Estas equações são transformadas tendo em vista a modelação. Na abordagem discreta as derivadas parciais das equações de fluxo são transformadas em diferenças finitas e são feitos vários modelos para determinar o tensor da condutividade hidráulica. Na abordagem contínua apresentam-se soluções para rebaixamentos provocados pela extracção de água em captações para os casos em que o meio fracturado pode ser considerado como um meio contínuo simples ou duplo.

Faz-se um exercício de caracterização de fracturação de quartzitos do Ordovícico em quatro afloramentos localizados a sul de Castelo de Vide.

Faz-se uma descrição de vários métodos para caracterização hidráulica de meios de baixa permeabilidade onde se incluem os meios fracturados. Estudam-se diferentes métodos para interpretação de ensaios de bombagem, principalmente aqueles que consideram meio de porosidade dupla e estuda-se o comportamento das curvas teóricas em função da variação dos parâmetros que as definem.

PARTE I
ESCOAMENTO NUM MEIO FRACTURADO

I.1 GENERALIDADES

I.1.1. Classificação de meios fracturados

Um meio fracturado é um meio descontínuo onde há fracturas. Estas podem ser microfissuras, fissuras, diaclases ou falhas. Embora não haja uma classificação consagrada quanto à porosidade destes meios, pode-se definir as seguintes categorias (adaptado de Streltsova, 1976 - figura I.1):

A) meio puramente fracturado, quando há um meio rochoso recortado por fracturas dispersas; neste meio existe apenas armazenamento e permeabilidade de fracturas, e, para haver fluxo, é condição essencial que as fracturas estejam interligadas;

B) meio de porosidade dupla, quando há um meio rochoso com poros e microfissuras recortado por uma rede de fracturas; neste meio existe armazenamento de matriz e de fracturas e permeabilidade de matriz e de fracturas;

C) meio densamente fracturado, quando se tem um meio rochoso permeável ou impermeável, mas recortado por uma rede tão densa de fracturas que pode ser considerado como um meio poroso equivalente; nesta situação pode considerar-se uma permeabilidade mista e um armazenamento misto (matriz e fracturas).

D) meio heterogéneo, quando se está na situação B) mas com as fracturas preenchidas por material. Segundo Streltsova (1976), neste caso as fracturas têm permeabilidade menor que a matriz.

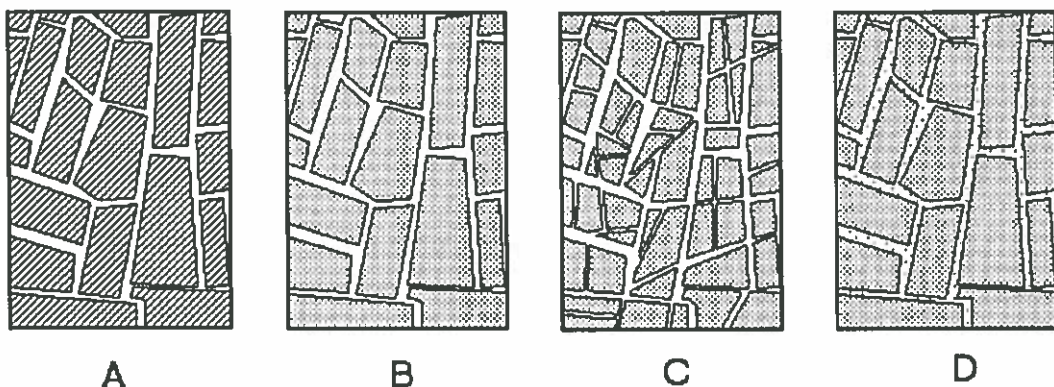


Figura I.1 - Classificação dos meios fracturados (adaptado de Streltsova, 1976)

I.1.2. Volume elementar representativo e limiar de percolação

A forma de quantificar o fluxo nestes meios depende da possibilidade de considerar um volume elementar representativo (VER), o que por sua vez depende da escala a que se põe o problema. O VER pode ser definido como o volume mínimo de aquífero a partir do qual o seu acréscimo não faz alterar significativamente as suas propriedades hidráulicas.

Se for possível considerar um VER, o meio pode ser considerado homogéneo, isto é, as propriedades do meio repetem-se ao longo de toda a sua extensão. O meio homogéneo pode ser isotrópico ou anisotrópico, ou seja, as propriedades do meio num determinado local podem variar com a direcção, mas essas propriedades e suas variações com a direcção mantêm-se iguais seja qual for o local do meio em que se esteja.

No caso de não se poder considerar um VER o meio terá que ser considerado heterogéneo. Regra geral, quanto maior for a escala a que se olha o meio maior será a necessidade de o considerar heterogéneo.

No caso de um meio puramente fracturado, subjacente ao estabelecimento do VER está o limiar de percolação, que se pode definir como a densidade mínima de fracturas necessárias para originar suficientes intersecções entre elas de forma a haver fluxo. Segundo de Marsily (1989), abaixo do limiar de percolação pode haver um número finito de fracturas interconectadas, formando um aglomerado, mas as propriedades desse aglomerado não traduzem as propriedades do maciço fracturado pois não permitem fluxo para fora dele. Acima do limiar de percolação pode ainda haver aglomerados mas há uma rede geral de fracturas interconectadas que asseguram o fluxo no maciço fracturado.

Robinson (1982, *in* de Marsily, 1989) ao estudar conjuntos de fracturas assumidas como linhas rectas de extensão finita a duas dimensões, concluiu que a rede de fracturas atingia o limiar de percolação quando o número médio de intersecções de uma fractura com todas as outras se situava entre 3,2 e 3,8. Utilizando o comprimento das fracturas e assumindo que as orientações das fracturas possuem distribuição

uniforme, o limiar de percolação atinge-se quando (Robinson, 1982 *in de Marsily, 1989*):

$$\Sigma c^2/A \approx 1,5 \quad (I.1)$$

onde c é o comprimento das fracturas e A a área onde ocorrem. No caso da distribuição das orientações não ser uniforme, o limiar de percolação é superior.

Para três dimensões, assumindo que as fracturas são discos circulares de raio r e que a distribuição das orientações é uniforme, tem-se a seguinte relação para limiar de percolação (Charlaix *et al*, 1984 *in de Marsily, 1989*):

$$\frac{\Sigma r^2}{V} \frac{\Sigma r}{n} \approx 0,15 \text{ a } 0,30 \quad (I.2)$$

onde n é o número de fracturas e V o volume de maciço.

I.1.3. Métodos de abordagem do escoamento

O quadro I.1 (Kraemer & Haitjema, 1989) mostra como se pode conceber um meio fracturado em função das características da zona de fracturas e de matriz porosa.

Considere-se um exemplo para leitura deste quadro. À escala local (alternativa b), ou à escala regional (alternativa e), pode ter-se uma matriz porosa cujas propriedades são contínuas no espaço (homogéneo isótropo ou anisótropo) recortada por fracturas que podem apresentar-se pontualmente com densidades diferentes, que na globalidade vão conferir ao meio fracturado heterogeneidade. Esta situação é semelhante à de um meio poroso heterogéneo.

Na abordagem que considera o meio discreto, o cálculo do fluxo tem que ser feito considerando volumes de aquífero (células) que podem ter forma e tamanho diferentes e em que os valores dos parâmetros hidráulicos são médios para cada célula. A abordagem que considera o meio contínuo pode ser encarada como um caso especial do meio discreto que ocorre quando os parâmetros hidráulicos médios de cada célula são iguais para todas as células, ou seja, existe um VER e todas as células têm um volume superior a ele. Neste último caso o fluxo no meio pode ser descrito por uma

Quadro I.1: Modelo conceptual em função da escala e das zonas de condutividade hidráulica

ESCALA		ZONA DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA		MODELO CONCEPTUAL
		Alta (Fracturas)	Baixa (Matriz Porosa)	
Local	a	discreto	sem fluxo	Fluxo numa fractura
	b	discreto	contínuo	Meio poroso heterogéneo
	c	contínuo	contínuo	Porosidade dupla
		ZONA DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA		
		Alta (grandes zonas de fracturas)	Baixa (pequenas zonas de fracturas)	
Regional	d	discreto	sem fluxo	Fluxo numa fractura
	e	discreto	contínuo	Meio poroso heterogéneo
	f	contínuo		Meio poroso homogéneo equivalente

única equação diferencial parcial que relaciona os parâmetros hidráulicos. No capítulo II deste trabalho será apresentado um método para determinar o VER de um meio fracturado.

Os meios fracturados podem ser contínuos ou discretos, dependendo em parte da escala a que se estuda o meio. No caso de um meio contínuo há que referir o caso particular do meio com porosidade dupla que é duplamente contínuo (alternativa c do quadro I.1). O conceito de meio com porosidade dupla foi introduzido por Barenblatt et al., em 1960, considerando dois sistemas entrosados, um de blocos porosos, constituindo a matriz rochosa, com permeabilidade baixa mas elevada capacidade de armazenamento, e outro, de fracturas, com permeabilidade mais elevada mas com escassa capacidade de armazenamento. Cada um destes sistemas é um sistema contínuo mas interdependente.

No capítulo II refere-se como se pode modelar o escoamento num meio discreto e num meio contínuo, distinguindo os casos meio contínuo simples e meio contínuo duplo. A resolução de um modelo tem que ser numérica no caso de um meio discreto e pode ser analítica no caso de um meio contínuo.

A resolução por um método analítico é sempre preferível, pois a sua solução é utilizável para uma grande variedade de situações. Contudo, na maior parte dos casos de interesse prático, a solução analítica não é possível dada a irregularidade das fronteiras, a heterogeneidade do meio e a distribuição irregular, tanto espacial como temporal das condições a impor, pelo que se tem que utilizar um método numérico de resolução (Bear & Verruijt, 1987).

I.2. ESCOAMENTO EM REGIME DE EQUILÍBRIO

I.2.1. Meio fracturado não contínuo

Na abordagem não contínua ou discreta, é necessário especificar o fluxo em cada porção com características idênticas do meio. A cada uma dessas porções dá-se a designação de célula. Cada fractura é uma célula e cada volume de matriz porosa com características idênticas é uma célula.

I.2.1.1. Fluxo na matriz porosa

Dentro de cada célula de matriz porosa admite-se homogeneidade e isotropia. Nesta situação o fluxo de um fluido incompressível num volume de matriz porosa, considerando que não há ganhos nem perdas nesse volume é dado pela lei de Darcy (Bear & Verruijt, 1987, p. 29):

$$Q_b = -K'_b \cdot A \cdot \frac{dh_b}{ds} \quad (I.3)$$

ou

$$v_b = \frac{Q_b}{A} = -K'_b \cdot \frac{dh_b}{ds} \quad (I.4)$$

Nas expressões referidas, Q_b é o caudal que passa numa secção de área A perpendicular ao fluxo, por acção de um gradiente hidráulico dh_b/ds , v_b é o caudal por unidade de área, também designado por fluxo específico, fluxo ou velocidade de Darcy, e K'_b é a condutividade hidráulica da matriz porosa. Nestas expressões considera-se o gradiente hidráulico segundo a direcção de referência.

A condutividade hidráulica é um parâmetro que expressa a facilidade com que um fluido percorre o meio. Depende por isso das suas propriedades e das propriedades do meio. Um parâmetro que depende apenas das propriedades do meio é a

permeabilidade¹ que se define como

$$k'_b = K'_b \cdot \frac{\mu}{\gamma} \quad [L^2] \quad (I.5)$$

onde γ representa o peso específico do fluido e μ a viscosidade dinâmica do fluido.

Se se considerar o gradiente em relação a um referencial cartesiano xyz qualquer, e não em relação à direcção de referência, então a expressão (I.4) transforma-se em

$$\begin{cases} v_{bx} = -K'_b \frac{\partial h_b}{\partial x} \\ v_{by} = -K'_b \frac{\partial h_b}{\partial y} \\ v_{bz} = -K'_b \frac{\partial h_b}{\partial z} \end{cases} \quad (I.6)$$

onde v_{bx} , v_{by} e v_{bz} são as componentes do vector fluxo específico (v_b) nas direcções x, y e z do referencial; $\partial h_b/\partial x$, $\partial h_b/\partial y$ e $\partial h_b/\partial z$ são as componentes do vector gradiente hidráulico (*grad* h_b) na matriz porosa e K'_b é a condutividade hidráulica do meio.

Estas expressões são válidas desde que o regime de escoamento seja laminar, o qual se verifica quando as forças de inércia não são grandes comparadas com as forças de viscosidade. Esta relação é considerada no número de Reynolds, N_R (Custodio e Llamas, 1976, p. 453):

$$N_R = \frac{v_b d \rho}{\mu} \quad (I.7)$$

onde v_b é a velocidade de Darcy, d é o tamanho médio das partículas (d_{50}), ρ a massa

¹ Durante este trabalho será utilizada a terminologia anglo-saxónica que evita a confusão que surge quando, na terminologia portuguesa, se utiliza tanto permeabilidade como condutividade hidráulica para designar a condutividade hidráulica da terminologia anglo-saxónica, e permeabilidade intrínseca para designar a permeabilidade da terminologia anglo-saxónica.

específica do fluido e μ a viscosidade dinâmica do fluido. O numerador da expressão refere-se às forças de inércia e o denominador às forças de viscosidade. Para que o fluxo seja laminar N_R tem que ser inferior a um valor compreendido entre 1 e 10, sendo em geral aceite N_R inferior a 4 (De Wiest, 1965, in Custodio e Llamas, 1976, p. 454).

Os valores que se observam em meios porosos estão quase sempre abaixo deste limite, à excepção da vizinhança de captações ou de poços de recarga (Bear & Verruijt, 1987, p. 34).

1.2.1.2. Fluxo numa fractura

O fluxo de um fluido incompressível ao longo de uma fractura de paredes planares e paralelas, considerando que não há ganhos nem perdas de fluido na fractura, pode ser calculado a partir das relações de Navier-Stokes pela relação (in Snow, 1969):

$$Q_f = -\frac{b^2}{12} \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot A \cdot \frac{dh_f}{ds} \quad (I.8)$$

ou

$$v_f = \frac{Q_f}{A} = -\frac{b^2}{12} \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot \frac{dh_f}{ds} \quad (I.9)$$

onde Q_f é o caudal que passa numa secção de área A perpendicular ao fluxo e ao plano de fractura, b representa a abertura da fractura, dh_f/ds o gradiente hidráulico na fractura segundo a direcção ds contida no plano de fractura, γ é o peso específico do fluido e μ a sua viscosidade dinâmica. A direcção de referência coincide com o gradiente hidráulico. Fazendo uma analogia com a lei de Darcy para a matriz porosa obtém-se

$$v_f = \frac{Q_f}{A} = -K'_f \frac{dh_f}{ds} \quad (I.10)$$

com K'_f representando a condutividade hidráulica de uma fractura, dada por

$$K'_f = \frac{b^2}{12} \cdot \frac{\gamma}{\mu} \quad (\text{I.11})$$

e

$$k'_f = K'_f \cdot \frac{\mu}{\gamma} = \frac{b^2}{12} \quad (\text{I.12})$$

representando k'_f a permeabilidade de uma fractura.

À expressão (I.6) também se dá a designação de lei de Darcy. Destas expressões verifica-se que a permeabilidade e a condutividade hidráulica são proporcionais ao quadrado da abertura. Esta relação pode ser observada na figura I.2, que considera a condutividade hidráulica para o caso da água doce à temperatura de 20 °C e à pressão atmosférica.

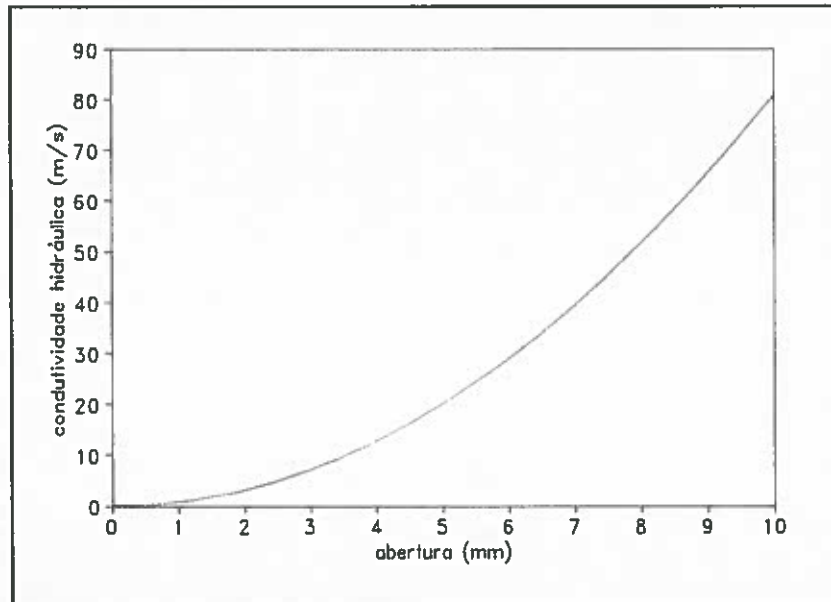


Figura I.2: Variação da condutividade hidráulica de uma fractura com a abertura da fractura (T=20°C, pressão = 1 bar)

Se se tiver um referencial não coincidente com o plano de fractura, a expressão (I.9) transforma-se em (Snow, 1969):

$$\begin{cases} v_{fx} = -K'_f(1-n_x^2) \frac{\partial h_f}{\partial x} - K'_f(n_y n_x) \frac{\partial h_f}{\partial y} - K'_f(n_z n_x) \frac{\partial h_f}{\partial z} \\ v_{fy} = -K'_f(n_x n_y) \frac{\partial h_f}{\partial x} - K'_f(1-n_y^2) \frac{\partial h_f}{\partial y} - K'_f(n_z n_y) \frac{\partial h_f}{\partial z} \\ v_{fz} = -K'_f(n_x n_z) \frac{\partial h_f}{\partial x} - K'_f(n_y n_z) \frac{\partial h_f}{\partial y} - K'_f(1-n_z^2) \frac{\partial h_f}{\partial z} \end{cases} \quad (\text{I.13})$$

ou, de forma matricial:

$$\begin{bmatrix} v_{fx} \\ v_{fy} \\ v_{fz} \end{bmatrix} = -K'_f \cdot \begin{bmatrix} 1-n_x^2 & n_y n_x & n_z n_x \\ n_x n_y & 1-n_y^2 & n_z n_y \\ n_x n_z & n_y n_z & 1-n_z^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \frac{\partial h_f}{\partial x} \\ \frac{\partial h_f}{\partial y} \\ \frac{\partial h_f}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (I.14)$$

onde v_{fx} , v_{fy} e v_{fz} são as componentes do vector caudal específico (v_f) nas direcções x, y e z do referencial; $\partial h_f/\partial x$, $\partial h_f/\partial y$ e $\partial h_f/\partial z$ são as componentes do vector gradiente hidráulico da fractura ($grad h_f$) nas direcções x, y e z; K'_f é a condutividade hidráulica da fractura dada por (I.11), e n_x , n_y e n_z são os cosenos directores do vector unitário n perpendicular à fractura.

Tal como para o caso de fluxo na matriz porosa, a lei de Darcy é aplicável quando o número de Reynolds, N_R , é inferior a 4. Para o caso de fluxo ao longo de uma fractura, a expressão que dá o número de Reynolds é (Custodio e Llamas, 1976, p. 453):

$$N_R = \frac{2 v_f b \rho}{\mu} \quad (I.15)$$

onde v_f é a velocidade de Darcy, b é a abertura da fractura, ρ a massa específica do fluido e μ a viscosidade dinâmica do fluido. Ao contrário do que se passa para os meios porosos, é mais fácil o N_R ser superior a 4. A figura I.3 ilustra a gama de valores onde a lei de Darcy é aplicável em função do gradiente hidráulico e da abertura da fractura.

No caso do número de Reynolds ser superior a 10, o regime continua a ser laminar, mas há um predomínio das forças de inércia sobre as de viscosidade, pelo que o fluxo na fractura passa a processar-se de acordo com a lei (Bachmat, 1965, in Custodio e Llamas, 1976, p. 580):

$$v_f \cdot \left(1 + \frac{N_R}{2}\right) = -K_f' \cdot \frac{dh_f}{ds} \quad (I.16)$$

para o caso da direcção de referência coincidir com o referencial, ou

$$\begin{cases} v_{fx} \left(1 + \frac{N_R}{2}\right) = -K_f' (1 - n_x^2) \frac{\partial h_f}{\partial x} - K_f' (n_y n_x) \frac{\partial h_f}{\partial y} - K_f' (n_z n_x) \frac{\partial h_f}{\partial z} \\ v_{fy} \left(1 + \frac{N_R}{2}\right) = -K_f' (n_x n_y) \frac{\partial h_f}{\partial x} - K_f' (1 - n_y^2) \frac{\partial h_f}{\partial y} - K_f' (n_z n_y) \frac{\partial h_f}{\partial z} \\ v_{fz} \left(1 + \frac{N_R}{2}\right) = -K_f' (n_x n_z) \frac{\partial h_f}{\partial x} - K_f' (n_y n_z) \frac{\partial h_f}{\partial y} - K_f' (1 - n_z^2) \frac{\partial h_f}{\partial z} \end{cases} \quad (I.17)$$

ou, de forma matricial

$$\begin{bmatrix} v_{fx} (1 + N_R/2) \\ v_{fy} (1 + N_R/2) \\ v_{fz} (1 + N_R/2) \end{bmatrix} = -K_f' \cdot \begin{bmatrix} 1 - n_x^2 & n_y n_x & n_z n_x \\ n_x n_y & 1 - n_y^2 & n_z n_y \\ n_x n_z & n_y n_z & 1 - n_z^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \partial h_f / \partial x \\ \partial h_f / \partial y \\ \partial h_f / \partial z \end{bmatrix} \quad (I.18)$$

para o caso de um referencial cartesiano com qualquer orientação.

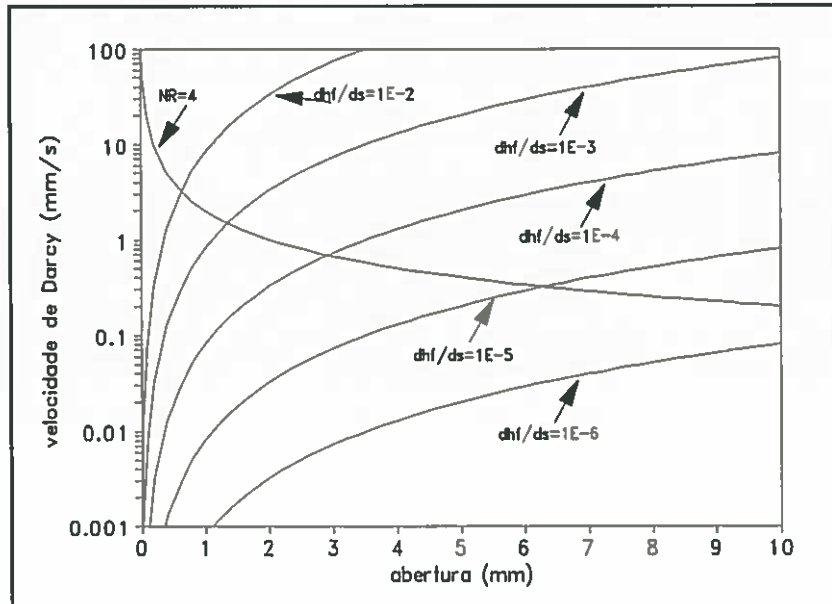


Figura I.3: Zona de aplicação da lei de Darcy em função da abertura da fratura e do gradiente hidráulico

I.2.2. Meio fracturado contínuo

No caso de se ter um meio fracturado contínuo, não é necessário especificar o fluxo em cada célula e calcular o fluxo resultante a partir da soma dos fluxos de cada célula, sendo suficiente especificar o fluxo no meio fracturado.

I.2.2.1. Fluxo num meio fracturado contínuo simples

Perante um meio fracturado contínuo simples, os valores das condutividades hidráulicas individuais de matriz porosa e fracturas são substituídos pela condutividade hidráulica equivalente de um meio poroso. Se se considerar um fluido incompressível e que não há ganhos nem perdas de fluido no meio fracturado, a expressão base é a da lei de Darcy generalizada para meios anisótropos homogêneos que apresenta a seguinte forma (Bear & Verruijt, 1987):

$$\begin{cases} v_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz} \frac{\partial h}{\partial z} \\ v_y = -K_{yx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz} \frac{\partial h}{\partial z} \\ v_z = -K_{zx} \frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy} \frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \end{cases} \quad (I.19)$$

ou, de forma matricial:

$$\begin{bmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{bmatrix} = -1 \cdot \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \partial h / \partial x \\ \partial h / \partial y \\ \partial h / \partial z \end{bmatrix} \quad (I.20)$$

onde v_x , v_y e v_z são as componentes do vector caudal específico (v) nas direcções x , y e z ; $\partial h_b / \partial x$, $\partial h_b / \partial y$ e $\partial h_b / \partial z$ são as componentes do vector gradiente hidráulico ($grad h$) nas direcções x , y e z ; e K_{xx} , K_{xy} , ..., K_{xz} são os 9 componentes do tensor da condutividade hidráulica ($[K]$). Este tensor é simétrico pelo que é suficiente conhecer apenas 6 dos seus 9 componentes para ser descrito. No caso do sistema de coordenadas coincidir com as três direcções principais de anisotropia, os termos K_{ij} com i diferente de j são zero, os termos K_{ij} com i igual a j são K_i e o tensor reduz-se

à sua diagonal principal, ou seja:

$$[K] = \begin{bmatrix} K_x & 0 & 0 \\ 0 & K_y & 0 \\ 0 & 0 & K_z \end{bmatrix} \quad (I.21)$$

pelo que

$$\begin{cases} v_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ v_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{cases} \quad (I.22)$$

A distribuição espacial das raízes quadradas das condutividades hidráulicas forma um elipsóide cujos eixos principais são as três direcções principais de anisotropia (Freeze & Cherry, 1979) de valores $\sqrt{K_x}$, $\sqrt{K_y}$, $\sqrt{K_z}$.

Se se resolver a lei de Darcy generalizada em ordem ao gradiente em vez de em ordem ao fluxo, a distribuição espacial do inverso das raízes quadradas da condutividade hidráulica forma um elipsóide cujos eixos principais são as três direcções principais de anisotropia (Long et al, 1982) de valor $1/\sqrt{K_x}$, $1/\sqrt{K_y}$, $1/\sqrt{K_z}$.

Uma das conclusões mais importantes é que no caso de um meio anisótropo e homogéneo, o fluxo não é paralelo ao gradiente, a não ser que o gradiente hidráulico coincida com uma das direcções principais de anisotropia.

Tal como para a aproximação discreta, estas expressões só são válidas para fluxo laminar. A determinação do tipo de fluxo é mais uma vez feita verificando se o número de Reynolds (equação I.7) está abaixo dos limites definidos para o fluxo laminar (entre 1 e 10).

1.2.2.2. Fluxo num meio fracturado contínuo duplo

Esta abordagem é diferente da anterior na medida em que permite distinguir dois meios contínuos, o do sistema de fracturas e o do sistema de blocos de matriz

porosa. As leis que descrevem o fluxo de um fluido incompressível nestes meios são semelhantes às do sistema contínuo, mas distinguindo gradientes hidráulicos e condutividades hidráulicas para cada um dos sistemas.

Fluxo no sistema de blocos de matriz porosa

Comparando com a aproximação discreta, neste caso está-se interessado não na condutividade hidráulica de um bloco de matriz porosa (K'_b) mas sim na condutividade hidráulica de todo o sistema matriz porosa (K_b). Se K'_b for constante para todo o volume ocupado pela matriz porosa, V_b , então se se considerar o volume total de meio fracturado (igual ao volume ocupado pelo sistema matriz porosa, V_b , mais o volume ocupado pelo sistema de fracturas, V_f) obtém-se K_b mediante a expressão:

$$K_b = K'_b \cdot \frac{V_b}{V_b + V_f} \quad (I.23a)$$

Uma vez que o volume ocupado pelas fracturas é muito pequeno em relação ao volume total do meio fracturado, pode considerar-se

$$K_b = K'_b \quad (I.23b)$$

Num meio anisótropo, o valor da condutividade hidráulica do sistema matriz porosa pode variar com a direcção sendo dado pelo tensor da condutividade hidráulica do sistema matriz porosa. O fluxo, v_b , de um fluido incompressível sem ganhos nem perdas de fluido, no sistema contínuo de blocos de matriz porosa é descrito pelas expressões (I.19) ou (I.20), ou, no caso dos três eixos do sistema de referência coincidirem com as três direcções principais de anisotropia, pela expressão (I.22), substituindo nas três expressões, v por v_b , K por K_b e h por h_b (potencial hidráulico no sistema de blocos).

Mais uma vez estas expressões são válidas apenas quando o número de Reynolds dado pela expressão (I.7) é inferior a um valor entre 1 e 10.

Fluxo no sistema de fracturas

A condutividade hidráulica de uma fractura, K'_f , é caracterizada pela expressão (9). Para se poder utilizar a abordagem contínua é preciso ter-se uma célula de volume superior ao VER do sistema de fracturas. A condutividade hidráulica média das fracturas nessa célula é dada por $\Sigma K'_f/N$, onde N é o número de fracturas contidas na célula. A forma de se transformar essa condutividade hidráulica média na condutividade hidráulica do sistema de fracturas, K_f é análoga à utilizada para o sistema de blocos, o que se traduz pela expressão:

$$K_f = \frac{\Sigma K'_f}{N} \cdot \frac{V_f}{V_f + V_b} \quad (\text{I.24})$$

Esta expressão é aplicada para cada conjunto de fracturas pertencentes à mesma família, pelo que, no total, se o meio for homogéneo, obtém-se o tensor da condutividade hidráulica do sistema de fracturas.

O fluxo v_f de um fluido incompressível sem ganhos nem perdas de fluido ao longo do sistema de fracturas é dado igualmente pelas expressões (I.19), (I.20) ou (I.22), considerando v_f em vez de v , K_f em vez de K e potencial hidráulico do sistema de fracturas, h_f em vez de h . Estas expressões são válidas quando não há uma predominância das forças de inércia sobre as forças de viscosidade (N_R definido por (I.16) inferior a um valor entre 1 e 10).

I.3. ESCOAMENTO EM REGIME TRANSITÓRIO

I.3.1. Capacidade de armazenamento num meio fracturado

As expressões apresentadas no capítulo anterior consideram que não há ganhos nem perdas de fluido ao longo da fractura ou do meio fracturado, ou, por outras palavras, que o fluxo se faz em regime permanente ou de equilíbrio. Em termos práticos esta afirmação significa que em qualquer volume considerado do meio fracturado, a massa de fluido que entra é igual à que sai desse volume (figura I.4 com $\Delta\rho V=0$).

Mas, se o esqueleto sólido do meio e o fluido forem compressíveis, a quantidade de fluido que entra não é igual à que sai, pois tanto o meio como o fluido têm capacidade para libertar ou armazenar fluido. A existência de compressibilidade significa que há variação dos volumes do meio e do fluido por variação da pressão a que estão sujeitos. Esta variação de pressão ocorre quando há uma variação do potencial hidráulico em função do tempo.

Se houver uma diminuição do potencial hidráulico (diminuição da pressão neutra ou de pressão no fluido) induz-se um aumento da pressão efectiva (pressão no esqueleto sólido). Ao ocorrer uma diminuição da pressão neutra o fluido expande-se e liberta fluido devido à sua compressibilidade. Por outro lado, com o aumento da pressão efectiva, há compactação do esqueleto sólido devido à sua compressibilidade e o fluido liberta-se.

No entanto, enquanto a compressibilidade do fluido é constante, a compressibilidade do esqueleto sólido é variável. Assim se depois de baixar o potencial hidráulico este voltar para o mesmo valor inicial, pode não haver armazenamento (contrário de libertação) da mesma massa de fluido que se tinha inicialmente pois o esqueleto sólido não se "descompacta" (expande) até à posição

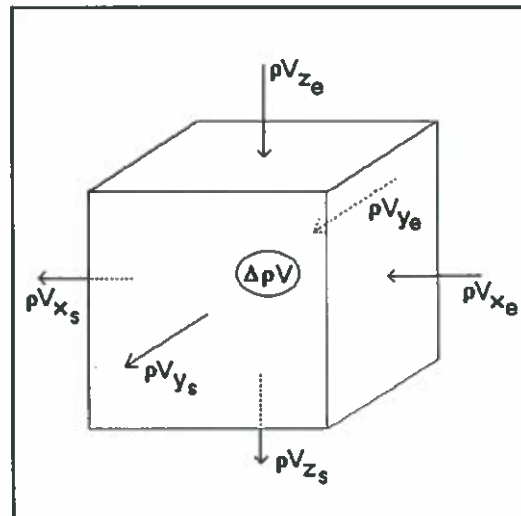


Figura I.4 - Volume de meio fracturado (ρ = massa específica do fluido; V = volume de fluido; x , y e z = direcções; e = entrada; s = saída; Δ = variação)

inicial.

O parâmetro que relaciona o fluido libertado ou armazenado por unidade de volume do meio é o armazenamento específico, S'_s . Por definição, o armazenamento específico representa o volume de fluido que é libertado do armazenamento de um volume unitário do meio quando o potencial hidráulico baixa uma unidade. Esta afirmação pode expressar-se na fórmula (Freeze & Cherry, 1979):

$$S'_s = \rho g(\alpha + n\beta) \quad (I.25)$$

onde ρ é a massa específica do fluido, g é a aceleração da gravidade, α é a compressibilidade do meio esquelético (unidades L^2F^{-1}), n é a porosidade do meio (razão entre o volume de vazios e o volume total de meio fracturado) e β é a compressibilidade do fluido (L^2F^{-1}). No caso da água doce, pode admitir-se $\beta = 4,4 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ (Freeze & Cherry, 1979), que é um valor aproximadamente constante dentro da gama de pressões e temperaturas existentes em água subterrânea.

I.3.2. Lei da conservação de massa

A lei da conservação de massa diz que se se considerar um volume qualquer de meio, a massa de fluido que entra é igual à que sai mais a variação de massa de fluido dentro desse volume. Escrito de outra forma, a diferença entre as massas de fluido que entram e saem desse volume é igual à variação de massa de fluido dentro desse volume. Esta situação representa-se esquematicamente na figura I.4.

A variação da massa de fluido dentro do volume é proporcional ao armazenamento específico e à variação do potencial hidráulico com o tempo; a diferença entre as massas de fluido entrado e saído depende (lei de Darcy) da condutividade hidráulica, do gradiente hidráulico, da massa específica do fluido e da área perpendicular ao fluxo. Estes factos podem ser traduzidos na expressão:

$$\frac{\partial \rho v_x}{\partial x} + \frac{\partial \rho v_y}{\partial y} + \frac{\partial \rho v_z}{\partial z} = \rho S'_s \frac{\partial h}{\partial t} + \rho V \quad (I.26)$$

O desenvolvimento das derivadas parciais no primeiro membro da equação dá termos

com a forma $\rho \cdot \partial v_x / \partial x$ e $v_x \cdot \partial \rho / \partial x$. No caso de água doce, os termos com a forma $\rho \cdot \partial v_x / \partial x$ são muito maiores que os termos com a forma $v_x \cdot \partial \rho / \partial x$, pelo que se pode desprezar os termos com esta última forma (Freeze & Cherry, 1979, p. 64). Esta simplificação conduz à expressão geral da continuidade para o escoamento num meio:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = S'_s \frac{\partial h}{\partial t} + V \quad (I.27)$$

onde v_x , v_y e v_z são os componentes do vector fluxo específico (v), h é o potencial hidráulico, S'_s o armazenamento específico e V representa ganhos ou perdas de fluido no volume considerado por unidade de volume do meio e por tempo. No caso de se considerar matriz porosa e fracturas separadamente, o termo V pode representar as trocas de fluido entre estes dois sistemas.

I.3.3. Meio fracturado não contínuo

I.3.3.1. Fluxo na matriz porosa

A equação da continuidade para fluxo numa porção de matriz porosa é

$$\frac{\partial v_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial v_{by}}{\partial y} + \frac{\partial v_{bz}}{\partial z} = S'_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} + V \quad (I.28)$$

com v_{bx} , v_{by} e v_{bz} dados pela expressão (I.6). Substituindo, obtém-se:

$$-K'_b \left(\frac{\partial^2 h_b}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h_b}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h_b}{\partial z^2} \right) = S'_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} + V \quad (I.29)$$

Os parâmetros K'_b e S'_{sb} representam valores para a célula de matriz porosa em estudo.

I.3.3.2. Fluxo numa fractura

A equação da continuidade para fluxo numa fractura é

$$\frac{\partial v_{fx}}{\partial x} + \frac{\partial v_{fy}}{\partial y} + \frac{\partial v_{fz}}{\partial z} = S'_{sf} \frac{\partial h_f}{\partial t} + V \quad (I.30)$$

com v_{fx} , v_{fy} e v_{fz} dados pelas expressões (11) ou (12). Os parâmetros K'_f e S'_{sf} representam valores para a fractura em questão.

I.3.4. Meio fracturado contínuo

I.3.4.1. Meio fracturado contínuo simples

O escoamento num meio fracturado contínuo simples, anisótropo e homogéneo, é dado pela expressão (25) com v_x , v_y e v_z dados por (17) ou (18), ou, no caso do sistema referencial coincidir com as direcções principais de anisotropia e substituindo v_x , v_y e v_z , dado por

$$-K_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - K_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} - K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} + V \quad (I.31)$$

onde K_x , K_y , K_z e S_s representam valores para a globalidade do meio fracturado, em que $S_s = S'_s$. Nestas expressões, considera-se $V = 0$ se não houver entradas ou saídas do meio que não as previstas pelo fluxo.

I.3.4.2. Meio fracturado contínuo duplo

Fluxo no sistema de blocos de matriz porosa

Tal como se definiu condutividade hidráulica do sistema matriz porosa, define-se armazenamento específico do sistema matriz porosa, S_{sb} , a partir do armazenamento específico de uma célula de matriz porosa, S'_{sb} , pela relação:

$$S_{sb} = S'_{sb} \frac{V_b}{V_f + V_b} \quad (I.32)$$

ou, considerando V_f muito pequeno em relação a V_b ,

$$S_{sb} = S'_{sb} \quad (I.32a)$$

Nestas circunstâncias, o escoamento de um fluido compressível no sistema de blocos de matriz porosa considerando o sistema anisótropo e homogéneo vem dado por

$$\frac{\partial v_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial v_{by}}{\partial y} + \frac{\partial v_{bz}}{\partial z} = S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} + V \quad (I.33)$$

com v_{bx} , v_{by} e v_{bz} dados por (I.19) ou (I.20) substituindo v por v_b , k por k_b e h por h_b , ou, no caso dos eixos de referência coincidirem com as direcções principais de anisotropia, por

$$-K_{bx} \frac{\partial^2 h_b}{\partial x^2} - K_{by} \frac{\partial^2 h_b}{\partial y^2} - K_{bz} \frac{\partial^2 h_b}{\partial z^2} = S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} + V \quad (I.34)$$

Fluxo no sistema de fracturas

Define-se armazenamento específico do sistema de fracturas pela relação

$$S_{sf} = S'_{sf} \frac{V_f}{V_f + V_b} \quad (I.35)$$

O escoamento de um fluido compressível no sistema de fracturas tomando em conta a sua anisotropia é dado por

$$\frac{\partial v_{fx}}{\partial x} + \frac{\partial v_{fy}}{\partial y} + \frac{\partial v_{fz}}{\partial z} = S_{sb} \frac{\partial h_f}{\partial t} + V \quad (I.36)$$

com v_{fx} , v_{fy} e v_{fz} dados por (I.19) ou (I.20), substituindo v por v_f , k por k_f e h por h_f , ou, no caso dos eixos de referência coincidirem com as direcções principais de anisotropia, por

$$-K_{fx} \frac{\partial^2 h_f}{\partial x^2} - K_{fy} \frac{\partial^2 h_f}{\partial y^2} - K_{fz} \frac{\partial^2 h_f}{\partial z^2} = S_{sf} \frac{\partial h_f}{\partial t} + V \quad (I.37)$$

PARTE II
MODELAÇÃO DE FLUXO EM MEIOS
FRACTURADOS

A modelação de fluxo em meios fracturados é normalmente feita assumindo que o meio pode ser representado como um meio contínuo homogéneo equivalente. Este procedimento não é no entanto válido senão quando a densidade da fracturação é elevada e mesmo nesse caso é necessário que o volume em estudo seja superior ao volume elementar representativo do meio contínuo homogéneo equivalente.

Uma abordagem à modelação do escoamento nos meios fracturados, conceptualmente mais correcta, é aquela que considera a contribuição de cada fractura para o fluxo. Para tal há que gerar um modelo geométrico da rede de fracturas.

Dado que não é possível fazer nem uma observação tri-dimensional do maciço nem observações em todos os pontos do maciço a caracterizar, estimam-se as distribuições de parâmetros caracterizadores de fracturas, tais como orientação, comprimento, densidade e abertura, a partir de vários suportes de observação bi-dimensionais e realizam-se redes de fracturas estatisticamente equivalentes. Estes métodos têm sido desenvolvidos sobretudo no domínio da geotecnia e da mecânica das rochas com o objectivo de estudar a resistência de maciços rochosos a cargas externas.

Para cada fractura gerada determina-se a condutividade hidráulica a partir da sua abertura (expressão (I.11)). Depois estuda-se o escoamento na rede de fracturas gerada. Tal pode ser conseguido aplicando o método dos elementos finitos (Long *et al*, 1982) ou, de outra forma, transformando a rede geométrica de fracturas numa rede ortogonal de condutividade hidráulica (rede de condutância) e aplicando o método das diferenças finitas (Odling & Webman, 1991). Os resultados destes estudos podem ser, entre outros, a dependência da condutividade hidráulica média de uma rede de fracturas em função de condições de fronteira diversas, ou a dependência da condutividade hidráulica em função da escala de medição.

A execução destes estudos a partir de modelos que mantenham as propriedades estatísticas da realidade é vantajosa na medida em que realizações distintas de um mesmo modelo permitem fornecer resultados em termos probabilísticos (e não determinísticos).

No caso da rocha não fracturada ter condutividade hidráulica apreciável relativamente à das fracturas e para além disso possuir capacidade de armazenamento,

não se pode desprezar a sua presença como meio de escoamento. Neste caso a rede geométrica de fracturas é transformada numa rede de condutividade hidráulica (rede de condutância) que incorpora as propriedades da rocha não fracturada e utiliza-se o método das diferenças finitas.

Na primeira parte deste capítulo desenvolve-se a metodologia que considera a contribuição individual de cada fractura para o escoamento. Na segunda parte aborda-se a aproximação que considera o meio contínuo homogéneo equivalente.

II.1. MODELOS DISCRETOS

Na presença de um meio heterogéneo a única forma de resolver as equações de escoamento é mediante a utilização de métodos numéricos. Estes métodos consistem numa série de procedimentos cujo resultado é a transformação das equações diferenciais de escoamento num sistema de equações lineares (Bear & Verruijt, 1987).

Neste trabalho será utilizado o método das diferenças finitas. Segundo este método (Bear & Verruijt, 1987) a derivada de uma função f , df/dv , é dada pela expressão:

$$\frac{df}{dv} = \frac{f(v + \Delta v/2) - f(v - \Delta v/2)}{\Delta v} \quad (\text{II.1})$$

quando se utiliza o método das diferenças finitas "centradas", ou

$$\frac{df}{dv} = \frac{f(v + \Delta v) - f(v)}{\Delta v} \quad (\text{II.2})$$

quando se utiliza o método das diferenças finitas "adiantadas". Nestas expressões Δv representa um incremento da variável v .

No caso das equações de escoamento, v representa ou uma das direcções do espaço (x,y,z) ou o tempo (t). Por conveniência, quando se tem derivadas espaciais utiliza-se a expressão (II.1) e quando se tem derivadas temporais utiliza-se a expressão (II.2).

II.1.1. Resolução das equações de escoamento

A condição base para se poder modelar o escoamento é que, embora o meio fracturado possa ser heterogéneo, se possa definir em toda a matriz porosa zonas homogéneas ou que possam ser encaradas como tal. As alternativas *b* e *e* do quadro I.1 estão nestas condições.

O meio fracturado é descrito tratando o meio como um meio poroso heterogéneo equivalente mas considerando o efeito de cada fractura no escoamento. Por este motivo utiliza-se a expressão (I.27) com o fluxo específico dado pelas expressões (I.19) ou (I.22). Considera-se que os diferentes valores da condutividade hidráulica e do armazenamento específico dependem da posição [$K_{ij}(x,y,z)$, $i,j=x,y,z$; $S_s(x,y,z)$].

Se se considerar que o sistema matriz porosa é heterogéneo mas pode ser dividido em porções de meio homogéneo, utiliza-se a expressão (I.19) em (I.27). A substituição das derivadas parciais pelas diferenças finitas conduz à expressão

$$A + B + C = D + V \quad (\text{II.3})$$

onde

$$A = \frac{\partial v_x}{\partial x} = \frac{K_{xx}(x+a)[h-h(x+\Delta x)]}{\Delta x^2} + \frac{K_{xy}(x+a)[h(x+a,y-b)-h(x+a,y+b)]}{\Delta x \Delta y} + \frac{K_{xz}(x+a)[h(x+a,z-c)-h(x+a,z+c)]}{\Delta x \Delta z} - \frac{K_{xx}(x-a)[h(x-\Delta x)-h]}{\Delta x^2} - \frac{K_{xy}(x-a)[h(x-a,y-b)-h(x-a,y+b)]}{\Delta x \Delta y} - \frac{K_{xz}(x-a)[h(x-a,z-c)-h(x-a,z+c)]}{\Delta x \Delta z} \quad (\text{II.4})$$

$$B = \frac{\partial v_y}{\partial y} = \frac{K_{yx}(y+b)[h(x-a,y+b)-h(x+a,y+b)]}{\Delta y \Delta x} + \frac{K_{yy}(y+b)[h-h(y+\Delta y)]}{\Delta y^2} + \frac{K_{yz}(y+b)[h(y+b,z-c)-h(y+b,z+c)]}{\Delta y \Delta z} - \frac{K_{yx}(y-b)[h(x-a,y-b)-h(x+a,y-b)]}{\Delta y \Delta x} - \frac{K_{yy}(y-b)[h(y-\Delta y)-h]}{\Delta y^2} - \frac{K_{yz}(y-b)[h(y-b,z-c)-h(y-b,z+c)]}{\Delta y \Delta z} \quad (\text{II.5})$$

$$\begin{aligned}
C = \frac{\partial v_z}{\partial z} = & \frac{K_{zx}(z+c)[h(x-a,z+c) - h(x+a,z+c)]}{\Delta z \Delta x} + \frac{K_{zz}(z+c)[h - h(z+\Delta z)]}{\Delta z^2} \\
& + \frac{K_{zy}(z+c)[h(y-b,z+c) - h(y+b,z+c)]}{\Delta z \Delta y} - \frac{K_{zx}(z-c)[h(x-a,z-c) - h(x+a,z-c)]}{\Delta z \Delta x} \quad (\text{II.6}) \\
& - \frac{K_{zz}(z-c)[h(z-\Delta z) - h]}{\Delta z^2} - \frac{K_{zy}(z-c)[h(y-b,z-c) - h(y+b,z-c)]}{\Delta z \Delta y}
\end{aligned}$$

$$D = S_s \frac{\partial h}{\partial t} = S_s \frac{h(t+\Delta t) - h}{\Delta t} \quad (\text{II.7})$$

$a = \Delta x/2$, $b = \Delta y/2$, $c = \Delta z/2$, e V tem o mesmo significado que na expressão (I.27).

Em A , B e C utilizou-se a expressão (II.1), em D utilizou-se a expressão (II.2). Considera-se S_s invariável com a direcção. Nestas expressões todas as variáveis dependem de (x,y,z,t) , no entanto simplificou-se a notação pelo que entre parentesis só se mostram os argumentos diferentes de (x,y,z,t) . Por exemplo $h(x+\Delta x)$ tem o mesmo significado que $h(x+\Delta x, y, z, t)$.

O potencial hidráulico em qualquer ponto pode ser calculado em função dos potenciais hidráulicos anteriores nos 18 pontos que o rodeiam e no próprio ponto pela expressão:

$$h(t+\Delta t) = h + \frac{\Delta t}{S_s} (A + B + C - V) \quad (\text{II.8})$$

A resolução da expressão (II.8) em todos os pontos do meio fracturado a modelar permite determinar a posição da superfície piezométrica em função do tempo. A utilização das diferenças finitas corresponde a discretizar o espaço em pontos espaçados de Δx , Δy e Δz segundo cada uma das direcções x , y e z respectivamente.

Se o sistema matriz porosa for homogéneo e a malha de diferenças finitas se dispuser paralelamente às direcções de anisotropia da matriz porosa, então os termos K_{ij} para $i \neq j$ são zero, K_{ij} para $i = j$ são K_i e os termos A , B e C simplificam-se para

$$A = \frac{\partial v_x}{\partial x} = \frac{[K_x(x-a) + K_x(x+a)]h - K_x(x-a)h(x-\Delta x) - K_x(x+a)h(x+\Delta x)}{\Delta x^2} \quad (\text{II.9})$$

$$B = \frac{\partial v_y}{\partial y} = \frac{[K_y(y-b) + K_y(y+b)]h - K_y(y-b)h(y-\Delta y) - K_y(y+b)h(y+\Delta y)}{\Delta y^2} \quad (\text{II.10})$$

$$C = \frac{\partial v_z}{\partial z} = \frac{[K_z(z-c) + K_z(z+c)]h - K_z(z-c)h(z-\Delta z) - K_z(z+c)h(z+\Delta z)}{\Delta z^2} \quad (\text{II.11})$$

Neste caso o potencial hidráulico em qualquer ponto é calculado em função dos potenciais hidráulicos anteriores nos 6 pontos que o rodeiam e no próprio ponto utilizando a expressão (II.8).

II.1.2. Rede de condutância

Odling & Webman (1991) apresentaram um método que permite discretizar o meio fracturado na malha de diferenças finitas considerando a contribuição de cada uma das fracturas. Essa malha de diferenças finitas é a rede de condutância.

As expressões que se apresentam referem-se ao espaço bi-dimensional. A cada segmento da rede atribui-se os valores médios das características da sua área de influência, sendo a área de influência a área do meio fracturado que é dividida em duas partes iguais pelo segmento e que possui a mesma área e forma do elemento da rede.

Para a obtenção da rede de condutância o primeiro passo é discretizar todas as fracturas segundo a rede. A figura II.1 ilustra como se faz a discretização para uma fractura. O critério para fazer a discretização é considerar uma ponta da fractura e o nó da rede que lhe fica mais próximo, depois andar ao longo dos segmentos da rede mais próximos da

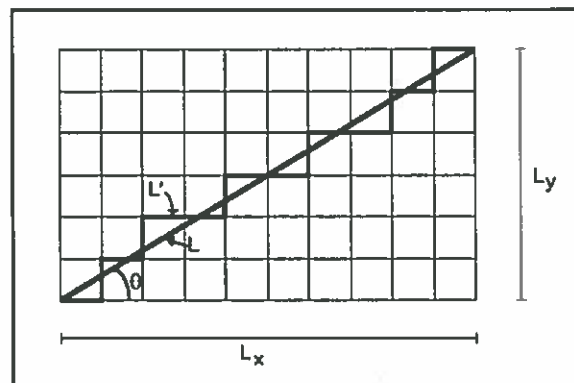


Figura II.1: Discretização de uma fractura na rede de condutância

fractura, sem nunca voltar para trás, até se chegar ao nó mais próximo da outra ponta da fractura. Este processo foi automatizado mediante o programa DISCRET.FOR, que faz a discretização das fracturas segundo a malha de condutância. Este programa calcula ainda as características do meio, nomeadamente condutividade hidráulica e armazenamento específico, para cada segmento da rede. No anexo 1 explica-se qual o raciocínio que se utilizou para programar a discretização das fracturas e dá-se uma listagem do programa.

Devido à discretização, o comprimento de uma fractura não paralela a nenhuma das direcções da rede aumenta, pelo que, de forma a manter-se o fluxo na fractura, é necessário fazer uma correcção da sua abertura. Quando se aumenta o comprimento de uma fractura de L para L' (figura II.1) tem-se que (Odling & Webman, 1991):

$$L' = L_x + L_y = L(\cos\theta + \sin\theta) \quad (\text{II.12})$$

Aplicando a lei de Darcy para uma fractura plana em regime de equilíbrio (equação I.6) será

$$Q_f = -\frac{b^2}{12} \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot b \cdot w \cdot \frac{dh_f}{dL} = -\frac{b'^2}{12} \cdot \frac{\gamma}{\mu} \cdot b' \cdot w \cdot \frac{dh_f}{dL'} \quad (\text{II.13})$$

onde

$$\partial h_f / \partial L = (h_{f2} - h_{f1}) / L,$$

$$\partial h_f / \partial L' = (h_{f2} - h_{f1}) / L',$$

w é um comprimento perpendicular ao fluxo e à abertura da fractura.

A abertura corrigida obtém-se resolvendo a expressão (II.13) em ordem a b' :

$$b' = b(\cos\theta + \sin\theta)^{1/3} \quad (\text{II.14})$$

pelo que, quando se faz a discretização, a abertura de uma fractura aumenta de b para b' e a condutividade hidráulica da fractura de $(\gamma/\mu) \cdot (b^2/12)$ para $(\gamma/\mu) \cdot (b'^2/12)$.

II.1.2.1. Condutividade hidráulica de um segmento da rede

Considere-se a figura II.2. Cada segmento da malha representa uma célula de

meio fracturado como a que está marcada a tracejado ou a ponteadado. Um segmento que se encontre no interior da malha (casos 1x e 1y), representa uma célula com a dimensão de um elemento de malha ($[dx].[dy]$). Um segmento que se localize no limite da malha (casos 2x, 2y, 3x e 3y), representa uma célula com a dimensão de metade de um elemento da malha ($[dx].[dy]/2$).

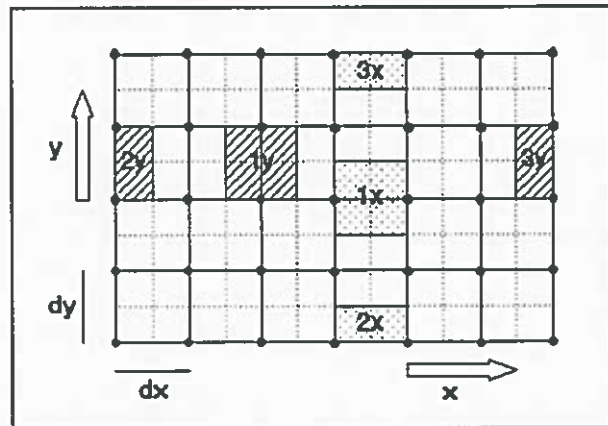


Figura II.2: Identificação das áreas de influência de cada segmento da rede

No caso de uma célula representada por um segmento no interior da malha, ela é definida por cinco segmentos (figura II.3): o que representa a célula e os quatro perpendiculares ao primeiro que delimitam a célula. Cada um destes segmentos pode ter uma ou mais fracturas representadas.

Pretende-se que o segmento central possua as características da célula, pelo que é necessário considerar o espaço ocupado pela matriz porosa (ou rocha não porosa no caso de ser impermeável) e pelas fracturas.

