

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005858

UMA CONTRIBUIÇÃO À CARACTERIZAÇÃO DE
MACIÇOS ROCHOSOS FRATURADOS VISANDO A
PROPOSIÇÃO DE MODELOS PARA FINS
HIDROGEOLÓGICOS E HIDROGEOTÉCNICOS

Marilda Tressoldi



Orientador: Prof. Dr. Robert W. Cleary

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	<u>Dr. A.C. Rebouças</u>
Examinadores:	<u>Dr. P.T. Cruz</u>
	<u>Dr. N. Gandolfi</u>

ass.

São Paulo
1991

Para minha
família

1.	INTRODUÇÃO	5
2.	TENDÊNCIAS ATUAIS NA CARACTERIZAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS PARA FINS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROGEOTÉCNICOS	7
2.1.	Introdução	7
2.2.	Parâmetros Geométricos	11
2.3.	Parâmetros Hidráulicos	14
2.3.1.	Ensaio Pontuais	24
2.3.2.	Ensaio Tridimensionais	26
2.3.3.	Análises Geoestatísticas das Condutividades Hidráulicas	29
2.3.4.	Outros Parâmetros	32
2.3.5.	Equipamentos e Instrumentação	33
2.4.	Análises de Fluxo em Modelos Estatísticos e Geoestatísticos	35
2.5.	Conclusões	38
3.	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E HIDROGEOTÉCNICA DE BASALTOS FRATURADOS DE PORTO PRIMAVERA	99
3.1.	Introdução	99
3.2.	Aspectos Geológicos e Geotécnicos	100
3.3.	Os Ensaio	103
3.4.	Os Resultados e Discussões-Ensaio Pontuais	107
3.4.1.	Comportamento durante os Ensaio	108
3.4.2.	Comportamento em Múltiplos Estágios	110
3.4.3.	Comportamento perante Bombeamento e Injeção	111
3.4.4.	Condutividades Hidráulicas	114
3.5.	Os Resultados e Discussões-Ensaio Tridimensionais ..	116
3.5.1.	Os Efeitos de Barreiras	118
3.5.2.	Análises Tridimensionais e Bidimensionais	120
3.5.3.	Comportamento nas Diversas Dimensões e Relações com a Geologia	126
3.6.	Recomendações e Conclusões	147
4.	EXEMPLOS DE ANÁLISES DE FLUXO EM MICROCOMPUTADORES	193
4.1.	Introdução	193
4.2.	Rebaixamento em uma Mina	194
4.2.1.	Influência do Espaçamento da Malha	196
4.2.2.	Alternativas para o Projeto de Rebaixamento	197

4.2.3. Influência de Parâmetros Hidrogeológicos e de Heterogeneidades	198
4.3. Influência de uma Cortina de Injeção	200
4.4. Conclusões	211
5. ALGUMAS DIRETRIZES PARA A CARACTERIZAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS VISANDO A PROPOSIÇÃO DE MODELOS PARA ANÁLISES DE FLUXO	271
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	277
ANEXO A1. PARÂMETROS GEOMÉTRICOS	A1
A1.1. Orientação e Número das Famílias de Descontinuidades	A1
A1.2. Espaçamento e Freqüência das Descontinuidades	A5
A1.3. Dimensão das Descontinuidades	A11
A1.4. Abertura das Descontinuidades	A17
A1.5. Interconectividade das Descontinuidades	A18
A1.6. Correlação e Variação Espacial dos Parâmetros Geométricos	A19
ANEXO A2. PARÂMETROS HIDRÁULICOS - ENSAIOS PONTUAIS	A23
ANEXO A3. PARÂMETROS HIDRÁULICOS - ENSAIOS TRIDIMENSIONAIS	A47
A3.1. Método de PAPADOPULOS (1965)	A47
A3.2. Métodos de WEEKS (1969)	A49
A3.3. Método de WAY & MCKEE (1982)	A50
A3.4. Métodos de SNOW (1966, 1969)	A51
A3.5. Método de LOUIS (1974)	A55
A3.6. Método de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985), HSIEH et alii (1985)	A55
ANEXO A4. ANÁLISES DE FLUXO EM MODELOS ESTATÍSTICOS E GEOESTATÍSTICOS	A69
A4.1. A Influência da Geometria das Descontinuidades	A71
A4.2. O Efeito de Escala	A78
A4.3. Análises de Fluxo em Modelos Considerando Dados Experimentais.	A80

RESUMO

Fundamentando-se na consolidação das tendências atuais sobre a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica de maciços rochosos fraturados (capítulo 2), é discutida a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica efetuada em basaltos fraturados de Porto Primavera (capítulo 3), são apresentados exemplos de análises de fluxo em microcomputadores (capítulo 4), e são propostas algumas diretrizes gerais para a elaboração de modelos conceituais necessários às análises de fluxo (capítulo 5).

Para caracterizar as propriedades hidrogeológicas e hidrogeotécnicas de um espesso pacote de basalto fraturado presente nas fundações da barragem de terra da usina de Porto Primavera, visando a proposição de modelos para fins de análise de percolação, foi efetuado um programa de ensaios pioneiro na história das investigações de fundações das barragens brasileiras.

As investigações constaram de ensaios de intercomunicação tridimensionais por bombeamento, precedidos de ensaios pontuais para uma primeira avaliação das condutividades hidráulicas. Os resultados indicaram que o maciço rochoso comporta-se como meio homogêneo e anisotrópico, sendo definidos os tensores bi e tridimensionais de condutividades hidráulicas, seus valores e direções principais e os valores de coeficientes de armazenamento específico, utilizando a solução de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985).

Os ensaios e as interpretações foram conduzidos em diversas dimensões entre 5 m e 40 m, evidenciaram a influência das dimensões nos resultados obtidos e mostraram correlações com a geologia e com as estruturas do maciço basáltico, especialmente com os contatos entre derrames.

As análises de fluxo efetuadas em microcomputadores utilizaram o programa de análise de fluxo tridimensional MODFLOW (MACDONALD & HARBAUGH, 1988) e trataram de casos idealizados referentes ao rebaixamento de uma mina em um maciço rochoso mineralizado e à influência de uma cortina de injeção atravessando basaltos fraturados. Essas análises ilustraram a utilização dos tensores tridimensionais de condutividades

hidráulicas, especialmente dos seus valores e direções principais, bem como dos valores de coeficientes de armazenamento específico, determinados através de ensaios "in situ".

As diretrizes gerais para a proposição de modelos conceituais foram abordadas com ênfase à execução de ensaios "in situ" e ao emprego de métodos e técnicas estatísticas e geoestatísticas.

ABSTRACT

Based on the consolidation of today's tendency on the hydrogeological and hydrogeotechnical characterization of fractured rock mass (chapter 2), the hydrogeological and hydrogeotechnical characterization carried out in fractured basalts in Porto Primavera is discussed (chapter 3), examples of seepage analyses in microcomputers are shown (chapter 4), and some general rules for the elaboration of conceptual models for seepage analyses are proposed (chapter 5).

To characterize the hydrogeological and hydrogeotechnical properties of a thick layer of fractured basalt present in the Porto Primavera hydroelectric powerplant earth dam foundation, aiming the proposition of models with the purpose of seepage analyses, a pioneer program of tests for dam foundation investigations was carried out.

The investigations consisted of tests of tridimensional intercommunication through pumping, preceded by single-hole tests for a first evaluation of the hydraulic conductivity. The results have shown that the basaltic rock mass behaves as a homogeneous and anisotropic medium, having defined the tensors of bi and tridimensional hydraulic conductivity, it's principal values and directions and the values of specific storage, using the HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) and HSIEH et alii (1985) solution.

The tests and interpretations were conducted in different scales between 5 m and 40 m, the scale effects in the results were evidenced and the correlations with the geology and with the structures of the basaltic rock mass, mainly with the contacts between lava flows were shown.

Seepage analyses made in microcomputers used the program of tridimensional flux MQDFLOW (MACDONALD & HARBAUGH, 1988) and dealt with cases that were idealized, related to the lowering of a mine in a mineralized rock mass and to the influence of an injection curtain going through fractured basalts. These analyses illustrate the use of tridimensional hydraulic conductivity tensors, mainly of its principal direction and values, as well as the values of specific storage, established by in-situ tests.

The general rules for the proposition of conceptual models were approached with emphasis to the execution of in-situ tests, and to the use of geostatistics and statistics techniques.

1. INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

O objetivo da presente dissertação é apresentar a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica efetuada em basaltos fraturados de Porto Primavera, através de ensaios hidráulicos tridimensionais, que definiram tensores de condutividades hidráulicas. São apresentados também exemplos de análises de fluxo em microcomputadores, utilizando tensores tridimensionais de condutividades hidráulicas, e algumas diretrizes gerais para a proposição de modelos conceituais a serem adotadas em trabalhos futuros, enfatizando a execução de ensaios "in situ" e o emprego de métodos e técnicas estatísticas e geoestatísticas. Os estudos fundamentam-se em uma consolidação das tendências atuais sobre a caracterização de maciços rochosos para fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos.

A dissertação é apresentada de acordo com a seguinte organização:

- a. Capítulo 1, de caráter introdutório.
- b. Capítulo 2, que trata das atuais tendências sobre a caracterização de maciços rochosos para fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos referentes aos parâmetros geométricos, aos parâmetros hidráulicos e às análises de fluxo em modelos estatísticos e geoestatísticos. Maiores detalhes sobre esses aspectos são apresentados nos Anexos A1, A2, A3 e A4. Esse procedimento foi adotado visando tornar a abordagem mais agradável e não exaustiva à leitura, preservando, entretanto, a grande quantidade de importantes informações coletadas na bibliografia consultada.
- c. Capítulo 3, referente à caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica de basaltos fraturados de Porto Primavera.
- d. Capítulo 4, onde são apresentados exemplos de análises de fluxo em maciços rochosos fraturados utilizando micro-computadores.
- e. Capítulo 5, que aponta diretrizes gerais para a proposição de modelos conceituais.
- f. Capítulo 6, onde é apresentada uma listagem das referências bibliográficas.

2. TENDÊNCIAS ATUAIS NA CARACTERIZAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS
PARA FINS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROGEOTÉCNICOS

2. TENDÊNCIAS ATUAIS NA CARACTERIZAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS PARA FINS HIDROGEOLÓGICOS E HIDROGEOTÉCNICOS

2.1. INTRODUÇÃO

A influência das descontinuidades e a necessidade de entender os fatores que controlam o fluxo em maciços rochosos é evidente em obras de engenharia, como em barragens e túneis, na área de pesquisa dos recursos de água subterrânea, na área de exploração e produção de petróleo, em armazenamento subterrâneo e na deposição subterrânea de rejeitos nucleares e perigosos. Muitos são os estudos desenvolvidos, especialmente quanto à caracterização dos parâmetros geométricos e hidráulicos das descontinuidades, visando a proposição de modelos para análises de fluxo. O objetivo do presente capítulo é abordar as tendências atuais observadas em diversos trabalhos.

Para fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos, o maciço rochoso é composto de blocos de rocha intacta, considerados não condutivos no presente trabalho, separados por descontinuidades que formam uma rede interconectada, onde ocorre o fluxo.

O fluxo em maciços rochosos fraturados é tratado, na bibliografia, segundo duas aproximações, denominadas de aproximação de redes de descontinuidades discretas e de aproximação de meio contínuo.

Na aproximação de redes de descontinuidades discretas, são necessárias informações determinísticas e/ou estatísticas e geoestatísticas sobre a geometria das descontinuidades e sobre a distribuição espacial das suas aberturas, bem como uma relação teórica entre abertura e condutividade hidráulica.

Normalmente é usada a solução de Navier-Stokes, conhecida como lei cúbica e estabelecida por vários autores, segundo a qual a condutividade hidráulica de descontinuidades que se comportam como placas paralelas, sob condições de fluxo laminar, é proporcional ao quadrado de suas aberturas ($2b$), e a vazão é proporcional ao cubo de suas aberturas (WITHERSPOON et alii, 1980):

$$K_f = (2b)^2 \frac{\rho g}{12\mu},$$

$$Q/\Delta h = C(2b)^3, \text{ onde:}$$

b - metade da abertura hidráulica (L),

- C - constante ($L^{-1}T^{-1}$),
 Δh - variação da carga hidráulica (L),
 K_f - condutividade hidráulica da descontinuidade (L/T),
 ρ - densidade do fluido (M/L^3),
 g - aceleração da gravidade (L/T^2),
 μ - viscosidade do fluido (M/LT).

Segundo WITHERSPOON et alii (1980), a lei cúbica mostra-se válida para os casos de descontinuidade aberta entre 250 e 4 μm e para os casos de descontinuidade sendo fechada sob tensão de até 20 MPa, independentemente da rocha ensaiada ser basalto, granito ou margá. Os desvios do conceito de placa paralela ideal e as rugosidades causam uma aparente redução na vazão e podem ser incorporados à lei cúbica, substituindo C por C/f . Já que a vazão depende de $(2b)^3$, uma pequena alteração na abertura domina qualquer outra mudança na geometria do campo de fluxo.

NEUZIL & TRACY (1981) propuseram um modelo onde uma descontinuidade rugosa é representada por um conjunto de placas paralelas com diferentes aberturas, sendo incluída uma distribuição para as aberturas de cada descontinuidade rugosa.

TSANG (1984) investigou o efeito da tortuosidade em uma descontinuidade rugosa, verificando que a vazão é diminuída de acordo com as características de rugosidade. Quanto maior o número de aberturas pequenas na distribuição, maior é o efeito de tortuosidade. Quando a fração das áreas de contato entre as superfícies ultrapassa 30%, as aberturas menores são predominantes, diminuindo a vazão por duas ou mais ordens de grandeza em relação à condição sem tortuosidade.

TSANG & TSANG (1987, 1989) citaram várias evidências sobre a ocorrência de fluxo ao longo de canais em descontinuidades do maciço rochoso, propondo que uma descontinuidade individualizada não é o ponto de início para um modelo de maciço rochoso fraturado. Efetuaram análises de fluxo em modelos de canais com aberturas variáveis ao longo dos seus comprimentos, considerando as rugosidades, para representar situações em que as áreas de contato entre as superfícies são elevadas, tal como ocorre "in situ", sob condições de tensões elevadas.

Na aproximação de meio contínuo, a rede de descontinuidades é tratada como um contínuo fictício, normalmente

anisotrópico, devido à presença de descontinuidades distribuídas segundo orientações preferenciais. É caracterizada por um tensor de condutividade hidráulica (SNOW, 1969; BEAR, 1975; LONG et alii, 1982; LONG & WITHERSPOON, 1985; HSIEH & NEUMAN, 1985; HSIEH et alii, 1985). Os ensaios efetuados em volumes pequenos, com poucas descontinuidades, apresentam resultados erráticos e sensíveis ao volume amostrado. Devem ser conduzidos em volumes relativamente grandes, correspondentes aos volumes elementares representativos, denominados VER, cujo conceito está ilustrado na Figura 2.1 (BEAR, 1975). Esses volumes, muitas vezes, são maiores que as dimensões de uma unidade geológico-estrutural considerada, ou são maiores que a escala de detalhamento necessária para um determinado projeto, ou apresentam valores muito elevados para a obtenção de medidas com a tecnologia disponível para os ensaios.

Na aproximação de meio contínuo, a condutividade hidráulica anisotrópica é um tensor simétrico. Para expressar esse tensor, adotam-se x_1 , x_2 e x_3 como eixos de um sistema de coordenadas, e, e_1 , e_2 e e_3 como vetores unitários nas direções de x_1 , x_2 e x_3 . Nesse sistema, um ponto no espaço é denotado por

$$x = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{pmatrix},$$

e a condutividade hidráulica é representada por uma matriz 3 x 3,

$$K = \begin{pmatrix} K_{11} & K_{12} & K_{13} \\ K_{21} & K_{22} & K_{23} \\ K_{31} & K_{32} & K_{33} \end{pmatrix},$$

onde $K_{ij} = K_{ji}$, devido à natureza simétrica de K.

Um aspecto fundamental do fluxo em meio anisotrópico é que a vazão e o gradiente não são necessariamente colineares, mas existem três direções onde esses dois vetores são colineares, que são as três direções principais de K. Os valores das condutividades hidráulicas principais são denotados por K_1^P , K_2^P , K_3^P , e as direções principais, por e_1^P , e_2^P , e_3^P , respectivamente paralelos aos eixos do sistema de coordenadas principais x_1^P , x_2^P e x_3^P . Nesse sistema, um ponto no espaço é denotado pelo vetor

$$x^P = \begin{pmatrix} x_1^P \\ x_2^P \\ x_3^P \end{pmatrix},$$

e o tensor de condutividade hidráulica é denotado pela matriz

$$K = \begin{vmatrix} K_1^p & 0 & 0 \\ 0 & K_2^p & 0 \\ 0 & 0 & K_3^p \end{vmatrix} .$$

As raízes quadradas das condutividades hidráulicas direcionais $\{[K_d(e)]^{1/2}\}$, definidas paralelamente ao fluxo, ou seus inversos $\{1/[K_d(e)]^{1/2}\}$, definidos paralelamente ao gradiente, plotados como raio-vetores ao longo da direção de medida (e), em diagramas polares, definem elipsóides. Os semi-eixos desses elipsóides orientam-se segundo as direções principais de K (SCHEIDEGGER, 1960; MARCUS, 1962; BEAR, 1975), como ilustrado na Figura 2.2.

O tipo de aproximação depende das relações entre as dimensões da região de fluxo, da escala de observação e da densidade de descontinuidades. Uma aproximação de redes de descontinuidades discretas pode ser necessária para regiões de fluxo de pequenas dimensões, apresentando poucas descontinuidades, enquanto a aproximação de meio contínuo pode ser mais apropriada, quando a densidade de descontinuidades é elevada.

Para NEUMAN (1987), há dificuldades tanto na aproximação de redes de descontinuidades discretas como na aproximação clássica de meio contínuo. Uma alternativa é enfatizar os resultados de ensaios hidráulicos, pontuais e tridimensionais, conduzidos em pequenas escalas. A execução de ensaios desse tipo é muito mais fácil que a condução de programas para a obtenção de todos os parâmetros geométricos necessários à proposição de redes de descontinuidades discretas e elimina os problemas para obter-se os valores de condutividade hidráulica "in situ", nas dimensões do volume elementar representativo (VER). Como os ensaios propostos amostram volumes menores que os volumes elementares representativos (VER) considerados na teoria clássica de meio contínuo, os seus resultados devem ser analisados estatisticamente e geoestatisticamente.

2.2. PARÂMETROS GEOMÉTRICOS

PITEAU (1970), estudando estabilidade de taludes rochosos, apresentou as seguintes definições, que podem ser aplicáveis à caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica:

- a) Maciço rochoso - É o agregado de blocos de rocha intacta e as descontinuidades estruturais.
- b) Rocha intacta - É o material sólido entre as descontinuidades, constituído por um agregado de minerais.
- c) Descontinuidades estruturais - Incluem todas as feições geológicas que separam os blocos de rocha intacta, como as falhas e as fraturas.
- d) Descontinuidades maiores - São aquelas descontinuidades estruturais muito desenvolvidas, com elevada continuidade.

Modelos representativos dos maciços rochosos para fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos, quando a rocha intacta é não condutiva, devem considerar individualmente cada uma das feições geológicas e estruturais maiores, identificadas e caracterizadas por métodos e técnicas de mapeamentos geológicos e estruturais convencionais. As descontinuidades menores devem ser tratadas por métodos e técnicas estatísticas e geoestatísticas, considerando os diferentes domínios geológicos e estruturais, cujos limites coincidem normalmente com as feições geológicas maiores.

A caracterização estatística de descontinuidades, efetuada por diversos autores em vários locais, apresentando diversos tipos litológicos (Tabela 2.1), estabeleceu os tipos de distribuição que permitem uma descrição matemática das orientações, dos espaçamentos, dos comprimentos e das aberturas, parâmetros de interesse para a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica (Tabela 2.2). A aproximação estatística decorre das dificuldades para caracterizar cada descontinuidade individualmente, devido à sua natureza tridimensional e limitada exposição ao longo dos elementos de investigação.

A caracterização das descontinuidades é efetuada através de mapeamentos detalhados ao longo de uma sondagem, ao longo de uma linha de referência implantada em uma superfície rochosa, na área total das superfícies expostas, instalando-se uma rede de referência, ou conforme as famílias de descontinuidades.

Os mapeamentos ao longo de uma linha de referência consistem em registrar as características de todas as descontinuidades que interceptam tal linha. É uma técnica simples, objetiva e precisa, sem as tendenciosidades que outros métodos apresentam, como o de amostragem de famílias de descontinuidades. Os locais de amostragem e as orientações das linhas de referência devem ser selecionados ao acaso, para assegurar dados representativos, mas na prática, os locais são fixados pela disponibilidade e acessibilidade. Duas linhas perpendiculares, no mínimo, devem estar disponíveis. Os rumos, mergulhos e localizações das linhas de referências devem acompanhar os dados dos mapeamentos. Mapeamentos desse tipo foram utilizados por PRIEST & HUDSON (1976) em superfícies expostas e por HUDSON & PRIEST (1979) em fotografias de superfícies expostas.

Os mapeamentos podem ser conduzidos na área total das superfícies rochosas expostas, onde são implantadas várias linhas de referência, formando uma rede. Mapeamentos desse tipo foram citados por THORPE (1981) e por ROULEAU & GALE (1985) e são efetuados sistematicamente durante os trabalhos de liberação das fundações de barragens brasileiras.

Os levantamentos das descontinuidades são efetuados em afloramentos, em taludes escavados, em paredes de túneis, de trincheiras e de "shafts". São efetuados também em testemunhos de sondagens rotativas, preferencialmente com orientação de testemunhos e com amostragem integral (ROCHA, 1971), nas paredes das sondagens, através de fotografias, de câmaras de televisão, utilização de obturadores de impressão (BARR & HOCKING, 1976; CORRÊA FILHO, 1985) e de testes de registro hidráulico (ANDRADE, 1987).

As amostras podem não ser representativas do maciço rochoso, como discutido a seguir. Os afloramentos podem ser controlados por diferenças na resistência à alteração, devido às diferenças no grau de fraturamento. A escavação de taludes, de túneis e a recuperação de testemunhos afetam as superfícies de amostragem, podendo ser difícil distinguir descontinuidades naturais e induzidas, bem como ser difícil identificar as reais características das descontinuidades quanto às aberturas e aos preenchimentos. As amostras a partir de sondagens não fornecem

informações sobre a extensão das descontinuidades, sendo desejáveis trincheiras, túneis ou faces de taludes para inspeção direta das descontinuidades.

Os erros, cuidados e possíveis correções nas amostragens, para obter-se as reais características do maciço rochoso, especialmente quanto à orientação, espaçamento e comprimento das descontinuidades, foram discutidos por vários autores, tal como indicado na Tabela 2.3. Os erros referem-se à:

- a. Não consideração ou amostragem com menor frequência das descontinuidades paralelas à direção de mapeamento em comparação às descontinuidades perpendiculares à direção de mapeamento.
- b. Dimensões limitadas das áreas de amostragem em comparação com o comprimento das descontinuidades.
- c. Probabilidade de uma descontinuidade interceptar um afloramento ser proporcional à sua dimensão.
- d. Definição de um limite inferior para mapeamento dos comprimentos das descontinuidades.

Devido aos possíveis erros nas amostragens e às dificuldades para as correções, esforços devem ser concentrados para obter-se dados em diferentes direções e em exposições de grandes dimensões, consideravelmente maiores que os comprimentos e os espaçamentos médios das descontinuidades.

As orientações, os espaçamentos, os comprimentos e as aberturas das descontinuidades são parâmetros de especial interesse para os fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos. ROULEAU & GALE (1985) propuseram um índice de interconectividade para um sistema de descontinuidades, considerando a orientação, a dimensão e o espaçamento das descontinuidades. Esse índice contribui para uma caracterização hidrogeológica mais completa, pois considera o efeito de não continuidade de algumas descontinuidades.

Análises geoestatísticas e a elaboração de semivariogramas devem ser consideradas para gerar famílias e sistemas de descontinuidades com as mesmas variabilidades espaciais e com as mesmas características locais que aquelas medidas em amostras. A Tabela 2.4 sintetiza os principais estudos sobre correlações e variações espaciais das propriedades geométricas dos maciços rochosos.

Nas Figuras 2.3 a 2.30, estão apresentados os principais aspectos referentes aos parâmetros geométricos. No Anexo A1, encontra-se a abordagem detalhada sobre esses parâmetros.

2.3. PARÂMETROS HIDRÁULICOS

Os parâmetros que controlam o fluxo em maciços rochosos fraturados são a condutividade hidráulica (K) e o armazenamento específico (S_s), determinados a partir de ensaios hidráulicos efetuados "in situ".

Internacionalmente, nos últimos anos, têm sido efetuadas muitas pesquisas que envolvem métodos de execução e de interpretação de ensaios hidráulicos em maciços rochosos, visando identificar e estudar locais para deposição de rejeitos radioativos e perigosos e para armazenamento subterrâneo. No Brasil, os principais estudos estão ligados à implantação das grandes obras civis, principalmente de grandes barragens.

Em escala mundial, são efetuados os "slug tests" convencionais e pressurizados (COOPER et alii, 1967; PAPADOPULOS et alii, 1973; BREDEHOEFT & PAPADOPULOS, 1980; NEUZIL, 1982; BARKER & BLACK, 1983; BLACK, 1985; KARASAKI et alii, 1988;), os "drillstem tests" (CHALMERS et alii, 1979; DAW & SCOTT, 1983; DAW, 1984; MARINELLI & ROWE, 1985) e os ensaios de injeção e bombeamento (SNOW, 1968, 1970; LOUIS & MAINI, 1970; MAINI et alii, 1972; LOUIS, 1974; HOULSBY, 1976; PEARSON & MONEY, 1977; RIPLER, 1978; HEITFELD & KRAPP, 1981; DOE et alii, 1982; BLISS & RUSHTON, 1984; BRASSINGTON & WALTHALL, 1985; DOE & OSNES, 1985; WILD & MONEY, 1985; ELSWORTH & DOE, 1986; BROWN & BOODT, 1987; LONG & BILLAUX, 1987). No Brasil, são efetuados os ensaios de injeção ou ensaios de perda d'água sob pressão (ABGE, 1975; CRUZ et alii, 1982; CRUZ et alii, 1983; CRUZ & QUADROS, 1983; GUIDICINI et alii, 1984; CORRÊA FILHO, 1985) e os ensaios de bombeamento com a Sonda Hidráulica Multiteste (SILVA, 1987). Em todos esses ensaios, a instrumentação é restrita à sondagem ensaiada, sendo denominados pontuais na presente dissertação.

Os ensaios pontuais fornecem valores de condutividades hidráulicas apenas para as proximidades das perfurações e na direção aproximadamente perpendicular à sondagem. A avaliação do armazenamento específico a partir desses ensaios está sujeita a

Tabela 2.1. Caracterização estatística dos parâmetros geométricos das descontinuidades.

AUTOR(DATA)	PARÂMETRO	GEOLOGIA	OBJETIVO
TERZAGHI (1965)	orientação e espaçamento	--	--
SNOW (1968, 1970)	espaçamento e abertura	granitos, gnaisses, rochas metavulcânicas, ardósias, filitos, xistos, arenitos cimentados, folhelhos, quartzitos, serpentinas, rochas plutônicas básicas, calcários e dolomitos	barragens
ROBERTSON (1970)	orientação, espaçamento e comprimento do traço	cobres porfiríticos	mina
CALL et alii (1976)	orientação , espaçamento, comprimento de traço e outros	--	--
PRIEST & HUDSON (1976)	espaçamento	calcários, arenitos e argilitos	túnel
SHANLEY & MAHTAB (1976)	orientação	cobres porfiríticos	mina

Tabela 2.1. Continuação.

AUTOR(DATA)	PARÂMETRO	GEOLOGIA	OBJETIVO
BAECHER et alii (1977)	espaçamento e comprimento de traço	arenitos, siltitos, folhelhos, metassedimentos, metavulcânicas e granitos-gnaiss	mina
CRUDEN (1977)	comprimento de traço	--	mina
BAECHER & LANNEY (1978)	comprimento de traço	--	--
BARTON (1978)	comprimento de traço	--	--
HUDSON & PRIEST (1979)	espaçamento, área e volume de bloco	calcários, arenitos, argilitos, dioritos e doleritos	--
BAECHER (1980)	comprimento de traço	--	--
WALLIS & KING (1980)	espaçamento	granitos porfiríticos	--

Tabela 2.1. Continuação.

AUTOR (DATA)	PARÂMETRO	GEOLOGIA	OBJETIVO
PRIEST & HUDSON (1981)	comprimento de traço	argilitos e arenitos	--
THORPE (1981)	espaçamento e comprimen- to de traço	quartzos-monzonito	armazenamen to subterrâ neo de re- jeito nu- clear
LASLETT (1982)	comprimento de traço	--	--
BAECHER e EINSTEIN & BAECHER (1983)	orientação, espaçamento e comprimen- to de traço	sedimentares dobradas, metamórficas de alto grau, sedimentares de água rasa, granitos porfiríticos, granitos, vulcânicas, cobres porfiríticos	área de es- tudo, mina e energia nu- clear
HUDSON & PRIEST (1983)	freqüência	arenitos	--
WITHERSPOON & GALE (1983) e ROULEAU & GALE (1985)	orientação, espaçamento, densidade e comprimento de traço	quartzos-monzonito	armazenamen to subterrâ neo de re- jeito nu- clear

Tabela 2.1. Continuação.

AUTOR(DATA)	PARÂMETRO	GEOLOGIA	OBJETIVO
KULATILAKE & WU (1984a)	orientação	folhelhos	--
KULATILAKE & WU (1984b)	densidade	folhelhos	--
KULATILAKE & WU (1984c)	comprimento de traço	folhelhos	--
KARZULOVIC & GOODMAN (1985)	frequência	--	--
PANEK (1985)	comprimento de traço	cobres porfiríticos, metassedimentos, granitos	mina
YOW (1987)	orientação	--	--
CAPRARIIS (1988)	comprimento de traço	argila (laboratório)	--
CHILES (1988)	comprimento de traço	granitos	armazenamen- to subterrâ- neo de rejei to nuclear.
ZHANG & TONG (1988)	orientação	--	--

Tabela 2.2. Tipos de distribuição das orientações, dos espaçamentos, dos comprimentos e das aberturas das descontinuidades.

A U T O R (DATA)	ORIENTA- ÇÃO	ESPAÇAMENTO	COMPRIMENTO	ABERTURA
SNOW (1968, 1970)	--	exponencial negativa	--	lognormal
ROBERTSON (1970)	--	--	exponencial negativa	--
CALL et alii (1976)	normal	exponencial negativa	exponencial negativa	--
PRIEST & HUDSON (1976)	--	exponencial negativa	--	--
SHANLEY & MAHTAB (1976)	Bingham	--	--	--
BAECHER et alii (1977)	--	exponencial negativa	lognormal	--
CRUDEN (1977)	--	--	exponencial negativa censurada	--
BAECHER & LANNEY (1978)	--	--	lognormal	--
BARTON (1978)	--	--	lognormal	--
HUDSON & PRIEST (1979)	--	exponencial negativa	--	--

Tabela 2.2. Continuação.

A U T O R (DATA)	O R I E N T A - Ç Ã O	E S P A Ç A M E N T O	C O M P R I M E N T O	A B E R T U R A
WALLIS & KING (1980)	--	exponencial negativa	--	--
PRIEST & HUDSON (1981)	--	--	exponencial negativa censurada	--
THORPE (1981)	--	lognormal	lognormal censurada	--
BAECHER; EINSTEIN & BAECHER (1983)	ajuste di- fícil às formas analíticas e padrões	exponencial negativa	--	--
WITHERSPOON & GALE (1983) ROULEAU & GALE (1985)	--	lognormal	exponencial negativa e lognormal	--
PANEK (1985)	--	--	exponencial negativa censurada	--
CHILÈS (1988)	--	--	lognormal	--

Tabela 2.3. Erros e correções nas orientações, nos espaçamentos e nos comprimentos de traços das descontinuidades.

A U T O R (DATA)	ORIENTAÇÃO E DENSIDADE	COMPRIMENTO
TERZAGHI (1965)	X	--
CRUDEN (1977)	--	X
BAECHER & LANNEY (1978)	--	X
BAECHER (1980)	--	X
PRIEST & HUDSON (1981)	--	X
LASLETT (1982)	--	X
BAECHER e EINSTEIN & BAECHER (1983)	X	X
WITHERSPOON & GALE (1983)	--	X
ROULEAU & GALE (1985)		
KULATILAKE & WU (1984a)	X	--
KULATILAKE & WU (1984b)	X	--
KULATILAKE & WU (1984c)	--	X
PANEK (1985)	--	X
LONG et alii (1987)	--	X
YOW (1987)	X	--
CAPRARIIS (1988)	--	X

Tabela 2.4. Estudos geoestatísticos dos parâmetros geométricos das discontinuidades.

AUTOR (DATA)	PARÂMETRO	GEOLOGIA (LOCAL)	OBJETIVO
LA POINTE (1980)	frequência	dolomito (armazenamento de energia, Lannon, Wisconsin)	considerar a variabilidade e a correlação espacial da frequência e da orientação
BERTRAND et alii (1982)	densidade	granito (mina de Fanay-Augères, França)	estudo do tensor de condutividade hidráulica
FEUGA (1983)	vários	--	estudo do tensor de condutividade hidráulica
MILLER & BORGMAN (1985)	vários	--	elaborar semivariogramas com uso de computador para distribuições normal e exponencial
RAZACK (1985)	densidade	calcário (França)	determinar a geometria do maciço rochoso por métodos geoestatísticos e investigar o efeito de escala
BARLA (1987)	vários	calcário (mina de Masua, Itália)	considerar a variabilidade espacial e as características locais
HOERGER & YOUNG (1987) e YOUNG (1987)	orientação	cobre porfirítico	adotar modelos que consideram a variabilidade espacial e as características locais

Tabela 2.4. Continuação.

AUTOR (DATA)	PARÂMETRO	GEOLOGIA (LOCAL)	OBJETIVO
LONG & BILLAUX (1987)	comprimen- to e densi- dade	granito (mina de Fanay - Augères, França)	produzir simulações geoestatísti- cas com a mesma variabilidade observada
LONG et alii (1987)	orientação e densida- de	granito (mina de Fanay - Augères, França)	produzir simulações geoestatísti- ticas com a mesma variabilidade observada
CHILÈS (1988)			
BILLAUX et alii (1989)			

muitos erros. São efetuados com rapidez e fornecem o perfil da condutividade hidráulica de uma sondagem, importante para orientar a execução de ensaios tridimensionais.

Para contornar os problemas associados com os ensaios pontuais, são efetuados ensaios de injeção ou de bombeamento envolvendo várias sondagens ou poços. Os ensaios são feitos em trechos isolados de uma sondagem ou em um poço, e as variações das cargas hidráulicas resultantes são monitoradas em outras sondagens ou em outros poços (PAPADOPULOS, 1965; WEEKS, 1969; LOUIS, 1974; BLACK & KIPP, 1981; WAY & MCKEE, 1982; HSIEH et alii, 1983; HSIEH et alii, 1985; RANDOLPH et alii, 1985; HSIEH, 1987; MASLIA, 1987; MASLIA & RANDOLPH, 1987). Na presente dissertação, esses ensaios são denominados tridimensionais.

As propriedades hidráulicas determinadas a partir de ensaios tridimensionais são representativas de todo o volume do maciço rochoso compreendido entre os trechos de injeção ou de bombeamento e os trechos de monitoramento.

O objetivo dos ensaios tridimensionais é determinar o tensor tridimensional ou bidimensional de condutividade hidráulica (K) e o coeficiente de armazenamento específico (S_g) do maciço rochoso na escala real dos ensaios. Os resultados indicam o grau de aproximação do maciço rochoso ensaiado a um meio poroso homogêneo e anisotrópico (PAPADOPULOS, 1965; HSIEH et alii, 1983; HSIEH & NEUMAN, 1985 e HSIEH et alii, 1985).

2.3.1. Ensaio Pontuais

Os ensaios pontuais podem ser agrupados em duas categorias, correspondentes aos "slug tests" e "drillstem tests" e aos ensaios de injeção e de bombeamento, normalmente efetuados em trechos de sondagens isolados por obturadores.

Os "slug tests" são efetuados conforme o método convencional (COOPER et alii, 1967; PAPADOPULOS et alii, 1973) ou conforme o método "slug test" pressurizado (BREDEHOEFT & PAPADOPULOS, 1980; NEUZIL, 1982). Em um "slug test", é imposta uma mudança instantânea da pressão ou da carga hidráulica em um poço, em uma sondagem ou em trechos isolados por obturadores. A alteração da pressão ou da carga hidráulica é obtida pela remoção ou pela adição de uma coluna de água. Após a remoção instantânea

da coluna de água, ocorre fluxo para o poço ou para a sondagem, até que a carga hidráulica retorne à sua condição inicial. Após a adição instantânea da coluna de água, ocorre fluxo para o aquífero, até que o equilíbrio seja atingido. Na análise de um "slug test", a resposta da pressão ou da carga hidráulica versus tempo é utilizada para estimar os parâmetros de um aquífero confinado, homogêneo e isotrópico, sob condições não constantes de fluxo.

BARKER & BLACK (1983) e BLACK (1985) estudaram o "slug test" em um modelo de um aquífero fraturado horizontalmente, confinado, homogêneo, com dupla porosidade, para estimar os erros que podem resultar a partir das soluções relativas aos meios homogêneos, apresentadas por COOPER et alii (1967) e por PAPADOPULOS et alii (1973).

KARASAKI et alii (1988) apresentaram várias soluções para analisar "slug tests", considerando especialmente as condições geométricas que podem estar presentes em maciços rochosos fraturados. Foram propostas soluções analíticas para fluxo linear, fluxo com barreiras, fluxo em duas camadas e fluxo com geometrias distintas em uma região próxima ao poço e em outra região externa, mais distante do poço.

Uma técnica alternativa para ensaios hidráulicos "in situ" é conhecida como "drillstem test", muito utilizada na área de exploração de petróleo e adaptada para sondagens de pequeno diâmetro (CHALMERS et alii, 1979; DAW & SCOTT, 1983; MARINELLI & ROWE, 1985). Fundamenta-se na medida de recuperação da carga hidráulica após um período de fluxo controlado ou de bombeamento em um aquífero confinado e infinito. Os ensaios são analisados pelo método de recuperação de Theis, sob condições não constantes de fluxo.

Nos ensaios de injeção, também denominados ensaios "lugeon", a água é injetada sob uma carga hidráulica constante em um trecho do maciço rochoso isolado por obturadores, e as cargas hidráulicas e as vazões são monitoradas. Normalmente são conduzidos em diversos estágios de pressão. Os ensaios de bombeamento são efetuados a vazão constante, podendo ser em diversos estágios. São analisados, mais freqüentemente, considerando o maciço rochoso como um meio contínuo, homogêneo e isotrópico, sob condições de fluxo permanente (SNOW, 1968, 1970;

LOUIS & MAINI, 1970; MAINI et alii, 1972, LOUIS, 1974; ABGE, 1975; HOULSBY, 1976; PEARSON & MONEY, 1977; RIPLER, 1978; HEITFELD & KRAPP, 1981; CRUZ et alii, 1982; DOE et alii, 1982; CRUZ et alii, 1983; CRUZ & QUADROS, 1983; BLISS & RUSHTON, 1984; GUIDICINI et alii, 1984; BRASSINGTON & WALTHALL, 1985; CORRÊA FILHO, 1985; DOE & OSNES, 1985; WILD & MONEY, 1985; ELSWORTH & DOE, 1986; BROWN & BOODT, 1987; LONG & BILLAUX, 1987; SILVA, 1987). Na Tabela 2.5, encontra-se uma comparação entre os ensaios de injeção e de bombeamento, apresentada por BRASSINGTON & WALTHALL (1985).

PICKENS et alii discutiram a influência do histórico das pressões, das alterações das pressões devido a condições não isotermais, dos fatores relativos à não rigidez dos equipamentos e da presença de uma zona de condutividade hidráulica alterada nas proximidades das sondagens sobre as respostas obtidas durante ensaios pontuais, efetuados em grande profundidade.

Nas Figuras 2.31 a 2.56 e no Anexo A2, estão indicados os principais tipos de ensaios pontuais, sintetizadas suas características e apresentadas as soluções analíticas e respectivas hipóteses.

2.3.2. Ensaios Tridimensionais

Nos ensaios tridimensionais, a água é injetada ou bombeada a vazão constante, em um trecho de uma sondagem isolado por obturadores ou em um poço. As variações das cargas hidráulicas resultantes são medidas em trechos isolados de sondagens ou em poços próximos.

O ensaio segundo o método de PAPADOPULOS (1965) permite determinar o tensor bidimensional de transmissividade em um aquífero confinado, sob condições de fluxo horizontal, tal como nas aplicações do método apresentadas por RANDOLPH et alii (1985), MASLIA (1987) e MASLIA & RANDOLPH (1987).

O ensaio proposto por WEEKS (1969) permite determinar a relação entre as condutividades hidráulicas horizontal e vertical. O método de WAY & MCKEE (1982) permite determinar as permeabilidades intrínsecas, horizontal e vertical, de aquíferos semi-confinados a partir de dados de ensaios de bombeamento efetuados em poços parcialmente penetrantes.

Tabela 2.5. Comparação entre ensaios de injeção e bombeamento (BRASSINGTON & WALTHALL, 1985).

INJEÇÃO	BOMBEAMENTO
Requer um suprimento de água que pode ser elevado em zonas de alta condutividade hidráulica.	Não requer tal suprimento.
As características da água de ensaio não são compatíveis com as características da água subterrânea.	A água do ensaio é aquela de ocorrência natural.
Pode ocorrer impermeabilização das paredes das sondagens.	Não ocorre a impermeabilização, mas as sondagens devem ser submetidas a procedimentos de limpeza e desenvolvimento.
Bombas instaladas em superfície.	Bombas submersas.
Uso de poucas tubulações no interior das sondagens.	Uso de tubulações adicionais no interior das sondagens.
Não é possível verificar a instrumentação.	A vazão pode ser verificada por um segundo medidor. O nível d'água pode ser verificado com medidores elétricos.
Não é possível obter amostras.	Permite amostragens.
Os valores das condutividades hidráulicas obtidos são limitados pela capacidade dos equipamentos.	É possível obter valores de condutividades hidráulicas entre 0,01 e 100 m/dia.

Em maciços rochosos fraturados, as condutividades hidráulicas principais nem sempre se apresentam segundo a horizontal e a vertical, tal como nos aquíferos anisotrópicos. A anisotropia é controlada pela intersecção de famílias de descontinuidades com orientação qualquer e não pelo acamamento dos sedimentos como nos aquíferos anisotrópicos. SNOW (1966) e LOUIS (1974) propuseram ensaios de injeção em sondagens orientadas de acordo com o conhecimento prévio das direções das condutividades hidráulicas principais.

Alguns autores têm determinado o tensor da condutividade hidráulica a partir do conhecimento da geometria das descontinuidades (SNOW, 1969; ROCHA & FRANCISS, 1975), considerando as descontinuidades contínuas, planas, paralelas, com aberturas, orientações e espaçamentos conhecidos. Há limitações nessa aproximação, devido às descontinuidades não serem planas, não apresentarem extensão infinita e devido à não confiabilidade nas medidas de aberturas efetuadas em testemunhos ou em ensaios hidráulicos.

O método de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985), HSIEH et alii (1985) não requer o conhecimento prévio das direções das condutividades hidráulicas, e as sondagens podem ser orientadas em qualquer direção, desde que interceptem as feições e as estruturas a serem ensaiadas. Avalia, através de ensaios "in situ", se o maciço rochoso ensaiado pode ser considerado homogêneo e anisotrópico, ou se estão presentes grandes heterogeneidades que impedem tal aproximação. No caso de homogeneidade e anisotropia, permite determinar os valores das três condutividades hidráulicas principais do tensor tridimensional de condutividade hidráulica, bem como suas direções. No caso dos ensaios serem efetuados em um único plano, obtém-se o tensor bidimensional de condutividade hidráulica, seus valores principais e suas direções. Esses ensaios permitem calcular o coeficiente de armazenamento específico. BLACK & KIPP (1981) propuseram um método de ensaio "in situ" para meios isotrópicos, tal como os ensaios efetuados por HSIEH et alii (1985) e HSIEH (1987).

"Slug tests" com monitoramento das variações das cargas hidráulicas em sondagens localizadas nas proximidades têm-se apresentado como uma alternativa para os ensaios de bombeamento

em maciços rochosos fraturados com pequeno armazenamento, visando determinar os parâmetros de transmissividade e de armazenamento (KARASAKI et alii, 1988; NOVAKOWSKI, 1985; NOVAKOWSKI, 1990). Os ensaios de bombeamento nesses maciços rochosos podem apresentar dificuldades quanto à manutenção da vazão constante com bombas de baixa capacidade. Outra vantagem dos ensaios com a configuração de "slug tests" para substituir os ensaios de bombeamento com monitoramento das variações das cargas hidráulicas nas proximidades é que apresentam menor duração em relação aos ensaios de bombeamento, pois o volume de água introduzido ou removido é muito menor que no ensaio de bombeamento. KARASAKI et alii (1988) assinalaram que podem ser observadas respostas de "slug tests" a distâncias de até mais de 100 m, quando o armazenamento é $1,0E-5$ ou menor.

Nas Figuras 2.57 a 2.66 e no Anexo A3, estão indicados os principais métodos de ensaios tridimensionais, sintetizadas suas características e apresentadas as soluções analíticas e respectivas hipóteses.

2.3.3. Análises Geoestatísticas das Condutividades Hidráulicas

NEUMAN (1987) apontou problemas para tratar as condutividades hidráulicas do maciços rochosos tanto na aproximação clássica de meio homogêneo anisotrópico como na aproximação de descontinuidades discretas e descreveu uma aproximação alternativa que considera a geoestatística. O método foi ilustrado através de aplicação a dados do granito de Oracle, Arizona.

Os ensaios para avaliar as condutividades hidráulicas de maciços rochosos são efetuados em volumes interceptados por descontinuidades e, portanto, seus resultados tendem a apresentar uma ampla faixa de variação e são sensíveis ao volume ensaiado. Para que o comportamento errático e para que a sensibilidade ao volume ensaiado seja pequeno, os ensaios devem ser conduzidos em uma escala relativamente grande, de forma que a amostra corresponda ao volume elementar representativo-VER (BEAR, 1975). Entretanto, nem sempre, um VER pode ser definido para um determinado volume de maciço rochoso e, mesmo quando o VER pode ser definido, seu valor pode ser muito elevado, o que torna as

medidas impraticáveis com a tecnologia disponível para os ensaios, pode apresentar-se maior que as dimensões das unidades geológico-estruturais consideradas ou maior que a escala de detalhamento necessário para um determinado projeto. Nesses casos, a aproximação de meio homogêneo e anisotrópico não pode ser aplicada, sendo necessários outros métodos para analisar os ensaios conduzidos em escalas menores que o VER.

Para estudar questões relativas com a existência e propriedades do VER e/ou estimar a necessidade do uso desse conceito, têm sido utilizados modelos com descontinuidades discretas. Esses modelos requerem informações determinísticas e/ou estatísticas detalhadas sobre a geometria das descontinuidades e sobre a distribuição espacial de suas aberturas, o que é difícil obter, bem como uma relação teórica entre abertura e condutividade hidráulica. Normalmente é usada a solução de Navier-Stokes, conhecida como lei cúbica, segundo a qual, em descontinuidades que se comportam como placas paralelas, sob condições de fluxo laminar, a vazão é proporcional ao cubo das aberturas (WITHERSPOON et alii, 1980). Os valores de condutividades hidráulicas obtidos em ensaios de campo, em uma única descontinuidade, são usados para determinar a abertura hidráulica associada às descontinuidades discretizadas nos modelos. As relações entre a geometria das descontinuidades com as suas propriedades hidráulicas, consideradas nos modelos de descontinuidades discretas, podem não ser válidas nos casos de rugosidades nas paredes e de tortuosidade no fluxo.

A alternativa apresentada por NEUMAN (1987) enfatiza os resultados de ensaios hidráulicos pontuais e tridimensionais conduzidos em pequenas escalas, referentes a volumes que podem ser menores que o VER e analisados geoestatisticamente. Há maiores facilidades para a execução desses ensaios em relação ao levantamento de todos os parâmetros geométricos que são necessários para a construção de modelos que tratam as descontinuidades de forma discretizada.

Utilizando os resultados de ensaios pontuais de injeção efetuados em trechos de 3,8m, no granito de Oracle, Arizona, foi elaborado o semivariograma dos logaritmos das condutividades hidráulicas segundo a vertical, mostrado na Figura 2.67. O "range" do semivariograma esférico ajustado aos dados

experimentais, ou seja, a distância a partir da qual os dados não apresentam correlação é da ordem de 35 m. Portanto, se o granito de Oracle, Arizona, apresenta um VER, sua dimensão vertical deve exceder 35m. Tanto os ensaios pontuais como os ensaios tridimensionais discutidos por HSIEH et alii (1985) referem-se a volumes menores que o VER. Assim sendo, outros ensaios tridimensionais poderão apresentar algumas diferenças em relação ao tensor de condutividade hidráulica definido.

Em Oracle, Arizona, os dados de condutividades hidráulicas pontuais permitiram apenas a elaboração de semivariograma vertical, pois as sondagens apresentavam-se verticais, muito próximas entre si. Para definir a anisotropia estatística em três dimensões, são necessários vários semivariogramas em diversas direções, de forma que possam ser definidos os valores e as direções dos "ranges" principais. NEUMAN (1987) estimou a anisotropia considerando uma análise conjunta dos resultados de ensaios efetuados em escalas distintas, ou seja, dos ensaios pontuais que forneceram semivariograma segundo a vertical e dos ensaios tridimensionais que forneceram o tensor de condutividade hidráulica. Foram obtidos os valores entre 25 m e 31 m, entre 15 m e 22 m e entre 40 m e 49 m, respectivamente para os "ranges" intermediário (L_1), menor (L_2) e maior (L_3), implicando em um VER com dimensões mínimas de 50 m.

Os semivariogramas podem ser utilizados para estimar a distribuição espacial das condutividades hidráulicas no maciço rochoso através dos métodos geoestatísticos denominados "kriging" e simulação condicional. Dispondo-se das distribuições espaciais das condutividades hidráulicas no maciço rochoso, é possível efetuar as análises de fluxo, tal como nos modelos de redes de descontinuidades discretas, entretanto, sem a necessidade de inferir as condutividades hidráulicas a partir de dados geométricos das descontinuidades, utilizando relações como a denominada lei cúbica.