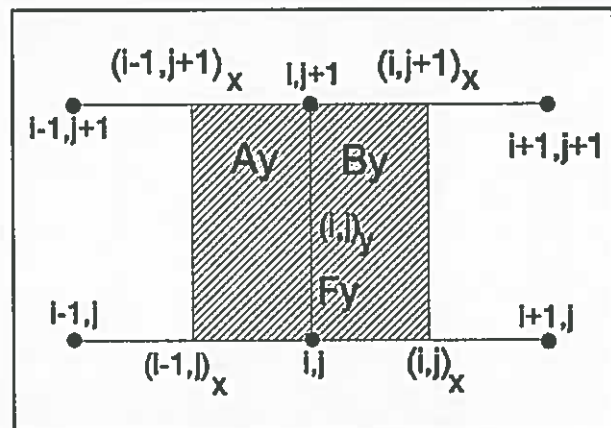


Figura II.3: Elementos constituintes de uma célula cujo segmento principal se encontra na direcção x

Considerando o fluxo segundo a direcção y, $Q(i,j)_y$, é possível definir três áreas distintas: a das fracturas do segmento central (F_y), a que está à sua esquerda (A_y), e a que está à sua direita (B_y) (figura II.3), sendo o fluxo total dado pela soma do fluxo em cada uma destas áreas. Pode então escrever-se

$$Q(i,j)_y = Q_{A_y} + Q_{B_y} + Q_{F_y} \quad (II.15)$$

O termo Q_{F_y} pode não existir se não houver fractura ou fracturas nessa célula paralelas ao eixo y.

O fluxo total é dado por

$$Q(i,j)_y = K(i,j)_y [dx] \cdot \frac{dh}{[dy]} \quad (\text{II.16})$$

Considerando que o potencial piezométrico se mantém constante na direcção perpendicular às fracturas, Q_{Ay} e Q_{By} apenas dependem do nível piezométrico da matriz porosa pelo que se pode escrever:

$$Q_{Ay} = K_b(i,j)'_y \cdot \frac{[dx] - \sum b(i,j)'_y}{2} \cdot \frac{dh}{[dy] - A_x/2} \quad (\text{II.17})$$

$$Q_{By} = K_b(i,j)'_y \cdot \frac{[dx] - \sum b(i,j)'_y}{2} \cdot \frac{dh}{[dy] - B_x/2} \quad (\text{II.18})$$

onde

$$A_x = \sum b(i-1,j)'_x + \sum b(i-1,j+1)'_x,$$

$$B_x = \sum b(i,j)'_x + \sum b(i,j+1)'_x.$$

Nestas expressões $[dx]$ é o comprimento da célula segundo o eixo x , $[dy]$ é o comprimento segundo o eixo y , e b' é a abertura corrigida da fractura. Considera-se $A_x/2$ e $B_x/2$ pois assume-se que metade das aberturas das fracturas pertencem às células adjacentes representadas pelos segmentos $(i-1,j)_y$ e $(i+1,j)_y$. O somatório refere-se às fracturas que se discretizam no segmento referido.

Na área do segmento central (F_y) o caudal será

$$Q_{F_y} = \sum (K_f(i,j)'_y \cdot b(i,j)'_y) \cdot \frac{dh}{[dy] - \max(A_x/2, B_x/2)} \quad (\text{II.19})$$

que resulta da soma dos caudais resultantes da aplicação da lei de Darcy (expressão I.8) a cada uma das fracturas. No gradiente hidráulico divide-se dh por $[dy] - \max(A_x/2, B_x/2)$ pois considera-se o comprimento útil da fractura segundo a

direcção y. Fora deste comprimento útil considera-se o potencial constante.

Substituindo (II.16), (II.17), (II.18) e (II.19) na expressão (II.15) obtém-se

$$K(i,j)_y [dx] \frac{dh}{[dy]} = \sum \left(K_f(i,j)'_y \cdot b(i,j)'_y \right) \cdot \frac{dh}{[dy] - \max(A_x/2, B_x/2)} + \\ + K_b(i,j)'_y \cdot \frac{[dx] - \sum b(i,j)'_y}{2} \cdot \left(\frac{dh}{[dy] - A_x/2} + \frac{dh}{[dy] - B_x/2} \right) \quad (\text{II.20})$$

e resolvendo em ordem a $K(i,j)_y$, obtém-se

$$K(i,j)_y = \frac{[dy]}{[dx]} \left[\frac{\sum \left(K_f(i,j)'_y \cdot b(i,j)'_y \right)}{[dy] - \max(A_x/2, B_x/2)} + \right. \\ \left. + \frac{[dx] - \sum b(i,j)'_y}{2} \cdot \left(\frac{K_b(i,j)'_y}{[dy] - A_x/2} + \frac{K_b(i,j)'_y}{[dy] - B_x/2} \right) \right] \quad (\text{II.21})$$

No caso de uma célula representada por um segmento no limite da malha, será, para um elemento do lado esquerdo da malha ($i=0$) (parte direita da figura II.3):

$$Q(0,j)_y = Q_{By} + Q_{Fy} \quad (\text{II.22})$$

ou seja

$$K(0,j)_y \frac{[dx]}{2} \frac{dh}{[dy]} = \sum \left(K_f(0,j)'_y \cdot b(0,j)'_y \right) \cdot \frac{dh}{[dy] - B_x/2} + \\ + K_b(0,j)'_y \cdot \left(\frac{[dx]}{2} - \sum b(0,j)'_y \right) \cdot \frac{dh}{[dy] - B_x/2} \quad (\text{II.23})$$

pelo que, resolvendo em ordem a $K(0,j)_y$, se obtém

$$K(0,j)_y = \frac{2 \cdot [dy]}{[dx] \cdot ([dy] - B_x/2)} \cdot \left[\sum \left(K_f(0,j)'_y \cdot b(0,j)'_y \right) + K_b(0,j)'_y \cdot \left(\frac{[dx]}{2} - \sum b(0,j)'_y \right) \right] \quad (\text{II.24})$$

Nestas expressões, $\sum b(0,j)'_y$ não aparece dividido por 2 pois no processo de discretização apenas se consideram as fracturas para a direita deste limite.

No caso de uma célula representada por um segmento no limite direito da malha ($i=n-1$) (parte esquerda da figura II.3) será:

$$Q(n-1,j)_y = Q_{Ay} + Q_{Fy} \quad (\text{II.25})$$

pelo que $K(n-1,j)_y$ virá:

$$K(n-1,j)_y = \frac{2 \cdot [dy]}{[dx] \cdot ([dy] - A_x/2)} \cdot \left[\sum \left(K_f(n-1,j)'_y \cdot b(n-1,j)'_y \right) + K_b(n-1,j)'_y \cdot \left(\frac{[dx]}{2} - \sum b(n-1,j)'_y \right) \right] \quad (\text{II.26})$$

Nestas expressões, $\sum b(n-1,j)'_y$ não aparece dividido por 2 pois no processo de discretização apenas se consideram as fracturas à esquerda do limite.

Para o fluxo segundo a direcção x, $Q(i,j)_x$, o raciocínio é idêntico ao utilizado para a direcção y. Para o caso de um segmento no interior da malha será (figura II.4):

$$Q(i,j)_x = Q_{Ax} + Q_{Bx} + Q_{Fx} \quad (\text{II.27})$$

$$K(i,j)_x = \frac{[dx]}{[dy]} \left[\frac{\sum \left(K_f(i,j)'_x \cdot b(i,j)'_x \right)}{[dx] - \max(A_y/2, B_y/2)} + \frac{[dy] - \sum b(i,j)'_x}{2} \cdot \left(\frac{K_b(i,j)'_x}{[dx] - A_y/2} + \frac{K_b(i,j)'_x}{[dx] - B_y/2} \right) \right] \quad (\text{II.28})$$

onde

$$A_y = \sum b(i,j)'_y + \sum b(i+1,j)'_y,$$

$$B_y = \sum b(i,j-1)'_y + \sum b(i+1,j-1)'_y.$$

Para o caso de um segmento no limite inferior da malha ($j=0$) será (parte superior da figura II.4):

$$Q(i,0)_x = Q_{Ax} + Q_{Fx} \quad (\text{II.29})$$

$$K(i,0)_x = \frac{2 \cdot [dx]}{[dy] \cdot ([dx] - A_y/2)} \cdot \left[\sum (K_f(i,0)'_x \cdot b(i,0)'_x) + K_b(i,0)'_x \cdot \left(\frac{[dy]}{2} - \sum b(i,0)'_x \right) \right] \quad (\text{II.30})$$

E para o caso de um segmento no limite superior da malha ($j=m-1$) (parte inferior da figura II.4):

$$Q(i,m-1)_x = Q_{Bx} + Q_{Fx} \quad (\text{II.31})$$

$$K(i,m-1)_x = \frac{2 \cdot [dx]}{[dy] \cdot ([dx] - B_y/2)} \cdot \left[\sum (K_f(i,m-1)'_x \cdot b(i,m-1)'_x) + K_b(i,m-1)'_x \cdot \left(\frac{[dy]}{2} - \sum b(i,m-1)'_x \right) \right] \quad (\text{II.32})$$

Na definição das condutividades hidráulicas dos elementos há ainda mais quatro casos distintos, correspondentes a cada um dos cantos da malha. A utilização das expressões para os limites da malha é incorrecta pois comete-se um erro por se estar a dividir o somatório das fracturas normais ao fluxo por 2. No entanto, dado que este erro é muito pequeno, opta-se por se utilizar essas expressões para os limites.

II.1.2.2. Armazenamento específico de um nó da rede

O armazenamento específico de cada nó da rede depende do volume ocupado pelas fracturas e do volume ocupado pela matriz porosa na área de influência de cada nó. A área de influência de um nó é a área do meio fracturado com centro no nó e com a mesma área e forma do elemento da rede (figura II.5). Para cada nó, assume-se que o armazenamento específico das fracturas e o da matriz porosa são constantes. O armazenamento específico do nó é dado por:

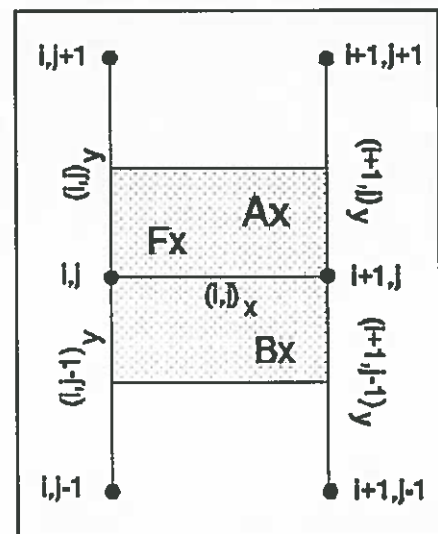


Figura II.4: Elementos constituintes de uma célula cujo segmento principal se encontra na direcção x

$$S_s = S_{sb} + S_{sf} \quad (\text{II.33})$$

com S_{sb} e S_{sf} dados pelas expressões (I.30) e (I.33) respectivamente, considerando em vez dos volumes as áreas. No caso de um nó no interior da malha, a área total A_t de um elemento da rede é dada por

$$A_t(i,j) = [dx][dy] \quad (\text{II.34})$$

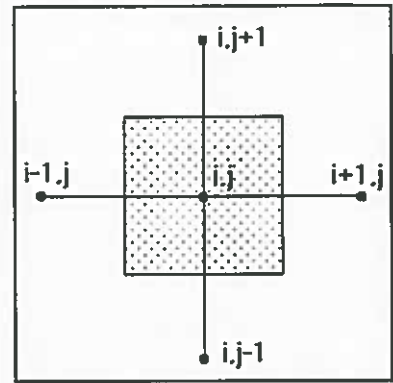


Figura II.5: Área de influência de um nó

a área ocupada pela matriz porosa, A_b , é dada pela expressão

$$A_b(i,j) = \left\{ [dx] - \frac{\sum b(i,j)'_y + \sum b(i,j-1)'_y}{2} \right\} \left\{ [dy] - \frac{\sum b(i-1,j)'_x + \sum b(i,j)'_x}{2} \right\} \quad (\text{II.35})$$

e a área ocupada pelas fracturas é dada por

$$A_f(i,j) = A_t(i,j) - A_b(i,j) \quad (\text{II.36})$$

No caso dos nós localizados nos limites da malha, as diferentes áreas são facilmente determinadas considerando, consoante o caso, $[dx]/2$ em vez de $[dx]$, $[dy]/2$ em vez de $[dy]$, ou ambos se se estiver num canto da malha.

II.1.2.3. Notas sobre a modelação de fluxo

A partir da rede de condutância é possível fazer a modelação de fluxo num meio fracturado tomando em atenção as propriedades hidráulicas de cada fractura e as propriedades hidráulicas dos blocos. Os valores que caracterizam cada nó ou segmento do modelo de diferenças finitas podem então ser utilizados, o que, conjuntamente com a introdução das condições fronteira permitirá executar modelação. Existem no mercado diversos modelos comerciais e didáticos de diferenças finitas que poderiam ser utilizados para tal fim pelo que está fora do âmbito deste trabalho desenvolver um modelo dessa natureza.

Uma questão importante a considerar é a da escala do modelo na medida em

que condiciona a dimensão da malha e o comprimento de cada segmento da rede. De uma maneira geral o caminho percorrido pelo fluxo depende da conectividade das fracturas e coincide com as zonas de maior condutividade hidráulica. Um pequeno estudo numérico levado a cabo por Kraemer & Haitjema (1989) consistiu em sobrepor uma zona de grande falha a uma zona contínua que podia ser modelada com um tensor da condutividade hidráulica. Kraemer & Haitjema (1989) verificaram que no caso do gradiente hidráulico ser paralelo à direcção da zona de grande falha, se a condutividade hidráulica da zona de grande falha for 1000 vezes superior à da restante rocha, esta zona seria responsável por 98 % do fluxo total da zona modelada. As conclusões do estudo realizado são importantes na medida em que permite restringir o número de fracturas a modelar para se ter uma boa aproximação ao fluxo regional.

No entanto, se se está perante um problema a grande escala, a área a modelar terá que ser muito mais pequena, e nessa altura haverá que considerar todas as fracturas presentes e as propriedades hidráulicas da matriz rochosa para se fazer a modelação do fluxo.

II.1.3. Determinação do tensor da condutividade hidráulica

No parte I deste trabalho referiu-se que, no caso de um meio contínuo anisótropo e homogéneo, a projecção do inverso da raiz quadrada da condutividade hidráulica medida na direcção do gradiente, definia um elipsóide. A duas dimensões em vez de um elipsoide tem-se uma elipse. Se se tiver um meio anisótropo mas heterogéneo, a mesma projecção poderá não definir um elipsóide, podendo em seu lugar surgir uma figura muito disforme (Long *et al*, 1982).

Estas afirmações são utilizadas para verificar se um meio fracturado pode ser aproximado como um meio contínuo anisótropo e homogéneo. Uma forma de o fazer é considerar regime de equilíbrio e impôr um gradiente hidráulico a uma porção de meio fracturado (Long *et al*, 1982; Odling & Webman, 1991).

Em regime de equilíbrio $\partial h / \partial t = 0$. O potencial hidráulico num ponto da rede pode ser determinado fazendo esta simplificação na expressão (II.8) que, considerando

que não há entradas nem saídas de fluido no meio para além daquelas previstas pelo fluxo ($V=0$) se reduz a:

$$A + B + C = 0 \quad (\text{II.37})$$

A imposição do gradiente hidráulico faz-se considerando uma rede de fluxo quadrada e aplicando um gradiente hidráulico segundo um dos eixos (que se arbitra o eixo dos x). Numa das extremidades do eixo dos x considera-se $h(n-1,j) = \text{constante} \neq 0$ e na outra extremidade $h(0,j) = 0$. De forma a que o gradiente ocorra apenas segundo o eixo dos x , é necessário que $\partial h/\partial y = 0$. Long *et al* (1982) põem esta condição fazendo com que o potencial hidráulico varie linearmente entre cada um dos limites da rede segundo o eixo dos x . Matematicamente esta situação traduz-se por

$$\begin{cases} h(i,0) = h(n-1,0) \frac{i}{n-1} \\ h(i,m-1) = h(n-1,m-1) \frac{i}{n-1} \end{cases} \quad (\text{II.38})$$

onde as variáveis têm o significado até agora exposto. Odling & Webman (1991) impõem condições fronteira periódicas ao longo do eixo dos y ligando os nós das duas extremidades da rede segundo o eixo dos y , o que se pode exprimir por

$$h(i,0) = h(i,m-1) \quad (\text{II.39})$$

A condutividade hidráulica na direcção do gradiente determina-se pela lei de Darcy:

$$\begin{cases} V_x = K_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} + K_{xy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \\ V_y = K_{yx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} + K_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \end{cases} \quad (\text{II.40})$$

Dado que se impõe que $\partial h/\partial y = 0$, virá

$$\begin{cases} V_x = K_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \\ V_y = K_{yx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \end{cases} \quad (\text{II.41})$$

sendo $K_g = K_{xx}$ a condutividade hidráulica na direcção do gradiente. Para se resolver a expressão anterior em ordem a K_g é preciso conhecer V_x . Este valor obtém-se calculando o fluxo na extremidade $i=0$, o que se faz utilizando a expressão:

$$V_x = \frac{Q_x}{[dy] \cdot (m-1)} = \frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^{m-2} \left[K(0,j)_x \frac{h(1,j) - h(0,j)}{[dx]} \right] + \frac{1}{m-1} \left\{ \frac{K(0,0)_x}{2} \cdot \frac{h(1,0) - h(0,0)}{[dx]} + \frac{K(0,m-1)_x}{2} \cdot \frac{h(1,m-1) - h(0,m-1)}{[dx]} \right\} \quad (\text{II.42})$$

O gradiente hidráulico é dado por

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{h(n-1,j) - h(0,j)}{[dx] \cdot (n-1)} \quad (\text{II.43})$$

Para obter-se o valor da condutividade hidráulica medido na direcção do gradiente em função da direcção do gradiente ($K_g(\alpha)$ onde α indica a direcção do gradiente), faz-se rodar a rede de condutância, determinando-se pelo processo descrito diversos valores de $K_g(\alpha)$.

Se a projecção de $1/K_g(\alpha)^{1/2}$ originar uma elipse então o meio fracturado pode ser encarado como um meio contínuo anisótropo e homogéneo.

Segundo Long *et al* (1982), mesmo que seja possível obter um tensor das condutividades hidráulicas, este pode não ser único pois o meio pode não responder da mesma forma quando sujeito a condições fronteira diferentes das impostas. Segundo estes autores, o tensor pode considerar-se único somente se o gradiente dentro do volume testado se mantiver constante.

Esta técnica pode ser igualmente utilizada para determinar a área elementar representativa (AER), com o mesmo significado do VER mas para duas dimensões,

começando com uma área de teste pequena e fazendo pequenos incrementos de área, determinando para cada caso o tensor das condutividades hidráulicas. Quando este não varia significativamente em relação ao tensor calculado para a área anterior então pode considerar-se que a área anterior é uma AER.

II.1.4. Caracterização da fracturação de um maciço

A modelação de um meio fracturado considerando a contribuição individual de cada fractura para o escoamento obriga a ter um conhecimento da fracturação do maciço, crescendo a importância do seu conhecimento com o aumento do contraste entre as condutividades hidráulicas das fracturas e da matriz porosa.

Este contraste é mais significativo em rochas metamórficas e ígneas, de que se destaca, pela sua extensão em território português, granitos, xistos e quartzitos.

A recolha dos dados referentes à fracturação possibilita a elaboração de um modelo geométrico de fracturação. Este modelo geométrico, por sua vez, é discretizado da forma descrita em II.1.2, permitindo modelar o escoamento. A recolha de dados faz-se no campo, quer por observação directa, quer por observação indirecta. A observação directa faz-se à superfície em afloramentos, paredes de pedreiras, taludes ou valas, ou, em profundidade, em galerias. A observação indirecta faz-se pela observação de tarolos de sondagens, interpretação de diagrfias, etc.

A geometria da fracturação é descrita por quatro parâmetros: localização das fracturas, orientação das fracturas, extensão das fracturas e abertura das fracturas.

A localização é um parâmetro que dá a posição absoluta da fractura no espaço. Muitas vezes é obtida pela cartografia dos traços de fractura observados no plano de observação e anotação da posição dos centros destes traços. Por possibilitar um levantamento de campo mais simples opta-se frequentemente por determinar um parâmetro que depende da posição relativa das fracturas: o espaçamento ou, o seu inverso, a densidade.

A orientação é o parâmetro descritor das fracturas de mais fácil e fiável medição, desde que se possa considerar as fracturas planares. A orientação pode ser representada pela direcção e pela inclinação do plano de fractura, pela direcção de

inclinação e pela inclinação do plano de fractura, ou ainda pela direcção de inclinação e inclinação da normal ao plano de fractura (pólo da fractura). A direcção é o ângulo medido para leste (azimute) entre o norte e a linha horizontal contida no plano de fractura; a inclinação é o ângulo entre a linha de máxima inclinação no plano de fractura e o plano horizontal; a direcção de inclinação é o ângulo entre o norte e a projecção da linha de máxima inclinação no plano horizontal, medida para leste (= azimute da direcção de inclinação).

A forma das fracturas pode ser poligonal, circular elíptica ou irregular, podendo ser planar ou não planar no espaço. Dado que a fractura não pode ser observável em toda a sua extensão, não é possível descrever a sua forma, pelo que é vulgar assumir uma forma e deduzir a sua extensão a partir do comprimento dos traços resultantes da intersecção da fractura com um plano de observação.

O parâmetro abertura representa a distância entre as paredes que delimitam a fractura. A abertura não é constante ao longo de uma fractura, podendo ocorrer variações importantes ao longo da sua extensão. A abertura pode estar parcialmente preenchida ou colmatada por materiais detríticos ou cristalinos.

II.1.4.1. Amostragem

A obtenção dos parâmetros caracterizadores da geometria das fracturas pode ser feita de duas formas distintas: mediante um suporte linear quando as observações se fazem ao longo de uma direcção, ou mediante um suporte plano quando as observações se fazem num plano.

Suporte linear

As amostragens de fracturação a partir de sondagem ou de linha colocada num maciço fracturado são casos de amostragem por suporte linear.

No caso de uma sondagem a forma mais simples de observar as características da fracturação é através dos tarolos de sondagem. Em muitos casos a única característica mensurável é a localização. No caso da sondagem ser orientada é possível determinar a orientação das fracturas. Se houver amostragem integral é ainda

possível determinar a abertura e preenchimento das fracturas. Formas mais complexas de observar uma sondagem é colocando dispositivos ópticos no interior do furo que permitem ver e/ou fotografar a fracturação no seu interior, possibilitando a determinação da posição, da orientação e da abertura de cada fractura.

No caso de uma linha colocada sobre o maciço fracturado, pode determinar-se as mesmas características que no caso de uma sondagem e ainda o comprimento das fracturas intersectadas, tendo-se o cuidado de anotar o número de extremos visíveis.

A determinação da orientação das fracturas numa sondagem orientada utilizando uma bússola de geólogo não é prática, tornando-se extremamente incómoda se a sondagem não for vertical. Grossmann (Grossmann, 1978) projectou um instrumento de medida que evita a utilização da bússola de geólogo. Este instrumento encontra-se representado na figura II.6, e resulta da associação de um anel graduado e de uma régua graduada. A graduação, de difícil descrição, é facilmente perceptível na figura.

O processo para a determinação da atitude da fractura utilizando este instrumento faz-se em relação a um referencial -referencial da sondagem- constituído pelo eixo da sondagem V' e pelo eixo

N' perpendicular ao eixo da sondagem que é coplanar com o eixo da sondagem e com o norte. Por comodidade pode considerar-se um eixo auxiliar E' , perpendicular ao plano formado pelos outros dois.

Da mesma forma que se faz a descrição da atitude pela inclinação e pela direcção no referencial real (sistema de eixos vertical V , norte N e eixo auxiliar E) no referencial da sondagem refere-se a inclinação em relação ao plano normal a V' , e a direcção, medida nesse plano, a partir do eixo N' . A relação entre estes eixos pode ser melhor compreendida pela observação da figura II.7. No caso da sondagem ser

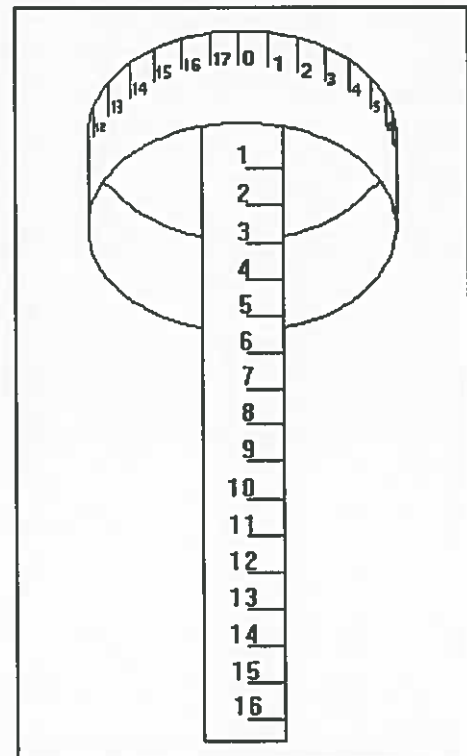


Figura II.6: Instrumento concebido por Grossmann para medição da atitude de fracturas em tarolos de sondagem orientados

vertical, os dois referenciais coincidem, i. é, V' coincide com V , N' coincide com N e E' coincide com E .

A direcção no referencial da sondagem, θ' , acha-se rodando e deslocando o anel do instrumento até que as duas graduações com valor 0 da escala do anel (diametralmente opostas) coincidam com o traço da fractura na amostra. O valor da direcção lê-se directamente sobre a escala, correspondendo ao valor que se lê na direcção N' (figura II.8A).

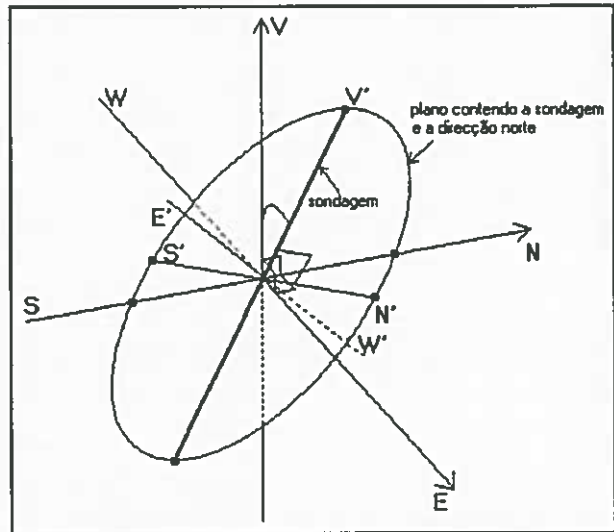


Figura II.7: Relação entre os eixos do referencial da sondagem (direcções V' , N' e E') e o referencial real (direcções V , N , E)

A inclinação no referencial da sondagem determina-se deslocando o instrumento ao longo da amostra até que o bordo inferior do anel fique tangente ao lado superior do traço da fractura na amostra (Grossmann, 1978). Com a régua graduada mede-se a diferença, I , entre o ponto superior do traço da fractura na amostra e o ponto inferior do traço da fractura na amostra (figura II.8B) e anota-se o quadrante para onde a fractura inclina.

O ângulo, ϕ' , entre o eixo da sondagem e a normal ao plano de fractura é dado por

$$\phi' = \arctg(I/D) \quad (II.44)$$

onde D é o diâmetro da amostra.

A "atitude" referida ao referencial da sondagem é transformada para se expressar em inclinação e direcção de inclinação (no referencial real). A atitude real da fractura obtém-se utilizando as expressões:

$$\begin{cases} \theta = \arctg(E/N) \\ \phi = \arcsen(V) \end{cases} \quad (II.45)$$

em que N , E e V provêm da expressão:

$$\begin{bmatrix} N \\ E \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{n}'\bar{n} & \bar{e}'\bar{n} & \bar{v}'\bar{n} \\ \bar{n}'\bar{e} & \bar{e}'\bar{e} & \bar{v}'\bar{e} \\ \bar{n}'\bar{v} & \bar{e}'\bar{v} & \bar{v}'\bar{v} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} N' \\ E' \\ V' \end{bmatrix} \quad (\text{II.46})$$

e:

$$\begin{cases} N' = \cos\theta' \cdot \cos\phi' \\ E' = \text{sen}\theta' \cdot \cos\phi' \\ V' = \text{sen}\phi' \end{cases} \quad (\text{II.47})$$

$$\begin{cases} \bar{v}'\bar{n} = \cos\theta_{v'} \cdot \cos\phi_{v'} \\ \bar{v}'\bar{e} = \text{sen}\theta_{v'} \cdot \cos\phi_{v'} \\ \bar{v}'\bar{v} = \text{sen}\phi_{v'} \end{cases} \quad (\text{II.48})$$

$$\begin{cases} \bar{e}'\bar{n} = 0 \\ \bar{e}'\bar{e} = \frac{\text{sen}\theta_{v'}}{\sqrt{1 - \cos^2\phi_{v'} \cdot \cos^2\theta_{v'}}} \\ \bar{e}'\bar{v} = \frac{-\text{sen}\theta_{v'} \cdot \cos\phi_{v'}}{\sqrt{1 - \cos^2\phi_{v'} \cdot \cos^2\theta_{v'}}} \end{cases} \quad (\text{II.49})$$

$$\begin{cases} \bar{n}'\bar{n} = \sqrt{1 - \cos^2\phi_{v'} \cdot \cos^2\theta_{v'}} \\ \bar{n}'\bar{e} = \frac{-\text{sen}\theta_{v'} \cdot \cos\theta_{v'} \cdot \cos^2\phi_{v'}}{\sqrt{1 - \cos^2\phi_{v'} \cdot \cos^2\theta_{v'}}} \\ \bar{n}'\bar{v} = \frac{\text{sen}\phi_{v'} \cdot \cos\phi_{v'} \cdot \cos\theta_{v'}}{\sqrt{1 - \cos^2\phi_{v'} \cdot \cos^2\theta_{v'}}} \end{cases} \quad (\text{II.50})$$

onde $\theta_{v'}$ e $\phi_{v'}$ e θ' e ϕ' representam, respectivamente, a direcção e a inclinação do

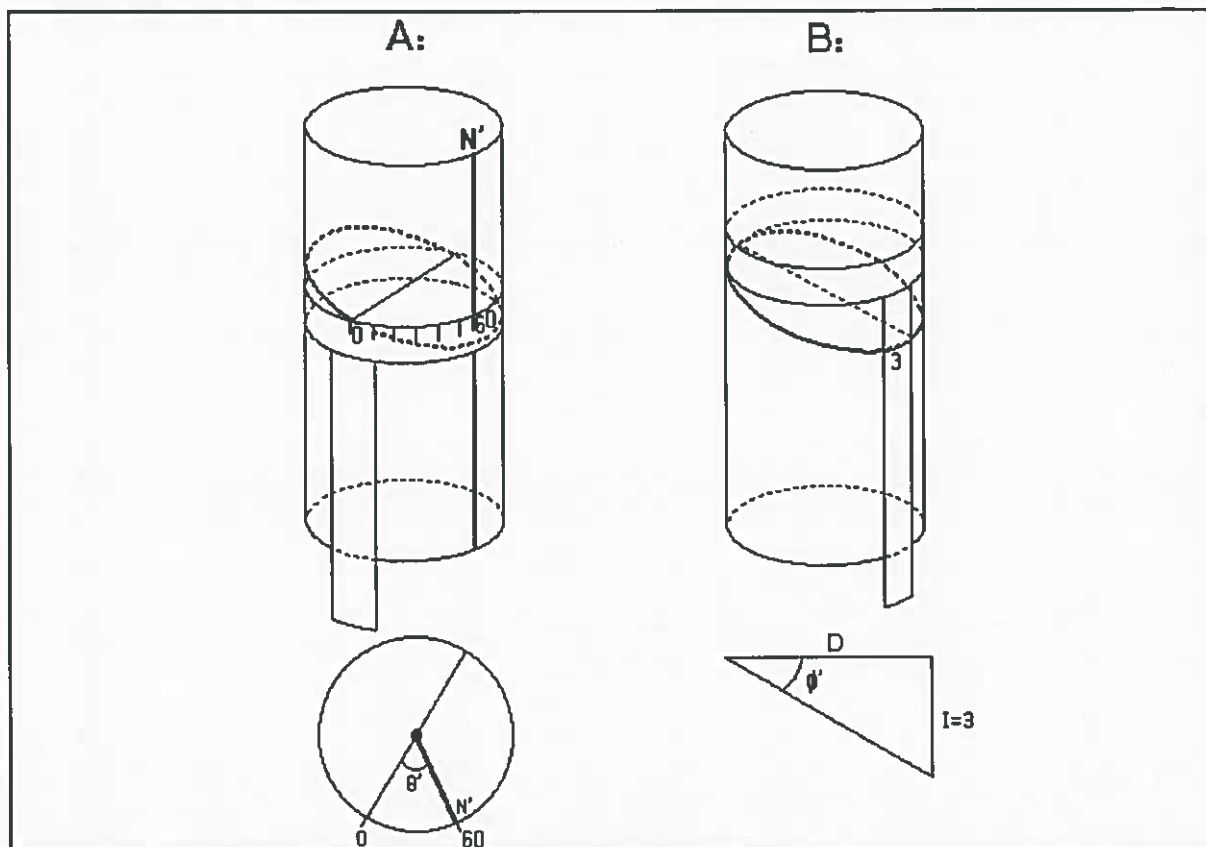


Figura II.8: Medição da orientação da fractura no tarolo de sondagem orientada utilizando o instrumento concebido por Grossmann: (A) - direcção; (B) - inclinação

eixo V' no referencial real, e a direcção e a inclinação da fractura no referencial da sondagem. A dedução destas expressões encontra-se no Anexo 2.

O valor de θ determina-se de acordo com o quadro II.1. Se ϕ for negativo, a inclinação é dada pelo valor absoluto de ϕ e a direcção real encontra-se a 180 graus do valor de θ dado pelo quadro.

Quadro II.1: Intervalos correctos de θ em função do sinal de E e de N

		N		
		+	0	-
E	+	$]0^\circ;90^\circ[$	90°	$]90^\circ;180^\circ[$
	0	360°	X	180°
	-	$]270^\circ;360^\circ[$	270°	$]180^\circ;270^\circ[$

Suporte plano

Os suportes planos de amostragem são definidos em superfícies planas tais como afloramentos, taludes, superfícies de pedreiras e paredes de galerias. O suporte plano é uma área plana delimitada por uma janela dentro da qual se faz a amostragem. Esta janela tem normalmente a forma rectangular, sendo mais comprida que alta.

Num suporte plano é sempre possível medir todas as características da fracturação referidas. Complementarmente pode anotar-se outras características que terão interesse para o modelo geométrico. Uma dessas características é o tipo de terminação das fracturas (na rocha, de encontro a outra fractura, etc.). No entanto, no modelo de escoamento exposto não se consideram essas características.

Num suporte plano o levantamento pode fazer-se de duas formas:

- * em todo o rectângulo: levanta-se todos os traços visíveis dentro da janela de observação;

- * segundo uma linha: levanta-se as fracturas cujos traços intersectam uma linha contida no suporte (figura II.9A). Nesta técnica, alternativamente a medir-se os comprimentos dos traços, pode medir-se os comprimentos dos semi-traços, que corresponde ao comprimento do traço de fractura entre a linha de observação e o topo ou a base do plano de observação (figura II.9B).

Os comprimentos das fracturas vêm normalmente afectados por três desvios de amostragem (Priest & Hudson, 1981):

- censura;
- truncatura;
- efeito do tamanho proporcional ou de autoponderação.

A censura ocorre quando não se consegue medir o comprimento de uma fractura por não serem visíveis os seus dois extremos.

A truncatura ocorre porque não é prático medir todas as fracturas presentes no suporte de amostragem, considerando-se normalmente um limite mínimo aquém do qual não se determinam as características das fracturas.

O efeito de autoponderação ocorre quando apenas se medem as fracturas que intersectam um suporte linear contido numa superfície de observação plana, devendo-

se ao facto do suporte intersectar preferencialmente as fracturas mais compridas.

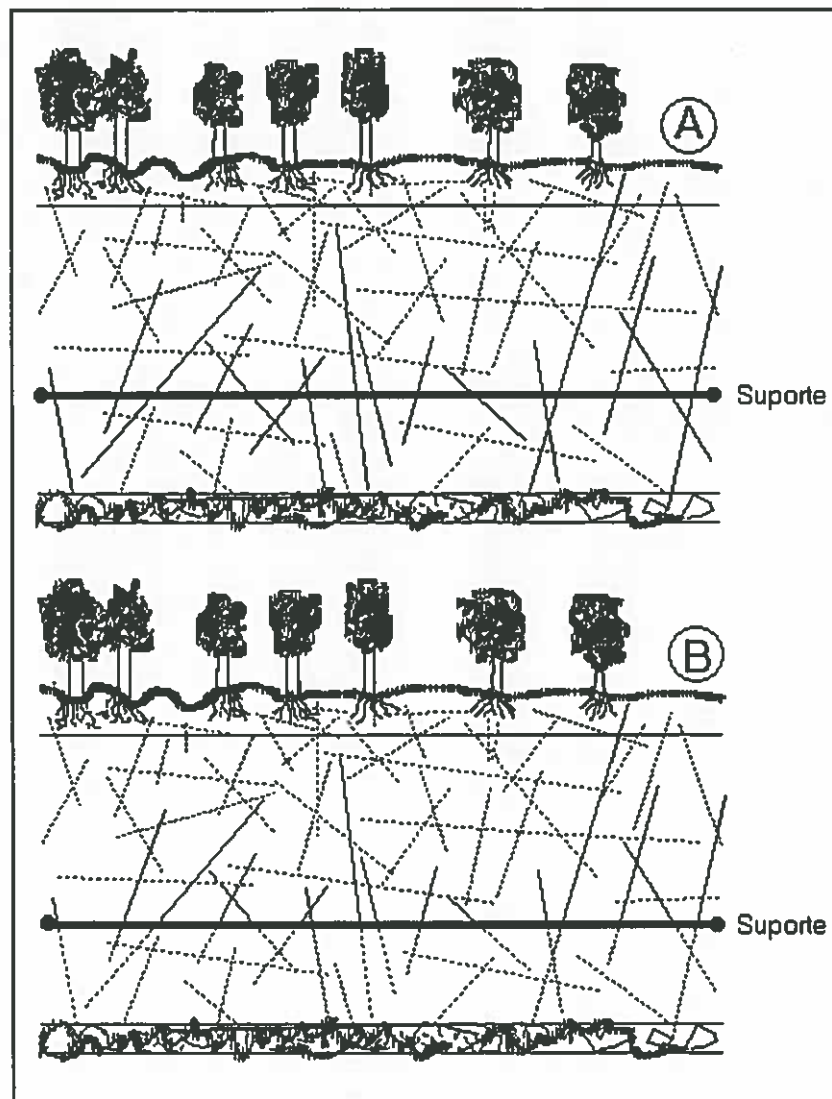


Figura II.9: Medição das fracturas intersectadas por um suporte linear. (A) - traços completos; (B) - semi-traços. Os comprimentos a medir são os dos traços desenhados a cheio

Quando ocorre censura é sempre útil anotar o tipo de censura. Considera-se tipo 0 quando nenhum dos extremos da fractura é visível, tipo 1 quando apenas um dos extremos é visível e tipo 2 quando ambos os extremos da fractura são visíveis.

O método mais simples e prático é o levantamento segundo uma linha contida num suporte planar. Para este levantamento começa-se por se escolher uma superfície de observação tanto quanto possível plana, o que nem sempre é fácil quando se trata de afloramentos ou de taludes de estradas. Define-se o suporte nessa superfície e fixa-se um fio ao longo do suporte. Também se pode fazer o contrário, isto é, estender um

fio e definir um suporte, considerando uma distância para cima e para baixo desse fio. Por conveniência, a parte inferior do suporte é o chão e o fio dispõe-se paralelamente à direcção de maior comprimento do suporte. Determina-se a atitude do suporte e a atitude do fio.

As medições são feitas tomando uma das pontas do fio e medindo todas as fracturas que o intersectam. Quando os suportes são muito irregulares, em alguns pontos o fio encontra-se afastado do suporte. Nestas circunstâncias há que idealizar o prolongamento da fractura que se observa na parede até intersectar o fio. Em cada intersecção regista-se a distância à intersecção anterior (espaçamento) e para cada fractura regista-se a atitude, a abertura, o comprimento do traço e o número de extremidades visíveis dentro do suporte (tipo de censura). Adicionalmente pode anotar-se o material que preenche a fractura, a terminação, a sua irregularidade, etc. Estas observações podem ser organizadas da seguinte forma:

Direcção	Inclinação	Comprimento	Tipo	Espaçamento	Abertura	Observações

No caso de não ser possível definir um suporte planar, pode igualmente estender-se um fio segundo uma direcção e fazer o mesmo tipo de observações que no caso anterior. Note-se, no entanto, que se os comprimentos das fracturas não forem medidos na sua totalidade, não é possível fazer a caracterização da sua distribuição estatística pois encontram-se censurados a níveis diferentes.

A amostragem mediante a utilização de suportes lineares e/ou planares origina pontos de sombra ("blind spots") e zonas de sombra ("blind zones") de amostragem, dois conceitos introduzidos por Terzaghi (1965).

O ponto de sombra é representado pelo pólo do suporte planar, pois as fracturas representadas pelos mesmos pólos não poderão ser vistas no suporte. As fracturas com pólos no ou próximo do ponto de sombra foram designadas por Terzaghi por fracturas do ponto de sombra.

A zona de sombra reflecte as posições dos pólos das fracturas paralelas ao suporte linear. As fracturas com pólos nesta ou próximo desta zona foram designadas por Terzaghi por fracturas da zona de sombra.

De forma a evitar-se os pontos ou zonas de sombra durante a amostragem é conveniente amostrar segundo três direcções ortogonais entre si. No caso de se pretender fazer um modelo bi-dimensional é suficiente fazer a amostragem segundo duas direcções ortogonais entre si e paralelas ao plano que se caracteriza.

II.1.4.2. Caracterização estatística da fracturação

Após a recolha dos dados passa-se ao tratamento e estudo estatístico da fracturação. O objectivo do estudo estatístico é determinar uma função de distribuição de probabilidade, empírica ou teórica, para cada uma das quatro características da fracturação estudadas: orientação, espaçamento, comprimento e abertura. As distribuições de probabilidade são depois utilizadas para gerar conjuntos aleatórios de fracturas com as mesmas características das fracturas medidas.

Caracterização das orientações das fracturas

O primeiro passo para caracterizar as orientações das fracturas é definir as famílias de fracturas presentes. Este passo é importante pois, para além de permitir caracterizar a orientação de cada família de fracturas, o estudo das restantes características que descrevem a geometria da fracturação é feito por família de fracturas.

Normalmente, a definição das famílias de fracturas faz-se pela projecção dos pólos das fracturas numa rede estereográfica equi-área (rede de Schmidt), e definição de grupos de pólos, fazendo corresponder a cada grupo uma família de fracturas. Esta técnica é igualmente válida quando se projectam as linhas de máxima inclinação em vez dos pólos.

Grossmann (1983b, in Grossmann 1988) desenvolveu um método automático para agrupar as fracturas em famílias. Segundo esse método todas as fracturas cujos pólos se situem a uma distância angular inferior ou igual a um determinado ângulo

limite (α_L) de qualquer pólo de fractura numa família são englobadas nessa família. α_L corresponde ao ângulo para o qual, supondo que as atitudes das N fracturas em estudo seguem uma distribuição aleatória uniforme, a ocorrência de zero ou um pólo é tão provável como a ocorrência de dois ou mais pólos. Este ângulo é calculado por (Grossmann, 1977, in Grossmann 1988):

$$\alpha_L = \arccos(1 - 1,67834699/N) \quad (\text{II.51})$$

Dado que por este processo pode haver pólos de fracturas, isolados ou agrupados numa família, no meio de outra família, há uma fase subsequente de associação de famílias de fracturas. Sempre que um pólo isolado ou correspondente à atitude média de uma família se situa sobre a fronteira ou dentro do domínio de ocorrência da outra família, considera-se apenas uma família. O domínio de ocorrência define-se como a área da superfície esférica auxiliar delimitada por uma linha de igual densidade de probabilidade de ocorrência de pólos para a qual a probabilidade de ocorrer no seu exterior pólos de fracturas da família considerada é igual ao inverso do número de fracturas. A densidade de probabilidade obtém-se a partir da distribuição de probabilidades das atitudes das fracturas da família.

Grossmann (1988) refere modelos isótropos e anisótropos para a distribuição estatística das orientações das fracturas, condenando a utilização dos modelos isótropos por a experiência os contrariar. Nos modelos isótropos a densidade de probabilidade é a mesma para todas as orientações fazendo o mesmo ângulo com a atitude média da família. Nos anisótropos, considerando igual ângulo com a atitude média da família, há variação da densidade de probabilidade com a orientação da fractura.

Não há um consenso quanto à distribuição estatística que melhor se adapta à distribuição das famílias de fracturas (Dershowitz & Einstein, 1988). Estes autores referem que as distribuições de Fisher, Fisher-bivariada e Bingham forneceram um número semelhante de bons ajustamentos. Por outro lado, Grossmann (1988) refere a distribuição de Bingham e a distribuição bivariada normal no plano tangente com a atitude média, preferindo a utilização desta última.

Admitindo que as fracturas pertencentes a cada família têm distribuição

bivariada normal, deve considerar-se apenas uma família sempre que se verifique a inequação (Grossmann, 1977, in Grossmann 1988)

$$[\cos\phi_1\cos\phi_2 + \text{sen}\phi_1\text{sen}\phi_2\cos(\theta_1 - \theta_2)]^2 \geq \frac{1}{1 + \frac{2\sigma_M^2 \ln(N_1)}{1 + \left(\frac{\sigma_M^2}{\sigma_m^2} - 1\right) \text{sen}^2(\omega - \omega_M)}} \quad (\text{II.52})$$

com

$$\omega = \text{arctg} \left(\frac{\text{sen}\phi_1\text{sen}(\theta_1 - \theta_2)}{\text{sen}\phi_1\cos\phi_2\cos(\theta_1 - \theta_2) - \cos\phi_1\text{sen}\phi_2} \right) \quad (\text{II.53})$$

onde N_1 é o número de fracturas da família 1, θ_1 e ϕ_1 são a direcção de inclinação e a inclinação da atitude média da primeira família de fracturas; θ_2 e ϕ_2 são a direcção de inclinação e a inclinação da atitude média da segunda família de fracturas; σ_M e σ_m são os desvios padrão máximo e mínimo da segunda família de fracturas, e ω_M é o ângulo que define a orientação segundo a qual ocorre a dispersão máxima da segunda família de fracturas¹.

No entanto, quando se dispõe de muitas medições feitas ao longo de um grande volume de rocha, torna-se difícil definir famílias de fracturas, pois a orientação média de uma mesma família de fracturas varia dentro desse volume. A projecção destas fracturas numa rede de Schmidt mostra uma dispersão grande, tornando difícil a individualização de famílias e impossibilitando o cálculo de uma atitude média. Dado que o objectivo das medições das orientações das fracturas é a modelação, pode dividir-se a área a estudar em subáreas e calcular para cada subárea a orientação média de cada família de fracturas.

A função densidade de probabilidade da distribuição bivariada normal no plano tangente com a atitude média é dada por (Grossmann, 1978):

¹ Este método para definir as famílias de fracturas é utilizável apenas quando a qualidade da amostragem é aproximadamente igual para todas as atitudes definidas. Grossmann (1988) apresenta igualmente um método para o caso em que há uma orientação preferencial de amostragem.

$$f(\omega, \epsilon) = \frac{1}{2\pi\sigma_M\sigma_m} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\cos^2(\omega-\omega_M)}{\sigma_M^2} + \frac{\sin^2(\omega-\omega_M)}{\sigma_m^2}\right) \epsilon^2\right] \quad (\text{II.54})$$

Os argumentos da função são ω , a direcção de inclinação da fractura medida no plano tangente à atitude média (longitude), e ϵ , o ângulo entre a fractura e a atitude média da família (co-latitude). Os cinco parâmetros necessários para descrever esta distribuição são: θ - direcção de inclinação da atitude média, ϕ - inclinação da atitude média, σ_M - desvio padrão máximo, σ_m - desvio padrão mínimo e ω_M - ângulo que identifica a orientação para a qual ocorre a dispersão máxima.

A distribuição encontra-se centrada na normal à atitude média da família. Os parâmetros da atitude média, θ e ϕ , obtêm-se por resolução iterativa das expressões (Grossmann, 1978):

$$\begin{cases} \theta = \text{arctg}(\Sigma A / \Sigma B) \\ \phi = \text{arctg}\left(\frac{\sqrt{(\Sigma A)^2 + (\Sigma B)^2}}{\Sigma(\cos\phi_i / \text{cose}_i)}\right) \end{cases} \quad (\text{II.55})$$

onde

$$A = \sin\phi_i \cdot \sin\theta_i / \text{cose}_i$$

$$B = \sin\phi_i \cdot \cos\theta_i / \text{cose}_i$$

$$\text{cose}_i = \cos\phi \cdot \cos\phi_i + \sin\phi \cdot \sin\phi_i \cdot \cos(\theta - \theta_i)$$

No cálculo de θ deve ter-se em atenção o quadro II.1, considerando ΣA em vez de E e ΣB em vez de N. Para a primeira iteração admite-se a simplificação $\text{cose}_i = 1$. Nestas expressões, θ_i é a direcção de inclinação da fractura i ; ϕ_i é a inclinação da fractura i e ϵ_i é a co-latitude da fractura i .

Os desvios padrão máximo e mínimo da distribuição, σ_M e σ_m são dados por (Grossmann, 1978):

$$\sigma_M = \sqrt{\frac{\Sigma(X^2 + Y^2) + \sqrt{[\Sigma(X^2 - Y^2)]^2 + 4(\Sigma XY)^2}}{2(N - 1)}} \quad (\text{II.56})$$

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\Sigma(X^2 + Y^2) - \sqrt{[\Sigma(X^2 - Y^2)]^2 + 4(\Sigma XY)^2}}{2(N - 1)}} \quad (\text{II.57})$$

onde N é o número de fracturas da família,

$$X = \text{sene}_i \cdot \cos \omega_i / \text{cose}_i$$

$$Y = \text{sene}_i \cdot \text{sen} \omega_i / \text{cose}_i$$

$$\text{sene}_i \cdot \cos \omega_i = \text{sen} \phi \cdot \cos \phi_i - \cos \phi \cdot \text{sen} \phi_i \cdot \cos(\theta - \theta_i)$$

$$\text{sene}_i \cdot \text{sen} \omega_i = \text{sen} \phi_i \cdot \text{sen}(\theta - \theta_i)$$

sendo ω_i a longitude da fractura i.

Finalmente, o parâmetro que identifica a orientação para a qual ocorre a dispersão máxima das fracturas, ω_M , é dado por (Grossmann, 1978):

$$\omega_M = \frac{1}{2} \arctg \left(\frac{2\Sigma(X.Y)}{\Sigma(X^2 - Y^2)} \right) \quad (\text{II.58})$$

devendo escolher-se o valor de ω_M em função do quadro II.2 (Grossmann, 1988).

Quadro II.2: Valor correcto a atribuir a ω_M em função dos sinais dos somatórios utilizados na expressão (II.58) (Grossmann, 1988)

		$\Sigma (X^2 - Y^2)$		
		+	0	-
$\Sigma (X.Y)$	+]90°;135°[135°]135°;180°[
	0	90°	X	0°
	-]45°;90°[45°]0°;45°[

Caracterização estatística dos espaçamentos das fracturas.

O espaçamento das fracturas pertencentes a uma família pode ser obtido de duas formas: através das medições das distâncias que separam duas fracturas consecutivas pertencentes à mesma família (=espaçamentos), ou através da determinação da

densidade de cada família de fracturas. Neste caso calcula-se o espaçamento médio fazendo o inverso da densidade.

A densidade de uma família de fracturas representa o somatório das áreas ocupadas por uma família de fracturas por volume unitário do maciço rochoso (L^2/L^3). Uma vez que não é possível fazer esta determinação calcula-se a densidade pelo somatório dos comprimentos dos traços por área unitária de medição (L/L^2). Quando a amostragem se faz segundo um suporte linear assume-se que as fracturas possuem todas a mesma atitude e então a densidade representa o número de fracturas pertencentes a uma família intersectadas por um suporte linear unitário com a direcção da normal ao plano médio das fracturas ($1/L$).

Como habitualmente a orientação do suporte linear de observação não coincide com a orientação do pólos da fractura média, determina-se um espaçamento aparente, l' , que é o espaçamento medido na direcção do suporte. Assumindo que todas as fracturas de uma família possuem a orientação da fractura média, calcula-se o espaçamento verdadeiro, l , pela expressão (figura II.10):

$$l = l' \cdot \cos\alpha \quad (\text{II.59})$$

onde α é o ângulo agudo entre a direcção do suporte linear e a direcção do pólos da fractura média. Uma vez que $\cos\alpha$ varia entre 0 e 1, o espaçamento verdadeiro nunca é superior ao espaçamento aparente.

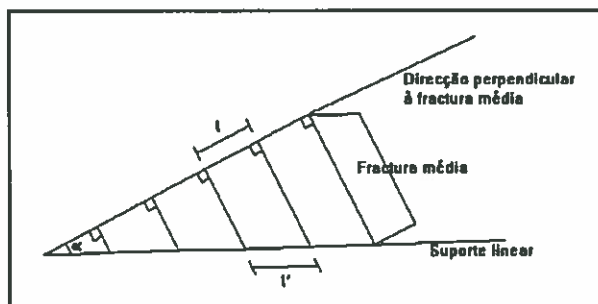


Figura II.10 - Relação entre o espaçamento aparente (l') e o espaçamento verdadeiro (l)

A densidade média verdadeira, λ , é dada pela expressão

$$\lambda = \frac{\lambda'}{\cos\alpha} \quad (\text{II.60})$$

onde λ' é a densidade medida na direcção do suporte linear (densidade aparente).

O ângulo α calcula-se sabendo as orientações do suporte linear e do pólo do plano médio. Considerando os três eixos ortogonais com os sentidos positivos norte (N), este (E) e vertical (V), obtém-se os cosenos directores das duas atitudes utilizando

a expressão:

$$\begin{cases} N_i = \cos \theta_i \cdot \cos \phi_i \\ E_i = \text{sen} \theta_i \cdot \cos \phi_i \\ V_i = \text{sen} \phi_i \end{cases} \quad (\text{II.61})$$

com $i=f$ e $i=s$, representando f a direcção do pólos da fractura média e s a direcção do suporte linear.

Do produto interno dos dois vectores unitários (um para cada direcção considerada), obtém-se directamente $\cos \alpha$ através da igualdade

$$\cos \alpha = N_f \cdot N_s + E_f \cdot E_s + V_f \cdot V_s \quad (\text{II.62})$$

Quando se dispõe de um conjunto de observações ao longo de vários suportes lineares, verifica-se que o espaçamento médio verdadeiro de uma família calculado a partir de cada suporte é diferente de suporte para suporte. Karzulovic & Goodman (1985) propuseram um método para determinar o espaçamento médio (que se designará de real) quando se tem M suportes lineares e N famílias de fracturas, sendo M maior que N . Este método consiste em minimizar os quadrados das diferenças entre a densidade aparente real (aquela que de facto existe, e que se deveria obter, segundo a direcção do suporte) e as densidades aparentes medidas no campo segundo cada direcção de suporte.

A densidade verdadeira real, λ_i^r , obtida a partir das densidades aparentes medidas nos suportes j , λ_j' , fazendo um ângulo α_{ij} com a direcção do polo médio de cada família i , é dada pela expressão

$$\begin{bmatrix} \lambda_1^r \\ \lambda_2^r \\ \cdot \\ \cdot \\ \lambda_N^r \end{bmatrix} = A^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum \lambda_j' \cos \alpha_{1j} \\ \sum \lambda_j' \cos \alpha_{2j} \\ \cdot \\ \cdot \\ \sum \lambda_j' \cos \alpha_{Nj} \end{bmatrix} \quad (\text{II.63})$$

onde

$$A = \begin{bmatrix} \sum \cos\alpha_{1j}\cos\alpha_{1j} & \sum \cos\alpha_{1j}\cos\alpha_{2j} & \dots & \sum \cos\alpha_{1j}\cos\alpha_{Nj} \\ \sum \cos\alpha_{2j}\cos\alpha_{1j} & \sum \cos\alpha_{2j}\cos\alpha_{2j} & \dots & \sum \cos\alpha_{2j}\cos\alpha_{Nj} \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \sum \cos\alpha_{Nj}\cos\alpha_{1j} & \sum \cos\alpha_{Nj}\cos\alpha_{2j} & \dots & \sum \cos\alpha_{Nj}\cos\alpha_{Nj} \end{bmatrix} \quad (\text{II.64})$$

O espaçamento médio real de cada uma das famílias obtém-se pelo inverso da densidade real.

Apesar de Karzulovic & Goodman (1985) terem desenvolvido este método para M superior a N e terem apresentado esta formulação para $N = 3$ e $N = 4$, este método parece ser generalizável a um número de famílias de fracturas diferente de 3 e 4, ou a um número de suportes inferior ou igual a N . Esta afirmação não foi no entanto confirmada.

Um outro procedimento mais elaborado para determinar o espaçamento implica a medição de todos os espaçamentos entre cada par consecutivo de fracturas da família considerada (Rouleau & Gale, 1985). Este procedimento introduz um desvio pois não considera os espaçamentos entre o início do suporte e a primeira fractura nem entre a última fractura e o fim do suporte. No entanto, se a relação entre o comprimento do suporte linear e o espaçamento médio for elevada, este desvio não é muito importante.

Se em vez de um suporte de medição linear se tiver um suporte de medição planar, o espaçamento médio real é dado por (Grossmann, 1988):

$$l = \frac{S \cdot \text{sen } \alpha}{c} \quad (\text{II.65})$$

onde S é a área do suporte, c é o somatório dos comprimentos das intersecções das superfícies da família de fracturas com a superfície de observação e α é o ângulo entre a normal à superfície e o pólo da atitude média da família de fracturas.

O espaçamento depende da localização das fracturas, pelo que estas duas variáveis não podem ser consideradas separadamente. Grossmann (1988) refere que

as localizações dos centros das fracturas seguem uma distribuição de Poisson¹. Nestas circunstâncias a probabilidade de um segmento de recta qualquer de comprimento l não intersectar qualquer fractura de uma determinada família, ou seja, de a distância (espaçamento) entre quaisquer duas intersecções sucessivas das fracturas dessa família com uma recta qualquer do maciço fracturado ser igual ou superior a l , segue uma distribuição exponencial negativa (Grossmann, 1988).

Snow (1969), num estudo feito num granito de Washington, verifica que o espaçamento aumenta com a profundidade, que a variância do número de fracturas por troço de amostragem é superior à média, e que há zonas de concentração de fracturas. Estas observações não são consistentes com a distribuição de Poisson. No entanto, considera que se forem feitas pequenas correcções, a distribuição dos espaçamentos poderá ser deduzida da lei de Poisson.

Pelo contrário, Rouleau & Gale (1985), determinando os espaçamentos entre cada par de fracturas consecutivas pertencentes à mesma família, chegaram a uma distribuição lognormal para os espaçamentos.

As distribuições exponencial e log-normal encontram-se descritas no anexo 3.

Um problema interessante que se pode levantar é saber o número de fracturas que se deve amostrar para determinar correctamente o espaçamento médio (l). Priest & Hudson (1981), baseando-se no teorema do limite central referem que, qualquer que seja a distribuição dos espaçamentos, o espaçamento médio encontra-se, com $\phi(z)$ %

¹ A distribuição de Poisson é utilizável quando as fracturas gozam das seguintes propriedades (Benjamin e Cornell, 1970 in Grossmann, 1988; Grossmann, 1988):

1. estacionaridade: a probabilidade de uma fractura média intersectar um segmento de recta elementar qualquer, dl , no maciço rochoso, é aproximadamente igual a

$$\cos \epsilon \cdot dl / l$$

onde l = espaçamento médio verdadeiro dessa família,

ϵ = ângulo formado pelo segmento de recta elementar com a normal à atitude média da família de descontinuidades;

2. não-multiplicidade: a probabilidade de mais do que uma fractura da família em causa intersectar o segmento de recta elementar dl é desprezável em comparação com $\cos \epsilon \cdot dl / l$;

3. independência: o número de fracturas da família em causa que intersectam um segmento de recta qualquer no maciço rochoso é independente do número de fracturas dessa família que intersectam um outro segmento de recta qualquer no maciço desde que as projecções ortogonais desses dois segmentos de recta sobre a normal à atitude média da família de fracturas considerada não se sobreponham, nem total nem parcialmente.

de probabilidade, no intervalo $[l - z\sigma/\sqrt{n}; l + z\sigma/\sqrt{n}]$, onde n é o número de fracturas amostradas, σ o desvio padrão dos espaçamentos e $\phi(z)$ a função densidade de probabilidade da distribuição normal reduzida.

No caso da distribuição dos espaçamentos ser exponencial negativa (anexo 3) a média iguala o desvio padrão e pode definir-se à partida o número, n , de fracturas a amostrar de forma a que o espaçamento médio se encontre dentro de um intervalo $[l - \epsilon; l + \epsilon]$ com uma probabilidade $\phi(z)$. Esse número é (Priest & Hudson, 1981):

$$n = \left[\frac{z}{\epsilon} \right]^2 \quad (\text{II.66})$$

Caracterização estatística dos comprimentos das fracturas

Os estudos desenvolvidos sobre a distribuição dos comprimentos dos traços de fracturas mostram que esta é log-normal ou exponencial (Rouleau & Gale, 1985).

A determinação do comprimento médio dos traços de fracturas, c , pode ser feita de várias formas, sendo a mais correcta

$$c = \sum c_i / n \quad (\text{II.67})$$

onde c_i é o comprimento de cada uma das n fracturas com centro dentro de um suporte planar de amostragem (figura II.11A). Esta fórmula é, no entanto, de difícil aplicação pois pode não ser possível medir os comprimentos fora do suporte de medição e, por outro lado, pode não ser possível saber se o centro de uma fractura está dentro ou fora do suporte.

Daí que tenham sido propostas outras expressões de aplicação mais simples. Long & Billaux (1987) utilizam a expressão

$$c = \lambda_l / \lambda_a \quad (\text{II.68})$$

onde λ_l é a densidade verdadeira de fracturas determinada a partir de um suporte linear e λ_a é o número de fracturas por área unitária. Outra expressão utilizada pelos mesmos autores é

$$c = \sum c_i/n_i \quad (\text{II.69})$$

onde c_i representa o comprimento dentro do suporte planar de todos os n_i traços visíveis nesse suporte (figura II.11B).

Os valores fornecidos por estas duas expressões são no entanto desviados dos verdadeiros devido a censura e, eventualmente, truncatura (ver capítulo d1.2).

No caso de se fazer amostragem ao longo de um suporte linear ou ao longo de uma linha num suporte planar é possível corrigir os desvios resultantes da amostragem.

Priest & Hudson (1981) apresentam um método para corrigir os desvios por autoponderação e por censura da distribuição dos comprimentos, referindo que os desvios devido à truncatura da distribuição podem ser evitados. Se se tiver uma amostragem total dos comprimentos dos traços intersectados por uma linha, a função densidade de probabilidade dos valores observados, $g(x)$, será

$$g(x) = \frac{x \cdot f(x)}{c} \quad (\text{II.70})$$

onde $f(x)$ é a distribuição densidade de probabilidade original e c é o comprimento médio da distribuição original. O valor médio dos comprimentos amostrados c' é dado pela expressão

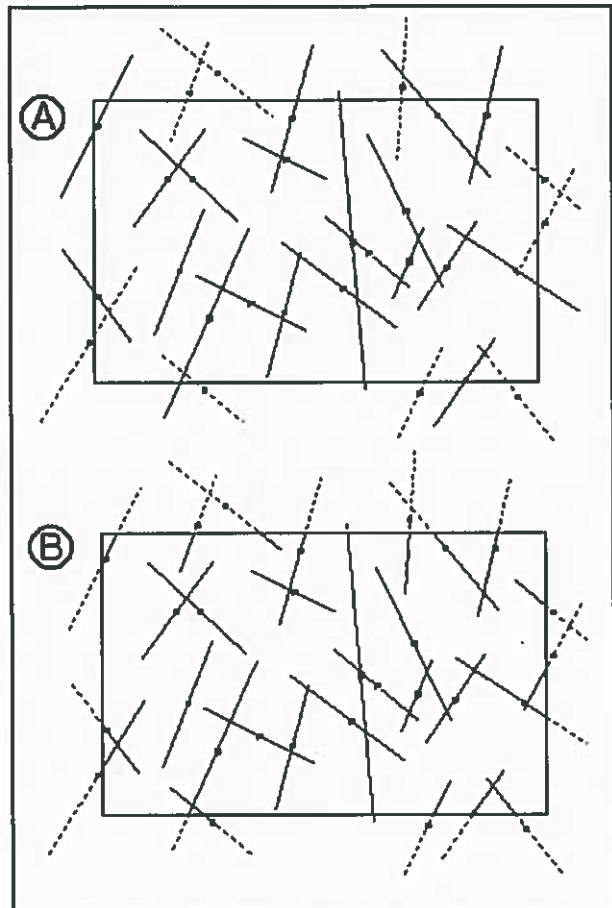


Figura II.11: Fracturas utilizadas para calcular o comprimento médio (A) através da expressão (II.67), (B) através da expressão (II.69)

$$c' = c + \sigma_c^2 / c \quad (\text{II.71})$$

onde σ_c é o desvio padrão da distribuição verdadeira dos comprimentos.

Se se considerar que os comprimentos seguem uma distribuição exponencial negativa (anexo 3), $\sigma_c = c$ e virá:

$$c = c' / 2 \quad (\text{II.72})$$

o que significa que o valor determinado a partir das observações é o dobro do real.

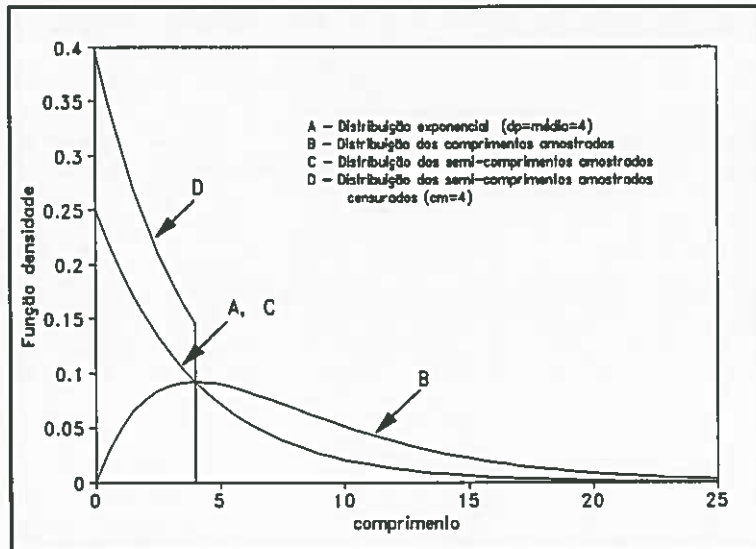


Figura II.12: Função densidade de probabilidade da distribuição dos comprimentos exponencial (A). Distribuições dos comprimentos amostrados: comprimentos totais (B), semi-comprimentos (C), semi-comprimentos censurados (D)

Priest & Hudson (1981) concluíram que no caso da distribuição real dos comprimentos das fracturas ser exponencial-negativa, a distribuição dos comprimentos amostrados tem a forma de uma distribuição lognormal (figura II.12). Este facto complica a escolha da distribuição real dos comprimentos dos traços, pois tanto a distribuição exponencial (figura II.12) como a log-normal (figura II.13) originam uma distribuição log-normal de comprimentos amostrados ao longo de uma linha.

No caso de se ter uma amostragem dos comprimentos dos semi-traços, a densidade de probabilidade dos semi-comprimentos amostrados $h(x)$ é dada por

$$h(x) = \frac{1 - F(x)}{c} \quad (\text{II.73})$$

onde $F(x)$ é a função distribuição de probabilidade dos comprimentos totais dos traços de fracturas (distribuição original). O valor médio da distribuição dos semi-comprimentos amostrados é dado por (Priest & Hudson, 1981):

$$c' = \frac{c + \sigma_c^2 / c}{2} \quad (\text{II.74})$$

Se se considerar a distribuição exponencial negativa, o problema simplifica-se, obtendo-se

$$c = c' \quad (\text{II.75})$$

peço que a distribuição amostrada é igual à distribuição real.

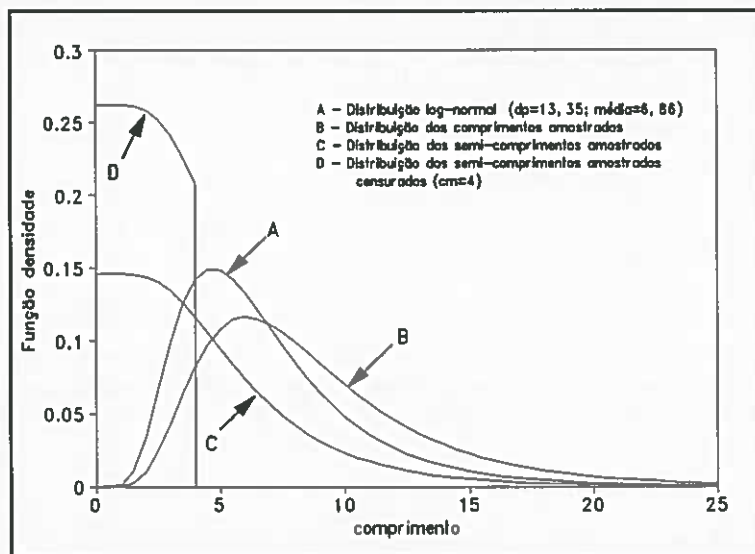


Figura II.13: Função densidade de probabilidade da distribuição dos comprimentos log-normal (A). Distribuições dos comprimentos amostrados: comprimentos totais (B), semi-comprimentos (C), semi-comprimentos censurados (D)

As figuras II.12 e II.13 (curvas C) mostram igualmente a distribuição dos semi-comprimentos amostrados para o caso da distribuição real dos comprimentos ser exponencial e log-normal.

Priest & Hudson (1981) apresentam ainda uma expressão para o caso da amos-

tagem dos semi-comprimentos ser censurada num comprimento c_m . Nesse caso a distribuição densidade de probabilidade amostrada é (figuras II.12 e II.13, curvas D):

$$i(x) = \frac{h(x)}{\int_0^{c_m} h(x) dx} \quad (\text{II.76})$$

O valor médio da distribuição, c' , é dado por

$$c' = \frac{\int_0^{c_m} x h(x) dx}{\int_0^{c_m} h(x) dx} \quad (\text{II.77})$$

No caso da distribuição exponencial negativa, o valor médio da distribuição é determinado pela expressão (Priest & Hudson, 1981):

$$c' = c - \frac{c_m e^{(-c_m/c)}}{1 - e^{(-c_m/c)}} \quad (\text{II.78})$$

Realce-se que, de forma a que o comprimento de censura seja constante, assume-se que todas as fracturas têm a orientação da fractura média da família. As figuras II.14 e II.15 relacionam a sensibilidade de c' com a variação de c para diferentes valores de comprimento de censura (c_m). Da sua observação conclui-se que, quando c_m é pequeno, o valor médio da distribuição verdadeira dos comprimentos é muito sensível à variação do valor médio dos semi-comprimentos censurados. Por essa razão, no levantamento de campo deve sempre procurar-se um valor de c_m tal que c_m/c seja superior à unidade (Priest & Hudson, 1981).

Um método analítico mais simples para determinar a esperança matemática da distribuição é considerar

$$H(c_m) = \frac{r}{n} \quad (\text{II.79})$$

onde r é o número de fracturas com um semi-comprimento inferior a c_m e n é o

número total de fracturas amostradas. Este método é válido quando n é elevado. Neste caso ter-se-ia (Priest & Hudson, 1981):

$$H(c_m) = \frac{r}{n} = \int_0^{c_m} h(x) dx \quad (\text{II.80})$$

Para o caso da distribuição exponencial negativa seria

$$c = - \frac{c_m}{\ln[(n-r)/n]} \quad (\text{II.81})$$

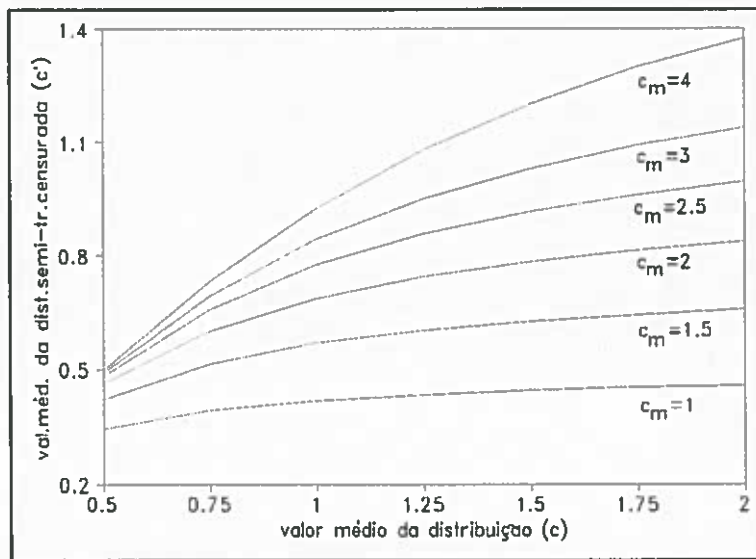


Figura II.14: Sensibilidade do semi-comprimento médio amostrado (c') em função do comprimento de censura (c_m) e do comprimento médio da distribuição exponencial (c)

Caracterização estatística das aberturas das fracturas

A abertura é o parâmetro caracterizador das fracturas mais problemático pois sendo o único parâmetro relativo à fracturação de que depende o escoamento numa fractura, é o mais sensível aos erros de medição (recorde-se que o escoamento numa fractura depende do cubo da sua abertura). Além disso a abertura não é constante ao longo de uma fractura estando provado que a consideração do valor médio da abertura para cada fractura não é satisfatório para explicar o escoamento.

Se, para além destes factos, se acrescentar que as aberturas observadas à superfície resultam de uma descompressão do maciço, não reflectindo por isso as

condições no seu interior, poder-se-ia pensar que não era prático utilizar e/ou medir a abertura para o cálculo do escoamento.

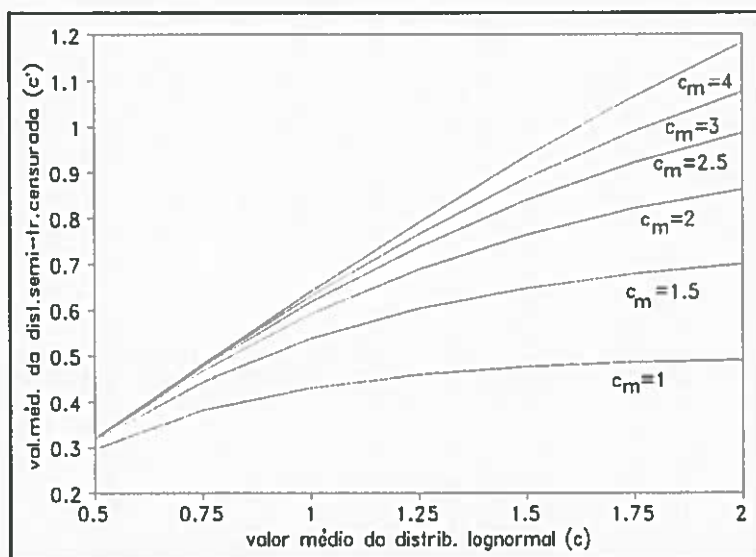


Figura II.15: Sensibilidade do semi-comprimento médio amostrado (c') em função do comprimento de censura (c_m) e do comprimento médio da distribuição log-normal (c)

No entanto pode utilizar-se outra forma para calcular a abertura, inclusivamente mais correcta, baseada em ensaios de pressão de caudal realizados sobre fracturas isoladas ou agrupadas em pequenos conjuntos. Nestes ensaios deduz-se directamente os valores de condutividade hidráulica que, mediante a expressão

$$b = \sqrt{12 K_f' \frac{\mu}{\gamma}} \quad (\text{II.82})$$

são utilizados para calcular a abertura hidráulica das fracturas.

As aberturas hidráulicas determinadas pelo processo descrito, segundo a bibliografia, são inferiores às aberturas medidas nas próprias fracturas, o que pode ser justificado pela variação da abertura ao longo de uma fractura. Long & Billaux (1987), num estudo de fracturação do maciço granítico de Saint-Sylvestre, França, chegaram a valores de abertura hidráulica inferiores em uma ordem de grandeza aos das aberturas medidas. Oda *et al* (1987), no granito de Stripa Mine na Suécia, chegaram a valores de abertura hidráulica duas ordens de grandeza mais baixos.

Se fosse possível determinar uma relação entre a abertura hidráulica de uma

fractura e a sua abertura mensurável, poder-se-ia utilizar esta relação para todos os locais onde houvesse medições de fracturação e não houvesse ensaios de pressão. No entanto, Long & Billaux (1987) referem não haver uma correlação muito boa entre estas duas aberturas.

Para os efeitos de escoamento e da sua modelação, a abertura hidráulica é mais importante. Este facto, conjuntamente com a possível fraca correlação entre as duas aberturas, pode inviabilizar o estudo do escoamento mediante a simples determinação das características geométricas das fracturas.

Quanto ao problema das aberturas à superfície não traduzirem as aberturas em profundidade, Oda (1986, in Oda *et al.*, 1987) propôs a seguinte relação para a variação da abertura com a profundidade:

$$b = b_o \left(1 - \frac{z}{H+z} \right) \quad (\text{II.83})$$

onde b representa a abertura, b_o a abertura à superfície, H uma constante que depende da forma das fracturas e z a profundidade. Num estudo experimental citado pelos mesmos autores, chegou-se a valores de $b_o = 200 \mu$ e $H = 20$ m.

Para a modelação estocástica, a distribuição estatística citada na bibliografia para descrever a distribuição das aberturas é a log-normal (anexo 3) (Snow, 1969, Grossmann, 1988).

II.1.5. Modelos geométricos de fracturação

Os modelos geométricos de fracturação são condicionados pelas distribuições dos parâmetros que caracterizam as fracturas. Para a sua elaboração geram-se conjuntos aleatórios com as distribuições dos parâmetros e depois agregam-se esses conjuntos.

II.1.5.1. Método da transformação inversa

Para gerar conjuntos de números aleatórios com uma determinada distribuição, começa-se por gerar números aleatórios com distribuição uniforme entre 0 e 1, determinando depois o valor da distribuição teórica ou empírica cuja função de distribuição de probabilidade seja igual ao número aleatório de distribuição uniforme (Harbaugh & Bonham-Carter, 1970; figura II.16).

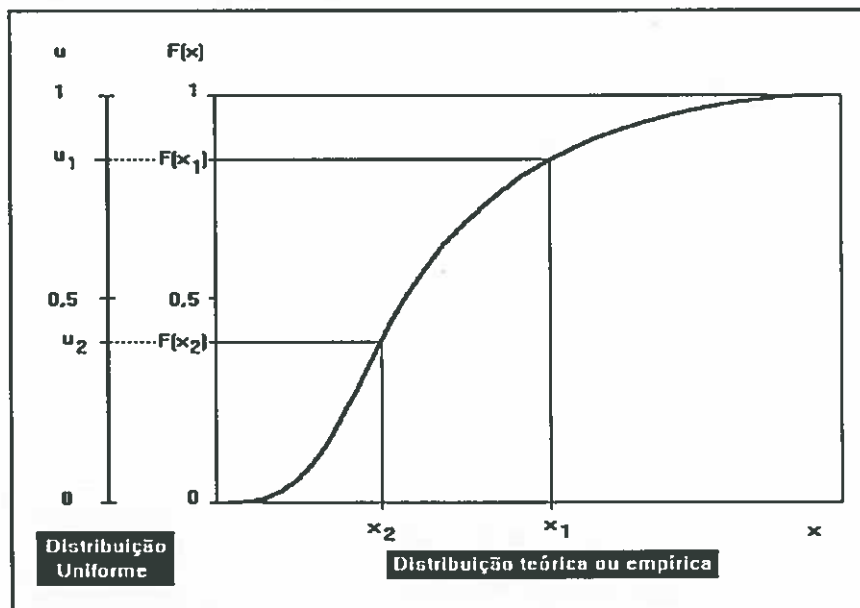


Figura II.16: Método para determinar um número aleatório com uma distribuição dada a partir de um número aleatório com distribuição uniforme.

Este processo é uma aplicação do método de transformação inversa (Naylor et al, 1966 in Harbaugh & Bonham-Carter, 1970). O primeiro passo consiste em definir a distribuição de frequências relativas acumuladas (função distribuição de probabilidade) $F(x)$. Se, quer a sequência de números aleatórios (u) quer $F(x)$ estão definidas para o intervalo $[0,0;1,0]$ pode-se determinar um valor aleatório de x a partir

da relação:

$$u = F(x) \quad (\text{II.84})$$

Para qualquer valor particular de u , u_i , o valor correspondente de x , x_i , é dado pela transformação inversa:

$$x_i = F^{-1}(u_i) \quad (\text{II.85})$$

Para se gerar números aleatórios recorre-se ao comando de geração de números aleatórios das linguagens de programação de computadores. Este comando produz seqüências de números que são repetíveis ou reproduzíveis, i. é, dado o mesmo valor inicial, obtêm-se seqüências idênticas. Por esta razão, diz-se que os números gerados por este comando são pseudo-aleatórios.

Os números pseudo-aleatórios gerados por computador possuem as seguintes características (Harbaugh & Bonham-Carter, 1970):

- i) distribuição uniforme;
- ii) são estatisticamente independentes (cada número é completamente independente dos seus precedentes na seqüência);
- iii) não se repetem ciclicamente num intervalo desejado;
- iv) são reproduzíveis nesse intervalo.

O processo não é aleatório no sentido em que os números são determinados a partir de um processo aritmético. No entanto, do ponto de vista prático, assume-se que uma seqüência gerada por este processo é aleatória (ou pseudo-aleatória) desde que passe em testes estatísticos de uniformidade e independência. Para estes testes pode-se utilizar a estatística de χ^2 , embora o modo de construir o teste seja diferente de um caso para o outro.

O teste de uniformidade é mais simples, na medida em que apenas se divide o intervalo $[0,0;1,0]$ num número k de subintervalos, contando-se depois o número de ocorrências, m_i , em cada um dos subintervalos. O teste de χ^2 define-se como

$$\chi_{obs}^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(m_i - n_i)^2}{n_i} \quad (\text{II.86})$$

sendo $n_i = N/k$ o número de ocorrências esperadas em cada subintervalo, onde N representa o número total de números aleatórios. A hipótese nula é que os números pseudoaleatórios têm distribuição uniforme, sendo rejeitada quando o valor calculado de χ_{obs}^2 excede o valor tabelado de χ^2 para $k-1$ graus de liberdade a um nível de significância predefinido.

O teste de independência é mais complexo, pois há necessidade de construir uma matriz. Mais uma vez divide-se o intervalo $[0,0;1,0]$ num número k de subintervalos, criando-se então uma matriz quadrada $k \times k$ em que se regista a frequência de números que estão no intervalo i seguidos de um número no intervalo j . O intervalo i refere-se à linha da matriz e o intervalo j à coluna. Assim o elemento $m_{3,6}$ da matriz representa a frequência de números gerados que se encontram no terceiro subintervalo e que são seguidos por elementos no sexto intervalo.

Good (1953, in Harbaugh & Bonham-Carter, 1970) demonstrou que para valores grandes de N , a seguinte estatística tem uma distribuição aproximada de χ^2 com k^2-k graus de liberdade:

$$\chi_{obs}^2 = \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^k \frac{(m_{ij} - n_{ij})^2}{n_{ij}} - \sum_{i=1}^k \frac{\left(\sum_{j=1}^k m_{ij} - \sum_{j=1}^k n_{ij} \right)^2}{\sum_{j=1}^k n_{ij}} \quad (\text{II.87})$$

onde m_{ij} é a frequência observada na linha i e coluna j da matriz referida e $n_{ij} = (N-1)/k^2$ é a frequência esperada de números no subintervalo i seguidos de números no subintervalo j .

A hipótese nula de que os números pseudo-aleatórios são independentes é rejeitada se χ_{obs}^2 for superior ao valor de χ^2 tabelado para k^2-k graus de liberdade a um nível de significância predefinido.

II.1.5.2. Geração de números aleatórios com uma distribuição estatística conhecida

Geração de números aleatórios com distribuição de Poisson

Esta distribuição é utilizada para localizar os centros das fracturas num plano. O processo para gerar números aleatórios com esta distribuição consiste em considerar que cada dois valores consecutivos de uma série com distribuição uniforme correspondem às coordenadas x e y do centro da fractura no referencial do plano, testando-se seguidamente se a localização dos pontos segue ou não a distribuição de Poisson. Em caso afirmativo aceita-se que os centros seguem uma distribuição de Poisson. Caso contrário geram-se mais pares de valores, e assim sucessivamente até que não haja razão para recusar que estes seguem uma distribuição de Poisson.

Segundo Davis (1986, p. 300), a expressão da distribuição de Poisson para pontos distribuídos aleatoriamente no plano é:

$$f(i) = e^{(-N/T)} \cdot \frac{(N/T)^i}{i!} \quad (\text{II.88})$$

em que N é o número total de centros de fracturas, T é o número de subáreas iguais em que se divide o plano, e $f(i)$ é a frequência relativa de subáreas onde se esperam i centros. O ajustamento à distribuição de Poisson pode ser feito pelo teste de χ^2 com $c-2$ graus de liberdade (c =número de classes) ou pelo teste de Kolmogorov-Smirnov (Anexo 4).

Os pontos gerados referem-se às coordenadas de localização no intervalo $[0,0; 1,0]$ em ambas as direcções. A transformação no intervalo pretendido para gerar valores é conseguida mediante a expressão:

$$(x,y) = [x_m + u_i \cdot (x_p - x_m); y_m + u_{i+1} \cdot (y_p - y_m)] \quad (\text{II.89})$$

onde u_i e u_{i+1} são dois números consecutivos numa série com distribuição uniforme no intervalo $[0,0; 1,0]$ e x_m , x_p , y_m e y_p são os limites mínimo (m) e máximo (p) nas direcções pretendidas.

Geração de números aleatórios com distribuição normal

A distribuição normal é utilizada para caracterizar as orientações das fracturas a duas dimensões. A aplicação do método da transformação inversa para gerar números aleatórios com distribuição normal obriga à utilização de um método numérico iterativo uma vez que a função densidade de probabilidade não é integrável analiticamente.

Alternativamente pode utilizar-se as seguintes expressões que fornecem dois valores com distribuição normal $N(0,1)$ (média = 0 e desvio padrão = 1; Harbaugh & Bonham-Carter, 1970):

$$x_{i,N(0,1)} = \sqrt{-2 \ln u_i} \cdot \cos(2\pi u_{i+1}) \quad (\text{II.90a})$$

$$x_{i+1,N(0,1)} = \sqrt{-2 \ln u_i} \cdot \text{sen}(2\pi u_{i+1}) \quad (\text{II.90b})$$

onde u_i e u_{i+1} são dois números consecutivos numa série com distribuição uniforme no intervalo $[0,0; 1,0]$. O ajustamento à distribuição $N(0,1)$ pode ser feito mediante o teste de Kolmogorov-Smirnov ou pelo teste de X^2 .

Os valores $x_{i,N(0,1)}$ obtidos são transformados em valores $x_{i,N(\mu,\sigma)}$ com os parâmetros média (μ) e desvio padrão (σ) pretendidos através da expressão:

$$x_{i,N(\mu,\sigma)} = x_{i,N(0,1)} \cdot \sigma + \mu \quad (\text{II.91})$$

Geração de números aleatórios com distribuição lognormal

Esta distribuição utiliza-se para caracterizar as distribuição das aberturas das fracturas e a distribuição dos comprimentos das fracturas.

O processo para gerar números aleatórios com distribuição lognormal $L(\mu,\sigma)$ consiste em gerar números aleatórios com distribuição normal e depois fazer sobre eles a transformação:

$$x_{L(\mu,\sigma)} = e^{[x_{N(0,1)} \cdot \sigma + \mu_N]} \quad (\text{II.92})$$

sendo

$$\sigma_N = \sqrt{\ln(\sigma^2 + \mu^2) - 2\ln\mu} \quad (\text{II.93})$$

$$\mu_N = \ln\mu - \sigma_N^2/2 \quad (\text{II.94})$$

Geração de números aleatórios com distribuição exponencial negativa

A distribuição exponencial negativa utiliza-se para caracterizar a distribuição dos comprimentos das fracturas e a distribuição dos espaçamentos das fracturas.

A função de distribuição de probabilidade é dada por

$$F(x) = 1 - e^{-\alpha x} \quad (\text{II.95})$$

onde α representa o inverso do valor médio e do desvio padrão da distribuição, pelo que substituindo $F(x)$ por um valor com distribuição uniforme contido no intervalo $[0,0; 1,0]$, u , obtém-se para x a seguinte expressão:

$$x = \frac{\ln(1-u)}{-\alpha} \quad (\text{II.96})$$

II.1.5.3. Agregação dos conjuntos de números aleatórios no modelo geométrico

Os conjuntos de valores gerados para cada um dos parâmetros são agregados no modelo geométrico. Por ser mais simples, o modelo geométrico apresentado é bidimensional (planar), o que resulta numa redução de informação importante para o caso de se querer fazer um modelo de fluxo.

O conhecimento das distribuições das orientações, dos comprimentos e das aberturas de cada família de fracturas são essenciais para a construção do modelo. À partida, assume-se que as fracturas têm forma circular e que a localização dos traços tem uma distribuição de Poisson, o que equivale a dizer que os espaçamentos entre cada duas fracturas de uma dada família seguem uma distribuição exponencial negativa.

A determinação do número N de valores a gerar para cada família depende do

espaçamento médio real de cada família de fracturas. Uma vez que o plano a simular pelo modelo normalmente não é coincidente com o plano da fractura média da família, é preciso determinar o espaçamento médio segundo o plano do modelo, l_p que se obtém utilizando a expressão

$$l_p = l / \text{sen} \alpha \quad (\text{II.97})$$

O ângulo α é o ângulo agudo entre a normal ao plano do modelo e o pólo da fractura média, podendo obter-se, em primeiro lugar, calculando as coordenadas cartesianas para cada uma destas duas atitudes (expressão II.61) e depois resolvendo a expressão (II.62) em ordem a α .

O valor de N obtém-se sabendo que a densidade λ_p de pontos é igual à razão entre o somatório dos comprimentos c_i das fracturas e a área A onde são medidos, e que o somatório dos comprimentos é igual ao produto do número de fracturas, N, pelo comprimento médio, c:

$$\lambda_p = \frac{1}{l_p} = \frac{\sum c_i}{A} = \frac{Nc}{A} \quad (\text{II.98})$$

pelo que

$$N = \frac{A}{c \cdot l_p} \quad (\text{II.99})$$

A partir deste momento geram-se N centros, N orientações, N comprimentos e N aberturas com as distribuições pretendidas.

Refira-se que a geração das orientações pode ser feita de duas formas. Numa geram-se orientações a três dimensões, calculando depois a intersecção das fracturas no plano de modelo. Noutra utiliza-se o processo contrário, i. é., calcula-se a distribuição das orientações a duas dimensões fazendo a intersecção das fracturas com o plano do modelo e depois geram-se orientações a duas dimensões. De forma a obter-se a intersecção (em coordenadas esféricas, θ e ϕ) de cada fractura com o plano do modelo utiliza-se a expressão (II.45) sendo N, E e V resultantes do produto externo

do pólo de cada fractura com o pólo do plano do modelo:

$$\begin{cases} N = N' / |r'| \\ E = E' / |r'| \\ V = V' / |r'| \end{cases} \quad (\text{II.100})$$

com

$$\begin{aligned} |r'| &= \sqrt{N'^2 + E'^2 + V'^2} \\ E' &= \cos\phi_f \cos\theta_f \sin\phi_p - \cos\phi_p \cos\theta_p \sin\phi_f \\ N' &= \cos\phi_p \sin\theta_p \sin\phi_f - \cos\phi_f \sin\theta_f \sin\phi_p \\ V' &= \cos\phi_p \cos\phi_f (\cos\theta_p \sin\theta_f - \cos\theta_f \sin\theta_p) \end{aligned} \quad (\text{II.101})$$

Nestas expressões θ e ϕ com índices representam respectivamente a direcção e inclinação dos polos do plano do modelo, índice p, e da fractura, índice f.

No cálculo do valor correcto de θ deve ter-se em atenção o quadro II.1. Se o valor de ϕ for negativo então deve considerar-se o seu simétrico e a direcção de inclinação a 180° da determinada.

II.1.6. Execução de um modelo geométrico de fracturação

No prosseguimento deste trabalho procurou-se aplicar os métodos descritos nos capítulos anteriores para a execução de um modelo geométrico de fracturação. Para tal fizeram-se medições em quartzitos do Ordovícico, em afloramentos situados a sul de Castelo de Vide.

II.1.6.1. Dados de campo

As observações foram feitas ao longo de seis suportes lineares em quatro locais de observação distintos mas próximos. Estes locais encontram-se assinalados na figura II.17. O quadro II.3 resume a localização dos pontos de observação e as orientações e os comprimentos dos suportes lineares.

As figuras II.18 e II.19 ilustram aspectos da fracturação dos quartzitos onde se

Quadro II.3: Localização dos pontos de observação e características dos suportes lineares

Locais de Observação						
	A	B	C		D	
Coordenada M (km)	263,29	263,57	264,12		264,37	
Coordenada P (km)	271,88	271,60	271,14		270,86	
Azimute da atitude do pólo do plano	52°, 41°	90°, 0°	0°, 108°	78°, 18°	0°, 40°	
Suportes lineares						
	1	2	3	4	5	6
Azimute da atitude	0°, 131°	38°, 225°	0°, 45°	56°, 18°	5°, 300°	0°, 130°
Comprimento (m)	6,46	2,99	2,00	2,85	4,45	4,40

implantaram os suportes 1 e 6. As medições das fracturas por suporte encontram-se sintetizadas no Anexo 5 (quadros A.1 a A.6).

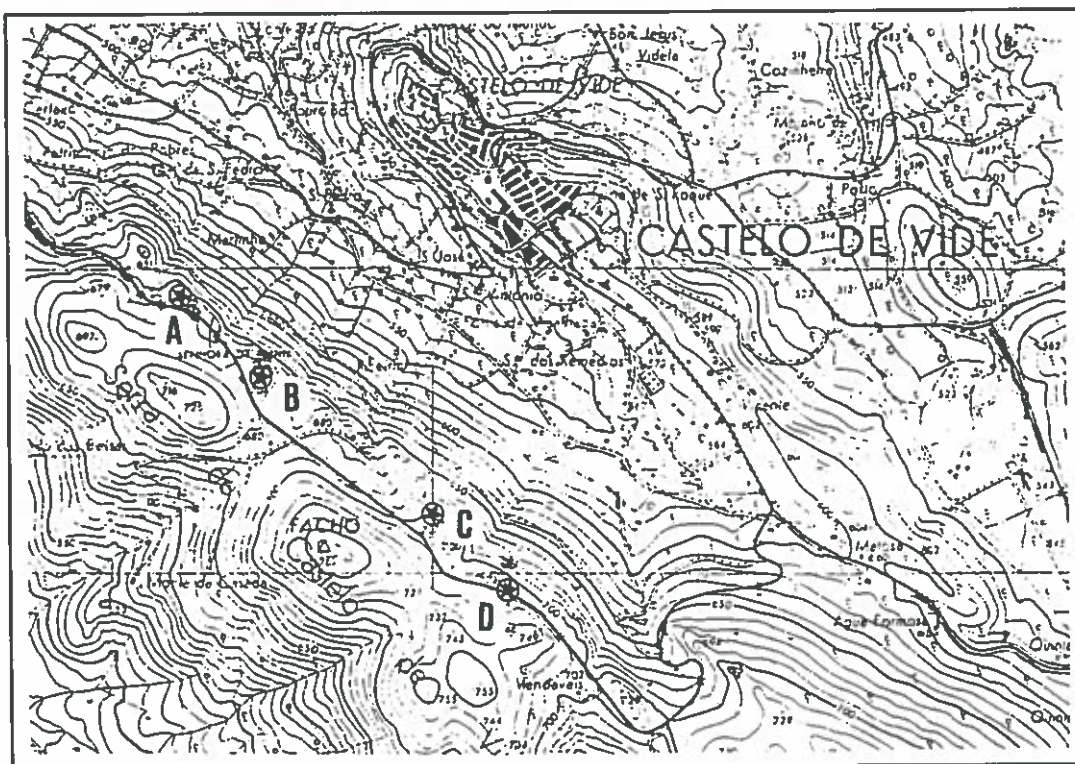


Figura II.17: Localização dos suportes de observação das fracturas (Base: extracto da carta n° 335 dos Serviços Cartográficos do Exército à escala 1:25000)



Figura II.18: Suporte 1 de observação das fracturas

II.1.6.2. Caracterização da fracturação

Determinação das famílias de fracturas

A figura II.20 mostra a distribuição dos pólos de todas as fracturas amostradas nos seis suportes lineares. Para a separação das orientações segundo famílias utilizou-se o método de Grossmann (Grossmann, 1988) apresentado neste trabalho (expressão II.51).

Os resultados obtidos encontram-se representados na figura II.21. Como se pode verificar, esta divisão por famílias não é satisfatória pois há grande dispersão de fracturas de uma família, pelo que se optou por considerar dois grupos de amostragem: o primeiro grupo, constituído pelas fracturas provenientes dos suportes 1 a 3 e o segundo grupo, constituído pelas fracturas intersectadas pelos suportes 4 a 6.

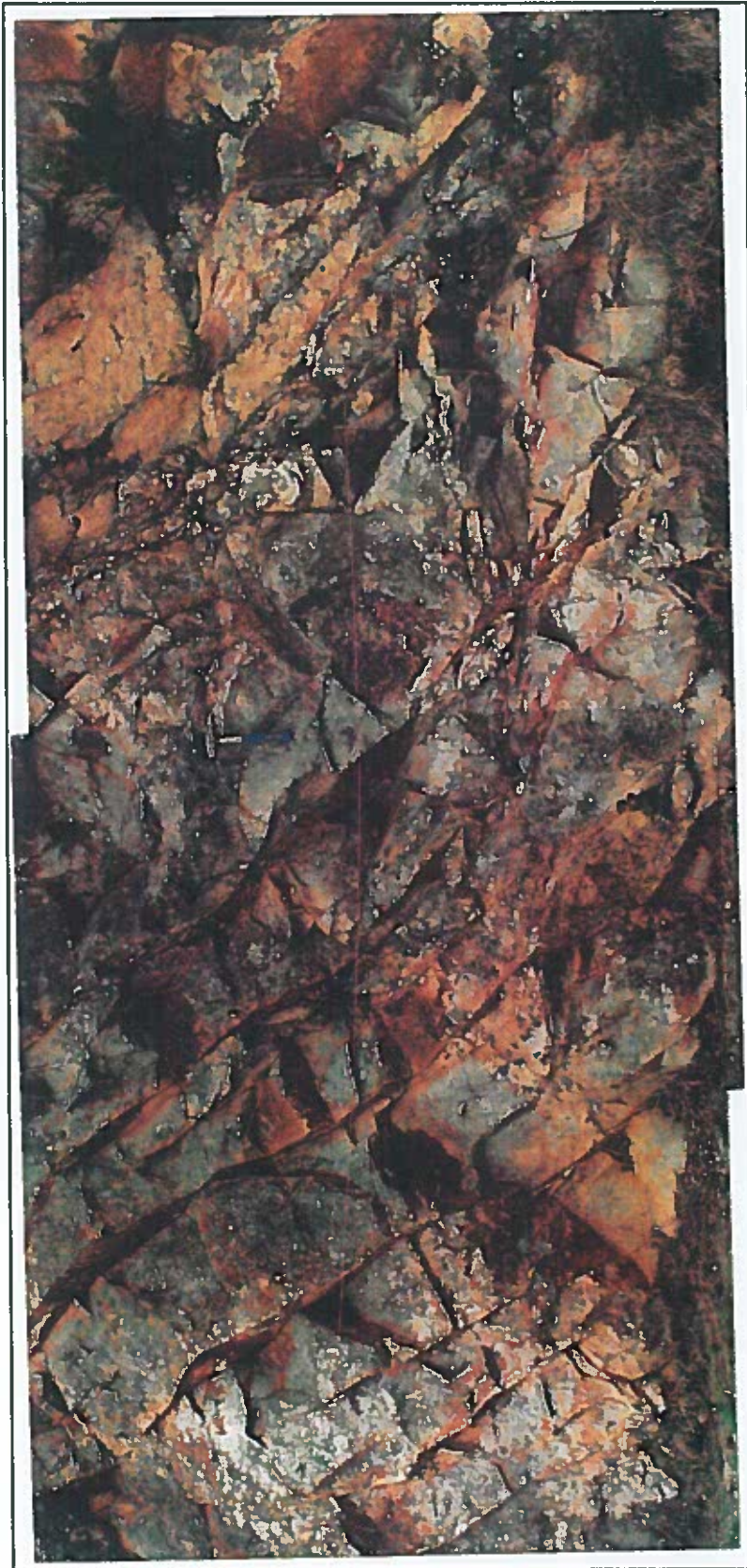


Figura II.19: Suporte 6 de observação das fracturas

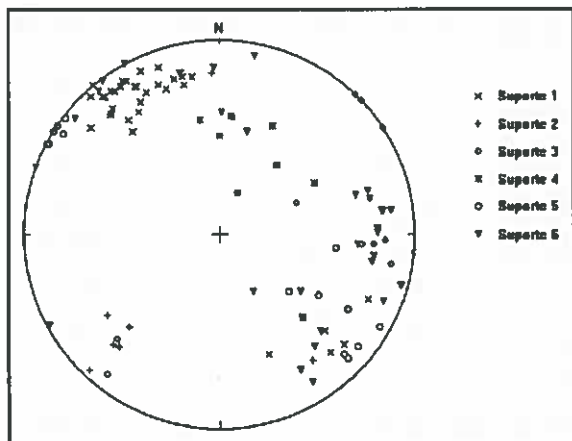


Figura II.20: Distribuição dos pólos de fracturas amostradas

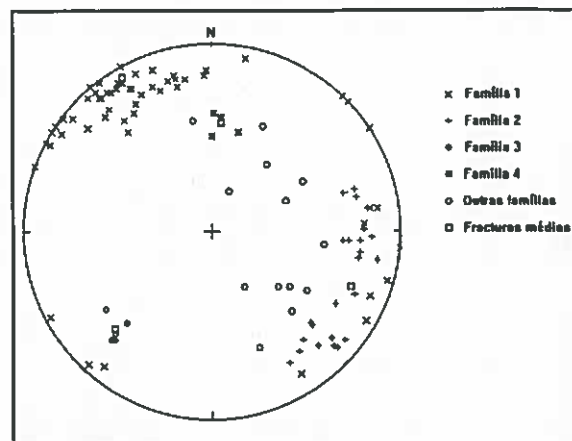


Figura II.21: Agrupamento das fracturas em famílias utilizando o método de Grossmann

A cada um dos grupos aplicou-se novamente o método de Grossmann, que forneceu os resultados representados na figura II.22A e B. A análise visual dos resultados permite constatar que fracturas que se encontram bastante afastadas são consideradas como pertencentes a uma mesma família. Por isso optou-se por definir visualmente cada uma das famílias de fracturas, englobando em cada família todas as fracturas que de alguma forma parecessem formar um conjunto. Como resultado, obteve-se três famílias de fracturas no primeiro grupo e duas famílias de fracturas no segundo grupo, ficando uma fractura de fora no primeiro grupo (de um total de 51) e 5 fracturas de fora no segundo grupo (de um total de 56). As famílias definidas desta forma encontram-se representadas na figura II.23A e B.

Atitudes das fracturas

Considerou-se que cada família de fracturas possuía distribuição bi-variada normal no plano tangente com a atitude média (equação II.54). O cálculo de cada um dos parâmetros desta distribuição, dados pelas expressões (II.55), (II.56), (II.57) e (II.58), foi programado no programa ATITUDES escrito em QuickBASIC. Os resultados obtidos encontram-se tabelados no quadro II.4.

Quadro II.4: Parâmetros das distribuições estatísticas das orientações das famílias de fracturas

Família	n	θ	ϕ	σ_M	σ_m	ω_M
1	28	149,79	74,62	12,12	7,11	15,70
2	11	297,12	68,96	24,66	8,87	16,83
3	11	45,80	73,34	14,56	5,13	93,76
4	42	296,51	74,66	24,82	16,09	153,88
5	9	185,27	52,38	18,30	7,55	47,04

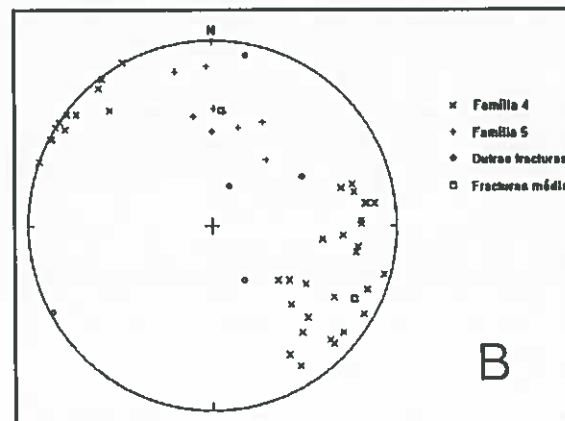
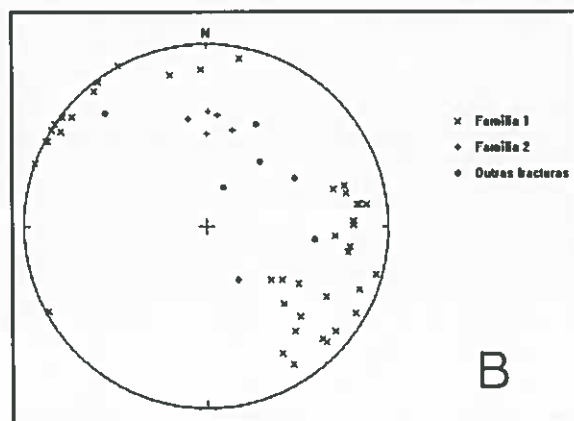
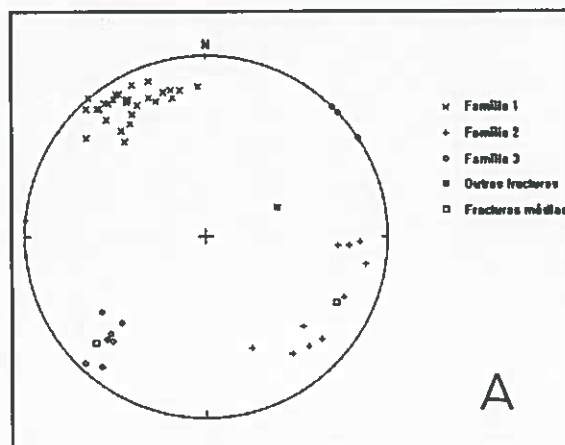
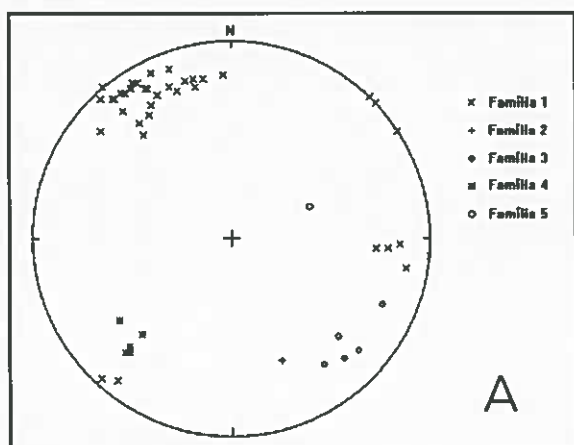


Figura 22: Agrupamento das fracturas em famílias aplicando o método de Grossmann às fracturas medidas nos suportes 1 a 3 (A) e às fracturas medidas nos suportes 4 a 6 (B)

Figura II.23: Famílias de fracturas definidas visualmente utilizando: (A) as fracturas medidas nos suportes 1 a 3, (B) as fracturas medidas nos suportes 4 a 6

Espaçamento médio

Para a determinação do espaçamento médio de cada família de fracturas procurou-se aplicar a expressão (II.63). No entanto, os resultados não foram encorajadores, uma vez que se obteve um espaçamento negativo para uma das famílias do primeiro grupo e um espaçamento médio superior a qualquer um dos determinados a partir dos suportes para uma família do segundo grupo. Esta situação pode dever-se à medição de números de fracturas pertencentes a uma mesma família não coerentes de suporte para suporte como seria teoricamente previsível, o que poderá ter como origem medições incorrectas ou comprimentos dos suportes de amostragem pequenos.

O quadro II.5 mostra o número de elementos de cada família obtido por suporte, a densidade aparente calculada pela razão entre o número de fracturas de uma família contidas num suporte e o comprimento desse suporte, e a densidade verdadeira obtida pela expressão (II.60).

Como se pode verificar, a densidade verdadeira de uma mesma família é muito diferente de suporte para suporte. Por esse motivo optou-se por se considerar os valores dos suportes cujos ângulos com as normais às fracturas médias das famílias fossem menores. Esses valores encontram-se a cheio no quadro II.5. Nos casos em que mais do que um suporte fizesse um ângulo pequeno com o pólo da fractura média considerou-se a média geométrica das densidades.

Comprimentos das fracturas

As famílias de fracturas foram subdivididas consoante o número de extremos visíveis (tipo de censura). Os resultados são apresentados no quadro II.6.

As figuras II.24 e II.25 são os histogramas de frequências relativas das duas famílias com maior número de elementos (famílias 1 e 4, respectivamente).