Análises geoestatísticas aplicadas à hidrogeologia foram discutidas inicialmente por DELHOMME (1978, 1979).

2.3.4. Outros Parâmetros

A execução de ensaios em trechos isolados por obturadores, dispondo-se de transdutores de pressão instalados no trecho de ensaio, além do monitoramento das cargas hidráulicas sob condições de ensaio para fins de avaliação da condutividade hidráulica, permite o exame da distribuição das cargas hidráulicas ao longo da sondagem e das direções de fluxo sob condições naturais. Essa distribuição é de particular interesse, pois em maciços rochosos, nem sempre, a água subterrânea flui segundo a pressão hidrostática, podendo apresentar-se com valores maiores ou menores.

Medidas de temperatura, de condutividade elétrica e de velocidades verticais, efetuadas em sondagens submetidas a ensaios de bombeamento, foram discutidas por TATE et alii (1970), para investigar níveis de circulação de água. Ensaios com a Sonda Hidráulica Multiteste (SILVA, 1987) permitem a obtenção dos valores de temperatura e de condutividade elétrica em trechos isolados de sondagens, possibilitando uma melhor caracterização hidrogeológica dos maciços rochosos.

SILLIMAN & ROBINSON (1989) apresentaram uma técnica para verificar a conectividade das descontinuidades, fundamentada na variação da temperatura natural das águas subterrâneas em sondagens de observação, perante bombeamento ou injeção em outra sondagem. São efetuadas leituras das temperaturas antes e durante todo o ensaio de bombeamento ou de injeção, e são elaborados gráficos de variação termal versus profundidade, para determinados tempos de ensaio. As profundidades que mostram as maiores variações são interpretadas como os locais de variação no fluxo vertical e os locais de descontinuidades com entrada ou com saída de água (Figuras 2.68 e 2.69). A técnica é simples, rápida, pode ser usada previamente ou paralelamente aos ensaios hidráulicos, fornece indicação direta da presença de descontinuidades portadoras de fluxo entre as sondagens e pode ser empregada em trechos isolados por obturadores. O sucesso na aplicação do método depende da resolução requerida na determinação da extensão das zonas de fluxo, do diâmetro da sondagem de observação, das vazões de bombeamento ou de injeção e da geometria da região de fluxo.

WILD (1985) discutiu a utilização de um medidor de vazão de subsuperfície, acoplado a obturadores, para medidas de vazão, para detecção de zonas condutivas e para ensaios de condutividade hidráulica em trechos isolados de sondagens.

PAILLET et alii (1987) estudaram a distribuição das condutividades hidráulicas, a conectividade entre as descontinuidades e o modelo de fluxo em granitos moderadamente fraturados das proximidades de Mirror Lake, New Hampshire e daqueles intensamente fraturados das proximidades de Oracle, Arizona, através de medidas de fluxo vertical em algumas sondagens, durante bombeamento ou injeção em outras sondagens, sob condições constantes de fluxo. Em ambos os casos, nas sondagens, o fluxo apresentou-se em algumas poucas descontinuidades. Entre as sondagens, o fluxo concentrou-se provavelmente em condutos formados por segmentos mais condutivos de descontinuidades que se interceptam. A orientação de zonas de máxima condutividade hidráulica mostrou-se diferente das atitudes das descontinuidades individuais.

2.3.5. Equipamentos e Instrumentação

Os equipamentos para a execução de ensaios hidráulicos "in situ" incluem os componentes indicados a seguir, ilustrados nas Figuras 2.70 a 2.75:

- a. obturadores simples, duplos ou múltiplos;
- b. sistema para bombeamento ou injeção e para medidas de vazão;
- c. sistema para medidas de pressão;
- d. sistema para aquisição de dados;
- e. hastes, tubos, cabos e sondas para descida e içamento dos sistemas de ensaio.

A finalidade dos obturadores é isolar os trechos de ensaio. Normalmente são empregados obturadores simples, quando os ensaios são efetuados durante a perfuração, o que é necessário nos casos de instabilidade das paredes das sondagens e de instalação de revestimentos. Os obturadores duplos são empregados normalmente quando os ensaios são conduzidos após a conclusão das perfurações. Outras configurações, com quatro obturadores, têm sido empregadas para isolar trechos acima e abaixo do trecho ensaiado, permitindo linearizar o fluxo no trecho de ensaio,

através de injeção nos trechos laterais (LOUIS, 1974), ou permitindo avaliar a comunicação hidráulica entre os trechos isolados, através do monitoramento das pressões. Têm sido utilizados sistemas com mais de quatro obturadores, quando o objetivo é um monitoramento de longa duração (PICKENS et alii, 1987), ou quando são efetuadas leituras simultâneas de vários trechos, em ensaios tridimensionais (HSIEH et alii, 1983), apesar das dificuldades na operação desses sistemas. Apresentam comprimentos entre 0,5 m e 1,5 m e, quando são duplos, são conectados por tubo perfurado.

Os obturadores são expandidos por meios mecânicos, hidráulicos ou pneumáticos. Os obturadores hidráulicos e pneumáticos são apontados como os mais eficientes na garantia de trechos perfeitamente obturados. Para permitir a expansão das borrachas, uma das extremidades é fixa, e a outra é móvel. A pressão para inflar os obturadores deve apresentar-se com uma margem segura acima da pressão hidrostática e da máxima pressão a ser aplicada durante o ensaio. A pressão de obturação pode ser deduzida a partir da elaboração de uma curva de pressão versus tempo, utilizando dados de controle levantados junto ao compressor, em superfície e nos trechos de ensaio, superior e inferior, em subsuperfície. Para garantia de trechos perfeitamente isolados, é necessário instalar os obturadores em trechos onde as paredes das sondagens são lisas e sem descontinuidades.

O sistema para bombeamento ou injeção inclui válvulas em superfície ou em profundidade, cuja operação permite a execução do ensaio programado. Para bombeamento, normalmente é necessária bomba submersível instalada em profundidade, e, para injeção, são necessários bomba ou conjunto de tanques pressurizados instalados em superfície. As medidas de vazão são efetuadas em hidrômetros e, quando os valores são muito pequenos, em recipientes calibrados. Para medidas de vazão em uma ampla faixa, incluindo aquelas de valor muito baixo, GALE (1982) descreveu um sistema de tanques pressurizados de diferentes diâmetros ligados à tubulação de injeção, onde é injetado um bulbo de ar, e é medido o seu deslocamento em um comprimento calibrado.

O sistema mais antigo para medidas de pressão utiliza manômetros instalados em superfície e medidores de nível d'água,

sendo necessário computar as perdas de carga nas tubulações, posição do trecho ensaiado e posição do nível d'água. A tendência atual é a utilização de transdutores de pressão para medidas diretas e contínuas durante todo o ensaio, instalados no trecho de ensaio e freqüentemente nos trechos superior e inferior. A calibração dos transdutores pode ser efetuada "in situ", comparando-se as leituras nos transdutores com as leituras de nível d'água efetuadas através de medidas convencionais, quando o equipamento é introduzido na sondagem.

O sistema de aquisição de dados permite o registro das pressões, das temperaturas, das condutividades elétricas e das vazões. As leituras são registradas em planilhas de dados, manualmente ou automaticamente, com a utilização de medidores digitais ou de microcomputadores. O registro contínuo, simultâneo e automático de dados é de particular interesse, especialmente no início dos ensaios, quando ocorrem as grandes variações nas pressões ou nas vazões durante um curto período de tempo. Esse tipo de registro permite um acompanhamento mais eficiente do andamento do ensaio, permite identificar falhas de equipamento e fornece um registro detalhado para análises futuras do comportamento do maciço rochoso, tanto sob condições constantes como não constantes de fluxo.

A conveniência de um registro contínuo de dados foi apontada por PEARSON & MONEY (1977). Para SCHROEDER (1982), um sistema ideal de registro de dados deve permitir a leitura de todos os instrumentos instalados nos diversos pontos simultaneamente e continuamente. Um sistema de registro automático de dados usado em trabalhos de ensaios hidráulicos foi descrito por MULLER (1984).

2.4. ANÁLISES DE FLUXO EM MODELOS ESTATÍSTICOS E GEOESTATÍSTICOS

Para análises de fluxo em maciços rochosos fraturados, são utilizadas a aproximação a um meio contínuo, quando o maciço rochoso comporta-se como um meio homogêneo e anisotrópico, e a aproximação de descontinuidades discretas, em caso contrário.

Segundo LONG et alii (1982) e LONG & WITHERSPOON (1985), um maciço rochoso comporta-se como meio homogêneo e anisotrópico, quando:

- a. Com uma pequena adição ou subtração no volume ensaiado, a alteração no valor da condutividade hidráulica é insignificante.
- b. As condutividades hidráulicas determinadas em várias direções definem um tensor simétrico de condutividade hidráulica. Nesse caso, $1/[K_g(\alpha)]^{1/2}$ versus (α) é uma elipse em diagramas polares, sendo K_g a condutividade hidráulica na direção do gradiente, e (α) a direção do gradiente.
- c. No elemento ensaiado, a vazão de entrada é igual à de saída, e o valor da condutividade hidráulica medido em um lado é igual àquele do lado oposto.
- d. O gradiente médio é constante.

As técnicas de análises apresentadas por LONG et alii (1982) e por LONG & WITHERSPOON (1985) determinam quando as redes de descontinuidades podem ser aproximadas a um meio poroso contínuo e fornecem as componentes do tensor de condutividade hidráulica que minimizam o erro associado à consideração do maciço rochoso similar a um meio poroso contínuo.

Estudos em modelos bidimensionais de redes de descontinuidades discretas mostram que essas redes nem sempre se comportam como um meio homogêneo e anisotrópico (LONG et alii, 1982 e LONG & WITHERSPOON, 1985). Em uma aproximação de meio homogêneo e anisotrópico, heterogeneidades constituídas por importantes descontinuidades não podem ser individualizadas, implicando na não consideração de importantes informações geológicas e hidráulicas. Nesse caso, deve ser utilizado um modelo de redes de descontinuidades discretas para as análises de fluxo.

Para a elaboração de modelos de redes de descontinuidades discretas, é necessária uma aproximação estatística e geoestatística, já que a caracterização de todas as descontinuidades individualmente é totalmente impraticável. As estatísticas das redes de descontinuidades são capazes de descrever os modelos, se as variações são pequenas. Em casos de grandes variações, as interpretações dos resultados obtidos são mais difíceis. ANDERSSON et alii (1984) e ANDERSSON & THUNVIK (1986) investigaram a importância de condicionar as redes com

dados conhecidos, verificando se a variabilidade do fluxo decrescia, quando tais dados eram fornecidos deterministicamente, e apenas a porção desconhecida do modelo era estabelecida estatisticamente.

As análises bidimensionais tendem a subestimativas das condutividades hidráulicas, e as redes de descontinuidades parecem comportar-se menos como um meio contínuo do que a realidade em três dimensões. Isso ocorre devido à possibilidade de não conexão das descontinuidades em um plano, quando, na realidade, são conectadas em três dimensões. LONG et alii (1985) apresentaram técnicas para avaliar o fluxo sob condições constantes em redes tridimensionais de descontinuidades. ANDERSSON & DVERSTORP (1987) estenderam os estudos bidimensionais de ANDERSSON et alii (1984) e de ANDERSSON & THUNVIK (1986) para casos tridimensionais. DERSHOWITZ & EINSTEIN (1987) efetuaram análises utilizando os modelos conceituais de Baecher e Dershowitz.

Os modelos de redes de descontinuidades discretas foram considerados, a princípio, como ferramentas teóricas. O desenvolvimento desses modelos permitem atualmente aplicações a dados de campo, tal como apresentado por ROULEAU & GALE (1987), LONG & BILLAUX (1987) e KHALEEL (1989) para casos bidimensionais e por DVERSTORP & ANDERSSON (1989), BILLAUX et alii (1989) e CACAS et alii (1990) para casos tridimensionais.

Os estudos em modelos estatísticos e geoestatísticos são efetuados com a utilização de computadores, que geram as redes de descontinuidades e solucionam os problemas de fluxo nas redes geradas, submetidas a determinadas condições iniciais e de contorno. DERSHOWITZ & SCHRAUF (1987) apresentaram um programa de computador para redes de descontinuidades discretas (JINX), em desenvolvimento para aplicação a diferentes modelos conceituais existentes ou a serem desenvolvidos, representando diferentes maciços rochosos. É dirigido para aplicação no campo da hidrogeologia e hidrogeotecnia e no campo da mecânica de rochas.

As Figuras 2.76 a 2.81 ilustram os vários modelos conceituais disponíveis para representar as características geométricas de maciços rochosos, tal como apresentados por DERSHOWITZ & EINSTEIN (1988). As diversas análises de fluxo em modelos estatísticos e geoestatísticos de descontinuidades estão

sintetizadas na Tabela 2.6. As Figuras 2.82 a 2.90 ilustram os modelos considerados, as Figuras 2.91 a 2.115 apresentam os resultados obtidos, e o Anexo A4 aborda os estudos efetuados com maior detalhe.

2.5. CONCLUSÕES

Os estudos de LONG et alii (1982) e de LONG & WITHERSPOON (1985) em modelos estatísticos e geoestatísticos e os trabalhos de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985) referentes a ensaios tridimensionais "in situ" fornecem os critérios para identificar, em diversas escalas, maciços rochosos que podem ser tratados como meio homogêneo e anisotrópico e maciços rochosos que devem ter suas descontinuidades discretizadas.

Modelos de descontinuidades discretas representativos dos maciços rochosos para fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos devem estar fundamentados em modelos conceituais que consideram a atitude, a dimensão, a densidade, a interconectividade, os parâmetros hidrogeológicos das descontinuidades e as relações entre as diversas características. Os tipos litológicos e as feições estruturais maiores, como falhas, diques e contatos litológicos devem ser identificados, caracterizados e individualizados nos modelos, através de mapeamentos geológicos e estruturais convencionais. As descontinuidades menores, presentes entre as estruturas geológicas maiores, devem ser caracterizadas através de técnicas estatísticas e geoestatísticas, implementadas em cada um dos domínios geológicos e estruturais homogêneos, cujos limites coincidem normalmente com as feições geológicas maiores.

São necessárias diferentes metodologias para investigar e caracterizar as propriedades hidrogeológicas e hidrogeotécnicas de maciços rochosos fraturados. São necessários o conhecimento geológico e estrutural, a caracterização estatística e geoestatística dos parâmetros geométricos das descontinuidades, a execução de ensaios hidráulicos "in situ" e a aplicação de modelos matemáticos e numéricos.

A caracterização estatística de descontinuidades, efetuada por diversos autores em vários locais, apresentando diversos

Tabela 2.6. Modelos estatísticos e geoestatísticos de descontinuidades para análises de fluxo.

AUTOR (DATA)	CARACTERÍSTICAS DOS MODELOS	OBJETIVOS
LONG et alii (1982)	Teórico, bidimensional, podendo representar os parâmetros estatísticos de famílias de descontinuidades finitas e infinitas : densidade, orientação, comprimento de traço e abertura hidráulica. Análises sob condições constantes de fluxo, considerando que o fluxo e a abertura das descontinuidades estão relacionados pela lei cúbica.	Estudar a influência da geometria e do efeito de escala nas condutividades hidráulicas e no comportamento hidráulico. Estabelecer critérios para aproximação ao comportamento de meio homogêneo e anisotrópico.
LONG & WITHERSPOON (1985)	Teórico, bidimensional, com descontinuidades planas, independentes, infinitas e finitas, com localizações igualmente prováveis, orientações igualmente prováveis e orientações preferenciais. Pode ser condicionado com dados de investigação e representar os seguintes parâmetros estatísticos: densidade, orientação, comprimento de traço e abertura hidráulica. Análises sob condições constantes de fluxo, segundo a lei de Darcy.	Verificar a influência do condicionamento com dados de várias etapas de investigações na incerteza e na variabilidade das condutividades hidráulicas. Estudar a influência da geometria das descontinuidades nas condutividades hidráulicas.
ANDERSSON et alii (1984)		
ANDERSSON & THUNVIK (1986)		

Tabela 2.6. Continuação.

AUTOR (DATA)	CARACTERÍSTICAS DOS MODELOS	OBJETIVOS
LONG et alii (1985)	Teórico, tridimensional, com descontinuidades em forma de discos circulares, podendo representar os seguintes parâmetros: densidade, orientação, raio e abertura.	Medir condutividades hidráulicas.
ANDERSSON & DVERSTORP (1987)	Teórico, tridimensional, com descontinuidades em forma de discos planos, circulares, podendo representar os seguintes parâmetros estatísticos: densidade, orientação, raio e transmissividade. Pode ser condicionado com dados de investigação. Análises sob condições constantes de fluxo.	Estudar a influência do raio médio e da densidade. Verificar a influência do condicionamento com traços de descontinuidades observados. Investigar a qualidade de estimativas de parâmetros estatísticos e como essa qualidade influencia o fluxo.
DERSHOWITZ & EINSTEIN (1987)	Modelos de Baecher e de Dershowitz, apresentados por DERSHOWITZ & EINSTEIN (1988). Análises tridimensionais e bidimensionais utilizando o programa JINX, discutido por DERSHOWITZ & SCHRAUF (1987).	Comparar condutividades hidráulicas em modelos de descontinuidades com terminações em rocha (Baecher) e com terminações nas intersecções com outras descontinuidades (Dershowitz). Investigar a aproximação dos modelos ao comportamento de meio poroso.

Tabela 2.6. Continuação.

AUTOR (DATA)	CARACTERÍSTICAS DOS MODELOS	OBJETIVOS
ROULEAU & GALE (1987)	Considera dados de campo (granito de Stripa, Suécia), bidimensional, aplicado a seções de uma galeria e utiliza os seguintes dados estatísticos: densidade, orientação e comprimento de traço. Análises sob condições constantes de fluxo.	Estimar aberturas ajustáveis a vazões medidas "in situ". Avaliar a influência da interconectividade sobre a relação porosidade efetiva/porosidade total. Fornecer dados sobre a velocidade de fluxo.
LONG & BILLAUX (1987)	Considera dados de mapeamentos e de sondagens (mina de Fanay-Augères, França), bidimensional e utiliza os seguintes dados estatísticos: densidade, orientação, comprimento de traço e abertura. Foram incorporadas as variabilidades espaciais da densidade e do comprimento de traço, através de simulação geoestatística. Análises sob condições constantes de fluxo.	Avaliar as condutividades hidráulicas em regiões denominadas de fluxo, com dimensões de 70m x 70m e de 10m x 10m, e em regiões denominadas de estudo, com dimensões entre 10m x 10m e 60m x 60m, com gradientes globais e locais.
KHALEEL (1989)	Considera dados de campo (derrames basálticos do Columbia River Basalt), bidimensional, aplicado para representar descontinuidades verticais que formam colunas hexagonais ou irregulares, com aberturas e preenchimentos variáveis. Análises sob condições constantes de fluxo.	Avaliar a dimensão acima da qual um modelo equivalente a um meio poroso pode ser usado para representar o fluxo.

Tabela 2.6. Continuação.

AUTOR (DATA)	CARACTERÍSTICAS DOS MODELOS	OBJETIVOS
DVERSTORP & ANDERSSON (1989)	Considera medidas de vazão e dados de mapeamento e de sondagens (granito de Stripa, Suécia), tridimensional, aplicado a uma galeria e utiliza os seguintes dados estatísticos: densidade, orientação, raio e transmissividade. Análises sob condições constantes de fluxo.	Investigar a possibilidade de calibrar o modelo com base em medidas "in situ" de vazão e com base na geometria dos traços de descontinuidades. Verificar a validade do modelo calibrado através de vazões medidas e simuladas em três sondagens.
BILLAUX et alii (1989)	Considera dados de mapeamentos de duas seções, S_1 e S_2 (mina de Fanay-Augères, França), tridimensional e utiliza os seguintes dados estatísticos: densidade, orientação, raio e transmissividade. Considera a localização das descontinuidades segundo agrupamentos. Foram incorporadas as variabilidades espaciais da densidade e da orientação.	Avaliar a interconectividade entre as descontinuidades.

Tabela 2.6. Continuação.

AUTOR (DATA)	CARACTERÍSTICAS DOS MODELOS	OBJETIVOS
CACAS et alii (1990)	Considera dados de campo (mina de Fanay-Augères, França), tridimensional. O modelo estatístico de redes de descontinuidades discretas assume as descontinuidades tal como discos circulares, com densidade, orientação e dimensão determinadas a partir de observações "in situ". O fluxo é restrito a canais, cujas condutividades hidráulicas são inferidas a partir de ensaios hidráulicos.	Avaliar a condutividade hidráulica de um volume elementar representativo (VER) a partir de simulações em escalas menores, de 10m x 10m x 10m e de 5m x 5m x 5m. Validar o modelo através de medidas de vazão e de cargas hidráulicas em uma galeria e de determinações das condutividades hidráulicas globais "in situ" e do modelo.

tipos litológicos, estabeleceu os tipos de distribuição que permitem uma descrição matemática das orientações, dos espaçamentos, dos comprimentos e das aberturas. Até o momento, não existem associações entre as distribuições dos espaçamentos e dos comprimentos de traços das descontinuidades e os processos geológicos. Entretanto, diferentes tipos de distribuição devem associar-se à variedade de processos mecânicos e geológicos e à história geológica da área.

Diversos estudos em modelos de descontinuidades discretas permitem avaliar a influência de vários parâmetros, como densidade, orientação, dimensão e abertura hidráulica ou condutividade hidráulica das descontinuidades, nos valores de condutividades hidráulicas, na variabilidade desses valores e no tipo de comportamento hidráulico dos maciços rochosos, quando são efetuadas análises de fluxo. Sistemas de descontinuidades com pequenos comprimentos de traços e elevada densidade mostram condutividades hidráulicas menores e maior afastamento do modelo de um meio poroso equivalente em relação a sistemas de descontinuidades com elevados comprimentos e pequena densidade. Alguns sistemas de descontinuidades com pequenos comprimentos de traços não se aproximam de um meio homogêneo e anisotrópico, mesmo em amostras de grandes dimensões. Em sistemas onde os comprimentos de traços ultrapassam um certo valor mínimo, as descontinuidades podem ser consideradas de extensão infinita. Sistemas com elevada densidade de descontinuidades de grandes dimensões favorecem a interconectividade, e aqueles com elevada densidade de descontinuidades diminuem a variação nos valores obtidos em um conjunto de análises de fluxo.

Os possíveis erros nas amostragens e as dificuldades para as correções de parâmetros geométricos das descontinuidades, apontados por diversos autores, indicam a necessidade de programas de investigações que minimizem os eventuais erros, preferencialmente com bases geológicas e estruturais.

Estimativas estatísticas precisas e acuradas dos parâmetros geométricos podem ser obtidas apenas para sistemas com elevada densidade de descontinuidades e quando a região de observação é de grandes dimensões. Erros nas dimensões das descontinuidades impedem avaliações corretas da condutividade hidráulica (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

Estudos em modelos estatísticos mostram a redução na variabilidade e na incerteza de resultados de análises de fluxo, quando se efetua o condicionamento dos modelos com dados geométricos obtidos em investigações, apenas para sistemas de elevada densidade de descontinuidades com grandes dimensões. Assim sendo, é necessário o condicionamento com parâmetros hidráulicos obtidos em ensaios "in situ" (ANDERSSON & THUNVIK, 1986 e ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

DVERSTORP & ANDERSSON (1989) verificaram diferenças entre vazões obtidas "in situ" e em modelos elaborados a partir de parâmetros geométricos, efetuaram a calibração desses modelos considerando as vazões de infiltração e o comprimento de traços de descontinuidades com infiltrações. A validade dessa calibração foi verificada através da concordância entre medidas de vazão efetuadas em sondagens, "in situ" e em simulações. CACAS et alii (1990) efetuaram calibração de um modelo de redes de descontinuidades discretas com base em ensaios de perda d'água e verificaram a validade desse modelo com base em medidas de condutividades hidráulicas "in situ", a partir de dados de vazão e de cargas hidráulicas.

Os resultados de análises geoestatísticas fundamentadas em semivariogramas devem ser considerados para gerar redes de descontinuidades com as mesmas variabilidades espaciais e com as mesmas características locais que aquelas medidas em amostras, quando da aproximação de redes de descontinuidades discretas. Os semivariogramas devem ser elaborados em diversas direções, de forma a fornecer as direções com valores de "ranges" máximos e mínimos. A variabilidade espacial provavelmente reflete processos e mecanismos geológicos e estruturais, que devem ser considerados no entendimento dos resultados de análises geoestatísticas.

Os métodos geoestatísticos podem ser aplicados para estimar a distribuição espacial das condutividades hidráulicas nos maciços rochosos, no caso de aproximação de meio contínuo, quando os resultados são obtidos a partir de ensaios efetuados em escalas de pequenas dimensões, de acordo com a proposta apresentada por NEUMAN (1987).

Os métodos e técnicas estatísticas e geoestatísticas constituem instrumentos para análises de dados de sondagens e de

mapeamentos de superfícies e de taludes rochosos, efetuados em locais de implantação de diversas obras brasileiras, principalmente de barragens. Os resultados das análises estatísticas e geoestatísticas, associados aos resultados de ensaios hidráulicos efetuados "in situ" e ao conhecimento geológico e estrutural do maciço rochoso, podem fundamentar a proposição de modelos realistas dos maciços rochosos, visando análises de fluxo pelas fundações.

As análises estatísticas e geoestatísticas constituem uma alternativa para considerar a enorme quantidade de dados levantados de forma cuidadosa, através de sondagens e de mapeamentos, normalmente desprezados, ante à impossibilidade de serem tratados por outros métodos. Descontinuidades de pequena extensão, mas apresentando importância para o comportamento hidrogeológico e hidrogeotécnico devido às suas interconectividades e às suas propriedades hidráulicas, podem ser consideradas e terem seus efeitos computados.

Os modelos de descontinuidades discretas, considerados, a princípio, como ferramentas teóricas para análises de fluxo, no estágio atual de desenvolvimento, permitem aplicações a dados de campo, considerando parâmetros estatísticos (ROULEAU & GALE, 1987; KHALEEL, 1989), a variabilidade espacial desses parâmetros (LONG & BILLAUX, 1987; BILLAUX et alii, 1989) e a localização das descontinuidades segundo agrupamentos, concentradas em determinadas zonas (BILLAUX et alii, 1989) e, portanto, uma maior aproximação à realidade.

Os estudos mostram que o estabelecimento das propriedades hidrogeológicas e hidrogeotécnicas dos maciços rochosos a partir do conhecimento unicamente de seus parâmetros geométricos não é satisfatório, ante às dificuldades para uma completa e perfeita caracterização geométrica. São necessários ensaios "in situ" com instrumentação apenas na sondagem ensaiada e ensaios envolvendo instrumentação em várias sondagens. Os ensaios pontuais investigam apenas as vizinhanças do trecho de ensaio, um pequeno volume do maciço rochoso e as direções aproximadamente perpendiculares às sondagens. São uma ferramenta importante devido às informações sobre a variabilidade da condutividade hidráulica ao longo das sondagens, especialmente no início dos estudos. Após a detecção das feições condicionantes dos projetos

a serem implantados, devem ser efetuados ensaios tridimensionais através de injeção ou de bombeamento, em trechos isolados de uma sondagem, acompanhados de monitoramento das variações das pressões em trechos isolados de outras sondagens.

Os resultados dos ensaios tridimensionais fornecem os valores e as direções principais do tensor de condutividade hidráulica (K) e o valor do armazenamento específico (S_g), quando o maciço rochoso é homogêneo e anisotrópico. Nesse caso, os dados de variações das pressões ajustam-se às curvas-padrão, as raízes quadradas das difusividades hidráulicas $[(K_d/S_g)^{1/2}]$, se em condições não constantes de fluxo, e os valores $[(K_d/D)^{1/2}]$, se em condições constantes de fluxo, delineiam um elipsóide em três dimensões ou uma elipse em duas dimensões (HSIEH et alii, 1983; HSIEH & NEUMAN, 1985; HSIEH et alii, 1985). Caso contrário, devem estar presentes heterogeneidades e feições geológicas que impedem a aproximação do maciço rochoso a um meio homogêneo e anisotrópico. Nesse caso, as feições ou descontinuidades devem ser individualizadas.

Os ensaios tridimensionais permitem determinar as propriedades hidráulicas do maciço rochoso e averiguar a validade da sua aproximação a um meio homogêneo e anisotrópico em diferentes escalas, dependendo do espaçamento entre as sondagens.

A instrumentação em profundidade, seja através dos transdutores de pressão, seja através de medidores de temperatura e de fluxo, constitui importante recurso para a avaliação das propriedades hidrogeológicas e hidrogeotécnicas dos maciços rochosos. Os transdutores fornecem medidas precisas de pressão, e os medidores de temperatura e de fluxo permitem visualizar os modelos de fluxo. O registro automático, contínuo e simultâneo dos dados é outro avanço de grande importância para acompanhamento e interpretação dos ensaios, permitindo leituras desde os instantes iniciais e análises sob condições não constantes e constantes de fluxo.

O conhecimento geológico é de fundamental importância para a programação e interpretação dos ensaios hidráulicos pontuais e tridimensionais. As informações geológicas permitem selecionar as soluções analíticas que devem ser utilizadas e explicam diferenças das respostas obtidas em relação às soluções consideradas.

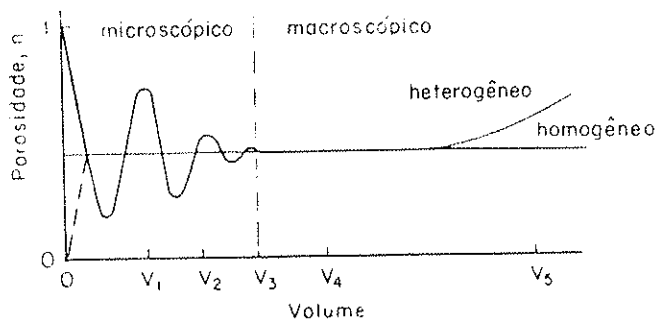


Figura 2.1. Definição de volume elementar representativo (BEAR, 1975).

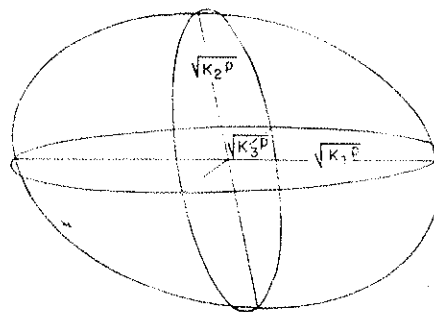


Figura 2.2. Elipsóide de condutividade hidráulica direcional (HSIEH, 1985).

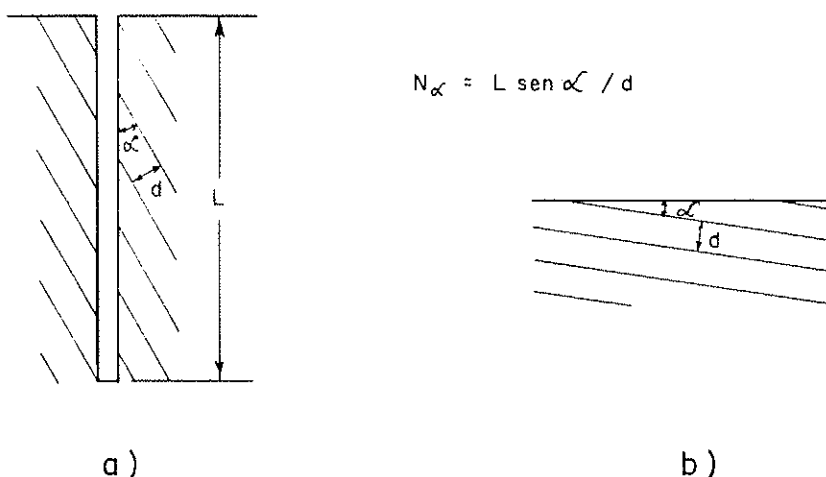


Figura 2.3. Seções verticais através de uma sondagem vertical a) e de um afloramento horizontal b), mostrando uma família de descontinuidades com um espaçamento d , interceptando as linhas de investigação com um ângulo α (TERZAGHI, 1965).

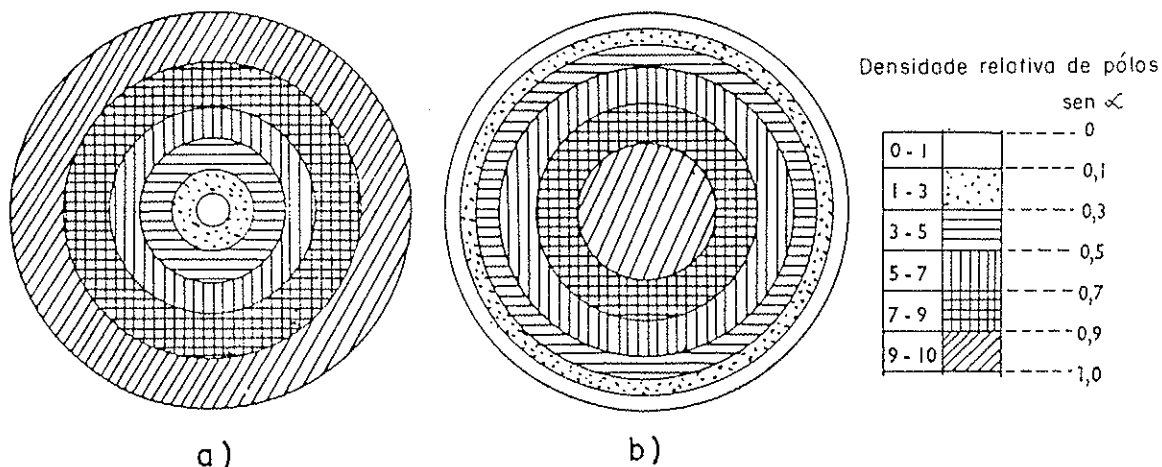


Figura 2.4. Diagramas polares de descontinuidades distribuídas ao acaso, observadas em afloramentos horizontais a) e em sondagens verticais b). Está indicada a densidade relativa de pólos (TERZAGHI, 1965).

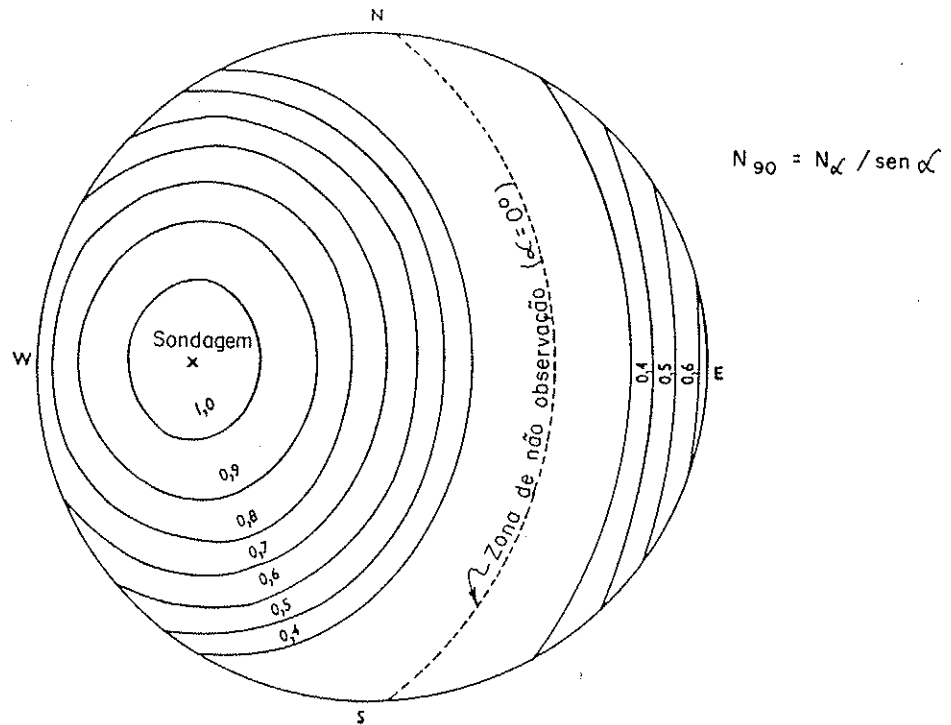


Figura 2.5. Linhas isógonas para pólos de descontinuidades interceptando uma sondagem com mergulho de 45°. Os números entre as linhas são os valores do $\sin \alpha$ (TERZAGHI, 1965).

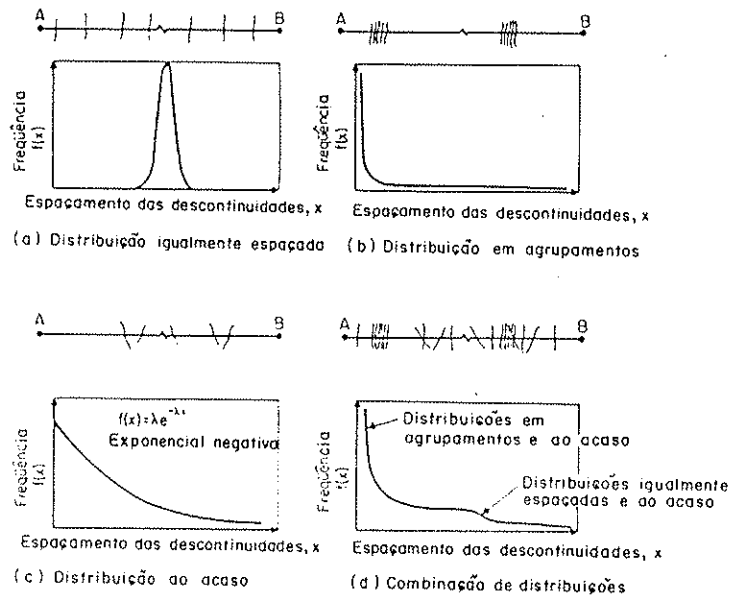


Figura 2.6. Distribuições teóricas dos espaçamentos das descontinuidades (PRIEST & HUDSON, 1976).

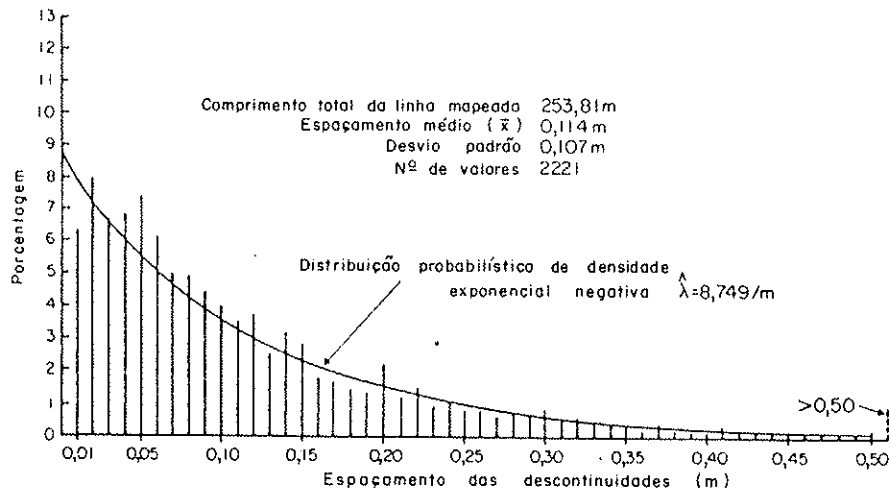


Figura 2.7. Histograma do espaçamento das descontinuidades - shaft no Lower Chalk, Chinnor, Oxfordshire (PRIEST & HUDSON, 1976).

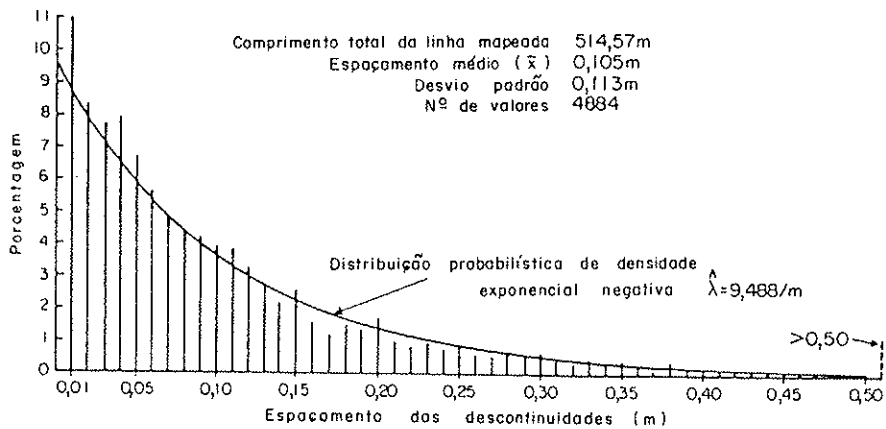


Figura 2.8. Histograma do espaçamento das descontinuidades-túnel no Lower Chalk, Chinnor, Oxfordshire (PRIEST & HUDSON, 1976).

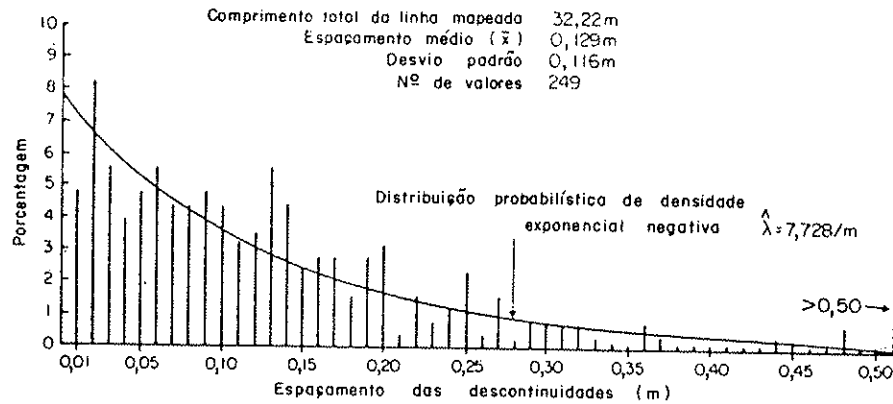


Figura 2.9. Histograma do espaçamento das descontinuidades - túnel em arenito, Rogerley Quarry (PRIEST & HUDSON, 1976).

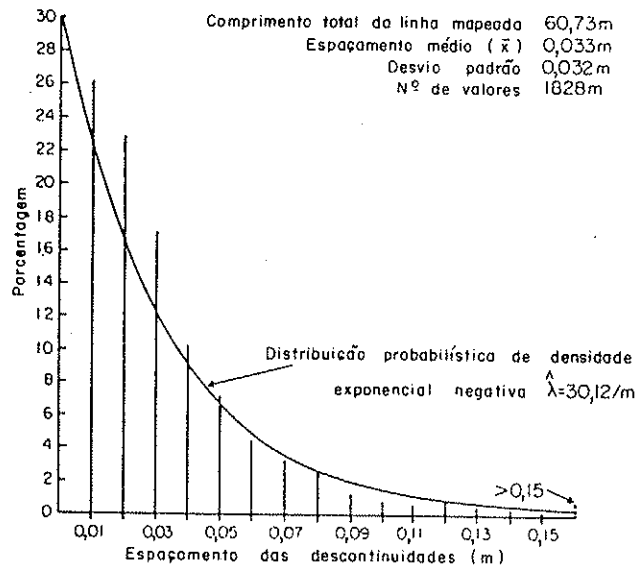
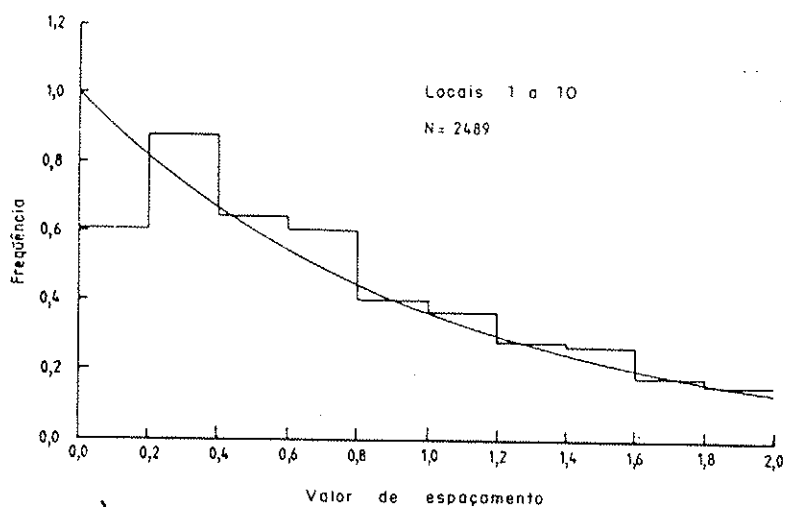
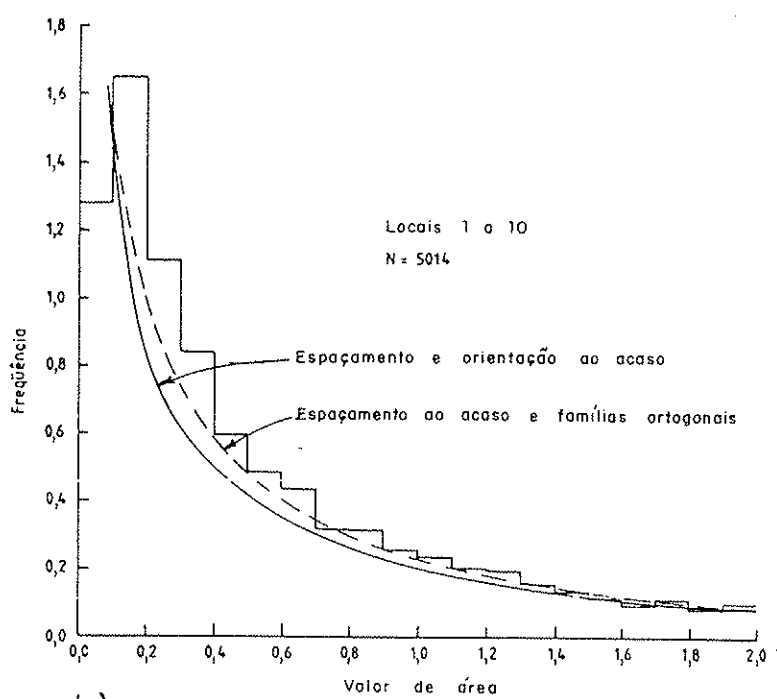


Figura 2.10. Histograma do espaçamento das descontinuidades - túnel em argilito, Rogerley Quarry (PRIEST & HUDSON, 1976).



a)



b)

Figura 2.11. Histogramas normalizados do espaçamento de descontinuidades a) e da área de blocos b)-UK (HUDSON & PRIEST, 1979).

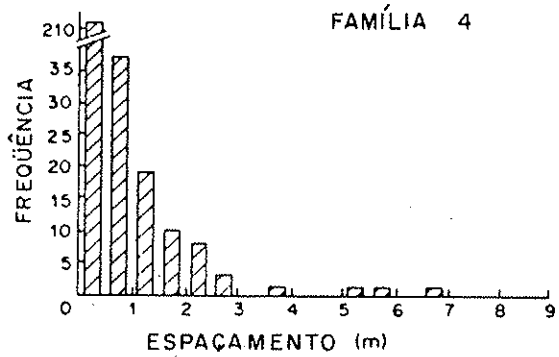
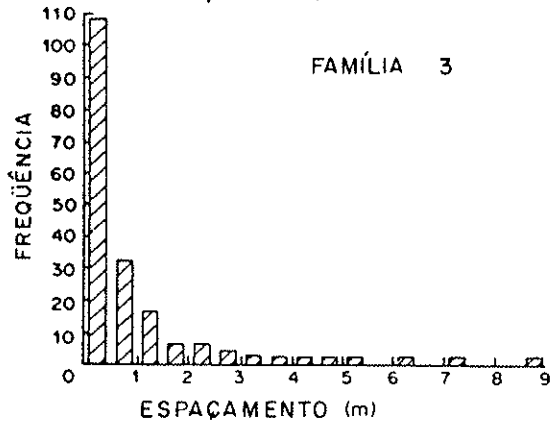
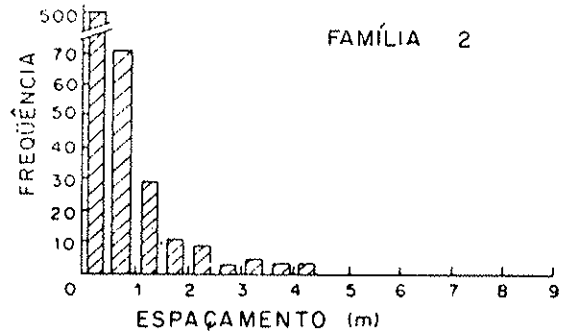
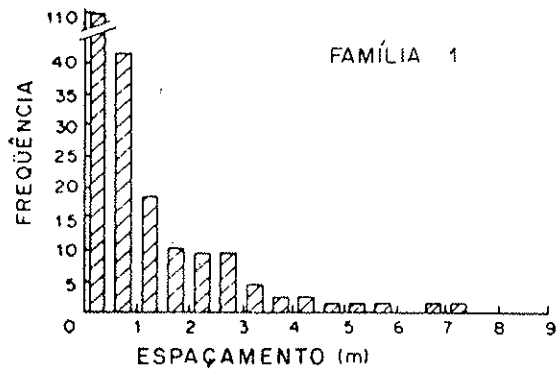


Figura 2.12. Histogramas do espaçamento das descontinuidades-quartzomonzônio, Stripa (ROULEAU & GALE, 1985).