Como se pode verificar da observação das figuras não é perceptível que a distribuição dos comprimentos tenha um comportamento de distribuição lognormal apesar de se poder notar uma certa tendência. Tal facto poderá dever-se ao número de fracturas amostrado ser reduzido para a caracterização dos comprimentos. Uma vez que não existem outros dados e que, por outro lado, o número de fracturas é

Quadro II.5 - Número de fracturas, densidade aparente (λ') das fracturas e densidade verdadeira (λ) das fracturas por suporte

suporte	Família				
	1	2	3	4	5
1	n=27 $\lambda'=4,1796$ $\lambda=4,5788$	n=5 $\lambda'=0,7740$ $\lambda=0,8542$	n=0 $\lambda'=0,0000$ $\lambda=0,0000$		
2	n=1 $\lambda'=0,3345$ $\lambda=10,9042$	n=1 $\lambda'=0,3345$ $\lambda=70,0568$	n=6 $\lambda'=2,0067$ $\lambda=2,1546$		
3	n=0 $\lambda'=0,0000$ $\lambda=0,0000$	n=5 $\lambda'=2,5000$ $\lambda=8,7243$	n=5 $\lambda'=2,5000$ $\lambda=2,6098$		
4				n=2 $\lambda'=0,7018$ $\lambda=5,0299$	n=5 $\lambda'=1,7544$ $\lambda=1,8702$
5				n=17 $\lambda'=3,8202$ $\lambda=4,0820$	n=0 $\lambda'=0$ $\lambda=0,0000$
6				n=23 $\lambda'=5,2273$ $\lambda=5,5742$	n=4 $\lambda'=0,9091$ $\lambda=2,0146$
Densidade verdadeira	4,5788	0,8542	2,3605	4,7128	2,0146

insuficiente para definir uma distribuição correcta, optou-se por se assumir que os comprimentos das fracturas seguem uma distribuição exponencial negativa (de acordo com o que outras investigações têm mostrado). Recorde-se que, como afirmado, em II.1.4.2., uma distribuição exponencial negativa dos comprimentos dos traços das fracturas fornecia uma distribuição lognormal da amostragem dos mesmos comprimentos ao longo de um suporte linear.

Para cada família foi feito o cálculo do valor médio dos comprimentos considerando apenas as fracturas com tipo de censura 2, tipo de censura 2+1 e tipo de censura 2+1+0. Os valores determinados encontram-se no quadro II.7.

Utilizando os valores dos comprimentos médios que consideram todas as fracturas (tipo 2+1+0), a correcção dos desvios devido a auto-ponderação (expressão II.73) darão os valores representados no quadro II.8 para a média e desvio padrão de

Quadro II.6: Distribuição do número de fracturas em função do tipo de censura

Família	Tipo de censura			Total
	0	1	2	
1	3	3	15	21
2	3	3	4	10
3	0	3	8	11
4	8	8	26	42
5	1	3	5	9
Total	15	20	58	93

cada família. Note-se, no entanto, que estes valores estão aquém dos verdadeiros valores médios e de desvio padrão pois há fracturas cujo comprimento dos traços está censurado. No entanto, dada a forma como foi feita a amostragem não é possível fazer outro tipo de cálculos.

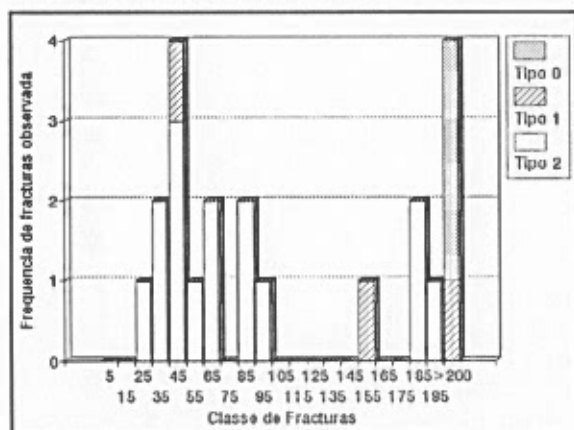


Figura II.24: Frequências absolutas por classes dos comprimentos observados pertencentes à família 1

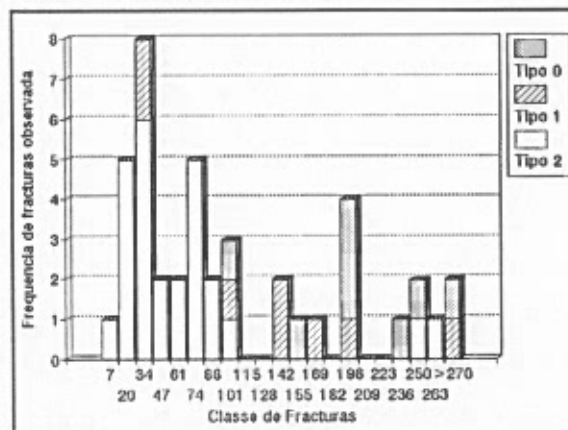


Figura II.25: Frequências absolutas por classes dos comprimentos observados pertencentes à família 4

Aberturas das fracturas

Como já foi referido em II.1.4.2., a medição das aberturas é problemática e não constitui uma medida exacta da abertura hidráulica que é o parâmetro essencial para o escoamento. Os valores das aberturas medidos (Anexo 5), sem grande rigor, mostram que a abertura das fracturas varia de 0 a 20 mm, com preponderância dos

Quadro II.7 - Comprimentos médios (cm) das fracturas em função do tipo de censura

Família	Tipo de censura		
	2	2+1	2+1+0
1	81,60	101,11	129,52
2	167,75	267,29	277,10
3	95,38	135,73	135,73
4	64,73	82,68	105,31
5	80,40	76,63	76,67

Quadro II.8: Média e desvio padrão dos comprimentos dos traços de cada família de fracturas considerando a correcção por autoponderação

Família	Comprimento médio Desvio padrão (cm)
1	64,76
2	138,55
3	67,86
4	52,66
5	38,33

valores mais baixos nalguns casos.

II.1.6.3. Elaboração do modelo bidimensional

Os gradientes hidráulicos são normalmente baixos a pequena escala, pelo que o escoamento a nível regional é horizontal. Por este motivo, para a elaboração do modelo bidimensional, escolheu-se o plano horizontal.

Distribuição das orientações das fracturas do modelo

Para a execução do modelo optou-se por, para cada família individualizada a três dimensões, determinar-se as intersecções das fracturas observadas com o plano do modelo (figura II.26). Considerou-se que as direcções das fracturas no plano do

modelo seguiam uma distribuição normal, com média e desvio padrão estimados a partir das direcções de intersecção. Para cada família fez-se o teste de ajustamento de Kolmogorov-Smirnov (anexo 4). Em caso algum, para um nível de significância de 0,05, houve razões para rejeitar a hipótese nula de que os dados seguiam uma distribuição normal com os parâmetros determinados. O quadro II.9 mostra os parâmetros da distribuição normal determinados para cada uma das famílias, o desvio máximo obtido pelo teste de Kolmogorov-Smirnov e o valor crítico para uma nível de significância de 0,05. Refira-se, no entanto, que este teste de ajustamento para amostras pequenas não se mostra muito eficaz, no sentido em que, por exemplo, se se tivesse uma amostra do mesmo tamanho com distribuição uniforme, não haveria igualmente razões para recusar a hipótese nula de ajustamento à distribuição normal. De qualquer forma, apesar de sob reserva, aceita-se que a distribuição das intersecções das fracturas com o plano do modelo segue a distribuição normal com os parâmetros indicados.

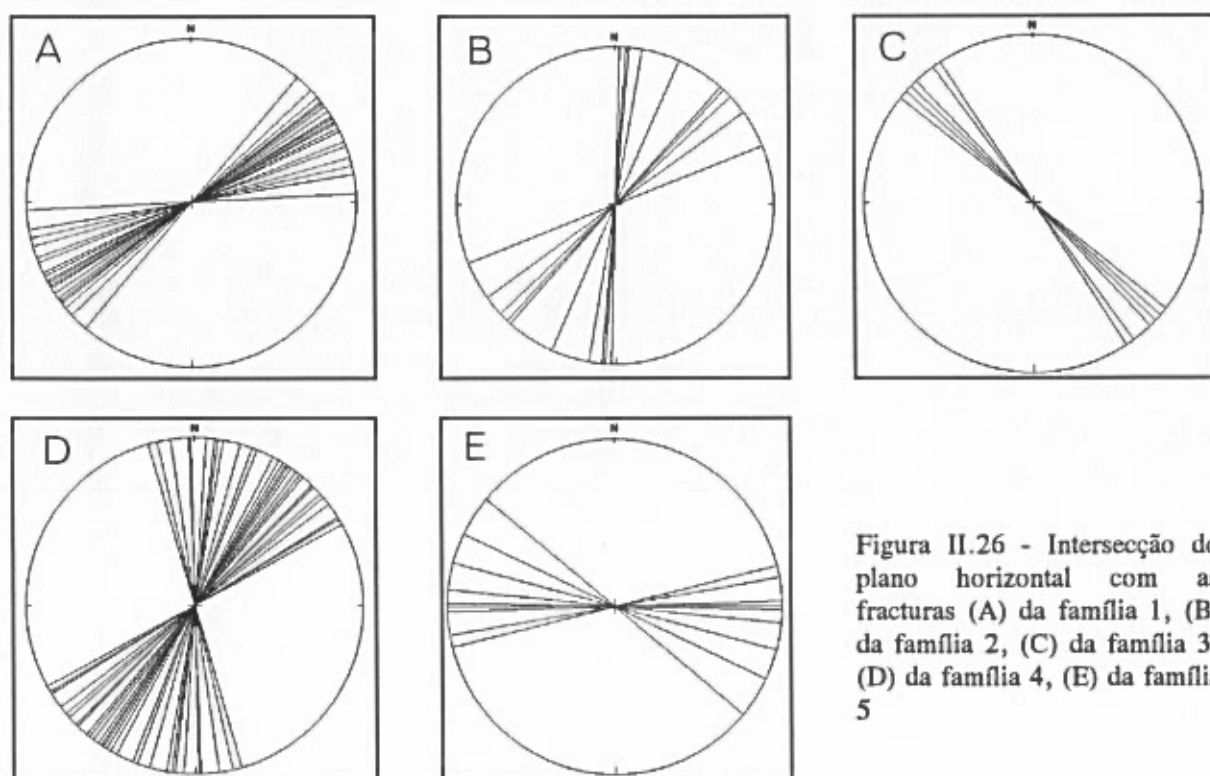


Figura II.26 - Intersecção do plano horizontal com as fracturas (A) da família 1, (B) da família 2, (C) da família 3, (D) da família 4, (E) da família 5

Quadro II.9: Média e desvio padrão das direcções das fracturas, desvio máximo do teste de Kolmogorov-Smirnov e valor crítico para um nível de significância de 0,05.

Família	$\theta(^{\circ})$	$\sigma(^{\circ})$	Desvio máximo	valor crítico
1	59,82	11,938	0,073	0,250
2	27,55	23,985	0,152	0,391
3	135,73	5,236	0,307	0,391
4	26,54	22,024	0,143	0,210
5	96,89	17,360	0,167	0,430
θ - direcção média σ - desvio padrão				

Distribuição dos comprimentos das fracturas do modelo

Uma vez que se assume que as fracturas têm forma circular, a distribuição dos comprimentos dos traços que estas deixam quando intersectam qualquer plano, é o mesmo independentemente da direcção. Por esse motivo, o quadro II.8 é igualmente válido para a construção do modelo bidimensional.

Distribuição dos espaçamentos das fracturas do modelo

A determinação do espaçamento médio segundo o plano do modelo faz-se aplicando a expressão (II.59). Os resultados obtidos apresentam-se no quadro II.10.

Distribuição das aberturas hidráulicas das fracturas do modelo

Para a realização do modelo consideraram-se várias hipóteses para a distribuição das aberturas hidráulicas. Dada a pobreza das medições de campo, em cada realização arbitrou-se que as famílias do mesmo sector tinham a mesma distribuição de aberturas. Em ambos os sectores consideraram-se os casos em que as distribuições lognormais das aberturas possuíam média e desvio padrão de 0,0001 m e média e desvio padrão de 0,00005 m. No sector 2 considerou-se ainda o caso em que a média era de 0,0001 m e o desvio padrão de 0,00005 m.

Quadro II.10: Densidade e espaçamento das fracturas de cada família segundo o plano do modelo

Família	λ_p (1/m)	l_p (m)
1	4,4149	0,2265
2	0,7973	1,2543
3	2,2614	0,4422
4	4,5449	0,2200
5	1,4813	0,6751
λ_p - densidade no plano do modelo l_p - espaçamento no plano do modelo		

Área do modelo e número de pontos a gerar para cada família

Optou-se por se escolher uma área de 50 m x 50 m para gerar as fracturas a duas dimensões. A razão da escolha desta área aparentemente pequena deve-se ao comprimento médio e ao espaçamento médio das fracturas por família ser pequeno (não ultrapassam 1,40 m e 1,25 m respectivamente), pelo que uma área como a seleccionada é suficiente para representar a geometria das fracturas. O número de pontos a gerar para cada família determina-se aplicando a expressão (II.99). Os resultados obtidos são apresentados no quadro II.11.

Quadro II.11: Número de pontos a gerar por família de fracturas numa área de 50m x 50m.

Família	Número de pontos
1	17044
2	1438
3	8332
4	21576
5	9660

Geração automática de números aleatórios

Desenvolveu-se o programa de computador ALEAT, em QuickBASIC, para gerar números aleatórios com distribuição uniforme, testar a sua aleatoriedade e, finalmente, gerar um conjunto de valores com uma distribuição pretendida. Este programa baseia-se nos programas CALRAN3, UNITEST e DISTAL elaborados pelo Professor Doutor Costa Almeida, da Faculdade de Ciências de Lisboa.

Ao todo realizaram-se 43 modelos geométricos de fracturação distribuídos pelos dois sectores e parâmetros de distribuição das aberturas da forma indicada no quadro II.12

Quadro II.12: Número de modelos geométricos de fracturas realizados por sector e por distribuição da abertura hidráulica

Distribuição das aberturas hidráulicas	Sector 1	Sector 2
$\mu = \sigma = 0,0001 \text{ m}$	7	10
$\mu = \sigma = 0,00005 \text{ m}$	8	8
$\mu = 0,0001; \sigma = 0,00005$	-	10

As figuras II.27 e II.28 ilustram, cada uma, quatro realizações do modelo geométrico de fracturação, para o sector 1 e para o sector 2 respectivamente. O parâmetro abertura não se encontra representado nas figuras.

Determinação do limiar de percolação

Após a realização dos modelos geométricos aplicou-se a expressão (I.1) para verificar se as fracturas geradas atingiam o limiar de percolação. Os valores obtidos foram sempre superiores a 10,7 no sector 1 e a 5,7 no sector 2. Apesar da distribuição das orientações não ser uniforme, mas uma vez que a conexão das fracturas ultrapassa largamente o limiar de percolação (1,5), considera-se que a rede de fracturas é suficientemente densa para haver fluxo.

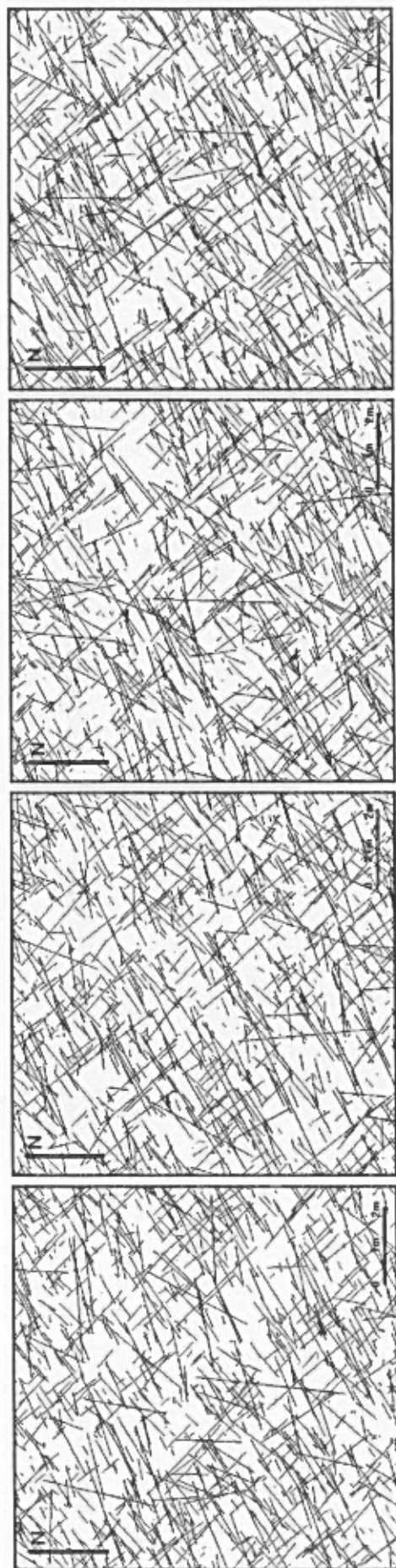


Figura II.27: Quatro realizações do modelo geométrico bi-dimensional da fracturação no sector 1

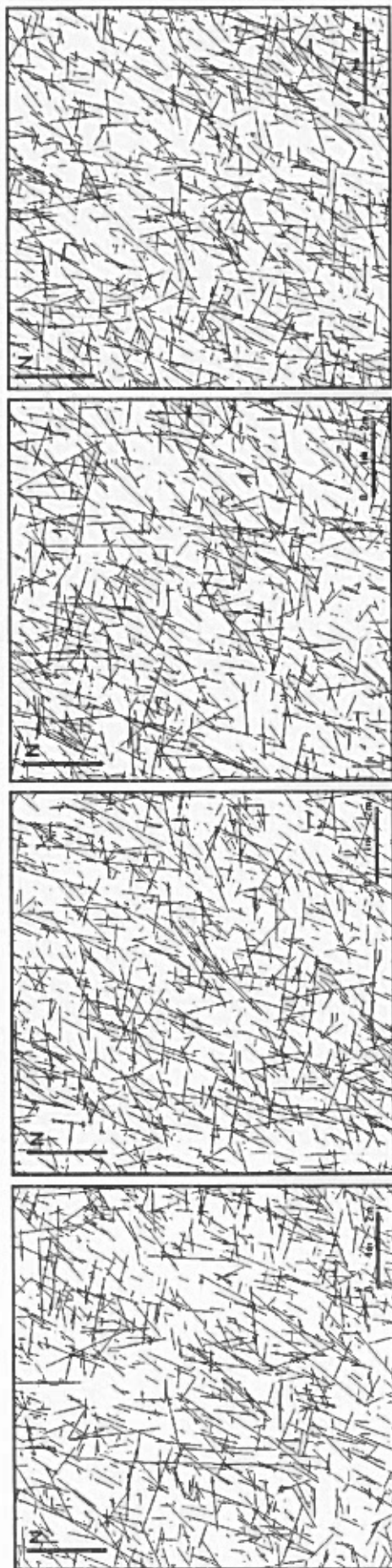


Figura II.28: Quatro realizações do modelo geométrico bi-dimensional da fracturação no sector 2

Discretização do meio fracturado na rede de condutância

De forma a analisar-se o fluxo nos modelos geométricos discretizou-se o meio fracturado na rede de condutância (ver capítulo II.1.2). Procurou determinar-se a dimensão da rede que melhor traduzisse as propriedades do meio. O objectivo foi procurar um valor mínimo para a dimensão da rede. Embora o ideal fosse uma rede com um número de nós infinito tal seria impraticável.

Para o efeito realizaram-se diversas redes de condutância com dimensões diferentes para uma mesma área quadrada, com 14 m de lado, seleccionada de um dos modelos geométricos de fracturação do sector 1. A cada rede aplicou-se um gradiente hidráulico de forma a calcular-se a condutividade hidráulica direccional utilizando o processo descrito em II.1.3. Este processo foi automatizado mediante o programa FLUXLONG.FOR que utiliza as condições fronteira de Long *et al* (1982). Os resultados deste estudo encontram-se sintetizados na figura II.29. No cálculo da condutividade hidráulica direccional tentou-se igualmente utilizar as condições fronteira de Odling & Webman (1991) mas estas têm diversas soluções ao permitirem a variação do potencial hidráulico nas fronteiras externas.

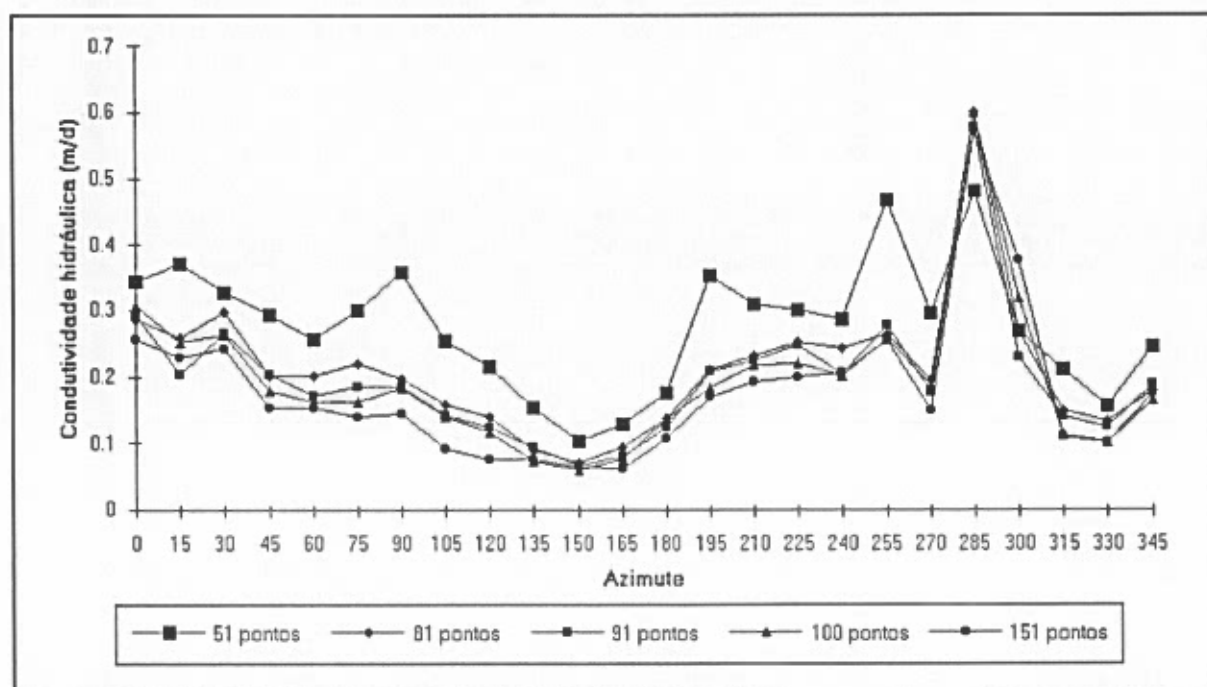


Figura II.29 - Variação da condutividade hidráulica direccional com a dimensão da rede de condutância

Como se pode verificar na figura II.29 nunca se atinge um valor constante para a condutividade hidráulica (K) apesar de nalguns casos a variação não ser muito grande. A partir de 81 nós de lado a variação de K com o número de nós não parece ser tão grande, pelo que 81 nós de lado parece ser uma dimensão razoável para a rede de condutância. No entanto, de forma a conseguir uma precisão maior, optou-se por uma rede com a dimensão de 100 x 100 nós.

Note-se, no entanto, que este estudo apenas recaíu sobre uma área quadrada de 14 m de lado. É de supôr que para áreas mais pequenas a rede de condutância com 100 nós de lado traduza melhor as propriedades do meio e que para áreas maiores essas propriedades sejam traduzidas de forma mais deficiente. Esta última suposição foi posteriormente confirmada para uma área com 32 m de lado.

A figura II.30 ilustra o caso da discretização na rede de condutância, com dimensão de 100 x 100 nós, de uma área quadrada do modelo com 14 m de lado. Os traços representam classes de condutividade hidráulica.

Determinação da área elementar representativa e do tensor da condutividade hidráulica

A área elementar representativa é a área mínima de meio necessária para que este possa ser considerado homogéneo. Para cada sector estudaram-se áreas sucessivamente crescentes do modelo geométrico de fracturas. No sector 1 consideraram-se áreas quadradas de 4 m, 10 m, 14 m, 18 m, 22 m, 28 m e 34 m de lado. No sector 2 consideraram-se as mesmas áreas à excepção da de 4 m de lado.

O estudo recaíu apenas sobre a condutividade hidráulica. Admitiu-se que a matriz porosa era isotrópica e homogénea com $K = 8,377 \times 10^{-7}$ m/d. As figuras II.31 a II.35 mostram a variação de $1 / \sqrt{K}$ com a direcção e com a área considerada. Da sua observação verifica-se que em todos os casos é preciso uma área quadrada mínima de 28 m de lado para se poder dizer que, para diferentes realizações de um mesmo modelo, não há variação significativa da variável representada. Na maior parte das hipóteses estudadas essa área é inclusivamente de 34 m.

A partir da observação das mesmas figuras pode verificar-se a isotropia ou

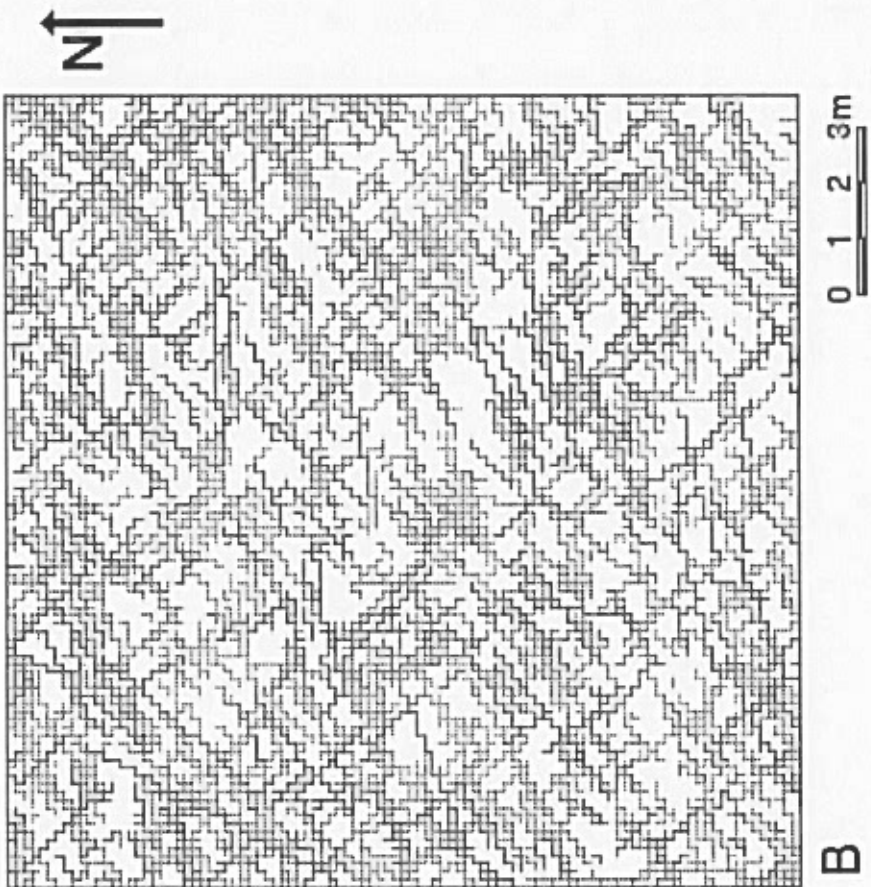
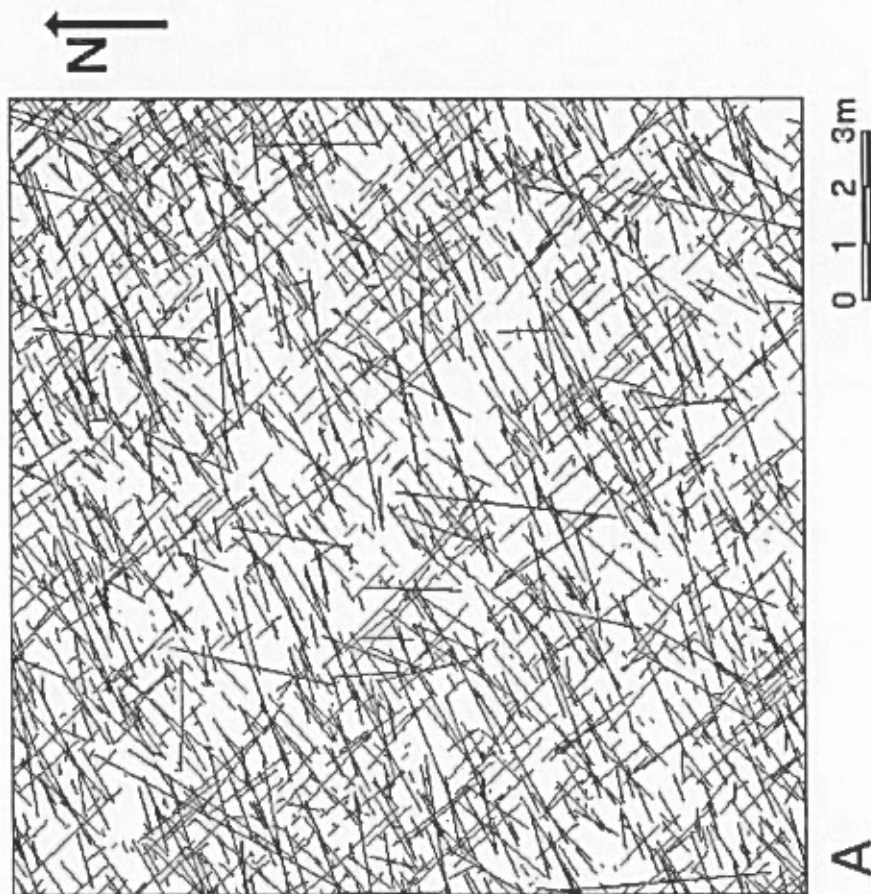


Figura II.30: (A) Área quadrada com 14 m de lado de um modelo geométrico da fracturação do sector 1. (B) Discretização dessa área na rede de condutância. (A cheio representam-se os segmentos da rede com $K > 1$, a tracejado os segmentos da rede com $0,01 \text{ m/d} < K \leq 1 \text{ m/d}$ e sem qualquer traço todos os segmentos da rede com $K \leq 1 \text{ m/d}$)

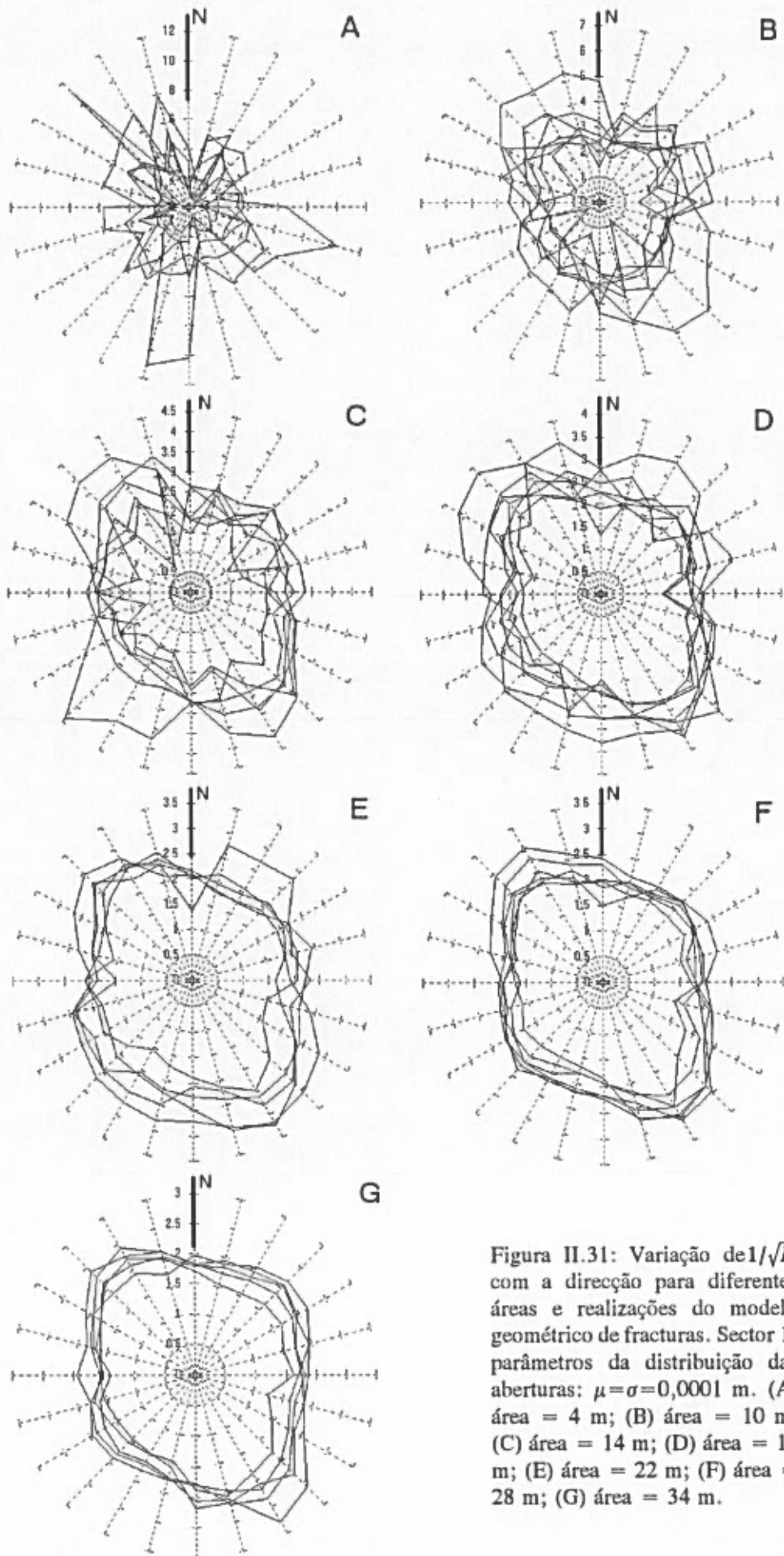


Figura II.31: Variação de $1/\sqrt{K}$ com a direcção para diferentes áreas e realizações do modelo geométrico de fracturas. Sector 1, parâmetros da distribuição das aberturas: $\mu=\sigma=0,0001$ m. (A) área = 4 m; (B) área = 10 m; (C) área = 14 m; (D) área = 18 m; (E) área = 22 m; (F) área = 28 m; (G) área = 34 m.

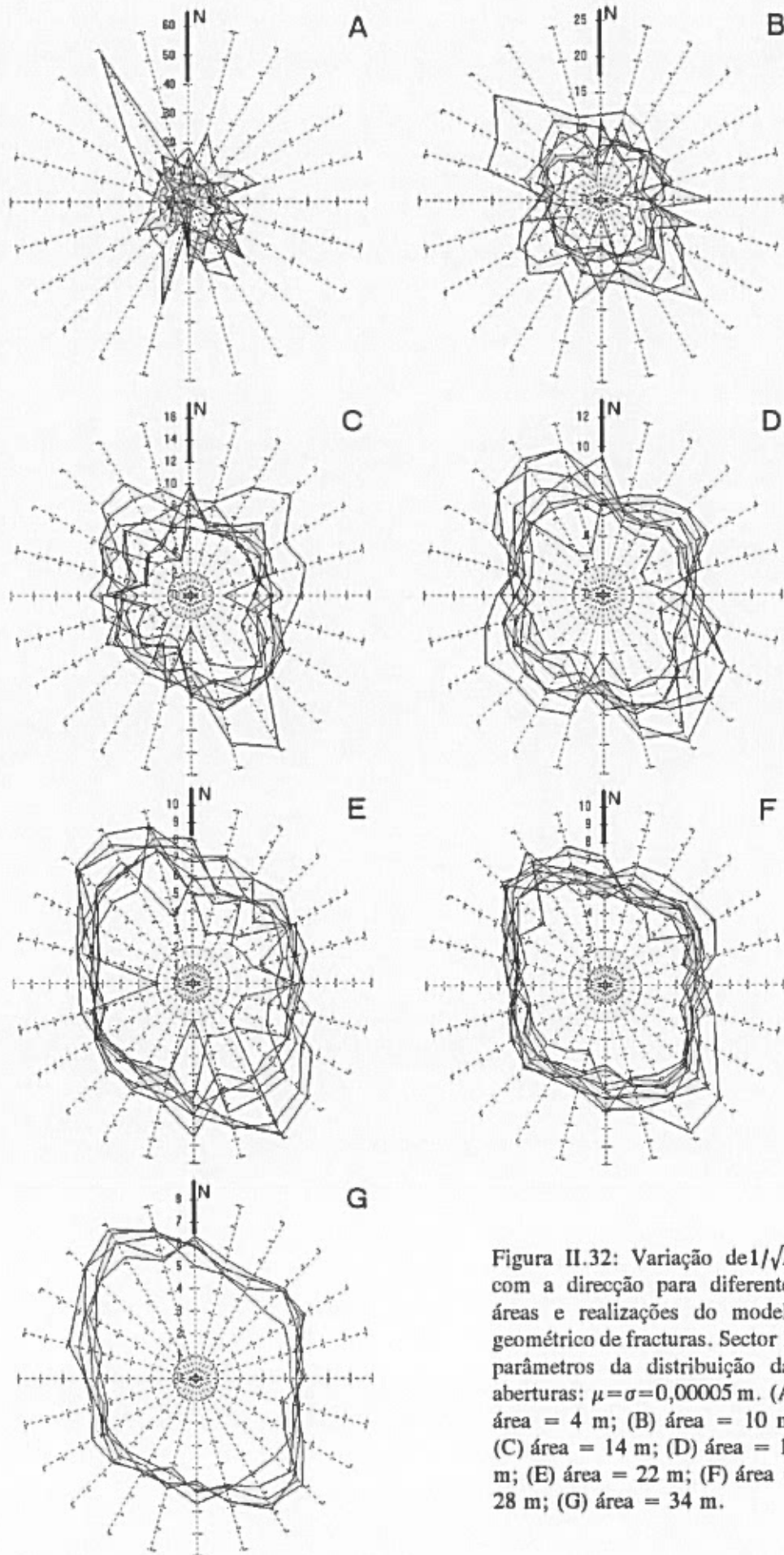


Figura II.32: Variação de $1/\sqrt{K}$ com a direcção para diferentes áreas e realizações do modelo geométrico de fracturas. Sector 1, parâmetros da distribuição das aberturas: $\mu = \sigma = 0,00005$ m. (A) área = 4 m; (B) área = 10 m; (C) área = 14 m; (D) área = 18 m; (E) área = 22 m; (F) área = 28 m; (G) área = 34 m.

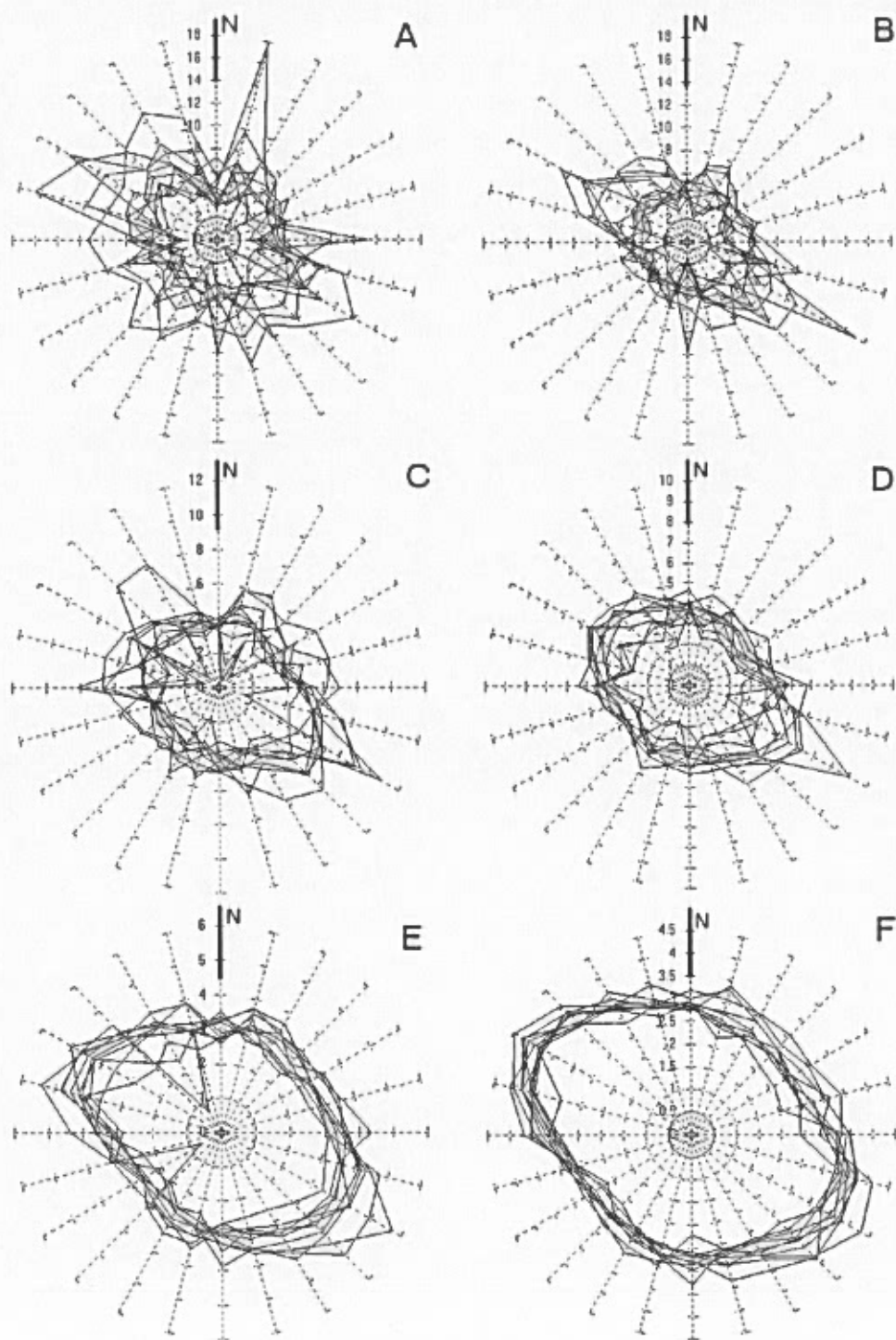


Figura II.33: Variação de $1/\sqrt{K}$ com a direcção para diferentes áreas e realizações do modelo geométrico de fracturas. Sector 2, parâmetros da distribuição das aberturas: $\mu=\sigma=0,0001$ m. (A) área = 10 m; (B) área = 14 m; (C) área = 18 m; (D) área = 22 m; (E) área = 28 m; (F) área = 34 m.

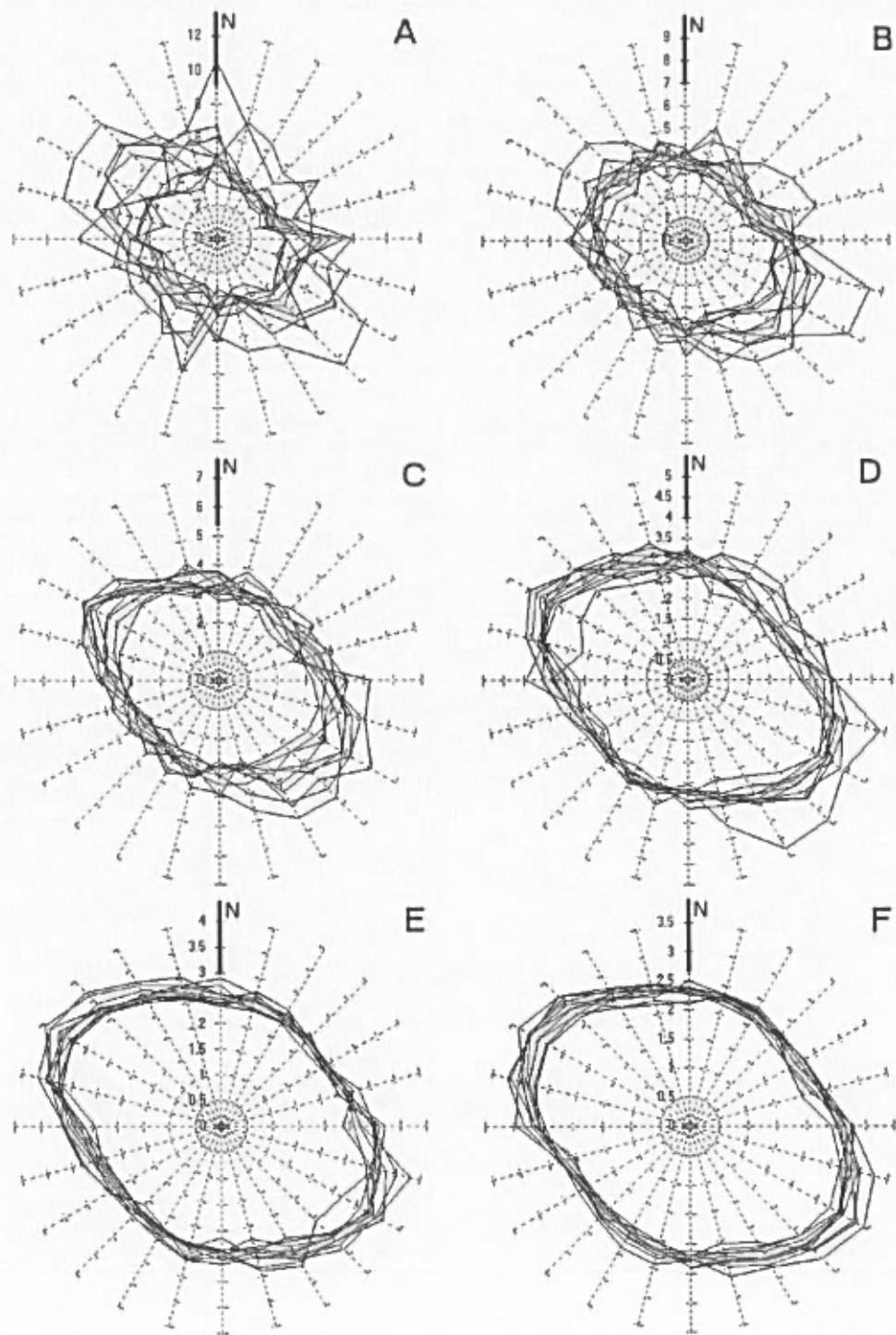


Figura II.34: Variação de $1/\sqrt{K}$ com a direcção para diferentes áreas e realizações do modelo geométrico de fracturas. Sector 2, parâmetros da distribuição das aberturas: $\mu=0,0001$, $\sigma=0,00005$. (A) área = 10 m; (B) área = 14 m; (C) área = 18 m; (D) área = 22 m; (E) área = 28 m; (F) área = 34 m.

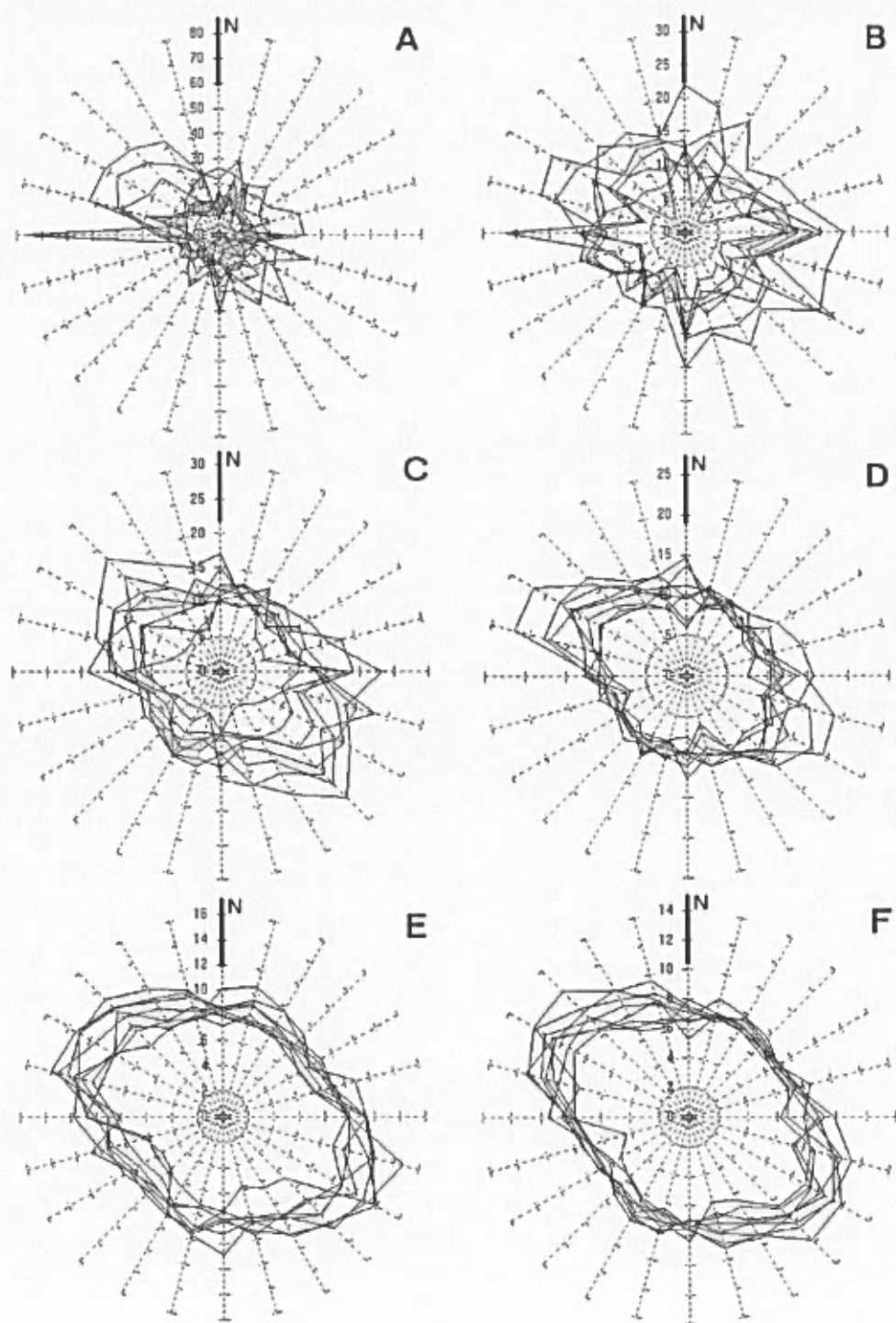


Figura II.35: Variação de $1/\sqrt{K}$ com a direcção para diferentes áreas e realizações do modelo geométrico de fracturas. Sector 2, parâmetros da distribuição das aberturas: $\mu=\sigma=0,00005$ m. (A) área = 10 m; (B) área = 14 m; (C) área = 18 m; (D) área = 22 m; (E) área = 28 m; (F) área = 34 m.

anisotropia do meio. Há uma tendência geral para a variação de $1 / \sqrt{k}$ com a direcção esboçar uma elipse, principalmente a partir dos 22 m. No entanto, essa variação é muito descontínua, i. é, varia por vezes bruscamente com a direcção, embora, em termos médios, ela se aproxime de uma elipse.

As únicas realizações que parecem tender para uma elipse com uma área de modelo mais pequena são as do sector 2 para o caso em que as aberturas hidráulicas têm uma abertura grande mas uma dispersão mais pequena. Esta observação faz supôr que uma maior dispersão das aberturas das fracturas confere ao meio uma maior anisotropia.

Quando a variação de $1 / \sqrt{k}$ com a direcção se dispõe segundo uma elipse pode-se assumir que a condutividade hidráulica varia de forma homogénea e anisótropa contínua. Nesse caso pode-se calcular o tensor da condutividade hidráulica. Para cada sector e área calcularam-se os valores médios de $1 / \sqrt{k}$ (figura II.36) e os parâmetros da elipse que melhor se ajustam a esses valores (equação da elipse $(r.\cos\beta)^2/A^2 + (r.\sen\beta)^2/B^2 = 1$, onde r é o valor da variável, neste caso $1 / \sqrt{k}$, β é o ângulo entre o eixo maior da elipse e a direcção em que se determina a variável, $A = 1 / \sqrt{k_{\min}}$ e $B = 1 / \sqrt{k_{\max}}$ são os comprimentos máximo e mínimo da elipse, respectivamente). Para o ajustamento desenvolveu-se o programa ELIPSE.BAS. Os resultados apresentam-se nos quadros II.13 a II.17 e representam-se na figura II.37. Como se pode observar há um aumento da condutividade hidráulica com o aumento da área do modelo.

A vantagem da utilização destes métodos é que permite, a partir de realizações estocásticas de um modelo, dar probabilidades de uma propriedade assumir um determinado valor. A título de exemplo considere-se os modelos geométricos com área quadrada de 34 m de lado. Se se assumir que existe um tensor da condutividade hidráulica, que a direcção de $1 / \sqrt{k}$ máximo é constante e que os valores calculados de $1 / \sqrt{k}$ seguem uma distribuição normal, o quadro II.18 dá as probabilidades de 10 % e 90 % de o valor de $1 / \sqrt{k}$ ser inferior ao valor tabelado. Os valores médios de $1 / \sqrt{k_{\max}}$, assim como os desvios-padrão, foram determinados a partir das diferentes realizações para uma mesma área para um mesmo sector (os valores médios segundo

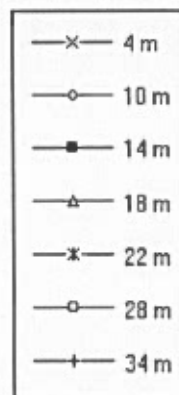
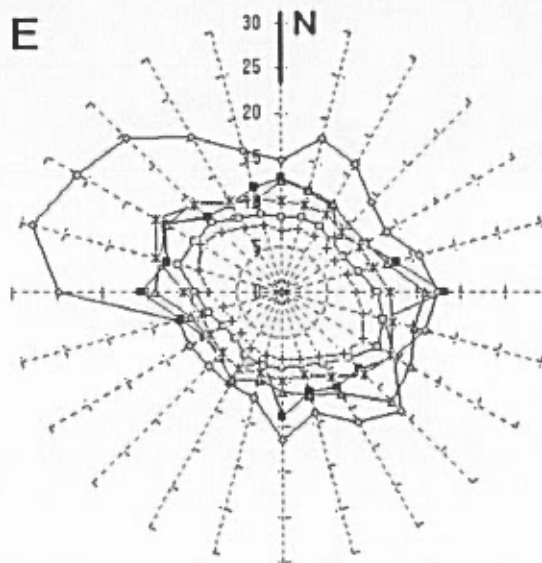
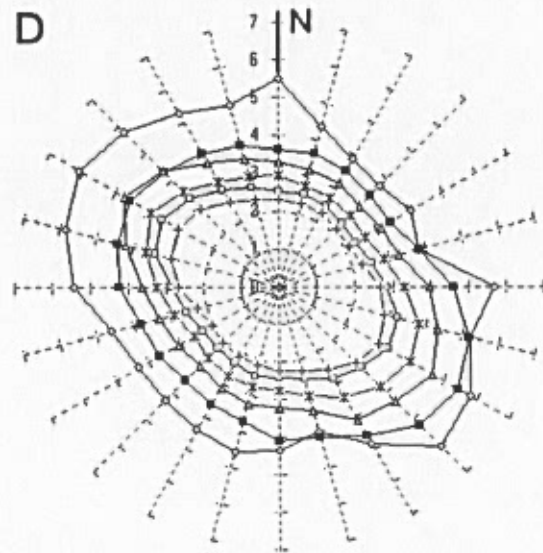
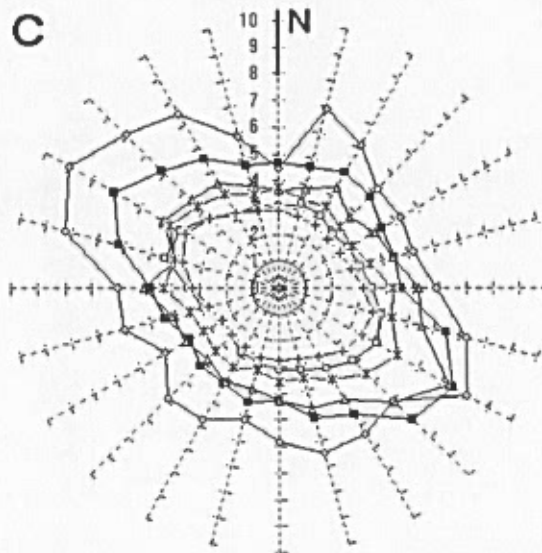
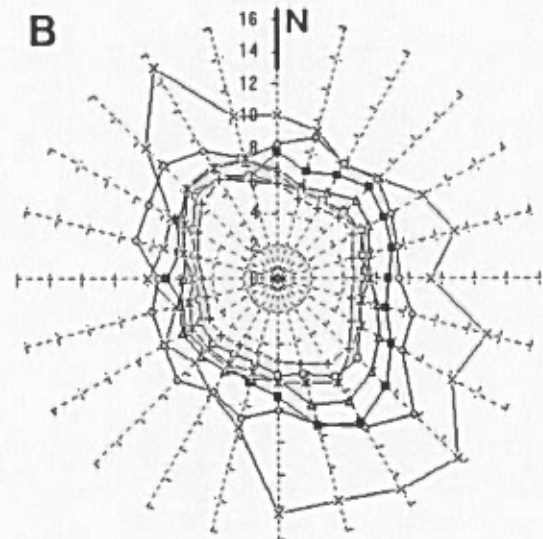
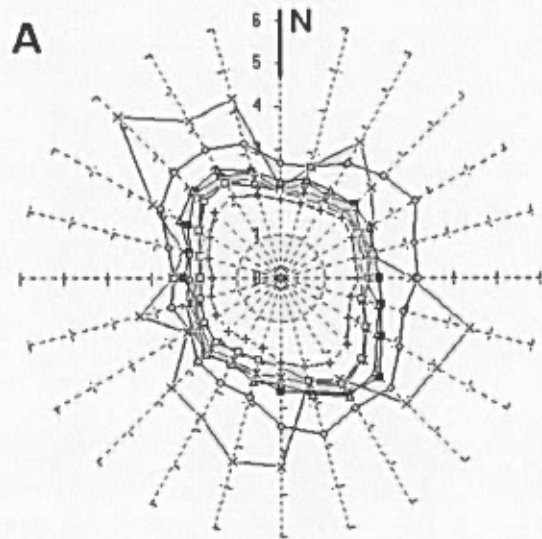


Figura II.36: Valores médios de $1/\sqrt{K}$ por sector e área do modelo. (A) sector 1, distribuição das aberturas $\mu=\sigma=0,0001$ m; (B) sector 1, $\mu=\sigma=0,00005$ m; (C) sector 2, $\mu=\sigma=0,0001$ m; (D) sector 2, $\mu=0,0001$ m, $\sigma=0,00005$ m; (E) sector 2, $\mu=\sigma=0,00005$ m.