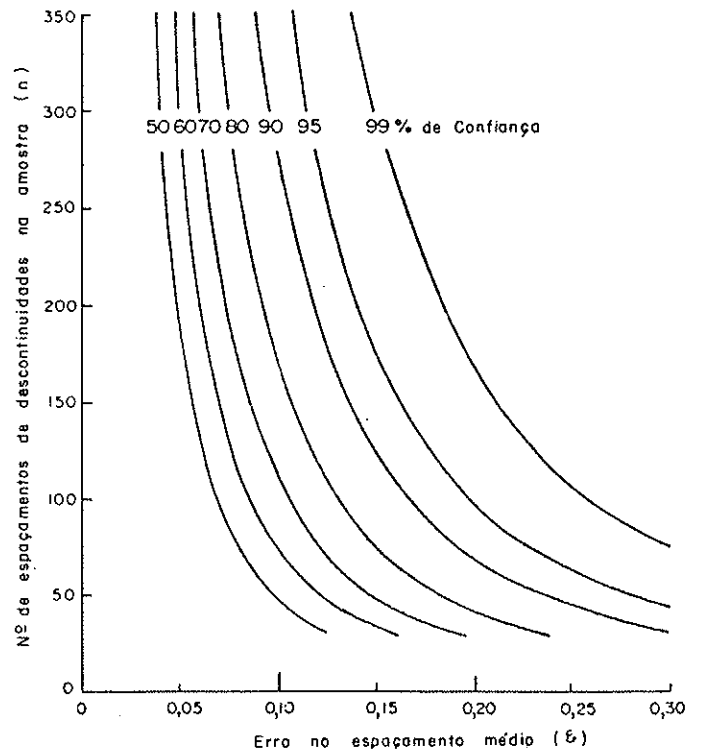
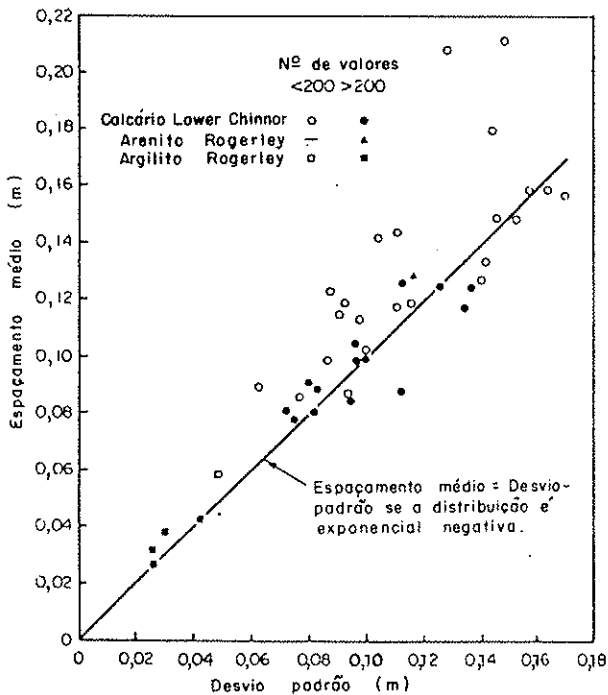


Figura 2.13. Espaçamento médio das descontinuidades versus desvio-padrão - shaft e túnel em Chinnor e túnel em Rogerly Quarry (PRIEST & HUDSON, 1976).

Figura 2.14. Número de amostras versus precisão no espaçamento médio das descontinuidades para distribuições exponenciais negativas (PRIEST & HUDSON, 1981).

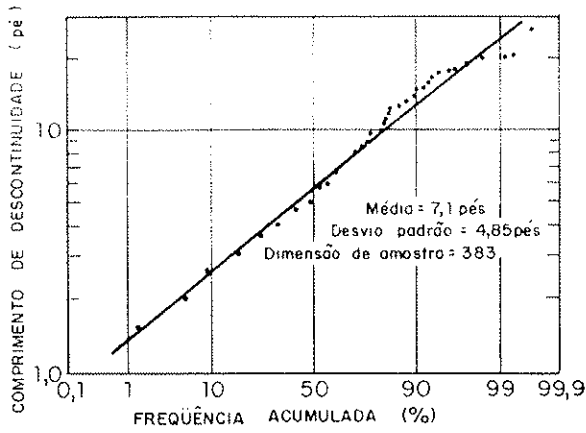


Figura 2.15. Freqüência acumulada do comprimento de traço das descontinuidades- local A, Sul de Albany, New York (BAECHER et alii, 1978).

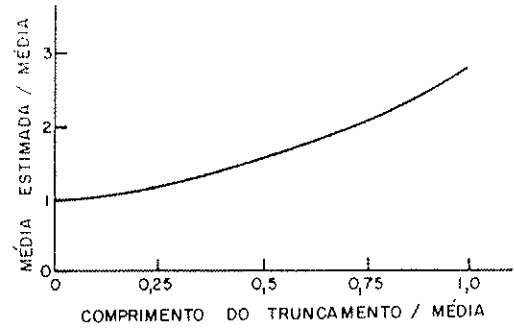


Figura 2.17. Erros na média da amostra devido a truncamentos nos traços das descontinuidades de pequenas dimensões (BAECHER, 1983).

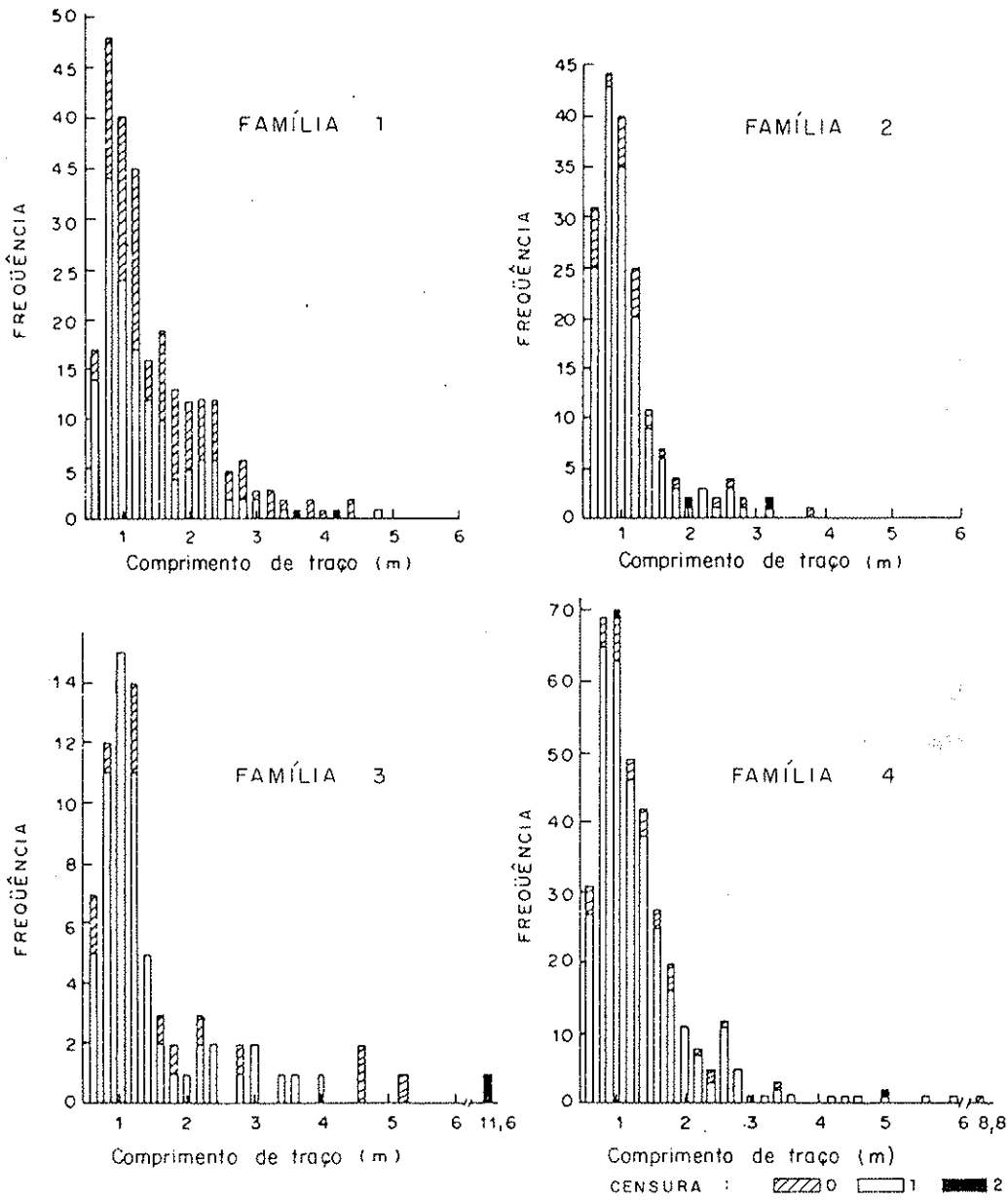
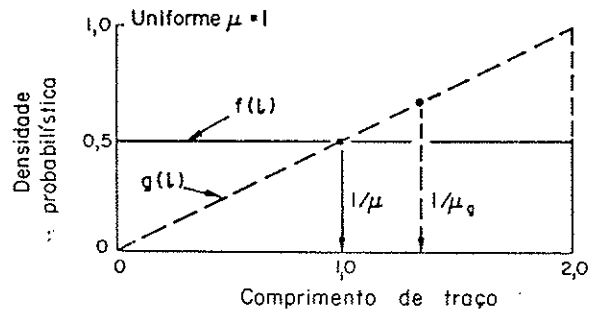
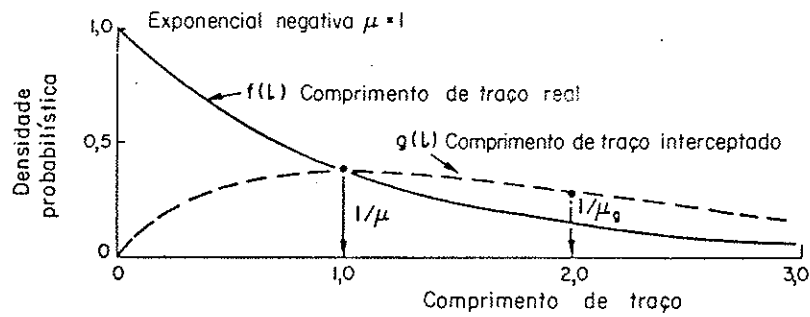
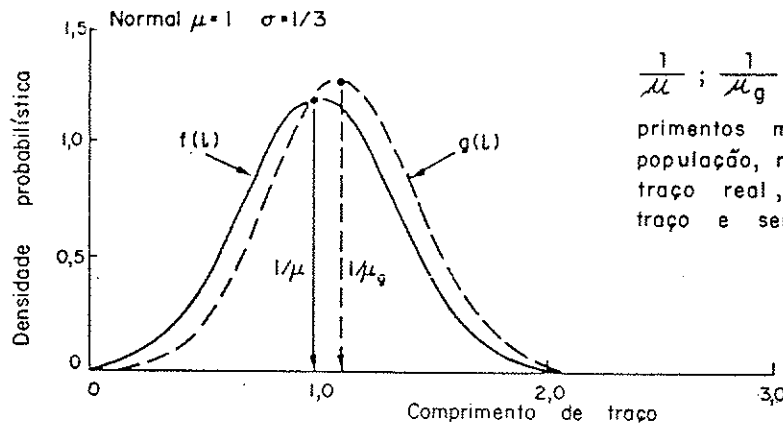


Figura 2.16. Histogramas dos comprimentos de traços de descontinuidades-quartzo-monzonito, Stripa (ROULEAU & GALE, 1985).



μ ; μ_g ; μ_h ; μ_i - frequências de comprimentos médios de traços da população, respectivamente para traço real, interceptado, semi-traço e semi-traço censurado.



$\frac{1}{\mu}$; $\frac{1}{\mu_g}$; $\frac{1}{\mu_h}$; $\frac{1}{\mu_i}$ comprimentos médios de traços da população, respectivamente para traço real, interceptado, semi-traço e semi-traço censurado.

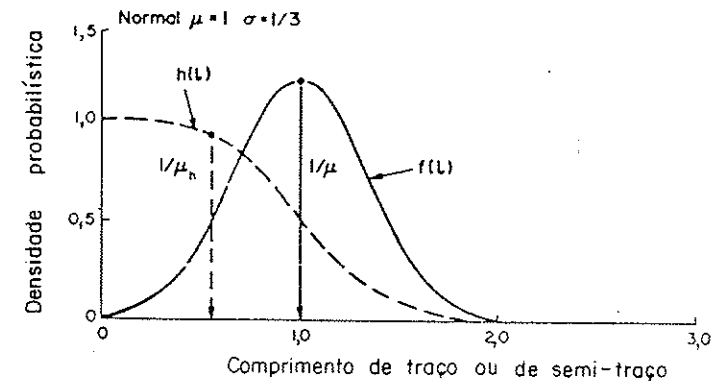
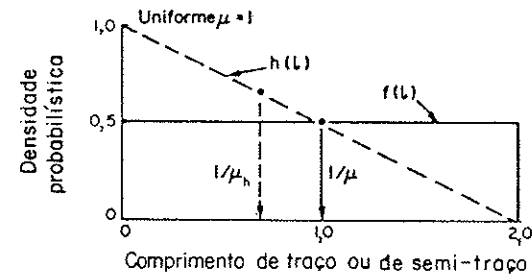
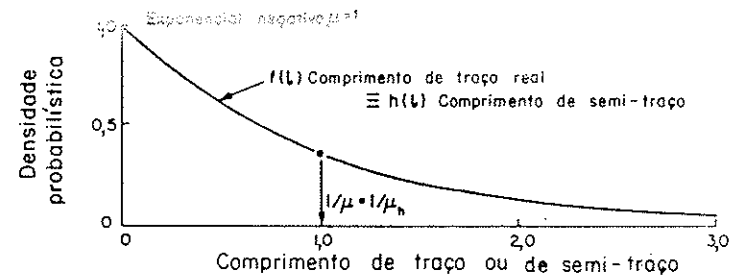


Figura 2.18. Distribuições probabilísticas de densidade dos comprimentos de traços reais $f(l)$ e interceptados $g(l)$, quando $f(l)$ dos comprimentos dos traços apresenta distribuição exponencial negativa, uniforme e normal (PRIEST & HUDSON, 1981).

Figura 2.19. Distribuições probabilísticas de densidade dos comprimentos de traços reais $f(l)$ e dos comprimentos dos semi-traços $h(l)$, quando $f(l)$ apresenta distribuição exponencial negativa, uniforme e normal (PRIEST & HUDSON, 1981).

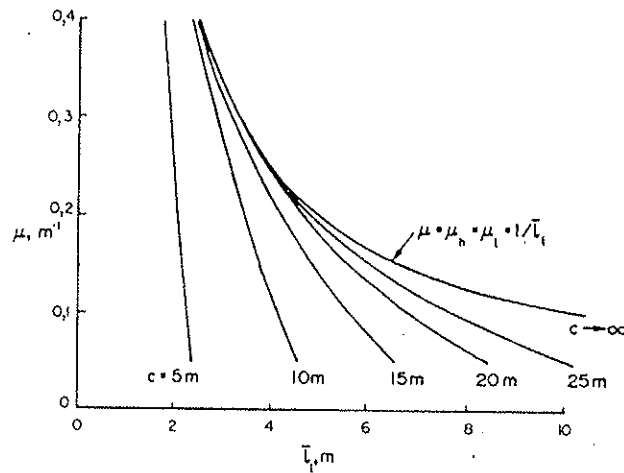
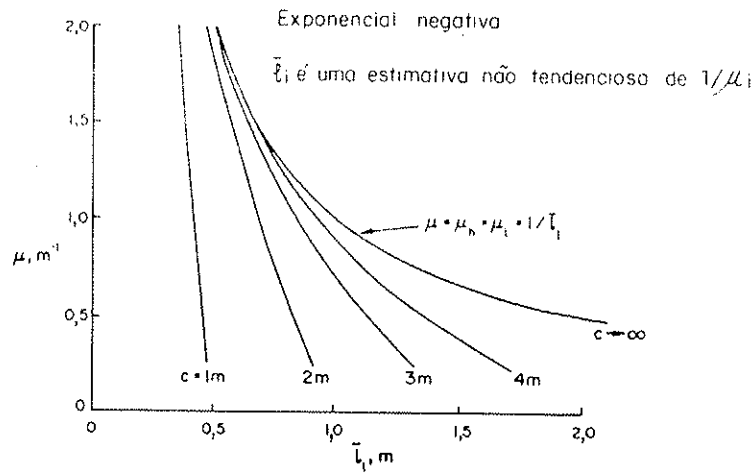


Figura 2.20. Relação entre a freqüência do traço médio (μ) e o comprimento médio do semi-traço censurado (l_i) para vários níveis de censura (c), quando $f(l)$ apresenta distribuição exponencial negativa (PRIEST & HUDSON, 1981).

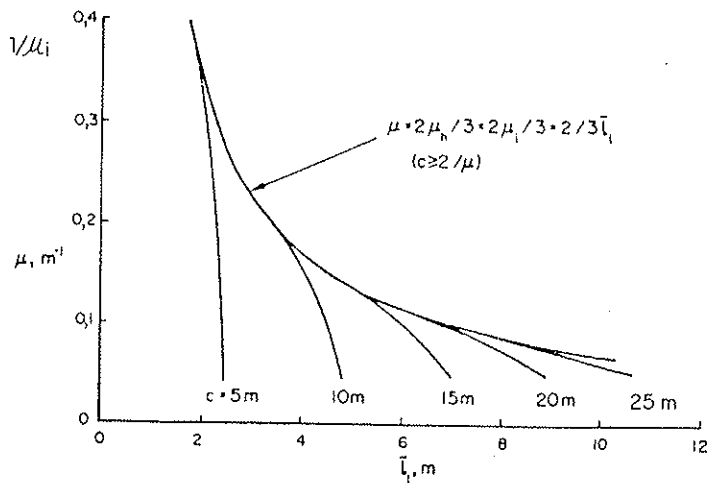
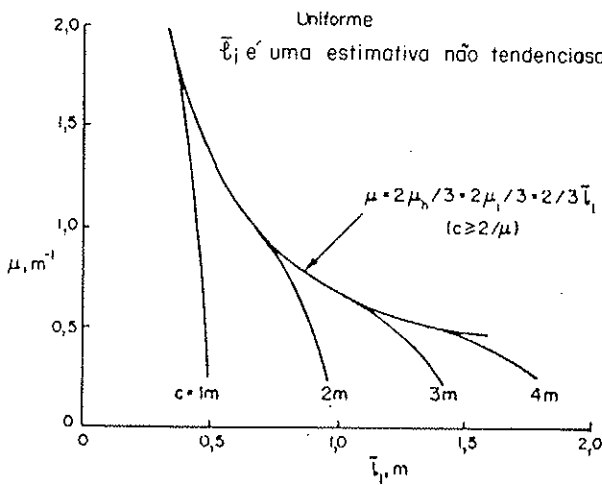


Figura 2.21. Relação entre a freqüência do traço médio (μ) e o comprimento médio do semi-traço censurado (l_i) para vários níveis de censura (c), quando $f(l)$ apresenta distribuição uniforme (PRIEST & HUDSON, 1981).

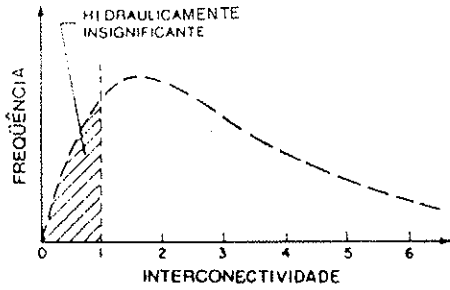
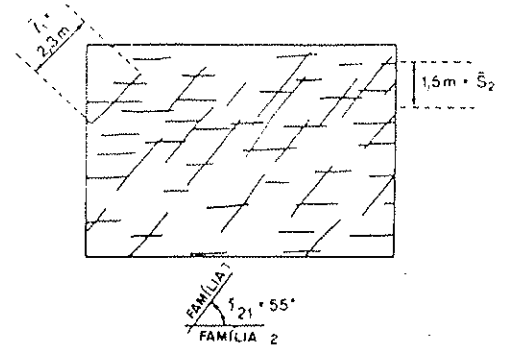


Figura 2.22. Função hipotética de interconectividade para uma família de descontinuidade (ROULEAU & GALE, 1985).



$$\hat{I}_{12} = \frac{\hat{l}_1}{S_2} \times \text{sen } \hat{\gamma}_{21} = \frac{2,3}{1,5} \times 0,82 = 1,26$$

Figura 2.23. Índice de interconectividade (ROULEAU & GALE, 1985).

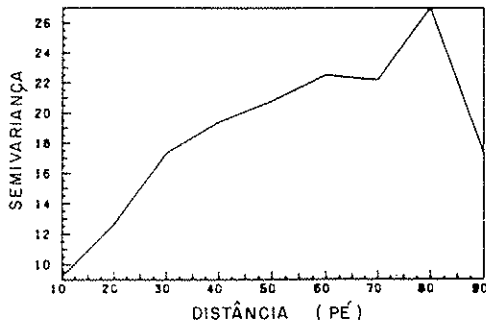


Figura 2.24. Semivariograma da frequência de descontinuidades do dolomito na área de Lannon, Wisconsin (LA POINTE, 1980).

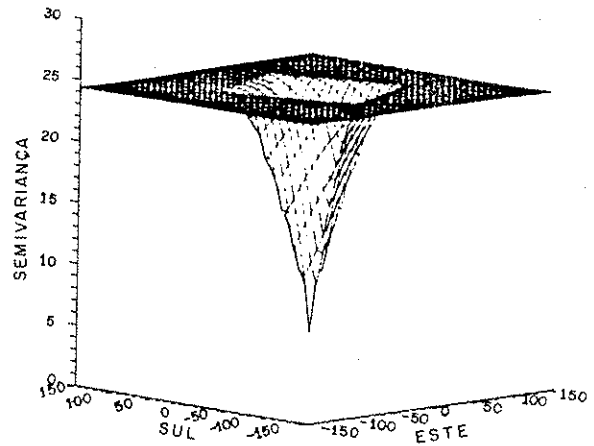


Figura 2.25. Representação tridimensional dos semivariogramas das frequências de descontinuidades do dolomito na área de Lannon, Wisconsin (LA POINTE, 1980).

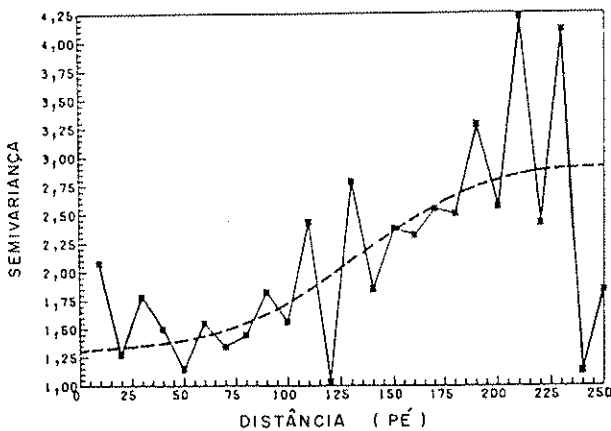


Figura 2.26. Semivariograma da frequência de descontinuidades, família NW - dolomito na área de Lannon, Wisconsin (LA POINTE, 1980).

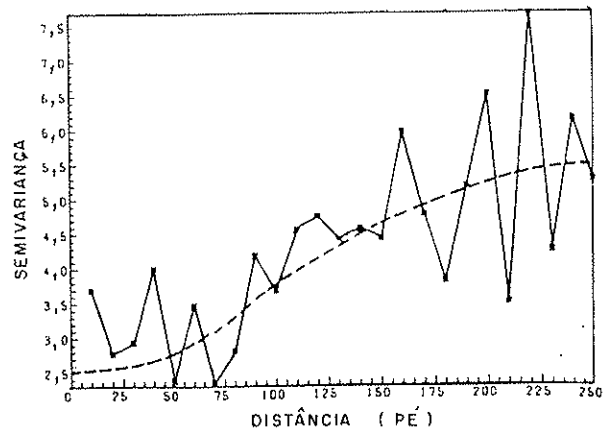


Figura 2.27. Semivariograma da frequência de descontinuidades, família NE - dolomito na área de Lannon, Wisconsin (LA POINTE, 1980).

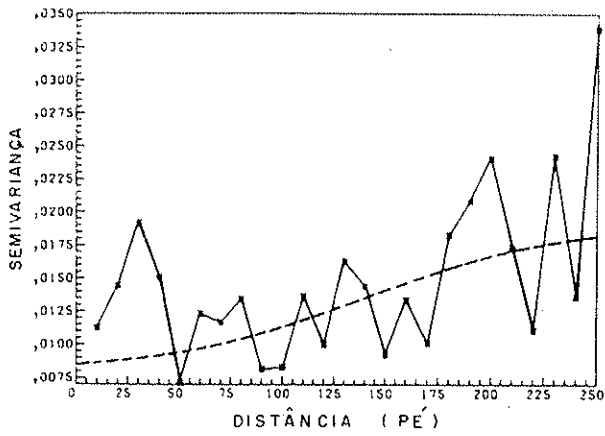


Figura 2.28. Semivariograma dos pólos de orientação das descontinuidades da família NW - dolomito da área de Lannon, Wisconsin (LA POINTE, 1980).

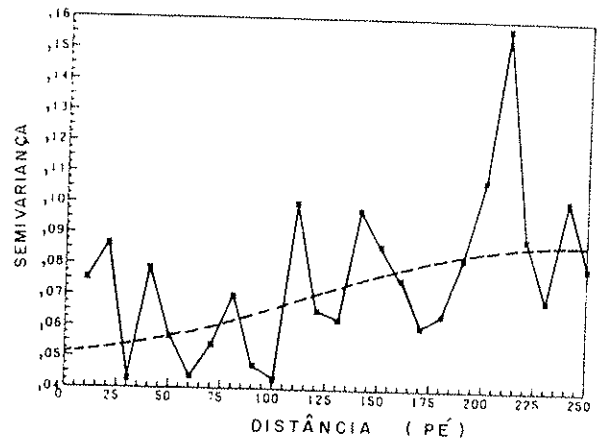


Figura 2.29. Semivariograma dos pólos de orientação das descontinuidades da família NE - dolomito da área de Lannon, Wisconsin (LA POINTE, 1980).

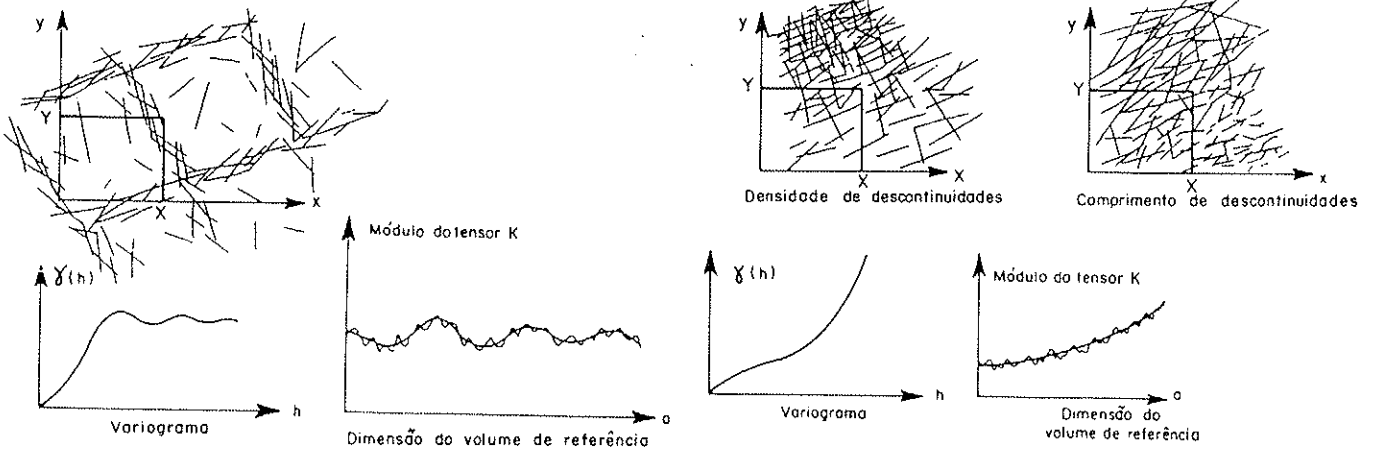


Figura 2.30. Padrões de fraturamento e semivariogramas (FEUGA, 1983).

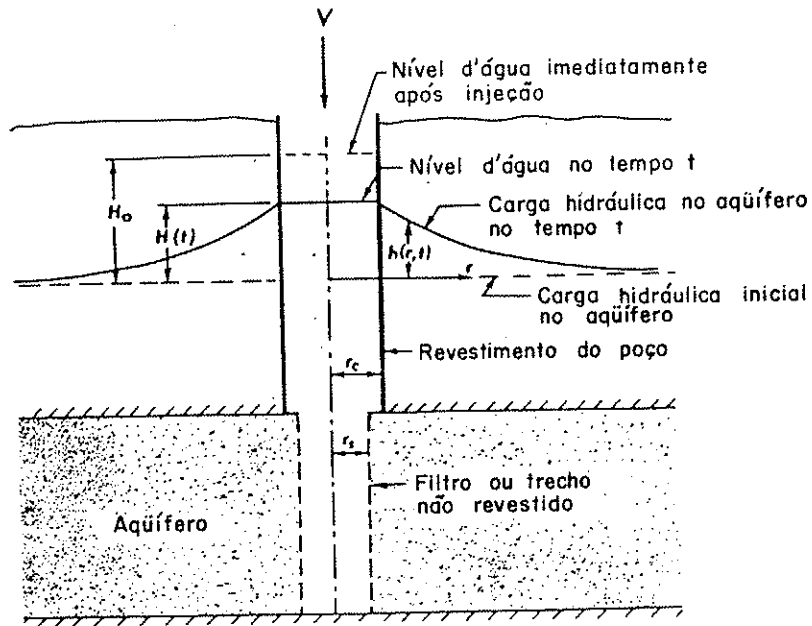


Figura 2.31. Representação idealizada de um poço, onde é injetado um volume V de água (COOPER et alii, 1967).

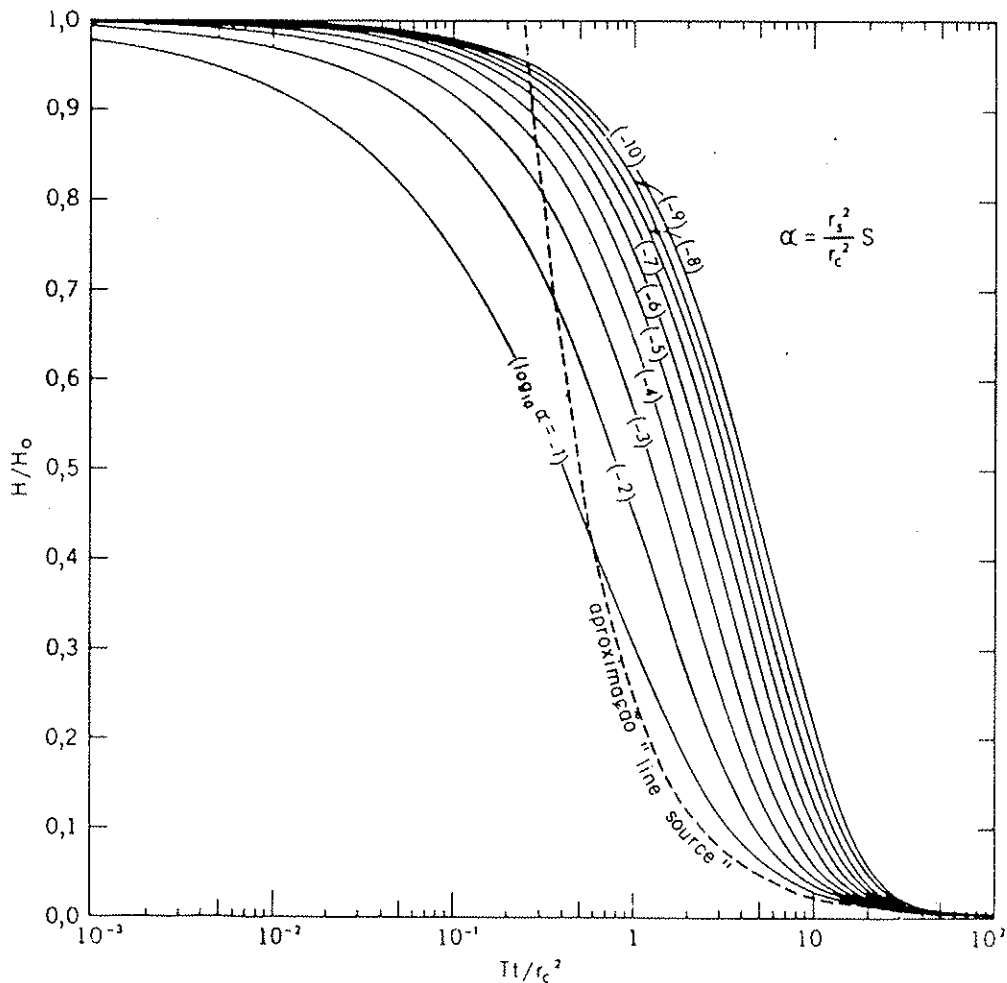


Figura 2.32. Curvas-padrão para alteração instantânea da carga hidráulica em um poço de diâmetro finito (COOPER et alii, 1967; PAPADOPULOS et alii, 1973).

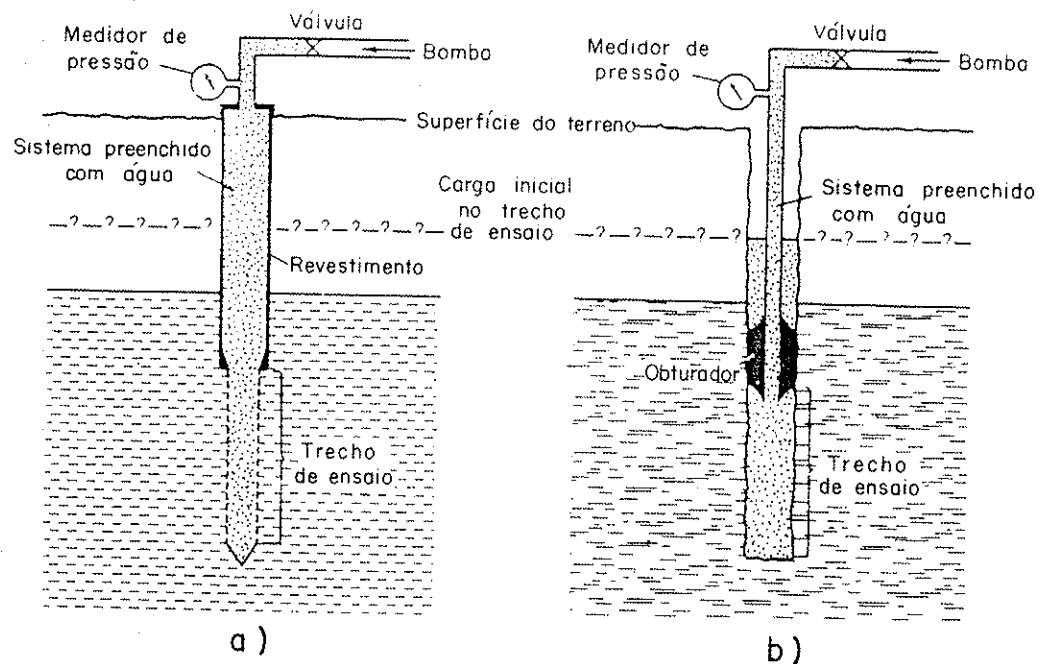


Figura 2.33. Arranjos para execução de "slug test" pressurizado em formações não consolidadas a) e em formações consolidadas b) (BREDEHOEFT & PAPADOPULOS, 1980).

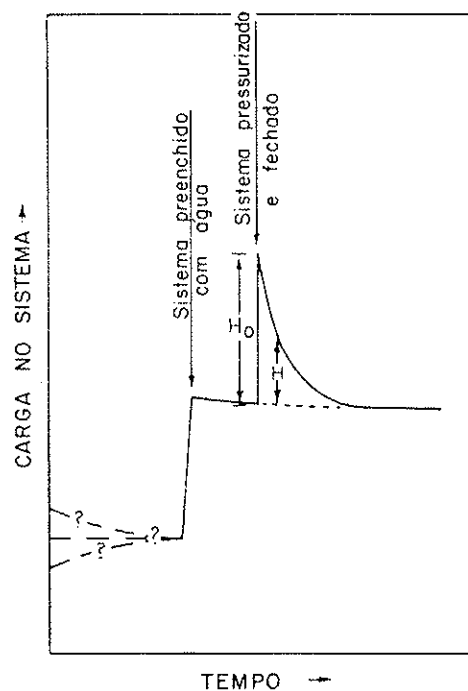


Figura 2.34. Variação esquemática da carga hidráulica antes e após a pressurização (BREDEHOEFT & PAPADOPULOS, 1980).

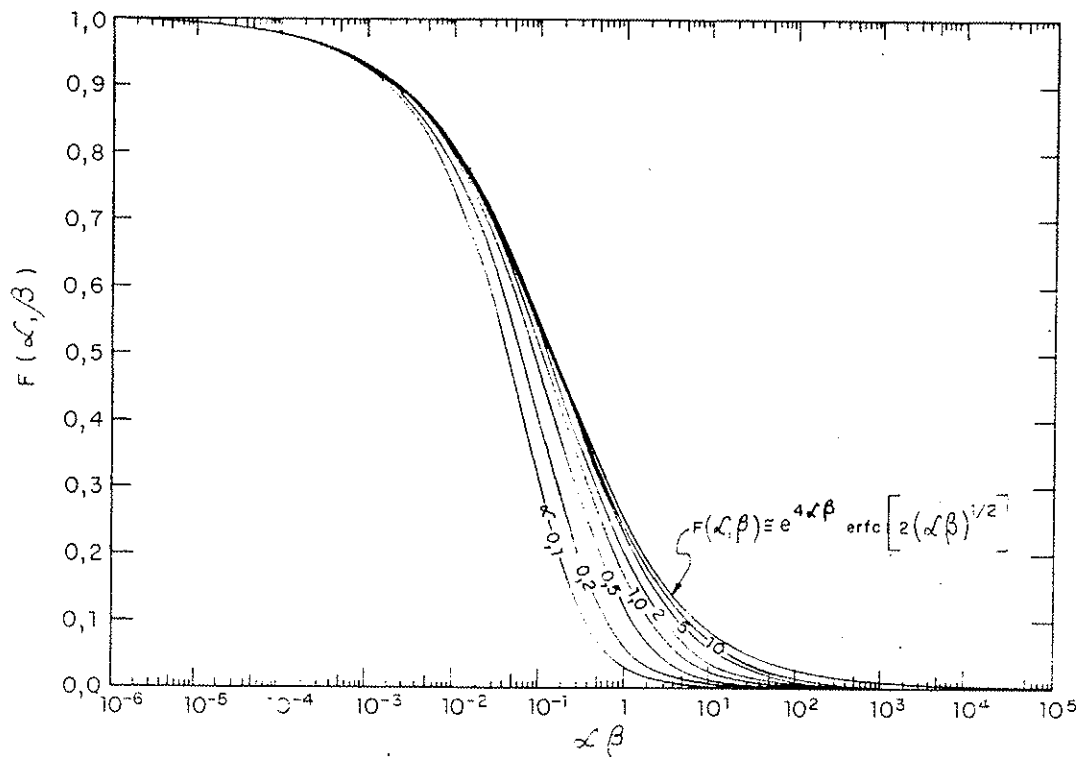


Figura 2.35. Curvas-padrão de $F(\alpha, \beta)$ versus o produto $\alpha\beta$ (BREDEHOEFT & PAPADOPULOS, 1980).

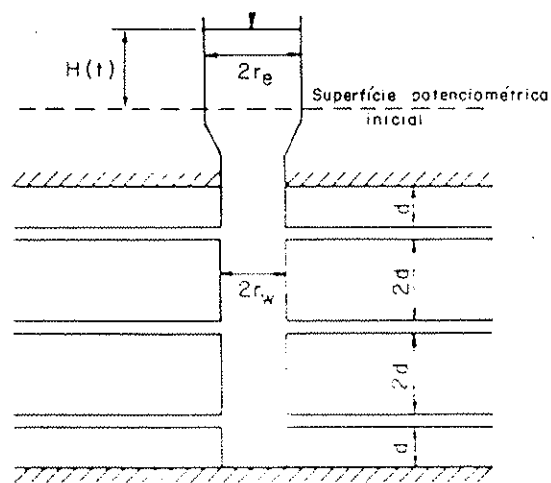


Figura 2.36. Representação esquemática de um "slug test" em um aquífero fraturado (BARKER & BLACK, 1983).

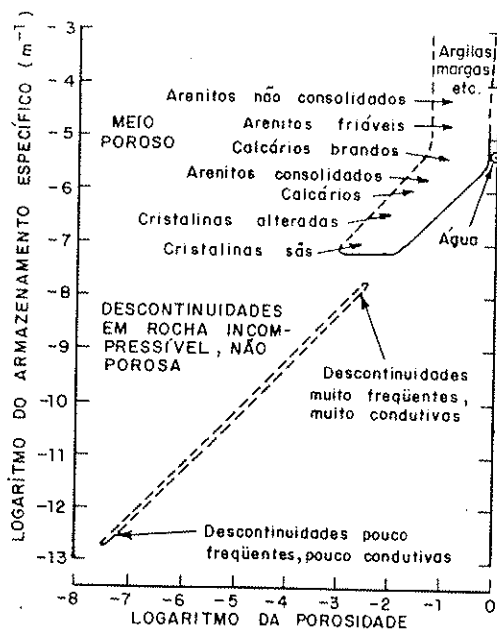


Figura 2.37. Armazenamento específico e porosidade de alguns maciços rochosos (BLACK, 1985).

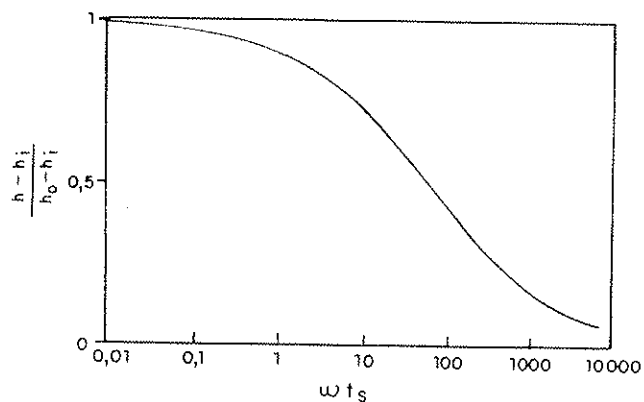


Figura 2.38. Curva-padrão para fluxo linear (KARASAKI et alii, 1988).

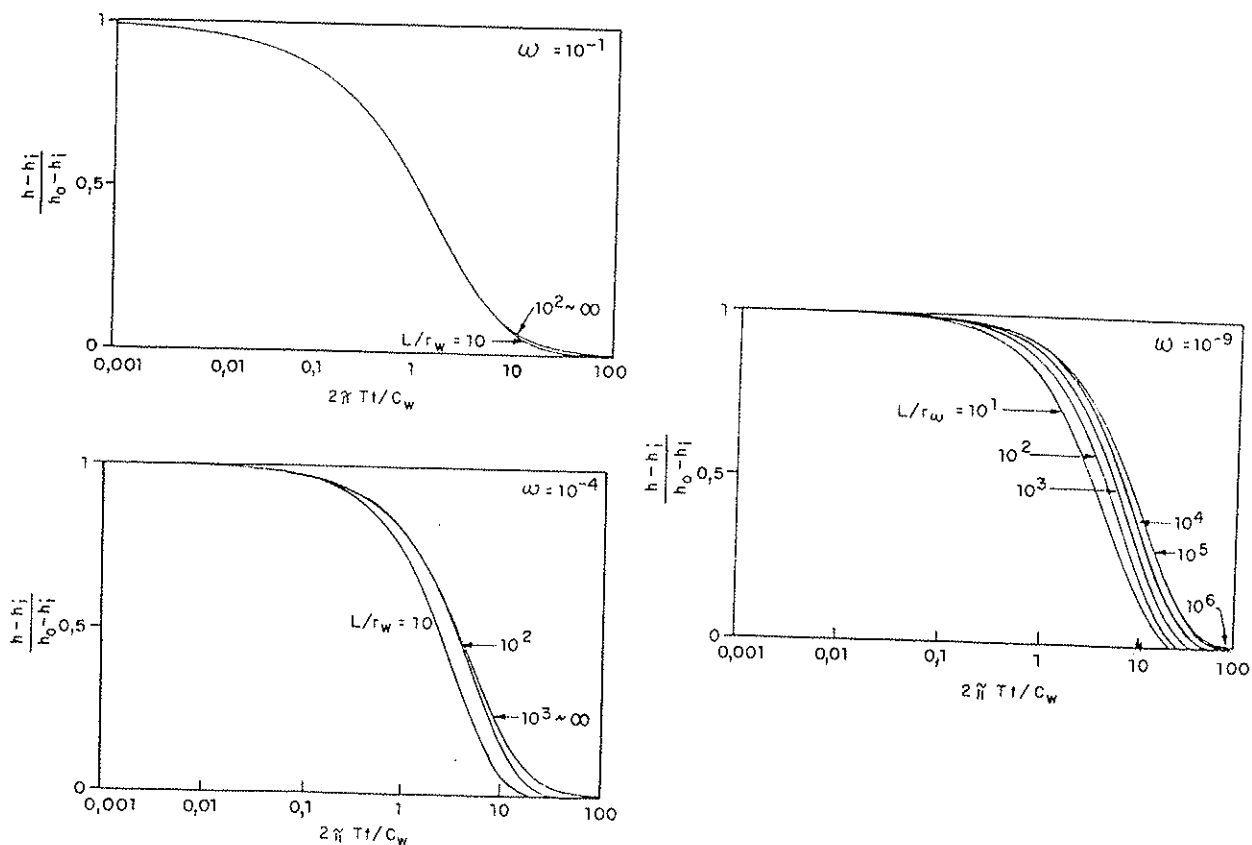


Figura 2.39. Efeitos de barreiras lineares com cargas constantes para $\omega = 1,0E-1$, $\omega = 1,0E-4$ e $\omega = 1,0E-9$ (KARASAKI et alii, 1988).

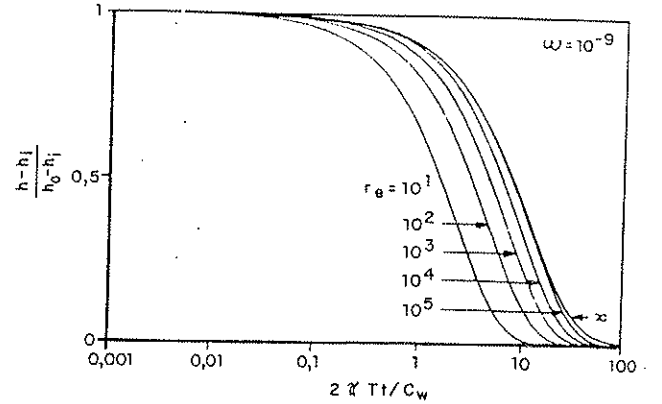
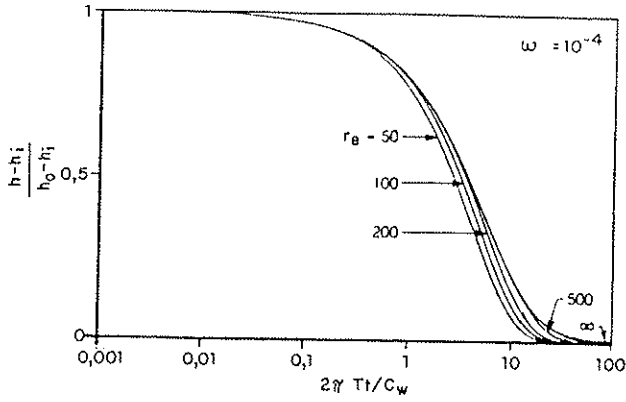


Figura 2.40. Respostas a barreiras radiais com cargas constantes para $\omega = 1,0E-4$ e $\omega = 1,0E-9$ (KARASAKI et alii, 1988).

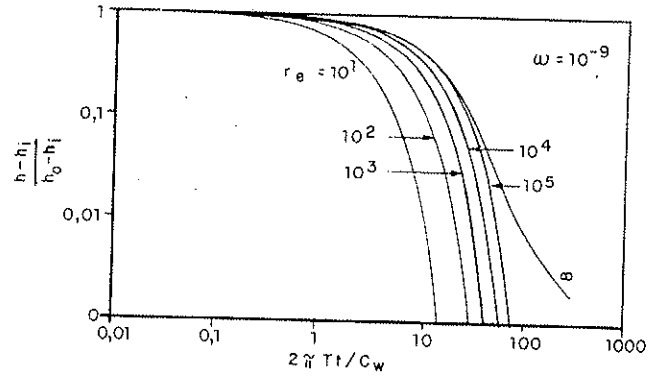
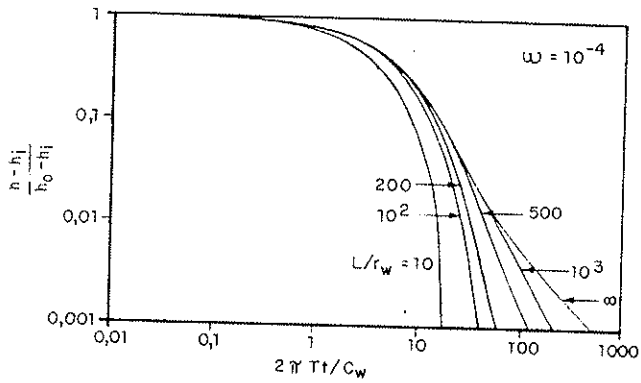


Figura 2.41. Efeitos de barreiras lineares com cargas constantes para $\omega = 1,0E-4$, em diagramas bilogartimicos (KARASAKI et alii, 1988).

Figura 2.42. Efeitos de barreiras radiais com cargas constantes para $\omega = 1,0E-9$, em diagramas bilogartimicos (KARASAKI et alii, 1988).

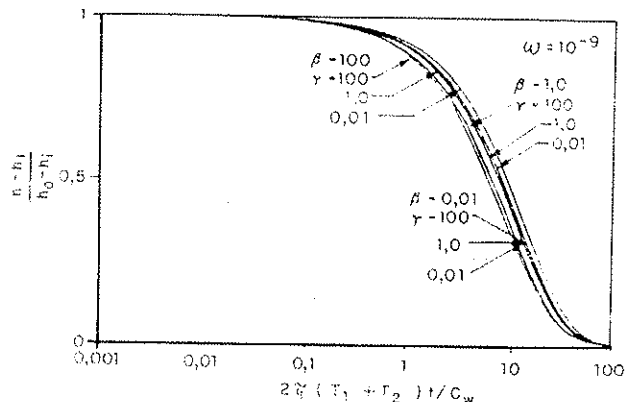
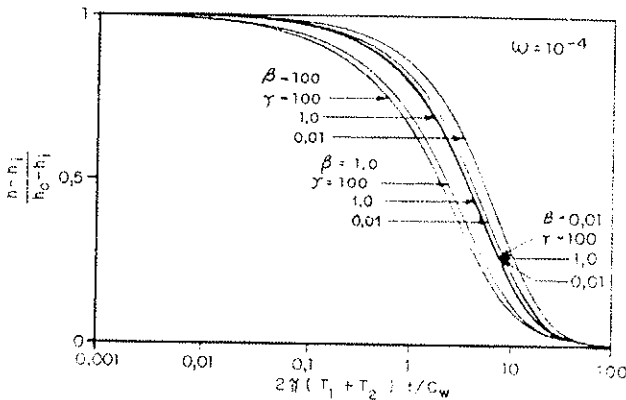


Figura 2.43. Respostas em um aquífero de duas camadas para $\omega = 1,0E-4$ e $\omega = 1,0E-9$ (KARASAKI et alii, 1988).