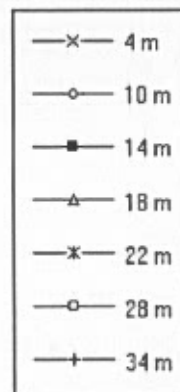
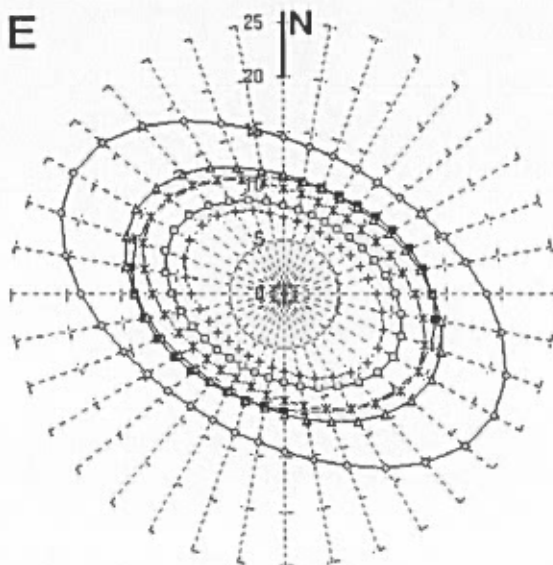
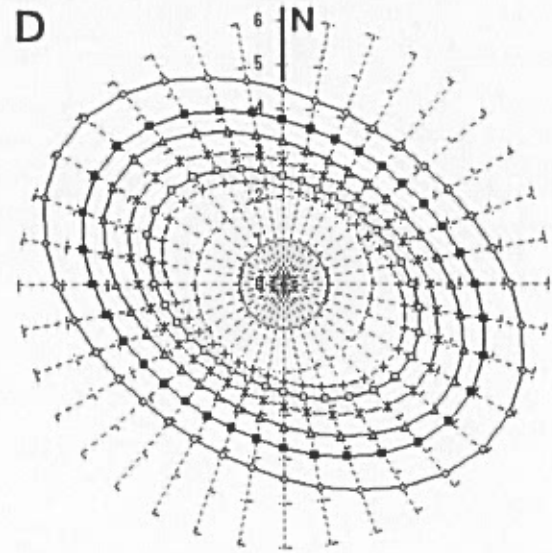
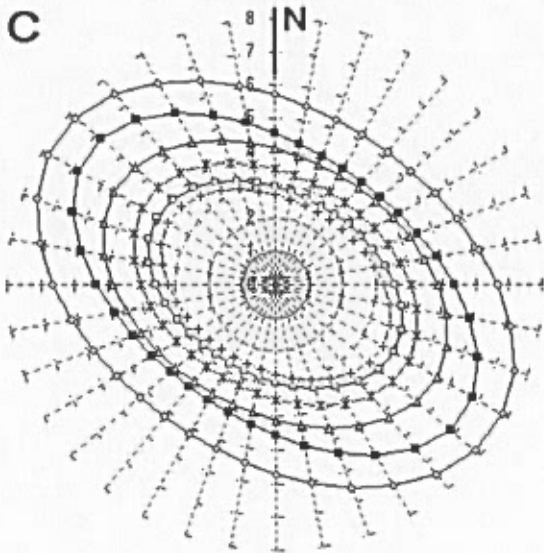
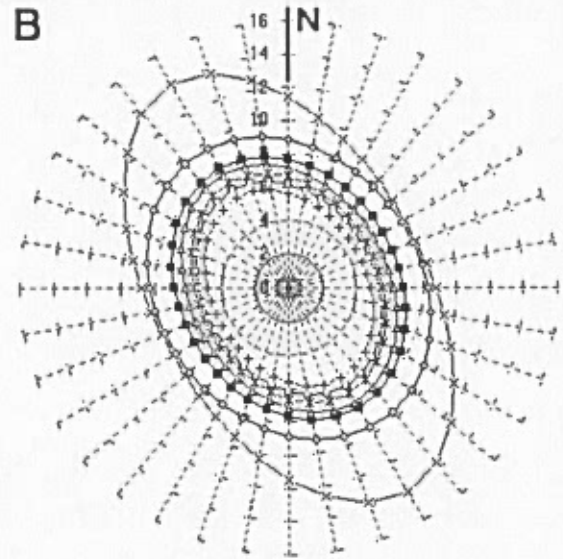
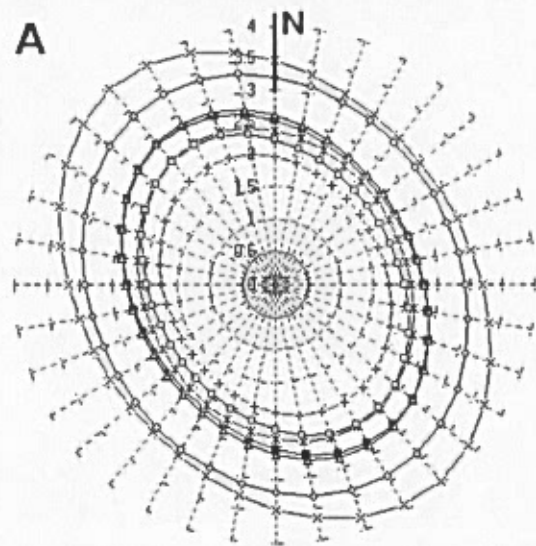


Figura II.37: Elipse que melhor se ajusta aos dados de $1/\sqrt{K}$ por sector e área do modelo. (A) sector 1, distribuição das aberturas $\mu=\sigma=0,0001$ m; (B) sector 1, $\mu=\sigma=0,00005$ m; (C) sector 2, $\mu=\sigma=0,0001$ m; (D) sector 2, $\mu=0,0001$ m, $\sigma=0,00005$ m; (E) sector 2, $\mu=\sigma=0,00005$ m.

todas as direcções estão representados na figura II.36). Considerou-se para $1/\sqrt{K_{\max}}$ o mínimo dos valores direccionais mais próximo da direcção do eixo menor da elipse. O interesse de ter a probabilidade 10 % de $1/\sqrt{K}$ ser inferior a um dado valor, é dar uma garantia de que 90 % dos casos vão ter $1/\sqrt{K}$ superior. O interesse de ter a probabilidade 90 % de $1/\sqrt{K}$ ser inferior a um dado valor é dar uma garantia de que 10 % dos casos vão ter $1/\sqrt{K}$ superior. Resolvendo em ordem a K obtém-se um raciocínio idêntico mas ao contrário. Estas considerações têm interesse na definição de zonas potenciais para isolamento de substâncias indesejáveis, ou pelo contrário, na definição de zonas condutoras de fluido.

Quadro II.13: Parâmetros da elipse que melhor se ajusta aos dados para as diferentes áreas consideradas no sector 1 com distribuição lognormal das aberturas com $\mu=\sigma=0,0001$ m (o ângulo α é o azimute para o qual ocorre $1/\sqrt{K_{\min}}$, o ângulo θ é o azimute para o qual ocorre K_{\max})

Lado da malha (m)	$A=1/\sqrt{K_{\min}}$	$B=1/\sqrt{K_{\max}}$	$\alpha(^{\circ})$	K_{\min} (m/d)	K_{\max} (m/d)	$\theta_{\max}(^{\circ})$
4	3,946	2,917	143,63	0,0642	0,1175	53,63
10	3,405	2,802	149,67	0,0863	0,1274	59,67
14	2,821	2,120	145,79	0,1257	0,2225	55,79
18	2,870	2,158	148,92	0,1214	0,2147	58,92
22	2,519	2,007	152,69	0,1576	0,2483	62,69
28	2,481	1,849	147,38	0,1625	0,2925	57,38
34	2,094	1,671	151,54	0,2281	0,3581	61,54

Quadro II.14: Parâmetros da elipse que melhor se ajusta aos dados para as diferentes áreas consideradas no sector 1 com distribuição lognormal das aberturas com $\mu=\sigma=0,00005$ m (o ângulo α é o azimute para o qual ocorre $1/\sqrt{K_{\min}}$, o ângulo θ é o azimute para o qual ocorre K_{\max})

Lado da malha (m)	$A=1/\sqrt{K_{\min}}$	$B=1/\sqrt{K_{\max}}$	$\alpha(^{\circ})$	K_{\min} (m/d)	K_{\max} (m/d)	$\theta_{\max}(^{\circ})$
4	14,065	7,995	150,30	0,0051	0,0156	60,30
10	9,645	7,768	143,43	0,0108	0,0166	53,43
14	8,241	6,490	150,02	0,0147	0,0237	60,02
18	7,834	5,850	149,76	0,0163	0,0292	59,76
22	7,187	5,336	152,20	0,0194	0,0351	62,20
28	6,723	5,094	150,47	0,0221	0,0385	60,47
34	6,177	4,585	150,15	0,0262	0,0476	60,15

Quadro II.15: Parâmetros da elipse que melhor se ajusta aos dados para as diferentes áreas consideradas no sector 2 com distribuição lognormal das aberturas com $\mu = \sigma = 0,0001$ m (o ângulo α é o azimute para o qual ocorre $1/\sqrt{K_{\min}}$, o ângulo θ é o azimute para o qual ocorre K_{\max})

Lado da malha (m)	$A=1/\sqrt{K_{\min}}$	$B=1/\sqrt{K_{\max}}$	$\alpha(^{\circ})$	K_{\min} (m/d)	K_{\max} (m/d)	θ_{\max} ($^{\circ}$)
10	7,842	5,199	123,56	0,0163	0,0370	33,56
14	6,856	4,025	125,55	0,0213	0,0617	35,55
18	5,573	3,792	120,97	0,0322	0,0695	30,97
22	4,615	3,214	122,12	0,0470	0,0968	32,12
28	4,083	2,744	119,90	0,0600	0,1328	29,90
34	3,696	2,514	121,03	0,0732	0,1582	31,03

Quadro II.16: Parâmetros da elipse que melhor se ajusta aos dados para as diferentes áreas consideradas no sector 2 com distribuição lognormal das aberturas com $\mu = 0,0001$ m e $\sigma = 0,00005$ m (o ângulo α é o azimute para o qual ocorre $1/\sqrt{K_{\min}}$, o ângulo θ é o azimute para o qual ocorre K_{\max})

Lado da malha (m)	$A=1/\sqrt{K_{\min}}$	$B=1/\sqrt{K_{\max}}$	$\alpha(^{\circ})$	K_{\min} (m/d)	K_{\max} (m/d)	θ_{\max} ($^{\circ}$)
10	5,923	4,080	122,86	0,0285	0,0601	32,86
14	4,937	3,467	122,12	0,0410	0,0832	32,12
18	4,474	2,966	123,17	0,0500	0,1137	33,17
22	3,834	2,586	122,47	0,0680	0,1495	32,47
28	3,337	2,292	121,54	0,0898	0,1904	31,54
34	2,984	2,072	121,12	0,1123	0,2329	31,12

Quadro II.17: Parâmetros da elipse que melhor se ajusta aos dados para as diferentes áreas consideradas no sector 2 com distribuição lognormal das aberturas com $\mu = \sigma = 0,00005$ m (o ângulo α é o azimute para o qual ocorre $1/\sqrt{K_{\min}}$, o ângulo θ é o azimute para o qual ocorre K_{\max})

Lado da malha (m)	$A=1/\sqrt{K_{\min}}$	$B=1/\sqrt{K_{\max}}$	$\alpha(^{\circ})$	K_{\min} (m/d)	K_{\max} (m/d)	θ_{\max} ($^{\circ}$)
10	22,303	13,331	119,41	0,0020	0,0056	29,41
14	14,348	10,352	108,92	0,0049	0,0093	18,92
18	15,641	10,297	118,74	0,0041	0,0094	28,74
22	14,130	9,003	120,51	0,0050	0,0123	30,51
28	11,575	7,668	117,40	0,0075	0,0170	27,40
34	9,991	6,551	122,58	0,0100	0,0233	32,58

Quadro II.18: Valores de $1 / \sqrt{K}$ cuja probabilidade de ser inferior é de 10 % e 90 % (valores determinados para área de modelo quadrada com 34 m de lado).

Sector	Parâmetros da distribuição das aberturas	$1/\sqrt{K_{max}}$			
		μ	σ	P=10%	P=90%
1	$\mu=0,0001$ $\sigma=0,0001$	1,7306	0,1990	1,4758	1,9853
	$\mu=0,00005$ $\sigma=0,00005$	4,8748	0,3461	4,4318	5,3179
2	$\mu=0,0001$ $\sigma=0,0001$	2,5950	0,2031	2,3351	2,8550
	$\mu=0,0001$ $\sigma=0,00005$	2,1172	0,1259	1,9561	2,2783
	$\mu=0,00005$ $\sigma=0,00005$	7,1607	0,5950	6,3991	7,9224

II.1.6.4. Considerações sobre o estudo efectuado

O tipo de estudo aqui apresentado apenas permite tirar conclusões relativas quanto à variação da condutividade hidráulica em função de um conjunto de factores estudados. Entre eles encontra-se a distribuição das aberturas das fracturas, a área considerada e a dimensão da malha de condutância.

Dados os pressupostos que se foram fazendo para aplicar a metodologia apresentada, houve um desvio das observações iniciais. Por esse motivo, os estudos feitos não permitem caracterizar a fracturação e a condutividade hidráulica dos quartzitos de Castelo de Vide.

Um problema importante que se detectou foi que nas duas linguagens de programação utilizadas (FORTRAN77 da Lahey e QuickBasic 4.5 da Microsoft), a execução de subtracções de números com várias casas decimais, mesmo utilizando precisão dupla, fornecia resultados incorrectos ao nível de precisão necessária. Por exemplo a subtracção $0,1031507-0,1031203=0,0000304$ forneceu em ambas as linguagens o valor $0,000030405819....$ Este erro acumulado para cada segmento da malha poderá produzir resultados finais muito diferentes dos da realidade. Este facto poderá ser uma explicação para não se ter encontrado duas dimensões de malha que

fornecessem resultados finais semelhantes.

No entanto estas observações não invalidam a utilização do método da rede de condutância apresentado em Odling & Webman (1991). Até agora este parece ser o único método que consegue conjugar as condutividades hidráulicas das fracturas e dos blocos de matriz porosa.

A sua aplicação a casos reais exige no entanto um conhecimento muito rigoroso da fracturação do maciço, principalmente da abertura das fracturas, pois sendo um parâmetro de difícil medição é, ao mesmo tempo o parâmetro mais importante para a quantificação do fluxo. Mesmo que se considere uma abertura média, a dispersão das aberturas faz alterar em muito o fluxo. No caso estudado para o sector 2, a variação do desvio padrão da distribuição das aberturas forneceu resultados finais totalmente diferentes, tendo as realizações do modelo que utiliza um desvio padrão mais pequeno fornecido resultados muito mais próximos.

Além da abertura das fracturas, outra característica muito importante é a distribuição espacial das fracturas. Este parâmetro parece mais fácil de controlar e incorporar nos modelos.

Estudos já realizados por outros autores haviam permitido concluir que a influência das fracturas no fluxo aumenta com a diminuição da condutividade hidráulica da matriz porosa, o que, por outro lado, faz aumentar a anisotropia do meio (Odling & Webman, 1991). Segundo estes mesmos autores, as variações da condutividade hidráulica da matriz porosa e das aberturas das fracturas pode afectar as direcções principais do tensor da condutividade hidráulica. Tal pode explicar-se pela ligação de fracturas anteriormente não conectadas hidraulicamente, através da matriz porosa.

Durante a execução de simulações estocásticas de modelos geométricos de fracturação utilizando o método descrito neste trabalho (capítulo II.1.5.), um dos problemas ocorrentes foi que a distribuição espacial das fracturas (incluindo as relações entre elas) não é contemplada. Isto faz com que as intersecções entre as fracturas sejam sempre em X e nunca em T (a não ser por um acaso). Na realidade, desde que a densidade de fracturas o permita, há sempre fracturas que terminam de

encontro a outras. Dois estudos referidos em Dershowitz & Einstein (1988) concluíram que 60% e 42% das fracturas terminavam de encontro a outras. Quando esta situação ocorre, inviabiliza-se o pressuposto de que as fracturas são circulares.

De resto, um dos grandes problemas da geração de redes de fracturas utilizando o processo indicado é que este assume que umas características são independentes das outras. Em caso algum se procura correlações entre características, e parece evidente que estas existem. Por exemplo, é de esperar que fracturas com maior desenvolvimento, mais compridas, possuam uma abertura maior que fracturas mais pequenas.

No fundo, reproduzir padrões de fracturas com as mesmas distribuições de orientações, comprimentos, densidades e aberturas não implica que as propriedades do fluxo sejam as mesmas pois a distribuição espacial das fracturas e a forma como estas terminam de encontro a outras é muito importante.

Em termos de escoamento e de cálculo da condutividade hidráulica, verifica-se que utilizando este tipo de técnica para gerar fracturas, os valores determinados encontram-se aquém dos verdadeiros. Padrões bi-dimensionais de fracturas estão menos conectados que padrões tri-dimensionais, pois duas fracturas que não se intersectam no plano do modelo poderão intersectar-se noutro plano paralelo ao do modelo.

Uma vez que as aberturas das fracturas podem ser afectadas pela pressão do fluido, a condutividade hidráulica também varia e é possível que o tensor da condutividade hidráulica e a anisotropia possam variar com a variação da pressão do fluido (Odling & Webman, 1991). Com a diminuição da pressão do fluido aumenta a pressão sobre a rocha. Segundo Feuga (1988), acima de um certo limite de pressão da rocha a fractura não fecha e a condutividade hidráulica mantém-se constante. Nos casos em que as paredes da fractura estão em contacto, produz-se um regime de fluxo muito complexo e o escoamento dá-se por canais dentro da própria fractura. Este tipo de circulação através de canais tem sido desenvolvido por outros autores como Moreno *et al* (1988) e Tsang *et al* (1988). Por outro lado Iwai (1976, in Witherspoon *et al*, 1988) demonstrou que quando a abertura das fracturas é inferior a 10μ , o

escoamento de fluido dentro de uma fractura deixa de processar-se de acordo com a lei cúbica. Contudo, para aberturas maiores, a lei cúbica é perfeitamente válida.

De uma maneira geral pode dizer-se que em áreas maiores de meio considerado o escoamento num meio fracturado se assemelha ao escoamento num meio poroso homogéneo e anisótropo equivalente.

A utilização de duas dimensões para estudar o escoamento através de fracturas é limitada na medida em que não contempla as fracturas sub-paralelas ao modelo nem intersecções de fracturas fora do plano do modelo. No entanto, a utilização de métodos numéricos para modelar o escoamento tridimensional obriga à utilização de malhas muito grandes, não comportáveis em computadores pessoais utilizando o sistema DOS, ou, quando comportáveis, que exigem muito tempo de cálculo. Por exemplo, neste trabalho, utilizando um PC com processador 486 a 33 MHz, levou-se cerca de 7 horas a atingir o critério de convergência para malhas de 151 x 151 nós (= 22801 nós).

II.2. MODELOS ANALÍTICOS

Uma das aplicações dos modelos de escoamento é no cálculo dos rebaixamentos provocados por extracção de água em captações verticais, tanto no espaço como no tempo. A resolução analítica das equações descritas no capítulo I obriga a um conjunto de simplificações que conduzem a modelos conceptuais mais simples. Para a resolução das equações de escoamento tem-se o seguinte conjunto de simplificações:

- 1- aquífero confinado
- 2- aquífero de extensão infinita;
- 3- meio isótropo e homogéneo à escala do modelo;
- 4- fluxo radial e horizontal para a captação;
- 5- captação totalmente penetrante;
- 6- caudal de extracção constante;
- 7- lei de Darcy aplicável a todo o sistema;
- 8- no caso de meio de porosidade dupla, há fluxo na matriz porosa e desta para as fracturas mas o fluxo para a captação faz-se apenas através do sistema de fracturas.

Como se verá adiante, as simplificações 2 e 6 podem ser ultrapassadas no modelo analítico, mediante a utilização do princípio da sobreposição e do método das imagens. A simplificação 3, no que diz respeito à isotropia, pode ser igualmente ultrapassada se o meio for homogéneo.

II.2.1. Transformação das equações de escoamento

Uma vez que as captações são verticais e o fluxo é horizontal e radial para as captações, torna-se vantajoso considerar o fluxo a duas dimensões e especificar as equações gerais de escoamento em coordenadas cilíndricas cujo eixo coincide com a captação.

II.2.1.1 Meio fracturado contínuo simples

No caso de fluxo num meio fracturado contínuo simples, a equação de escoamento transforma-se em

$$K \left(\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{II.102})$$

II.2.1.2. Meio fracturado contínuo duplo

Fluxo no sistema de fracturas

No caso de fluxo no sistema de fracturas a equação de escoamento transforma-se em:

$$K_f \left(\frac{\partial^2 h_f}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h_f}{\partial r} \right) = S_{sf} \frac{\partial h_f}{\partial t} + v_b \quad (\text{II.103})$$

O termo v_b que representa o fluxo da matriz porosa para os blocos depende do tipo de escoamento considerado entre o sistema matriz porosa e o sistema de fracturas, sendo dado pela aplicação da lei de Darcy no contacto matriz porosa / fractura.

Os primeiros modelos que se desenvolveram pressupunham escoamento em regime de pseudo-equilíbrio do sistema de blocos para as fracturas, o que significa que o caudal escoado entre aqueles dois sistemas é proporcional à condutividade hidráulica do sistema de blocos e à diferença entre os potenciais hidráulicos médios dos dois sistemas ($h_b - h_f$). Matematicamente, este regime expressa-se por (Moench, 1984):

$$v_b = - \frac{K_b}{b_b H} (h_b - h_f) \quad (\text{II.104})$$

onde b_b é um comprimento característico do bloco de matriz porosa (definido mais adiante) e H é a espessura do meio de porosidade dupla.

Posteriormente desenvolveram-se modelos mais complexos que consideram o escoamento em regime transitório do sistema de blocos de matriz porosa para o sistema de fracturas. Neste caso, o fluxo através dos blocos é difusivo, i. é, descrito pela lei de Darcy e pela equação da continuidade, sendo dado pelo produto da condutividade hidráulica da matriz porosa pelo gradiente hidráulico na superfície dos blocos. Matematicamente, esta afirmação traduz-se por (Moench, 1984):

$$v_b = -\frac{K_b}{H} \frac{\partial h_{b(r,b,t)}}{\partial z} \quad (\text{II.105})$$

onde z é uma coordenada com origem no centro do bloco de matriz porosa.

Fluxo no sistema matriz porosa

No caso de regime pseudo-estacionário o fluxo nos blocos é dado por

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -\frac{K_b}{b_b H} (h_b - h_f) \quad (\text{II.106})$$

No caso de regime transitório, a resolução analítica da equação de escoamento no sistema matriz porosa de um meio duplamente contínuo obriga à introdução de simplificações quanto à forma dos blocos de matriz porosa, que pode ser de três tipos (figura II.38):

- blocos tabulares horizontais de extensão infinita;
- blocos esféricos;
- blocos cilíndricos de extensão infinita.

A geometria de blocos tabulares horizontais implica a existência de uma direcção de fracturação horizontal, com fracturas igualmente espaçadas, que individualiza blocos tabulares horizontais de matriz porosa. Entre outros autores que resolveram as equações de escoamento para a geometria tabular, contam-se Boulton & Streltsova (1977a, 1977b), Najurieta (1980) e Moench (1984).

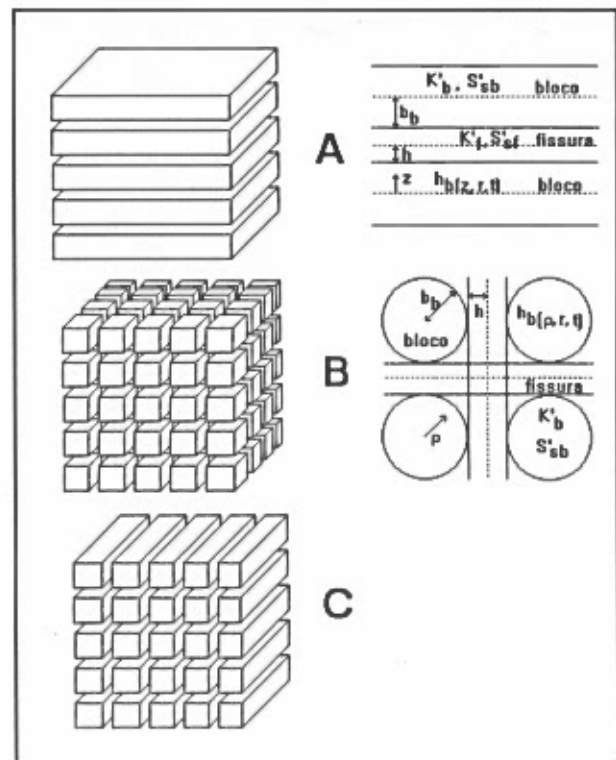


Figura II.38: Representações esquemáticas de blocos de matriz porosa: (A) tabular, (B) cúbico (esférico), (C) paralelepipedico (cilindros).

A geometria de blocos esféricos, implica a existência de uma rede tridireccional ortogonal de fracturas igualmente espaçadas. Na realidade esta rede de fracturas individualiza blocos cúbicos, mas consideram-se as esferas que têm um raio tal que o volume da esfera é igual ao volume do cubo. Autores que resolveram as equações diferenciais de escoamento considerando os blocos esféricos foram Najurieta (1980) e Moench (1984).

Finalmente, a geometria dos blocos cilíndricos, pressupõe a existência de uma rede bidireccional ortogonal de fracturas, igualmente espaçadas, que individualiza blocos cilíndricos de meio matriz porosa. Um autor que resolveu a equação de escoamento para esta geometria foi Barker (1985).

A equação de escoamento no sistema matriz porosa é então, dependendo da geometria dos blocos e do sistema de referenciação utilizado, dada por:

- no caso de blocos tabulares (Moench, 1984),

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -K_b \frac{\partial^2 h_b}{\partial z^2} \quad 0 < z \leq b_b \quad (\text{II.107})$$

- no caso de blocos esféricos (Moench, 1984),

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -K_b \left(\frac{\partial^2 h_b}{\partial \rho^2} + \frac{2}{\rho} \frac{\partial h_b}{\partial \rho} \right) \quad 0 < \rho \leq b_b \quad (\text{II.108})$$

- e, no caso de blocos cilíndricos (Barker, 1985),

$$S_{sb} \frac{\partial h_b}{\partial t} = -K_b \left(\frac{\partial^2 h_b}{\partial \rho^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial h_b}{\partial \rho} \right) \quad 0 < \rho \leq b_b \quad (\text{II.109})$$

onde b_b , no caso da geometria tabular, é a semi-espessura dos blocos ou, no caso da geometria esférica ou cilíndrica, o raio dos blocos, e z e ρ são coordenadas que representam a distância ao centro dos blocos.

II.2.2. Estabelecimento de condições iniciais e de fronteira

A resolução das equações de escoamento obriga a que se estabeleça um conjunto de condições iniciais e de fronteira. Num meio contínuo simples, o potencial

hidráulico, h , depende da distância à captação e do tempo, o que se pode expressar por $h(r,t)$. Num meio contínuo de porosidade dupla, o potencial hidráulico do sistema de fracturas, h_f , depende da distância à captação e do tempo, e o potencial hidráulico do sistema de blocos de matriz porosa, h_b , depende da distância à captação, da distância ao centro do bloco e do tempo, podendo ser expressos por $h_f(r,t)$, e $h_b(r,y,t)$.

II.2.2.1. Condições iniciais

As condições iniciais são:

$$h(r,0) = h_0 \quad (\text{II.110})$$

$$h_f(r,0) = h_0 \quad (\text{II.111})$$

$$h_b(r,y,0) = h_0 \quad (\text{II.112})$$

onde h_0 é a altura piezométrica inicial e y é a coordenada generalizada para os blocos de matriz porosa (igual a z no caso de blocos tabulares e igual a ρ no caso de blocos esféricos).

II.2.2.2. Condições de fronteira gerais

As condições de fronteira são, para o meio contínuo simples:

$$h(\infty,t) = h_0 \quad (\text{II.113})$$

e, para o meio contínuo duplo, no sistema de fracturas:

$$h_f(\infty,t) = h_0 \quad (\text{II.114})$$

no sistema matriz porosa, para o caso de blocos tabulares:

$$\frac{\partial h_b(r,0,t)}{\partial z} = 0 \quad (\text{II.115})$$

para o caso de blocos esféricos:

$$h_b(r,0,t) = \text{finito} \quad (\text{II.116})$$

e na fronteira entre os dois sistemas:

$$h_f(r,t) = h_b(r,b_b,t) \quad (\text{II.117})$$

onde b_b representa a semi-espessura do bloco no caso de blocos tabulares, o raio da esfera no caso de blocos esféricos, ou o raio do cilindro no caso de blocos cilíndricos.

II.2.2.3. Condições de fronteira particulares

Às condições de fronteira gerais juntam-se condições de fronteira particulares que permitem considerar situações matematicamente mais complexas mas ao mesmo tempo com maior realidade. Nestas condições particulares pode considerar-se o efeito do armazenamento da captação, o efeito da pele do poço, e o efeito da pele de fractura. As primeiras duas condições ocorrem nos dois tipos de meios contínuos considerados. A terceira só pode ocorrer nos meios de porosidade dupla.

Efeito do armazenamento do poço

Verifica-se que quando se começa a extraír água de uma captação, se o caudal de extracção for constante, a altura piezométrica no poço varia linearmente em função do tempo. Este facto reflecte a capacidade de armazenamento do poço, que provoca um atraso na cedência de água pela formação. A não consideração deste efeito conduz à sobreavaliação dos parâmetros hidráulicos que condicionam o escoamento no meio fracturado (condutividade hidráulica de blocos e fracturas, e armazenamento específico de blocos e fracturas) (Almeida & Oliveira, 1990).

A condição fronteira que considera o efeito de armazenamento do poço para o meio contínuo simples é

$$Q = 2\pi r_w K H \frac{\partial h(r_w,t)}{\partial r} - \pi r_c^2 \frac{dh_w(t)}{dt} \quad (\text{II.118})$$

onde H é a espessura de meio fracturado, K é a condutividade hidráulica do sistema

de fracturas, r_w representa o raio da captação, r_c o raio da captação na zona de rebaixamento e $h_w(t)$ a altitude de água no poço em função do tempo. Verifica-se a condição inicial $h_w(0) = h_0$.

A condição fronteira para o meio contínuo duplo obtém-se substituindo K por K_f e $h(r_w)$ por $h_f(r_w, t)$ na expressão anterior.

Efeito de pele de poço

Este efeito manifesta-se por um acréscimo ou decréscimo do gradiente hidráulico na vizinhança da captação sendo devido à existência de uma zona envolvente da captação (pele de poço) caracterizada por condutividade hidráulica e armazenamento específico diferentes dos da formação. A existência desta zona resulta do próprio processo de construção da captação, durante as fases de furação e/ou desenvolvimento, podendo ser devida à infiltração de lamas na formação, com consequentes diminuições da condutividade hidráulica e do armazenamento específico (efeito de pele positivo - figura II.39(A)), ou devida à fracturação do meio e/ou arraste de finos, com consequentes aumentos da condutividade hidráulica e do armazenamento específico (efeito de pele negativo - figura II.39(B)). Esta

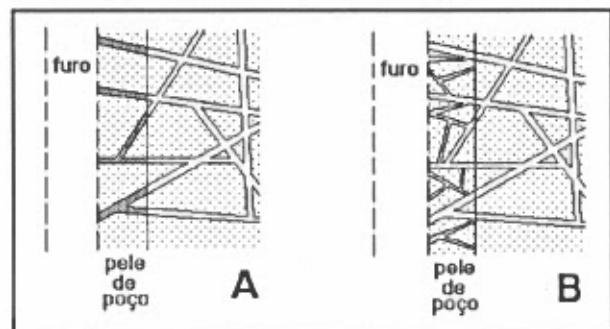


Figura II.39: Efeitos de pele: positivo (A) e negativo (B).

condição foi utilizada por Moench (1984) para meio contínuo duplo considerando pele com espessura muito fina para se poder desprezar a sua capacidade de armazenamento. A condição fronteira nestas condições é (Moench, 1984):

$$h_{w(t)} = h_{f(r_w, t)} - r_w S_w \frac{\partial h_{f(r_w, t)}}{\partial r} \quad (\text{II.119})$$

onde S_w é um parâmetro adimensional que reflecte o efeito de pele do poço.

Novakowski (1989) considerou igualmente a pele de poço para um meio

contínuo simples, com a vantagem de ter tomado em atenção a sua espessura. Nesse caso definiu uma equação de continuidade para a pele de fractura e impôs que os potenciais hidráulicos nas fronteiras fossem constantes de um lado e do outro e que o caudal específico dum lado e do outro da fronteira entre a pele de fractura e a formação fossem iguais.

Segundo Novakowski (1989), os valores obtidos utilizando uma aproximação ou outra podem ser muito diferentes, afastando-se muito quando a relação entre o raio da fronteira pele/meio e o raio da captação é superior a 1.1. Se o efeito de pele de poço é negativo deve-se considerar a sua espessura e armazenamento (Novakowski, 1990).

Efeito de pele de fractura

O conceito de pele de fractura foi introduzido por Moench em 1984 para referir uma película fina que pode ocorrer entre uma fractura e um bloco de matriz porosa e que possui características hidráulicas diferentes das dos dois sistemas. Dada a sua pouca espessura, Moench considerou a sua capacidade de armazenamento desprezável, apenas importando a sua condutividade hidráulica K_p , pelo que se pode assumir que o escoamento na interface bloco/fractura se processa perpendicularmente a ela e de acordo com a lei de Darcy. O seu efeito é provocar um aumento ou diminuição do gradiente hidráulico na interface bloco/fractura. Estes factos resultam na seguinte condição fronteira (Moench, 1984):

$$h_b(r, b_b, t) = h_f(r, t) - b_b S_F \frac{\partial h_b(r, b_b, t)}{\partial y} \quad (\text{II.120})$$

onde S_F é um parâmetro adimensional que representa o efeito de pele de fractura, dado por (Moench, 1984):

$$S_F = \frac{K_b b_p}{K_p b_b} \quad (\text{II.121})$$

em que b_p e K_p representam, respectivamente, a espessura e a condutividade hidráulica

da pele de fractura (figura II.40).

II.2.3. Resolução analítica das equações de escoamento

O processo normal para obter as soluções analíticas correspondentes às diferentes situações e condições envolve a transformada de Laplace das equações originais e a sua inversão analítica para as condições iniciais e de fronteira específicas. Tal inversão implica, normalmente, o recurso a outros tipos de inversão e a solução final resulta quase sempre num integral impróprio, cuja função integranda contém funções J_0 e Y_0 de Bessel. Estas soluções são de difícil solução numérica dado que a função integranda é oscilante, convergindo lentamente (Almeida & Oliveira, 1990).

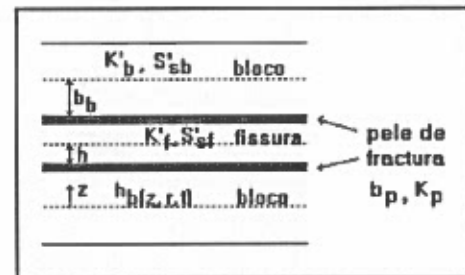


Figura II.40: Definição da zona de pele de fractura

De forma a evitar essas dificuldades, diversos autores (Moench & Ogata 1981; Streltsova, 1982; Barker, 1982) começaram a utilizar a inversão numérica directa da solução obtida no espaço de Laplace, sendo um dos algoritmos mais utilizados, pela sua simplicidade e exactidão, o algoritmo de Stehfest (1970), apresentado no anexo 6.

A existência destes algoritmos tornou desnecessária a solução analítica no espaço real, e as expressões que permitem calcular a altura piezométrica em função do espaço e do tempo passaram, em alguns casos, a ser apresentadas no espaço de Laplace.

São apresentadas soluções das equações de escoamento para as condições fronteira definidas. No caso de meio contínuo duplo, são apresentadas todas as soluções que foi possível recolher na bibliografia para as condições base definidas no início do capítulo. Para o meio fracturado contínuo a apresentação não é tão exaustiva, uma vez que estas soluções são as mesmas que para meio poroso e encontram-se largamente divulgadas na bibliografia. A expressão que se apresenta é a dada por Novakowski (1989) que incorpora o efeito de pele de poço.

II.2.3.1. Meio fracturado contínuo simples

A solução para um meio contínuo que considera o efeito do armazenamento do poço e o efeito de pele de poço é dada pela expressão (Novakowski, 1989):

$$\frac{\bar{s}_D}{s_D} = \frac{2\eta[\psi_2 K_0(xr_D) - \psi_1 I_0(xr_D)]}{p(\psi_2 \xi_2 - \psi_1 \xi_1)} \quad (\text{II.121})$$

para a captação e para um piezômetro na zona da pele de poço, e pela expressão (Novakowski, 1989):

$$\frac{\bar{s}_D}{s_D} = \frac{2\eta K_0(\sqrt{p}r_D)}{p^{3/2}r_{Dp}(\psi_2 \xi_2 - \psi_1 \xi_1)} \quad (\text{II.122})$$

para um piezômetro fora da zona da pele de poço.

$\bar{s}_D = 4\pi K H \bar{s} / Q$, rebaixamento adimensional

$$s = h_0 - h(r, t)$$

$$x = (p\eta v)^{1/2}$$

$$\eta = K/K_p$$

$$v = S_{sp}/S_s$$

K_p é a condutividade hidráulica da pele de poço

S_{sp} é o armazenamento específico da pele de poço

$$\xi_1 = \eta W_D p I_0(x) - x I_1(x)$$

$$\xi_2 = \eta W_D p K_0(x) - x K_1(x)$$

$$\psi_1 = \eta K_0(xr_{Dp}) K_1(\sqrt{p}r_{Dp}) - \sqrt{\eta v} K_0(\sqrt{p}r_{Dp}) K_1(xr_{Dp})$$

$$\psi_2 = \eta I_0(xr_{Dp}) K_1(\sqrt{p}r_{Dp}) + \sqrt{\eta v} K_0(\sqrt{p}r_{Dp}) I_1(xr_{Dp})$$

$$r_{Dp} = r_p/r_w$$

$$r_D = r/r_w \quad (= 1 \text{ no caso de rebaixamento na própria captação})$$

$$W_D = r_c^2 / (2r_w^2 S_s H), \text{ parâmetro de armazenamento da captação}$$

r_w é o raio da captação

r_c é o raio da captação na zona onde há rebaixamento

r_p é a distância do centro do poço à fronteira pele/meio

I_0, I_1, K_0, K_1 são funções modificadas de Bessel

p é o parâmetro de Laplace.

A barra sobre a variável significa que esta se encontra no espaço de Laplace.

Se se desprezar a pele de poço, η e ν vêm igual a 1 e obtém-se a partir de (II.122):

$$\bar{s}_D = \frac{2K_0(\sqrt{p}r_D)}{p[W_D p K_0(\sqrt{p}) + \sqrt{p} K_1(\sqrt{p})]} \quad (\text{II.123})$$

que é a solução apresentada por Papadopoulos & Cooper (1967, in Novakowski, 1989).

II.2.3.2. Meio fracturado contínuo duplo

O desenvolvimento deste item baseia-se num trabalho de Almeida & Oliveira (1990) intitulado "Caracterização hidráulica de aquíferos fracturados".

Os primeiros modelos surgiram na década de sessenta e consideravam fluxo pseudo-estacionário entre blocos de matriz porosa e fracturas. Referem-se as diversas contribuições para o desenvolvimento destes modelos.

Barenblatt *et al* (1960) forneceram soluções para o caso de um aquífero drenado por uma galeria e para o caso de bombagem a caudal constante por um poço com armazenamento desprezável, e armazenamento desprezável nas fracturas.

Warren & Root (1963) consideram o armazenamento nas fracturas, fornecendo uma solução para os rebaixamentos na captação que tem em conta a anisotropia do meio.

Kazemi *et al* (1969) usando os mesmos propostos dos autores anteriores, fornecem uma solução para o rebaixamento num piezómetro.

Streltsova (1976) fornece soluções para rebaixamento medido em piezómetro instalado nas fracturas e nos blocos de matriz porosa para aquíferos cujas fracturas estão preenchidas por depósitos de condutividade hidráulica mais baixa do que a da

matriz porosa.

Mavor & Cinco (1979) fornecem soluções que têm em conta o armazenamento no poço e o efeito de pele do poço.

Finalmente, Moench (1984) modifica as soluções anteriormente apresentadas, incorporando o efeito de pele de fractura.

O primeiro modelo que considerou fluxo transitório foi abordado por Kazemi (1969) que, considerando geometria tabular, usou um modelo de diferenças finitas para simular o escoamento para uma captação.

As soluções analíticas surgiram na década seguinte com os trabalhos de Boulton & Streltsova (1977a, 1977b), e depois Najurieta (1980), Moench (1984), Barker (1985), entre outros.

Boulton & Streltsova (1977a, 1977b) consideraram captação vertical sem armazenamento (captação linear) e geometria tabular dos blocos de matriz porosa, fornecendo soluções para os níveis no sistema de fracturas e no sistema matriz porosa.

Najurieta (1980) fornece solução para a geometria tabular e para a geometria esférica. No entanto, invocando a dificuldade em obter soluções exactas fornece soluções aproximadas, que são obtidas resolvendo um conjunto de equações diferenciais estabelecidas por de Swaan (1976). Como já foi referido, a utilização da técnica de inversão numérica das transformadas de Laplace permite ultrapassar essas dificuldades e obter soluções exactas.

Moench (1984) introduz o armazenamento do poço, o efeito de pele do poço e o efeito de pele de fractura nas equações de escoamento e fornece soluções para estas condições fronteira, tanto para a geometria de blocos tabulares como para a geometria de blocos esféricos, e tanto para o sistema de fracturas como para o sistema matriz porosa.

Barker (1985) fornece soluções para o sistema de fracturas para a geometria cilíndrica dos blocos, considera o efeito de armazenamento do poço, mas não toma em atenção os efeitos de pele de fractura nem de poço. Para estas condições mas considerando que o armazenamento das fracturas é desprezável ou inexistente, dá soluções para as três geometrias de blocos apresentadas.

Um aspecto comum a todos os modelos de geometria tabular é que consideram fluxo vertical dos blocos para as fracturas e fluxo horizontal das fracturas para a captação (Boulton & Streltsova, 1977b; Najurieta, 1980; Moench, 1984; Barker, 1985). O único trabalho que é excepção a esta regra é o de Boulton & Streltsova (1977a) que além de admitirem a situação descrita ainda consideram fluxo horizontal dos blocos tabulares para a captação.

Todos estes trabalhos podem ser englobados numa solução geral comum, considerando formulações diferentes para algumas das variáveis.

Solução geral

A solução geral é, para a captação vertical (de Moench, 1984, in Almeida & Oliveira, 1990):

$$\overline{s_{wD}} = \frac{2[K_0(x) + xS_w K_1(x)]}{p\{pW_D[K_0(x) + xS_w K_1(x)] + xK_1(x)\}} \quad (\text{II.124})$$

Para um piezómetro a solução é (de Moench, 1984, in Almeida & Oliveira, 1990):

$$\overline{s_D} = \frac{2K_0(r_D x)}{p\{pW_D[K_0(x) + xS_w K_1(x)] + xK_1(x)\}} \quad (\text{II.125})$$

ou, no caso de se poder desprezar o efeito de armazenamento do poço:

$$s_D = \frac{2K_0(x)}{p} \quad (\text{II.126})$$

onde:

$$\overline{s_{wD}} = 4\pi K_f H \overline{s_w} / Q, \text{ rebaixamento adimensional na captação}$$

$$s_w(t) = h_0 - h_w(t), \text{ rebaixamento na captação}$$

$$\overline{s_D} = 4\pi K_f H \overline{s_f} / Q, \text{ rebaixamento adimensional num piezómetro fracturas}$$

$$s_f(r,t) = h_0 - h_f(r,t), \text{ rebaixamento num piezómetro nas fracturas}$$

$$x = (p + q_D)^{1/2}$$

$$r_D = r/r_w$$

$$W_D = r_c^2 / (2r_w^2 S_{sf} H), \text{ parâmetro de armazenamento da captação}$$

r_w é o raio da captação

r_c é o raio da captação na zona onde há rebaixamento

S_w é o parâmetro que reflecte o efeito de pele de captação

K_0, K_1 são funções modificadas de Bessel

p é o parâmetro de Laplace.

A barra sobre a variável significa que esta se encontra no espaço de Laplace.

O parâmetro q_D depende do regime de escoamento considerado entre os blocos e as fracturas. Define-se desde já três parâmetros adimensionais que são comuns a todas as expressões com q_D :

$$\gamma = \frac{r_w}{b_b} \left(\frac{k_b}{K_f} \right)^{1/2}, \text{ no caso de captação com armazenamento, ou} \quad (\text{II.127a})$$

$$\gamma = \frac{r}{b_b} \left(\frac{k_b}{K_f} \right)^{1/2}, \text{ no caso de captação linear (sem armazenamento)} \quad (\text{II.127b})$$

$$m = (\sigma p)^{1/2} / \gamma \quad (\text{II.128})$$

$$\sigma = S_{sb} / S_{sf} \quad (\text{II.129})$$

Modelos considerando fluxo em regime pseudo-estacionário entre os blocos e as fracturas

Consoante a geometria, q_D é dado por:

- para a geometria tabular:

$$q_D = \frac{\gamma^2 m^2}{1 + S_F m^2} \quad (\text{II.130})$$

- para a geometria esférica:

$$q_D = \frac{3\gamma^2 m^2}{3 + S_F m^2} \quad (\text{II.131})$$

No caso de não se considerar pele de fractura, q_D vem dado por

$$q_D = \frac{P}{1/\sigma + p/\lambda} \quad (\text{II.132})$$

com $\lambda = r_w^2 / (b_b H) \cdot (K_b / K_f)$, no caso de captação com armazenamento, ou $\lambda = r^2 / (b_b H) \cdot (K_b / K_f)$, no caso de captação linear (sem armazenamento).

No caso do poço não ter armazenamento está-se perante a solução de Kazemi *et al* (1969, in Moench, 1984) e no caso do poço ter armazenamento está-se perante a solução de Mavor & Cinco (1979, in Moench, 1984).

Por curiosidade apresenta-se o modelo de Warren & Root (1963), que considera um poço de diâmetro finito mas com capacidade de armazenamento desprezável (situação pouco real). Neste caso a solução para o rebaixamento na captação obtém-se a partir da expressão (II.124) fazendo S_w e W_D nulos (Moench, 1984).

Modelos considerando fluxo em regime transitório dos blocos para as fracturas

Consoante a geometria de blocos considerada, q_D vem dado por (Moench, 1984):

- para a geometria tabular:

$$q_D = \frac{\gamma^2 m \tanh(m)}{1 + S_F m \tanh(m)} \quad (\text{II.133})$$

- para a geometria esférica:

$$q_D = \frac{3\gamma^2 m [\coth(m) - 1]}{1 + S_F m [\coth(m) - 1]} \quad (\text{II.134})$$

A solução para o sistema de blocos de matriz porosa obtém-se, para a geometria tabular, a partir das expressão (Moench, 1984):

$$\overline{s_{bD}} = \frac{\overline{s_D}}{1 + S_F m \tanh(m)} \frac{\cosh(z_D m)}{\cosh(m)} \quad (\text{II.135})$$

e, para a geometria esférica (Moench, 1984):

$$\overline{s_{bD}} = \frac{\overline{s_D}}{\rho_D \{1 + S_F [m \coth(m) - 1]\}} \frac{\sinh(\rho_D m)}{\sinh(m)} \quad (\text{II.136})$$

onde

$\overline{s_{bD}} = 4\pi K_f H \overline{s_b} / Q$, rebaixamento adimensional num piezômetro num bloco

$s_b(t) = h_0 - h_b(r, y, t)$, rebaixamento num piezômetro num bloco

$z_D = z/b_b$

$\rho_D = \rho/b_b$

A barra sobre a variável significa que esta se encontra no espaço de Laplace.

No caso de não se considerar pele de fractura, faz-se $S_F = 0$ nas expressões anteriores.

Se se estiver perante uma captação linear, o nível nos blocos para a geometria tabular é dado por (Moench & Ogata, 1984, in Almeida & Oliveira, 1990):

$$\overline{s_{bD}} = \overline{s_D} [\cosh(mz_D) - \tanh(m) \sinh(mz_D)] \quad (\text{II.137})$$

Se a geometria dos blocos é cilíndrica, se não se considera efeito de pele de fractura nem de poço, as soluções são obtidas a partir das equações gerais (II.124) e (II.125) fazendo $S_w = 0$ e $q_D = 2\gamma^2 m I_1(m) / I_0(m)$ (Barker, 1985).

Se o armazenamento das fracturas for desprezável, e não se considerar efeito de pele de fractura nem de poço, as soluções são obtidas a partir das equações gerais (II.124) e (II.125) fazendo $S_w = 0$ e considerando, para o caso de geometria tabular (Barker, 1985):

$$x = [p \tanh(m)/m]^{1/2} \quad (\text{II.138})$$

para o caso de geometria esférica (Barker, 1985):

$$x = [3p[m \coth(m) - 1]/m^2]^{1/2} \quad (\text{II.139})$$

e, para o caso de geometria cilíndrica (Barker, 1985):

$$x = \left[\frac{2p}{m} \frac{I_1(m)}{I_0(m)} \right]^{1/2} \quad (\text{II.140})$$

onde I_0 e I_1 são funções modificadas de Bessel de ordem 0 e 1.

II.2.4. Soluções para meio anisótropo

A condição base 3 para a resolução das equações pressupõe meio isotropo e homogéneo. A questão da isotropia pode ser facilmente ultrapassada. Já a questão da não homogeneidade obriga a tratar estes modelos com métodos discretos.

A forma de ultrapassar a imposição de isotropia e que permite tratar meio anisótropo é fazer a seguinte transformação de coordenadas (Custodio & Llamas, 1976):

$$x = X \sqrt{\frac{K_x}{K_a}}; \quad y = Y \sqrt{\frac{K_y}{K_a}} \quad (\text{II.141})$$

onde (x,y) são as coordenadas originais coincidentes com as direcções máximas de anisotropia, (X,Y) as coordenadas transformadas, K_x e K_y são as condutividades hidráulicas segundo as direcções máximas de anisotropia e K_a é um valor arbitrário no novo sistema de coordenadas.

Se se fizer $K_a = K_x$ o novo sistema de coordenadas será

$$x = X ; \quad y = Y \sqrt{\frac{K_y}{K_x}} \quad (\text{II.142})$$

Uma vez que as soluções são dadas em coordenadas cilíndricas, substitui-se X e Y por $r \cdot \cos\theta$ e $r \cdot \text{sen}\theta$, respectivamente, sendo r a distância à captação nas coordenadas originais e θ o ângulo entre a direcção considerada e a direcção que contém K_x . Obtém-se então:

$$x = r \cos\theta ; \quad y = r \text{sen}\theta \sqrt{K_y / K_x} \quad (\text{II.143})$$

A distância, r_i , que permite calcular o potencial hidráulico de um meio isótropo de condutividade hidráulica, K , e que corresponde ao potencial hidráulico no meio real será:

$$r_i = \sqrt{(r \cos\theta)^2 + \left(r \text{sen}\theta \sqrt{\frac{K_y}{K_x}} \right)^2} \quad (\text{II.144})$$

Por exemplo, supondo que se quer determinar o potencial hidráulico a 50 m da captação, localizado num meio contínuo anisótropo, com valor de $K_x = 5$ (não importa aqui as unidades) segundo uma direcção principal de anisotropia e valor $K_y = 2$ segundo a outra direcção principal de anisotropia, fazendo um ângulo de 30° com a primeira direcção referida. A forma de determinar o potencial hidráulico correcto será calcular o potencial que existe num meio isótropo com $K = K_x$ e distância à captação r_i . O valor de r_i obtém-se fazendo $\theta = 30^\circ$, $r = 50$ m, $K_x = 5$ e $K_y = 2$, ou seja $r_i = 46$ m.

Se em vez de se ter a distância à captação e o ângulo entre a direcção considerada e a direcção de K_x , se tiver a posição da captação (ponto C), a posição de um ponto onde se pretende determinar o potencial (ponto H) e as direcções principais de anisotropia referentes a um potencial (x', y') (figura II.41) é necessário determinar a posição de H no referencial (x, y) das direcções principais de anisotropia centrado no ponto C , resumindo-se depois o problema ao cálculo da distância, r_i , que no meio

isótopo transformado se deve utilizar com K_x para calcular o potencial.

A posição de H no referencial (x,y) determina-se fazendo a transformação

$$\begin{cases} a_H = (a'_H - a'_C) \cos \alpha + (b'_H - b'_C) \operatorname{sen} \alpha \\ b_H = -(a'_H - a'_C) \operatorname{sen} \alpha + (b'_H - b'_C) \cos \alpha \end{cases} \quad (\text{II.145})$$

onde $(a'_H - a'_C)$ e $(b'_H - b'_C)$ representam o vector que une os pontos C e H , a_H e b_H são as coordenadas de H no referencial (x,y) e α é o ângulo medido no sentido anti-horário entre o eixo x' e a primeira direcção principal de anisotropia encontrada, que se admite a direcção x (figura II.41).