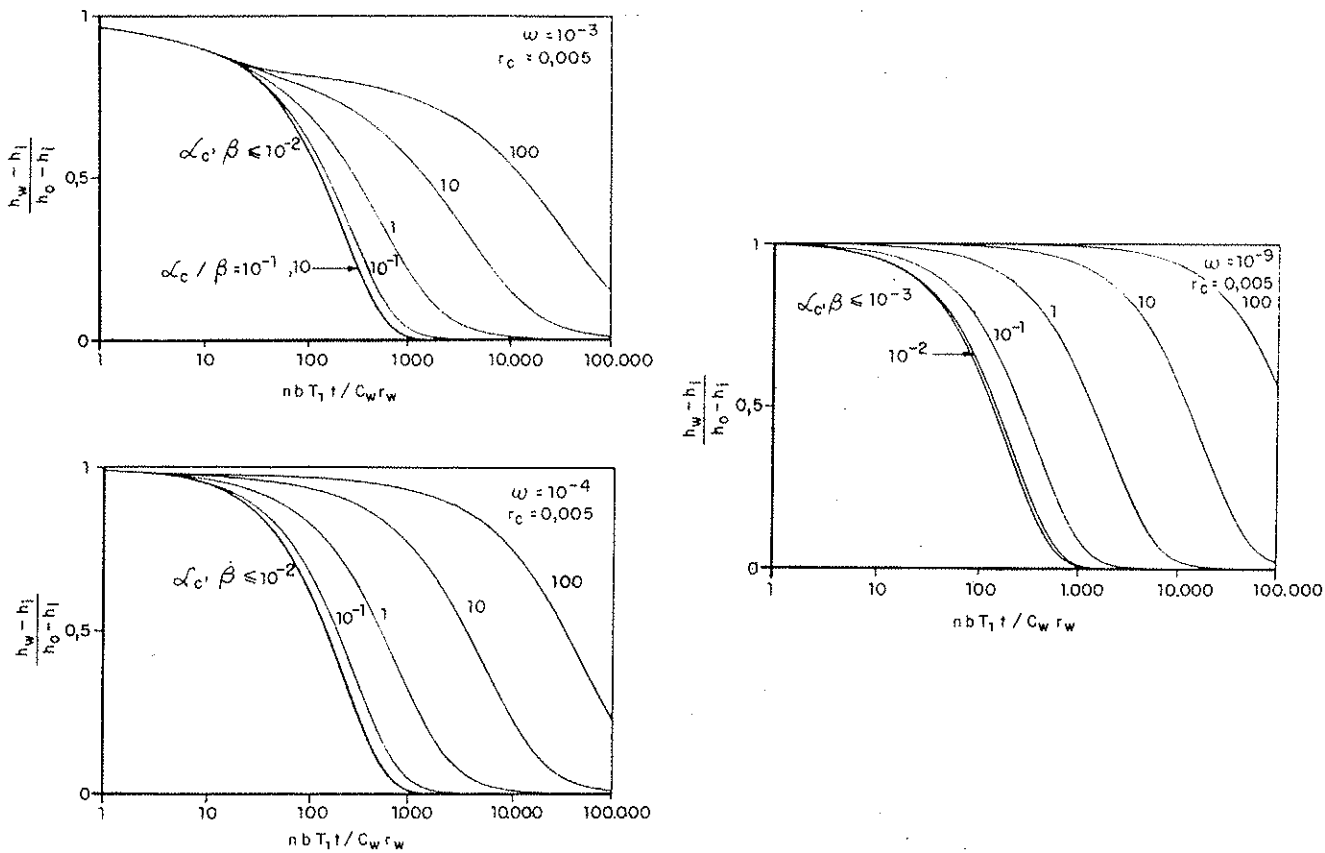


Figura 2.44. Respostas em modelos lineares-radiais, quando $\omega = 1,0E-3$, $\omega = 1,0E-4$ e $\omega = 1,0E-9$ (KARASAKI et alii, 1988).

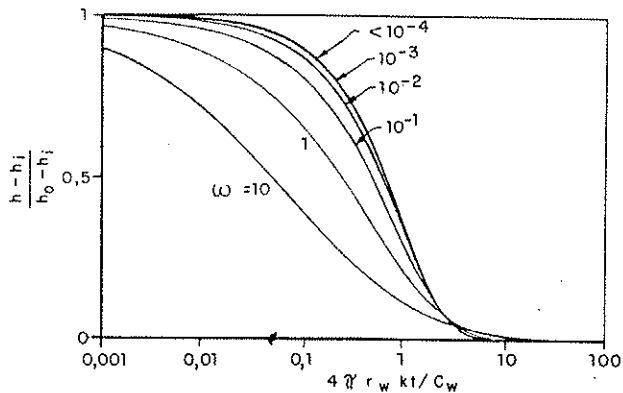


Figura 2.45. Curvas-padrão para fluxo esférico (KARASAKI et alii, 1988).

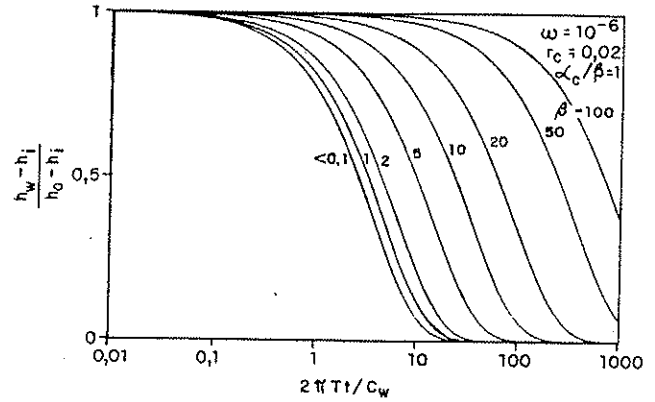
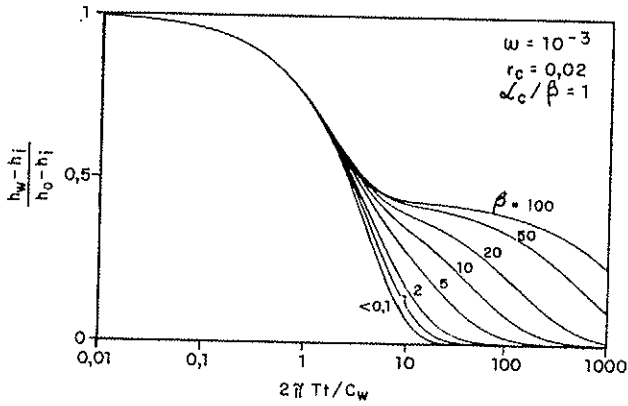


Figura 2.46. Curvas-padrão para fluxo radial-esférico quando $\omega = 1,0E-3$ e $\omega = 1,0E-6$ (KARASAKI et alii, 1988).

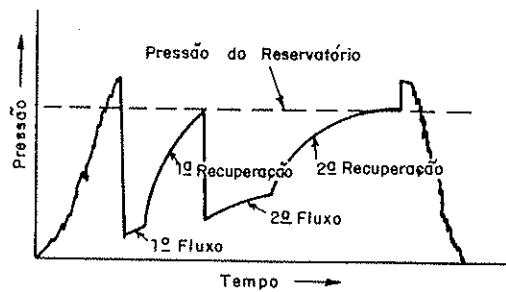


Figura 2.47. Exemplo de dados de um "drill-stem" test (DAW, 1984).

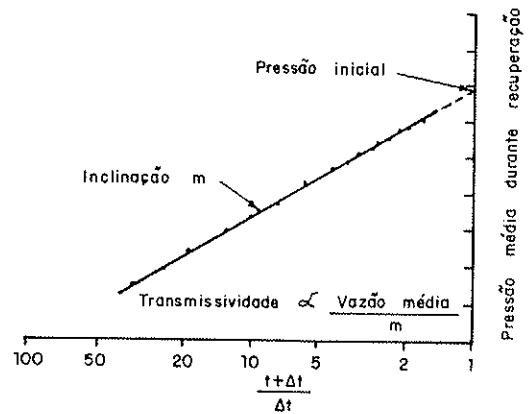


Figura 2.48. Gráfico de recuperação para um "drill-stem" test (DAW, 1984).

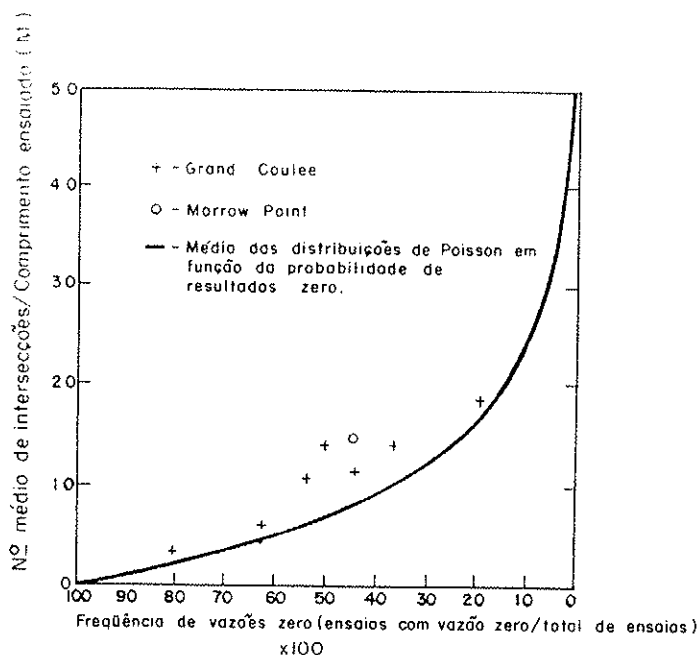


Figura 2.49. Número médio de descontinuidades condutivas por comprimento do trecho de ensaio de perda d'água versus frequência de vazões zero. Média das distribuições de Poisson versus probabilidade de unidades zero (SNOW, 1970).

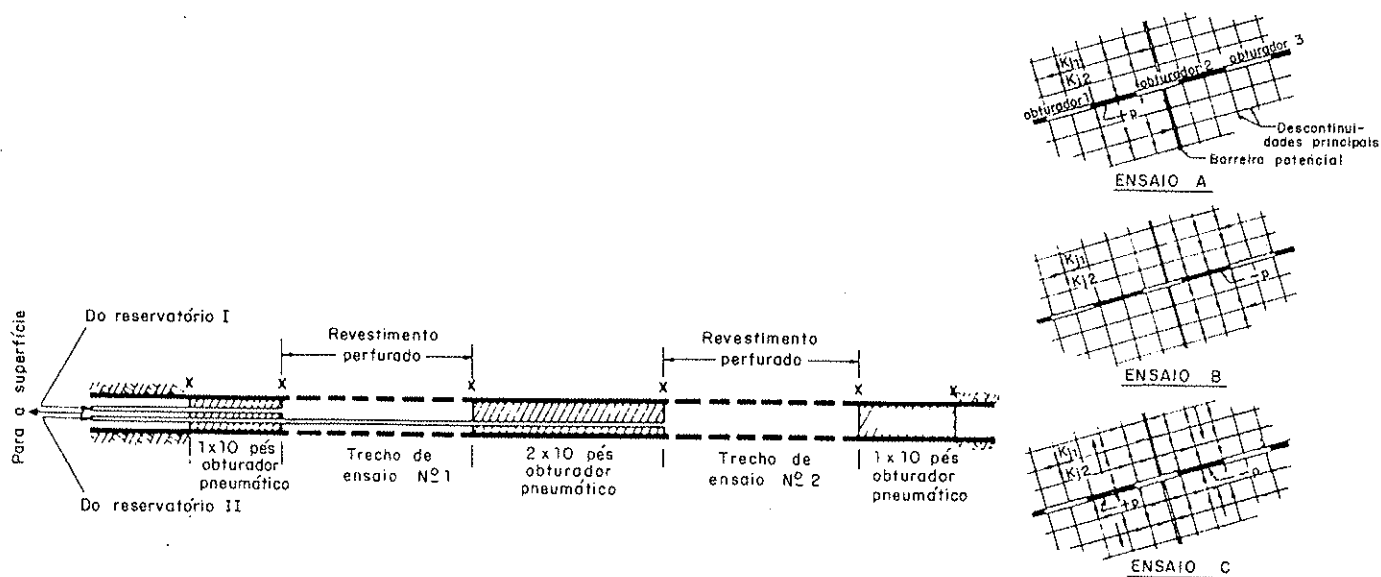


Figura 2.50. Ensaio de injeção e bombeamento para prever heterogeneidades (MAINI et alii, 1972).

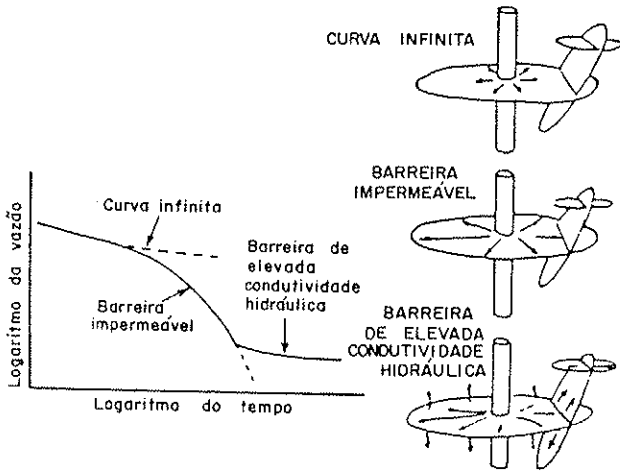


Figura 2.51. Curva de vazão versus tempo para injeção sob pressão constante (DOE et alii, 1982).

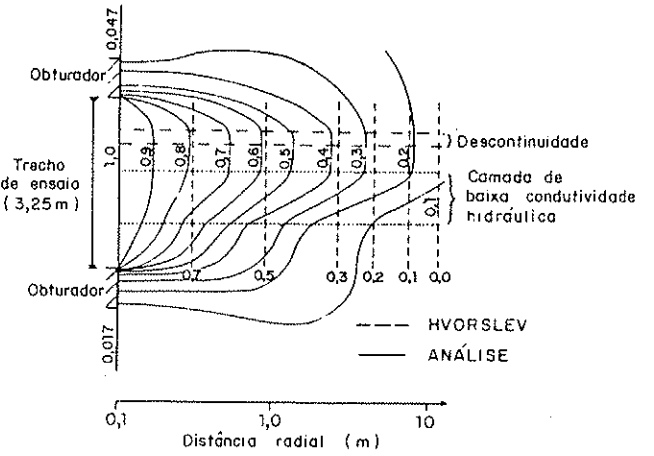


Figura 2.52. Cargas hidráulicas em um trecho de ensaio (BLISS & RUSHTON, 1984).

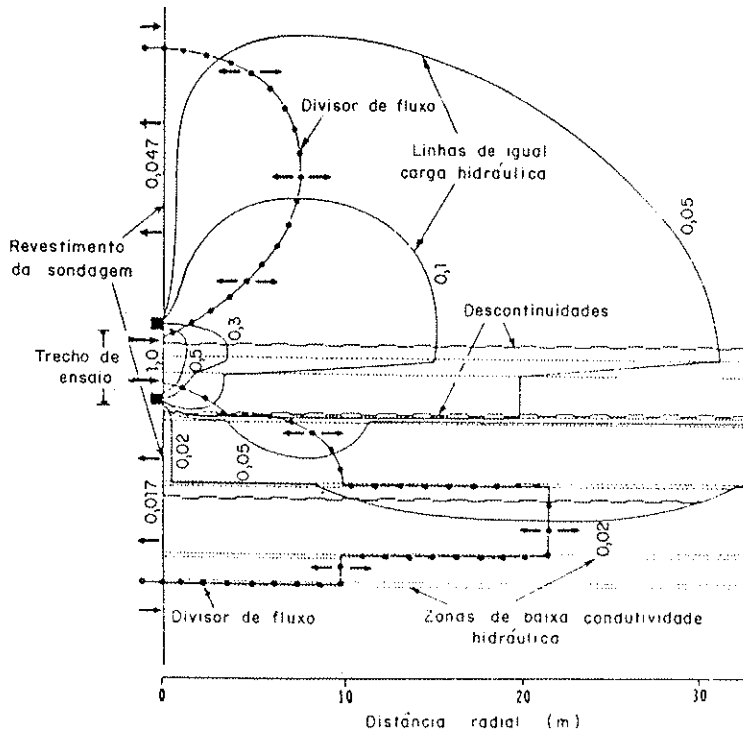


Figura 2.53. Cargas hidráulicas e limites de regiões de fluxo em um trecho de ensaio (BLISS & RUSHTON, 1984).

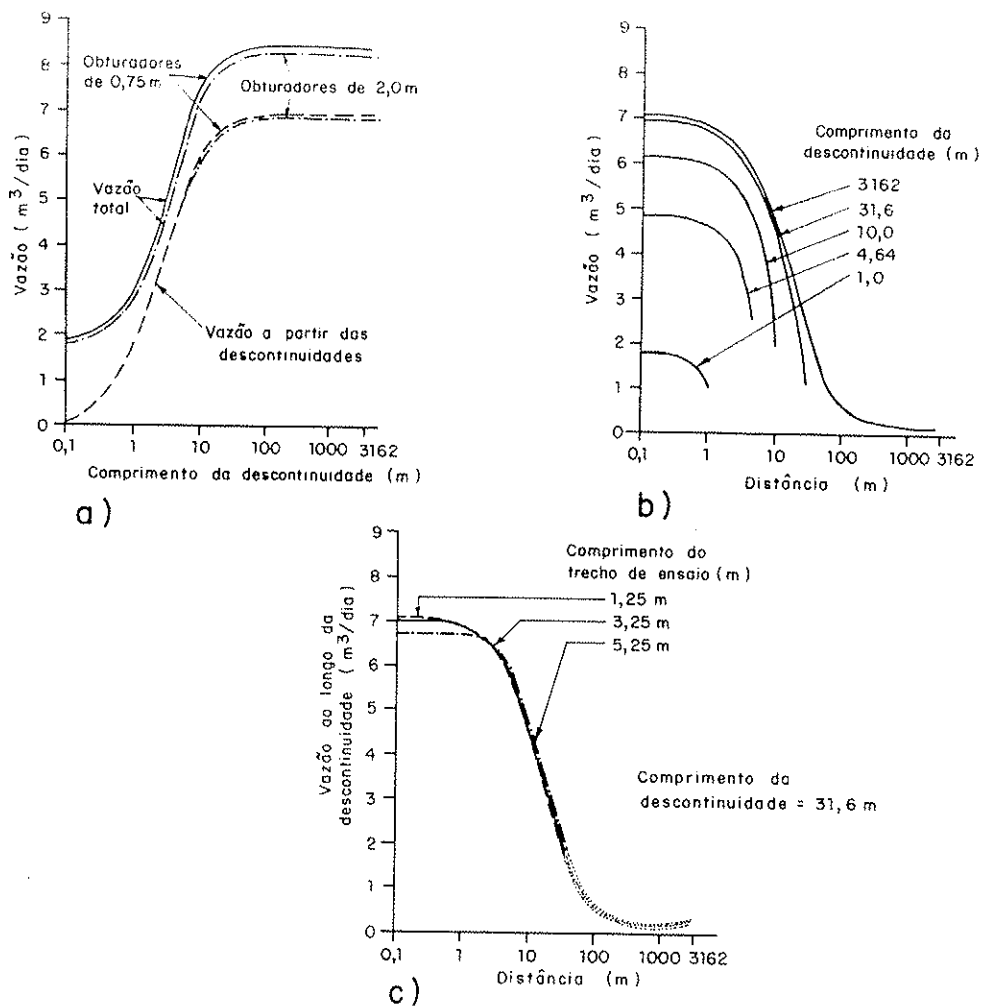


Figura 2.54. Vazões em um trecho de ensaio para descontinuidades, trechos de ensaio e obturadores com diferentes comprimentos (BLISS & RUSHTON, 1984).

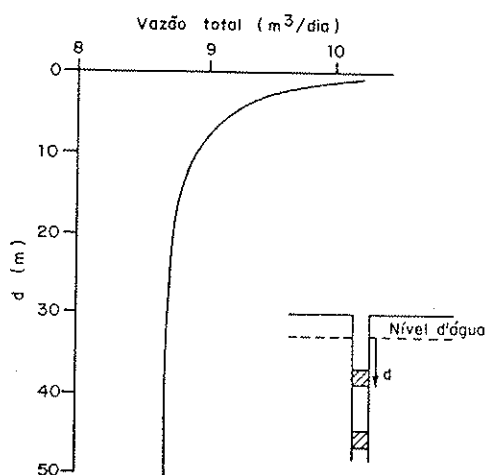


Figura 2.55. Efeito da posição do nível d'água na vazão total de um trecho de ensaio (BLISS & RUSHTON, 1984).

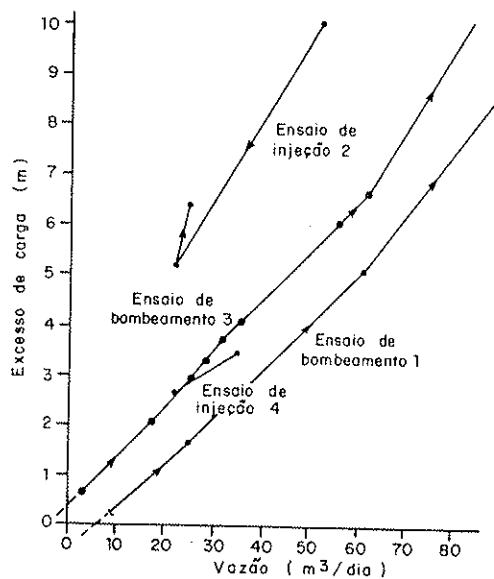


Figura 2.56. Gráfico de pressão X vazão para um trecho ensaiado por bombeamento e injeção (BRASSINGTON & WALTHALL, 1985).

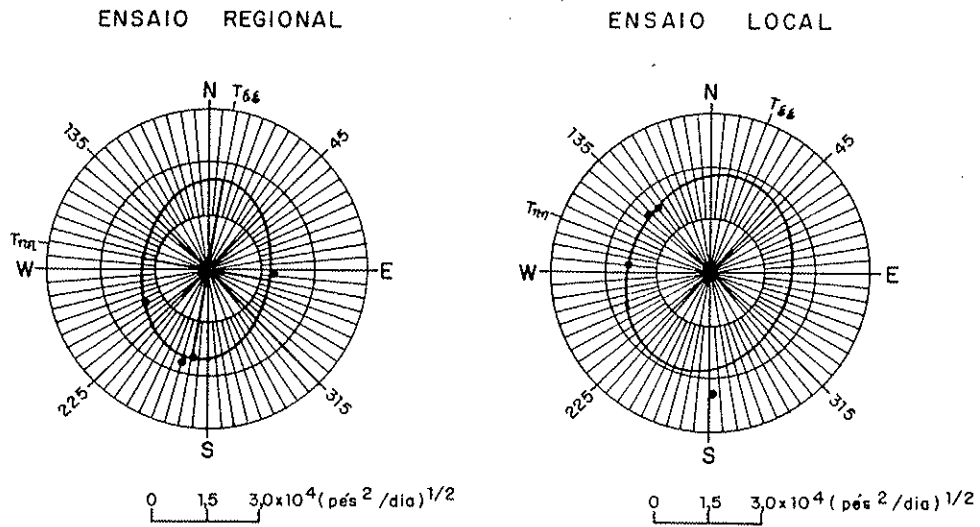


Figura 2.57. Diagrama polar de $(T_d/S)^{1/2}$ versus direção do poço de observação e elipse ajustada pelos procedimentos dos mínimos quadrados, para os ensaios do aquífero Jesup (MASLIA, 1987).

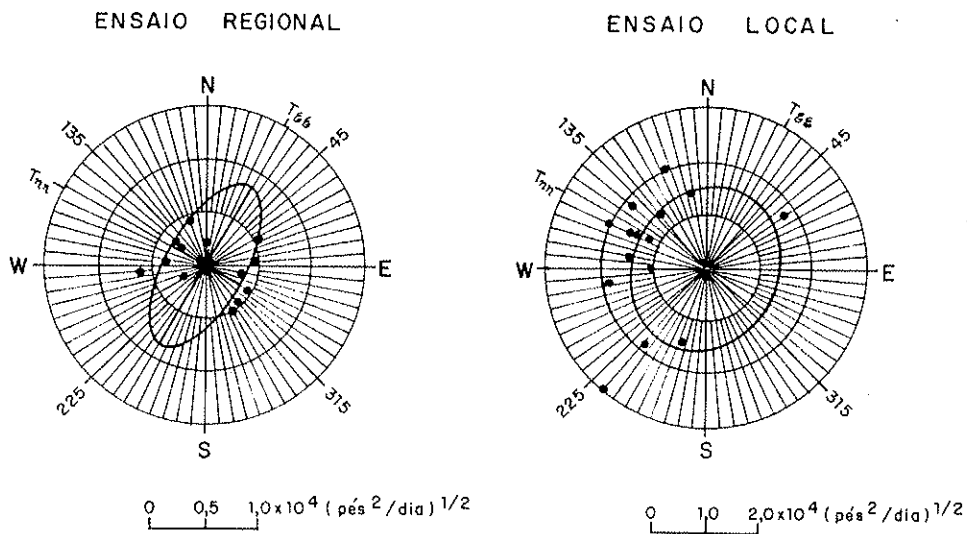


Figura 2.58. Diagrama polar de $(T_d/S)^{1/2}$ versus direção do poço de observação e elipse ajustada pelos procedimentos dos mínimos quadrados, para os ensaios do aquífero Brunswick (MASLIA, 1987).

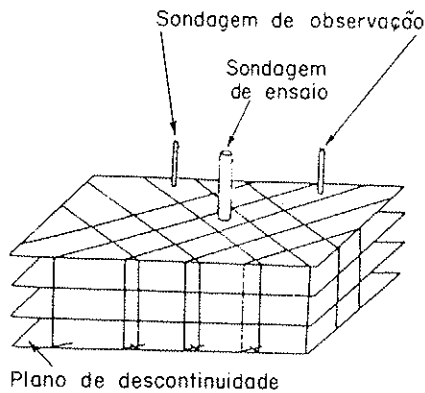


Figura 2.59. Disposição de sondagens para execução do ensaio de injeção segundo o método de Louis, em um maciço rochoso com 3 famílias de descontinuidades (LOUIS, 1974).

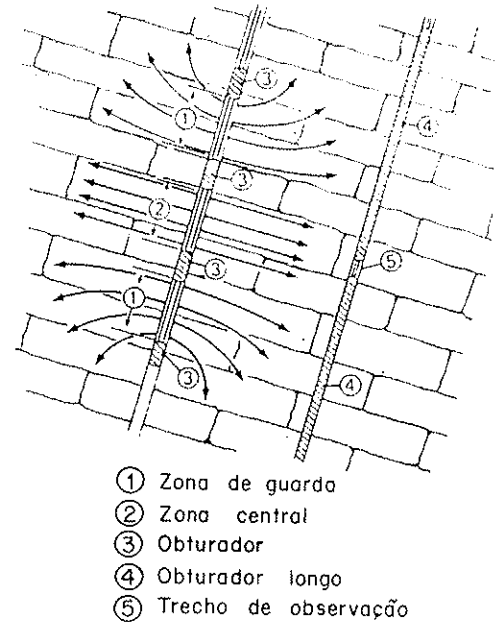


Figura 2.60. Sonda hidráulica tripla e equipamento para monitoramento das pressões no ensaio de injeção segundo o método de Louis (LOUIS, 1974).

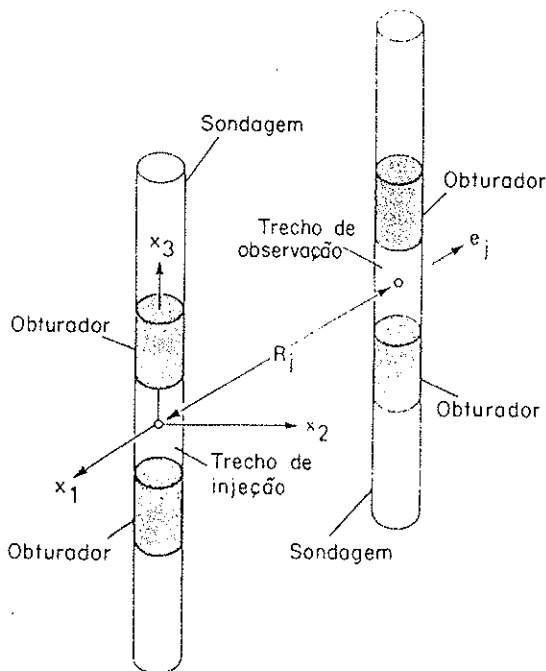


Figura 2.61. Relação espacial entre os trechos de injeção e observação (HSIEH et alii, 1985).

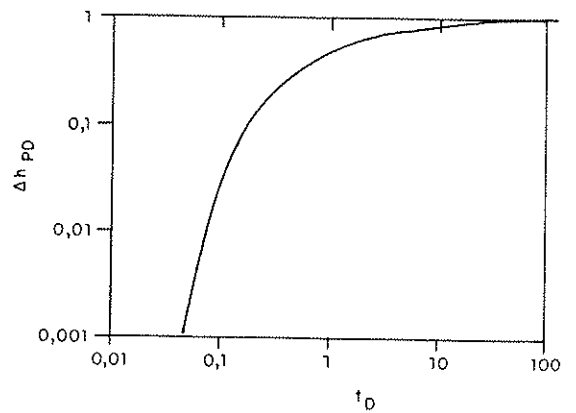


Figura 2.62. Curva-padrão bilogarítmica adimensional $\Delta h_{PD} \times t_D$ para o caso em que os trechos de bombeamento ou injeção e observação correspondem matematicamente a pontos (HSIEH & NEUMAN, 1985).

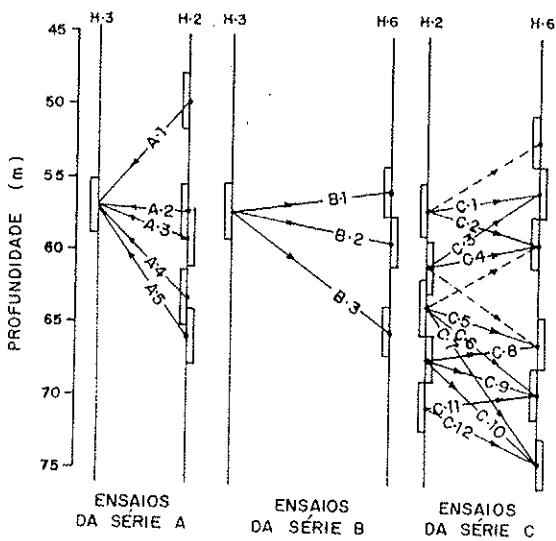


Figura 2.63. Seções mostrando a localização dos trechos de injeção e monitoramento. As setas indicam as direções a partir dos trechos de injeção para os trechos de monitoramento. Linhas tracejadas indicam ensaios sem respostas - granito de Oracle, Arizona (HSIEH et alii, 1985).

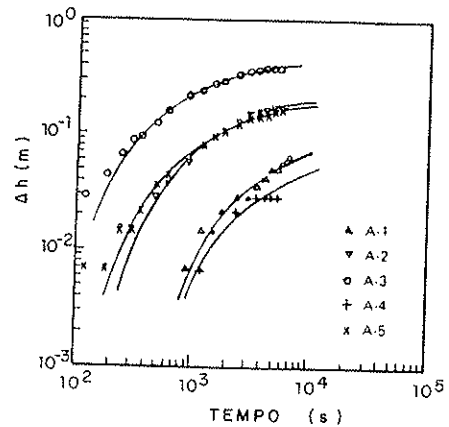


Figura 2.64. Gráficos bilogarítmicos do incremento da carga hidráulica versus tempo para os ensaios da série A, com a curva-padrão ajustada - granito de Oracle, Arizona (HSIEH et alii, 1985).

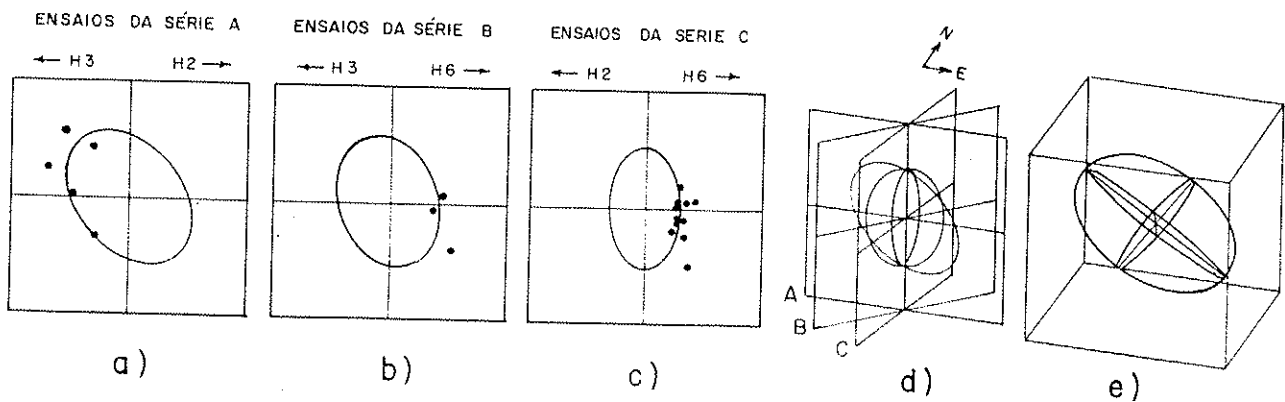


Figura 2.65. Elipsóide da condutividade hidráulica direcional ajustado pelos mínimos quadrados ponderados - seções verticais do elipsóide nos planos contendo os ensaios A, B e C (a, b, c), vista das seções verticais em três dimensões (d) vista do elipsóide (e) - granito de Oracle, Arizona (HSIEH et alii, 1985).

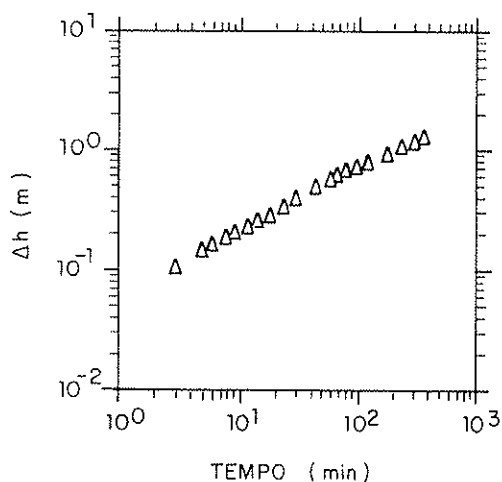


Figura 2.66. Resposta típica da carga hidráulica durante ensaio em Mirror Lake (HSIEH, 1987).

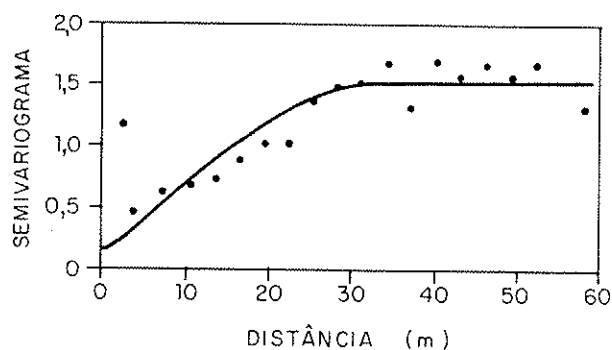


Figura 2.67. Semivariograma esférico ajustado ao semivariograma experimental do logaritmo das condutividades hidráulicas-granito de Oracle, Arizona (NEUMAN, 1987).

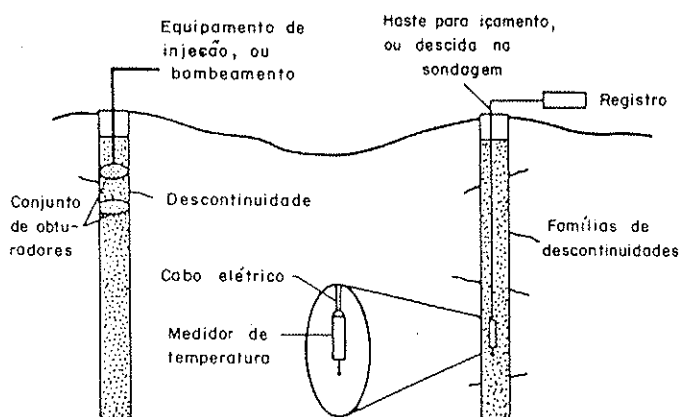


Figura 2.68. Configuração de um ensaio tridimensional para medida de temperatura (SILLIMAN & ROBINSON, 1989).

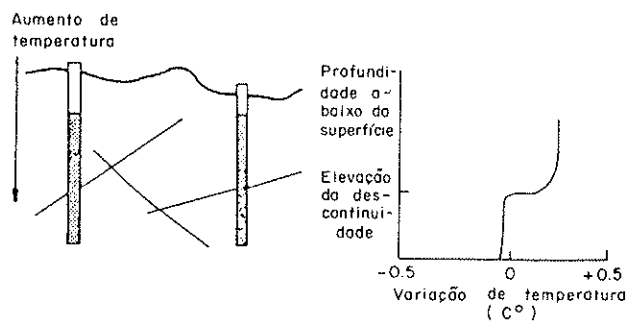


Figura 2.69. Perfil de uma resposta termal em um ensaio tridimensional (SILLIMAN & ROBINSON, 1989).

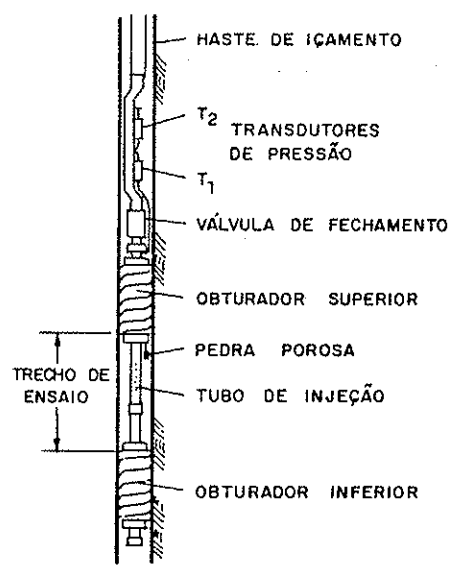


Figura 2.70. Equipamentos para "drill-stem test" em sondagens de pequeno diâmetro (DAW, 1984).

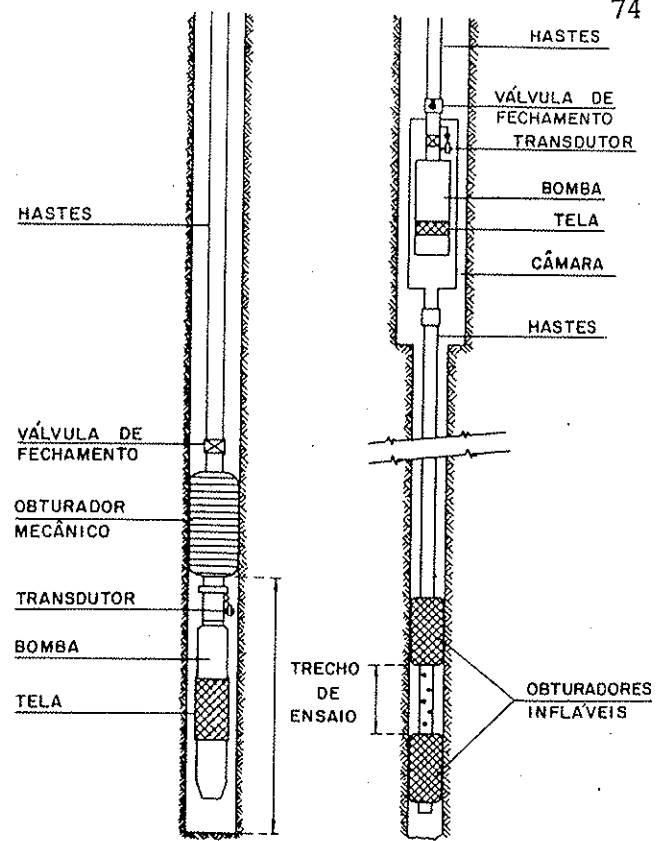


Figura 2.71. Equipamentos para "drill-stem test" utilizando bombeamento (DAW & SCOTT, 1983).

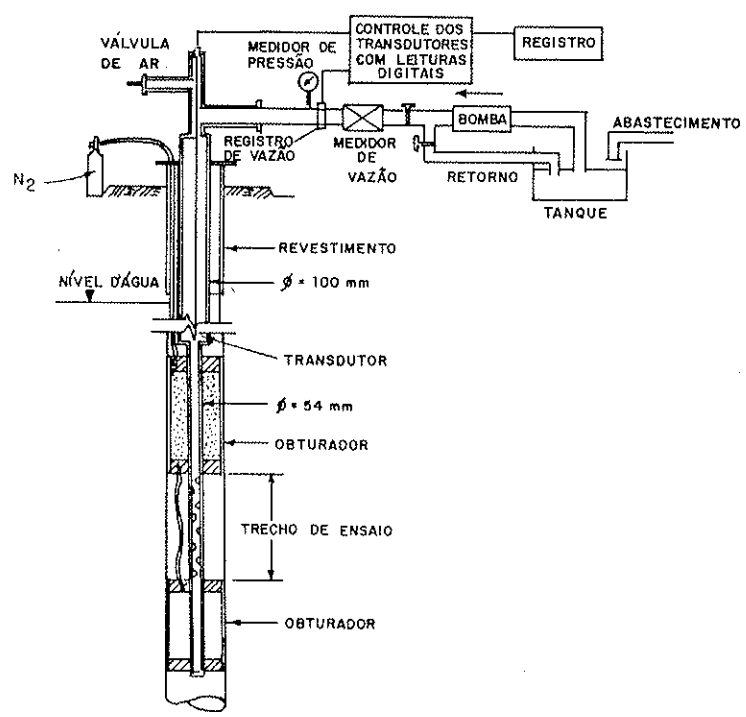


Figura 2.72. Equipamentos para ensaios de injeção em trechos isolados (BRASSINGTON & WALTHALL, 1985).

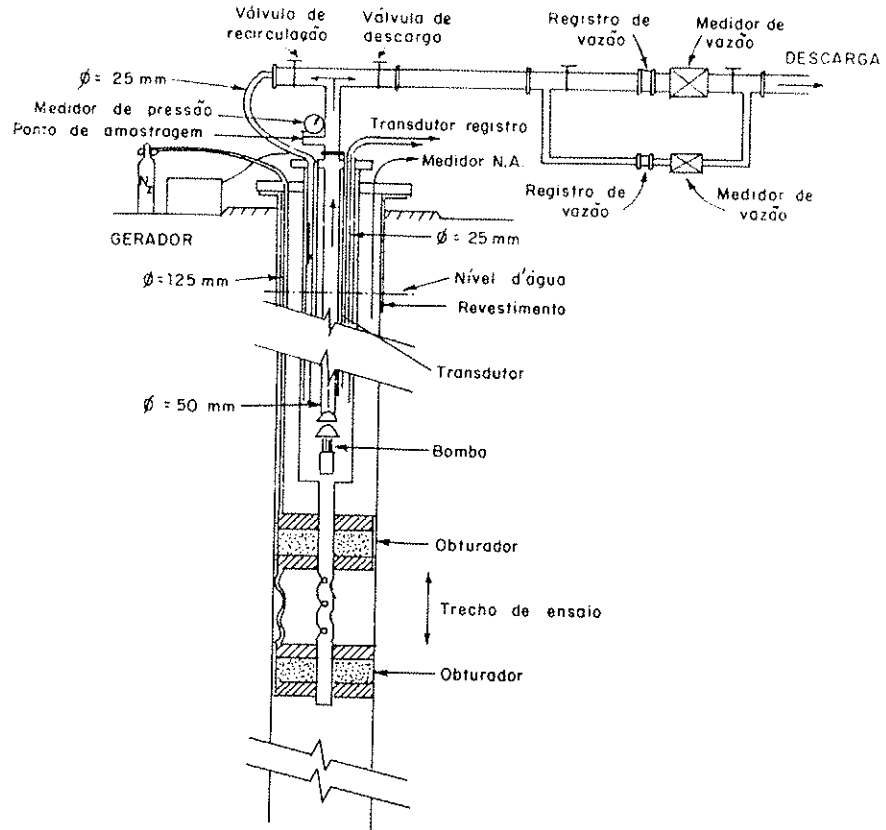


Figura 2.73. Equipamentos para ensaios de bombeamento em trechos isolados (BRASSINGTON & WALTHALL, 1985).

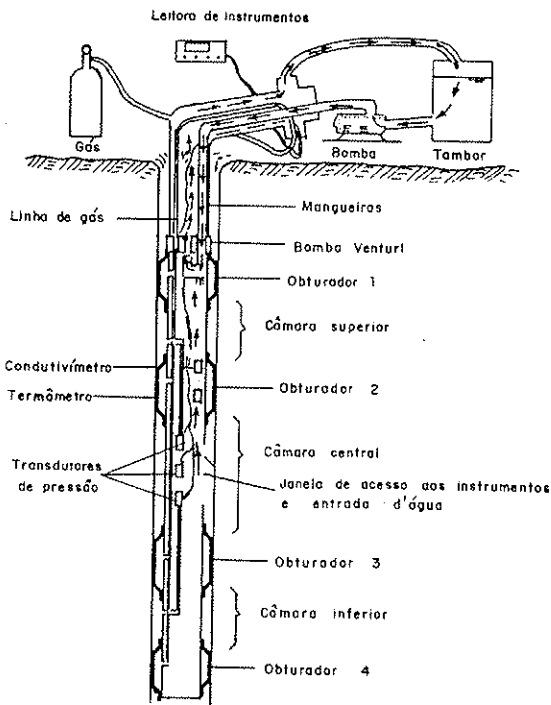


Figura 2.74. Sonda Hidráulica Multiteste para ensaios de bombeamento em trechos isolados (SILVA, 1987).

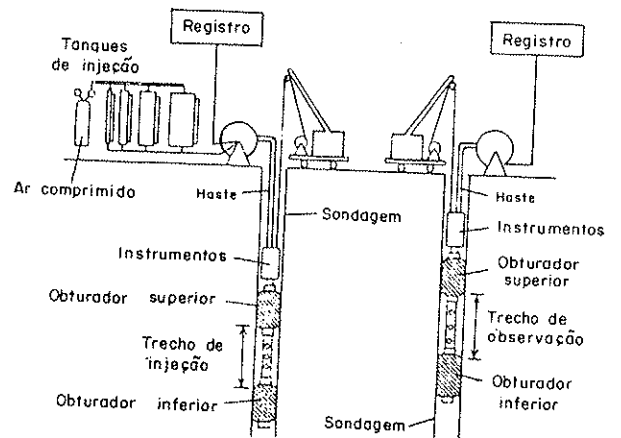


Figura 2.75. Equipamentos para ensaios tridimensionais de injeção (HSIEH et alii, 1985).

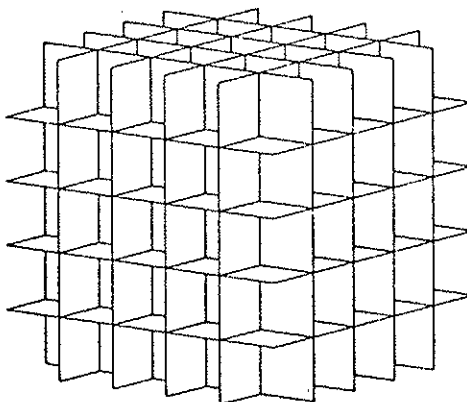
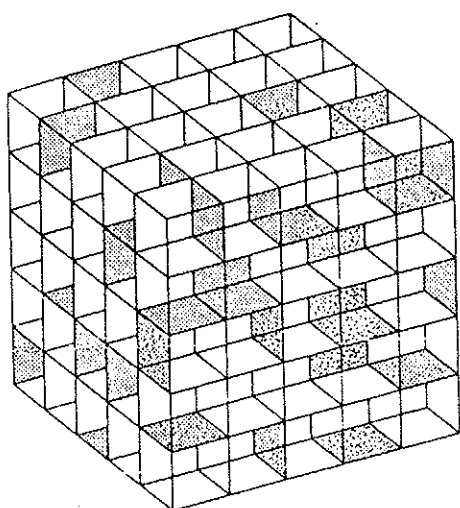
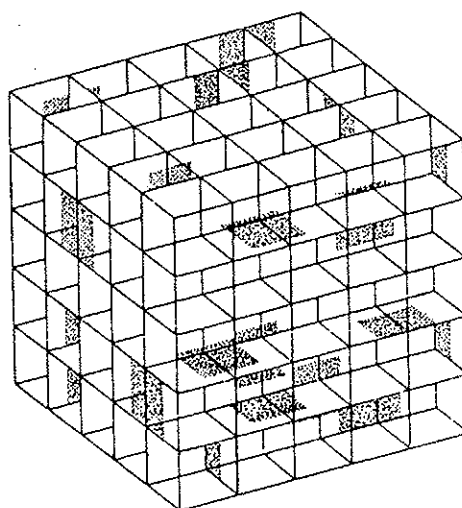


Figura 2.76. Modelo ortogonal de descontinuidades infinitas (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).



Descontinuidades definidas pelas interseções dos planos



Descontinuidades definidas sem relação com as interseções dos planos

Figura 2.77. Modelo ortogonal de descontinuidades não infinitas (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).