Determina-se r_i pela expressão (II.145), com r dado por:

$$r = \sqrt{(a'_H - a'_C)^2 + (b'_H - b'_C)^2} \quad (\text{II.146})$$

e θ dado por

$$\theta = \arccos\left(a_H / \sqrt{a_H^2 + b_H^2}\right) \quad (\text{II.147})$$

representando θ o ângulo entre a direcção dada pelo eixo x e a direcção que contém os pontos C e H .

Estas expressões são válidas para meio contínuo simples homogéneo e anisótropo e para o sistema de fracturas de um meio contínuo duplo homogéneo e anisótropo.

II.2.5. Soluções para caudal de extracção variável e meio de extensão finita

O princípio da sobreposição permite ultrapassar a limitação imposta pela condição base 6 de caudal de extracção constante.

Este princípio refere que se se tiver várias captações a funcionar, o rebaixamento num ponto (diferença entre o potencial hidráulico inicial e final nesse ponto) é igual à soma dos rebaixamentos provocados nesse ponto por cada uma das captações a funcionar isoladamente. Matematicamente este princípio pode expressar-se por

$$s(x,y) = \sum_{i=1}^n s_i(r_i, t_i) \quad (\text{II.148})$$

onde $r_i = [(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2]^{1/2}$, é a distância do ponto de coordenadas (x,y) à captação i de coordenadas (x_i, y_i) .

O potencial hidráulico no ponto (x,y) é dado por

$$h(x,y) = h_0 - s(x,y) \quad (\text{II.149})$$

onde h_0 é o potencial hidráulico inicial.

Este princípio permite que o caudal de extracção numa captação seja variável, dado que pode ser aplicado para uma só captação a funcionar com caudal variável. Entre outros factores, o rebaixamento num ponto qualquer depende da distância à captação, do caudal desta e do tempo para a extracção desse caudal. Se o caudal for variável pode ser decomposto em fracções de caudal constante, Q_i , anotando a diferença entre o tempo actual e o tempo a que começou essa fracção de caudal (t_i).

O rebaixamento provocado num ponto (x,y) por uma captação com localização (x_i, y_i) , que começou a extrair um caudal Q_i há um tempo t_i será

$$s(x,y) = h_0 - h(x,y) = \sum_{i=1}^n s_i(r_i, t_i, Q_i - Q_{i-1}) \quad (\text{II.150})$$

onde $r = [(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2]^{1/2}$ é a distância do ponto à captação e $Q_0 = 0$.

Esta situação aplica-se para uma só captação a caudal variável ou para várias captações fazendo também variar o valor de r , o que se pode expressar por:

$$s(x,y) = h_0 - h(x,y) = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^{n_j} s_{ij}(r_{ij}, t_{ij}, Q_{ij} - Q_{ij-1}) \quad (\text{II.151})$$

onde m é o número de captações, n_j é o número de fracções de caudal constante da captação j , t_{ij} é o tempo desde que começou a fracção de caudal Q_{ij} da captação j (Q_{ij}).

O princípio da sobreposição está na base do método das imagens. Este método,

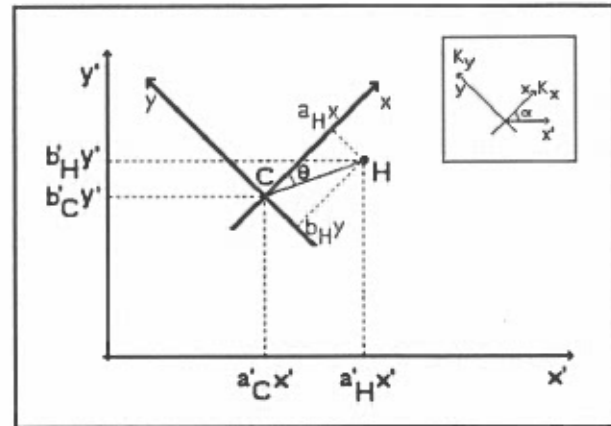


Figura II.41: Transformação das coordenadas de um ponto H referido a um referencial geral num referencial transformado paralelo às direcções principais de anisotropia.

nalgumas circunstâncias, permite ultrapassar a condição base 2 de meio de extensão infinita.

O meio não é de extensão infinita porque é limitado. Se esses limites forem bruscos e rectilíneos pode utilizar-se o método das imagens para calcular o rebaixamento e, conseqüentemente, o potencial hidráulico em qualquer ponto do meio. Os limites podem ser de barreira (por exemplo, o contacto com uma formação suficientemente pouco permeável para se poder considerar impermeável) ou de recarga (por exemplo uma linha de água influente).

A criação de poços imagem (poços imaginários) dos existentes transforma um meio de extensão limitada num meio de extensão ilimitada. Estes poços imagem são o reflexo dos poços (captações) reais no limite de barreira ou de recarga. Se o limite é impermeável, os poços imagem são de extracção; se o limite é de recarga, os poços imagem são de recarga. O conjunto captações + poços imagem constitui um aquífero de extensão infinita.

Num ponto de observação de coordenadas (x,y) , o rebaixamento, $s(x,y)$ é igual (princípio da sobreposição) à soma dos rebaixamentos provocados por cada um dos poços (reais ou imagem) a funcionar isoladamente. Esta afirmação expressa-se igualmente por (II.151), onde m passa a ser o número total de poços. No caso de recarga, considera-se que os caudais dos poços imagem são negativos e com valor absoluto igual ao do poço real que lhe dá origem. No caso de barreira, os caudais dos poços imagem e de recarga são iguais.

Esta situação é simples quando se tem apenas um limite, mas quando se têm vários limites complica-se pois é necessário considerar os reflexos dos poços imagem e os reflexos dos reflexos dos poços imagem e por aí adiante enquanto os rebaixamentos provocados por esses poços no meio forem significativos. Custodio & Llamas (1976, p. 708) ilustram o efeito de haver várias barreiras e a forma de resolver esse problema.

PARTE III
DETERMINAÇÃO DE PARÂMETROS
HIDRÁULICOS EM MEIOS FRACTURADOS

A determinação de parâmetros hidráulicos em rochas cristalinas fracturadas pode ser feita mediante ensaios de campo, directos e indirectos (diagrafas) e ensaios laboratoriais.

Os valores de condutividade hidráulica fornecidos por estes ensaios são afectados por um efeito de escala (Clauser, 1992), havendo normalmente uma diferença sensível entre os valores fornecidos pelos ensaios laboratoriais (mediante a utilização de permeâmetros) e os valores fornecidos pelos ensaios de campo.

Esta diferença deve-se aos ensaios laboratoriais envolverem pequenos volumes de rocha, onde se ensaia uma pequena amostra, normalmente não fracturada, pelo que os valores de condutividade hidráulica são muito mais baixos. Esse valor caracteriza a matriz porosa.

III.1. ENSAIOS DE CAMPO PARA DETERMINAÇÃO DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS

Os ensaios directos para determinação de parâmetros hidráulicos podem dividir-se em dois grandes grupos: os de injeção de água ou de aumento de pressão; e os de extracção de água, de bombagem ou de diminuição de pressão. Se bem que ambos os grupos possam ser utilizados para ensaiar volumes de rocha de extensão menor e maior, os ensaios de bombagem são mais utilizados para estudar maiores volumes de rocha e os de injeção para estudar menores volumes de rocha. De todos eles, somente os de bombagem permitem uma adequada avaliação dos parâmetros de armazenamento do aquífero. Todos eles permitem a avaliação da condutividade hidráulica do maciço.

A interpretação dos ensaios de injeção dá valores de condutividade hidráulica de um meio contínuo equivalente que, no caso do meio ser puramente fracturado, corresponde às características das fracturas. A interpretação dos ensaios de bombagem fornece valores de parâmetros hidráulicos de meios contínuos ou duplamente contínuos, correspondendo este último caso, a um meio fracturado de porosidade dupla.

Seguidamente expõe-se algumas ideias dos ensaios existentes e dão-se os procedimentos necessários para a sua interpretação. Dá-se especial destaque à

interpretação dos ensaios de bombagem utilizando os modelos de porosidade dupla.

III.1.1. Ensaio de injeção a pressão constante (ensaio de Lugeon)

Este ensaio consiste em isolar um troço do furo a ensaiar, com um ou dois obturadores consoante o ensaio se faça no fundo do furo ou apenas num troço do furo, e aplicar patamares de pressão de injeção estabilizada.

Cada patamar de pressão é mantido até que o caudal de água injectada necessário para manter essa pressão seja constante. Quando esse caudal estabiliza passa-se ao patamar seguinte.

A disposição dos instrumentos necessários para realizar um ensaio de injeção a pressão constante encontra-se ilustrada na figura III.1 (de Nazareth, 1990).

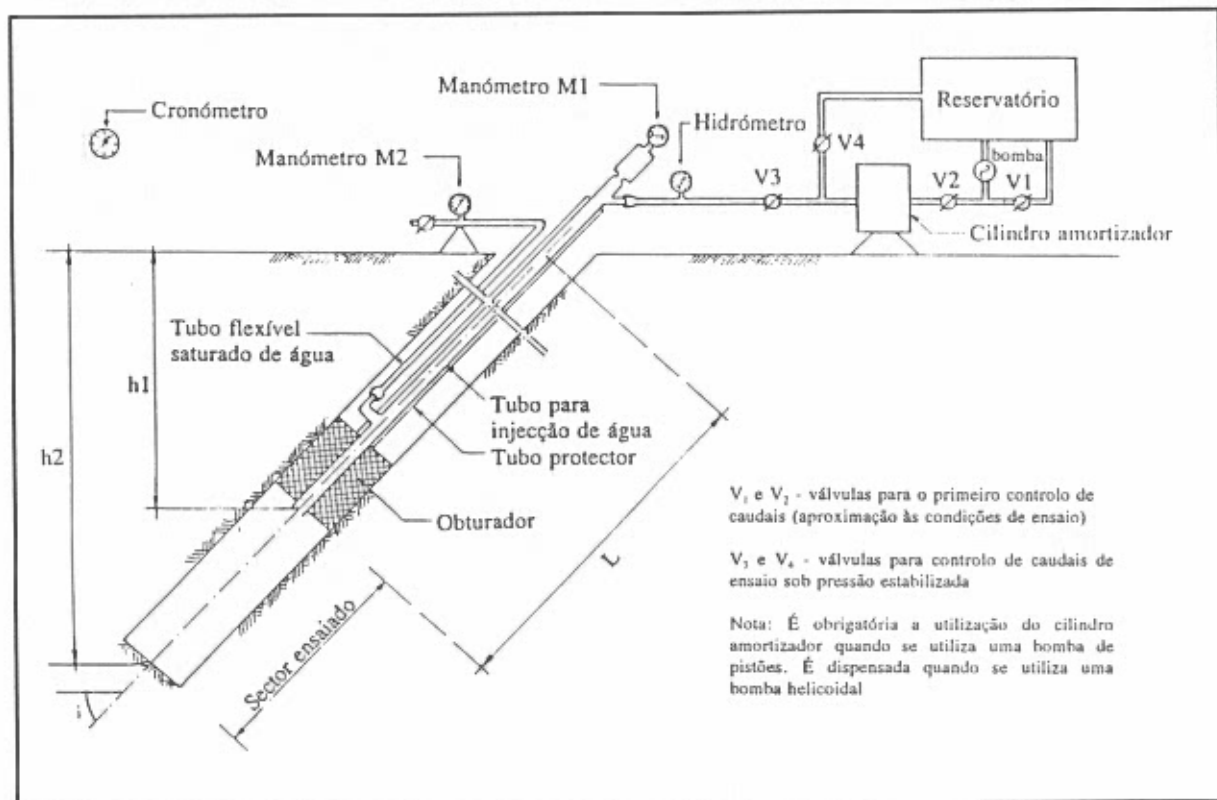


Figura III.1: Dispositivo para a realização de um ensaio de injeção a pressão constante (de Nazareth, 1990)

Os caudais estabilizados dependem linearmente da pressão incrementada (p_e) que se define como a pressão neutra total subtraída da pressão saturada. Esta relação expressa-se por (Louis, 1977):

$$\frac{Q}{L} = \frac{2\pi K}{\gamma_w \ln(r_i/r_w)} \cdot p_e \quad (\text{III.1})$$

onde γ_w é o peso específico da água, r_i o raio de influência do ensaio, r_w o raio do furo, L o comprimento testado, Q o caudal absorvido para o patamar de pressão incrementada (p_e) e K é a condutividade hidráulica do meio contínuo equivalente. Desta relação verifica-se que conhecendo r_i pode-se determinar a condutividade hidráulica. Brown & Boodt (1987) arbitram o valor de 30 m para o raio de influência. Segundo Louis (1977), a relação r_i/r_w está normalmente compreendida entre 100 e 1000, sendo r_i tanto maior quanto maior for a condutividade hidráulica. Nazareth (1990), ao determinar a correlação linear entre a condutividade hidráulica determinada a partir de ensaios LeFranc e a constante de proporcionalidade entre Q/L e p_e do ensaio de Lugeon para condições idênticas, chegou a um valor de $K(\text{m/s}) = 5 \times 10^{-8} \text{ uL}$ (1 uL = 1 unidade Lugeon = absorção (Q/L) de 1 l/min/m de água para uma pressão estabilizada (p_e) de 1 MPa).

III.1.2 "Slug tests"

O ensaio convencional consiste em provocar uma mudança instantânea no nível de água num furo e observar a evolução do nível ao longo do tempo. Alternativamente, com vantagens, pode-se utilizar um outro método que é encher o furo até à superfície e aplicar-lhe uma pressão com uma quantidade adicional de água, medindo depois a variação da pressão ou da altura hidráulica provocada por essa pressão (Bredehoeft & Papadopoulos, 1980). Este último método, também designado por ensaio de impulso ("pulse test"), tem a grande vantagem de poder ser conduzido em muito menos tempo que o ensaio tradicional.

A figura III.2 (de Bredehoeft & Papadopoulos, 1980) ilustra a disposição possível para conduzir este ensaio de impulso. A mesma disposição pode ilustrar um "slug test" convencional se se considerar tanto a válvula como a bomba desligadas.

Para a interpretação do ensaio é necessário considerar a variação de nível inicial, h_0 (igual à mudança do nível de água no ensaio convencional ou mudança do nível de água provocado pela pressurização no ensaio de pressão), e a variação do nível ao longo do tempo, $h(t)$, com $h(t) = h_0 - s(t)$ onde $s(t)$ é o rebaixamento observado ao longo do tempo, t .

Verifica-se que a relação $h(t)/h_0$ segue a lei (Bredehoeft & Papadopoulos, 1980):

$$\frac{h(t)}{h_0} = F(\alpha, \beta) \quad (\text{III.2})$$

onde $\alpha = r_w^2 S_s L / A$, $\beta = KLt / A$ e $A = r_c^2$ no caso de ensaio convencional, ou $A = V_w C_w \gamma_w / \pi$ no caso do ensaio de pressão.

A função $F(\alpha, \beta)$ é dada por

$$F(\alpha, \beta) = \frac{8\alpha}{\pi^2} \int_0^{\infty} \frac{\exp(-\beta \mu^2 / \alpha)}{\mu f(\mu, \alpha)} \cdot d\mu \quad (\text{III.3})$$

$$f(\mu, \alpha) = [\mu J_0(\mu) - 2\alpha J_1(\mu)]^2 + [\mu Y_0(\mu) - 2\alpha Y_1(\mu)]^2$$

ou, na transformada de Laplace, por

$$\bar{F}(\alpha, p) = \frac{K_0(\sqrt{\alpha \cdot p})}{pk_0(\sqrt{\alpha \cdot p}) + 2\sqrt{\alpha p} \cdot K_1(\sqrt{\alpha \cdot p})} \quad (\text{III.4})$$

onde p se relaciona com o parâmetro β .

Nestas expressões r_w é o raio do furo na zona ensaiada, r_c é o raio do furo na zona de medição dos rebaixamentos, S_s e K são, respectivamente, o armazenamento específico e a condutividade hidráulica do meio contínuo equivalente da zona ensaiada, L o comprimento da parte ensaiada, V_w é o volume de água dentro da secção pressurizada, C_w é a compressibilidade da água, γ_w o peso específico da água, J_0 , J_1 , Y_0 e Y_1 são respectivamente as funções de Bessel de ordens 0 e 1 do primeiro e segundo tipo, K_0 e K_1 são as funções de Bessel modificadas de ordem 0 e 1.

A interpretação do ensaio depende do valor de α (Bredehoeft & Papadopoulos, 1980). Se α for menor que 0,1, prepara-se um conjunto de curvas tipo, uma para cada α , onde se projecta $F(\alpha, \beta)$ em função do logaritmo de β . Os valores observados do ensaio $h(t)/h_0$ projectam-se em função do logaritmo de t . A interpretação faz-se pela sobreposição da curva de campo a uma das curvas teóricas mantendo os eixos dos β e dos t coincidentes e deslocando as projecções apenas segundo estes eixos.

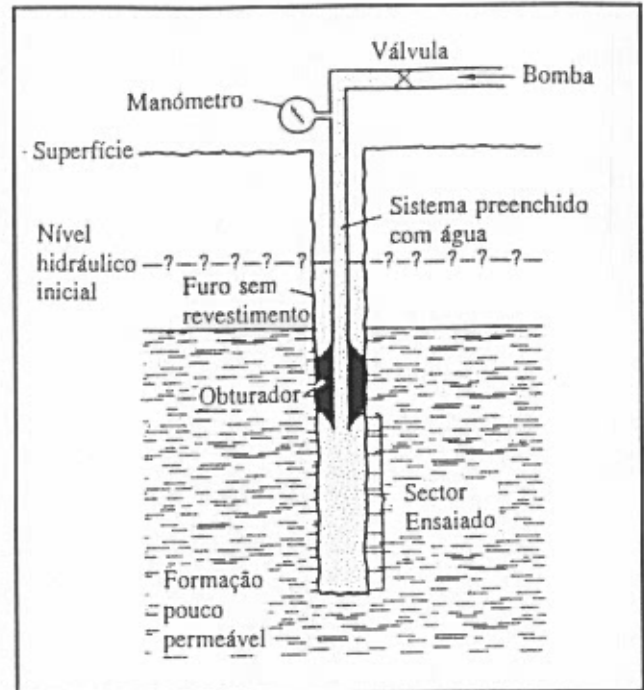


Figura III.2: Dispositivo para realização de um ensaio de impulso (de Bredehoeft & Papadopoulos, 1980)

Como se pode verificar na figura III.3, a forma das curvas não é muito diferente e quanto menor o α , mais perto as curvas se encontram umas das outras. Estes factos provocam um erro muito grande na determinação do armazenamento específico mas um erro pequeno na determinação da condutividade hidráulica. Segundo Papadopoulos *et al* (1973, *in* Bredehoeft & Papadopoulos, 1980) um erro de duas ordens de grandeza na determinação do armazenamento específico apenas provoca um erro de 30 % na determinação da condutividade hidráulica.

Se $\alpha > 0,1$, as curvas $F(\alpha, \beta)$ em função do logaritmo de β são mais semelhantes em forma mas afastam-se muito mais umas das outras (Bredehoeft & Papadopoulos, 1980). Por esse motivo, a probabilidade de não ajustar os dados de campo à curva teórica correcta aumenta e o erro na determinação da condutividade hidráulica também. Nestas circunstâncias deve-se utilizar as curvas de $F(\alpha, \beta)$ em função do logaritmo de $\alpha\beta$. Este método, no entanto, só permite determinar o produto KS_s .

Para a interpretação deste ensaio é suficiente fazer medições durante um tempo correspondente a 50 % do decaimento da variação de alturas ($h(t)/h_0 = 0,5$) ou, no

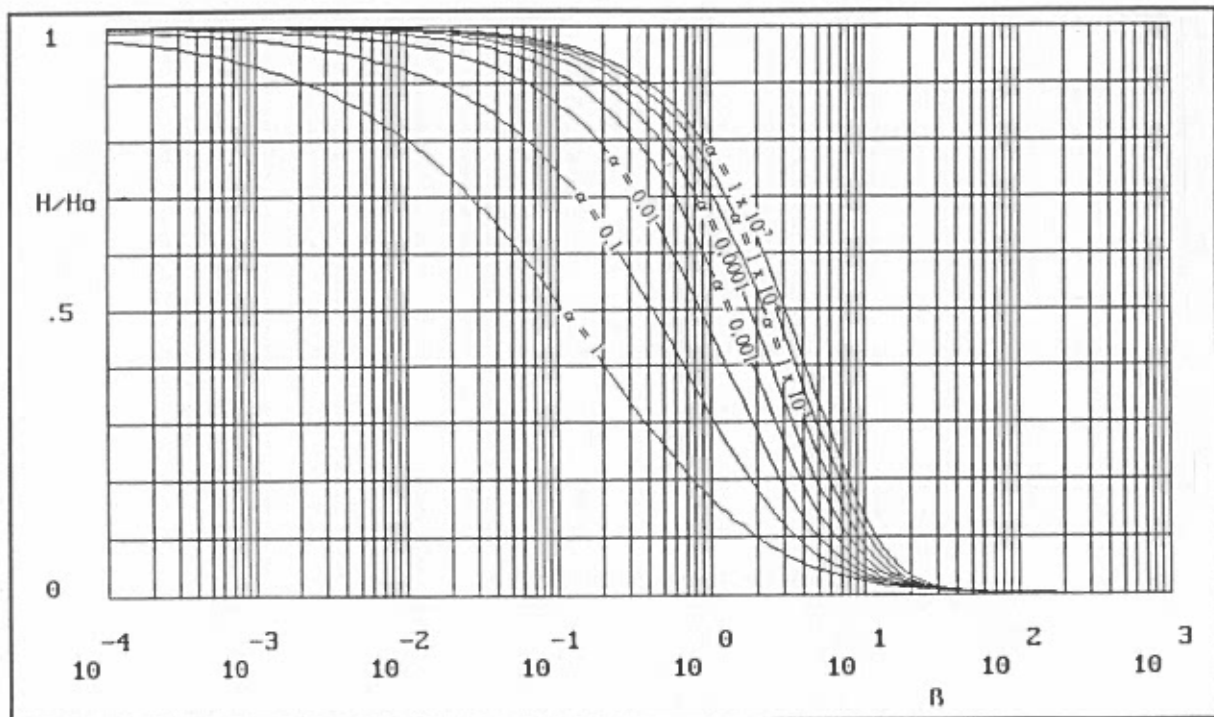


Figura III.3: Variação de $F(\alpha, \beta)$ em função de $\log(\beta)$ para diferentes valores de α

máximo, 80 % ($h(t)/h_0 = 0,2$) (Bredehoeft & Papadopoulos, 1980). Estas imposições tornam impraticável a realização de um ensaio convencional quando a condutividade hidráulica é muito baixa.

No caso do meio fracturado, é preciso ter em atenção que a pressurização deve ser inferior à tensão mínima da rocha, de forma a não alterar as propriedades hidráulicas da rocha a testar.

Os testes descritos pressupõem um meio homogéneo equivalente. Barker & Black (1983) desenvolveram formulação de um "slug test" para um aquífero fracturado cuja geometria pudesse ser considerada tabular horizontal e que considerasse o fluxo nos blocos e nas fracturas. No entanto, a formulação depende de quatro parâmetros adimensionais cujas diferentes combinações originam valores semelhantes o que torna a interpretação do ensaio ambígua. Segundo esses autores, a interpretação do ensaio considerando o meio homogéneo equivalente faz com que a condutividade hidráulica seja sobre-estimada até três vezes enquanto que o armazenamento específico pode ser avaliado com um erro de seis ordens de grandeza, tanto para um valor maior como para um valor menor. Por este último facto, e desde que α seja inferior a 0,1, pode

dizer-se que a consideração do meio contínuo simples equivalente resulta numa boa estimação da condutividade hidráulica. O raio de influência, r_i , de um "slug test" pode ser aproximado pela expressão (Barker & Black, 1983):

$$r_i = r_w \sqrt{\alpha} \quad (\text{III.5})$$

Note-se que, no caso da existência de pele de poço, as curvas de campo têm uma forma semelhante às existentes quando não há pele, pelo que a interpretação do ensaio dará estimativas representativas das propriedades hidráulicas da pele de poço (Geta *et al*, 1992).

Louis (1977) refere uma outra forma de interpretar o "slug test". Em vez de se projectar $h(t)/h_0$ em função do $\log(t)$ projecta-se $\log[h(t)/h_0]$ em função do tempo. A projecção destes valores define uma recta que se pode traduzir pela expressão (Louis, 1977):

$$\log[h(t_1)/h(t_2)] = \frac{2L\cos\alpha}{2,3r_c^2} \cdot \frac{K}{\ln(r_i/r_w)} (t_2 - t_1) \quad (\text{III.6})$$

onde $h(t_1)$ e $h(t_2)$ são os potenciais hidráulicos nos tempos t_1 e t_2 . A substituição dos valores nesta expressão conduz ao cálculo directo de K .

III.1.3 Utilização dos ensaios de injeção em meios puramente fracturados

Os ensaios descritos aplicam-se em meios pouco permeáveis, quer sejam porosos, de porosidade dupla ou puramente fracturados. No caso de meios puramente fracturados, se a zona ensaiada isolar apenas uma fractura ou um conjunto de fracturas, a condutividade hidráulica diz respeito apenas a essa fractura ou conjunto de fracturas e através da relação (I.12) pode-se determinar a abertura da fractura (ou das fracturas, se se considerar que estas possuem todas a mesma abertura).

No caso de se ter apenas uma fractura, de extensão finita ou infinita, Wang *et al* (1977, *in* Haimson & Doe, 1983) propõem um método alternativo para interpretar o ensaio de pressurização ("pulse test"). Este método utiliza apenas dados referentes a tempos anteriores aos do início do tempo de influência dos extremos da fractura.

Estes autores encontraram uma relação linear entre os logaritmos da abertura hidráulica e o tempo necessário para ocorrer uma pequena percentagem de decaimento de impulso. Esta correlação traduz-se pela expressão (Haimson & Doe, 1983):

$$\log(b) = -0,32\log(t) + C \quad (\text{III.7})$$

$$C = C_0 + 0,32[2\log(r_w/0,04) + \log(C_w\mu/4,177 \times 10^{-13}) + 1/3\log(L/2)]$$

onde C_0 é 1,09, 1,20 ou 1,27 para 5, 10 e 15 % de decaimento de pressão, respectivamente, r_w e L estão dados em metro e $C_w\mu$ em segundo. Wang *et al* (1977 *in* Haimson & Doe, 1983) demonstram que em zonas contendo duas fracturas, nos primeiros tempos de ensaio predomina a influência da fractura de maior abertura.

III.1.4 Ensaio de bombagem

Estes ensaios consistem em extraír água de uma captação, de preferência a um caudal constante, e medir a evolução dos rebaixamentos ($s(t) = h(t) - h_0$), onde h_0 é o nível piezométrico inicial e $h(t)$ é o nível piezométrico no tempo t de ensaio) em função do tempo.

A interpretação do ensaio pode ser feita considerando o meio que rodeia a captação contínuo ou duplamente contínuo. A interpretação considerando o meio contínuo é a utilizada para o caso de meios porosos. Dado que esses métodos estão muito difundidos não serão aqui desenvolvidos. Neste trabalho, vai dar-se especial atenção aos métodos para interpretação de ensaios considerando o meio duplamente contínuo (meio fracturado com porosidade dupla). No capítulo II.2.3 apresentaram-se expressões que fornecem o rebaixamento em função de diversos parâmetros (expressões II.121, II.122, II.124 e II.125). Estas expressões não são resolúveis em ordem aos parâmetros que se pretendem para caracterizar o aquífero, pelo que a determinação destes parâmetros obriga à resolução do problema inverso, i. é, dados os rebaixamentos determinar os parâmetros que os causam.

Existem métodos que permitem resolver automaticamente o problema inverso, como o da inversão generalizada (para a descrição deste método consulte-se por

exemplo, Almeida *et al*, 1992). Estes métodos funcionam bem quando o número de parâmetros a determinar é reduzido (por exemplo dois, no caso de meio contínuo simples). No entanto, quando o número de parâmetros a determinar é elevado, este método torna-se mais pesado, sendo mais difícil obter convergência.

Uma das formas de resolver esse problema é projectar os dados do ensaio em papel bilogarítmico, o tempo nas abcissas e o rebaixamento nas ordenadas, e utilizar um conjunto de curvas-tipo procurando a que melhor se sobrepõe aos dados do ensaio. A partir da curva-tipo determina-se, pela substituição das diversas variáveis conhecidas, as incógnitas que são os parâmetros hidráulicos do aquífero. Uma característica das curvas-tipo é que são desenhadas para parâmetros adimensionais que resultam do agrupamento de parâmetros dimensionais. Por este motivo uma curva-tipo pode ser utilizada para uma diversidade de situações.

Mas, mais uma vez, este método não é muito prático, pois dada a multiplicidade de parâmetros e de modelos, seriam necessários vários jogos de curvas-tipo para abranger todas as situações possíveis.

Por este motivo, Oliveira (1990) elaborou o programa de computador AQFIS, entretanto melhorado, que permite gerar curvas de rebaixamento em função do tempo para os diversos modelos de porosidade dupla estudados. O processo para fazer a interpretação consiste em projectar os dados do ensaio no monitor e desenhar curvas de rebaixamento em função do tempo até se conseguir uma que se ajuste aos dados. Quando se consegue o ajustamento, os parâmetros do aquífero são aqueles que foram introduzidos para gerar a curva.

III.1.5 Variação das curvas de rebaixamento em função do tempo e de vários parâmetros

Para uma melhor compreensão do comportamento das curvas de rebaixamento em função do tempo durante a execução de um ensaio de bombagem num meio de porosidade dupla, considere-se a figura III.4 que traduz a hidrodinâmica neste meio. Em cada parte da figura estão representadas, além da captação, dois piezómetros, um medindo a altura piezométrica na matriz porosa e outro medindo a altura piezométrica

no sistema de fracturas.

Considere-se uma situação de equilíbrio onde não há extracção (figura III.4A) nem fluxo. As alturas piezométricas dos sistemas matriz porosa (h_b) e fracturas (h_f) são iguais pelo que as alturas medidas na captação e nos piezómetros são iguais.

Inicia-se a extracção de um caudal Q , o que provoca uma descida do potencial hidráulico na captação (figura III.4B). Devido à diferença de potencial, há fluxo para a captação. O sistema mais transmissivo, o das fracturas, responde em primeiro lugar, provocando um decréscimo de altura piezométrica no sistema de fracturas, tanto maior quanto mais perto

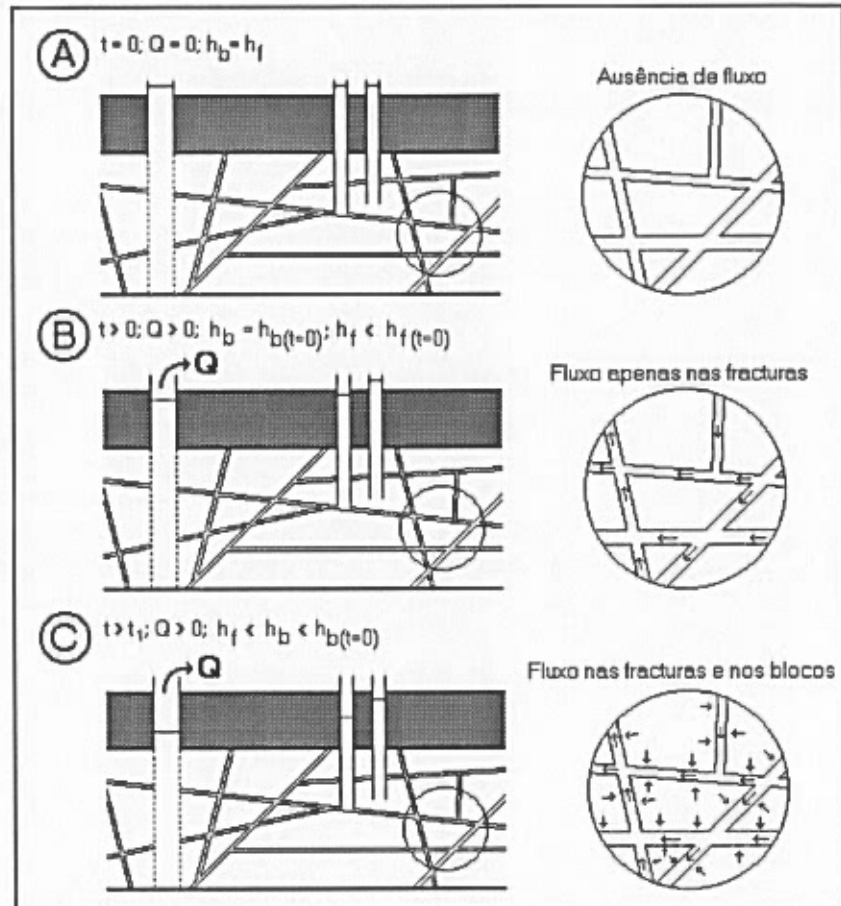


Figura III.4: Hidrodinâmica num meio fracturado com porosidade dupla induzida pela extracção de água numa captação.

se estiver da captação. A água provém somente do armazenamento das fracturas.

Mas a diminuição do potencial hidráulico das fracturas provoca, por sua vez, uma diferença de potencial hidráulico entre os sistemas de blocos e de fracturas, pelo que, após a primeira fase, de duração muito curta, se segue uma fase em que há fluxo dos blocos para as fracturas e destas para a captação (figura III.4C).

A forma e a localização das curvas de rebaixamento em função do tempo depende dos diversos parâmetros que a definem. Apresenta-se um estudo da variação das curvas em função da variação dos diversos parâmetros.

III.1.5.1 Variação dos rebaixamentos observados num piezômetro em função do tempo

De entre os modelos existentes para descrever a evolução do rebaixamento em função do tempo, o mais simples é aquele que considera uma captação cujo armazenamento é desprezável, rebaixamentos medidos num piezômetro e ausência de pele de fratura e de pele de poço. Assumindo geometria dos blocos tabular esta situação corresponde ao modelo de Boulton & Streltsova (1977b).

A figura III.5 mostra a evolução dos rebaixamentos em função do tempo (curva teórica) para a situação descrita, considerando caudal de extracção constante. Verifica-se que a curva teórica se relaciona com duas posições distintas da curva de Theis (curvas a ponteadado), partindo de uma e tendendo para outra. Consoante a posição da curva teórica relativamente às de Theis definem-se três troços distintos no ensaio: um primeiro troço em que a curva teórica coincide com a curva de Theis localizada mais à esquerda ($t < t_1$), um segundo troço em que a curva teórica se dispõe entre as duas posições distintas da curva de Theis ($t_1 < t < t_2$), e um terceiro troço, o troço final, em que a curva teórica se sobrepõe à curva de Theis localizada mais à direita ($t > t_2$).

O primeiro troço corresponde à situação em que se inicia a extracção e em que o fluido que é captado provém unicamente, ou em muito maior volume, das fracturas (ver também figura III.4B). Os rebaixamentos traduzem as características do sistema de fracturas, sendo possível determinar o coeficiente de armazenamento e a transmissividade do sistema de fracturas a partir da curva de

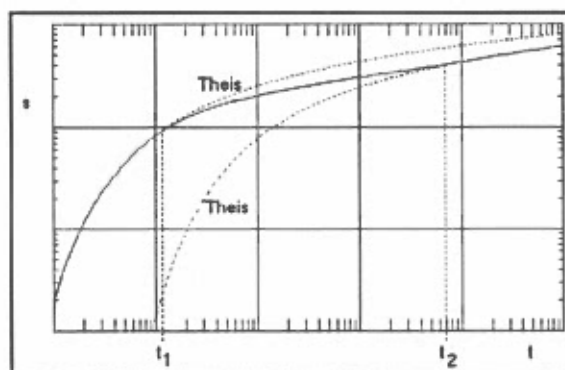


Figura III.5: Variação dos rebaixamentos preditos pelo modelo de Boulton & Streltsova (1977) em função do tempo (traço a cheio). A tracejado encontra-se a curva de Theis em duas posições distintas.

Theis à qual a curva teórica se sobrepõe. O tempo de duração deste troço é muito curto e a maior parte das vezes não ocorre nos ensaios de bombagem.

O início do segundo troço coincide com o começo da contribuição mais significativa do fluido armazenado na matriz porosa para a captação (ver também

figura III.4C). Ao longo de todo o segundo trecho há uma contribuição cada vez maior do volume de fluido proveniente dos blocos de matriz porosa relativamente ao volume proveniente das fracturas.

No terceiro trecho há um equilíbrio entre as contribuições de fluido de cada um dos sistemas, pelo que o meio passa a comportar-se como um meio contínuo simples. A posição da segunda curva de Theis dá os parâmetros hidráulicos totais do aquífero. Uma vez que por condição base se impõe que o fluxo para a captação se faça apenas através do sistema de fracturas, a transmissividade total do aquífero coincide com a do sistema de fracturas. O coeficiente de armazenamento é o somatório dos coeficientes de armazenamento dos sistemas de blocos porosos e de fracturas. O coeficiente de armazenamento dos blocos pode ser determinado subtraindo o coeficiente de armazenamento das fracturas.

Dado que a transmissividade total do aquífero é a do sistema de fracturas, a segunda posição da curva de Theis resulta duma translação da primeira segundo o eixo dos tempos. O tempo de translação (Δt) depende dos coeficientes de armazenamento dos sistemas de blocos e de fracturas. A primeira posição da curva de Theis é dada pela expressão:

$$s = \frac{Q}{4\pi T_f} \cdot W(u_1); \quad u_1 = \frac{r^2 S_f}{4T_f t_1} \quad (\text{III.8a,b})$$

A segunda posição é dada por:

$$s = \frac{Q}{4\pi T_f} \cdot W(u_2); \quad u_2 = \frac{r^2 S_t}{4T_f t_2} \quad (\text{III.9a,b})$$

Uma vez que a diferença entre as duas posições da curva de Theis depende do tempo, para um mesmo rebaixamento (III.8a) e (III.9a) são iguais pelo que, igualando (III.8b) e (III.9b), virá:

$$u_1 = u_2$$

$$\frac{S_f}{t_1} = \frac{S_t}{t_2} \quad (\text{III.10})$$

fazendo $t_2 = \Delta t + t_1$; $S_t = S_f + S_b$, a substituição destes parâmetros e a resolução em ordem ao tempo de translação dará:

$$\Delta t = t_1 \frac{S_b}{S_f} \quad (\text{III.11})$$

Em escala logarítmica obter-se-á:

$$\log(\Delta t) = \log(t_1) + \log\left(\frac{S_b}{S_f}\right) \quad (\text{III.12})$$

o que significa que o tempo de translação é dado por $\log(S_b/S_f)$ ciclos logarítmicos de tempo.

III.1.5.2 Variação das curvas teóricas em função da condutividade hidráulica dos blocos e de um factor geométrico dos blocos

O factor geométrico dos blocos é a sua semi-abertura média (b_b) no caso de se considerar um modelo tabular ou cilíndrico, ou o seu raio médio (b_b) no caso de se considerar um modelo esférico.

A condutividade hidráulica dos blocos (K_b) e o factor geométrico relacionam-se por um parâmetro ϕ através da expressão:

$$\phi = \frac{K_b H}{b_b^2} \quad (\text{III.13})$$

onde H representa a espessura do aquífero.

Não é possível determinar separadamente estes parâmetros a partir da interpretação de ensaios de bombagem pelo que se considera o parâmetro Φ que os relaciona.

A figura III.6 é mais uma vez a aplicação do modelo de Boulton & Streltsova

(1977b). Verifica-se que todas as curvas teóricas se dispõem entre ou sobre as duas posições distintas das curvas de Theis e que quanto maior o parâmetro Φ menores são os rebaixamentos para um mesmo tempo e maiores são os tempos necessários para atingir um mesmo rebaixamento. Isto significa que quanto maior o Φ mais rapidamente se tende para a curva de Theis à direita, ou seja, para um comportamento de meio contínuo simples. Esta situação explica-se porque quanto maior o Φ , maior a condutividade hidráulica dos blocos ou menor o factor geométrico dos blocos. No primeiro caso há maior facilidade de cedência de água dos blocos para as fracturas e no segundo caso há uma maior área de contacto entre os blocos e as fracturas, pelo que fica facilitada a cedência de água proveniente dos blocos às fracturas.

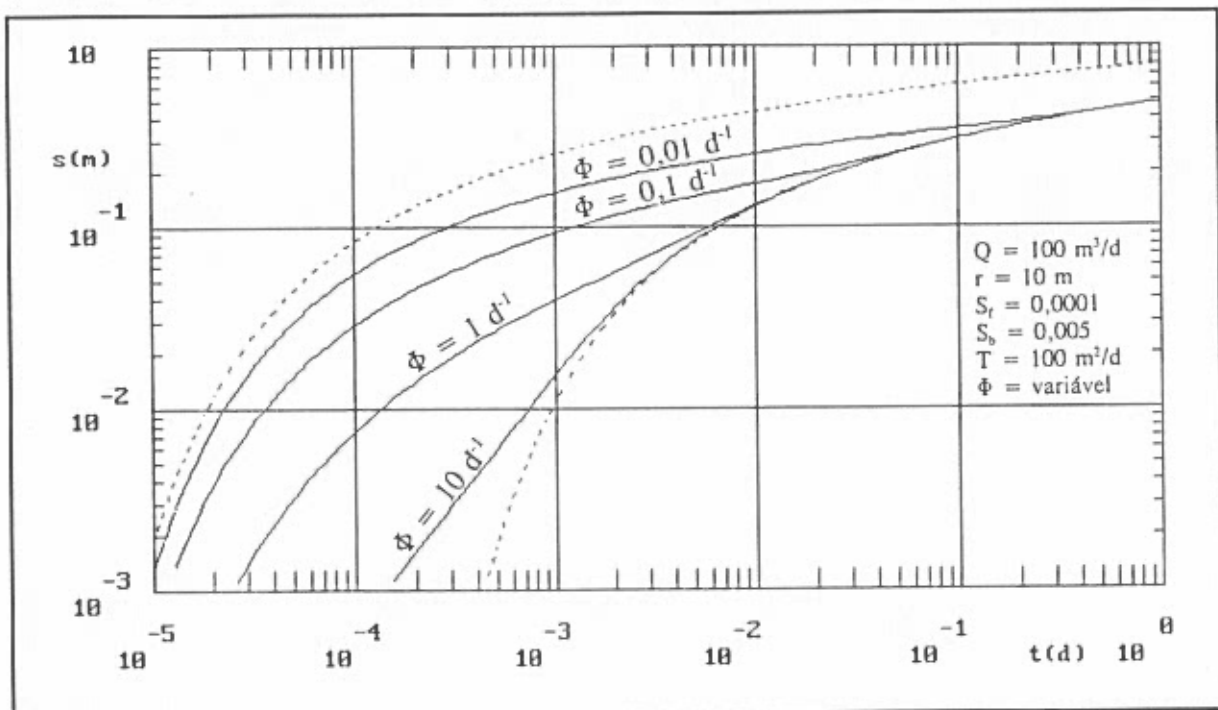


Figura III.6: Variação dos rebaixamentos em função do tempo para diferentes valores do parâmetro Φ (modelo de Boulton & Streltsova, 1977)

III.1.5.3 Variação das curvas teóricas em função do efeito de armazenamento do poço

O efeito de armazenamento do poço, W_D , dado por $W_D = r_c^2 / (2r_w^2 S_p)$, é condicionado pelo diâmetro do poço, tanto na zona onde ocorrem os rebaixamentos ($2r_c$) como na zona drenada do poço ($2r_w$), e pelo coeficiente de armazenamento das

fracturas.

A figura III.7 mostra a evolução das curvas teóricas em função do efeito de armazenamento do poço, para aquífero confinado, rebaixamentos observados num piezómetro, geometria tabular. Esta solução foi dada por Moench (1984).

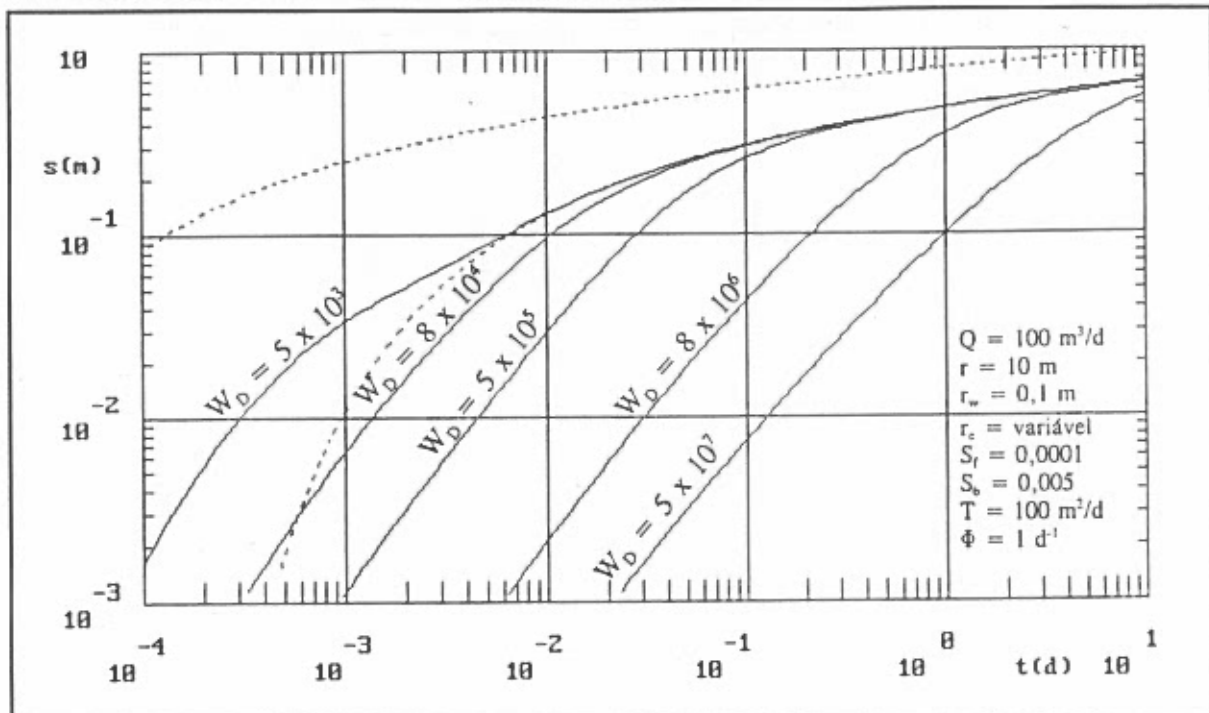


Figura III.7: Variação dos rebaixamentos em função do tempo por variação do efeito de armazenamento do poço (modelo de Moench, 1984)

Nos primeiros tempos, os rebaixamentos encontram-se mascarados pelo efeito de armazenamento do poço, pelo que a curva teórica não se relaciona com a primeira posição da curva de Theis. A água extraída neste tempo provém maioritariamente do armazenamento do poço. Para rebaixamentos na própria captação este facto pode descrever-se por:

$$Qt = \pi r_c^2 s(t) \quad (\text{III.14})$$

A resolução desta expressão em ordem ao rebaixamento dá

$$s(t) = Qt / (\pi r_c^2) \quad (\text{III.15})$$

que, em escala logarítmica, se traduz por

$$\log(s(t)) = \log\left(Q/(\pi r_c^2)\right) + \log(t) \quad (\text{III.16})$$

que é a equação de uma recta de declive unitário. Assim, nos primeiros tempos de ensaio a evolução dos rebaixamentos em função do tempo, em escalas logarítmicas, define uma recta de declive unitário. A duração deste comportamento é tanto maior quanto maior for o efeito de armazenamento. À medida que o gradiente hidráulico na vizinhança do poço aumenta, a contribuição de fluído do aquífero aumenta e passa-se do troço rectilíneo a um troço curvo que acaba por tender para a segunda posição da curva de Theis.

Quanto maior o efeito de armazenamento do poço, menores são os rebaixamentos observados no aquífero, pois só mais tarde este cede água para a captação. Estas relações são igualmente válidas para a própria captação. O efeito de armazenamento do poço tende a atenuar-se com a distância, deixando de se observar a partir de certo valor desta.

III.1.5.4 Variação das curvas teóricas em função do efeito de pele do poço

O efeito de pele de poço, S_w , manifesta-se de forma diferente consoante a medição dos níveis seja feita na captação ou num piezómetro.

Se a medição for feita na captação verifica-se que, para um tempo constante, quanto maior o efeito de pele de poço, maiores são os rebaixamentos na captação, pois há um maior atraso na cedência de fluído do aquífero para a captação. Esta situação é ilustrada na figura III.8 que mostra a variação das curvas teóricas em função da variação de S_w . Nestas curvas teóricas é possível definir um troço inicial, rectilíneo, cuja posição depende apenas do parâmetro efeito de armazenamento do poço, mas cuja duração é tanto maior quanto maior for o valor de S_w . Nestas circunstâncias, a água extraída provém quase totalmente do armazenamento da captação.

Quando o gradiente hidráulico na captação se torna muito elevado, começa a haver cedência de água do aquífero para a captação, o que se reflecte num troço intermédio curvo que faz a transição para um último troço onde, para valores elevados de S_w , os rebaixamentos tendem a estabilizar, gerando-se um fluxo quase estacionário

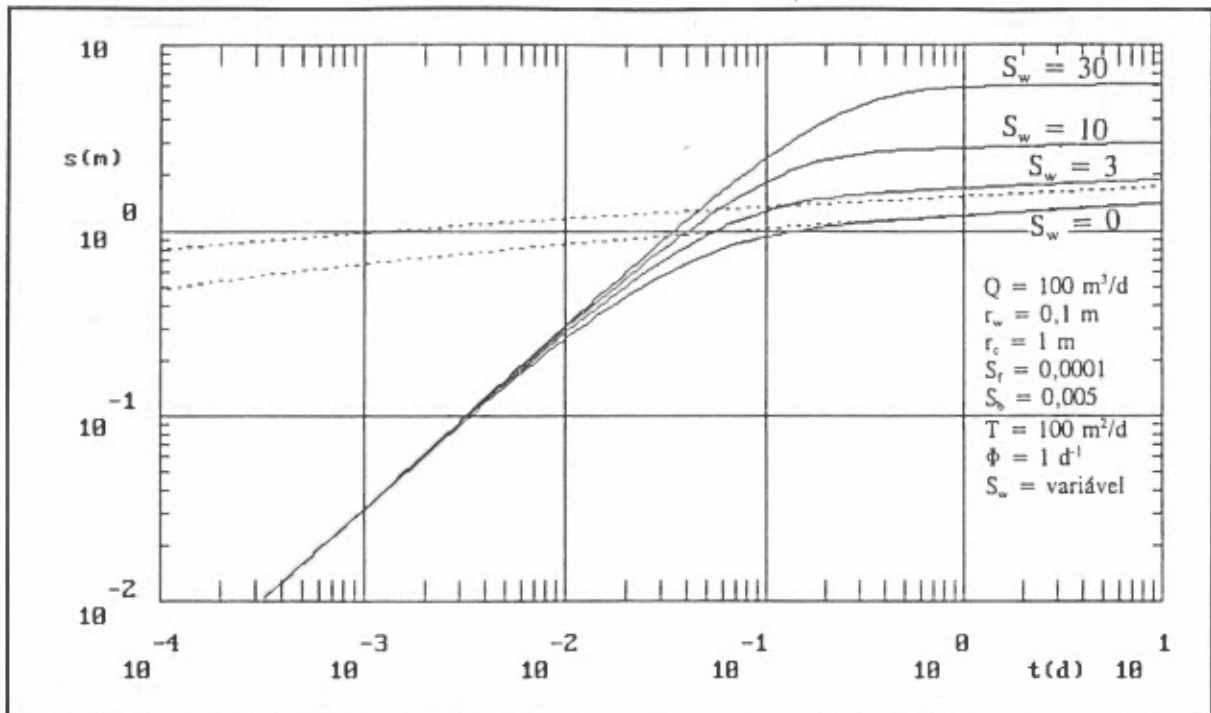


Figura III.8: Variação dos rebaixamentos observados numa captação em função do tempo por variação do parâmetro de efeito de pele de poço (modelo de Moench, 1984)

através da região de pele de poço, sendo por isso diminuta a contribuição do armazenamento da captação.

No caso da medição dos níveis ser feita num piezómetro, tem-se o efeito contrário, i. é, para um tempo constante, quanto maior for o efeito de pele de poço, mais baixos são os rebaixamentos. Esta situação está representada na figura III.9. Verifica-se um primeiro troço rectilíneo, tanto mais pronunciado quanto maior o S_w , o que reflecte a contribuição do armazenamento do poço para o fluido extraído. Todas as curvas se desenvolvem até um troço final comum, coincidente com a curva de Theis localizada mais à direita.

Note-se que, quanto maior o S_w , mais o comportamento da curva teórica é função do efeito de armazenamento do poço pois mais tempo este fornece água. A curva teórica tenderá para a curva de Theis apenas quando o efeito do armazenamento do poço terminar e a propagação desse momento no espaço atingir o local onde se fazem as medições.

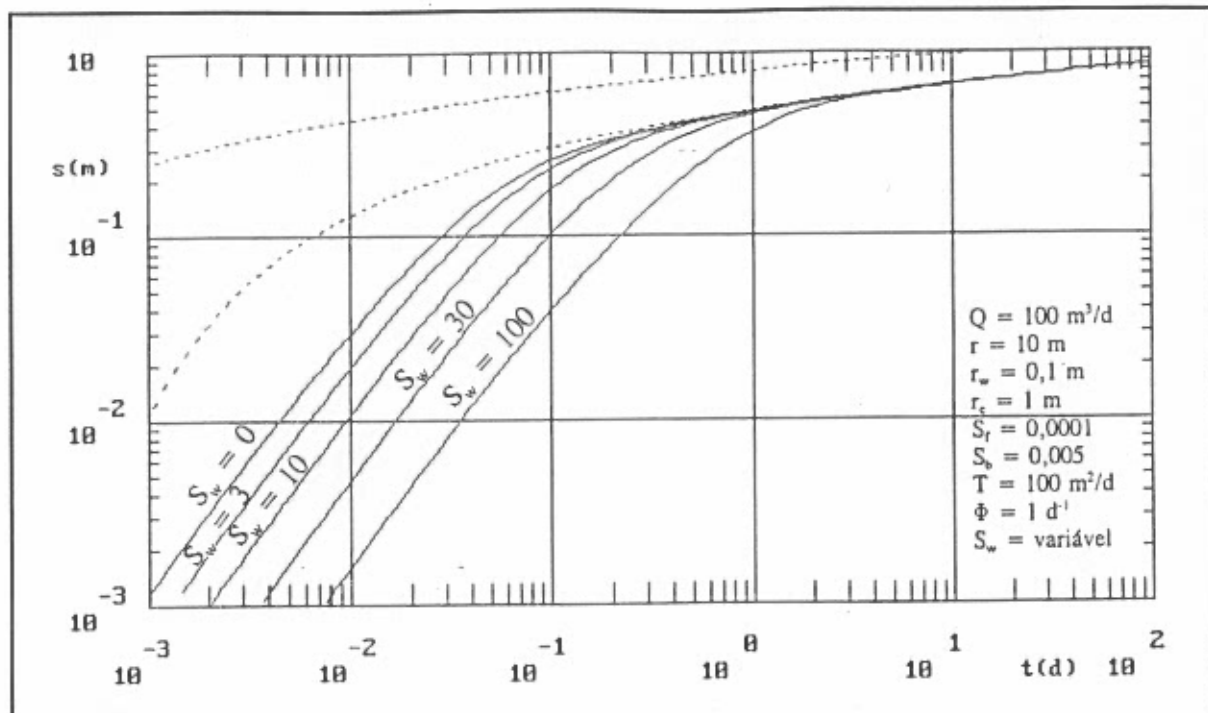


Figura III.9: Variação dos rebaixamentos observados num piezômetro em função do tempo, por variação do parâmetro de efeito de pele de poço (modelo de Moench, 1984)

III.1.5.5 Variação das curvas teóricas em função do efeito de pele de fractura

A pele de fractura, S_F , afecta o escoamento entre o sistema matriz porosa e o sistema de fracturas. Por este motivo a evolução dos níveis medidos num piezômetro instalado no sistema de fracturas é muito diferente da evolução medida num piezômetro instalado no sistema de blocos.

Quanto mais elevado for o parâmetro de pele de fractura maior será o rebaixamento medido nas fracturas e menor será o rebaixamento medido nos blocos (figuras III.10 e III.11).

No caso de regime transitório dos blocos para as fracturas, verifica-se que quanto maior for o parâmetro de pele de fractura, maior é o tempo necessário para passar da primeira para a segunda curva assintótica de Theis. Esta passagem faz-se por um período de regime de equilíbrio de duração proporcional ao valor de S_F . No caso de valores elevados deste parâmetro, as curvas apresentam uma forma semelhante à das curvas de regime de pseudo-equilíbrio dos blocos para as fracturas.

Moench (1984) demonstra que as curvas-tipo que se obtêm em regime transitório com efeito de pele de fractura são semelhantes às obtidas para regime de

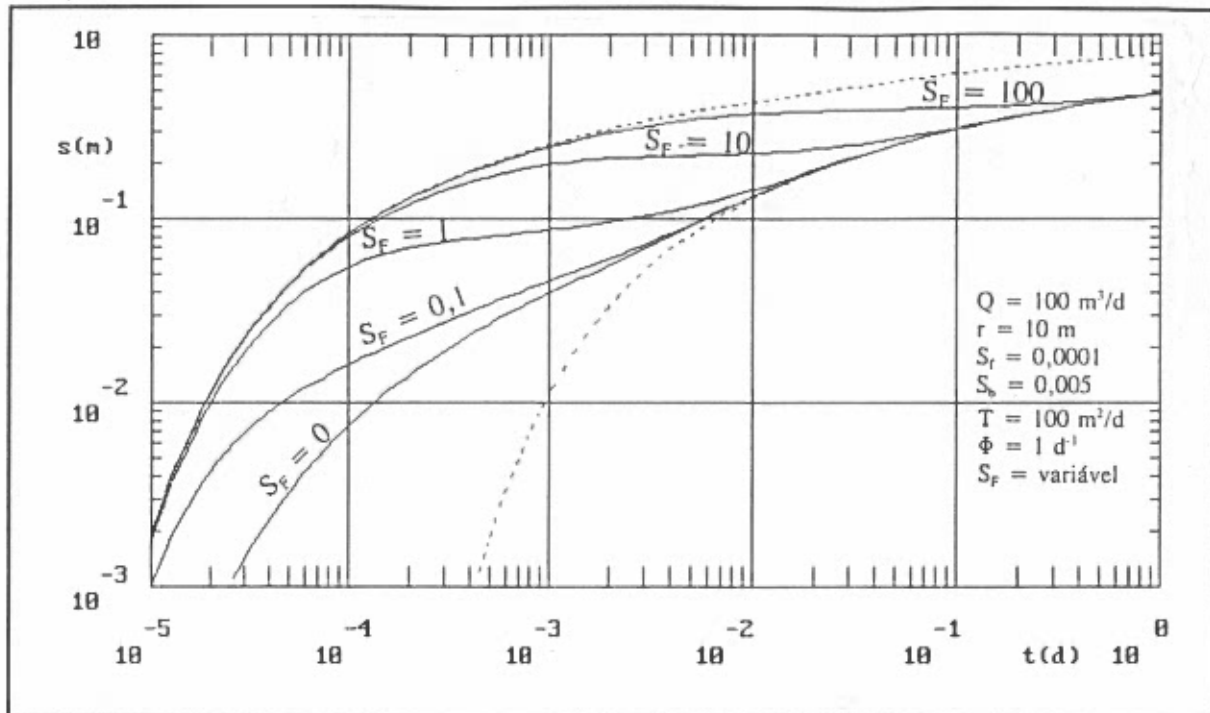


Figura III.10: Variação do rebaixamento medido no sistema de fracturas em função do tempo para diferentes valores do parâmetro efeito de pele de fractura (modelo de Moench, 1984)

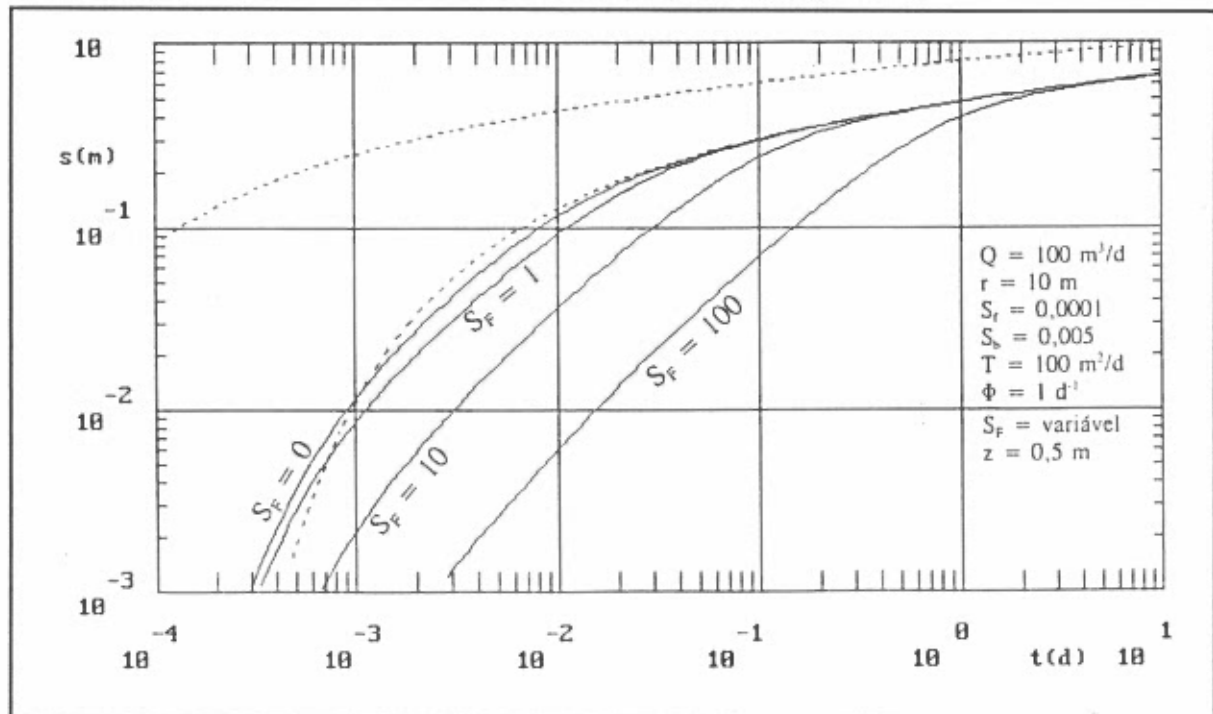


Figura III.11: Variação do rebaixamento medido no sistema de blocos em função do tempo para diferentes valores do parâmetro efeito de pele de fractura (modelo de Moench, 1984)

pseudo-equilíbrio com o mesmo efeito quando

$$t \geq 10b_b^2 S_{sb} / K_b \quad (\text{III.17})$$

Com o aumento de S_F verifica-se que as curvas de regime transitório se aproximam das curvas de regime de pseudo-equilíbrio geradas com o mesmo valor daquele parâmetro. Isto deve-se ao facto de grande parte da queda do potencial hidráulico do bloco ocorrer através da pele de fractura, pelo que pode ser considerado aproximadamente constante no interior do bloco. O escoamento passa então a fazer-se segundo o previsto pelo modelo de pseudo-equilíbrio. Para tempos elevados todas as curvas se reduzem ao caso de regime de pseudo-equilíbrio.

No caso de regime transitório, quando $S_F = 0$, a projecção em escala semilogarítmica dos rebaixamentos em função do tempo durante a transição dos primeiros para os últimos tempos, mostra uma linha recta cujo pendor é metade do da recta obtida para os últimos tempos (correspondente à curva de Theis). Na presença do efeito de pele de fractura ($S_F \neq 0$) também pode aparecer uma linha recta mas o seu pendor poderá ser muito inferior a metade do da linha recta correspondente aos últimos tempos. Neste caso, uma deficiente interpretação da curva obtida poderá conduzir a valores de transmissividade exagerados.

III.1.6 Determinação de parâmetros hidráulicos a partir da interpretação de ensaios de bombagem

Em Oliveira (1990) é apresentado um processo que facilita a interpretação de ensaios de bombagem utilizando os modelos duplamente contínuos. O procedimento consiste nos seguintes passos (Almeida & Oliveira, 1990):

- a) em função do conhecimento das características da captação, da geologia do local e da geometria dos blocos, selecciona-se o modelo adequado. No caso de conhecimento insuficiente, pode seleccionar-se o modelo a partir da própria configuração da curva definida pelos dados do ensaio;
- b) ajusta-se a curva de Theis ao troço final dos dados. Deste modo, determina-se a transmissividade das fracturas e o coeficiente de armazenamento total do aquífero

$(S_f + S_b)$;

c) ajusta-se a curva de Theis ao troço inicial dos dados. Se tal não for possível (o que é muito natural), tenta-se prever a localização da curva de Theis de forma a que seja uma assíntota dos dados. Note-se que esta curva está deslocada horizontalmente em relação à posicionada em b), de um factor S_b/S_f . Pode-se assim determinar o valor de S_f e, por diferença para o coeficiente de armazenamento total do aquífero, o valor de S_b ;

d) a partir dos valores já encontrados (T , S_b e S_f) joga-se com os restantes parâmetros até se obter o melhor ajustamento possível.

III.1.7 Interpretação de ensaios de bombagem realizados em rochas cristalinas do Maciço Hespérico Português

Utilizando os métodos expostos, procedeu-se à interpretação de ensaios de bombagem levados a cabo em rochas cristalinas fracturadas do Maciço Hespérico português. A origem dos dados foi a firma de Sondagens e Fundações A.Cavaco e uns ensaios particulares a que se teve acesso. Sempre que os resultados dos ensaios o indicavam, ou, por outro lado, não permitiam melhor interpretação, considerou-se o meio contínuo simples e utilizou-se o método de Theis para a interpretação de ensaios. Mesmo assim, muitos ensaios não seguiram o comportamento predito nem pelos modelos de meios contínuos duplos nem pelos modelos de meio contínuo simples.

Dos resultados obtidos aqueles a que se pode atribuir maior confiança são os das transmissividades. De facto, o valor da transmissividade apenas depende do caudal extraído, dos rebaixamentos observados e de um valor fixo que se relaciona com a posição da curva teórica. Todos estes parâmetros encontram-se perfeitamente definidos. Já os valores dos coeficientes de armazenamento são afectados pelo quadrado do raio da captação ou da distância à captação. Apesar do raio da captação ser um valor perfeitamente definido, muitas vezes poderá não traduzir o efeito de armazenamento do poço uma vez que, na zona situada entre a captação e a furação também poderá haver armazenamento importante. Talvez devido a este facto, nos casos dos rebaixamentos medidos na própria captação (a quase totalidade das

situações), os coeficientes de armazenamento determinados foram muitas vezes exagerados, tendo sido normal a ocorrência de valores superiores à unidade.

Os métodos utilizados para a interpretação dos ensaios assumem todos aquífero confinado. Este pressuposto poderá estar na origem da não interpretação de alguns ensaios. Se o aquífero é livre, no caso dos rebaixamentos não serem grandes relativamente à espessura saturada do aquífero, este facto não introduz grandes erros. No entanto, dadas as formas das curvas, a utilização de métodos considerando aquífero confinado não se mostrou desadequada em muitos casos. Sendo aquíferos confinados, pode muito bem suceder que a profundidade a que as fracturas são intersectadas pela captação seja maior do que a profundidade a que as fracturas se encontram fora da zona intersectada, pelo que, no caso destas se encontrarem saturadas, estar-se-ia num caso de confinamento.

Qualquer que seja a situação (aquífero livre ou aquífero confinado), os valores de transmissividade são sempre válidos, independentemente do método de interpretação utilizado. As figuras III.12 a III.18 são saídas directas do programa AQFIS constituindo alguns exemplos dos ensaios que foram interpretados utilizando os modelos desenvolvidos para meio duplamente contínuo (porosidade dupla).

III.1.7.1 Alguns exemplos

A figura III.12 é o caso de um ensaio realizado em dioritos, perto de Serpa. A utilização de um modelo considerando o armazenamento do poço levou a um ajustamento razoável excepto na parte final da recuperação. Repare-se que na parte final das extracções os dados são ajustados pela segunda posição da curva de Theis e na primeira parte são ajustados por um troço rectilíneo originado pelo efeito de armazenamento do poço. Neste ensaio é pouco provável que a porosidade dupla, a existir, tenha interferido no ensaio, pelo que seria suficiente a utilização de um modelo de porosidade simples como o de Papadopulos-Cooper (1967).

A figura III.13 é a interpretação de um ensaio realizado perto de Arraiolos, em quartzo-dioritos. A introdução dos parâmetros pele de poço e pele de fractura permitiu o ajustamento razoável de uma curva teórica aos dados do ensaio. A consideração da

pele de poço para rebaixamentos medidos na própria captação é problemática uma vez que pode levar à sobreestimação da transmissividade. Tal deve-se ao facto de rebaixamentos menores causados por uma transmissividade maior serem compensados por rebaixamentos maiores provocados pelo efeito de pele de poço. Com sentido contrário, a não consideração do efeito de pele de poço pode levar à subestimação da transmissividade.

A figura III.14 ilustra a interpretação de um ensaio realizado perto de Reguengos de Monsaraz, igualmente em quartzo-dioritos. Conseguiu-se um bom ajustamento, incluindo a recuperação, considerando o efeito de pele de poço e um raio da zona não drenada (r_w) fictício. Se não se tivesse considerado o efeito de pele de poço a recuperação não teria tido um ajustamento tão bom e a transmissividade determinada seria mais baixa.

A figura III.15 mostra a projecção dos dados de um ensaio realizado em dioritos, perto de Beja. O ajustamento razoável foi conseguido à custa da consideração do efeito de pele de fractura, que permitiu a existência de um troço intermédio às duas posições da curva de Theis, de baixo pendor, o que permitiu a adaptação da curva teórica aos primeiros dados do ensaio.

A figura III.16 mostra os dados de um ensaio realizado perto de Estremoz. Há um bom ajustamento na parte inicial e intermédia dos dados, estando a parte final e a recuperação muito afastados. Note-se os valores de coeficientes de armazenamento perfeitamente aberrantes.

A figura III.17 representa os resultados de um ensaio de bombagem realizado perto de Campo Maior, em dioritos. O ajustamento é interessante. Repare-se que os dados se localizam entre as duas posições da curva de Theis pelo que a utilização de um modelo de porosidade dupla parece aqui muito adequada.

A figura III.18 ilustra o caso de um ensaio realizado em xistos, na região a leste de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes). A consideração do efeito de pele de fractura permitiu um ajustamento muito bom aos dados do ensaio.

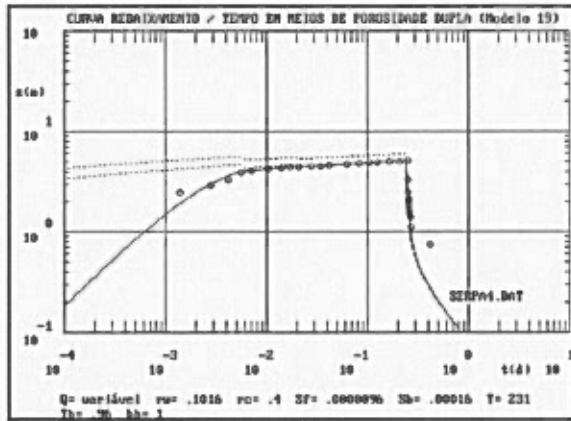


Figura III.12: Interpretação do ensaio utilizando o modelo de Moench (1984) para medições na captação considerando armazenamento, geometria tabular

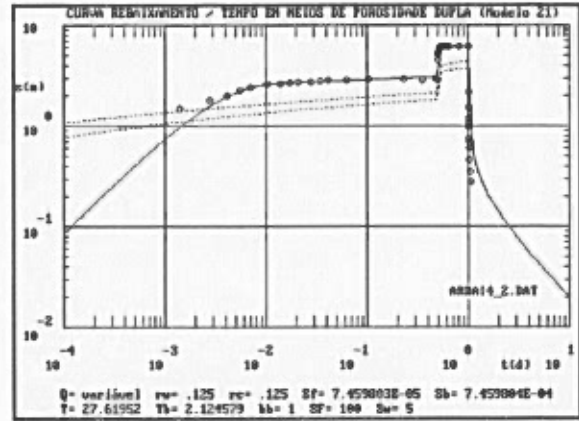


Figura III.13: Interpretação do ensaio utilizando o modelo de Moench (1984) para medições na captação considerando armazenamento, pele de fractura e geometria tabular

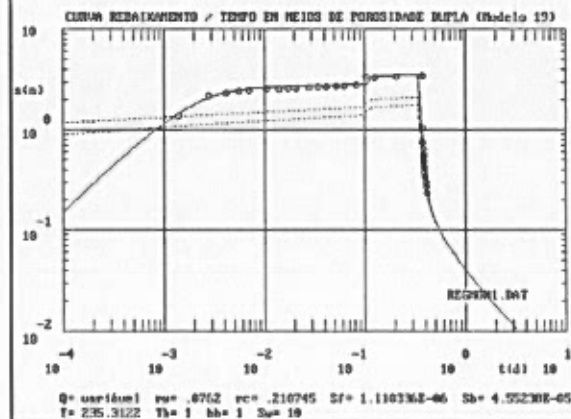
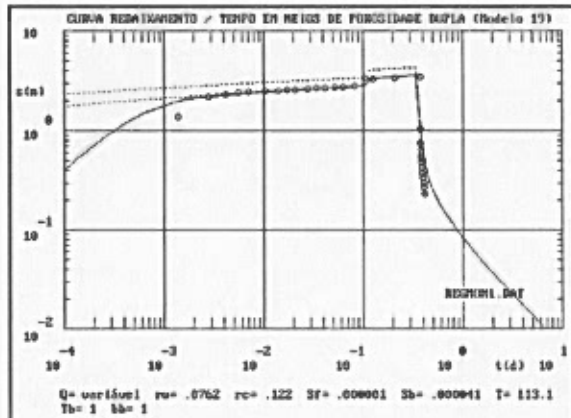


Figura III.14: Interpretações do ensaio utilizando o modelo de Moench (1984) para medições na captação considerando armazenamento, geometria dos blocos tabular e, no segundo caso, pele de poço

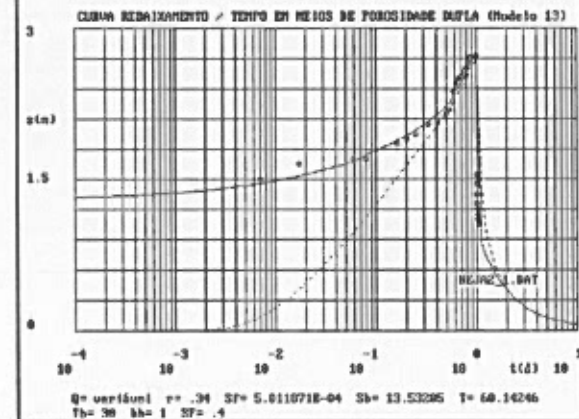
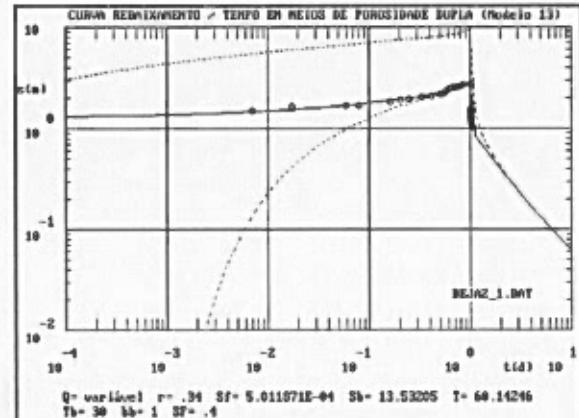


Figura III.15: Interpretação do ensaio mediante a utilização do modelo de Moench (1984) considerando captação com armazenamento desprezável, efeito de pele de fractura e geometria tabular

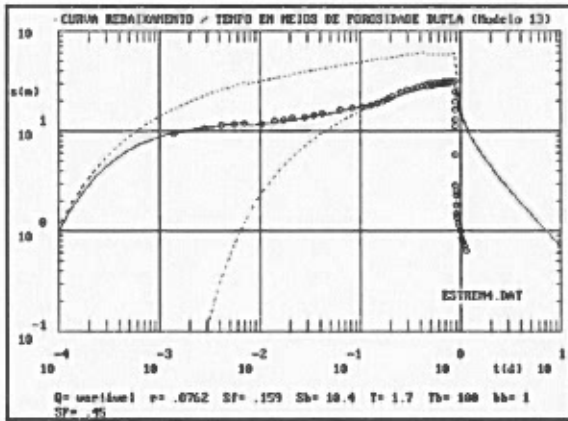


Figura III.16: Interpretação do ensaio utilizando o modelo de Moench (1984) considerando captação com armazenamento desprezável, efeito de pele de fractura e geometria tabular

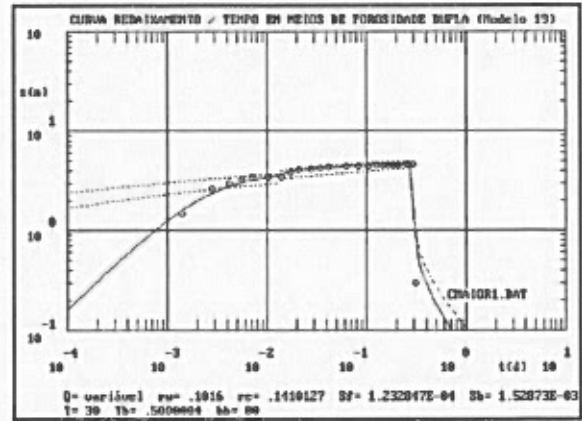


Figura III.17: Interpretação do ensaio utilizando o modelo de Moench (1984) para medições na captação considerando armazenamento, geometria tabular

III.1.7.2 Comentários

Da análise dos diversos modelos para meios duplamente contínuos e dos parâmetros que estes podem fornecer pode-se referir que:

a) quanto à utilização de modelos de porosidade dupla no caso de captação com armazenamento e ausência de pele de fractura para interpretar ensaios de bombagem, a sua utilização é desnecessária uma vez que os rebaixamentos que traduzem o primeiro troço e o troço intermédio são mascarados pelo armazenamento do poço. Em alternativa pode utilizar-se directamente os modelos de meio contínuo simples (por exemplo Papadopoulos & Cooper);

b) a utilização de modelos de porosidade dupla é igualmente desnecessária quando não se está interessado nos parâmetros hidráulicos das fracturas e dos blocos em separado mas nos parâmetros globais. Esta observação baseia-se no facto de todas as curvas de meios contínuos duplos, à excepção do caso do efeito de pele de poço para rebaixamentos medidos na própria

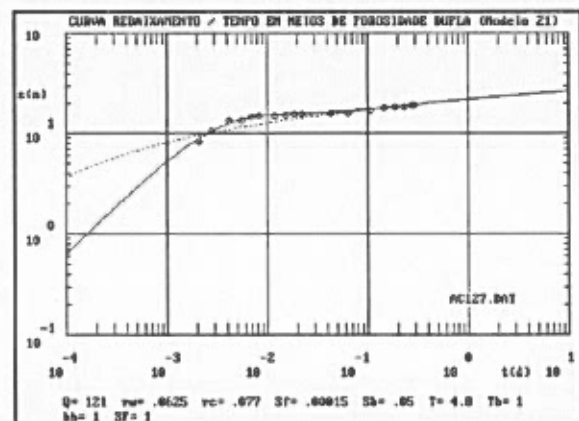


Figura III.18: Interpretação do ensaio utilizando o modelo de Moench (1984) que considera medições na captação com armazenamento, efeito de pele de fractura e geometria tabular

captação, tenderem para a curva de Theis, que caracteriza o fluxo em regime transitório num meio contínuo simples;

c) no caso da relação $r^2S_i/(4Tt)$ ser inferior a 0,01, o que ocorre para tempos grandes de ensaio ou para distâncias pequenas à captação (incluindo os rebaixamentos na própria captação), é possível interpretar os ensaios utilizando a simplificação de Jacob ao modelo de Theis;

d) quanto à interpretação do ensaio, ela pode não ser tão simples quanto pode transparecer. Na verdade existem inúmeras dificuldades, com causas distintas (Oliveira, 1991):

- uma é encontrar um verdadeiro meio fracturado com porosidade dupla que obedeça às condições de aplicação dos modelos;

- outra, é a dificuldade experimental em obter dados de rebaixamento para tempos muito curtos de ensaio, o que impossibilita obter dados que se ajustem ao troço inicial da curva, quando esta provém da primeira posição da curva de Theis;

- outra causa prende-se com a maneira como os diversos parâmetros que definem as curvas se relacionam, podendo com diferentes combinações desses parâmetros obter-se curvas semelhantes;

- finalmente, a escolha do modelo adequado não é fácil, podendo modelos diferentes originar curvas semelhantes. Por exemplo, um modelo que concebe um meio fracturado de porosidade dupla como uma rede tridimensional ortogonal de fracturas que individualiza blocos idealizados como esferas, apresenta curvas semelhantes às do modelo tabular quando o diâmetro dos blocos esféricos é três vezes a espessura dos blocos tabulares;

e) se necessário, pode-se alterar parâmetros que à partida seriam fixos, como o raio da captação na zona de armazenamento e na zona drenada, se dessa alteração vier um ajustamento correcto das curvas teóricas. Este caso ocorre principalmente nos rebaixamentos medidos na captação considerando efeito de armazenamento da captação e justifica-se, por um lado, porque este troço da curva é perfeitamente definido pelos diâmetros da captação (depende destes) e por outro lado porque parece razoável admitir um diâmetro, que não o interno da captação, mas um situado entre este e o

diâmetro de furação.

III.1.7.3 Análise dos parâmetros determinados

A partir da interpretação dos ensaios de bombagem procurou-se caracterizar as transmissividades (T), os caudais específicos (CE) e eventualmente as condutividades hidráulicas (K1, K2 e K3) dos locais ensaiados. Este estudo foi feito separando os tipos litológicos em grupos e subgrupos: por um lado, consideraram-se xistos e rochas cristalinas à exceção de xistos, por outro lado consideraram-se, dentro das rochas cristalinas à exceção dos xistos, as rochas gabro-dioríticas e as restantes rochas cristalinas (maioritariamente granitos, e também corneanas, sienitos, gneisses, quartzitos).

Procuraram-se depois relações entre as transmissividades e os caudais específicos e entre as condutividades hidráulicas e os caudais específicos. Para a definição da condutividade hidráulica procuraram-se três hipóteses: a primeira (K1) pela divisão da transmissividade pela distância entre o topo do primeiro ralo e a base do último ralo na captação; a segunda (K2) pela divisão da transmissividade pelo somatório dos ralos da captação; e a terceira (K3) pela divisão da transmissividade pela profundidade do furo.

Se se admitir que as zonas que contêm ralos são as zonas de circulação de água nos maciços, o segundo processo para o cálculo da condutividade hidráulica parece o mais adequado. Contudo, alguns furos não tinham revestimento e neste caso considerou-se o somatório dos ralos igual ao comprimento não revestido do furo.

Para cada grupo litológico considerado calculou-se a média e o desvio padrão e testou-se o ajustamento dos valores a distribuições estatísticas. O método utilizado foi o de Kolmogorov-Smirnov (Anexo 4).

Os resultados destes estudos encontram-se sintetizados no quadro III.1. Testou-se o ajustamento à distribuição normal e log-normal. Em todos os casos não houve razão para rejeitar a hipótese nula de ajustamento à distribuição log-normal para um nível de significância de 0,05 e apenas nos casos em que se considerou os tipos litológicos xistos e gabrodioritos não houve igualmente razão para rejeitar a hipótese

de ajustamento à distribuição normal. Em qualquer dos casos o ajustamento à distribuição log-normal é muitíssimo melhor que o ajustamento à distribuição normal. O quadro III.1 refere as médias e os desvios-padrão das distribuições log-normais dos valores obtidos.

Quadro III.1: Distribuições estatísticas das transmissividades, caudais específicos e condutividades hidráulicas por tipo litológico

		Transmissividade (T, m ² /d)	Caudal específico (CE, l/s/m)	Condutividade hidráulica 1 (K1, m/d)	Condutividade hidráulica 2 (K2, m/d)	Condutividade hidráulica 3 (K3, m/d)
Total	nº de valores	189	189	184	184	187
	média	44,02	0,6041	2,7604	3,3756	1,4478
	desvio padrão	59,56	0,7891	5,425	6,7458	2,7039
	distribuição lognormal (média, desvio padrão)	2,9202 1,4379	-1,4145 1,4866	-0,4856 1,8976	-0,1133 1,7388	-1,0767 1,9000
Rochas cristalinas menos xistos	nº de valores	153	153	152	152	153
	média	46,38	0,6348	3,0972	3,7572	1,6101
	desvio padrão	60,58	0,7974	5,8707	7,3071	2,9239
	distribuição lognormal (média, desvio padrão)	2,9655 1,4631	-1,3455 1,4925	-0,4069 1,9522	-0,0330 1,7781	-1,0125 1,9668
Gabro- dioritos	nº de valores	57	57	57	57	57
	média	77,94	0,7915	5,2383	6,0658	2,7146
	desvio padrão	68,14	0,6203	6,0394	6,8222	2,6733
	distribuição lognormal (média, desvio padrão)	3,9367 1,0363	-0,5968 0,9879	-0,9550 1,4091	1,1103 1,4172	0,4508 1,2346
Granitos, sienitos, corneanas, gneisses, quartzitos	nº de valores	96	96	95	95	96
	média	27,64	0,5417	1,8126	2,3721	0,9543
	desvio padrão	46,72	0,8759	5,4026	7,2714	2,8809
	distribuição lognormal (média, desvio padrão)	2,3888 1,3748	-1,7900 1,5661	-1,2241 1,7718	-0,7190 1,6167	-1,8814 1,8008
Xistos	nº de valores	34	34	32	32	34
	média	35,11	0,4859	1,1604	1,5629	0,7173
	desvio padrão	56,08	0,7684	1,6398	2,1078	1,0756
	distribuição lognormal (média, desvio padrão)	2,7302 1,3665	-1,7152 1,4762	-0,8595 1,5869	-0,4948 1,5056	-1,3659 1,5572
K1 = T / (base do último ralo - topo do primeiro ralo)						
K2 = T / (Σ ralos)						
K3 = T / profundidade do furo						

Por grupos litológicos, verifica-se que os gabro-dioritos têm uma transmissividade média superior à dos xistos e, por sua vez, estes possuem uma transmissividade média maior que a das restantes rochas em estudo. Em termos de caudais específicos os gabro-dioritos possuem os valores médios mais altos, depois o grupo que inclui os granitos e finalmente, os xistos. Quanto às condutividades

hidráulicas médias, a sequência é a mesma que para os caudais específicos.

As projecções dos parâmetros dois a dois mostraram quase sempre grande dispersão pelo que as relações obtidas entre os diversos parâmetros forneceram sempre coeficientes de correlação (r) muito baixos.

A figura III.19 mostra a dispersão dos valores de transmissividade e os de caudal específico. Para estes parâmetros encontrou-se um coeficiente de correlação muito baixo ($r=0,572$). Os dois grupos litológicos que forneceram melhores correlações foram os gabro-dioritos (figura III.20) que com 57 observações deram $r=0,733$ (equação da recta: $T = 14,202 + 80,531 \text{ CE}$) e os xistos (figura III.21) que com 34 observações deram $r=0,836$ (equação da recta de regressão: $T = 5,475 + 60,984 \text{ CE}$).

As restantes correlações efectuadas forneceram sempre coeficientes de correlação baixos estando os resultados sumarizados no quadro III.2.

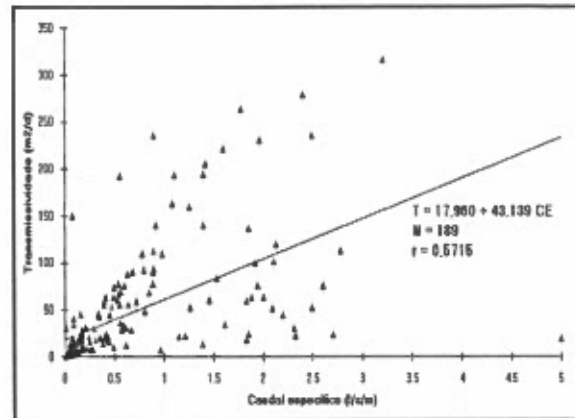


Figura III.19: Relação entre a transmissividade e o caudal específico e recta de regressão da transmissividade sobre o caudal específico

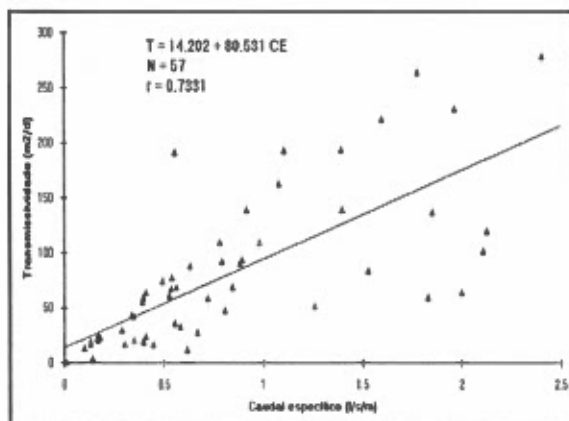


Figura III.20: Relação entre a transmissividade e o caudal específico e recta de regressão da transmissividade sobre o caudal específico para os valores provenientes de gabro-dioritos

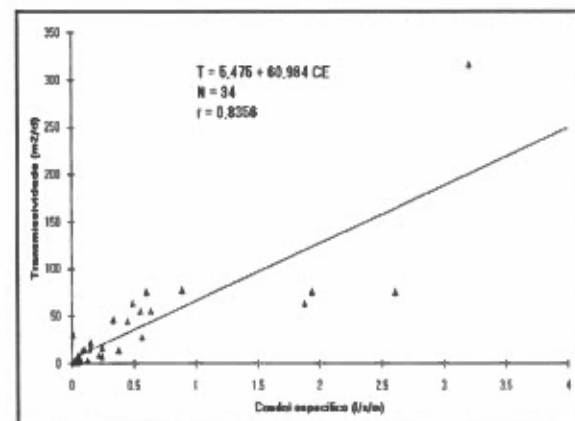


Figura III.21: Relação entre a transmissividade e o caudal específico e recta de regressão da transmissividade sobre o caudal específico para valores provenientes de xistos

Quadro III.2: Coeficientes de correlação e parâmetros das rectas de regressão das transmissividades e das condutividades hidráulicas sobre os caudais específicos

		Coeficiente de correlação (r)	Nº de elementos	Declive da recta (A)	Ordenada na origem (B)
Total	T(CE)	0,5715	189	43,139	17,960
	K1(CE)	0,3798	184	2,585	1,174
	K2(CE)	0,3577	184	3,207	1,518
	K3(CE)	0,4133	187	1,411	0,591
Rochas cristalinas menos xistos	T(CE)	0,5167	153	39,249	21,467
	K1(CE)	0,3807	152	2,798	1,311
	K2(CE)	0,3629	152	3,319	1,638
	K3(CE)	0,4053	153	1,486	0,667
Gabro-dioritos	T(CE)	0,7331	57	80,531	14,202
	K1(CE)	0,6105	57	5,944	0,533
	K2(CE)	0,6106	57	6,715	0,751
	K3(CE)	0,6843	57	2,949	0,380
Granitos, sienitos, corneanas, gneisses, quartzitos	T(CE)	0,4139	96	22,079	15,680
	K1(CE)	0,2500	95	1,536	0,973
	K2(CE)	0,2378	95	1,967	1,297
	K3(CE)	0,2686	96	0,883	0,476
Xistos	T(CE)	0,8356	34	60,984	5,475
	K1(CE)	0,5906	32	1,224	0,552
	K2(CE)	0,4637	32	1,235	0,949
	K3(CE)	0,6360	34	0,890	0,285
CE = caudal específico T = transmissividade K1 = T / (base do último ralo - topo do primeiro ralo) K2 = T / (Σ ralos) K3 = T / profundidade do furo A, B = parâmetros da recta de equação $y = Ax + B$					

CONCLUSÕES

O objectivo deste trabalho foi rever métodos descritos na literatura para modelação de escoamento e determinação de parâmetros hidráulicos em meios fracturados, aprofundar e aplicar de alguma forma esses métodos e ganhar sensibilidade para as suas características. Pretendeu-se apreender as suas potencialidades e limitações e adquirir experiência no tratamento deste tipo de formações.

Caracterizou-se a fracturação de uma zona de afloramentos de quartzitos do Ordovícico na serra de Castelo de Vide, a sul desta localidade (figura II.17). Ao todo fizeram-se observações em quatro locais distintos alinhados no azimute 130° estando os locais mais afastados distanciados 1,5 km.

As medições efectuadas permitiram considerar dois sectores, um NW onde se encontravam as fracturas observadas nos locais mais a NW e um SE onde se encontravam as fracturas observadas nos locais mais a SE.

No sector NW definiram-se três famílias de fracturas com os seguintes azimutes das atitudes médias dos pólos: família 1: $15^{\circ}, 330^{\circ}$; família 2: $21^{\circ}, 117^{\circ}$; família 3: $17^{\circ}, 226^{\circ}$. A família 1 é a que se encontra mais representada, com uma densidade de 4,6 fracturas por metro de comprimento paralelo ao pólo.

No sector SE definiram-se duas famílias com os pólos médios: família 4: $15^{\circ}, 117^{\circ}$; família 5: $38^{\circ}, 5^{\circ}$. A família 4 é a mais representada neste sector com 4,7 fracturas por metro de comprimento paralelo ao pólo da fractura média.

Os desvios-padrão das distribuições das atitudes das fracturas médias estão representados no quadro II.4.

A caracterização dos comprimentos das fracturas mostrou-se mais complicada pois não foram amostrados em número suficiente nem da forma mais conveniente para se fazer uma descrição correcta. O maior comprimento médio foi calculado para a família 2 com 1,39 m.

Procurou-se fazer igualmente a caracterização da abertura das fracturas mas esta revelou-se verdadeiramente difícil. Em primeiro lugar porque a utilização de uma régua não permite medir as aberturas de forma precisa, em segundo lugar porque a abertura destas varia de local para local dentro da mesma fractura. Os valores medidos

variaram de 0 a 20 mm.

Com as observações efectuadas fizeram-se vários modelos geométricos bi-dimensionais de fracturação, gerados de forma aleatória a partir das distribuições dos parâmetros caracterizados anteriormente. Os modelos geométricos possuem uma área quadrada com 50 m de lado.

Os comprimentos das fracturas permitiram ultrapassar largamente o limiar de percolação definido pela expressão (I.1), pelo que há conectividade entre as fracturas e estão reunidas as condições para haver fluxo através da rede de fracturas.

Utilizou-se o método de Odling & Webman (1991) para discretizar os modelos geométricos bi-dimensionais numa malha quadrada (rede de condutância). Para tal elaborou-se o programa DISCRET.FOR que faz essa discretização até uma malha máxima de 151 x 151 nós.

O objectivo dessa discretização foi preparar valores de condutividade hidráulica prontos a serem introduzidos em modelos de diferenças finitas.

Programou-se um modelo de diferenças finitas com as condições de fronteira definidas por Long *et al* (1982) -programa FLUXLONG.FOR- e fez-se correr o programa para verificar se era possível definir uma área elementar representativa e se se podia considerar o meio como poroso homogéneo anisótropo equivalente. Tentou igualmente utilizar-se as condições fronteiras de Odling & Webman (1991) mas estas permitiam várias soluções ao possibilitarem a sua variação.

No caso da variação de $1 / \sqrt{k}$ com a direcção de fluxo esboçar uma elipse, o meio fracturado pode ser modelado como um meio poroso homogéneo anisótropo equivalente (Long *et al*, 1982, Odling & Webman, 1991), (capítulo II.2.4.).

Das cinco hipóteses estudadas para a distribuição das aberturas, duas no sector 1, três no sector 2, a área elementar representativa para a condutividade hidráulica foi de um quadrado com 28 m de lado ou mesmo com 34 m de lado (figuras II.31 a II.35). A melhor aproximação à elipse foi conseguida no sector 2, para a área quadrada com 34 m de lado e com média das aberturas das duas famílias de 0,1 mm e desvio padrão de 0,05 mm.

Quanto maior a área de meio considerada mais o escoamento num meio

fracturado se assemelha ao escoamento num meio poroso homogéneo e anisótropo equivalente.

A condutividade hidráulica média máxima determinada no sector 1 para uma área quadrada de 34 m de lado dispõe-se segundo a direcção aproximada de 61°, sendo de 358 mm/d ou 48 mm/d consoante se considere a distribuição das aberturas com média e desvio padrão de 0,1 mm ou 0,05 mm, respectivamente. No sector 2, a condutividade hidráulica média dispõe-se na direcção 32°, sendo de 158 mm/d, 233 mm/d ou 23 mm/d consoante a distribuição das aberturas tenha médias de 0,1 mm, 0,1 mm e 0,05 mm e desvios-padrão de 0,1 mm, 0,05 mm e 0,05 mm, respectivamente.

As condutividades hidráulicas médias determinadas aumentam com o aumento da área estudada.

Dados os pressupostos feitos na caracterização da fracturação da área estudada, estes valores não podem ser utilizados para caracterizar as propriedades hidráulicas da zona estudada.

A aplicação do método da rede de condutância a casos reais exige um conhecimento muito rigoroso da fracturação do maciço, principalmente da abertura das fracturas, pois é o parâmetro mais importante para a quantificação do fluxo. Nos casos estudados para o sector 2 para média igual a 0,1 mm, a variação do desvio padrão da distribuição das aberturas forneceu resultados finais totalmente diferentes, tendo as realizações do modelo que utiliza um desvio padrão mais pequeno fornecido resultados muito mais próximos.

Durante a execução de simulações estocásticas de modelos geométricos de fracturação, um dos problemas ocorrentes é que a distribuição espacial das fracturas (incluindo as relações entre elas) não é contemplada. Isto faz com que as intersecções entre as fracturas sejam sempre em X e nunca em T (a não ser por um acaso). Quando as intersecções são em T, inviabiliza-se o pressuposto de que as fracturas são circulares.

Um dos grandes problemas da geração de redes de fracturas da forma apresentada é que não se considera a dependência entre as diferentes características

das fracturas. Por exemplo, é de esperar que fracturas com maior desenvolvimento, mais compridas, possuam uma abertura maior que fracturas mais pequenas.

A reprodução de padrões de fracturas com as mesmas distribuições de orientações, comprimentos, densidades e aberturas não implica que as propriedades do fluxo sejam as mesmas pois a distribuição espacial das fracturas e a forma como estas terminam de encontro a outras é muito importante.

Os resultados de saída do programa FLUXLONG.FOR utilizando uma mesma área mas dimensões de malha diferentes não foram os mesmos. Este poderá ser um ponto fraco neste processo na medida em que a dimensão da malha escolhida influencia os resultados. Uma explicação para este facto poderá ser o critério de convergência, outra poderá ser numérica pois a execução de subtracções de números com várias casas decimais, utilizando precisão dupla em linguagens como o QuickBASIC ou o FORTRAN, fornece resultados incorrectos ao nível de precisão necessária.

Em termos de escoamento e de cálculo da condutividade hidráulica, verifica-se que utilizando este tipo de técnica para gerar fracturas, os valores determinados encontram-se aquém dos verdadeiros. Padrões bi-dimensionais de fracturas estão menos conectados que padrões tri-dimensionais, pois duas fracturas que não se intersectam no plano do modelo poderão intersectar-se noutro plano paralelo ao do modelo.

No entanto, a utilização de métodos numéricos para modelar o escoamento tri-dimensional obriga à utilização de malhas muito grandes, não comportáveis em computadores pessoais utilizando o sistema DOS, ou, quando comportáveis, que exigem muito tempo de cálculo.

Os modelos geométricos realizados assumem que a abertura se mantém constante ao longo de uma mesma fractura. Este pressuposto está longe da realidade, embora não seja difícil incorporar a abertura variável nos modelos. Para tal basta dividir uma fractura em tantas fracturas quantas as necessárias para considerar todas as aberturas.

Um aspecto a considerar para estudos futuros será pois incorporar relações

entre os diferentes parâmetros das fracturas e tomar em atenção as suas distribuições espaciais.

Outro aspecto será desenvolver modelos tri-dimensionais de fracturação e desenvolver um método que permita prever o escoamento em tais meios. Uma hipótese a considerar será uma rede de condutância tri-dimensional obtida de forma semelhante à bi-dimensional.

Noutra vertente deste trabalho analisaram-se métodos para a interpretação de ensaios de bombagem em meios de porosidade dupla e aplicaram-se esses métodos na interpretação de numerosos ensaios.

Uma vez que os rebaixamentos dos ensaios de bombagem foram medidos na própria captação, os únicos valores credíveis que se obteve foram os valores de transmissividade. Obtiveram-se alguns valores de parâmetros específicos de meios de porosidade dupla, mas foram em pequena quantidade e não foi possível adquirir sensibilidade para eles, pelo que não foram considerados.

Definiu-se condutividade hidráulica de três formas distintas: a primeira (K1) pela divisão da transmissividade pela distância entre o topo do primeiro ralo e a base do último ralo na captação; a segunda (K2) pela divisão da transmissividade pelo somatório dos ralos da captação; e a terceira (K3) pela divisão da transmissividade pela profundidade do furo.

Os resultados destes estudos permitiram concluir que não há razões, a um nível de significância de 0,05, para recusar a hipótese dos valores de transmissividade, caudal específico, e condutividade hidráulica determinada de qualquer das três formas referidas seguirem uma distribuição log-normal. Este estudo foi feito para a totalidade das amostras e para quatro tipos litológicos principais (rochas cristalinas menos xistos, xistos, gabro-dioritos, e granitos e rochas com comportamento semelhante). Apenas nos casos em que se considerou os tipos litológicos xistos e gabrodioritos não houve igualmente razão para rejeitar a hipótese de ajustamento à distribuição normal. Em qualquer dos casos o ajustamento à distribuição log-normal é muitíssimo melhor que o ajustamento à distribuição normal. Os parâmetros dessa distribuição estão sintetizados no quadro III.1 para o total dos ensaios realizados e para quatro grupos

litológicos principais.

Por grupos litológicos, verifica-se que os gabro-dioritos têm uma transmissividade média superior à dos xistos e, por sua vez, estes possuem uma transmissividade média maior que a das restantes rochas em estudo. Em termos de caudais específicos os gabro-dioritos possuem os valores médios mais altos, depois o grupo que inclui os granitos e finalmente, os xistos. Quanto às condutividades hidráulicas médias, a sequência é a mesma que para os caudais específicos.

Procuraram-se relações entre o caudal específico e a transmissividade e entre o caudal específico e as condutividades hidráulicas (K1, K2 e K3). As projecções dos parâmetros dois a dois mostraram quase sempre grande dispersão pelo que as relações obtidas entre os diversos parâmetros forneceram sempre coeficientes de correlação (r) muito baixos.

O coeficiente de correlação entre o caudal específico e a transmissividade é muito baixo ($r=0,572$). Os dois grupos litológicos que forneceram melhores correlações foram os gabro-dioritos (figura III.20) que com 57 observações deram $r=0,733$ (equação da recta: $T = 14,202 + 80,531 CE$) e os xistos (figura III.21) que com 34 observações deram $r=0,836$ (equação da recta de regressão: $T = 5,475 + 60,984 CE$).

As restantes correlações efectuadas forneceram sempre coeficientes de correlação baixos estando os resultados sumarizados no quadro III.2.

A aplicação dos métodos descritos para interpretação dos ensaios utilizando os modelos de porosidade dupla pode ser problemática devido a diversas dificuldades, com causas distintas (Oliveira, 1991):

- uma é encontrar um verdadeiro meio fracturado com porosidade dupla que obedeça às condições de aplicação dos modelos;
- outra, é a dificuldade experimental em obter dados de rebaixamento para tempos muito curtos de ensaio, o que impossibilita obter dados que se ajustem ao troço inicial da curva, quando esta provém da primeira posição da curva de Theis;
- outra causa prende-se com a maneira como os diversos parâmetros que definem as curvas se relacionam, podendo com diferentes combinações desses

parâmetros obter-se curvas semelhantes;

- finalmente, a escolha do modelo adequado não é fácil, podendo modelos diferentes originar curvas semelhantes.

No caso de captação com armazenamento e ausência de pele de fractura, a utilização destes métodos é desnecessária uma vez que os rebaixamentos que traduzem o primeiro troço e o troço intermédio são mascarados pelo armazenamento do poço. Em alternativa pode utilizar-se directamente os modelos de meio contínuo simples (por exemplo Papadopulos & Cooper, 1967).

É igualmente desnecessária quando não se está interessado nos parâmetros hidráulicos das fracturas e dos blocos em separado mas nos parâmetros globais. Esta observação baseia-se no facto de todas as curvas de meios contínuos duplos, à excepção do caso do efeito de pele de poço para rebaixamentos medidos na própria captação, tenderem para a curva de Theis, que caracteriza o fluxo em regime transitório num meio contínuo simples.

No caso da relação $r^2S_i/(4Tt)$ ser inferior a 0,01, o que ocorre para tempos grandes de ensaio ou para distâncias pequenas à captação (incluindo os rebaixamentos na própria captação), é possível interpretar os ensaios utilizando a simplificação de Jacob ao modelo de Theis.

BIBLIOGRAFIA

Almeida, C. & Oliveira, M.M. (1990) - "Caracterização Hidráulica de Aquíferos Fraturados", Livro de Homenagem a Carlos Romariz, Secção de Geologia Económica e Aplicada, pp. 30-64.

Almeida, C., Ribeiro, T., & Oliveira, M.M. (1992) - "Interpretação Automática de Ensaios de Bombagem", Seminário A Informática na Geologia, Geonovas, Número Especial 3, 64-82.

Barenblatt, G.I., Zheltov Iu. P. & Kochina, I.N. (1960) - "Basic Concepts in the Theory of Seepage of Homogeneous Liquids in Fissured Rocks (Strata)", J. Appl. Math. Mech. (Engl. Transl.), 24, 1286-1303.

Barker, J.A. (1982) - "Laplace Transform Solutions for Solute Transport in Fissured Aquifers", Adv. Water Resour., 5, 98-104.

Barker, J.A. (1985) - "Generalized Well Function Evaluation for Homogeneous and Fissured Aquifers", J. Hydrology, 76, 143-154.

Barker, J.A. & Black, J.H. (1983) - "Slug Tests in Fissured Aquifers", Water Resources Research, 19(6), 1558-1564.

Bear, J. & Verruijt, A. (1987) - "Modeling Groundwater Flow and Pollution", D. Reidel Publishing Company, 414 p.

Boulton, N.S. & Streltsova, T.D. (1977a) - "Unsteady Flow to a Pumped Well in a Two-Layered Water Bearing Formation", J. Hydrology, 35, 245-256.

Boulton, N.S. & Streltsova, T.D. (1977b) - "Unsteady Flow to a Pumped Well in a Fissured Water Bearing Formation", J. Hydrology, 35, 257-270.

Bredehoeft, J.D. & Papadopulos, S.S. (1980) - "A Method for Determining the Hydraulic Properties of Tight Formations", Water Resources Research, 16(1), 233-238.

Brown, E.T. & Boodt, P.I. (1987) - "Permeability Determinations for a Discontinuous, Crystalline Rock Mass", ISRM, Proceedings of the International Congress on Rock Mechanics, vol. 1, 23-30, Montreal, Canada.

Clauser, C. (1992) - "Permeability of Crystalline Rocks", EOS, Transactions, Am. Geophys. Union, 73(21).

Cruden, D.M. (1977) - "Describing the Size of Discontinuities", *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 14, 133-137.

Custodio, E. & Llamas, M.R. (1976) - "Hidrología Subterránea", 1ª Ed., Ediciones Omega, 2359 p.

Davis, J.C. (1986) - "Statistics and Data Analysis in Geology", 2ª Ed., Wiley, 646 p.

de Marsily, G. (1989) - "Flow and Transport in Fractured Rocks: Connectivity and Scale Effect", *Advanced Workshop on Heat and Mass Transport in Fractured Rocks*, Laboratório Nacional de Engenharia Civil.

Dershowitz, W.S. & Einstein, H.H. (1988) - "Characterizing Rock Joint Geometry with Joint System Models", *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 21, 21-51.

Feuga, B. (1988) - "Modelling of Flow Through Fractured Rocks: Geostatistical Generation of Fracture Networks. Stress-Flow Relationship in Fractures", *Groundwater Flow and Quality Modeling*, 269-297, NATO ASI-Series.

Freeze, R.A. & Cherry, J.A. (1979) - "Groundwater", Prentice-Hall, 604 p.

Geta, J.A.L., Llera, J.M.P., Olmedo, J.G., Navarrete, C.M. (1992) - "Determinacion de la Permeabilidad en Formaciones de Baja Permeabilidad", V Simposio de Hidrogeologia, Tomo XVII, 563-576.

Grossmann, N.F. (1978) - "Influência das Descontinuidades na Deformabilidade dos Maciços Rochosos - Contribuição para o Estudo da Compartimentação dos Maciços Rochosos", Laboratório Nacional de Engenharia Civil, 197 p.

Grossmann, N.F. (1988) - "Estudo das Descontinuidades e sua Influência no Comportamento das Rochas e dos Maciços Rochosos", Laboratório Nacional de Engenharia Civil, 118 p.

Haimson, B.C. & Doe, T.W. (1983) - "State of Stress, Permeability, and Fractures in the Precambrian Granite of Northern Illinois", *J. Geophysical Research*, 88(89), 7355-7371.

Harbaugh, J.W. & Bonham-Carter, G. (1970) - "Computer Simulation in Geology", John Wiley & Sons, Inc.

Karzulovic, A. & Goodman, R.E. (1985) - "Determination of Principal Joint Frequencies", *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 22 (6), 471-473.

Kazemi, H. (1969) - "Pressure Transient Analysis of Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture Distribution", *J. Petroleum Technology*, 246, 451-462.

Kazemi, H., Seth, M.S., Thomas, G.W. (1969) - "The Interpretation of Interference Tests in Naturally Fractured Reservoirs with Uniform Fracture Distribution", *J. Petrol. Technology*, 246, 463-472.

Kraemer, S.R. & Haitjema, H.M. (1989) - "Regional Modelling of Fractured Rock Aquifers", *Groundwater Contamination: Use of Models in Decision-Making*, 467-476.

Laslett, G.M. (1982) - "Censoring and Edge Effects in Areal and Line Transect Sampling of Rock Joint Traces", *Mathematical Geology*, 14 (2), 125-140.