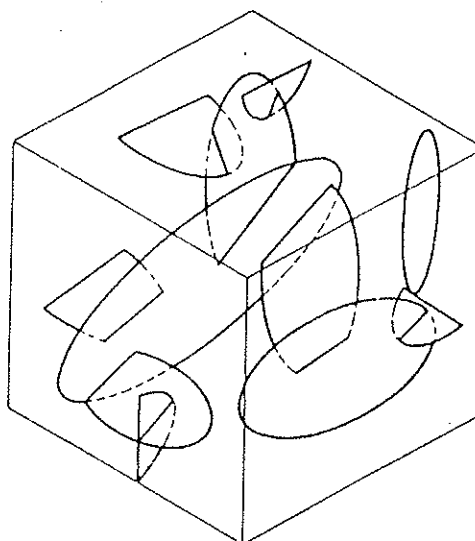
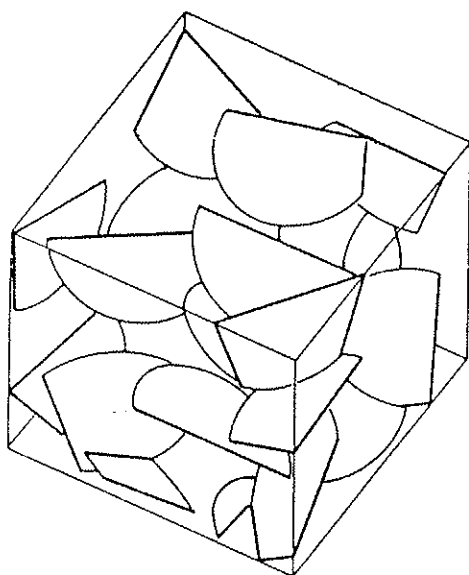
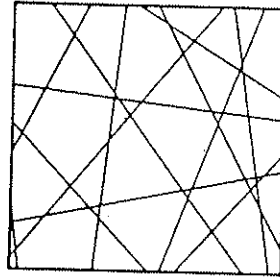
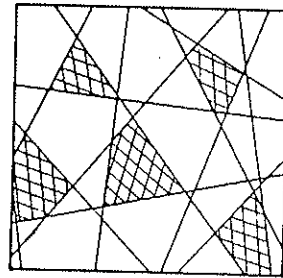


Figura 2.78. Modelo de Baecher (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).

Processo de
Linhas de
Poisson 2-D



Marcação das
Descontinuidades



Processo de
Planos de
Poisson 3-D

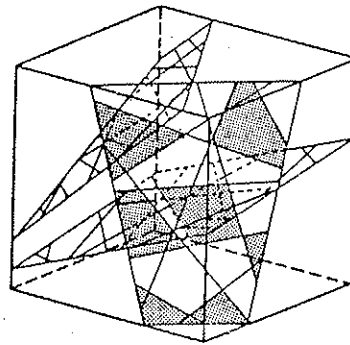
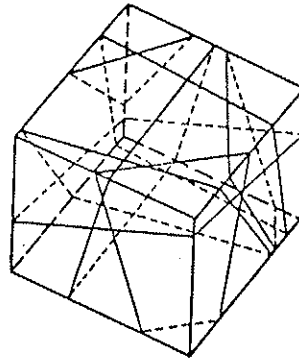
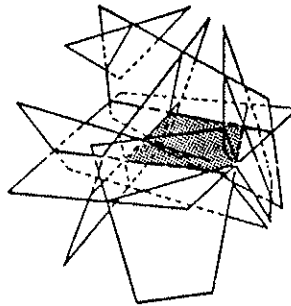


Figura 2.79. Modelo de Veneziano (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).

Processo de
Planos de
Poisson 3-D



Processo de linhas
de Poisson formado
por interseções



Marcação das
descontinuidades

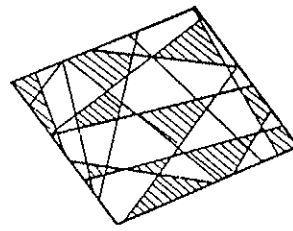
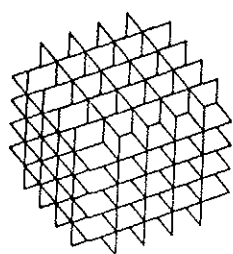
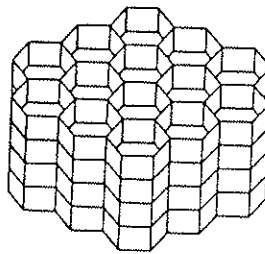


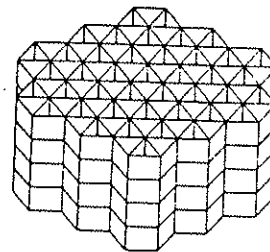
Figura 2.80. Modelo de Dershowitz (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).



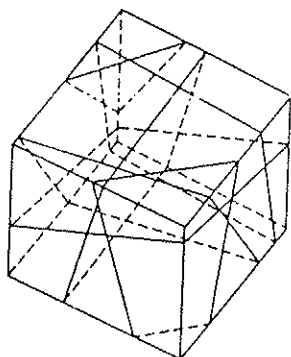
Ortogonal



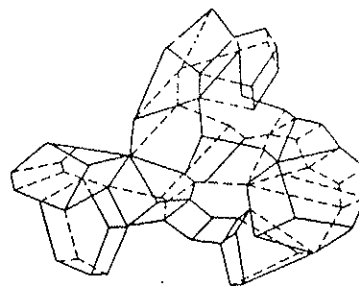
Hexagonal



Triangular



Planos de Poisson



Poliedros

Figura 2.81. Modelos de mosaicos (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).

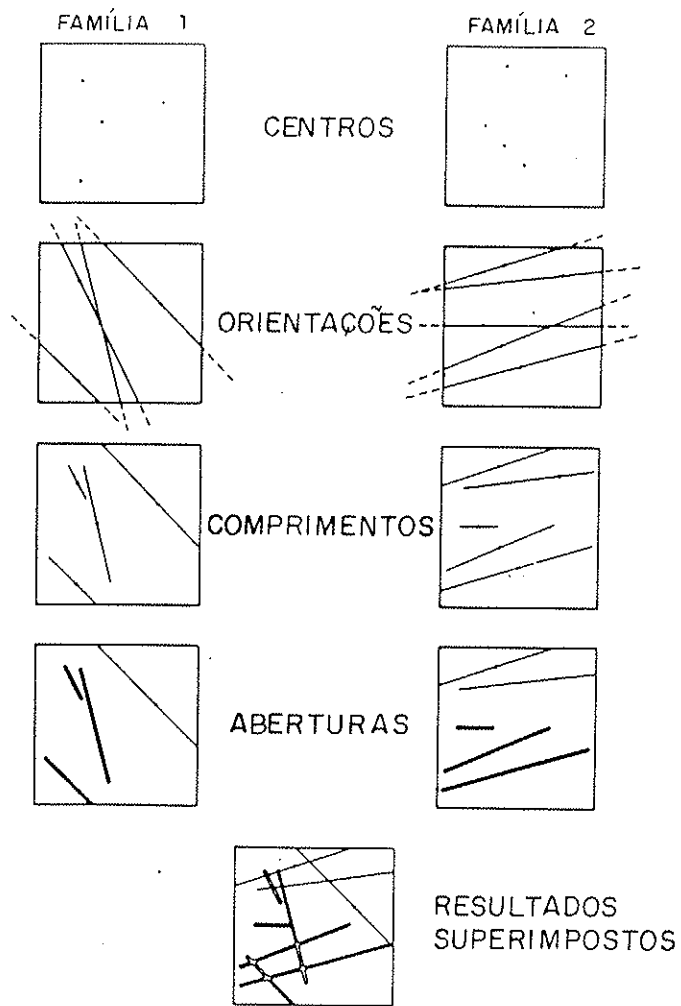


Figura 2.82. Geração estatística de descontinuidades de diferentes famílias (LONG et alii, 1982).

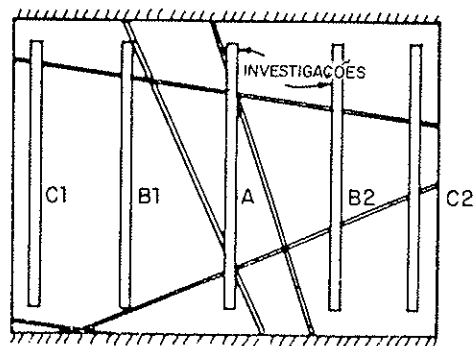


Figura 2.83. Rede real de descontinuidades e localização das investigações em 3 diferentes etapas (A; A e B; A, B e C) (ANDERSSON et alii, 1984).

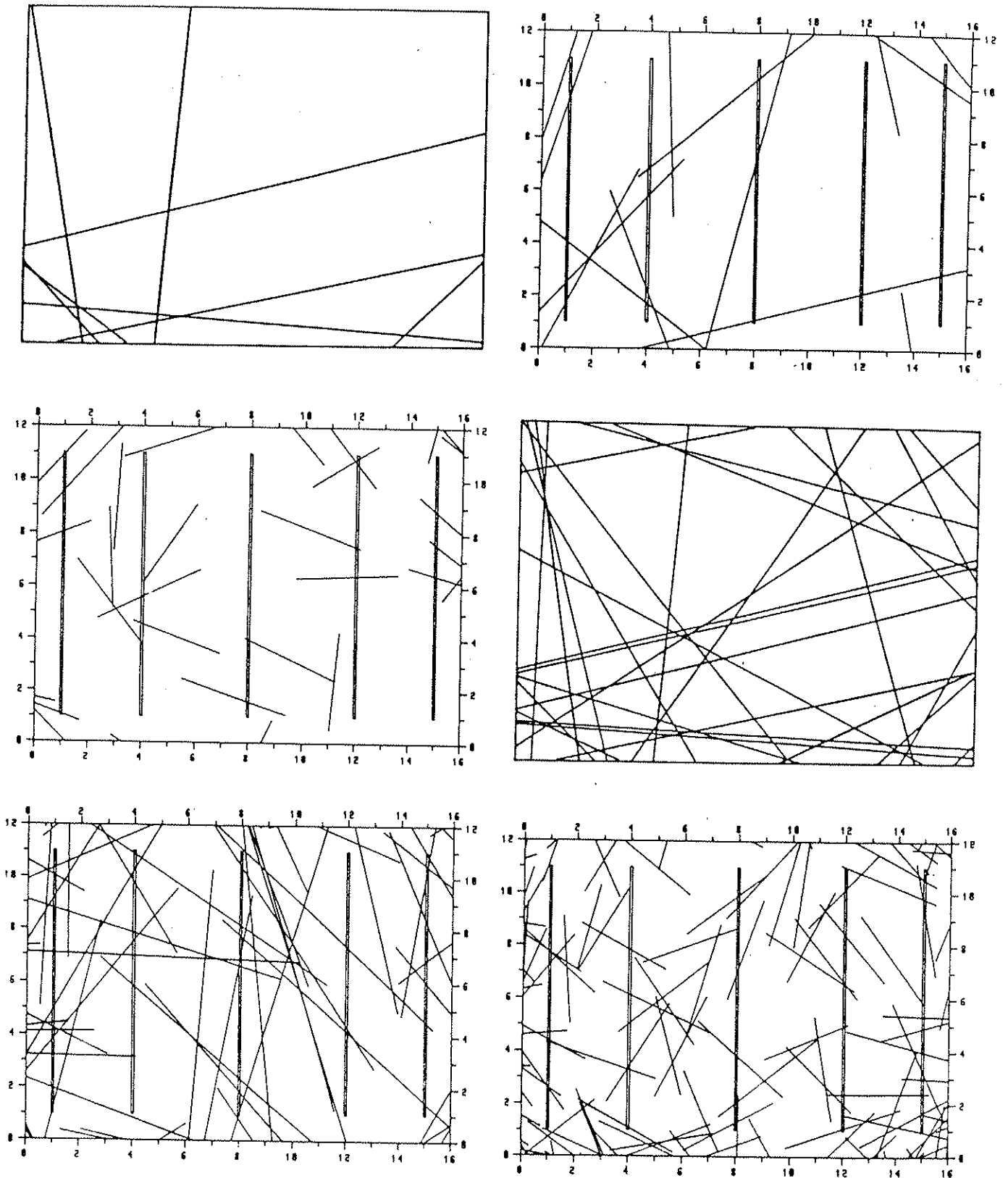


Figura 2.84. Redes bidimensionais de descontinuidades infinitas e finitas, de alta e de baixa densidade (ANDERSSON & THUNVIK, 1986).

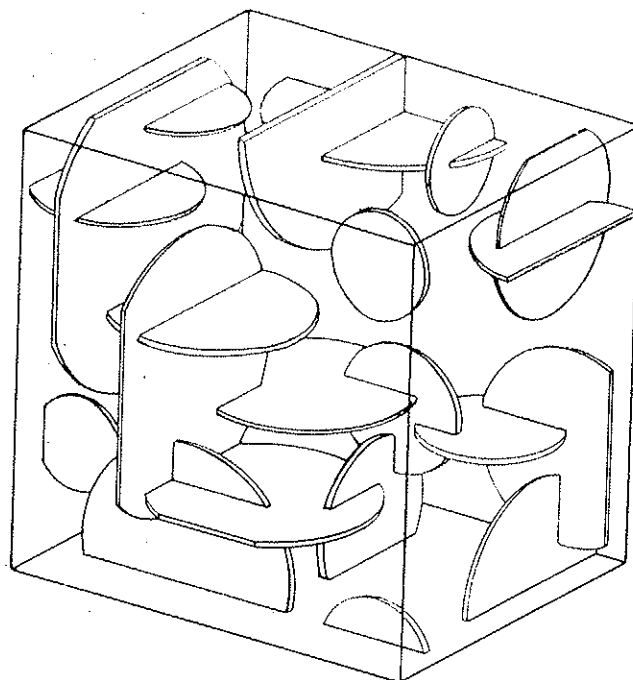


Figura 2.85. Região cúbica de uma rede tridimensional de descontinuidades ortogonais, em forma de discos (LONG et alii, 1985).

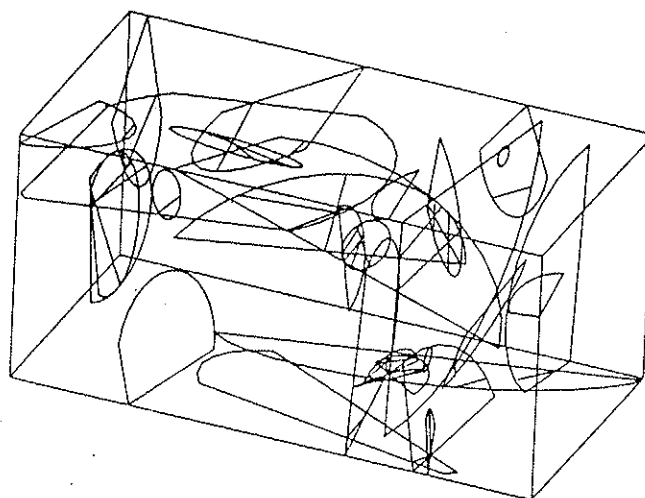


Figura 2.86. Rede tridimensional de descontinuidades (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

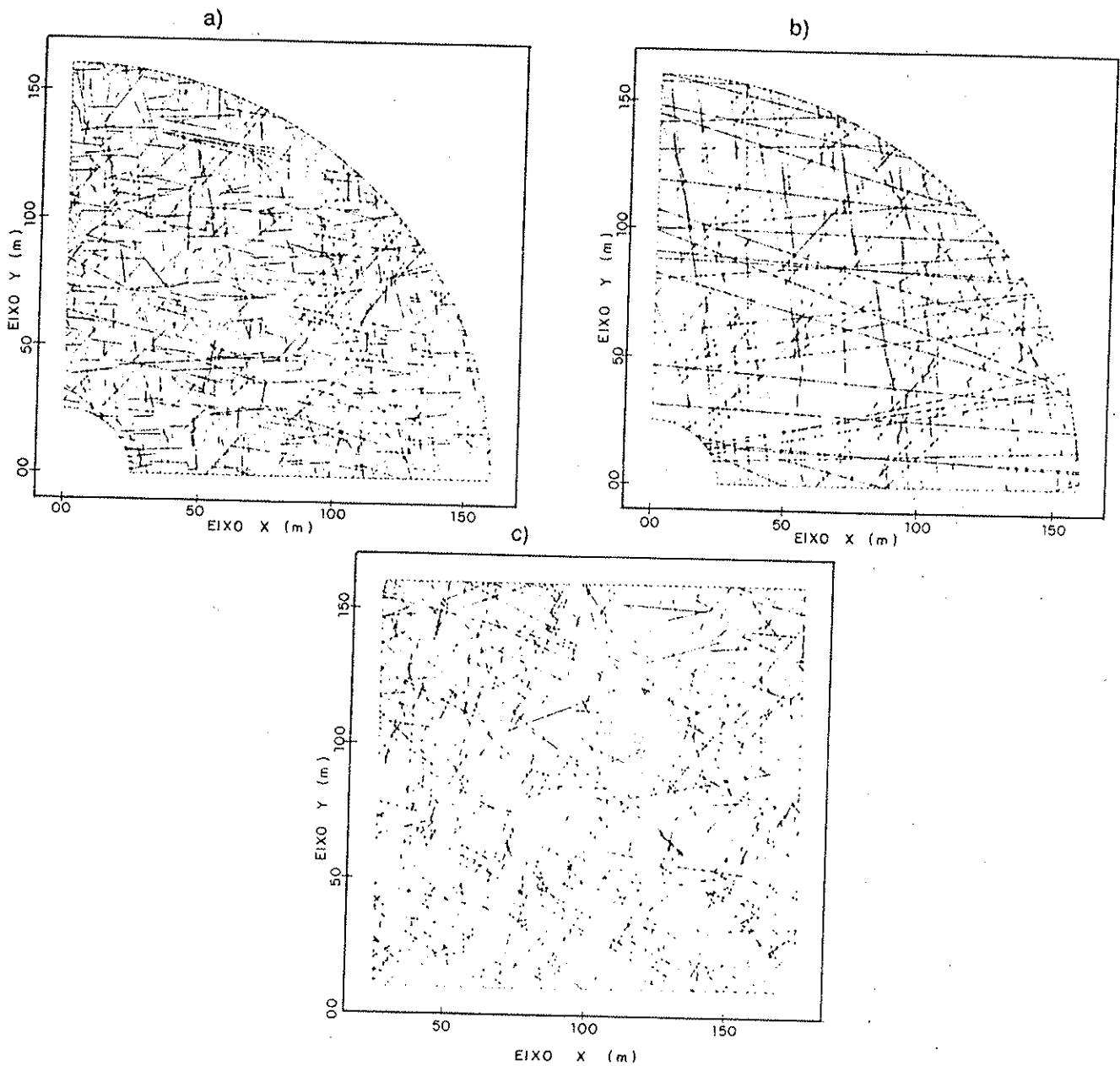


Figura 2.87. Redes bidimensionais de descontinuidades em um plano perpendicular ao teto de uma galeria, com descontinuidades finitas a), com descontinuidades infinitas b) e em um plano horizontal, com descontinuidades finitas c) (ROULEAU & GALE, 1987).

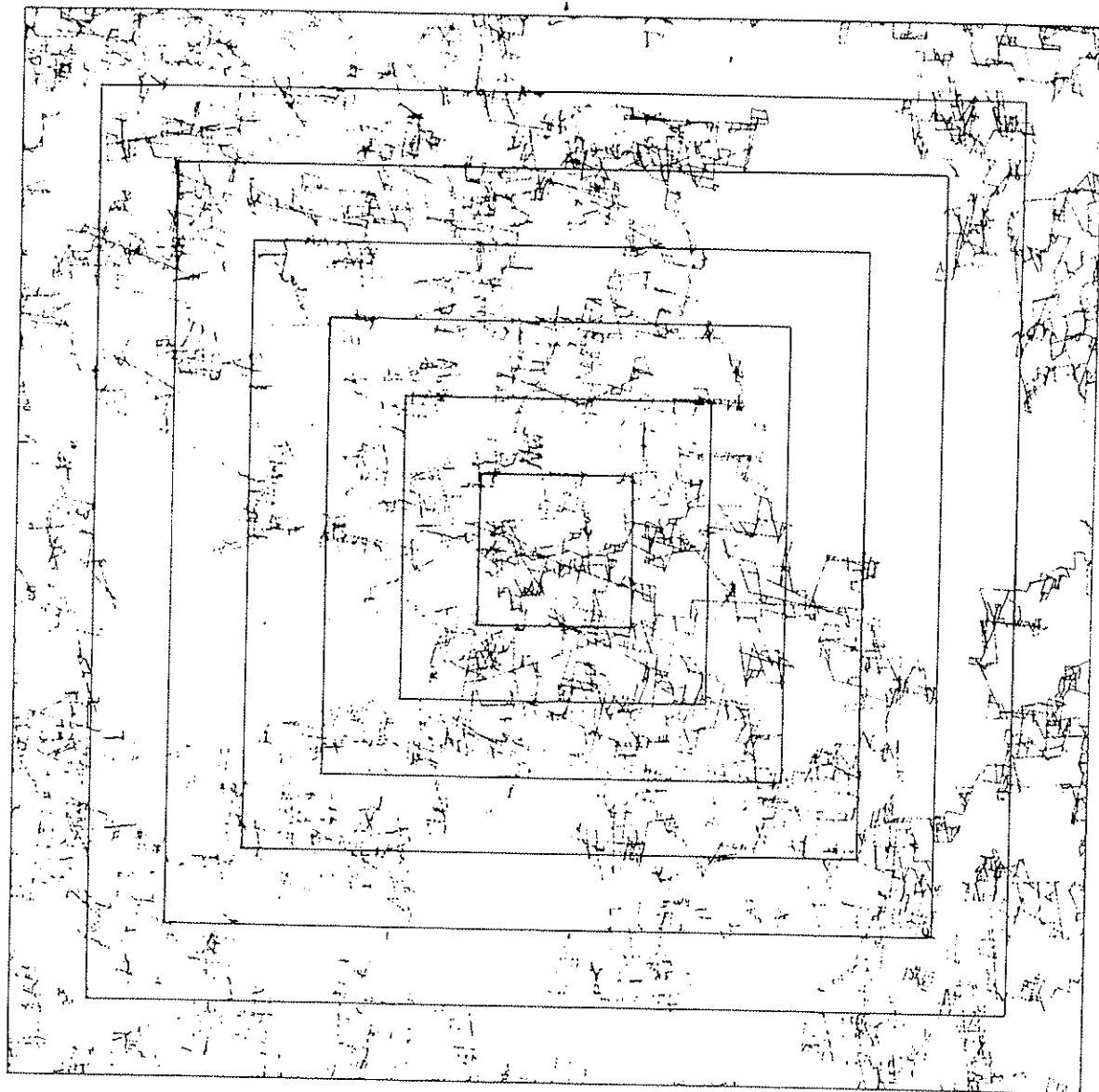


Figura 2.88. Região de fluxo de 70 m x 70 m e regiões de estudo com 60 m, 50 m, 40 m, 30 m, 20 m e 10 m de lado (LONG & BILLAUX, 1987).

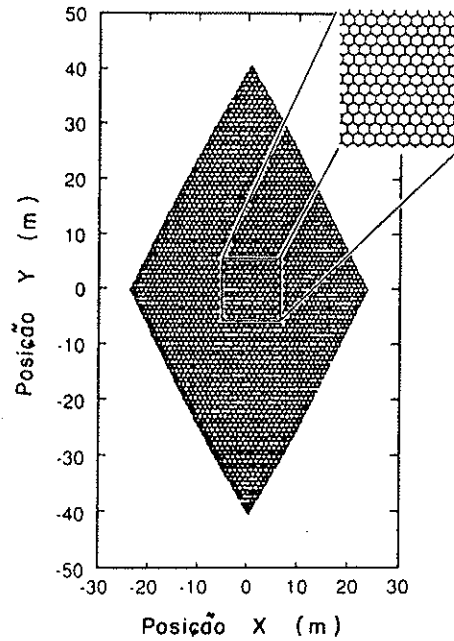


Figura 2.89. Rede bidimensional de descontinuidades colunares, hexagonais (KHALEEL, 1989).

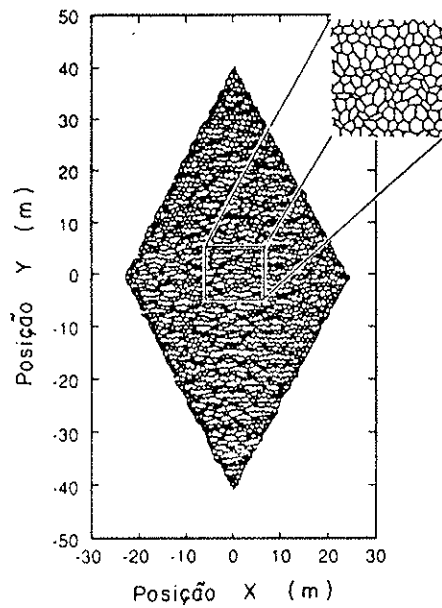


Figura 2.90. Rede bidimensional de descontinuidades colunares, irregulares (KHALEEL, 1989).

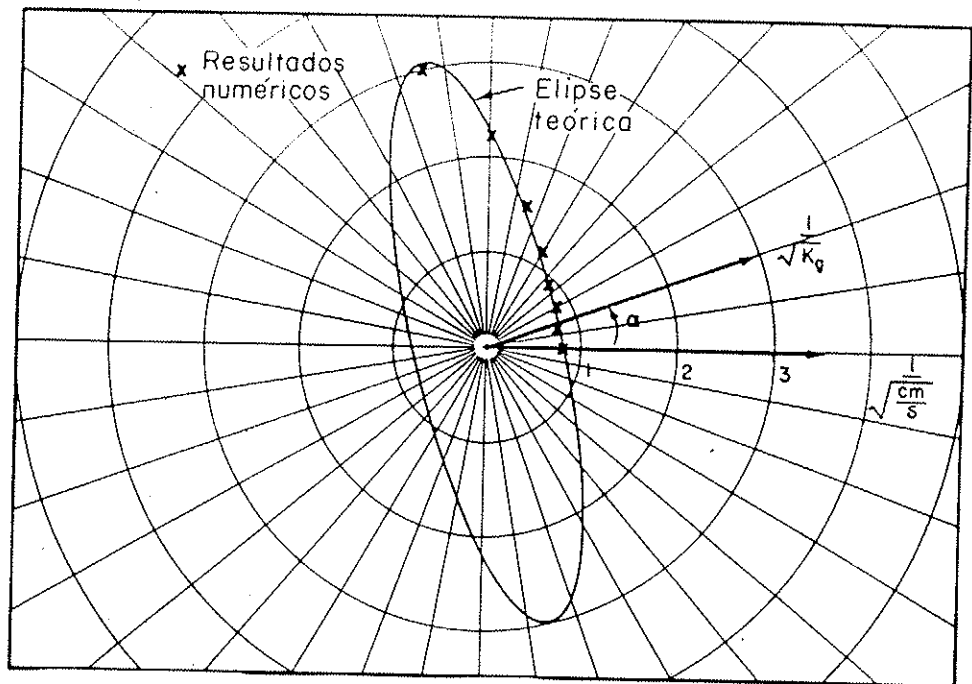


Figura 2.91. Comparação entre a elipse de condutividade hidráulica teórica e resultados numéricos para descontinuidades infinitas (LONG et alii, 1982).

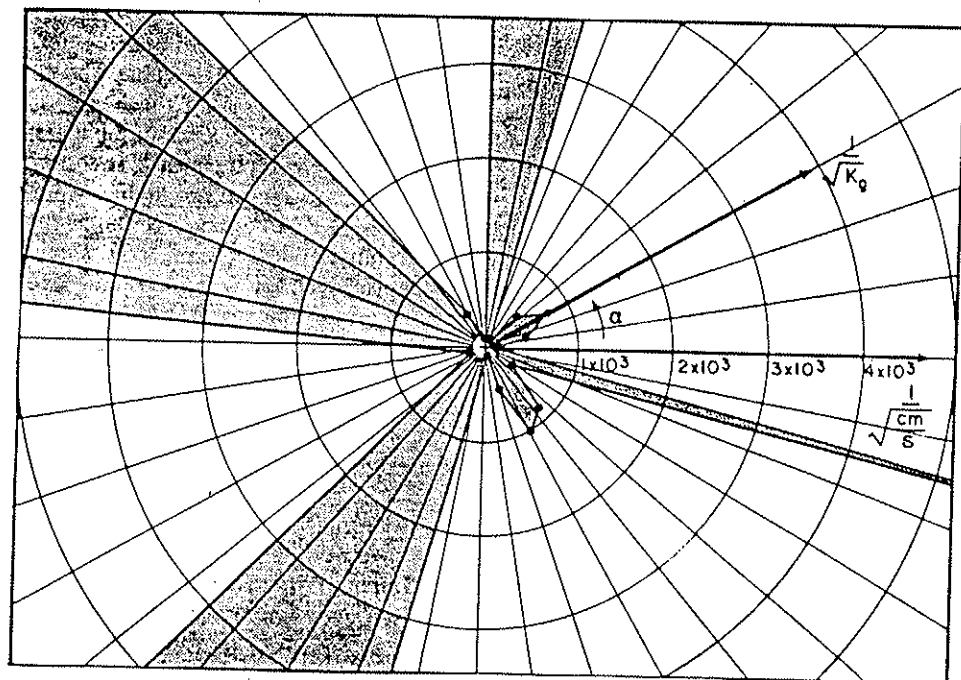


Figura 2.92. Diagrama polar de condutividade hidráulica para descontinuidades finitas (LONG et alii, 1982).

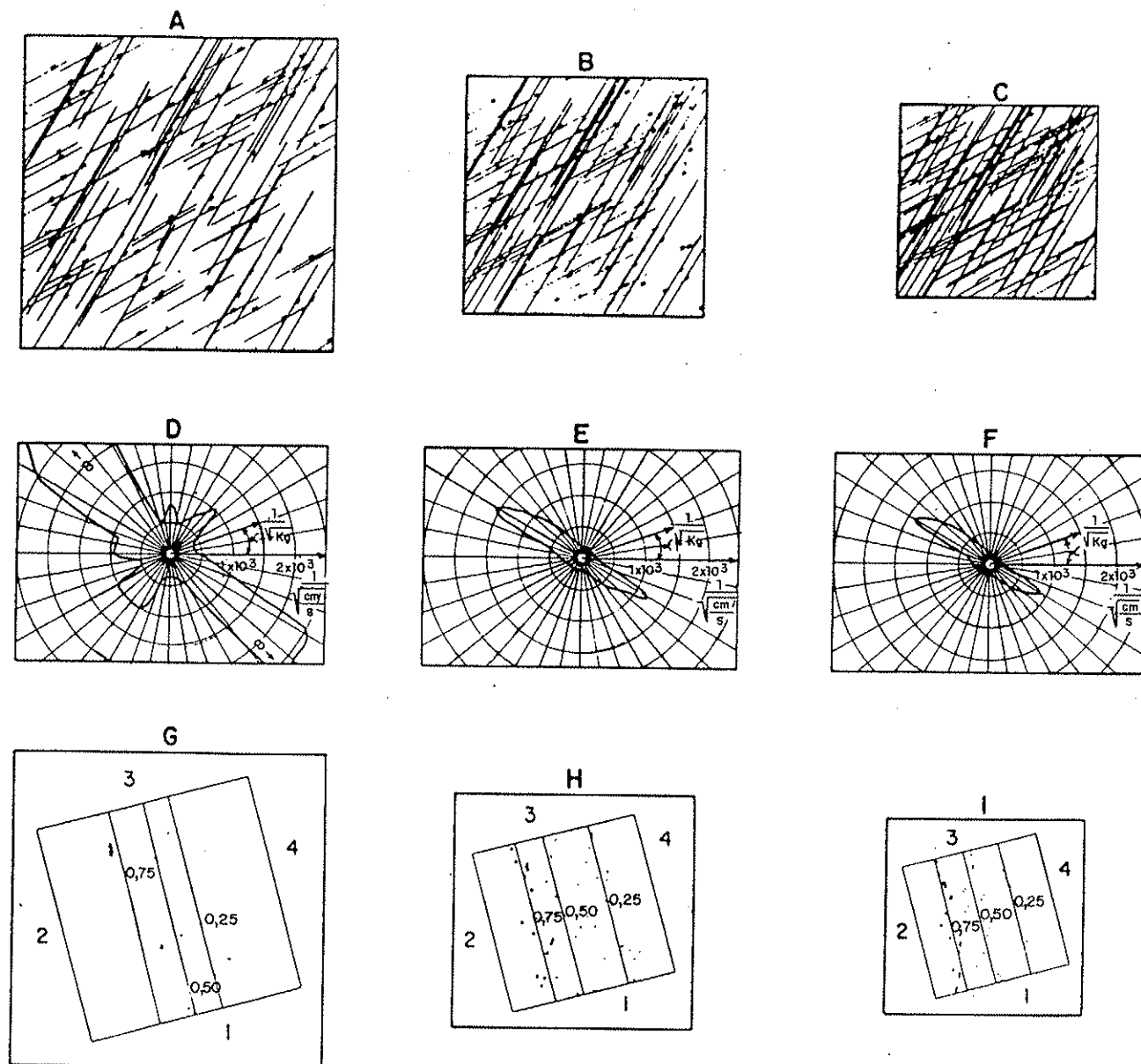


Figura 2.93. Sistemas de descontinuidades com densidade crescente, diagramas polares de condutividade hidráulica e gráficos de isotencial (LONG et alii, 1982).

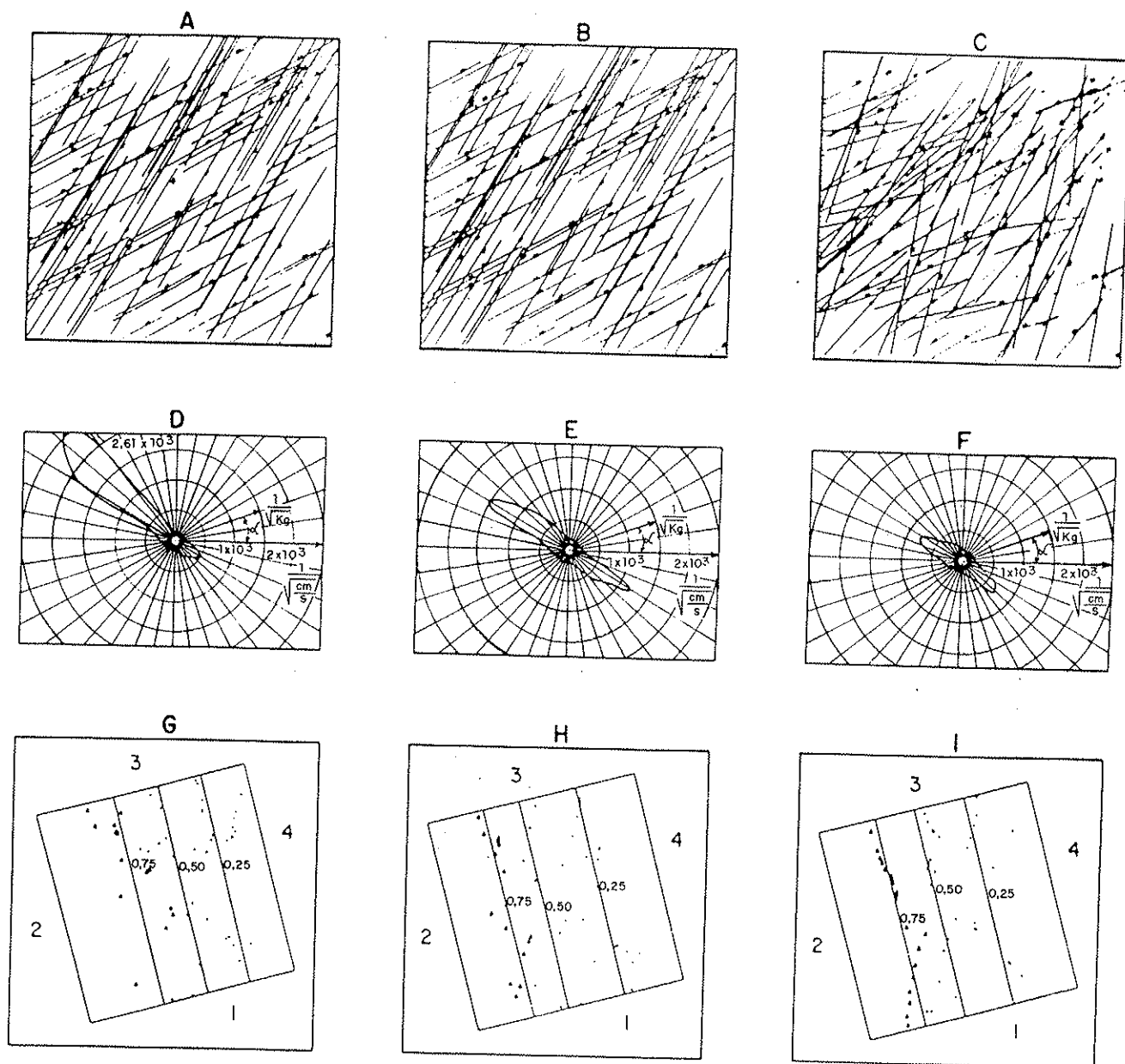


Figura 2.94. Sistemas de descontinuidades com parâmetros variáveis, diagramas polares de condutividade hidráulica e gráficos de isopotencial (LONG et alii, 1982).

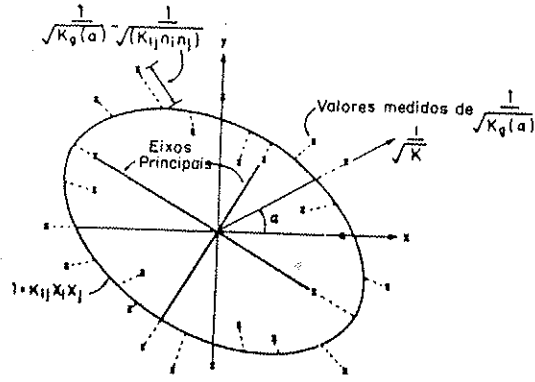


Figura 2.95. Diagrama polar de condutividade hidráulica $1/[K_g(\alpha)]^{1/2}$ versus (α) e elipse correspondente ao melhor ajuste (LONG & WITHERSPOON, 1985).

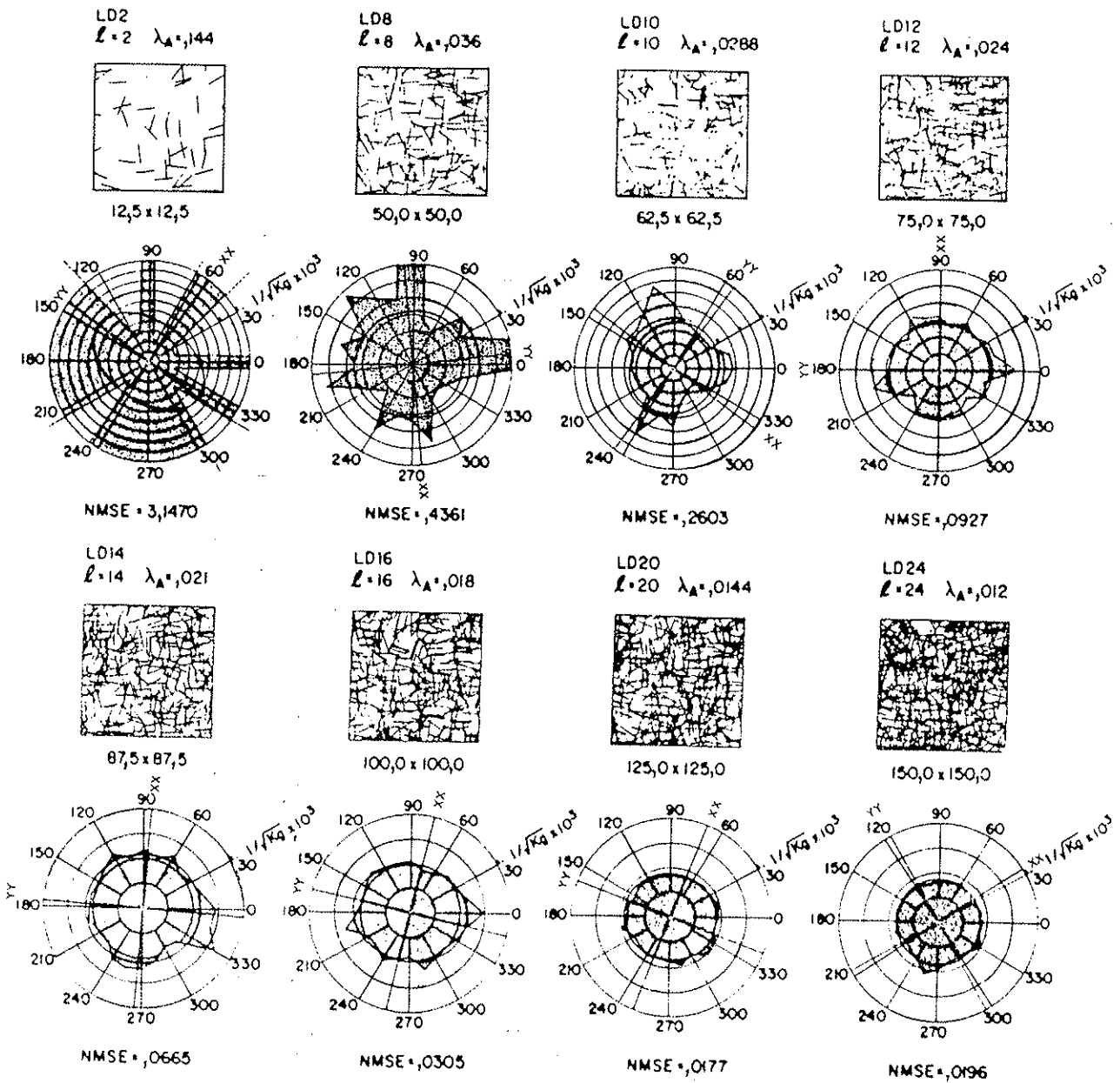


Figura 2.96. Sistemas de descontinuidades com diferentes comprimentos e densidades e diagramas polares de condutividade hidráulica (LONG & WITHERSPOON, 1985).

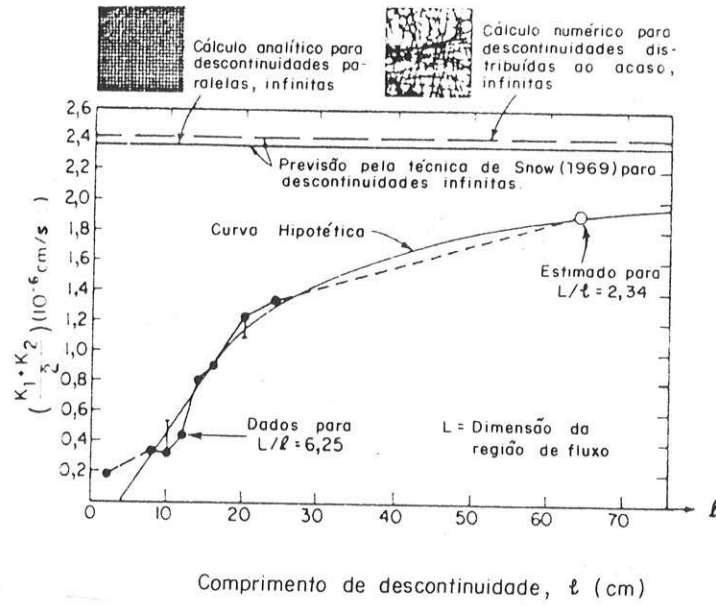


Figura 2.97. Condutividades hidráulicas médias versus vários comprimentos de descontinuidades (LONG e WITHERSPOON, 1985).

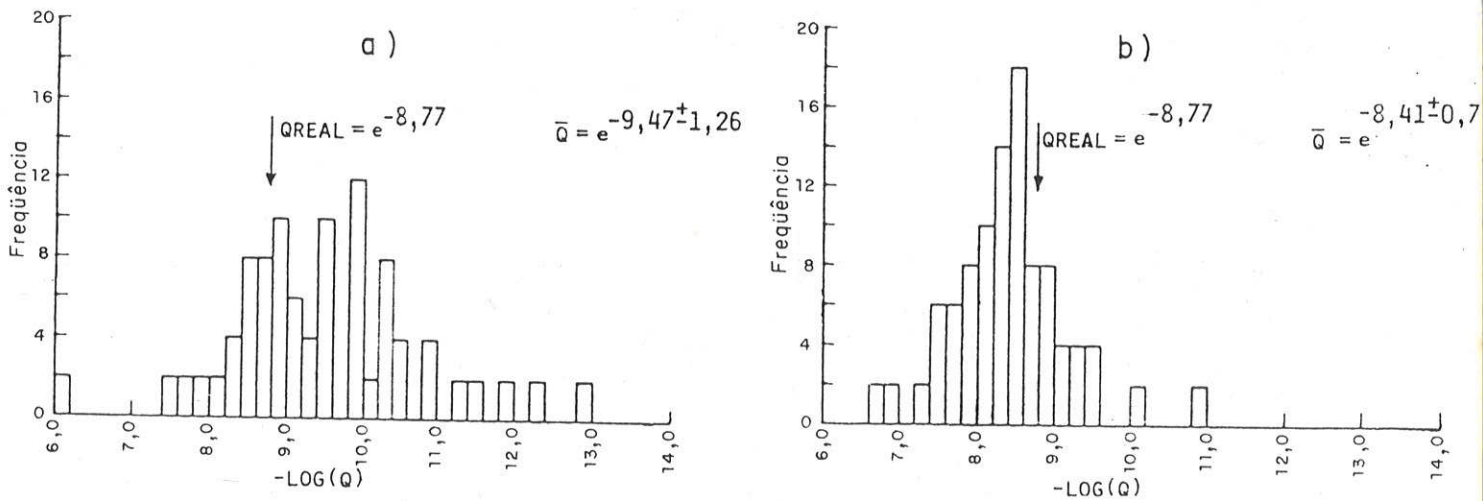


Figura 2.98. Vazão em redes de descontinuidades infinitas, de baixa densidade, quando as aberturas são constantes apenas entre as intersecções das descontinuidades - 1 investigação a) e 5 investigações b) (ANDERSSON & THUNVIK, 1986).

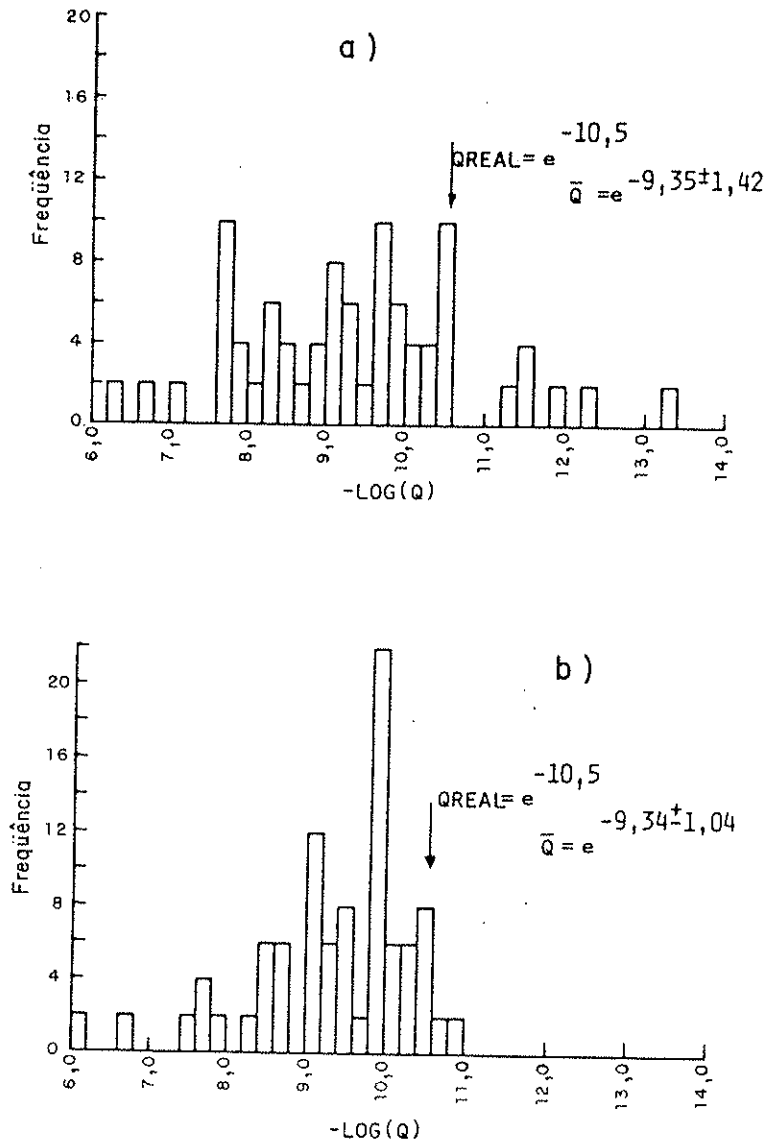


Figura 2.99. Vazão em redes de descontinuidades infinitas, de baixa densidade, quando as aberturas são constantes ao longo de cada descontinuidade - 1 investigação a) e 5 investigações b) (ANDERSSON & THUNVIK, 1986).

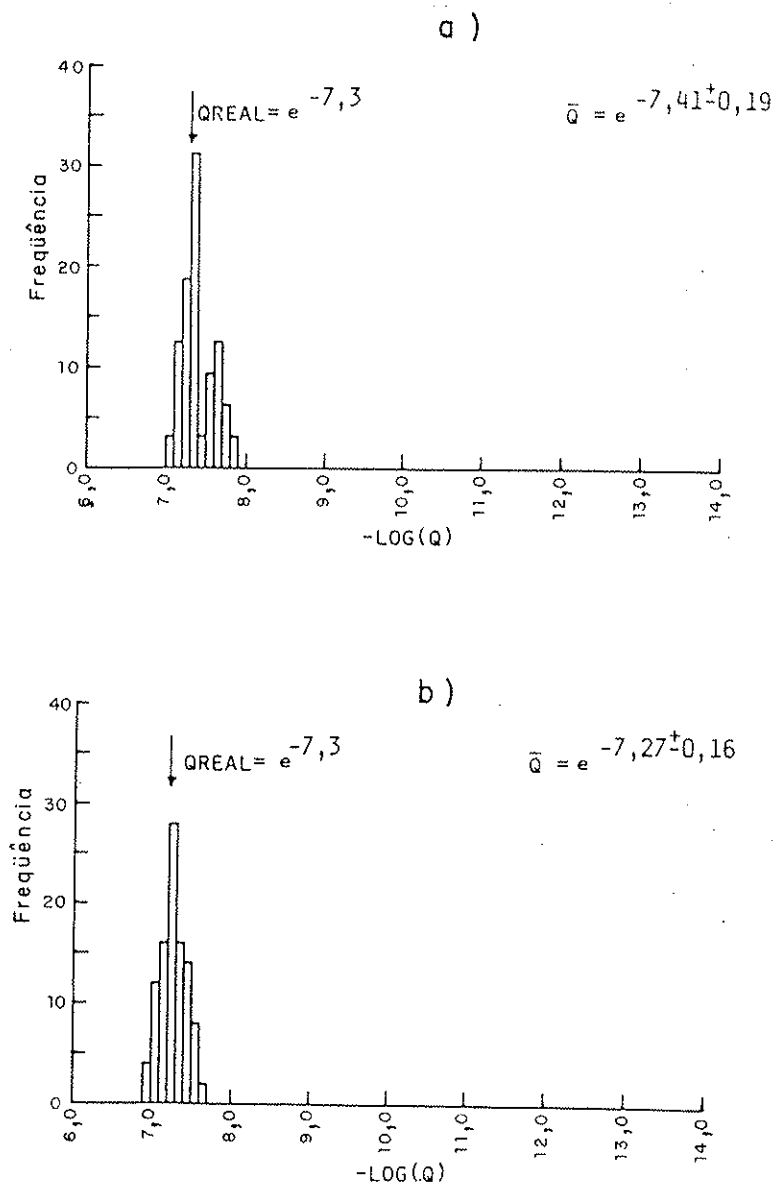


Figura 2.100. Vazão em redes de descontinuidades infinitas, de elevada densidade, quando as aberturas são constantes apenas entre as intersecções das descontinuidades - 1 investigação a) e 5 investigações b) (ANDERSSON & THUNVIK, 1986).