Long, J.C.S.; Remer, J.S.; Wilson, C.R. & Witherspoon, P.A. (1982) - "Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures", *Water Resour. Res.*, 18(3), 645-658.

Long, J.C.S. & Billaux, D.M. (1987) - "From Field Data to Fracture Network Modeling: An Example Incorporating Spatial Structure", *Water Resour. Res.*, 23(7), 1201-1216.

Louis, C. (1977) - "Suggested Methods for Determining Hydraulic Parameters and Characteristics of Rock Masses", *ISRM, Commis. on Standardization of Laboratory and Field Tests, category II, Part 6, 4th draft*.

Mavor, M.J. & Cinco, H. (1979) - "Transient Pressure Behaviour of Naturally Fractured Reservoirs", *Pap. SPE 7977, Soc. Petrol. Engineers of AIME*.

Moench, A.F. (1984) - "Double-Porosity Models for a Fissured Groundwater Reservoir with Fracture Skin", *Water Resour. Res.*, 20 (7), 831-846.

Moench, A.F. & Ogata, A. (1981) - "A numerical Inversion of the Laplace Transform Solution to Radial Dispersion in a Porous Medium", *Water Resources Research*, 17(1), 250-252.

Moreno, L., Tsang, Y.W., Tsang, C.F., Hale, F.V., Neretnieks, I. (1988) - "Flow and Tracer Transport in a Single Fracture: A Stochastic Model and its Relation to Some Field Observations", *Water Resources Research*, 24(12), 2033-2048.

Najurieta, H.L. (1980) - "A Theory for Pressure Transient Analysis in Naturally Fractured Reservoirs", *J. Petrol. Technology*, 1241-1250.

Nazareth, A. (1990) - "Ensaio de Injecção de Água Pontuais, a Pressões Estabilizadas, para Caracterização Hidráulica de Maciços Rochosos Pouco Profundos", PAINEL Sociedade Portuguesa de Geotecnia.

Novakowski, K.S. (1989) - "A Composite Analytical Model for Analysis of Pumping Tests Affected by Well Bore Storage and Finite Thickness Skin", *Water Resour. Res.*, 25 (9), 1937-1946.

Novakowski, K.S. (1990) - "Analysis of Aquifer Tests Conducted in Fractured Rock: a Review of the Physical Background and the Design of a Computer Program for Generating Type Curves", *Ground Water*, 28(1), 99-107.

Oda, M.; Hatsuyama, Y. & Kamemura, K. (1987) - "Permeability Tensor of Jointed Granite at Stripa Mine, Sweden", *Proceedings, International Congress on Rock Mechanics, International Society for Rock Mechanics, Montréal, Canadá*, 203-206.

Odling, N.E. & Webman, I. (1991) - "A 'Conductance' Mesh Approach to the Permeability of Natural and Simulated Fracture Patterns", *Water Resour. Res.*, 27(10), 2633-2643.

Oliveira, M.M. (1990) - "AQFIS - Um Programa para Gerar Curvas Rebaixamento/Tempo para Aquíferos Fracturados", VII Simpósio de Geologia Aplicada e do Ambiente, Geolis, IV, 97-107.

Oliveira, M.M. (1991) - "Considerações sobre a Interpretação de Ensaio de Bombagem em Meios Fracturados com Porosidade Dupla", Seminário Aspectos Quantitativos e Qualitativos das Águas Subterrâneas em Portugal, APRH e LNEC.

Papadopoulos, I.S. & Cooper, H.H. (1967) - "Drawdown in a Well of Large Diameter", *Water Resources Research*, 3(9), 1937-1946.

Priest, S.D. & Hudson, J.A. (1981) - "Estimation of Discontinuity Spacing and Trace Length using Scanline Surveys", *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 18 (3), 183-197.

Rouleau, A. & Gale, J.E. (1985) - "Statistical Characterization of the Fracture System in the Stripa Granite, Sweden", *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 22 (6), 353-367.

Snow, D.T. (1969) - "Anisotropic Permeability of Fractured Media", *Water Resour. Res.*, 5(6), 1273-1289.

Snow, D.T. (1970) - "The Frequency and Apertures of Fractures in Rock", *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 7, 23-40.

Stehfest, H. (1970) - "Numerical Inversion of Laplace Transforms", Commun. ACM, 13(1), 47-49.

Streltsova, T.D. (1976) - "Hydrodynamics of Groundwater Flow in a Fractured Formation", Water Resources Research, 12(3), 405-414.

Streltsova, (1982) - "Well Hydraulics in Vertically Heterogeneous Formations", J. Hydraul. Div., ASCE, 108 (HY11), 1311-1327.

de Swaan, O. (1976) - "Analytic Solution for Determining Naturally Fractured Reservoir Properties by Well Testing, J. Petrol. Technology, 261, 117-122.

Terzaghi, R.D. (1965) - "Sources of Error in Joint Surveys", Harvard University, s.d.; Harvard Soil Mechanics Series 76), 20 p.

Till, R. (1980) - "Statistical Methods for the Earth Scientist - an Introduction", The Macmillan Press, 154 p.

Tsang, Y.W., Tsang, C.F., Neretnieks, I., Moreno, L. (1988) - "Flow and Tracer Transport in Fractured Media: A Variable Aperture Channel Model and Its Properties", Water Resources Research, 24(12), 2049-2060.

Villaescusa, E. & Brown, E.T. (1992) - "Maximum Likelihood Estimation of Joint Size from Trace Length Measurements", Rock Mechanics and Rock Engineering, 25, 67-87.

Warren, J.E. & Root, P.J. (1963) - "The Behaviour of Naturally Fractured Reservoirs", J. Petrol. Technology, 228, 3(3), 245-255.

Witherspoon, P.A., Long, J.C.S., Majer, E.L., Myer, L.R. (1988) - "Combined Seismic and Hydraulic Method of Modeling Flow in Fractured Low Permeability Rocks", Groundwater Flow and Quality Modeling, 299-329, NATO ASI-Series.

ANEXOS

ANEXO 1 - PROCESSO UTILIZADO PARA A DISCRETIZAÇÃO DAS FRACTURAS

Conhecendo os valores limites da malha e o número de nós segundo cada uma das direcções, obtém-se a distância entre cada par de nós consecutivos utilizando as expressões

$$\begin{cases} [dx] = \frac{x_p - x_m}{n - 1} \\ [dy] = \frac{y_p - y_m}{m - 1} \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

onde $[dx]$ e $[dy]$ são as distâncias entre cada par de nós consecutivos segundo a direcção x e y respectivamente, x_m , x_p , y_m e y_p são os valores mínimos (índice m) e máximos (índice p) segundo as direcções x e y respectivamente, n é o número de nós segundo a direcção x e m é o número de nós segundo a direcção y .

A malha contém $n(m-1)$ segmentos segundo a direcção y , $(n-1)m$ segmentos segundo a direcção x e nm nós ao todo. A nomenclatura utilizada para os nós da malha vai desde o nó $(0,0)$ ao nó $(n-1,m-1)$ (figura A.1) e a nomenclatura utilizada para os segmentos vai desde $(0,0)_x$ a $(n-2,m-1)_x$ para a direcção x e de $(0,0)_y$ a $(n-1,m-2)_y$ para a direcção y (figura A.2).

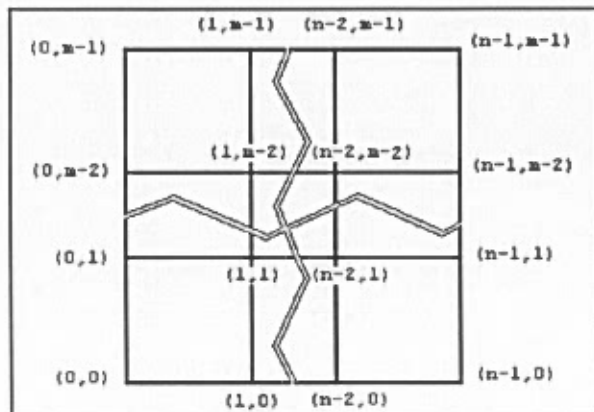


Figura A.1

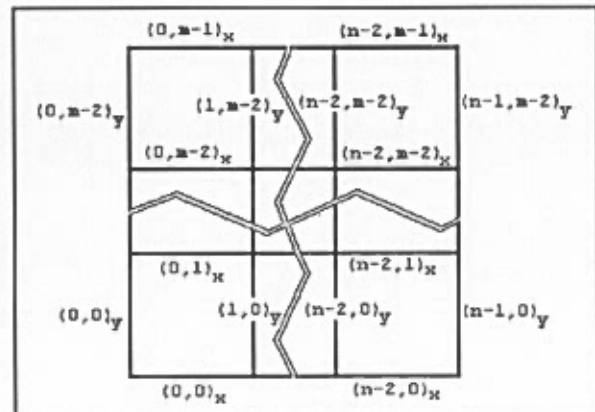


Figura A.2

Definida a malha passa-se à localização das fracturas dentro da malha. Para isso é preciso conhecer os ângulos $\alpha \in [-90^\circ, 90^\circ]$ que as fracturas fazem com a direcção y , os seus centros em coordenadas absolutas (x, y) e os seus comprimentos c .

A explicação que se segue refere-se a apenas uma fractura, repetindo-se este processo para todas as fracturas existentes.

As coordenadas do centro de uma fractura transformam-se em coordenadas da malha (x_c, y_c) mediante a expressão

$$\begin{cases} x_c = (x - x_m) / [dx] \\ y_c = (y - y_m) / [dy] \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

os extremos da fractura no referencial da malha (x_1, y_1) e (x_2, y_2) obtêm-se fazendo

$$\begin{cases} x_1 = x_c - \frac{c}{[dx]} \cdot \frac{\text{sen}\alpha}{2} \\ x_2 = x_c + \frac{c}{[dx]} \cdot \frac{\text{sen}\alpha}{2} \\ y_1 = y_c - \frac{c}{[dy]} \cdot \frac{\text{cos}\alpha}{2} \\ y_2 = y_c + \frac{c}{[dy]} \cdot \frac{\text{cos}\alpha}{2} \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

Consoante o ângulo que a fractura faz com o eixo dos y esta fase desdobra-se nas cinco partes programadas no programa DISCRET.FOR.

1) $\alpha \in [45^\circ, 90^\circ]$

Esta situação encontra-se ilustrada na figura A.3. O raciocínio é considerar o extremo esquerdo da fractura dentro da malha (nó (i, j)) e avançar nó a nó segundo a direcção x para verificar se há mudança segundo a direcção y . Esta mudança nunca é superior a 1 nó pois o declive da fractura é inferior a 45° . Com este processo pretende-se discretizar a fractura segundo os segmentos que lhe estão mais próximos.

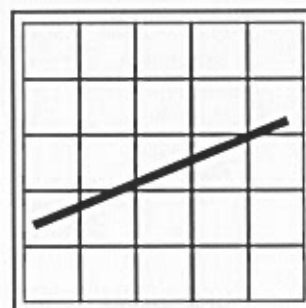


Figura A.3

O cálculo segundo a direcção y faz-se resolvendo a equação da recta que contém a fractura para os nós compreendidos entre x_1 e x_2 . A equação da recta será

$$f(i) = m \cdot i + p \quad (\text{A.4})$$

ou, considerando o nó mais próximo,

$$j(i) = \text{int}(f(i)) \quad (\text{A.5})$$

para i entre $\text{int}(x_1)$ e $\text{int}(x_2) - 1$ ($\text{int}(x)$ representa o número x arredondado às unidades).

Se $j(i+1) = j(i)$ (figura A.4) então o segmento $(i, j)_x$ contém a fractura.

Se $j(i+1) > j(i)$ então é preciso considerar a relação

$$j_m = \text{int}\left(\frac{f(i) + f(i+1)}{2}\right) \quad (\text{A.6})$$

Se $j_m = j(i)$ (figura A.5) os segmentos $(i, j)_x$ e $(i+1, j)_y$ contêm a fractura.

Se $j_m = j(i+1)$ (figura A.6) os segmentos $(i, j+1)_x$ e $(i, j)_y$ contêm a fractura.

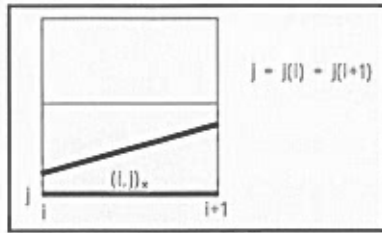


Figura A.4

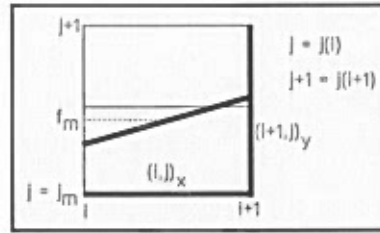


Figura A.5

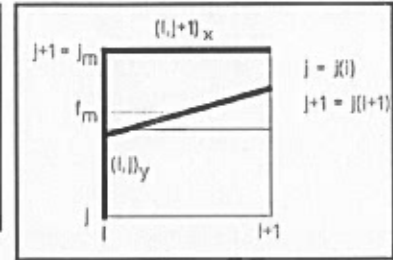


Figura A.6

2) $\alpha \in]0^\circ, 45^\circ[$

Esta situação encontra-se ilustrada na figura A.7. Aqui o raciocínio é considerar o extremo inferior da fractura dentro da malha (nó (i, j)) e avançar nó a nó segundo a direcção y verificando se o valor de i é alterado quando se resolve a equação da recta.

Esta verificação faz-se aplicando as expressões

$$f(j) = \frac{j-p}{m} \quad (\text{A.7})$$

$$i(j) = \text{int}(f(j)) \quad (\text{A.8})$$

com j a variar entre $\text{int}(y_1)$ e $\text{int}(y_2)-1$.

Se $i(j+1) = i(j)$ (figura A.8) então o segmento $(i, j)_y$ contém a fractura.

Se $i(j+1) > i(j)$ então é preciso considerar a relação

$$i_m = \text{int}\left(\frac{f(j) + f(j+1)}{2}\right) \quad (\text{A.9})$$

Se $i_m = i(j)$ (figura A.9) os segmentos $(i, j)_y$ e $(i, j+1)_x$ contêm a fractura.

Se $i_m = i(j+1)$ (figura A.10) os segmentos $(i+1, j)_y$ e $(i, j)_x$ contêm a fractura.

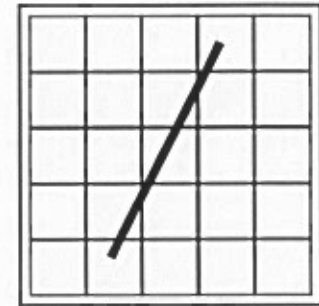


Figura A.7

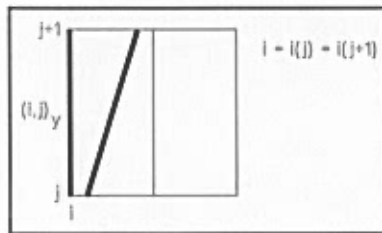


Figura A.8

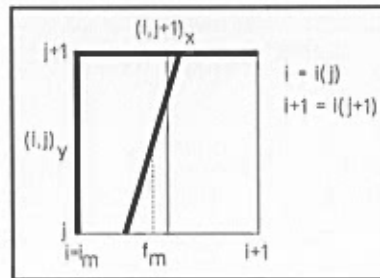


Figura A.9

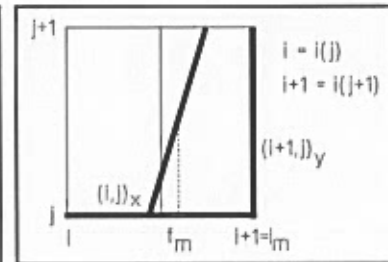


Figura A.10

3) $\alpha = 0^\circ$

Nesta situação, a fractura é paralela ao eixo dos x . Neste caso todos os segmentos $(i, j)_y$, que verifiquem a condição

$$\begin{cases} i = \text{int}(x_1) \\ \text{int}(y_1) \leq j \leq \text{int}(y_2) - 1 \end{cases} \quad (\text{A.10})$$

contêm a fractura.

4) $\alpha \in]-45^\circ, 0^\circ[$

Esta situação encontra-se ilustrada na figura A.11. Aqui faz-se o mesmo percurso que no caso 2), mas começando pelo extremo superior da fractura na malha, descendo no eixo dos y e verificando se há alteração do valor de i.

Esta verificação faz-se aplicando as expressões (A.7) e (A.8) com j a variar de $\text{int}(y_1)$ a $\text{int}(y_2)+1$.

Se $i(j-1) = i(j)$ (figura A.12) então o segmento $(i,j-1)_y$ contém a fractura.

Se $i(j-1) > i(j)$ então é preciso considerar a relação

$$i_m = \text{int}\left(\frac{f(j) + f(j-1)}{2}\right) \quad (\text{A.11})$$

Se $i_m = i(j)$ (figura A.13) os segmentos $(i,j-1)_y$ e $(i,j-1)_x$ contêm a fractura.

Se $i_m = i(j-1)$ (figura A.14) os segmentos $(i+1,j-1)_y$ e $(i,j)_x$ contêm a fractura.

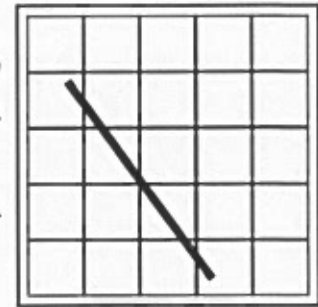


Figura A.11

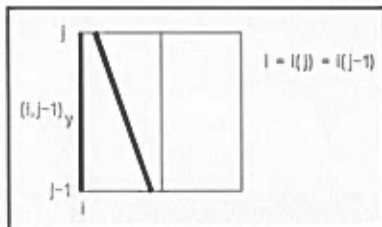


Figura A.12

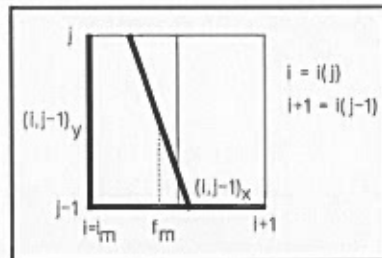


Figura A.13

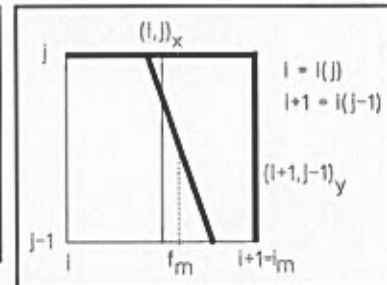


Figura A.14

5) $\alpha \in [-90^\circ, -45^\circ]$

Esta situação encontra-se ilustrada na figura A.15. O raciocínio é idêntico ao do caso 1). Os valores de $f(i)$ e $j(i)$ vêm dados por (A.4) e (A.5) para i a variar de $\text{int}(x_1)$ a $\text{int}(x_2)-1$ ($\text{int}(x)$ representa o número x arredondado às unidades).

Se $j(i+1) = j(i)$ (figura A.16) então o segmento $(i,j)_x$ contém a fractura.

Se $j(i+1) < j(i)$ então é preciso considerar a relação (A.6)

Se $j_m = j(i)$ (figura A.17) os segmentos $(i,j)_x$ e $(i+1,j-1)_y$ contêm a fractura.

Se $j_m = j(i+1)$ (figura A.18) os segmentos $(i,j-1)_x$ e $(i,j-1)_y$ contêm a fractura.

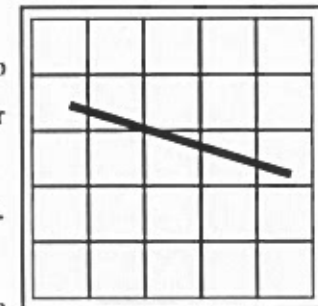


Figura A.15

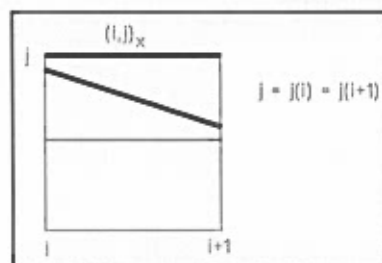


Figura A.16

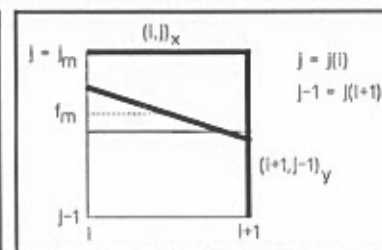


Figura A.17

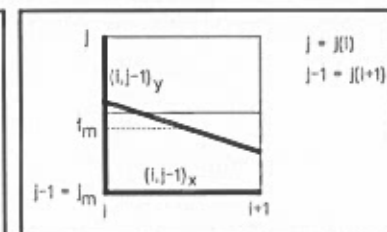


Figura A.18

LISTAGEM DO PROGRAMA DISCRET.FOR

```
c ***** PROGRAMA DISCRET.FOR *****
c Programa para fazer a discretização de linhas segundo uma malha com
c dimensão máxima de 150 x 150 células. O input são ficheiros de dados com a
c localização dos centros das fracturas [sx,sy], com a orientação das
c fracturas [so], com o seu comprimento [sc], e com a sua abertura
c [sab]. Este programa destina-se a uso exclusivo de determinação do
c tensor da condutividade hidráulica pois despreza as fracturas existentes
c na periferia da malha, atribuindo uma condutividade hidráulica constante
c igual à da matriz porosa
```

```
IMPLICIT REAL *4 (s), integer*2(i), character*30 (c)
```

```
dimension skx(0:149, 0:150), sky(0:150, 0:149)
dimension sabx(0:149, 0:150), saby(0:150, 0:149)
```

```
c ***** DEFINIÇÃO DE CONSTANTES *****
```

```
spi = 4 * atan(1)
```

```
c valores de permeabilidade dos blocos para meio homogéneo e anisótropo
c Variar estes valores se desejado.
```

```
skbx = 1E-18
```

```
skby = 1E-18
```

```
c Valor do peso específico (sgama) e da viscosidade dinâmica (sniu) da água
c à temperatura desejada. Definição da constante svisc = sgama/sniu
```

```
c Para 20°C será:
```

```
sgama = 9792.34
```

```
sniu = 1010E-6
```

```
c sgama/sniu tem unidades 1/(ms).
```

```
c 1/(md) = 1/(ms) * 86400
```

```
svisc = sgama / sniu * 86400
```

```
c ***** ENTRADA DE DADOS *****
```

```
write(*,5000)
write(*,5010)
write(*,5020)
write(*,5030)
write(*,*)
write(*,*)
write(*,5040)
read(*,*) cfic1
write(*,5050)
read(*,*) cfic2
write(*,5060)
read(*,*) cfic3
write(*,5065)
read(*,*) cfic4
write(*,5070)
write(*,5080)
read(*,*) cfic5
write(*,*)
write(*,5090)
read(*,*) sdxm
write(*,5100)
read(*,*) sdxp
write(*,5110)
read(*,*) sdym
write(*,5120)
read(*,*) sdyp
write(*,*)
write(*,5130)
write(*,5140)
read(*,*) inx
write(*,5150)
read(*,*) sgraus
```

```
ingraus = NINT(90 / sgraus)
```

```
sgraus = NINT(90 / ingraus)
```



```

sgraus = sgraus * spi / 180

c scmx = centro do campo de fracturas segundo a direcção
c   x (scmx) ou y (scmy)
scmx = (sdxp + sdxm) / 2
scmy = (sdyp + sdym) / 2

sfactorx = (sdxp - sdxm) / (inx - 1)
sfactory = (sdyp - sdym) / (iny - 1)

c ***** INÍCIO DO CICLO *****
do 50 ingraus1 = 1, ingraus
  open(unit=1, file=cfic1, status='old')
  open(unit=2, file=cfic2, status='old')
  open(unit=3, file=cfic3, status='old')
  open(unit=4, file=cfic4, status='old')
10  read(1,*,err=15) sx, sy
    read(2,*) so
    read(3,*) sc
    read(4,*) sab

    IF (ingraus1 .gt. 1) THEN
      so = so + (ingraus1-1) * sgraus
      sdxic = sx - scmx
      sdyic = sy - scmy
      sx = COS(sgraus) * sdxic + SIN(sgraus) * sdyic + scmx
      sy = -SIN(sgraus) * sdxic + COS(sgraus) * sdyic + scmy
    END IF

c coloca os valores de azimute no intervalo [-90°;90°]
IF (so .gt. spi / 2) THEN
  so = so - spi
end if
IF (so .lt. -spi / 2) THEN
  so = so + spi
end if

c definição do centro da fractura na malha
sdxic = sx
sdyic = sy
sdxic = (sdxic - sdxm) / sfactorx
sdyic = (sdyic - sdym) / sfactory

sdx = sc / sfactorx * SIN(so) / 2
sdy = sc / sfactory * COS(so) / 2

c definição dos limites da fractura na malha
sdx1 = sdxic - sdx
sdx2 = sdxic + sdx
sdy1 = sdyic - sdy
sdy2 = sdyic + sdy

c este caso ocorre quando o azimute da fractura está entre ]-90°;0°[;
c troca os valores extremos
IF (sdx1 .gt. sdx2) THEN
  slixo = sdx1
  sdx1 = sdx2
  sdx2 = slixo
  slixo = sdy1
  sdy1 = sdy2
  sdy2 = slixo
END IF

c determinação da permeabilidade da fractura após esta estar
c discretizada. Esta permeabilidade já vem corrigida para compensar o
c aumento do comprimento da fractura
sabsso = ABS(so)
sacorr = sab * (COS(sabsso) + SIN(sabsso))**
2  (REAL(1)/REAL(3))

```

```

sk = sacorr * sacorr / 12
c equação da recta  $y = a \cdot x + b$ ;  $x = (y - b) / a$ 
c caso de uma fractura não vertical
  IF (sdx .ne. 0) THEN
    sa = sdy / sdx
    sb = sdyic - sdxic * sa
c caso de uma fractura vertical
  ELSE
    isdy1 = NINT(sdy1)
    isdy2 = NINT(sdy2)
    IF (isdy1 .lt. 0) THEN
      isdy1 = 0
    end if
    IF (isdy2 .gt. iny - 1) THEN
      isdy2 = iny - 1
    end if
    do 35 i = isdy1, isdy2 - 1
      sky(NINT(sdx1), i) = sky(NINT(sdx1), i) + sk * sacorr
35    continue
    GOTO 30
  END IF
  IF ((sdx2 .LT. 0) .OR. (sdx1 .GT. inx-1)) THEN
    GOTO 30
  END IF
  IF (((sdy1 .LT. 0) .AND. (sdy2 .LT. 0)) .OR. ((sdy1.GT.iny-1)
2    .AND. (sdy2 .GT. iny-1))) THEN
    GOTO 30
  END IF
  IF ((sdx1 .lt. 0) .AND. (sdx2 .gt. 0)) THEN
    sdx1 = 0
    sdy1 = sb
  end if
  IF (sdy1 .lt. 0) THEN
    sdy1 = 0
    sdx1 = -sb / sa
  end if
  IF (sdy2 .lt. 0) THEN
    sdy2 = 0
    sdx2 = -sb / sa
  end if
  IF (sdx2 .gt. inx - 1) THEN
    sdx2 = inx - 1
    sdy2 = sa * sdx2 + sb
  end if
  IF (sdy2 .gt. iny - 1) THEN
    sdy2 = iny - 1
    sdx2 = (sdy2 - sb) / sa
  end if
  IF (sdy1 .gt. iny - 1) THEN
    sdy1 = iny - 1
    sdx1 = (sdy1 - sb) / sa
  end if

  isdx1 = NINT(sdx1)
  isdx2 = NINT(sdx2)
  isdy1 = NINT(sdy1)
  isdy2 = NINT(sdy2)

  IF (so .GE. spi / 4) THEN
    sdyold = sa * sdx1 + sb
    isdyold = NINT(sdyold)
    ilimx = isdx2 - 1
    do 40, i = isdx1, ilimx
      sdy = sa * (i + 1) + sb
      isdy = NINT(sdy)
      IF (isdy .eq. isdyold) THEN
        skx(i, isdy) = skx(i, isdy) + sk * sacorr
        sabx(i, isdy) = sabx(i, isdy) + sacorr
      ELSE

```

```

IF (NINT((sdy + sdyold) / 2) .eq. isdy) THEN
  skx(i, isdy) = skx(i, isdy) + sk * sacorr
  sabx(i, isdy) = sabx(i, isdy) + sacorr
  sky(i, isdyold) = sky(i, isdyold) + sk * sacorr
  saby(i, isdyold) = saby(i, isdyold) + sacorr
ELSE
  skx(i, isdyold) = skx(i, isdyold) + sk * sacorr
  sabx(i, isdyold) = sabx(i, isdyold) + sacorr
  sky(i+1, isdyold) = sky(i+1, isdyold) + sk * sacorr
  saby(i+1, isdyold) = saby(i+1, isdyold) + sacorr
END IF
END IF
isdyold = isdy
sdyold = sdy
40 continue
ELSEIF (so .LE. -spi / 4) THEN
  sdyold = sa * sdx1 + sb
  isdyold = NINT(sdyold)
  ilimx = isdx2 - 1
  do 41, i = isdx1, ilimx
    sdy = sa * (i + 1) + sb
    isdy = NINT(sdy)
    IF (isdy .eq. isdyold) THEN
      skx(i, isdy) = skx(i, isdy) + sk * sacorr
      sabx(i, isdy) = sabx(i, isdy) + sacorr
    ELSE
      IF (NINT((sdy + sdyold) / 2) .eq. isdy) THEN
        skx(i, isdy) = skx(i, isdy) + sk * sacorr
        sabx(i, isdy) = sabx(i, isdy) + sacorr
        sky(i, isdy) = sky(i, isdy) + sk * sacorr
        saby(i, isdy) = saby(i, isdy) + sacorr
      ELSE
        skx(i, isdyold) = skx(i, isdyold) + sk * sacorr
        sabx(i, isdyold) = sabx(i, isdyold) + sacorr
        sky(i+1, isdy) = sky(i+1, isdy) + sk * sacorr
        saby(i+1, isdy) = saby(i+1, isdy) + sacorr
      END IF
    END IF
    isdyold = isdy
    sdyold = sdy
41 continue
  ELSE IF ((so .GT. 0) .AND. (so .LT. spi / 4)) THEN
    sdxold = (sdy1 - sb) / sa
    isdxold = NINT(sdxold)
    ilimy = isdy2 - 1
    do 42 i = isdy1, ilimy
      sdx = ((i + 1) - sb) / sa
      isdx = NINT(sdx)
      IF (isdx .eq. isdxold) THEN
        sky(isdx, i) = sky(isdx, i) + sk * sacorr
        saby(isdx, i) = saby(isdx, i) + sacorr
      ELSE
        IF (NINT((sdx + sdxold) / 2) .eq. isdx) THEN
          sky(isdx, i) = sky(isdx, i) + sk * sacorr
          saby(isdx, i) = saby(isdx, i) + sacorr
          skx(isdxold, i) = skx(isdxold, i) + sk * sacorr
          sabx(isdxold, i) = sabx(isdxold, i) + sacorr
        ELSE
          sky(isdxold, i) = sky(isdxold, i) + sk * sacorr
          saby(isdxold, i) = saby(isdxold, i) + sacorr
          skx(isdxold, i+1) = skx(isdxold, i+1) + sk * sacorr
          sabx(isdxold, i+1) = sabx(isdxold, i+1) + sacorr
        END IF
      END IF
      isdxold = isdx
      sdxold = sdx
42 continue
    ELSE
      sdxold = (sdy1 - sb) / sa

```

```

isdxold = NINT(sdxold)
ilimy = isdy2 + 1
do 44 i = isdy1, ilimy, -1
  sdx = ((i - 1) - sb) / sa
  isdx = NINT(sdx)
  IF (isdx .eq. isdxold) THEN
    sky(isdx, i - 1) = sky(isdx, i - 1) + sk * sacorr
    saby(isdx, i - 1) = saby(isdx, i - 1) + sacorr
  ELSE
    IF (NINT((sdx + sdxold) / 2) .eq. isdx) THEN
      sky(isdx, i - 1) = sky(isdx, i - 1) + sk * sacorr
      saby(isdx, i - 1) = saby(isdx, i - 1) + sacorr
      skx(isdxold, i) = skx(isdxold, i) + sk * sacorr
      sabx(isdxold, i) = sabx(isdxold, i) + sacorr
    ELSE
      sky(isdxold, i-1) = sky(isdxold, i-1) + sk*sacorr
      saby(isdxold, i-1) = saby(isdxold, i-1) + sacorr
      skx(isdxold, i-1) = skx(isdxold, i-1) + sk*sacorr
      sabx(isdxold, i-1) = sabx(isdxold, i-1) + sacorr
    END IF
  END IF
  isdxold = isdx
  sdxold = sdx
44  continue
END IF

30  go to 10

15  close(1)
     close(2)
     close(3)
     close(4)

c  Todos os elementos são acrescidos da permeabilidade dos blocos
c  que neste caso se considera homogénea mas anisótropa. Ao mesmo tempo
c  a permeabilidade é transformada em condutividade hidráulica ao
c  multiplicar-se pela constante svisc = sgama/ sniu
do 60 ij = 0, iny - 1
  do 55 i = 0, inx - 2
    IF ((ij .EQ. 0) .OR. (ij .EQ. iny-1)) THEN
      skx(i, ij) = svisc * skbx
    ELSE
      ay = saby(i,ij) + saby(i+1,ij)
      by = saby(i,ij-1) + saby(i+1,ij-1)
      skx(i, ij) = svisc * sfactorx / sfactory * (skx(i,ij) /
2      (sfactorx-AMAX1(ay/2.,by/2.)))+(sfactory-sabx(i,ij))/2.*
3      (skbx/(sfactorx - ay/2.) + skbx/(sfactory-by/2.)))
    END IF
55  continue
60  continue

do 70 ij = 0, iny - 2
  do 65 i = 0, inx - 1
    IF ((i .EQ. 0) .OR. (i .EQ. inx-1)) THEN
      sky(i, ij) = svisc * skby
    ELSE
      ax = sabx(i-1,ij) + sabx(i-1,ij+1)
      bx = sabx(i,ij) + sabx(i,ij+1)
      sky(i, ij) = svisc * sfactory / sfactorx * (sky(i,ij) /
2      (sfactory-AMAX1(ax/2.,bx/2.)))+(sfactorx-saby(i,ij))/2.*
3      (skby/(sfactory - ax/2.) + skby/(sfactory-bx/2.)))
    END IF
65  continue
70  continue

c  Gravação de ficheiros com as matrizes das permeabilidades segundo
c  a direcção X (1º caso) e segundo a direcção Y (2º caso)
cfc = cfc5(1:icomp)//'. '//char(ingraus1+48)//'x'
OPEN (unit=1, file=cfc)

```

```

do 80 ij = iny - 1, 0, -1
  write(1,*) (skx(i, ij), i =0, inx-2)
80  continue
  CLOSE(1)
write(*,*) cfic
cfic=cfic5(1:icompr)//'. '//char(ingraus1+48)//'y'
OPEN (unit=1, file=cfic)
do 90 ij = iny - 2, 0, -1
  write(1,*) (sky(i, ij), i =0, inx-1)
90  continue
  CLOSE(1)
write(*,*) cfic
c Se se quiser ver as matrizes de permeabilidades no monitor tirar
c os c's das linhas que começam com write.
c As restantes linhas inicializam as matrizes.
do 94 ij = iny - 1, 0, -1
  do 92 i = 0, inx - 2
c    write (*,1200) skx(i, ij)
    skx(i,ij) = 0
    sabx(i,ij) = 0
92  continue
write(*,*)
94  continue
write(*,*)

do 98 ij = iny - 2, 0, -1
  do 96 i = 0, inx - 1
c    write (*,1200) sky(i, ij)
    sky(i,ij) = 0
    saby(i,ij) = 0
96  continue
write(*,*)
98  continue
write(*,*)

50  continue

1200 format('&',g8.1)
5000 FORMAT ('&
2
5010 FORMAT( '& || Programa DISCRET: Programa para fazer a discretizaçã
2o de linhas segundo uma || ')
5020 FORMAT( '& || malha com dimensão máxima de 150 x 150 células. Au
2tor: M.M.Oliveira (1992) || ')
5030 FORMAT('&
2
5040 FORMAT( '&Nome do ficheiro de dados com a localização dos centro
2s: ')
5050 FORMAT( '&Nome do ficheiro de dados com a orientação dos traços:
2 ')
5060 FORMAT( '&Nome do ficheiro de dados com o comprimento dos traços
2: ')
5065 FORMAT('&Nome do ficheiro de dados com a abertura dos traços: ')
5070 FORMAT( '&Nome dos ficheiros onde se vão gravar as matrizes das
2permeabilidades')
5080 FORMAT(' (sem extensão): ')
5090 FORMAT('&Limite inferior do eixo dos xx: ')
5100 FORMAT('&Limite superior do eixo dos xx: ')
5110 FORMAT('&Limite inferior do eixo dos yy: ')
5120 FORMAT('&Limite superior do eixo dos yy: ')
5130 FORMAT('&Introduza os dados referentes à malha (Atenção: malha qua
2drada! )')
5140 FORMAT(' Número de nós segundo a aresta xx: ')
5150 FORMAT('& Rodar a malha de quantos em quantos graus (submúltiplo
2 de 90°): ')

stop
END

```

ANEXO 2 - TRANSFORMAÇÃO DO REFERENCIAL DA SONDAGEM NO REFERENCIAL GERAL

Pelo método descrito, têm-se medições de inclinação e de direcção de inclinação relativas ao sistema de eixos da sondagem, definido pelos vectores unitários \vec{n}' , \vec{e}' , \vec{v}' , em que \vec{v}' é paralelo ao eixo da sondagem e com sentido para baixo, \vec{n}' é perpendicular a \vec{v}' mas coplanar com \vec{v}' e \vec{n} , e \vec{e}' é perpendicular aos outros dois, fazendo com \vec{n}' um ângulo de 90° medido no sentido dos ponteiros do relógio. A transformação dos valores medidos em coordenadas esféricas para coordenadas cartesianas faz-se pelas expressões:

$$\begin{cases} N' = \cos\theta' \cdot \cos\phi' \\ E' = \text{sen}\theta' \cdot \cos\phi' \\ V' = \text{sen}\phi' \end{cases} \quad (\text{A1.1})$$

A passagem destes valores para o referencial geral é conseguida se se projectar cada um dos vectores $\vec{N}' = N' \cdot \vec{n}'$, $\vec{E}' = E' \cdot \vec{e}'$ e $\vec{V}' = V' \cdot \vec{v}'$ em cada um dos três eixos do sistema geral.

O sistema geral é definido pelos três vectores unitários \vec{n} , \vec{e} , \vec{v} , em que \vec{n} aponta para norte, \vec{e} aponta para leste e \vec{v} aponta para baixo na vertical.

Fazendo a projecção, obtêm-se as 9 equações seguintes:

a) projecção dos 3 vectores do referencial da sondagem na direcção N do referencial geral:

$$\begin{cases} N_{\vec{N}'} = N' \cdot \vec{n}' \cdot \vec{n} \\ N_{\vec{E}'} = E' \cdot \vec{e}' \cdot \vec{n} \\ N_{\vec{V}'} = V' \cdot \vec{v}' \cdot \vec{n} \end{cases} \quad (\text{A1.2})$$

b) projecção dos 3 vectores do referencial da sondagem na direcção E do referencial geral:

$$\begin{cases} E_{\vec{N}'} = N' \cdot \vec{n}' \cdot \vec{e} \\ E_{\vec{E}'} = E' \cdot \vec{e}' \cdot \vec{e} \\ E_{\vec{V}'} = V' \cdot \vec{v}' \cdot \vec{e} \end{cases} \quad (\text{A1.3})$$

c) projecção dos 3 vectores do referencial da sondagem na direcção V do referencial geral:

$$\begin{cases} V_{\vec{N}'} = N' \cdot \vec{n}' \cdot \vec{v} \\ V_{\vec{E}'} = E' \cdot \vec{e}' \cdot \vec{v} \\ V_{\vec{V}'} = V' \cdot \vec{v}' \cdot \vec{v} \end{cases} \quad (\text{A1.4})$$

A transformação das atitudes medidas no referencial da sondagem no referencial geral obtém-se fazendo

$$\begin{cases} N = \sum N_i \\ E = \sum E_i \\ V = \sum V_i \end{cases} \quad i = \vec{N}', \vec{E}', \vec{V}' \quad (\text{A1.5})$$

Esta expressão pode escrever-se sob a forma matricial:

$$\begin{bmatrix} N \\ E \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{n}\bar{n} & \bar{e}\bar{n} & \bar{v}\bar{n} \\ \bar{n}\bar{e} & \bar{e}\bar{e} & \bar{v}\bar{e} \\ \bar{n}\bar{v} & \bar{e}\bar{v} & \bar{v}\bar{v} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} N' \\ E' \\ V' \end{bmatrix} \quad (\text{A1.6})$$

Os produtos internos do vector unitário \bar{v} com os vectores unitários do referencial geral são conhecidos, correspondendo à atitude da sondagem:

$$\begin{cases} \bar{v}\bar{n} = \cos\theta_{\nu} \cdot \cos\phi_{\nu} \\ \bar{v}\bar{e} = \text{sen}\theta_{\nu} \cdot \cos\phi_{\nu} \\ \bar{v}\bar{v} = \text{sen}\phi_{\nu} \end{cases} \quad (\text{A1.7})$$

Para se fazer os restantes produtos internos é necessário definir \bar{e}' e \bar{n}' no referencial geral. O vector \bar{n}' é perpendicular a \bar{v} e está contido no plano definido por \bar{v} e \bar{n} , o vector \bar{e}' é perpendicular ao plano definido por \bar{v} e \bar{n}' .

Determina-se um vector (\bar{C}) perpendicular a um plano fazendo o produto externo de dois vectores ($\bar{A} \times \bar{B}$) contidos nesse plano. O sentido deste vector é dado pela regra do saca-rolhas. A sua magnitude é o seu módulo. No sistema de eixos considerado, $\bar{v}' = \bar{n}' \times \bar{e}'$, $\bar{e}' = \bar{v}' \times \bar{n}'$, $\bar{n}' = \bar{e}' \times \bar{v}'$.

Começa-se por se determinar \bar{e}' . Este vector é dado por $\bar{v}' \times \bar{n}'$. Conhece-se \bar{v}' mas não se conhece \bar{n}' . Dado que \bar{e}' é perpendicular ao plano definido por \bar{v} e \bar{n}' , e uma vez que \bar{n} também está contido nesse plano, determina-se um vector \bar{E}' , não unitário mas paralelo a \bar{e}' , fazendo $\bar{v}' \times \bar{n}$:

$$\bar{E}' = \bar{v}' \times \bar{n} = \begin{vmatrix} \bar{n} & \bar{e} & \bar{v} \\ \bar{v}\bar{n} & \bar{v}\bar{e} & \bar{v}\bar{v} \\ \bar{n}\bar{n} & \bar{n}\bar{e} & \bar{n}\bar{v} \end{vmatrix} \quad (\text{A1.8})$$

Como $\bar{n}\bar{e} = 0$ e $\bar{n}\bar{v} = 0$, obtém-se o seguinte resultado:

$$\bar{E}' = \bar{v}\bar{v}\bar{e} - \bar{v}\bar{e}\bar{v} \quad (\text{A1.9})$$

O vector unitário \bar{e}' , pode agora ser calculado pela expressão

$$\bar{e}' = \frac{\bar{E}'}{|\bar{E}'|} \quad (\text{A1.10})$$

ou seja

$$\bar{e}' = \frac{\bar{v}\bar{v}}{|\bar{E}'|} \cdot \bar{e} - \frac{\bar{v}\bar{e}}{|\bar{E}'|} \cdot \bar{v} \quad (\text{A1.11})$$

Como \bar{e}' e \bar{v}' são vectores unitários perpendiculares entre si obtém-se directamente o vector unitário \bar{n}' a partir de $\bar{e}' \times \bar{v}'$:

$$\bar{n}' = \bar{e}' \times \bar{v}' = \begin{vmatrix} \bar{n} & \bar{e} & \bar{v} \\ \bar{e}\bar{n} & \bar{e}\bar{e} & \bar{e}\bar{v} \\ \bar{v}\bar{n} & \bar{v}\bar{e} & \bar{v}\bar{v} \end{vmatrix} \quad (\text{A1.12})$$

como $\bar{e}'\bar{n} = 0$ a resolução deste determinante dá:

$$\bar{n}' = [(\bar{e}'\bar{e})(\bar{v}\bar{v}) - (\bar{e}'\bar{v})(\bar{v}\bar{e})]\bar{n} + (\bar{e}'\bar{v})(\bar{v}\bar{n})\bar{e} + (\bar{e}'\bar{e})(\bar{v}\bar{n})\bar{v} \quad (\text{A1.13})$$

As restantes seis projecções dos vectores unitários do referencial da sondagem no referencial geral são então dadas pelas expressões:

$$\begin{cases} \bar{e}'\bar{n} = 0 \\ \bar{e}'\bar{e} = \frac{\text{sen}\theta_{v'}}{\sqrt{1-\cos^2\phi_{v'}\cos^2\theta_{v'}}} \\ \bar{e}'\bar{v} = \frac{-\text{sen}\theta_{v'}\cos\phi_{v'}}{\sqrt{1-\cos^2\phi_{v'}\cos^2\theta_{v'}}} \end{cases} \quad (\text{A1.14})$$

$$\begin{cases} \bar{n}'\bar{n} = \sqrt{1-\cos^2\phi_{v'}\cos^2\theta_{v'}} \\ \bar{n}'\bar{e} = \frac{-\text{sen}\theta_{v'}\cos\theta_{v'}\cos^2\phi_{v'}}{\sqrt{1-\cos^2\phi_{v'}\cos^2\theta_{v'}}} \\ \bar{n}'\bar{v} = \frac{\text{sen}\phi_{v'}\cos\phi_{v'}\cos\theta_{v'}}{\sqrt{1-\cos^2\phi_{v'}\cos^2\theta_{v'}}} \end{cases} \quad (\text{A1.15})$$

ANEXO 3 - DISTRIBUIÇÕES ESTATÍSTICAS

A. DISTRIBUIÇÃO NORMAL

A distribuição normal é utilizada para descrever as orientações dos traços das fracturas a duas dimensões.

A função densidade de probabilidade $f(x)$ é dada por (Till, 1980):

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right]$$

onde μ representa a esperança matemática (média) e σ o desvio padrão da distribuição.

B. DISTRIBUIÇÃO LOGNORMAL

A distribuição lognormal é normalmente utilizada para descrever a abertura das fracturas e o comprimento dos traços.

A função densidade de probabilidade $f(x)$ da distribuição lognormal é dada por (Till, 1980):

$$f(x) = \frac{1}{x \cdot \sigma_n \cdot \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \mu_n}{\sigma_n}\right)^2\right]$$

onde μ_n representa a esperança matemática (média) dos logaritmos de x e σ_n o desvio padrão dos logaritmos de x .

A esperança matemática, μ , de x é (Till, 1980):

$$\mu = \exp\left[\mu_n + \frac{\sigma_n^2}{2}\right]$$

e o desvio padrão, σ , da distribuição é (Till, 1980):

$$\sigma^2 = \mu^2 [\exp(\sigma_n^2) - 1]$$

C. DISTRIBUIÇÃO DE POISSON

A distribuição de Poisson pode ser utilizada para descrever a localização das fracturas.

A distribuição de Poisson é uma distribuição discreta dada por (Till, 1980):

$$f(x) = \frac{\mu^x}{x!} \exp(-\mu)$$

onde x é o número de acontecimentos (no caso das fracturas o número de fracturas intersectadas por um segmento de recta de comprimento c) e μ representa a média e o quadrado do desvio padrão (variância) da população (= número médio de fracturas intersectadas pelo segmento de recta)

D. DISTRIBUIÇÃO EXPONENCIAL

A distribuição exponencial é normalmente referida na literatura para a distribuição dos espaçamentos entre fracturas e para a distribuição dos comprimentos de fracturas.

A função densidade de probabilidade, de parâmetro α , é dada por

$$f(x) = \alpha \cdot \exp(-\alpha \cdot x)$$

com esperança matemática, μ , e desvio padrão, σ , dados por:

$$\mu = \sigma = 1 / \alpha$$

No caso da distribuição dos espaçamentos, x representa o espaçamento e α é dado por $\cos \epsilon / l$, onde l é o espaçamento médio da família de fracturas em questão e ϵ é o ângulo entre a direcção em que se determina o espaçamento e a normal à fractura média.

No caso dos comprimentos de fracturas, x é o comprimento e α o inverso do comprimento médio.

ANEXO 4 - PROVA DE KOLMOGOROV-SMIRNOV PARA AJUSTAMENTO A DISTRIBUIÇÕES ESTATÍSTICAS

Este teste de ajustamento a uma distribuição é mais potente que o teste de ajustamento de χ^2 . A hipótese nula é que a distribuição de frequências relativas acumuladas, $S(X)$, segue a distribuição teórica acumulada, $F(X)$, à qual se pretende ajustar a distribuição observada.

Nestas circunstâncias é de esperar que as diferenças entre $S(X)$ e $F(X)$ sejam pequenas.

O teste constrói-se da seguinte forma: subdivide-se a variável x em classes e calcula-se a distribuição $S(X)$ que corresponde ao número de observações da variável x que são menores ou iguais a X sobre o número total de observações. Calcula-se o valor da distribuição teórica acumulada sob H_0 , $F(X)$, para as mesmas classes, e determina-se o valor D que é o módulo da maior diferença entre $S(X)$ e $F(X)$. Este valor D é comparado directamente com os valores críticos de D tabelados, rejeitando-se H_0 no caso do D obtido ser superior ao D crítico ao nível de significância definido.

ANEXO 5 - MEDIÇÕES DE FRACTURAS

Quadro A.1: Observações de fracturas feitas no suporte 1

Inclinação	Direcção de inclinação	Comprimento (cm)	Tipo de censura	Espaçamento (cm)	Abertura (mm)
72	158	80	2	33	2
56	338			12	
72	164	> 400	1	19	7
72	317	39	2	77	
72	294	> 300	1	3	1
64	146	200	2	18	2
82	154	27	2	5,5	2
82	143	> 400	0	5	3
80	144	85	2	32	1
82	140	> 150	1	18	
86	137	40	2	1,5	2
68	149	> 200	0	20	
81	149	> 46	1	13	
90	140	37	1	14	4
58	140	42	1	10	1
74	312	> 300	0	32	10
81	140	> 300	0	20	20
82	148	60	2	10	5
80	146	59	2	10	1
62	313	> 400	1	25	15
71	153	180	2	1	15
76	151	180	2	41	19
73	140	94	2	40	2
76	150	60	2	5	2
80	160			37	
71	170			37	
74	130			40	
74	130			4	
72	167			4	
68	167			27	
68	160			12	
64	142	44	2	16	0

Quadro A.2: Observações de fracturas feitas no suporte 2

Inclinação	Direcção de inclinação	Comprimento (cm)	Tipo de censura	Espaçamento (cm)	Abertura (mm)
68	44	170	2	8	0
66	42	> 220	1	19	2
56	44	> 400	1	40	5
56	44	120	2	60	1
72	177	36	2	97	15
86	44	301	2	10	5
60	54	42	2	8	2
69	324	> 500	1	58	5

Quadro A.3: Observações de fracturas feitas no suporte 3

Inclinação	Direcção de inclinação	Comprimento (cm)	Tipo de censura	Espaçamento (cm)
90	57	16	2	20
78	280	147	2	16
90	95	150	2	12
74	272	> 300	0	27
35	247	30	2	26
81	39	16	2	6
68	274	335	2	21
90	47	110	1	45
62	274	> 300	0	0
64	44	84	2	10
90	44	14	2	7
				7

Quadro A.4: Observações de fracturas feitas no suporte 4

Inclinação	Direcção de inclinação	Comprimento (cm)	Tipo de censura	Espaçamento (cm)	Abertura (mm)
52	206	38	1	12	0.5
50	315	69	2	28	0.5
50	170	64	1	12	
42	180	77	0	55	3
19	202	51	2	78	
51	186	44	2	38	
72	138	69	2	2	
46	242	> 160	1	0	
38	220	> 109	1	42	
				19	

Quadro A.5: Observações de fracturas feitas no suporte 5

Inclinação	Direcção de inclinação	Comprimento (cm)	Tipo de censura	Espaçamento (cm)	Abertura (mm)
90	34	80	2	126	
90	34	> 150	0	124	
84	123	> 200	0	30	
78	314	> 200	0	18	
65	300	138	1	33	
50	277	35	2	19	
50	302	40	2	13	
80	314	> 100	0	3	
80	309	92	2	14	
80	309	> 200	0	2	
38	310	23	2	14	
88	118	33	2	12	< 0,5
90	34	60	2	1,4	< 0,5
84	300	> 100	1	8	
89	127	> 40	1	6	
90	28	35	2	4	0
90	32	> 34	1	24	

Quadro A.6: Observações de fracturas feitas no suporte 6

Inclinação	Direcção de Inclinação	Comprimento (cm)	Tipo de censura	Espaçamento (cm)	Abertura (mm)	Observações
68	278	170	1b	0	< 0,5	
89	143	74	2	23	0,5	
60	94	230	0	22	< 0,5	
78	328	68	2	28	< 0,5	
88	62	23	2	6	< 0,5	
75	178	70	2	2	< 0,5	
45	195	187	2	10	< 0,5	
53	181	45	2	16	< 0,5	
83	191	87	2	0	< 0,5	
70	269	280	0	4	5	(a)
68	254	300	1b	24	4	(a)
90	20	58	2	8	< 0,5	
42	305	32	2	10		
73	262	146	1t	20	1	
68	257	90	2	4,5	0,5	
90	61	47	2	27	< 0,5	
62	254	270	2	31	1	
74	166	56	2	0	< 0,5	
64	320	7	2	15	< 0,5	
86	140	99	2	62	< 0,5	
84	129	14	2	1	0	
28	330	90	2	5		
80	292	46	2	32	< 0,5	
68	280	33	2	12	< 0,5	
86	286	16	2	5	0	
70	329	20	2	11	0	
78	262	252	0	8	6	(a)
74	262	200	1b	26	5	
61	314	22	2	15	< 0,5	
70	268	251	2	2	< 0,5	
				6		
(a) - Preenchida com quartzo ou calcite (?) Nota: no tipo de censura b refere-se à base e t ao topo do plano						

ANEXO 6 - LISTAGEM EM QuickBASIC DO ALGORITMO DE STEHFEST (1970)

```
DEFDBL A-H: DEFINT I-N: DEFSNG P-Z
DIM dv(10), pog(10), h1(5)
```

```
nste = 10: nhste = 5
pog(0) = 1
FOR i = 1 TO nste
  pog(i) = pog(i - 1) * i
NEXT i
h1(1) = 2 / pog(nhste - 1)
FOR i = 2 TO nhste
  h1(i) = i ^ nhste * pog(2 * i) / pog(nhste - i) / pog(i) / pog(i - 1)
NEXT i
nsn = 1
FOR i = 1 TO nste
  dv(i) = 0
  li = INT((i + 1) / 2)
  IF i < nhste THEN ls = i ELSE ls = nhste
  FOR k = li TO ls
    dv(i) = dv(i) + h1(k) / pog(i - k) / pog(2 * k - i)
  NEXT k
  dv(i) = nsn * dv(i)
  nsn = -nsn
NEXT i
```

```
fa = 0: a = log(2) / dt      ' dt é o argumento da função real
FOR i = 1 TO 10
  dp = i * a
  dpia = funcaolaplace(dp)  ' funcaolaplace( ) é a função no espaço de Laplace
  fa = fa + dv(i) * dpia
NEXT i
funcaoreal = fa * a        ' funcaoreal é o valor da função no espaço real
```