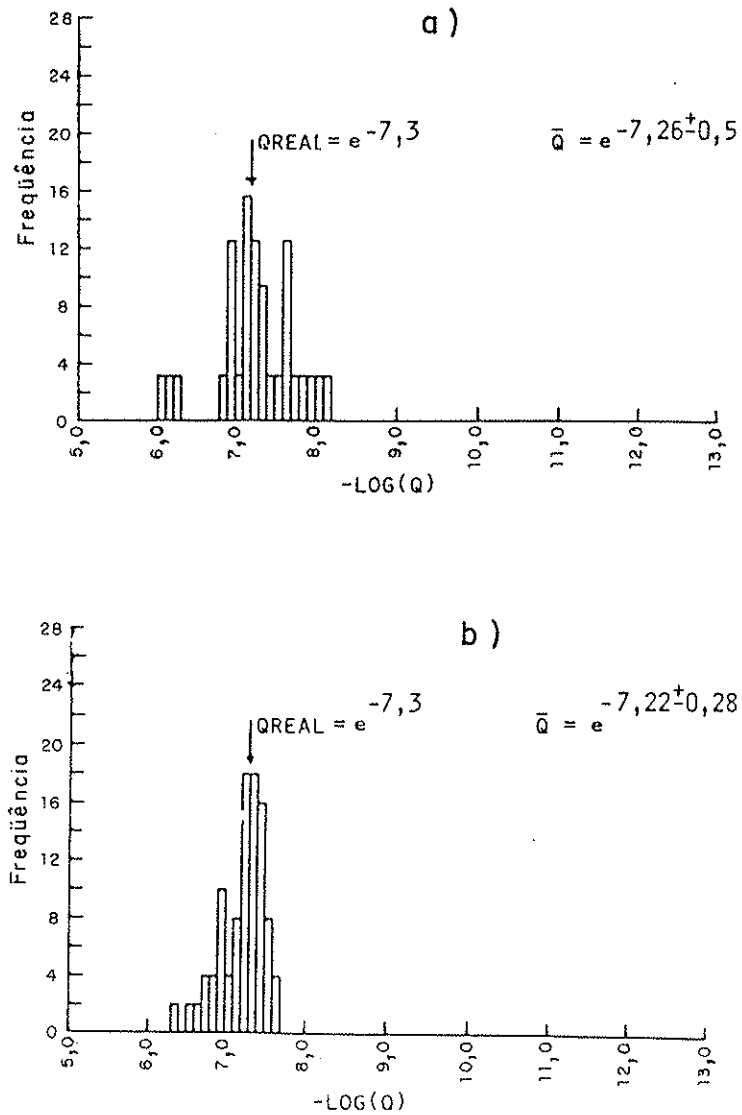


Figura 2.101. Vazão em redes de descontinuidades infinitas de elevada densidade, quando as aberturas são constantes ao longo de cada descontinuidade - 1 investigação a) e 5 investigações b) (ANDERSSON & THUNVIK, 1986).

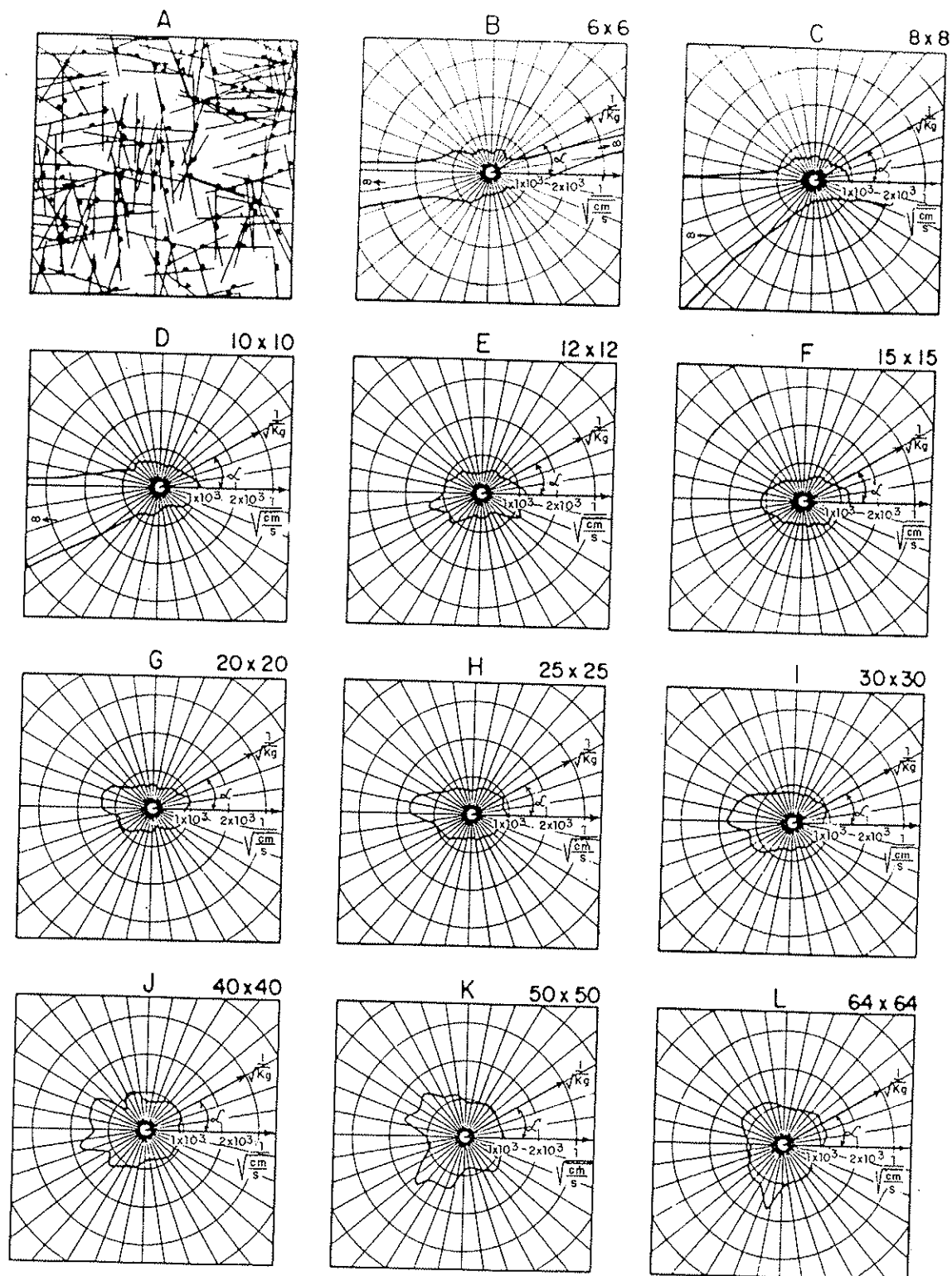


Figura 2.102. Diagramas polares de condutividade hidráulica para sistemas de descontinuidades em amostras de dimensões crescentes (LONG et alii, 1982).

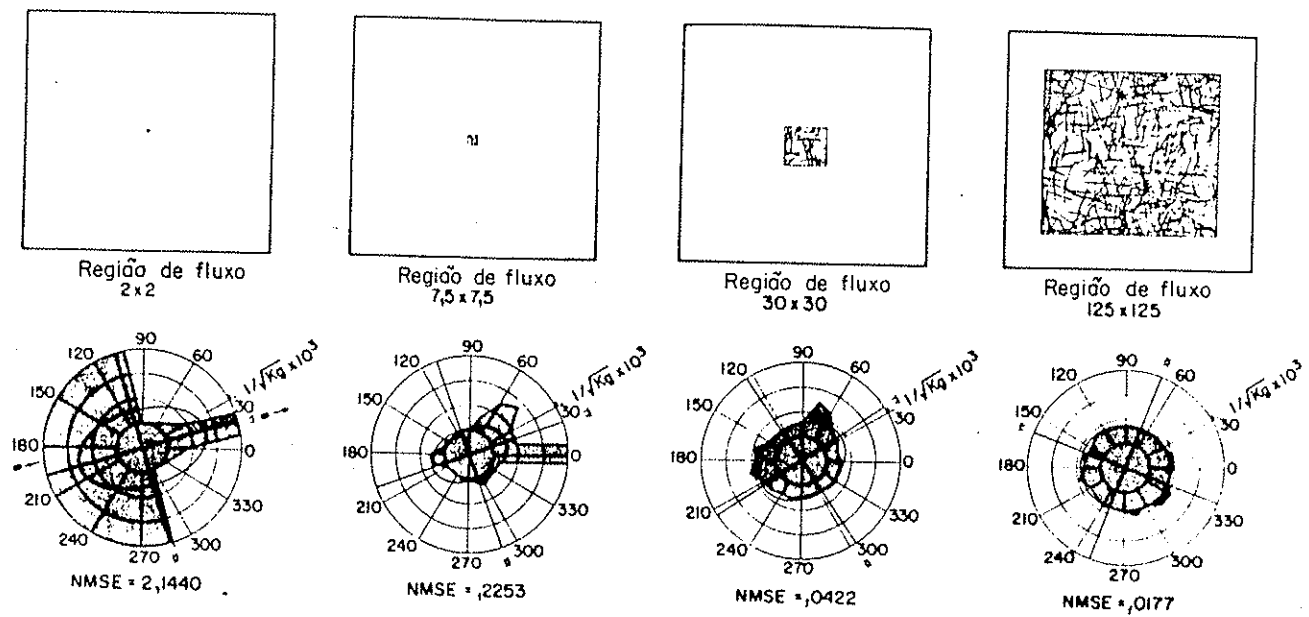


Figura 2.103. Diagramas polares de condutividade hidráulica para regiões de fluxo de diferentes dimensões, com descontinuidades de comprimento $l = 20$ cm (LONG & WITHERSPOON, 1985).

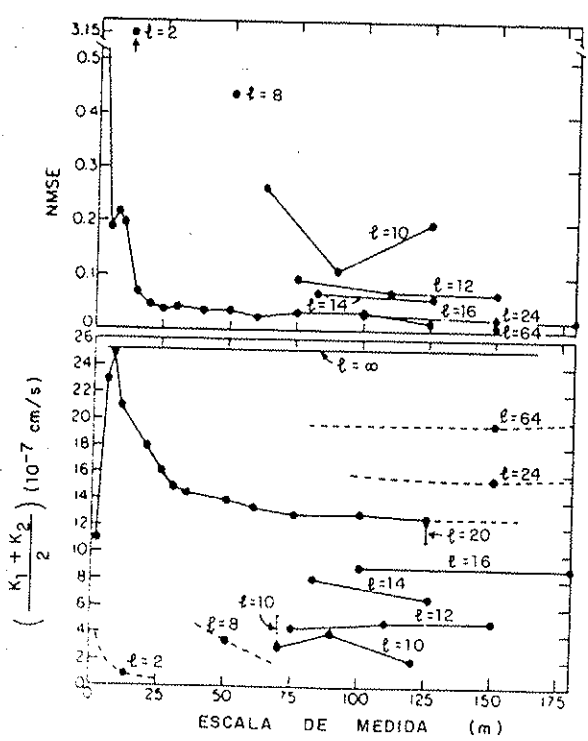


Figura 2.104. Condutividade hidráulica e erro quadrático mínimo normalizado (NMSE) versus escala, para descontinuidades de diversos comprimentos (LONG & WITHERSPOON, 1985).

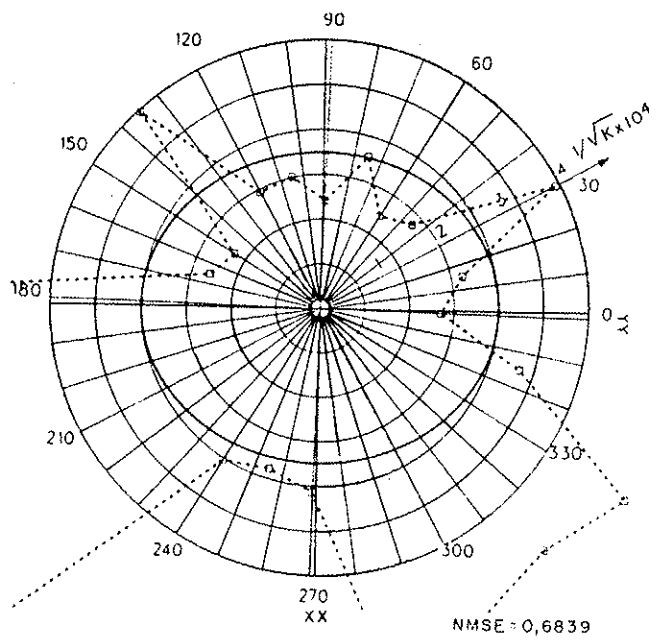


Figura 2.105. Diagrama polar de condutividade hidráulica para região de fluxo de 70 m x 70 m (LONG & BILLAUX, 1987).

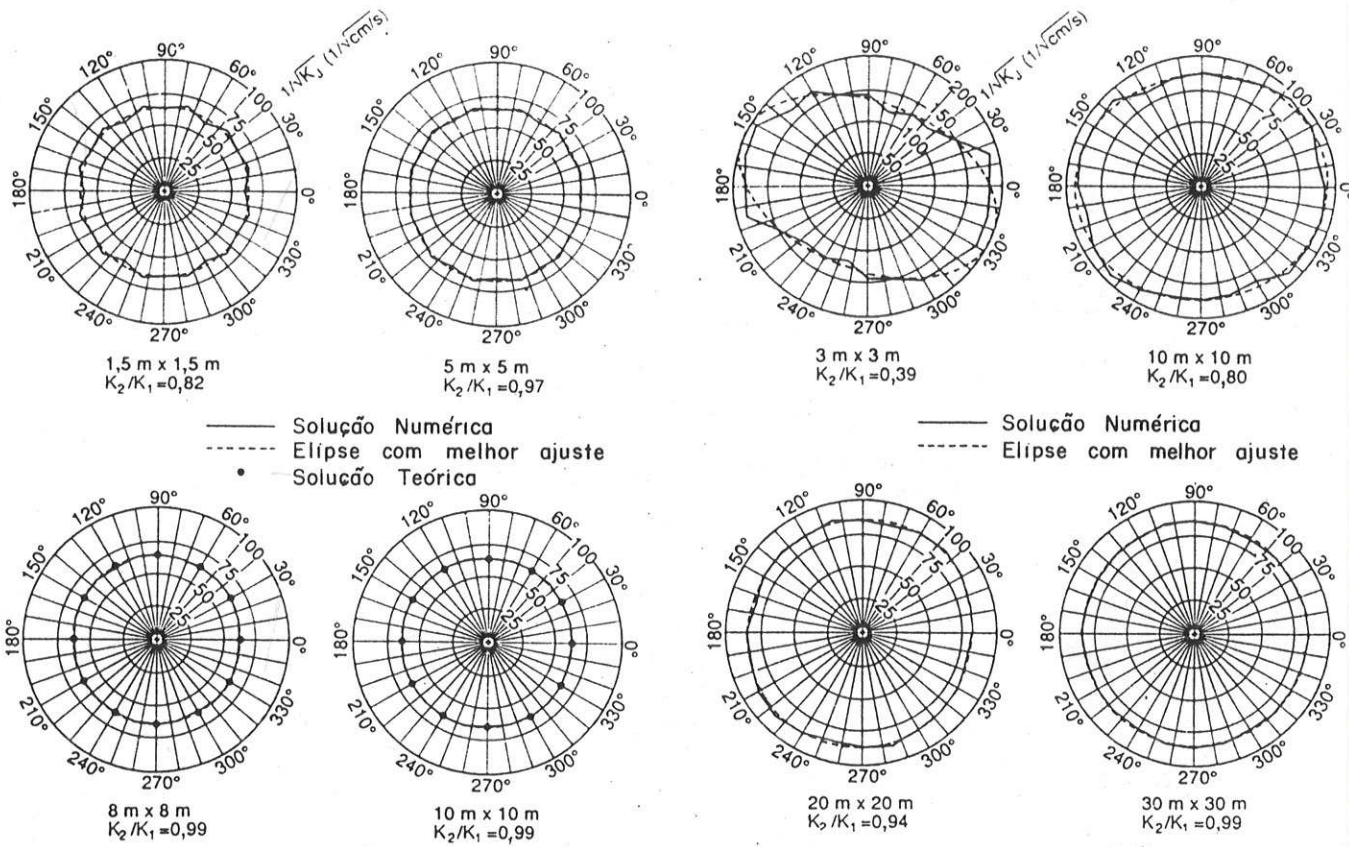
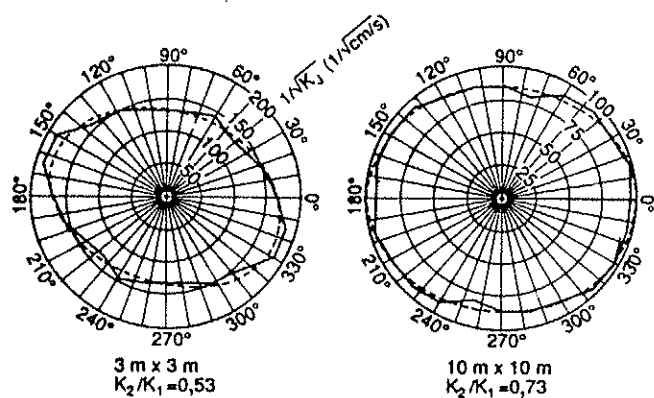
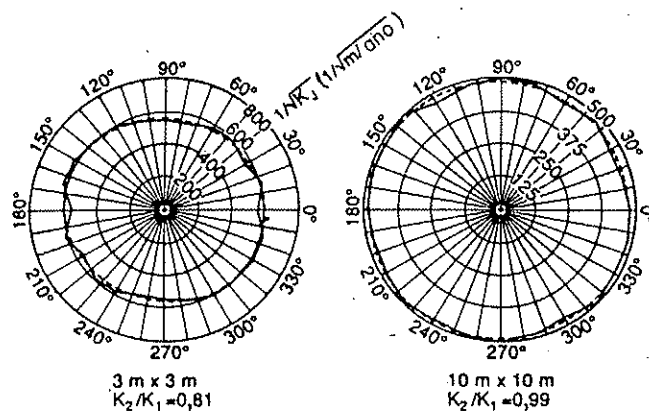


Figura 2.106. Diagramas polares de condutividade hidráulica em diversas escalas, para redes de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com aberturas uniformes (KHALEEL, 1989).

Figura 2.107. Diagramas polares de condutividade hidráulica em diversas escalas, para redes de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas (KHALEEL, 1989).



— Solução Numérica
- - - Elipse com melhor ajuste



— Solução Numérica
- - - Elipse com melhor ajuste

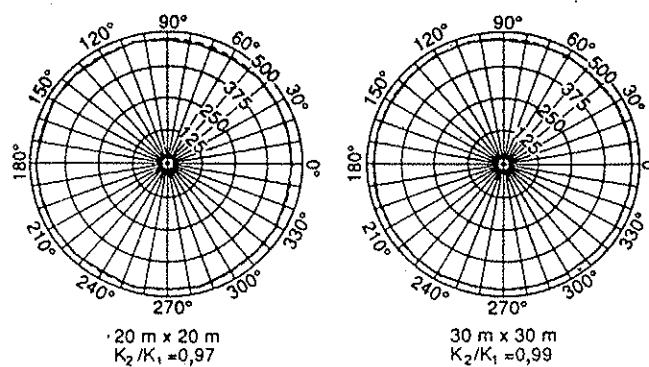
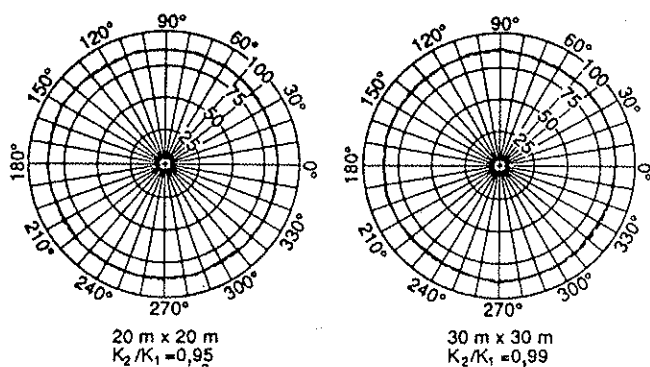


Figura 2.108. Diagramas polares de condutividade hidráulica em diversas escalas, para redes de descontinuidades colunares, irregulares, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas (KHALEEL, 1989).

Figura 2.109. Diagramas polares de condutividade hidráulica em diversas escalas, para redes de descontinuidades colunares, hexagonais, preenchidas por argila, com distribuição lognormal para as aberturas (KHALEEL, 1989).

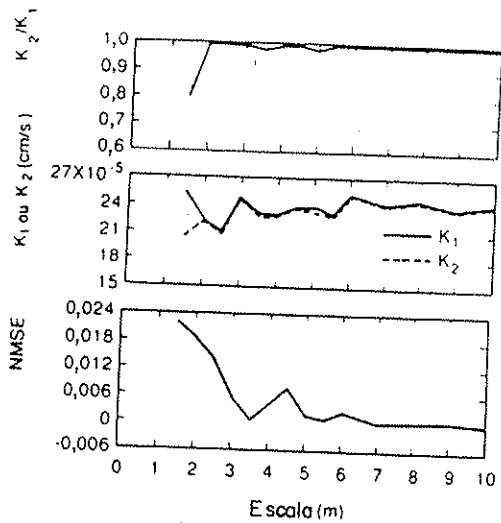


Figura 2.110. Valores de NMSE, K_1 , K_2 e K_2/K_1 versus escala, para redes de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com aberturas uniformes (KHALEEL, 1989).

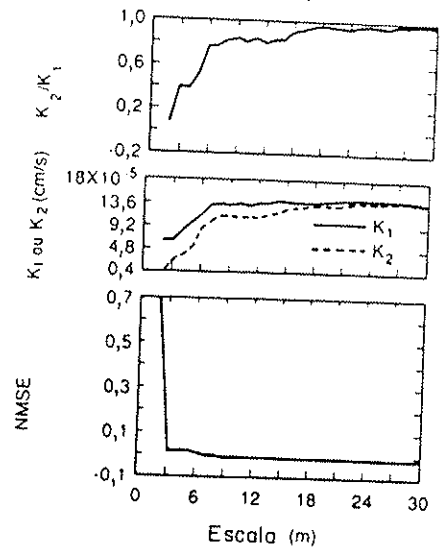


Figura 2.111. Valores de NMSE, K_1 , K_2 e K_2/K_1 versus escala, para redes de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas com distribuição lognormal para as aberturas (KHALEEL, 1989).

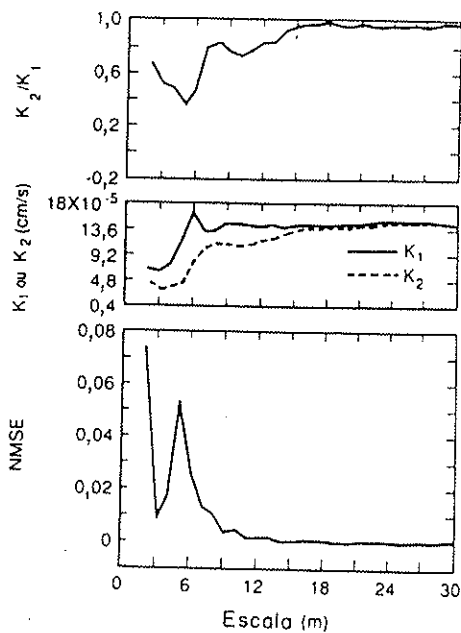


Figura 2.112. Valores de NMSE, K_1 , K_2 e K_2/K_1 versus escala, para redes de descontinuidades colunares, irregulares, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas (KHALEEL, 1989).

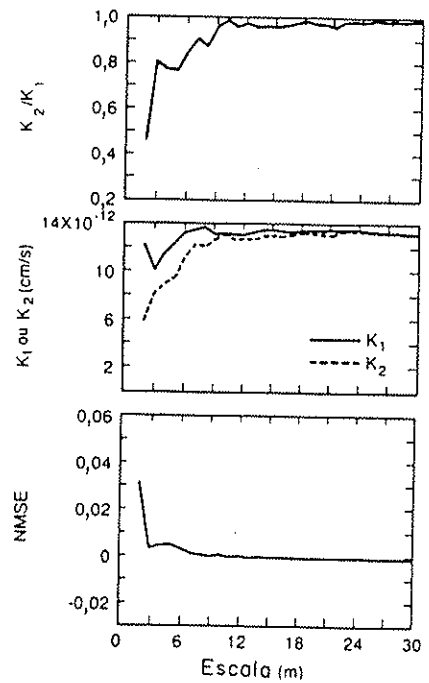


Figura 2.113. Valores de NMSE, K_1 , K_2 e K_2/K_1 versus escala, para redes de descontinuidades colunares hexagonais, preenchidas por argila, com distribuição lognormal para as aberturas (KHALEEL, 1989).

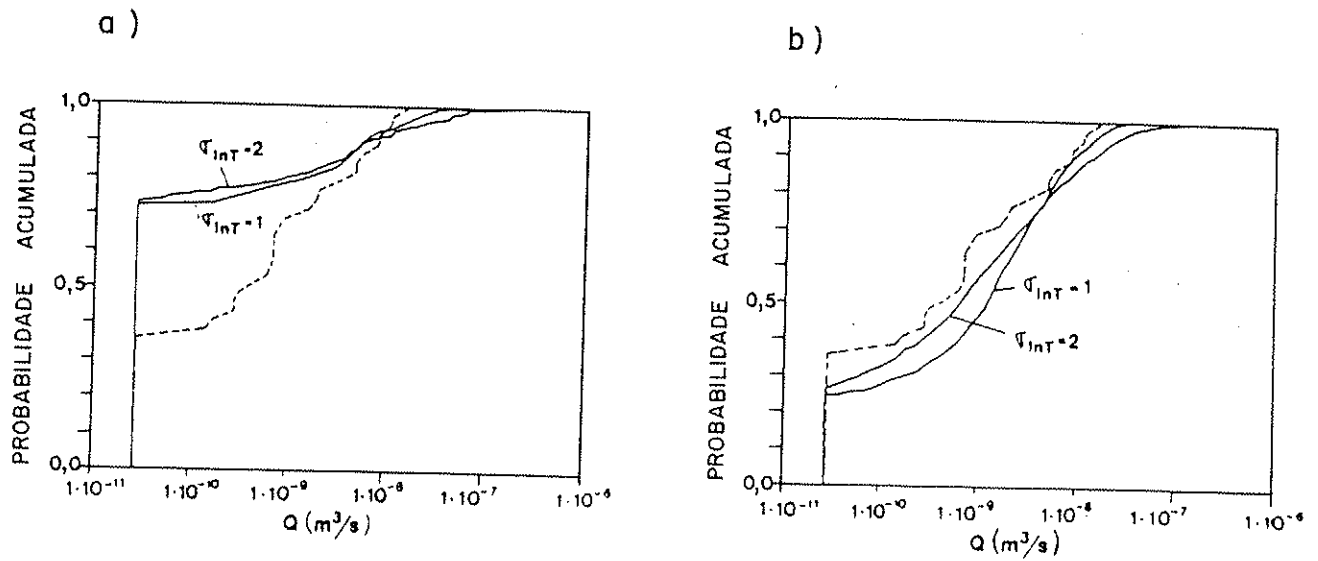


Figura 2.114. Freqüências acumuladas das vazões observadas (linhas tracejadas) e das vazões simuladas (linhas cheias) em seções de 2m, ao longo do teto de uma galeria, com $\sigma_{\ln T} = 1$ e $\sigma_{\ln T} = 2$ - caso 1 a) e casos 2, 3, 4 e 5 b) (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

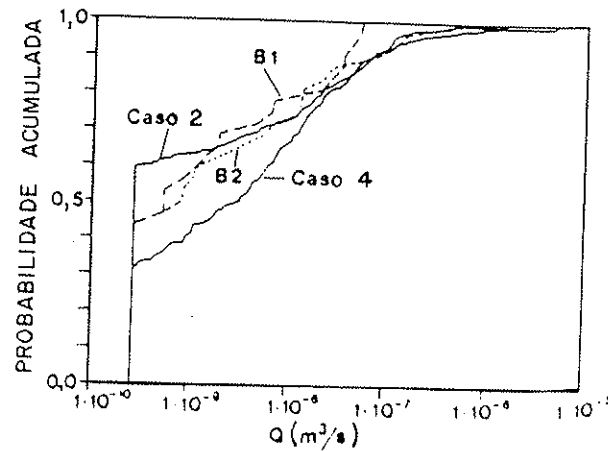


Figura 2.115. Freqüências acumuladas das vazões observadas em trechos de 2 m das sondagens B₁ e B₂ (linhas tracejadas) e das vazões simuladas em trechos de 2 m de uma sondagem, com $\sigma_{\ln T} = 2$, para os casos 2 e 4 (linhas cheias) (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

3. CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E HIDROGEOTÉCNICA DE BASALTOS
FRATURADOS DE PORTO PRIMAVERA

3. CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E HIDROGEOTÉCNICA DE BASALTOS FRATURADOS DE PORTO PRIMAVERA

3.1. INTRODUÇÃO

A usina de Porto Primavera, concessão da Cia. Energética de São Paulo - CESP, atualmente em construção, localiza-se no Rio Paraná, entre os Estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, na porção central da Bacia Sedimentar do Paraná. São de interesse à implantação da usina, os derrames basálticos da Formação Serra Geral, os arenitos da Formação Caiuá, pertencentes ao Grupo Bauru e os aluviões e os coluviões cenozóicos, tal como ilustrado na Figura 3.1.

A barragem de terra apresenta 9 km de extensão e diferentes condições de fundação, identificadas através de mapeamentos geológicos e de investigações por sondagens a percussão e por sondagens rotativas com recuperação de testemunhos e ensaios de perda d'água, efetuados de acordo com os critérios estabelecidos pela ABGE (1975). Em um dos trechos, um pacote de basalto fraturado de elevada condutividade hidráulica mostra-se como um importante condicionante geológico para o estudo e projeto do controle das percolações pelas fundações. Para atender esses objetivos, são necessários modelos hidrogeológicos e hidrogeotécnicos realistas na escala do empreendimento, fundamentados no conhecimento geológico e em resultados de ensaios "in situ", que permitem informações sobre os valores e direções principais de condutividade hidráulica, sobre a anisotropia e sobre a continuidade de feições geológicas que podem constituir importantes heterogeneidades.

As informações desejadas não são fornecidas pelos ensaios de perda d'água (ABGE, 1975), tendo sido programados ensaios hidráulicos tridimensionais em trechos de sondagens rotativas verticais, dispostas nos vértices de triângulos equiláteros de 5 m, de 15 m e de 40 m de lado (THEMAG, 1988). Os ensaios tridimensionais consistiram de bombeamento em trechos de algumas sondagens e de leitura das cargas em trechos de outras sondagens, fornecendo resultados em diferentes orientações e para as diversas dimensões ensaiadas. Previamente aos ensaios tridimensionais, foram efetuados ensaios pontuais de bombeamento

e de injeção para uma primeira avaliação das condutividades hidráulicas em trechos distribuídos ao longo das sondagens.

Os ensaios tridimensionais foram programados para verificar se o pacote de basalto fraturado comporta-se como meio homogêneo e anisotrópico, determinando-se, nesse caso, as relações de anisotropia, os tensores bidimensionais e tridimensionais de condutividade hidráulica (K) e os coeficientes de armazenamento específico (S_g) para as diversas dimensões ensaiadas, de acordo com a solução apresentada por HSIEH et alii (1983), por HSIEH & NEUMAN (1985) e por HSIEH et alii (1985). Foram propostos para investigar as relações entre os valores e as direções principais dos tensores tridimensionais e bidimensionais (no plano vertical) de condutividade hidráulica (K) com a geologia e a geometria das descontinuidades. Também tiveram por objetivo identificar a presença e a continuidade de feições que podem constituir importantes heterogeneidades.

Para a interpretação dos resultados, outros métodos e soluções amplamente aplicados em trabalhos de hidrogeologia não foram considerados, pois não atendem aos objetivos. Os métodos e soluções de THEIS (1935) e de JACOB (1940) definem os parâmetros de meios homogêneos e isotrópicos. O método de PAPADOPULOS (1965) determina a anisotropia apenas no plano horizontal e o tensor de transmissividade.

Os resultados e as interpretações permitiram uma caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica completa e inédita na história das investigações das fundações das barragens brasileiras. Foram discutidos por TRESSOLDI et alii (1990 a), por TRESSOLDI et alii (1990 b), TRESSOLDI et alii (1990 c) e por CELESTINO et alii (1990).

3.2. ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOTÉCNICOS

As investigações para a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica foram efetuadas nas proximidades da estaca 51 + 12, no trecho da barragem de terra denominado trecho do terraço aluvial, no domínio dos derrames basálticos denominados microderrames. As principais unidades geológico-geotécnicas identificadas estão mostradas na Figura 3.2, em uma seção ao longo do eixo da barragem, entre as estacas 0 e 120.

Um pacote de aluvião apresenta-se sobrejacente aos arenitos da Formação Caiuá e aos derrames basálticos da Formação Serra Geral. Aproximadamente entre as estacas 12 e 75, o aluvião encontra-se diretamente sobre os derrames basálticos, e os arenitos da Formação Caiuá, identificados no restante da área, estão ausentes.

O aluvião mostra uma espessura de até 13 m, seu topo desenvolve-se ao redor da cota 245 m, e sua base desenvolve-se entre as cotas 243 m e 232 m. Nos primeiros 2 m a 5 m, junto à superfície, encontram-se argilas-arenosas, areias-argilosas e areias pouco argilosas. Seguem-se areias com espessuras de até 10 m e cascalhos arenosos com espessuras de até 2 m, concentrados na base do aluvião. As condutividades hidráulicas máximas atribuídas a esse pacote são iguais a $5E-4$ m/s.

Os derrames basálticos da Formação Serra Geral presentes na área foram denominados macroderrames e microderrames. Os macroderrames são espessos corpos de lava, de elevada continuidade lateral, com basaltos compactos na porção central e com basaltos vesiculares e brechas basálticas no topo e na base. Foram identificados a partir das proximidades da estaca 40 e estendem-se além do limite investigado na ombreira direita. Os microderrames são constituídos por basaltos vesiculares e por basaltos compactos, resultantes de corpos de lava de pequenas dimensões, com espessuras de alguns poucos metros e extensões entre alguns metros e algumas dezenas de metros. Ocorrem a partir das proximidades da estaca 40, em direção à margem esquerda e até o limite investigado em profundidade, nas proximidades da cota 218 m. Conforme mostrado pelos mapeamentos das escavações da margem esquerda, os contatos laterais entre os pequenos derrames apresentam-se mais extensos segundo as direções NW, que são as direções de avanço das lavas, e as menores extensões são encontradas nas direções NE.

No topo do maciço rochoso basáltico, encontram-se bolsões de solo de alteração, basalto muito alterado e basalto medianamente alterado, muito ou extremamente fraturado, apresentando mais de 10 ou de 20 descontinuidades por metro. A espessura total desse pacote atinge 12 m, e a sua base desenvolve-se entre as cotas 234 m e 222 m. As maiores espessuras encontram-se entre as estacas 40 e 70, no domínio dos micro-

derrames. Esse pacote assenta-se sobre basalto medianamente alterado, muito pouco ou pouco fraturado, mostrando entre uma e cinco descontinuidades por metro, com maior grau de fraturamento em trechos localizados, principalmente coincidentes com os contatos entre os derrames.

As principais descontinuidades dos microderrames são contatos horizontais, entre o topo e a base, e os contatos inclinados e subverticais, entre as bordas laterais dos derrames, apresentando-se com elevada freqüência, devido às reduzidas dimensões dos corpos de lava. Estão presentes também fraturas horizontais e verticais, atribuídas ao resfriamento das lavas. Essas feições respondem pelas elevadas condutividades hidráulicas do maciço basáltico.

Caracterizações sobre os derrames basálticos de Porto Primavera foram apresentadas anteriormente por TRESSOLDI et alii (1986) e por MARQUES et alii (1987).

Os ensaios foram efetuados em sete sondagens rotativas verticais, com amostragem, perfuradas no diâmetro HX ou 86 mm, até profundidades de 12 m em rocha, com a disposição apresentada na Figura 3.3. Os resultados da amostragem estão mostrados na Figura 3.4, em seções geológico-geotécnicas.

Observa-se a presença de um maior número de derrames de menor espessura nas sondagens que definem as dimensões de ensaio de 5 m e de 15 m (SR-A, SR-B e SR-E; SR-A, SR-C e SR-F), em comparação com aquelas que definem as dimensões de ensaio de 40 m (SR-A, SR-D e SR-G). Isso implica em um maior número de contatos entre os pequenos corpos de lava, tanto aqueles entre topo e base, horizontais, como aqueles laterais, inclinados ou subverticais, podendo resultar em valores de condutividades hidráulicas maiores nos ensaios de pequenas dimensões, tal como discutido no item 3.5.3.

O basalto muito alterado concentra-se predominantemente no topo do maciço rochoso, junto ao contato com o aluvião, sobrejacente ao basalto muito ou extremamente fraturado. Apresenta espessuras entre 0,5 m e 2,5 m.

Ao longo da direção N74,6°E, perpendicularmente ao eixo da barragem, tal como observado nas sondagens SR-A, SR-B, SR-C e SR-D, as espessuras do basalto muito ou extremamente fraturado apresentam-se entre 8 m e 9 m, menores que na direção N45,4°W,

onde os valores estão entre 8 m e mais que 12 m, tal como observado nas sondagens SR-A, SR-E, SR-F e SR-G.

3.3. OS ENSAIOS

Foram efetuados bombeamentos e injeções pontuais, bem como ensaios de intercomunicação tridimensionais através de bombeamento.

Foi empregada a Sonda Hidráulica Multiteste (SILVA, 1987). Essa sonda apresenta três câmaras isoladas por quatro obturadores inflados por gás comprimido a partir da superfície. Na câmara central de 1,5 m, são feitas leituras com sensores elétricos de pressão, de temperatura e de condutividade elétrica. Através de um conduto duplo de mangueira coaxial e de uma bomba Venturi, que operam no interior da sondagem, podem ser efetuados bombeamento ou injeção de água. Nas câmaras laterais de 0,7 m, são medidas as variações de pressão devidas à operação dos obturadores ou aquelas devidas ao bombeamento ou à injeção efetuados na câmara central. As variações de pressão registradas nessas câmaras permitem avaliar o desempenho das obturações e eventuais comunicações entre o trecho de ensaio e os trechos superior e inferior, através do maciço rochoso. As vazões máximas de bombeamento ou injeção são da ordem de 60 l/min, e as pressões máximas são da ordem de 4,5 kg/cm².

Nos ensaios tridimensionais, as leituras das pressões nas sondagens adjacentes aos pontos de bombeamento foram efetuadas através de transdutores elétricos de pressão, instalados em trechos de 1,5 m, isolados por obturadores infláveis de 1,5 m, acionados por gás comprimido a partir da superfície. As leituras das pressões foram efetuadas em vários trechos simultaneamente, tal como em piezômetros multiníveis.

A aquisição dos dados de pressão, temperatura e condutividade elétrica foi efetuada automaticamente, através de um sistema de aquisição de dados, desenvolvido pelo IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas, São Paulo (TAIOLI & VILMONDES, 1990).

Os transdutores de pressão utilizados na Sonda Hidráulica Multiteste e nas sondas instaladas nas perfurações adjacentes aos

pontos de bombeamento mostraram-se sensíveis apenas para valores maiores que $0,005 \text{ kg/cm}^2$ e $0,02 \text{ kg/cm}^2$.

Nos ensaios de bombeamento, as leituras de vazão foram efetuadas em tambor de 200 litros instalado em superfície, através da medida de variação do nível d'água. Nos ensaios de injeção, as leituras de vazão foram efetuadas em hidrômetros e nos casos de vazões baixas, inferiores a 5 l/min, através da medida de variação do nível d'água em tambor.

Os ensaios pontuais de bombeamento e injeção tiveram por objetivo uma primeira avaliação do comportamento hidrogeológico do maciço basáltico e da distribuição das condutividades hidráulicas ao longo das perfurações.

Os ensaios pontuais foram efetuados em vários estágios de vazão ou de pressão constante, com monitoramento contínuo das vazões e das pressões a cada minuto e até atingir a estabilização, em trechos de 1,5 m isolados por obturadores.

Os ensaios de bombeamento foram feitos em todos os trechos de 1,5 m de todas as sondagens. Em alguns trechos, foram programados ensaios de bombeamento e de injeção com vários estágios crescentes (três, no mínimo) e decrescentes (dois, no mínimo) de pressão constante, no caso das injeções, ou de vazão constante, no caso dos bombeamentos. Alguns ensaios de bombeamento programados em múltiplos estágios não foram efetuados devido à elevada condutividade hidráulica do maciço basáltico, perante a capacidade do equipamento utilizado.

Nos casos dos ensaios de injeção com três estágios crescentes de pressão e dois decrescentes, as pressões de ensaio foram previstas de acordo com os seguintes critérios:

- a. pressão mínima - $0,10 \text{ kg/cm}^2$;
- b. pressão intermediária - $1/2$ de pressão máxima;
- c. pressão máxima - $0,25 \text{ kg/cm}^2/\text{m}$ de profundidade;
- d. pressão intermediária - $1/2$ da pressão máxima;
- e. pressão mínima - $0,10 \text{ kg/cm}^2$.

Nos casos dos ensaios de bombeamento com três estágios crescentes e dois decrescentes de vazão, as vazões de ensaio foram previstas de acordo com os seguintes critérios:

- a. vazão mínima - vazão para ocasionar um rebaixamento de 1 m, equivalente a $0,10 \text{ kg/cm}^2$;
- b. vazão intermediária - $1/2$ da vazão máxima;

- c. vazão máxima - máxima vazão possível com o equipamento utilizado;
- d. vazão intermediária - 1/2 da vazão máxima;
- e. vazão mínima - vazão para ocasionar um rebaixamento de 1 m, equivalente a 0,10 kg/cm².

Nos casos de ensaios com estágios adicionais de pressão ou de vazão, foram adotados valores intermediários aos valores estabelecidos para os ensaios com três estágios crescentes e dois decrescentes, segundo os mesmos critérios.

Estão disponíveis ensaios de bombeamento efetuados entre alguns minutos e até 1 hora antes da injeção, entre 17 horas e 14 dias antes da injeção, entre alguns minutos e até 1 hora após a injeção e entre 19 horas e 5 dias após a injeção.

Os ensaios tridimensionais foram idealizados para verificar se o maciço rochoso apresenta comportamento essencialmente homogêneo e anisotrópico e para caracterizar feições que podem constituir importantes heterogeneidades. Os ensaios foram programados para definir os tensores bi e tridimensionais de condutividades hidráulicas (K), seus valores e direções principais, as relações de anisotropia e os valores dos coeficientes de armazenamento específico (S_g) nos casos de homogeneidade e anisotropia, de acordo com o método proposto por HSIEH et alii (1983), por HSIEH & NEUMAN (1985) e por HSIEH et alii (1985).

Os ensaios tridimensionais constaram de bombeamentos a vazão constante em trechos isolados de algumas sondagens e de leituras das pressões em trechos isolados de outras sondagens, localizadas nas proximidades, em regime de fluxo não permanente e até atingir a estabilização ou durante duas horas, no mínimo, com registro contínuo das vazões e das pressões. Em alguns bombeamentos, como naqueles da SR-D, a estabilização das vazões não foi alcançada nos primeiros instantes, conforme programado.

A avaliação do comportamento de uma espessura de 12 m do maciço basáltico foi conduzida em cinco dimensões distintas. Os trechos de bombeamento e leitura apresentaram distâncias máximas da ordem de 5 m, de 15 m, de 40 m, entre 10 m e 15 m e entre 25 m e 40 m, contidos em três, em quatro ou em até cinco planos.

A dimensão mínima de investigação foi fixada de forma a atender os critérios para a consideração dos trechos de

bombeamento e de leitura como pontos, estabelecidos por HSIEH et alii (1985).

A dimensão máxima de investigação foi estabelecida considerando a provável faixa de variação dos parâmetros hidráulicos K e S_g e a máxima capacidade do equipamento. Considerou-se também que volumes maiores poderiam ser influenciados pelo aluvião sobrejacente, de elevada condutividade hidráulica, e pelo basalto subjacente, muito pouco ou pouco fraturado, de baixa condutividade hidráulica.

As configurações dos ensaios tridimensionais nas dimensões de 5 m, de 15 m e de 40 m, entre 10 m e 15 m e entre 25 m e 40 m, estão apresentadas na Figura 3.5, em planta, e na Figura 3.6, em seções verticais.

Para cada uma das dimensões ensaiadas, foram efetuados bombeamentos e leituras das pressões em diversos trechos de várias sondagens, contidas em três planos verticais, no mínimo. Os bombeamentos foram efetuados nas sondagens SR-A, SR-B, SR-C e SR-D, acompanhados de leituras das pressões em outras sondagens adjacentes, em trechos alternados de 1,5 m, isolados por obturadores. Para cada trecho bombeado, dispõe-se de leituras obtidas simultaneamente, em quatro trechos de cada uma das sondagens submetidas a monitoramento, resultando dados ao longo de diferentes inclinações, nos diversos planos de ensaio. Os trechos de bombeamento e de leitura foram identificados pelos números 1, 3, 5 e 7.

Após cada bombeamento, foram aguardadas as recuperações das pressões, e suas leituras foram efetuadas até obter-se a tendência à estabilização, ou até ter transcorrido o mesmo tempo de bombeamento, com registro contínuo das pressões e das vazões.

Para o trecho 7 da sondagem SR-A, os bombeamentos foram efetuados em quatro estágios de vazão Q_1 , Q_2 , Q_3 e Q_4 . O início dos ensaios referentes a cada estágio ocorreu apenas após a recuperação das variações das pressões ocorridas devido ao estágio de bombeamento anterior. Foram considerados apenas os resultados de um dos estágios de vazão, e análises futuras poderão contemplar os resultados dos demais estágios.

3.4. OS RESULTADOS E DISCUSSÕES - ENSAIOS PONTUAIS

Os ensaios pontuais fornecem as distribuições das condutividades hidráulicas e uma avaliação preliminar de outras propriedades hidrogeológicas e hidrogeotécnicas do maciço rochoso, caracterizadas de forma completa através de ensaios tridimensionais. Ainda que os resultados desses ensaios pontuais não permitam uma completa caracterização, são tratados com o objetivo de ilustrar as possíveis abordagens.

Para a interpretação dos ensaios, foram elaborados gráficos de pressão, vazão, temperatura e condutividade elétrica versus tempo, através de planilhas eletrônicas, a partir dos dados obtidos pelo sistema de aquisição automática de dados, para cada um dos trechos de ensaio. Esses gráficos permitiram avaliar ocorrências diversas, falhas instrumentais e operacionais ou indicaram propriedades hidrogeológicas do maciço basáltico. Nas Figuras 3.7 a 3.12, encontram-se os gráficos referentes a casos típicos.

Nos casos dos ensaios em múltiplos estágios, foram elaborados gráficos de vazão versus pressão, utilizando os resultados das injeções e dos bombeamentos. Foram apresentadas as pressões na câmara central e as pressões nas câmaras laterais. Esses gráficos sugeriram uma primeira avaliação do comportamento do maciço basáltico, quando foram ensaiados diferentes volumes e quando foram adotados diferentes procedimentos de ensaio, bombeamento ou injeção, apesar do pequeno número de dados disponíveis. Estão apresentados nas Figuras 3.13 a 3.15.

Foram avaliadas as perdas d'água específicas e as condutividades hidráulicas a partir das expressões apresentadas pela ABGE (1975):

$PE = Q/L\Delta P$, onde:

L - trecho do ensaio (m);

Q - vazão (l/min);

PE - perda de água específica (l/min.m.kg/cm²);

ΔP - variação da pressão = pressão antes do bombeamento - pressão ao final do bombeamento ou da injeção (kg/cm²).

$K = (Q/2\pi L \Delta P) (\ln 0,66 L/d/2)$, onde:

d - diâmetro da sondagem (m);

L - trecho do ensaio (m);

Q - vazão (m^3/s);

ΔP - variação da pressão = pressão antes do bombeamento - pressão ao final do bombeamento ou da injeção (m).

As vazões e as variações das pressões foram obtidas das tabelas e dos gráficos contendo o registro dos dados versus tempo, considerando valores estabilizados. As perdas d'água específicas versus profundidade, referentes aos ensaios de bombeamento efetuados em todas as sondagens, estão na Figura 3.16.

3.4.1. Comportamento durante os Ensaios

Durante os ensaios, foram registradas quedas de energia, várias rupturas dos obturadores e dificuldades de obturação. As falhas nas obturações foram detectadas através da análise do comportamento das variações das pressões nas câmaras central, superior e inferior. Quando as diferenças apresentaram-se iguais ou muito próximas, concluiu-se sobre a existência de falhas na obturação. Quando as variações da câmara central apresentaram-se distintas daquelas das câmaras superior e inferior, concluiu-se sobre a existência de prováveis comunicações entre os trechos isolados pelos obturadores, através de descontinuidades do maciço basáltico. Na Figura 3.7, estão apresentados os resultados de um trecho submetido a bombeamento e que apresentou falhas na obturação.

Foram observadas ocorrências de sucção em vários trechos submetidos a bombeamento. A sucção indica a inexistência de descontinuidades ou a presença de descontinuidades não condutivas nos trechos considerados. Na câmara central, a vazão de bombeamento mostrou-se próxima de zero, as variações das pressões foram elevadas, e a condutividade elétrica diminuiu durante o bombeamento, devido à predominância das características da água injetada para o bombeamento. Na Figura 3.8, estão apresentados os resultados de um trecho submetido a bombeamento e que apresentou sucção.

Em grande parte dos ensaios de bombeamento, ficou caracterizada a presença de descontinuidades condutivas. As vazões apresentaram-se constantes, e as pressões mostraram decréscimos durante um pequeno período de tempo, até atingirem as

condições estabilizadas. As variações das pressões apresentaram valores pequenos em casos de elevadas condutividades hidráulicas e valores maiores em casos contrários. Na Figura 3.9, estão apresentados os resultados de um ensaio de bombeamento efetuado em um trecho com descontinuidades condutivas.

No início dos bombeamentos efetuados por volta de alguns minutos e até 1 hora após as injeções, os valores das condutividades elétricas mostraram-se muito próximos daqueles da água superficial utilizada nas injeções, apresentando-se crescente, no decorrer dos ensaios, tal como mostrado na Figura 3.10. Isso indica que a água das injeções manteve-se nas proximidades da sondagem, devido à velocidade de percolação, em condições naturais, ser relativamente pequena. Bombeamentos efetuados após um período entre 19 horas e 5 dias das injeções apresentaram condutividades elétricas similares àquelas obtidas em bombeamentos prévios às injeções.

Nas Figuras 3.11 e 3.12, estão apresentados respectivamente os resultados de ensaios de bombeamento e de injeção efetuados em múltiplos estágios. Em alguns ensaios de injeção, observou-se o declínio da vazão de injeção, enquanto ocorria acréscimo das pressões, atribuído à presença de fraturas condutivas de pequena extensão, interligadas a outras de menor condutividade hidráulica.

As condutividades elétricas características das águas do maciço basáltico registradas durante os bombeamentos situaram-se na faixa entre 400 e 700 $\mu\text{mhos/cm}$. As condutividades elétricas da água de superfície apresentaram-se entre 10 a 50 $\mu\text{mhos/cm}$. As temperaturas das águas do maciço basáltico observadas durante os bombeamentos apresentaram-se entre 19°C e 23°C. As temperaturas das águas de superfície mostraram valores entre 14°C e 31,5°C. As diferenças entre as características das águas superficiais e subterrâneas refletem as alterações ocorridas a partir do momento da recarga. As rochas basálticas, sendo altamente susceptíveis à alteração, contêm águas com elevada condutividade elétrica. A renovação dessas águas deve ocorrer a grandes distâncias do local do ensaio, e as velocidades naturais devem ser pequenas.

3.4.2. Comportamento em Múltiplos Estágios

Para trechos com ensaios em múltiplos estágios, foram elaborados gráficos de vazão versus variações das pressões estabilizadas, lidas nas câmaras central, superior e inferior, apresentados nas Figuras 3.13, 3.14 e 3.15.

Para os ensaios de injeção, dispõe-se de dados em três estágios crescentes e em dois decrescentes de pressão, de dados em um número maior de estágios de pressão e de dados em apenas três estágios crescentes de pressão, devido à ruptura dos obturadores. Para os ensaios de bombeamento, de maneira geral, dispõe-se de dados em apenas um estágio de vazão, e apenas dois ensaios foram efetuados com três estágios de vazão. Diversos ensaios programados em vários estágios não foram feitos devido ao pequeno rebaixamento obtido com a máxima vazão do equipamento.

A partir das relações entre as vazões e as pressões, pode-se constatar que:

- a. De maneira geral, os comportamentos observados nas injeções, sejam naquelas efetuadas por volta de alguns minutos e até uma hora após os bombeamentos, sejam naquelas efetuadas após um longo período de tempo dos bombeamentos, foram de vazões decrescentes com o aumento das variações das pressões e de vazões diretamente proporcionais às variações das pressões, mas com valores de vazões decrescentes, quando a curva foi extrapolada para a origem.
- b. Na maioria das injeções, houve redução das vazões nos estágios decrescentes de pressão em relação aos estágios crescentes.
- c. Nos dois bombeamentos efetuados em três estágios de vazão, verificaram-se vazões diretamente proporcionais às variações das pressões, mas com valores de vazões decrescentes, quando a curva foi extrapolada para a origem.
- d. Foram registradas variações das pressões nos trechos superior e inferior àqueles ensaiados.

As relações estabelecidas entre as vazões e as pressões nos ensaios de múltiplos estágios parecem refletir as características geométricas das descontinuidades, ou sejam, as extensões, as atitudes, as aberturas e as conectividades. Sugerem uma primeira avaliação do comportamento do maciço basáltico, quando são ensaiados e observados diferentes volumes.

A partir do conhecimento geológico e dos valores decrescentes das vazões com o aumento das pressões, visualiza-se o escoamento em um maciço rochoso apresentando algumas descontinuidades condutivas subhorizontais, de diferentes continuidades e conectadas por descontinuidades subverticais de condutividades hidráulicas menores que aquelas das fraturas subhorizontais. No estágio de pressão mínima, as alterações das pressões concentram-se nas proximidades da sondagem e grande parte das descontinuidades comportam-se como feições infinitas ou com elevado grau de intercomunicação com outras descontinuidades de condutividades hidráulicas maiores. À medida que as pressões são aumentadas, um volume maior do maciço rochoso é submetido às alterações de pressão, porções mais distantes da sondagem são alcançadas e grande parte das descontinuidades envolvidas no escoamento mostram efeitos de barreiras não condutivas, devido à falta de continuidade ou devido às conexões através de poucas descontinuidades de condutividades hidráulicas menores.

As reduções de vazão nos estágios decrescentes sugerem que as descontinuidades de extensão limitada e que as poucas conexões de pequena condutividade hidráulica permitem o armazenamento de água no maciço rochoso, sob pressões elevadas, e o fluxo em direção à sondagem, com a diminuição das pressões.

As variações de pressão registradas nas câmaras laterais indicam a presença de intercomunicações entre as descontinuidades do maciço rochoso ensaiado. Essas intercomunicações ocorrem através de descontinuidades de pequenas condutividades hidráulicas, contrastantes com aquelas das descontinuidades interceptadas pelas sondagens, conforme indicado pelas pequenas variações das pressões nas câmaras laterais, quando comparadas com aquelas da câmara central. Essas intercomunicações sugerem um comportamento anisotrópico para o maciço basáltico.

3.4.3. Comportamento perante Bombeamento e Injeção

Através dos dados dos ensaios de injeção e dos ensaios de bombeamento efetuados entre alguns minutos e até 1 hora antes da injeção, entre 17 horas e 14 dias antes da injeção, entre alguns minutos e até 1 hora após a injeção e após um período entre 19 horas e 5 dias da injeção, ainda que o número de dados seja

pequeno, especialmente dos dados de bombeamento em múltiplos estágios, foram estabelecidas as seguintes relações entre os resultados dos ensaios de bombeamento e injeção, a partir das Figuras 3.13, 3.14 e 3.15:

- a. Os bombeamentos efetuados por volta de alguns minutos e até 1 hora antes das injeções apresentaram vazões maiores, para uma mesma variação de pressão.
- b. Os bombeamentos que precederam as injeções por um período de tempo entre 17 horas e 14 dias apresentaram vazões próximas, maiores e menores, para uma mesma variação de pressão.
- c. Os bombeamentos efetuados por volta de alguns minutos e até 1 hora após as injeções apresentaram variações de pressão ligeiramente maiores que os bombeamentos prévios às injeções, para vazões aproximadamente iguais.
- d. Os bombeamentos que sucederam as injeções por um período entre 19 horas e 5 dias apresentaram variações de pressão próximas àquelas dos bombeamentos prévios às injeções, para vazões similares.

Com a injeção ou com o bombeamento, desenvolve-se um perfil de pressão nas descontinuidades ao redor da sondagem, decrescente ou crescente, conforme relativo respectivamente à injeção ou ao bombeamento. A sua presença altera fortemente o perfil de pressão relativo aos ensaios subseqüentes, e sua dissipação é função das características de condutividade hidráulica e de armazenamento do maciço rochoso.

As maiores variações de pressão registradas nos bombeamentos que sucederam injeções após um curto período de tempo em relação àqueles efetuados antes das injeções podem estar relacionadas, em parte, aos efeitos transientes, pois as injeções prévias foram efetuadas com pressões de até mais de $3,0 \text{ kg/cm}^2$. As menores vazões observadas nas injeções em relação aos bombeamentos efetuados por volta de alguns minutos e até mais de 1 hora antes parecem ter pouca relação com os efeitos transientes, pois nos ensaios tridimensionais conduzidos com pressões similares àquelas dos ensaios de bombeamentos pontuais, foram observadas recuperações das pressões em poucos minutos após a conclusão dos ensaios, tal como discutido no item 3.5.2.

As diferenças observadas entre os ensaios de bombeamento e injeção parecem refletir a presença de descontinuidades de

condutividades e de cargas hidráulicas distintas. Diferenças de cargas hidráulicas podem ocorrer, por exemplo, face às variações nas cotas de base do pacote de basalto fraturado, ainda que as características geomorfológicas da área e do topo de rocha apresentem-se relativamente planas-horizontais, tal como mostrado na Figura 3.2.

Quando o trecho de ensaio apresenta várias descontinuidades condutivas com diferentes condutividades e cargas hidráulicas, de acordo com as leis de fluxo da água subterrânea, os resultados de ensaios de bombeamento e de injeção podem ser diferentes. No caso de um trecho com duas descontinuidades, uma com valores de condutividades e de cargas hidráulicas maiores que a da outra, no bombeamento, a maior parcela da vazão poderá ser devida à descontinuidade de maior condutividade e carga hidráulica e, na injeção, a maior parcela da vazão poderá ser devida à descontinuidade de menor condutividade e carga hidráulica. Nesse exemplo, os ensaios de bombeamento fornecerão vazões maiores que aquelas referentes aos ensaios de injeção.

Algumas diferenças de até $0,05 \text{ kg/cm}^2$ foram observadas, quando comparadas cargas hidráulicas dos diversos trechos ensaiados. Uma idéia mais exata das reais cargas hidráulicas ao longo das perfurações poderia ser obtida através de leituras simultâneas das pressões nas câmaras central, superior e inferior da Sonda Hidráulica Multiteste, caso tais câmaras apresentassem as mesmas dimensões, e os transdutores de pressão estivessem localizados exatamente nos pontos de leitura. As câmaras superior e inferior e seus obturadores apresentam dimensões distintas da câmara central, e os transdutores estão em um determinado local, ligados aos pontos de leitura por tubos plásticos, sujeitos à presença de ar, o que interfere nos valores de carga hidráulica.

Uma parcela pequena das diferenças entre os ensaios de bombeamento e injeção pode ser devida às diferenças nas propriedades do fluido envolvido no escoamento, como densidade, temperatura, salinidade e viscosidade.

Os ensaios de bombeamento e de injeção que antecederam outros ensaios de bombeamento não devem ter provocado maiores alterações no maciço basáltico, uma vez que os valores obtidos

nos últimos ensaios de bombeamento aproximaram-se daqueles dos primeiros ensaios.

3.4.4. Condutividades Hidráulicas

Para a porção mais superficial, foram obtidas perdas d'água específicas acima de 10 e 100 l/min.m.kg/cm², tal como ilustrado na Figura 3.16, equivalendo a condutividades hidráulicas entre 1,0E-5 m/s e 1,0E-4 m/s, avaliadas conforme sugestão da ABGE (1975). As condutividades hidráulicas pontuais são avaliadas rotineiramente, durante as investigações das fundações de barragens brasileiras, através de ensaios de injeção. Muitas vezes, devido às limitações na capacidade do equipamento, especialmente em trechos de condutividades hidráulicas elevadas, como naqueles de contatos entre derrames, os valores permanecem indeterminados. REBOUÇAS (1978) mostrou condutividades hidráulicas obtidas para basaltos que constituem fundações de barragens brasileiras, observando-se valores dentro de uma ampla faixa de variação e aqueles mais elevados coincidentes com contatos entre derrames ou com falhas. Os valores obtidos no presente estudo encontram-se mais próximos dos valores mais elevados mostrados por REBOUÇAS (1978) e refletem a presença das estruturas de elevada condutividade hidráulica dos derrames de pequena espessura, principalmente contatos entre derrames e intenso fraturamento.

Os ensaios pontuais, nos estágios de pressões e de vazões menores, apresentaram valores de condutividades hidráulicas mais elevadas que nos ensaios tridimensionais efetuados com pressões similares, cujos valores são discutidos nos itens 3.5.2 e 3.5.3. Nos estágios de pressões e de vazões maiores dos ensaios pontuais, os valores aproximaram-se das condutividades hidráulicas maiores subhorizontais, obtidas nos ensaios tridimensionais.

As diferenças observadas entre os resultados dos ensaios pontuais e dos ensaios tridimensionais são atribuídas principalmente às diferenças nas dimensões de observação e nos modelos de análise.

O modelo adotado na interpretação dos ensaios pontuais não se mostrou compatível com o resultados dos ensaios

tridimensionais, que aproximaram o maciço basáltico a um meio homogêneo e anisotrópico, com intercomunicações entre as descontinuidades.

Os ensaios tridimensionais indicaram redução nos valores das condutividades hidráulicas principais com o aumento do volume observado, conforme discutido no item 3.5.3, e o mesmo foi sugerido por vários ensaios pontuais em múltiplos estágios.

Os resultados dos ensaios pontuais referem-se principalmente às descontinuidades subhorizontais, pois as sondagens são verticais, e os valores obtidos nos estágios de pressões ou de vazões maiores refletem melhor o comportamento do maciço basáltico em grandes dimensões. Assinala-se que no caso de descontinuidades com diferentes condutividades e cargas hidráulicas, os valores obtidos nos estágios de pressões ou de vazões mínimas podem ser influenciados pelas intercomunicações que eventualmente ocorram em condições naturais de fluxo.

Para a análise de ensaios pontuais em maciços rochosos similares ao basalto fraturado, no futuro, faz-se necessário o emprego de modelos hidrogeológicos que contemplam a anisotropia no plano vertical. Segundo tais modelos, as relações de anisotropia podem ser avaliadas a partir de dados obtidos em ensaios de trechos globais do maciço rochoso e a partir de dados obtidos em ensaios de pequenos trechos isolados por obturadores.

A anisotropia no plano vertical pode ser avaliada também através de leituras de pressão nas câmaras laterais da Sonda Hidráulica Multiteste ou em piezômetros instalados acima e/ou abaixo dos trechos de ensaio e de leituras em um piezômetro instalado nas proximidades, nas cotas do trecho de ensaio, quando se efetua bombeamento ou injeção. Para tanto, as dimensões das câmaras e dos obturadores devem ser alteradas, aumentando-se o comprimento dos obturadores e diminuindo-se as câmaras de bombeamento e de leitura da Sonda Hidráulica Multiteste, de forma que a solução proposta por HSIEH et alii (1983), por HSIEH & NEUMAN (1985) e por HSIEH et alii (1985), considerando os trechos de bombeamento e de leitura tal como pontos, possa ser aplicada. As leituras deverão fornecer as condutividades hidráulicas e as difusividades hidráulicas direcionais na horizontal e na vertical, a serem determinadas como apresentado no item a seguir.

3.5. OS RESULTADOS E DISCUSSÕES - ENSAIOS TRIDIMENSIONAIS

Para a interpretação dos ensaios tridimensionais, foram considerados o método e a solução analítica propostos por HSIEH et alii (1983), por HSIEH & NEUMAN (1985) e por HSIEH et alii (1985) para meios homogêneos, anisotrópicos e infinitos, considerando os resultados obtidos em condições de fluxo não estabilizado e em condições de fluxo estabilizado. Nos casos de condições não constantes, foi utilizado um programa de microcomputador desenvolvido pela THEMAG (1989), e nos casos de condições constantes, foram empregadas rotinas para resolução de matrizes em microcomputadores, apresentadas por DAVIS (1986). Aplicações práticas do método foram discutidas por HSIEH et alii (1985) para o granito de Oracle, Arizona, e por HSIEH (1987) para rochas cristalinas de Mirror Lake, New Hampshire.

É utilizada a comparação de uma curva-padrão bilogarítmica da variação da carga (Δh_{PD}) versus tempo (t_D), apresentada na forma adimensional, com a curva bilogarítmica da variação da carga (Δh) versus tempo (t), obtida a partir de ensaio de bombeamento (ou de injeção) efetuado em trecho que pode ser aproximado a um ponto, acompanhado de leituras das variações das cargas em outros trechos que também podem ser analisados como pontos. Na curva-padrão adimensional, em condições estabilizadas, quando o tempo tende ao infinito, o valor da variação da carga (Δh_{PD}) aproxima-se da unidade.

As comparações entre as curvas de dados e a curva-padrão fornecem os valores $D/K_d(e_j)$, $K_d(e_j)/S_s$ e D/S_s (os dois últimos, apenas para condições de fluxo não estabilizado), paralelos à linha que une os centros dos trechos de bombeamento ou injeção e de leitura, sendo:

K_d - condutividade hidráulica direcional;

e_j - vetor unitário paralelo à linha que une os centros dos trechos de bombeamento ou injeção e de leitura;

D - determinante da matriz que expressa o tensor de condutividade hidráulica (K);

S_s - coeficiente de armazenamento específico.

Os vetores unitários de cada ensaio são definidos pela adoção de um sistema de coordenadas com origem em cada um dos centros dos trechos de bombeamento ou injeção, apresentando eixos

positivos x_1 , x_2 e x_3 respectivamente orientados para Este, Norte e para cima, no caso estudado, e localizando os centros dos trechos de leitura em relação a esse sistema.

Se o maciço rochoso é homogêneo e anisotrópico, o tensor de condutividade hidráulica (K), seus valores e direções principais e o valor do coeficiente de armazenamento específico (S_s) (quando em condições de fluxo não estabilizado) podem ser avaliados, no caso tridimensional, através do ajuste de um elipsóide e, no caso bidimensional, através do ajuste de uma elipse às raízes quadradas de vários valores de difusividades hidráulicas direcionais ($[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}$) e aos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$, plotados como raio-vetores, em diagramas polares. Esses ajustes são feitos através dos mínimos quadrados e considerando dados de seis ensaios, no mínimo, para o caso tridimensional e de três ensaios, no mínimo, para o caso bidimensional. Conhecido o tensor de condutividade hidráulica tridimensional, é possível obter a condutividade hidráulica em qualquer plano que intercepta o elipsóide correspondente. As intersecções entre elipsóides e planos foram discutidas por FERGUSON (1979) e por GENDZWILL & STAUFFER (1981).

O método permite avaliar se o maciço rochoso é homogêneo e anisotrópico ou heterogêneo. O maciço rochoso é considerado homogêneo e anisotrópico na escala do ensaio quando:

- a. A curva de dados do logaritmo da variação da carga hidráulica versus logaritmo do tempo ajusta-se à curva-padrão.
- b. As raízes quadradas das difusividades hidráulicas direcionais ($[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}$) e os valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ delineiam um elipsóide ou uma elipse, conforme considerado caso tridimensional ou caso bidimensional.
- c. Os valores D/S_s são iguais ou muito próximos.

Após as análises, foi verificado se os critérios para consideração dos trechos de bombeamento e de leitura como pontos, estabelecidos por HSIEH et alii (1985), foram atendidos, resultando valores satisfatórios em todos os casos.

Os ensaios foram interpretados tridimensionalmente, utilizando dados obtidos em vários planos verticais, e bidimensionalmente, utilizando dados obtidos em cada um dos diversos planos de ensaio. Foram consideradas as cinco dimensões ensaiadas, com distâncias entre os trechos de bombeamento e

leitura da ordem de 5 m, de 15 m, de 40 m, entre 10m e 15 m e entre 25 m e 40 m.

3.5.1. Os Efeitos de Barreiras

A princípio, considerou-se que o aluvião e o basalto muito pouco ou pouco fraturado, podem comportar-se respectivamente como barreira sobrejacente de maior condutividade hidráulica e como barreira subjacente de menor condutividade hidráulica em relação ao basalto muito ou extremamente fraturado. Assim sendo, foram analisados os efeitos de barreira impermeável e de barreira de carga constante nas diversas dimensões ensaiadas, considerando a solução apresentada por HSIEH & NEUMAN (1985) e por HSIEH et alii (1985).

Admitiram-se dois tensores de condutividade hidráulica (K) para o maciço basáltico e diversas geometrias de ensaio, similares àquelas programadas para execução no campo. Adotaram-se diferentes distâncias entre os pontos de bombeamento e as barreiras (d) e diferentes distâncias entre os pontos de bombeamento e de observação (x_1, x_2, x_3), obtendo-se os resultados de variação de carga hidráulica adimensional (Δh_{PD}) quando o tempo adimensional (t_D) é infinitamente grande, tal como mostrado nas Tabelas 3.1 e 3.2, para cada um dos tensores de condutividade hidráulica (K) considerados. As diferenças em relação aos resultados obtidos para camadas infinitas são mostradas nos diagramas polares dos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções e_j , apresentados nas Figuras 3.17 e 3.18, para cada um dos tensores de condutividade hidráulica (K) considerados. Os tensores admitidos, indicados a seguir, apresentam respectivamente uma pequena (1,57) e uma elevada (15,7) relação de anisotropia ($K_{horizontal}/K_{vertical}$):

	VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES	PRINCIPAIS
	(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
K =	3,6 E-5	176°	4°
	1,6 E-5	86°	4°
	2,3 E-5	313°	84°

	VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES	PRINCIPAIS
	(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
K =	3,6 E-5	176°	4°
	1,6 E-5	86°	4°
	2,3 E-6	313°	84°

A presença de uma barreira impermeável diminui os valores de condutividades hidráulicas, e os ensaios mais próximos da barreira e aqueles de maiores dimensões sofrem as maiores reduções. A distribuição dos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções e_j , em diagrama polar, sugere que a envoltória pelos valores máximos define um elipsóide ou uma elipse, apresentando relações de anisotropia maiores que nas condições de camada infinita, devido às maiores reduções nas direções inclinadas em relação àquelas horizontais. Essas relações parecem mostrar valores próximos para as diversas dimensões consideradas.

A presença de uma barreira de carga constante aumenta os valores de condutividades hidráulicas, e os ensaios mais próximos da barreira e aqueles de maiores dimensões sofrem os maiores acréscimos. Nas dimensões de 15 m e de 40 m, os valores tornam-se infinitamente elevados, não sendo apresentados em diagramas polares das Figuras 3.17 e 3.18. A distribuição dos valores de $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções e_j , em diagrama polar, para a dimensão de 5 m, sugere que a envoltória pelos valores máximos define um elipsóide ou uma elipse, apresentando relações de anisotropia maiores ou menores que nas condições de camada infinita, dependendo do tensor de condutividade hidráulica (K) considerado. Envoltórias pelos valores máximos, nas dimensões de 15m e de 40 m, devem resultar em elipsóides ou em elipses com relações de anisotropia cada vez maiores, devido aos valores infinitamente elevados, principalmente nas direções horizontais.

Na presença de duas barreiras, impermeável e de carga constante, os resultados mais influenciados são aqueles próximos da horizontal, localizados junto às barreiras. Mostram valores $K_d(e_j)/D$ maiores que os reais se próximos da barreira de carga constante e valores $K_d(e_j)/D$ menores que os reais se próximos da barreira impermeável. Os ensaios localizados em posições intermediárias em relação às barreiras, próximos à horizontal,

são pouco influenciados, mas aqueles de maior inclinação recebem forte influência dos elementos de barreiras. A distribuição dos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções e_j , em diagrama polar, sugere que a envoltória pelos valores máximos define um elipsóide ou uma elipse, apresentando relações de anisotropia maiores que nas condições de camada infinita, devido aos maiores acréscimos nas direções horizontais em relação àquelas inclinadas. Essas relações parecem sofrer maior influência no caso do tensor de condutividade hidráulica (K) apresentar pequena relação de anisotropia. Nas dimensões de 15 m e de 40 m, os valores dessas relações parecem apresentar-se maiores que na dimensão de 5 m, por volta de duas a três vezes.

Nos casos de barreira de carga constante e de duas barreiras, impermeável e de carga constante, nas diversas dimensões consideradas, a distribuição dos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções e_j , em diagrama polar, indica a presença de heterogeneidades, devendo ser impossível ajustar tensores de condutividades hidráulicas (K), representados por elipsóides ou por elipses, se considerados todos os resultados e não apenas envoltórias. No caso de barreira impermeável, a presença da heterogeneidade fica mais clara nas menores dimensões ensaiadas, principalmente quando o tensor de condutividade hidráulica mostra elevada relação de anisotropia.

3.5.2. Análises Tridimensionais e Bidimensionais

As seções verticais apresentadas nas Figuras 3.19, 3.20 e 3.21 mostram os principais dados e resultados dos ensaios ao longo dos diversos planos e segundo as diferentes dimensões investigadas. A partir dessas seções verticais, foi efetuada uma primeira seleção dos ensaios a serem considerados nas análises, sendo excluídos aqueles que não apresentaram respostas, aqueles que mostraram rebaixamento dentro da faixa de insensibilidade dos transdutores e aqueles cujos trechos de leitura apresentaram condutividades hidráulicas muito pequenas ou próximas de zero nos ensaios pontuais, pois o objetivo é a avaliação das características das zonas condutivas do maciço basáltico.

As curvas bilogarítmicas da variação da carga versus tempo com bom ajuste à curva-padrão apresentaram-se tal como na Figura

Tabela 3.1. Efeitos de barreiras em meios com pequena anisotropia ($K_{\text{horizontal}}/K_{\text{vertical}} = 1,57$).

DIMENSÃO (m)	X_1 (m)	X_2 (m)	X_3 (m)	SEM BARREIRAS IMPER- MEÁVEL			
				BARREIRA IMPER- MEÁVEL		BARREIRAS IMPER- MEÁVEL E CARGA CONSTANTE	
				$d = \infty$	$d = 7m$	$d = 2m$	$d = 7m ; d = 2m$
				$\Delta h_{PD} (t_D \rightarrow \infty)$			
				$d = \infty$	$d = 7m$	$d = 2m$	$d = 7m ; d = 2m$
5	-4,82	-1,33	0	1	1,29	0,28	0,57
			-3	1	1,43	0,37	0,80
			-6	1	1,81	0,32	1,13
15	-14,46	-3,98	0	1	1,67	0,05	0,72
			-3	1	1,77	0,11	0,88
			-6	1	1,93	0,14	1,07
40	-38,56	-10,62	0	1	1,93	0,01	0,94
			-3	1	1,95	0,02	0,97
			-6	1	1,99	0,03	1,02
				$d = \infty$	$d = 4m$	$d = 5m$	$d = 4m ; d = 5m$
5	-4,82	-1,33	0	1	1,46	0,62	1,08
			+3	1	1,44	0,37	0,81
			-3	1	1,65	0,62	1,27
15	-14,46	-3,98	0	1	1,84	0,22	1,06
			+3	1	1,77	0,11	0,88
			-3	1	1,90	0,29	1,19
40	-38,56	-10,62	0	1	1,97	0,05	1,02
			+3	1	1,95	0,02	0,97
			-3	1	1,98	0,07	1,05
				$d = \infty$	$d = 1m$	$d = 8m$	$d = 1m ; d = 8m$
5	-4,82	-1,33	0	1	1,90	0,75	1,65
			+3	1	1,79	0,62	1,41
			+6	1	1,81	0,33	1,14
15	-14,46	-3,98	0	1	1,99	0,39	1,38
			+3	1	1,95	0,29	1,24
			+6	1	1,93	0,14	1,07
40	-38,56	-10,62	0	1	1,997	0,099	1,10
			+3	1	1,993	0,07	1,06
			+6	1	1,99	0,03	1,02

Tabela 3.2. Efeitos de barreiras em meios com anisotropia elevada ($K_{\text{horizontal}}/K_{\text{vertical}} = 15,7$).

DIMENSÃO (m)	X_1 (m)	X_2 (m)	X_3 (m)	SEM BARREIRA BARREIRA BARREIRAS IMPER- BARREIRAS IMPER- DE CARGA MEÁVEL E CARGA MEÁVEL CONSTANTE CONSTANTE			
				$\Delta h_{PD} (t_D \rightarrow \infty)$			
				$d=\infty$	$d=7m$	$d=2m$	$d=7m ; d=2m$
5	-4,82	-1,33	0	1	1,09	0,69	0,78
			-3	1	1,29	0,54	0,83
			-6	1	1,76	0,39	1,15
15	-14,46	-3,98	0	1	1,27	0,30	0,57
			-3	1	1,42	0,38	0,80
			-6	1	1,81	0,33	1,14
40	-38,56	-10,62	0	1	1,60	0,07	0,67
			-3	1	1,72	0,13	0,85
			-6	1	1,92	0,17	1,09
5	-4,82	-1,33	0	1	1,16	0,87	1,03
			+3	1	1,29	0,54	0,83
			-3	1	1,47	0,75	1,22
15	-14,46	-3,98	0	1	1,44	0,63	1,07
			+3	1	1,42	0,38	0,80
			-3	1	1,63	0,64	1,27
40	-38,56	-10,62	0	1	1,79	0,28	1,07
			+3	1	1,72	0,13	0,85
			-3	1	1,88	0,35	1,23
5	-4,82	-1,33	0	1	1,55	0,92	1,47
			+3	1	1,63	0,75	1,38
			+6	1	1,76	0,39	1,15
15	-14,46	-3,98	0	1	1,89	0,76	1,65
			+3	1	1,78	0,64	1,42
			+6	1	1,81	0,33	1,14
40	-38,56	-10,62	0	1	1,98	0,45	1,43
			+3	1	1,94	0,35	1,29
			+6	1	1,92	0,17	1,09

Tabelas 3.1 e 3.2 - Continuação - Expressões utilizadas na obtenção dos dados das Tabelas 3.1 e 3.2 (HSIEH & NEUMAN, 1985; HSIEH et alii, 1985).

Sem barreiras

$$\Delta h_{pD} = \text{erfc} [1/(4t_D)^{1/2}]$$

Barreira impermeável

$$\Delta h_{pD} = \text{erfc} [1/(4t_D)^{1/2}] + (1/\gamma) \text{erfc} [\gamma/(4t_D)^{1/2}]$$

Barreira de carga constante

$$\Delta h_{pD} = \text{erfc} [1/(4t_D)^{1/2}] - (1/\gamma) \text{erfc} [\gamma/(4t_D)^{1/2}]$$

Barreira impermeável e barreira de carga constante

$$\Delta h_{pD} = \text{erfc} [1/(4t_D)^{1/2}] + (1/\gamma) \text{erfc}[\gamma/(4t_D)^{1/2}] - (1/\gamma) \text{erfc} [\gamma/(4t_D)^{1/2}]$$

$$\gamma = (g_{xx}/G_{xx})^{1/2}$$

$$G_{xx} = x^T A x$$

$$g_{xx} = G_{xx} + 4Dd (d - m^T x) m^T K m$$

x - vetor a partir do ponto de bombeamento ou injeção para o ponto de observação,

m - vetor unitário, normal à barreira,

K - tensor de condutividade hidráulica,

A - adjunta do tensor de condutividade hidráulica,

D - determinante do tensor de condutividade hidráulica,

d - distância entre o ponto de bombeamento ou injeção e a barreira.

3.22. Algumas curvas não mostraram perfeito ajuste à curva-padrão, tal como na Figura 3.23, e outras apresentaram condições constantes de fluxo desde a primeira leitura efetuada. Nas análises, não foram considerados os ensaios com dados não ajustados perfeitamente à curva-padrão. Nos casos das análises em condições de fluxo não estabilizado, não foram considerados os ensaios em condições constantes desde a primeira leitura efetuada.

No domínio do basalto muito ou extremamente fraturado, na dimensão de 5m, 10% dos ensaios apresentaram dados não ajustados perfeitamente à curva-padrão e 5% mostraram dados estabilizados desde a primeira leitura. Na dimensão de 15 m, esses valores foram iguais a 18% e 12% respectivamente. Na dimensão de 40 m, 18% dos ensaios apresentaram-se em condições estabilizadas desde o início e 36% dos ensaios mostraram respostas estabilizadas, mas muito próximas do limite de insensibilidade dos transdutores.

Na maioria dos ensaios, os resultados obtidos mostraram-se de acordo com as previsões iniciais efetuadas durante a programação dos ensaios, a partir da adoção de uma faixa provável de variação para os parâmetros K e S_s .

De maneira geral, os valores de rebaixamento apresentaram-se da ordem de algumas dezenas de centímetros e mostraram bom ajuste à curva-padrão. Valores maiores foram obtidos abaixo do domínio do basalto muito ou extremamente fraturado, em descontinuidades subhorizontais, confinadas por maciço rochoso não condutivo.

A tendência à estabilização foi obtida logo nos primeiros minutos dos ensaios e, em alguns deles, no primeiro minuto, indicando a presença de valores de difusividades hidráulicas direcionais $[K_d(e_j)/S_s]$ elevadas, devido à elevada condutividade hidráulica e pequeno coeficiente de armazenamento específico do maciço basáltico ensaiado. Esse comportamento pode também estar relacionado à intercomunicação com barreiras de maior condutividade hidráulica. Tais resultados mostram a conveniência de aumentar a frequência das leituras iniciais em ensaios futuros.

Os ensaios com dados não ajustados perfeitamente à curva-padrão - B5E7, B5E5, A7C7, B5E7, B5F5, B5F3, C5E7 e C5E5 - indicam a presença de descontinuidades condutivas, de pequena

extensão, interligadas a outras de maior condutividade hidráulica ou a uma região do maciço basáltico com maior grau de fraturamento, ou ainda, a intercomunicação com barreiras de maior condutividade hidráulica, tal como o aluvião. Essa conclusão é obtida quando se observam dados dos ensaios mostrando menores variações das cargas em comparação com a curva-padrão, à medida que o tempo de bombeamento aumenta (Figura 3.23). Argumentos contrários à atuação de uma barreira de elevada condutividade hidráulica são encontrados quando se observam outros ensaios mais próximos da possível barreira, sem mostrar esse efeito.

Nas demais curvas, durante o período de ensaio com vazão estabilizada, não foram observados efeitos de barreiras de maior ou de menor condutividade hidráulica, representadas respectivamente pelo aluvião sobrejacente e pelo basalto muito pouco ou pouco fraturado subjacente. Se esses pacotes representam alguma barreira hidráulica, suas influências ocorrem já no início do ensaio, quando não se dispõe de registros de vazão estabilizada. Na maioria dos ensaios, os registros da vazão estabilizada estão disponíveis a partir do 1º ou do 3º minuto, e nos ensaios de alguns trechos da SR-D, esses dados estão disponíveis apenas a partir do 6º minuto.

Os principais dados e os resultados dos ajustes entre as curvas de dados e a curva-padrão estão sintetizados nas Tabelas 3.3, 3.4 e 3.5, para os ensaios sob condições não constantes de fluxo, respectivamente nas dimensões de 5m, de 15 m e entre 10m e 15 m, e nas Tabelas 3.6, 3.7, 3.8, 3.9 e 3.10, para os ensaios sob condições constantes de fluxo, respectivamente nas dimensões de 5 m, de 15 m, de 40 m, entre 10 m e 15 m e entre 25 m e 40 m.

Nas Tabelas 3.11, 3.12 e 3.13, respectivamente para as dimensões de 5 m, de 15 m e entre 10 m e 15 m, estão apresentados os tensores tridimensionais de condutividade hidráulica (K), seus valores e direções principais e os coeficientes de armazenamento específico (S_g), obtidos em condições de fluxo não estabilizado. Nas dimensões de 40 m e entre 25 m e 40 m, o número de ensaios em condições não constantes apresentou-se muito pequeno para ajuste a um elipsóide.

Nas Tabelas 3.14, 3.15, 3.16, 3.17 e 3.18, respectivamente para as dimensões de 5 m, de 15 m, de 40 m, entre 10 m e 15 m e entre 25 m e 40m, estão apresentados os tensores tridimensionais

de condutividade hidráulica (K), seus valores e direções principais, obtidos em condições de fluxo estabilizado.

Nas Figuras 3.24, 3.25 e 3.26, para condições de fluxo não estabilizado, respectivamente para as dimensões de 5 m, de 15 m e entre 10 m e 15 m, estão apresentadas as raízes quadradas das difusividades hidráulicas direcionais $\{[K_d(e_j)/S_g]^{1/2}\}$ nas direções (e_j), contidas nos planos verticais dos ensaios, ajustadas a elipses pelos mínimos quadrados.

Na Figura 3.27, para os ensaios em condições de fluxo não estabilizado, nas dimensões de 5 m, de 15 m e entre 10 m e 15 m, e na Figura 3.28, para os ensaios em condições de fluxo estabilizado, nas dimensões de 5 m, de 15 m, de 40 m, entre 10 m e 15 m e entre 25 m e 40 m, estão apresentadas, em diagramas de Wulff, as direções principais dos tensores tridimensionais de condutividades hidráulicas.

Nas Tabelas 3.19, 3.20, 3.21, para a dimensão de 5 m, na Tabela 3.22, para a dimensão de 10 m, e nas Tabelas 3.23, 3.24, 3.25, 3.26 e 3.27, para a dimensão de 15m, estão apresentados os tensores bidimensionais de condutividade hidráulica (K), seus valores e direções principais e os coeficientes de armazenamento específico (S_g), obtidos para cada um dos planos verticais de ensaio em condições de fluxo não estabilizado. Nessas tabelas, foram incluídos os valores e as direções principais referentes à intersecção do plano vertical considerado com o elipsóide tridimensional de condutividade de hidráulica. Nas dimensões de 25 m e de 40 m, o número de ensaios em condições de fluxo não constante apresentou-se muito pequeno para o ajuste a uma elipse.

3.5.3. Comportamento nas Diversas Dimensões e Relações com a Geologia

O basalto fraturado comportou-se como meio homogêneo e anisotrópico nas diversas dimensões estudadas, sendo possível ajustar tensores de condutividades hidráulicas (K), apesar da existência de algumas pequenas heterogeneidades, mostradas nas Figuras 3.24, 3.25 e 3.26, e dos resultados apresentarem-se distintos nas dimensões de 5 m e de 15 m em relação às demais dimensões. Os valores das condutividades hidráulicas (K) e dos

Tabela 3.3. Dados e resultados dos ensaios na dimensão de 5 m - condições não constantes.

PLANO	ENSAIO	X_1 (m)	X_2 (m)	X_3 (m)	Q (m ³ /s)	K_d/S_S (m ² /s)	D/S_S (m ⁴ /s ³)
1	A7B7	-4,82	-1,33	-0,89	7,85E-4	0,26	6,89E-11
1	A7B3	-4,82	-1,33	-6,89	7,85E-4	0,35	8,95E-11
1	A5B7	-4,82	-1,33	2,21	8,71E-4	0,15	3,59E-11
1	A5B3	-4,82	-1,33	-3,79	8,71E-4	0,38	1,63E-10
1	B7A7	4,82	1,33	0,73	8,29E-4	0,19	5,15E-11
1	B7A5	4,82	1,33	-2,27	8,29E-4	0,26	9,99E-11
1	B5A7	4,82	1,33	3,73	8,19E-4	0,27	7,75E-11
1	B5A5	4,82	1,33	0,73	8,19E-4	0,91	1,53E-10
1	B3A7	4,82	1,33	6,73	6,90E-4	0,27	6,42E-11
2	A7E5	-3,56	3,51	-3,65	7,85E-4	0,42	1,24E-10
2	A5E5	-3,56	3,51	-0,55	8,71E-4	0,66	9,36E-11
3	B7E7	1,26	4,84	0,08	8,29E-4	0,38	1,49E-10
3	B7E5	1,26	4,84	-2,92	8,29E-4	0,26	6,31E-11
3	B3E7	1,26	4,84	6,08	6,90E-4	0,36	1,06E-10
3	B3E5	1,26	4,84	3,08	6,90E-4	0,21	9,18E-11

Tabela 3.4. Dados e resultados dos ensaios na dimensão de 15 m - condições não constantes.

PLANO	ENSAIO	X ₁ (m)	X ₂ (m)	X ₃ (m)	Q (m ³ /s)	K _d /S _s (m ² /s)	D/S _s (m ⁴ /s ³)
1	A7C5	-14,46	-3,98	-3,75	7,85E-4	1,06	5,82E-11
1	A5C7	-14,46	-3,98	2,35	8,71E-4	1,31	6,26E-11
1	A5C5	-14,46	-3,98	-0,65	8,71E-4	1,62	6,00E-11
1	C7A7	14,46	3,98	0,65	8,29E-4	0,73	2,78E-11
1	C5A7	14,46	3,98	3,75	8,04E-4	1,10	5,34E-11
2	A7F7	-10,68	10,53	-0,79	7,85E-4	1,78	8,10E-11
2	A7F5	-10,68	10,53	-3,79	7,85E-4	1,26	6,57E-11
2	A7F3	-10,68	10,53	-6,79	7,85E-4	1,30	1,03E-10
2	A5F7	-10,68	10,53	2,31	8,71E-4	1,54	6,62E-11
2	A5F5	-10,68	10,53	-0,69	8,71E-4	2,65	9,27E-11
2	A5F3	-10,68	10,53	-3,69	8,71E-4	1,51	1,17E-10
3	C7F7	3,78	14,52	-0,15	8,29E-4	1,49	5,57E-11
3	C7F5	3,78	14,52	-3,15	8,29E-4	2,10	9,90E-11
3	C5F7	3,78	14,52	2,96	8,04E-4	1,17	4,47E-11
3	C5F5	3,78	14,52	-0,05	8,04E-4	1,04	4,27E-11
3	C5F3	3,78	14,52	-3,05	8,04E-4	1,71	1,12E-10
4	B7F7	-5,86	11,86	-0,06	8,29E-4	1,31	6,09E-11
4	B7F5	-5,86	11,86	-3,06	8,29E-4	0,85	6,18E-11
4	B3F7	-5,86	11,86	5,94	6,90E-4	1,52	1,06E-10
4	B3F5	-5,86	11,86	2,94	6,90E-4	2,13	1,39E-10
5	C7E7	10,90	7,49	-0,005	8,29E-4	1,00	4,85E-11
5	C7E5	10,90	7,49	-3,005	8,29E-4	1,78	9,19E-11

Tabela 3.5. Dados e resultados dos ensaios na dimensão entre 10m e 15m - condições não constantes.

PLANO	ENSAIO	X_1 (m)	X_2 (m)	X_3 (m)	Q (m ³ /s)	K_d/S_s (m ² /s)	D/S _s (m ⁴ /s ³)
1	B7C7	-9,64	-2,66	-0,015	8,29E-4	0,66	4,30E-11
1	B7C5	-9,64	-2,66	-3,02	8,29E-4	0,45	4,00E-11
1	B5C7	-9,64	-2,66	2,99	8,19E-4	0,87	1,08E-10
1	B5C5	-9,64	-2,66	-0,015	8,19E-4	0,73	5,08E-11
1	B3C7	-9,64	-2,66	5,99	6,90E-4	0,45	5,64E-11
1	B3C5	-9,64	-2,66	2,99	6,90E-4	1,10	9,75E-11
1	C7B7	9,64	2,66	-0,25	8,29E-4	0,38	2,66E-11
1	C7B5	9,64	2,66	-3,25	8,29E-4	0,63	1,81E-10
1	C5B5	9,64	2,66	-0,15	8,04E-4	0,40	2,85E-11
1	C5B3	9,64	2,66	-3,15	8,04E-4	1,19	1,02E-10
2	C7E7	10,90	7,49	-0,005	8,29E-4	1,00	4,85E-11
2	C7E5	10,90	7,49	-3,005	8,29E-4	1,78	9,19E-11
3	C7F7	3,78	14,52	-0,15	8,29E-4	1,49	5,57E-11
3	C7F5	3,78	14,52	-3,15	8,29E-4	2,10	9,90E-11
3	C5F7	3,78	14,52	2,96	8,04E-4	1,17	4,47E-11
3	C5F5	3,78	14,52	-0,05	8,04E-4	1,04	4,27E-11
3	C5F3	3,78	14,52	-3,05	8,04E-4	1,71	1,12E-10
4	B7F7	-5,86	11,86	-0,06	8,29E-4	1,31	6,09E-11
4	B7F5	-5,86	11,86	-3,06	8,29E-4	0,85	6,18E-11
4	B3F7	-5,86	11,86	5,94	6,90E-4	1,52	1,06E-10
4	B3F5	-5,86	11,86	2,94	6,90E-4	2,13	1,39E-10

Tabela 3.6. Dados e resultados dos ensaios na dimensão de 5 m - condições constantes.

PLANO	ENSAIO	X ₁ (m)	X ₂ (m)	X ₃ (m)	Q (m ³ /s)	Δh (m)	D/K _d (m ² /s ²)
1	A7B7	-4,82	-1,33	-0,89	7,85E-4	0,74	2,76E-10
1	A7B3	-4,82	-1,33	-6,89	7,85E-4	0,40	3,36E-10
1	A5B7	-4,82	-1,33	2,21	8,71E-4	0,74	2,94E-10
1	A5B3	-4,82	-1,33	-3,79	8,71E-4	0,51	4,69E-10
1	B7A7	4,82	1,33	0,73	8,29E-4	0,69	3,59E-10
1	B7A5	4,82	1,33	-2,27	8,29E-4	0,51	5,53E-10
1	B5A7	4,82	1,33	3,73	8,19E-4	0,56	3,54E-10
1	B5A5	4,82	1,33	0,73	8,19E-4	0,92	1,96E-10
1	B3A7	4,82	1,33	6,73	6,90E-4	0,38	2,97E-10
2	A7E5	-3,56	3,51	-3,65	7,85E-4	0,54	3,51E-10
2	A5E5	-3,56	3,51	-0,55	8,71E-4	1,08	1,63E-10
3	B7E7	1,26	4,84	0,08	8,29E-4	0,59	5,07E-10
3	B7E5	1,26	4,84	-2,92	8,29E-4	0,61	3,47E-10
3	B3E7	1,26	4,84	6,08	6,90E-4	0,34	4,21E-10
3	B3E5	1,26	4,84	3,08	6,90E-4	0,38	6,05E-10

Tabela 3.7. Dados e resultados dos ensaios na dimensão de 15 m - condições constantes.

PLANO	ENSAIO	X ₁ (m)	X ₂ (m)	X ₃ (m)	Q (m ³ /s)	Δh (m)	D/K _d (m ² /s ²)
1	A7C5	-14,46	-3,98	-3,75	7,85E-4	0,48	7,08E-11
1	A5C7	-14,46	-3,98	2,35	8,71E-4	0,58	6,20E-11
1	A5C5	-14,46	-3,98	-0,65	8,71E-4	0,68	4,61E-11
1	C5A7	14,46	3,98	3,75	8,04E-4	0,51	6,58E-11
2	A7F7	-10,68	10,53	-0,79	7,85E-4	0,58	5,14E-11
2	A7F5	-10,68	10,53	-3,79	7,85E-4	0,49	6,93E-11
2	A7F3	-10,68	10,53	-6,79	7,85E-4	0,40	9,00E-11
2	A5F7	-10,68	10,53	2,31	8,71E-4	0,63	5,21E-11
2	A5F5	-10,68	10,53	-0,69	8,71E-4	0,71	4,23E-11
2	A5F3	-10,68	10,53	-3,69	8,71E-4	0,46	9,39E-11
3	C7F7	3,78	14,52	-0,15	8,29E-4	0,66	4,48E-11
3	C7F5	3,78	14,52	-3,15	8,29E-4	0,58	5,51E-11
3	C5F7	3,78	14,52	2,96	8,04E-4	0,57	5,33E-11
3	C5F5	3,78	14,52	-0,05	8,04E-4	0,54	6,24E-11
3	C5F3	3,78	14,52	-3,05	8,04E-4	0,44	8,94E-11
4	B7F7	-5,86	11,86	-0,06	8,29E-4	0,68	5,44E-11
4	B7F5	-5,86	11,86	-3,06	8,29E-4	0,50	9,33E-11
4	B3F7	-5,86	11,86	5,94	6,90E-4	0,42	8,32E-11
4	B3F5	-5,86	11,86	2,94	6,90E-4	0,52	6,14E-11
5	C7E7	10,90	7,49	-0,005	8,29E-4	0,61	6,75E-11
5	C7E5	10,90	7,49	-3,005	8,29E-4	0,60	6,53E-11

Tabela 3.8. Dados e resultados dos ensaios na dimensão de 40 m - condições constantes.

PLANO	ENSAIO	X ₁ (m)	X ₂ (m)	X ₃ (m)	Q (m ³ /s)	Δh (m)	D/K _d (m ² /s ²)
1	A7D7	-38,56	-10,62	-0,99	7,85E-4	0,34	2,11E-11
1	A7D5	-38,56	-10,62	-3,99	7,85E-4	0,38	1,72E-11
1	A5D7	-38,56	-10,62	2,11	8,71E-4	0,40	1,87E-11
1	A5D5	-38,56	-10,62	-0,89	8,71E-4	0,44	1,52E-11
1	D7A7	38,56	10,62	0,79	6,93E-4	0,30	2,11E-11
1	D7A5	38,56	10,62	-2,21	6,93E-4	0,33	1,78E-11
1	D5A7	38,56	10,62	3,79	8,59E-4	0,50	1,16E-11
1	D5A5	38,56	10,62	0,79	8,59E-4	0,40	1,82E-11
2	A7G5	-28,48	28,09	-3,24	7,85E-4	0,54	8,30E-12
2	A7G3	-28,48	28,09	-6,24	7,85E-4	0,41	1,41E-11
2	A5G5	-28,48	28,09	-0,14	8,71E-4	0,37	2,20E-11
2	A5G3	-28,48	28,09	-3,14	8,71E-4	0,42	1,68E-11
2	A5G1	-28,48	28,09	-6,14	8,71E-4	0,48	1,27E-11
3	D5G5	10,08	38,71	0,56	8,59E-4	0,40	1,82E-11
3	D5G3	10,08	38,71	-2,44	8,59E-4	0,38	2,01E-11
4	C7G5	-14,02	32,07	-2,59	8,29E-4	0,48	1,53E-11
4	C7G3	-14,02	32,07	-5,59	8,29E-4	0,42	1,98E-11
4	C5G5	-14,02	32,07	0,51	8,04E-4	0,50	1,35E-11
4	C5G3	-14,02	32,07	-2,49	8,04E-4	0,38	2,30E-11
5	D7F5	27,88	21,15	-3,00	6,93E-4	0,26	3,65E-11
5	D5F7	27,88	21,15	3,00	8,59E-4	0,44	1,95E-11
5	D5F5	27,88	21,15	0,002	8,59E-4	0,40	2,38E-11

Tabela 3.9. Dados e resultados dos ensaios na dimensão entre 10m e 15m - condições constantes.

PLANO	ENSAIO	X ₁ (m)	X ₂ (m)	X ₃ (m)	Q (m ³ /s)	Δh (m)	D/K _d (m ² /s ²)
1	B7C7	-9,64	-2,66	-0,015	8,29E-4	0,70	8,88E-11
1	B7C5	-9,64	-2,66	-3,02	8,29E-4	0,54	1,37E-10
1	B5C7	-9,64	-2,66	2,99	8,19E-4	0,50	1,56E-10
1	B5C5	-9,64	-2,66	-0,015	8,19E-4	0,70	8,67E-11
1	B3C7	-9,64	-2,66	5,99	6,90E-4	0,38	1,54E-10
1	B3C5	-9,64	-2,66	2,99	6,90E-4	0,48	1,20E-10
1	C7B7	9,64	2,66	-0,25	8,29E-4	0,66	9,87E-11
1	C7B5	9,64	2,66	-3,25	8,29E-4	0,88	5,09E-11
1	C7B3	9,64	2,66	-6,25	8,29E-4	0,34	2,71E-10
1	C5B5	9,64	2,66	-0,15	8,04E-4	0,64	9,99E-11
1	C5B3	9,64	2,66	-3,15	8,04E-4	0,59	1,07E-10
2	C7E7	10,90	7,49	-0,005	8,29E-4	0,61	6,75E-11
2	C7E5	10,90	7,49	-3,005	8,29E-4	0,60	6,53E-11
3	C7F7	3,78	14,52	-0,15	8,29E-4	0,66	4,48E-11
3	C7F5	3,78	14,52	-3,15	8,29E-4	0,58	5,51E-11
3	C5F7	3,78	14,52	2,96	8,04E-4	0,57	5,33E-11
3	C5F5	3,78	14,52	-0,05	8,04E-4	0,54	6,24E-11
3	C5F3	3,78	14,52	-3,05	8,04E-4	0,44	8,94E-11
4	B7F7	-5,86	11,86	-0,06	8,29E-4	0,68	5,44E-11
4	B7F5	-5,86	11,86	-3,06	8,29E-4	0,50	9,33E-11
4	B3F7	-5,86	11,86	5,94	6,90E-4	0,42	8,32E-11
4	B3F5	-5,86	11,86	2,94	6,90E-4	0,52	6,14E-11

Tabela 3.10. Dados e resultados dos ensaios na dimensão entre 25m e 40m - condições constantes.

PLANO	ENSAIO	X ₁ (m)	X ₂ (m)	X ₃ (m)	Q (m ³ /s)	Δh (m)	D/K _d (m ² /s ²)
1	C7D7	-24,10	-6,64	-0,35	8,29E-4	0,65	1,67E-11
1	C7D5	-24,10	-6,64	-3,35	8,29E-4	0,50	2,69E-11
1	C5D7	-24,10	-6,64	2,75	8,04E-4	0,40	4,04E-11
1	C5D5	-24,10	-6,64	-0,25	8,04E-4	0,40	4,09E-11
1	D7C7	24,10	6,64	0,05	6,93E-4	0,34	4,21E-11
1	D7C5	24,10	6,64	-2,95	6,93E-4	0,28	6,12E-11
1	D5C7	24,10	6,64	3,05	8,59E-4	0,45	3,60E-11
1	D5C5	24,10	6,64	0,05	8,59E-4	0,40	4,67E-11
2	D7F5	27,88	21,15	-3,00	6,93E-4	0,26	3,65E-11
2	D5F7	27,88	21,15	3,00	8,59E-4	0,44	1,95E-11
2	D5F5	27,88	21,15	0,002	8,59E-4	0,40	2,38E-11
3	D5G5	10,08	38,71	0,56	8,59E-4	0,40	1,82E-11
3	D5G3	10,08	38,71	-2,44	8,59E-4	0,38	2,01E-11
4	C7G5	-14,02	32,07	-2,59	8,29E-4	0,48	1,53E-11
4	C7G3	-14,02	32,07	-5,59	8,29E-4	0,42	1,98E-11
4	C5G5	-14,02	32,07	0,51	8,04E-4	0,50	1,35E-11
4	C5G3	-14,02	32,07	-2,49	8,04E-4	0,38	2,30E-11

Tabela 3.11. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 5 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES	PRINCIPAIS
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
2,5E-5	-1,9E-5	7,1E-6	4,0E-5	318°	17°
-1,9E-5	2,9E-5	-3,5E-6	1,9E-5	216°	33°
7,1E-6	-3,5E-6	1,6E-5	1,1E-5	70°	52°

Coeficiente de armazenamento específico (S_s) = 6,65E-5/m

Tabela 3.12. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais e coeficiente de armazenamnto específico para a dimensão de 15 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES	PRINCIPAIS
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
1,2E-5	-1,5E-6	-2,5E-6	1,4E-5	119°	14°
-1,5E-6	1,0E-5	2,0E-9	9,7E-6	26°	12°
-2,5E-6	2,0E-9	5,3E-6	4,6E-6	256°	72°

Coeficiente de armazenamento específico (S_s) = 7,12E-6/m

Tabela 3.13. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão entre 10 m e 15 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES	PRINCIPAIS
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
9,6E-6	-1,3E-6	-2,9E-6	3,5E-5	177°	3°
-1,3E-6	3,5E-5	1,3E-6	1,1E-5	86°	20°
-2,9E-6	1,3E-6	3,7E-6	2,9E-6	275°	70°

Coeficiente de armazenamento específico (S_s) = 1,42E-5/m

Tabela 3.14. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais para a dimensão de 5 m - condições constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
2,2E-5	-4,2E-6	1,8E-6	2,6E-5	299°	33°
-4,2E-6	1,5E-5	-2,8E-6	2,0E-5	93°	55°
1,8E-6	-2,8E-6	2,1E-5	1,3E-5	201°	12°

Tabela 3.15. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais para a dimensão de 15 m - condições constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
1,8E-5	-6,0E-7	-2,1E-7	1,8E-5	118°	2°
-6,0E-7	1,7E-5	9,4E-7	1,7E-5	208°	3°
-2,1E-7	9,4E-7	3,1E-6	3,0E-6	350°	86°

Tabela 3.16. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais para a dimensão de 40 m - condições constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
1,9E-5	-2,7E-6	2,7E-6	2,1E-5	289°	8°
-2,7E-6	1,3E-5	-5,8E-7	1,2E-5	199°	2°
2,7E-6	-5,8E-7	1,4E-6	1,0E-6	96°	82°

Tabela 3.17. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais para a dimensão entre 10 m e 15 m - condições constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
1,6E-5	-1,2E-6	-1,1E-6	3,6E-5	176°	4°
-1,2E-6	3,6E-5	2,5E-6	1,6E-5	86°	4°
-1,1E-6	2,5E-6	2,6E-6	2,3E-6	313°	84°

Tabela 3.18. Tensor tridimensional de condutividade hidráulica, valores e direções principais para a dimensão entre 25 m e 40 m - condições constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE			VALORES PRINCIPAIS	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
HIDRÁULICA (m/s)			(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
1,1E-5	1,7E-6	2,1E-6	2,3E-5	189°	5°
1,7E-6	2,3E-5	1,5E-6	1,1E-5	280°	11°
2,1E-6	1,5E-6	1,7E-6	1,2E-6	75°	78°

Tabela 3.19. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 1, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 5 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE		VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES	PRINCIPAIS	
HIDRÁULICA		ANÁLISE INTERSECÇÃO		RUMO	INCLINAÇÃO	
(m/s)		(m/s)			ANAL. INT.	
1,4E-5	-3,5E-6	1,7E-5	2,2E-5	74,6°	40°	37°
-3,5E-6	1,2E-5	9,9E-6	1,1E-5	254,6°	50°	53°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = 5,18E-5/m

Tabela 3.20. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 2, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 5 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES PRINCIPAIS	
	(m/s)	(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
	ANÁLISE	INTERSECÇÃO		ANAL. INT.
①	①	4,1E-5	134,6°	① 18°
		1,4E-5	314,6°	72°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = ①

① - não calculado devido número de ensaios insuficientes para o ajuste de uma elipse.

Tabela 3.21. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 3, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 5 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES PRINCIPAIS	
	(m/s)	(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
	ANÁLISE	INTERSECÇÃO		ANAL. INT.
$\begin{vmatrix} 1,1E-5 & 2,0E-7 \\ 2,0E-7 & 1,1E-5 \end{vmatrix}$	1,1E-5	2,0E-5	14,6°	58,5° 10°
	1,0E-5	1,4E-5	194,6°	31,5° 80°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = 3,73E-5/m

Tabela 3.22. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 1, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 10 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES PRINCIPAIS	
	(m/s)	(m/s)	RUMO	INCLINAÇÃO
	ANÁLISE	INTERSECÇÃO		ANAL. INT.
$\begin{vmatrix} 1,5E-5 & 3,2E-6 \\ 3,2E-6 & 5,4E-6 \end{vmatrix}$	1,6E-5	1,1E-5	254,6°	18° 18°
	4,5E-6	2,8E-6	74,6°	72° 72°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = 2,3E-5/m

Tabela 3.23. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 1, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 15 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE		VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES PRINCIPAIS		
HIDRÁULICA		ANÁLISE	INTERSECÇÃO	RUMO	INCLINAÇÃO	
(m/s)		(m/s)			ANAL. INT.	
1,3E-5	1,9E-6	1,5E-5	1,2E-5	254,6°	15°	18°
1,9E-6	7,2E-6	6,7E-6	4,6E-6	74,6°	75°	72°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = 1,05E-5/m

Tabela 3.24. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 2, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 15 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE		VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES PRINCIPAIS		
HIDRÁULICA		ANÁLISE	INTERSECÇÃO	RUMO	INCLINAÇÃO	
(m/s)		(m/s)			ANAL. INT.	
2,4E-5	-1,9E-7	2,4E-5	1,2E-5	314,6°	1°	11°
-1,9E-7	5,3E-6	5,2E-6	4,8E-6	134,6°	89°	79°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = 1,29E-5/m

Tabela 3.25. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 3, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 15 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE		VALORES PRINCIPAIS		DIREÇÕES PRINCIPAIS		
HIDRÁULICA		ANÁLISE	INTERSECÇÃO	RUMO	INCLINAÇÃO	
(m/s)		(m/s)			ANAL. INT.	
①		①	9,8E-6	194,6°	①	8°
			4,8E-6	14,6°		82°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = ①

① - Não calculado devido número de ensaios insuficientes para o ajuste de uma elipse.

Tabela 3.26. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 4, valores e direções principais e coeficientes de armazenamento específico para a dimensão de 15m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/s)	VALORES PRINCIPAIS (m/s)		DIREÇÕES PRINCIPAIS		
	ANÁLISE	INTERSECÇÃO	RUMO	INCLINAÇÃO ANAL. INT.	
$\begin{vmatrix} 2,7E-5 & 5,5E-6 \\ 5,5E-6 & 5,7E-6 \end{vmatrix}$	2,9E-5	1,1E-5	153,7°	13,5°	6°
	4,2E-6	5,0E-6	333,7°	76,5°	84°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = 1,52E-5/m

Tabela 3.27. Tensor bidimensional de condutividade hidráulica no plano 5, valores e direções principais e coeficiente de armazenamento específico para a dimensão de 15 m - condições não constantes.

TENSOR DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/s)	VALORES PRINCIPAIS (m/s)		DIREÇÕES PRINCIPAIS		
	ANÁLISE	INTERSECÇÃO	RUMO	INCLINAÇÃO ANAL. INT.	
①	①	1,1E-5	235,5°	①	18°
		4,7E-6	55,5°		72°

Coeficiente de armazenamento específico (S_g) = ①

① - Não calculado devido número de ensaios insuficientes para o ajuste de uma elipse.

coeficientes de armazenamento específico (S_g) mostraram-se decrescentes com o aumento da dimensão de ensaio.

As difusividades hidráulicas direcionais [$K_d(e_j)/S_g$] obtidas nos ensaios sob condições não constantes de fluxo apresentaram valores menores para as menores dimensões ensaiadas, devido à diminuição no coeficiente de armazenamento específico (S_g) em proporção maior que a diminuição nos valores das condutividades hidráulicas direcionais (K_d), nas dimensões maiores.

Os valores $K_d(e_j)/D$ apresentaram valores menores para as menores dimensões ensaiadas, devido à diminuição no valor D em proporção maior que a diminuição nos valores de condutividades hidráulicas direcionais (K_d), nas dimensões maiores, já que D é o produto das três condutividades hidráulicas principais.

Nos ensaios sob condições não constantes de fluxo, observou-se uma variação dos valores da relação D/S_g dentro de uma mesma faixa, ao considerar-se as diversas dimensões de ensaio, tal como indicado a seguir:

DIMENSÃO (m)	D/S_g (m^4/s^3)	
5	3,59E-11	- 1,63E-10
entre 10 e 15	2,66E-11	- 1,81E-10
15	2,78E-11	- 1,39E-10

Nos ensaios sob condições não estabilizadas de fluxo, o coeficiente de armazenamento específico (S_g) apresentou valores decrescentes com o aumento da dimensão ensaiada. Na dimensão de 5m, o valor apresentou-se até nove vezes maior que aquele obtido para a dimensão de 15 m, tal como ilustrado abaixo, considerando análises tridimensionais (3D) e bidimensionais (2D):

DIMENSÃO (m)	S_g (m^{-1})	
	3D	2D
5	6,65E-5	5,18E-5
		3,73E-5
entre 10 e 15	1,42E-5	2,3 E-5
15	7,12E-6	1,05E-5
		1,29E-5
		1,52E-5

As médias geométricas dos valores das condutividades hidráulicas tridimensionais (3D) e bidimensionais (2D) mostraram-se até duas e meia ou três vezes maiores na dimensão de 5 m, respectivamente em comparação com as dimensões de 15m e de 40 m, como mostrado a seguir, considerando análises sob condições estabilizadas e não estabilizadas de fluxo:

DIMENSÃO (m)	K(m/s)		CONDIÇÕES CONSTANTES 3D
	CONDIÇÕES NÃO CONSTANTES 3D	2D	
5	2,1E-5	1,3E-5;1,0E-5	1,9E-5
entre 10 e 15	2,1E-5	8,5E-6	1,1E-5
15	8,6E-6	1,0E-5;1,12E-5;1,1E-5	9,8E-6
entre 25 e 40	--	--	6,8E-6
40	--	--	6,4E-6

Sob condições não constantes de fluxo, nas dimensões de 15 m e entre 10 m e 15 m em comparação à dimensão de 5 m, as condutividades hidráulicas horizontais mostraram decréscimos de até três vezes, e aquelas verticais mostraram decréscimos entre três e quatro vezes.

Sob condições constantes de fluxo, nas dimensões maiores em comparação à dimensão de 5 m, as condutividades hidráulicas horizontais mostraram variações para mais ou para menos de até duas vezes, e aquelas verticais mostraram variações para menos entre sete e quinze vezes.

As relações de anisotropia entre as condutividades hidráulicas principais tridimensionais (3D) e bidimensionais (2D) apresentaram os valores indicados a seguir, para cada uma das dimensões ensaiadas, considerando análises em condições constantes e não constantes de fluxo:

DIMENSÃO (m)	K _{1p} : K _{2p} : K _{3p}		CONDIÇÕES CONSTANTES 3D
	CONDIÇÕES NÃO CONSTANTES 3D	2D	
5	3,6:1,7:1	1,7:1;1,1:1	2,0:1,5:1
entre 10 e 15	12,0:3,8:1	3,6:1	15,7:7,0:1
15	3,0:2,1:1	2,2:1;4,6:1;6,9:1	6,0:5,7:1
entre 25 e 40	--	--	19,2:9,2:1
40	--	--	21,0:12,0:1

Uma vez que o aluvião e o basalto muito pouco ou pouco fraturado foram considerados, a princípio, respectivamente como barreira sobrejacente de maior condutividade hidráulica e como barreira subjacente de menor condutividade hidráulica em relação ao basalto muito ou extremamente fraturado, foi verificado se os resultados obtidos nos ensaios podem ser relacionados à presença dessas possíveis barreiras, consideradas no item 3.5.1.

A comparação dos resultados dos estudos efetuados sobre os efeitos de barreiras, apresentados nas Tabela 3.1 e 3.2 e nas Figuras 3.17 e 3.18, sob a forma de diagramas polares dos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções (e_j) , com os resultados dos ensaios, indicados nas Tabelas 3.3 a 3.18 e nas Figuras 3.24, 3.25 e 3.26, sugere que os valores $K_d(e_j)/S_s$ e $K_d(e_j)/D$ dos ensaios não estão diretamente relacionados com as barreiras estudadas. Nesses estudos, ensaios horizontais paralelos contidos em um mesmo plano vertical mostram valores decrescentes com a profundidade, enquanto, os resultados dos ensaios mostram, muitas vezes, relações inversas. Relações inversas àquelas esperadas são encontradas também quando se comparam dados referentes a outras inclinações. Nos estudos, os acréscimos nas relações de anisotropia com o aumento da dimensão pode ocorrer no caso de admitirem-se envoltórias pelos valores máximos, e os acréscimos devem-se principalmente às variações nas condutividades hidráulicas horizontais, enquanto nos ensaios, essas variações não são observadas. Nos estudos, de maneira geral, os valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ nas direções e_j , em diagramas polares, distribuem-se de forma não uniforme, refletindo a presença das barreiras e indicando a impossibilidade de ajustar elipses ou elipsóides, contrariamente ao observado em relação aos resultados dos ensaios.

A diminuição nos valores das condutividades hidráulicas e dos coeficientes de armazenamento específico com o aumento da dimensão ensaiada parece refletir primeiramente as características do basalto muito ou extremamente fraturado, e as possíveis barreiras hidráulicas devem apresentar características distintas daquelas admitidas no estudo. O basalto muito pouco ou pouco fraturado pode apresentar um tensor de condutividade hidráulica diferente de zero, pois encontra-se no domínio dos microderrames, onde são freqüentes contatos entre os corpos de

lava de elevada condutividade hidráulica. As condutividades hidráulicas médias do aluvião podem não se afastar significativamente das condutividades hidráulicas médias do basalto muito ou extremamente fraturado, não representando uma barreira de carga constante. Ainda que represente uma barreira de maior condutividade hidráulica, a sua influência deve ser notada preferencialmente quando interligada a estruturas de maior condutividade hidráulica do basalto muito ou extremamente fraturado, como aos contatos laterais entre os derrames.

A influência de outros possíveis fatores sobre os resultados poderiam relacionar-se à presença de um fluxo turbulento e não laminar, às modificações nas características das paredes das sondagens devido ao processo de perfuração e a efeitos de armazenamento de água na sondagem. Os ensaios apresentaram, mais freqüentemente, cargas não superiores a $0,5 \text{ kg/cm}^2$ quando da execução do ensaio por bombeamento, tornando o estabelecimento de um eventual fluxo turbulento pouco provável, especialmente em um maciço rochoso tão intensamente fraturado. As sondagens foram perfuradas com água de circulação e não com lama, descartando possíveis colmatações. As elevadas condutividades hidráulicas do maciço rochoso, os pequenos trechos de ensaio e os pequenos diâmetros das sondagens ($\phi = 4''$ ou 86 mm) eliminam a eventual influência do armazenamento de água na sondagem.

É necessário considerar que os ensaios foram efetuados com equipamentos protótipos. A interpretação foi conduzida sem contar com a existência de outras eventuais falhas não detectadas durante a execução dos ensaios, além daquelas perfeitamente caracterizadas, corrigidas e computadas.

Os resultados obtidos sugerem, para a dimensão de 5 m, um modelo onde grande parcela das fraturas e dos contatos condutivos comportam-se como feições contínuas, com extensão maior que a extensão do ensaio, ou ainda, a presença de fraturas e de contatos com elevado grau de interconexão, conferido pela elevada densidade tanto de descontinuidades subhorizontais, como subverticais. Nas dimensões maiores, devem predominar fraturas e contatos apresentando um menor grau de interconexão, devido à redução na densidade das fraturas subverticais. Deve ser maior a freqüência de barreiras de menor condutividade hidráulica, representadas pela não continuidade das fraturas e dos contatos

de extensão menor que a dimensão do ensaio, pela interligação com outras fraturas de condutividades hidráulicas menores, ou ainda, por bolsões menos condutivos, com uma menor densidade de fraturas, tais como aquele identificado nas sondagens SR-B e SR-C, através dos ensaios B5E7, B5E5, B5F7, B5F5, B5F3, C5E7, C5E5.

Na Figura 3.27, para os ensaios em condições não constantes, nas dimensões de 5 m e de 15 m, observam-se direções principais muito próximas e mergulhos para rumos opostos. As condutividades hidráulicas principais maiores mostram-se subhorizontais e as condutividades hidráulicas intermediária e menor apresentam respectivamente mergulhos iguais a 33° e 52° na dimensão de 5 m e mergulhos subhorizontal e subvertical na dimensão de 15 m.

Na Figura 3.28, para os ensaios em condições constantes, nas dimensões de 5m, de 15 m e de 40m, verifica-se que as condutividades hidráulicas principais subhorizontais apresentam direções similares e que aquelas subverticais e inclinadas são praticamente coincidentes ou apresentam diferenças entre 100° e 120° . Na dimensão de 5 m, as condutividades hidráulicas maior e intermediária apresentam-se inclinadas, respectivamente com ângulos iguais a 33° e a 52° , e a menor é subhorizontal. Nas dimensões maiores, as condutividades hidráulicas maiores e intermediárias aproximam-se mais da horizontal, e as menores aproximam-se mais da vertical.

Nas Figuras 3.27 e 3.28, para os ensaios em condições não constantes e constantes, na dimensão entre 10 m e 15 m, e para os ensaios em condições constantes, na dimensão entre 25 m e 40 m, observam-se condutividades hidráulicas principais subhorizontais, maiores e intermediárias, com direções similares entre si, apresentando diferenças menores que 30° em relação às demais dimensões ensaiadas.

A similaridade entre as direções das condutividades hidráulicas subhorizontais podem estar refletindo as direções mais freqüentes dos contatos laterais entre os derrames de pequenas dimensões, inclinados e subverticais, interconectados aos contatos entre topo e base dos derrames e às fraturas subhorizontais. Para o local dos ensaios, não se dispõe de dados sobre as atitudes das principais estruturas do basalto, mas nos mapeamentos da margem esquerda, os contatos mais extensos,

paralelos ao avanço das lavas, apresentam-se segundo direções NW, e aqueles de menor extensão apresentam-se segundo direções NE. Os pólos desses contatos estão mostrados no diagrama de Wulff da Figura 3.29. É possível também alguma influência das diferenças nas espessuras do basalto muito ou extremamente fraturado. As diferenças nas direções das condutividades hidráulicas subverticais e inclinadas devem estar ligadas às fraturas subverticais de resfriamento das lavas, com atitudes em todas as direções.

As direções principais dos tensores de condutividades hidráulicas parecem indicar a presença de fraturas e de contatos subverticais com maior freqüência ou com condutividades hidráulicas mais elevadas, na dimensão de 5 m em comparação com dimensões maiores. Tal influência é sugerida pelos resultados distintos em condições de fluxo não estabilizado e estabilizado. No início do ensaio, em condições não estabilizadas, o escoamento deve ocorrer principalmente por fraturas e contatos subhorizontais que respondem pela condutividade hidráulica maior, subhorizontal. Há escoamento também através de pequenos segmentos de fraturas subhorizontais interligados a outros por fraturas e contatos subverticais, explicando as condutividades hidráulicas principais, intermediária e menor, inclinadas. À medida que o ensaio evolui, um maior número de descontinuidades subverticais ou descontinuidades subverticais com condutividades hidráulicas maiores passam a participar do escoamento e podem permitir inclusive intercomunicação com o aluvião sobrejacente, de forma que, em condições de fluxo estabilizado, as condutividades hidráulicas maior e intermediária apresentam-se inclinadas, e a menor mostra-se subhorizontal. Nessas condições, os valores obtidos não representam as características do maciço basáltico.

Nas dimensões maiores, o escoamento é essencialmente por contatos e por fraturas subhorizontais e horizontais, interligados por descontinuidades subverticais que se apresentam com baixa densidade e com condutividades hidráulicas menores.

Para as dimensões de 5 m e de 15 m, por se tratar de basaltos com fraturas predominantemente horizontais, a partir das informações das sondagens rotativas verticais, poderia ser visualizada uma relação de anisotropia maior entre as condutividades hidráulicas horizontais e verticais. Os resultados

sugerem que as estruturas subverticais apresentem-se localmente com maior frequência ou com maiores condutividades hidráulicas que aquelas visualizadas a partir das sondagens. Essas estruturas devem ser representadas por zonas mais alteradas, por fraturas propriamente ditas e por contatos laterais entre os derrames de pequenas dimensões. Para as outras dimensões, as relações de anisotropia apresentam-se compatíveis com as previsões a partir do conhecimento geológico do maciço basáltico.

A partir das dimensões entre 10m e 15 m, os valores tendem a aproximar-se, parecendo estar próximos do valor correspondente ao volume elementar representativo, denominado VER (BEAR, 1975). Nessas condições, os valores obtidos são independentes das dimensões ensaiadas.

As análises bidimensionais mostraram diferenças em relação às intersecções efetuadas no elipsóide de condutividade hidráulica tridimensional, ao longo do mesmo plano vertical analisado bidimensionalmente. Essas diferenças apresentaram-se da ordem de até duas e meia vezes, para menos, na dimensão de 5 m e, para mais, nas dimensões de 10 m e de 15 m. Esses resultados parecem indicar que as análises bidimensionais não consideram todas as intercomunicações com feições de maiores condutividades hidráulicas nem as barreiras de menores condutividades hidráulicas, presentes na realidade tridimensional.

Nas análises bidimensionais, observou-se que os planos com os maiores valores de condutividades hidráulicas principais maiores, subhorizontais, e com os menores valores de condutividades hidráulicas principais menores, subverticais, são aqueles que apresentam as maiores espessuras de basalto muito ou extremamente fraturado. Esse fato é um argumento contrário à influência de barreira impermeável, representada pelo basalto muito pouco ou pouco fraturado, nos resultados obtidos.

3.6. RECOMENDAÇÕES E CONCLUSÕES

Os ensaios tridimensionais efetuados no basalto fraturado de Porto Primavera representaram um grande avanço nas investigações com o objetivo de estabelecer modelos hidrogeológicos e hidrogeotécnicos, para fins de análise de percolação pelas fundações.

A campanha de investigações foi conduzida com equipamentos que podem ser considerados verdadeiros protótipos. Para os ensaios futuros, será indispensável o aperfeiçoamento do controle das obturações na Sonda Hidráulica Multiteste e nos piezômetros multiníveis, o aumento da sensibilidade dos transdutores e o aumento da freqüência das leituras nos instantes iniciais dos ensaios.

As obturações deverão ser efetuadas e controladas individualmente, considerando cada um dos obturadores e não simultaneamente, envolvendo os quatro obturadores. É conveniente também que as bases de fixação dos obturadores passem a ser móveis, para permitir bom ajuste do obturador às dimensões das perfurações, sem forçar demasiadamente as borrachas, impedindo rupturas ou falhas nas obturações.

A freqüência de leituras das pressões nos instantes iniciais, entre zero e 5 minutos, poderia ser a cada 30 ou 15 segundos. É fundamental também efetuar as leituras de vazão com a mesma freqüência e executar os ensaios com a vazão estabilizada, desde o primeiro instante.

Os transdutores não se apresentaram localizados nos pontos de leitura, sendo a ligação entre esses pontos e aqueles de localização dos instrumentos efetuada através de tubos plásticos. Isso deverá ser alterado, instalando-se os instrumentos diretamente no ponto de leitura, para evitar erros.

É interessante também aperfeiçoar os equipamentos, de forma que, para dimensões maiores, possam ser obtidas respostas tanto em condições de fluxo estabilizado como em condições de fluxo não estabilizado.

Os ensaios podem ser conduzidos em piezômetros de tubo aberto, efetuando-se as leituras das cargas com medidores de nível d'água, e, os bombeamentos através de bombas de sucção, sempre que a posição do nível d'água permitir. Ensaios desse tipo estão sendo efetuados no Arenito Caiuá das fundações da barragem de terra da usina hidrelétrica de Porto Primavera, com equipamentos disponíveis na obra, sem envolver mobilizações adicionais.

Para análises de ensaios tridimensionais futuros, o programa de microcomputador desenvolvido deverá ser aperfeiçoado, visando fornecer resultados para ensaios efetuados em condições

estabilizadas, bem como os erros quadráticos mínimos normalizados (NMSE) das raízes quadradas das difusividades hidráulicas direcionais $\{[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}\}$ ou dos valores $[K_d(e_j)/D]^{1/2}$ em relação às elipses e aos elipsóides ajustados, tal como proposto por LONG & WITHERSPOON (1985). Esse erro indicará analiticamente o grau de heterogeneidade do maciço rochoso.

Os resultados obtidos nos ensaios pontuais, nos maiores estágios de pressão ou de vazão parecem refletir, mais adequadamente, o comportamento do maciço basáltico ensaiado em grandes dimensões em relação àqueles obtidos nos estágios de menor pressão ou vazão. À medida que as pressões ou as vazões de ensaio foram aumentadas, crescendo-se conseqüentemente o volume ensaiado, parece ter sido caracterizado um maior número de barreiras de menor condutividade hidráulica.

Diferenças entre os resultados de ensaios pontuais de bombeamento e de injeção podem indicar características do maciço rochoso ensaiado, como diferenças nas condutividades e nas cargas hidráulicas das descontinuidades, sendo recomendável a execução de um maior número de ensaios de bombeamento e de injeção em um mesmo trecho, para conclusões mais seguras e definitivas.

É recomendável iniciar a condução dos ensaios pontuais de forma a avaliar as relações de anisotropia no plano vertical, considerando dados obtidos em ensaios efetuados na espessura total do maciço rochoso com características homogêneas, bem como os resultados de ensaios de pequenos trechos isolados por obturadores.

As relações de anisotropia em um plano vertical podem ser avaliadas com a solução proposta por HSIEH et alii (1983), por HSIEH & NEUMAN (1985) e por HSIEH et alii (1985), através de ensaios mais simples que os completos ensaios de intercomunicação tridimensionais, sendo necessário a existência de apenas dois pontos de leitura nas proximidades de um ponto de bombeamento, tal como discutido no item 3.4.4.

É conveniente a execução de ensaios tridimensionais no maior número possível de planos e de inclinações, para uma completa caracterização do maciço rochoso. No caso estudado, poderiam ser efetuados bombeamentos nas sondagens SR-E, SR-F e SR-G, acompanhados de leituras nas demais sondagens, e poderiam

ser efetuados ensaios também nos trechos identificados por números pares, 2, 4, 6 e 8.

Os resultados dos ensaios tridimensionais mostraram uma aproximação da porção superficial do basalto fraturado a um meio homogêneo e anisotrópico, apesar de algumas pequenas heterogeneidades, definiram os tensores bidimensionais e tridimensionais de condutividades hidráulicas em dimensões distintas de ensaio e evidenciaram a importância dessas, ao apresentarem resultados distintos conforme a dimensão considerada. A partir de dimensões entre 10m e 15 m, os valores mostraram tendência à aproximação, parecendo estar próximos do valor correspondente ao volume elementar representativo, denominado VER (BEAR, 1975), quando os valores independem das dimensões ensaiadas.

Em caracterizações hidrogeológicas e hidrogeotécnicas futuras, é recomendável a utilização de técnicas e métodos estatísticos e geoestatísticos discutidos por NEUMAN (1987), utilizando os resultados de ensaios pontuais e tridimensionais de pequena escala, para avaliar a variabilidade, a distribuição espacial, a anisotropia estatística da condutividade hidráulica e os "ranges" principais. Esses resultados são comparados com as dimensões de volumes elementares representativos, denominados VER (BEAR, 1975), avaliados através de ensaios tridimensionais efetuados em várias escalas.

Foi verificada a possibilidade de influência de barreira impermeável, representada pelo basalto subjacente, muito pouco ou pouco fraturado, e de barreira de carga constante, representada pelo aluvião sobrejacente, observando-se que os resultados não podem ser explicados unicamente pela presença das barreiras consideradas.

Os valores e as direções principais obtidos e as diferenças observadas nas diversas dimensões estudadas foram relacionados às estruturas geológicas e a fatores geométricos das descontinuidades, como comprimento, densidade e características das suas interconexões. Assumem importância primeiramente as fraturas e os contatos subhorizontais e os contatos laterais entre os derrames de pequenas dimensões, que influenciam principalmente as condutividades hidráulicas principais maiores e intermediárias, e secundariamente assumem importância as fraturas

subverticais de resfriamento das lavas, que influenciam predominantemente as condutividades hidráulicas principais menores.

As relações de anisotropia obtidas nas dimensões de 5 m e de 15 m mostraram-se menores que aquelas previstas através de análises qualitativas provavelmente devido a uma maior influência local de fraturas subverticais e de contatos laterais entre os derrames de pequenas dimensões. Na dimensão de 5 m, a influência dessas estruturas é tal, a ponto da condutividade hidráulica principal subhorizontal ser a de menor valor em condições de fluxo estabilizado, podendo ter havido a influência de barreira de maior condutividade hidráulica, representada pela aluvião. Os resultados obtidos nas demais dimensões ensaiadas são consistentes com as características geológicas do basalto muito fraturado, constituído por corpos de lava de pequenas dimensões.

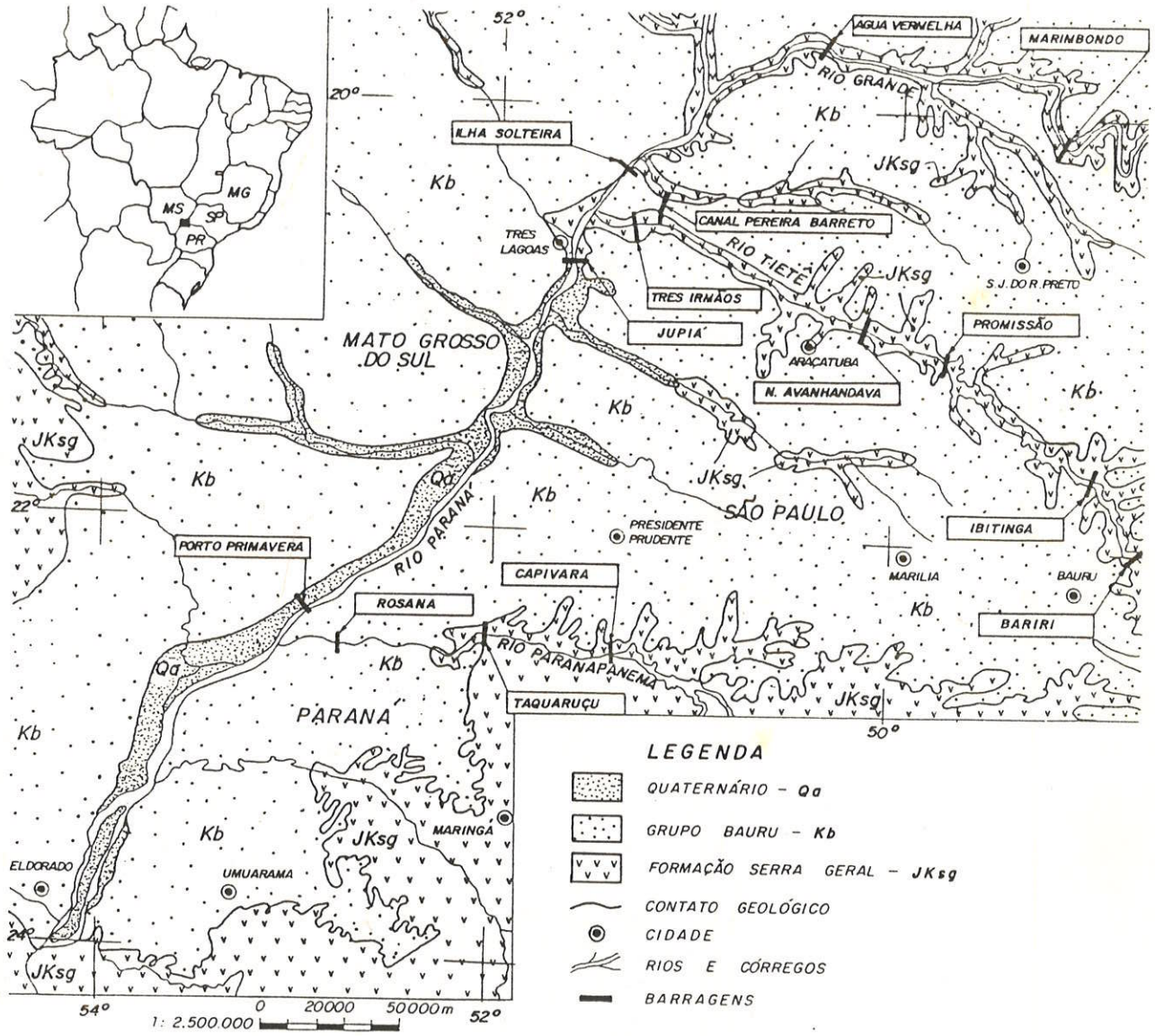


Figura 3.1. Localização da usina de Porto Primavera.

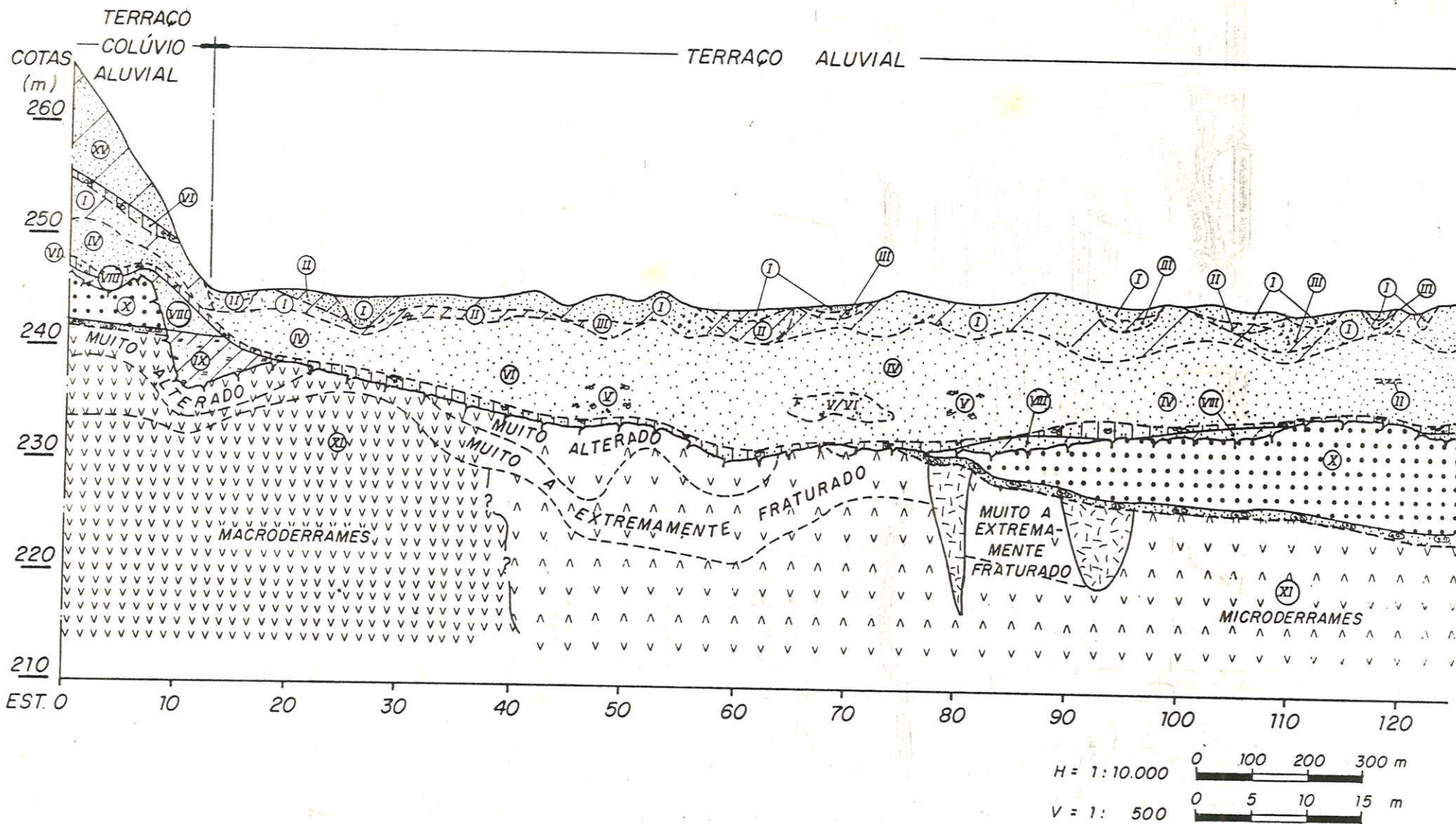
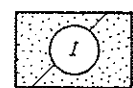
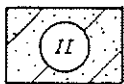


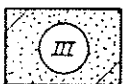
Figura 3.2. Seção geológica-geotécnica ao longo do eixo da barragem de terra - trecho do terraço aluvial .



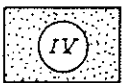
AREIA POUCA ARGILOSA (COM 3 A 11% DE ARGILA) AMARELO-ACINZENTADA A CINZA-ESBRANQUIÇADA.



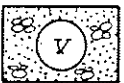
ARGILA ARENOSA CINZA E AMARELA, C/ LENTES ERRÁTICAS DE AREIA ARGILOSA DE DIMENSÕES MÉTRICAS.



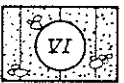
AREIA ARGILOSA (PORCENTAGEM DE ARGILA > 11%) AMARELO-ACINZENTADA A CINZA, COM LENTES ERRÁTICAS DE ARGILA ARENOSA DE DIMENSÕES MÉTRICAS.



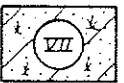
AREIA LAVADA CINZA-ESBRANQUIÇADA.



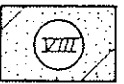
AREIA CINZA-ESBRANQUIÇADA COM CASCALHO. (PORCENTAGEM DE CASCALHO ≤ 10%)



AREIA CINZA-ESBRANQUIÇADA COM CASCALHO (PORCENTAGEM DE CASCALHO > 10% E ≤ 75%), IRREGULARMENTE CIMENTADOS POR COMPOSTOS DE FERRO.



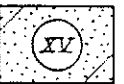
ARGILA ARENOSA ORGÂNICA / TURFA.



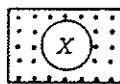
SOLO DE ALTERAÇÃO/ARENITO C4: AREIA FINA C/ATÉ 15% DE ARGILA, MARROM-AVERMELHADA A CINZA-ESVERDEADA.



SOLO DE ALTERAÇÃO DE BASALTO: ARGILA SILTOSA A SILTE ARGILOSO, CASTANHO-AVERMELHADOS.



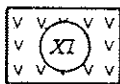
COLÚVIO - AREIA ARGILOSA



ARENITO CAIUÁ - GRÃOS FINOS E MÉDIOS, COM CIMENTAÇÃO LIMONÍTICA E CALCÍFERA E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA.



BRECHA BASÁLTICA ARENOSA



BASALTO - MACRODERRAMES



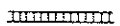
BASALTO - MICRODERRAMES



BASALTO DE BAIXA DENSIDADE



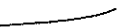
CONCREÇÕES LIMONÍTICAS



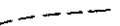
CIMENTAÇÃO POR COMPOSTOS DE FERRO



TOPO DE ROCHA



CONTATO GEOLÓGICO



CONTATO ENTRE CAMADAS

Figura 3.2. Legenda.

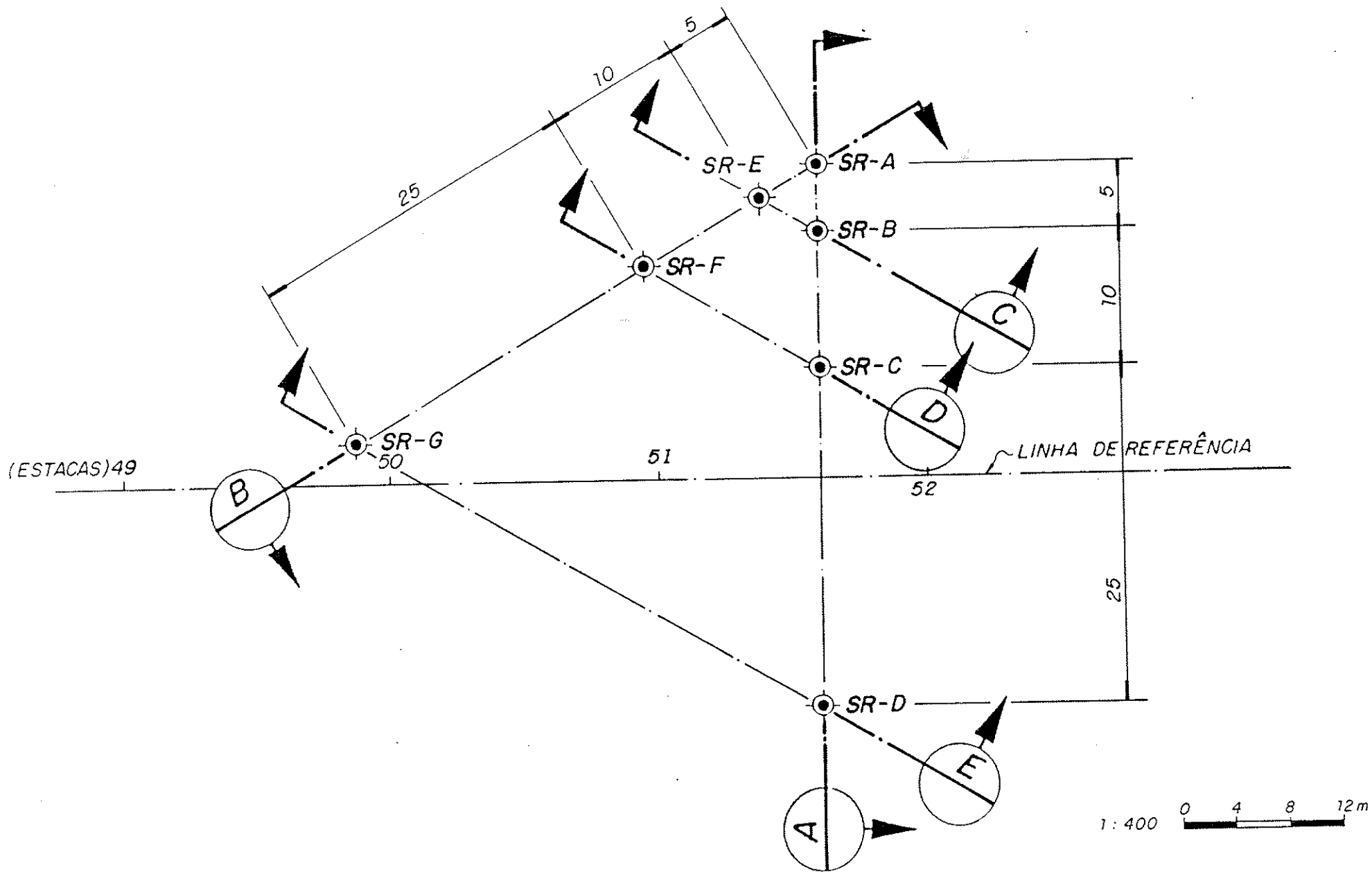


Figura 3.3. Localização das sondagens rotativas.

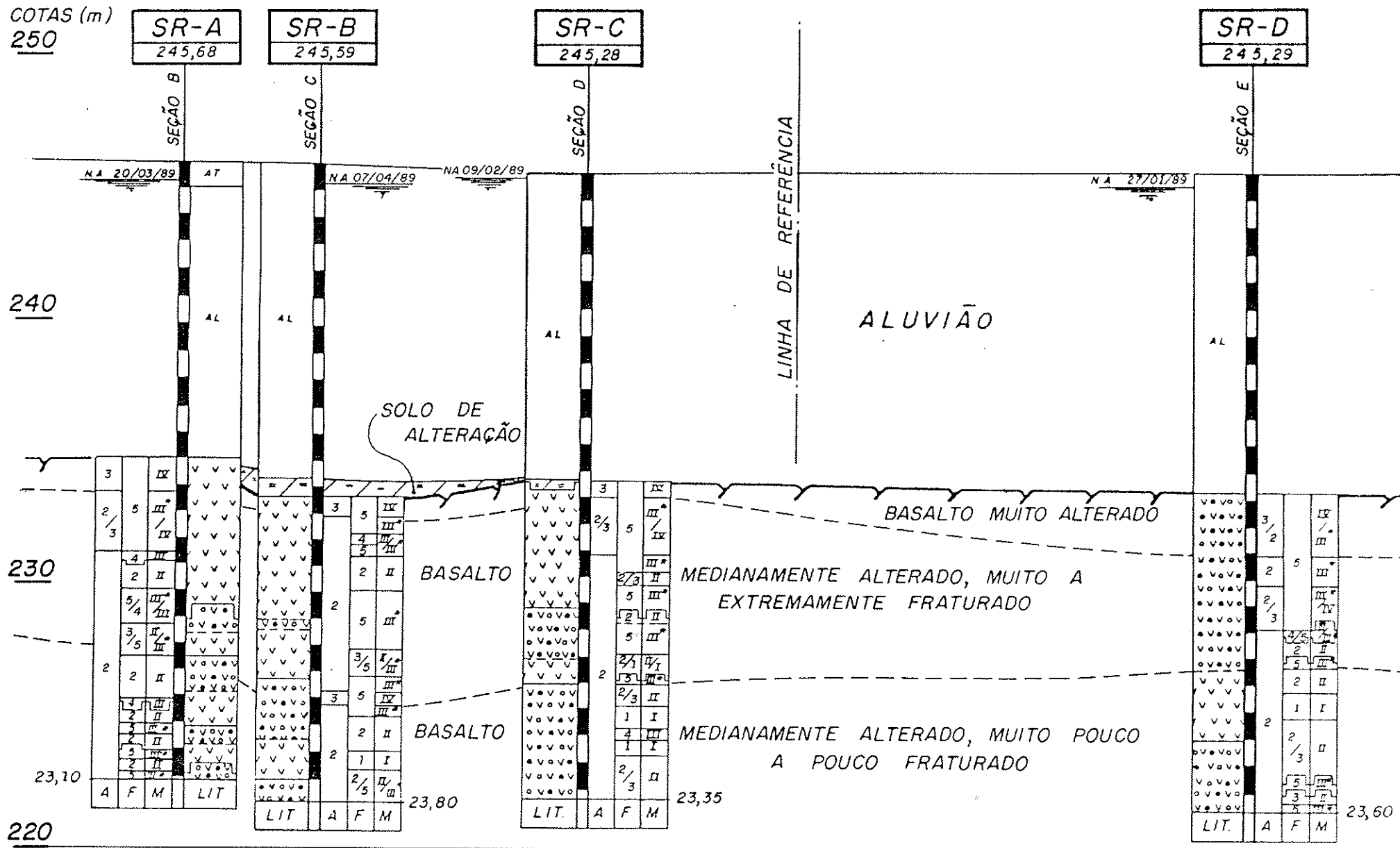
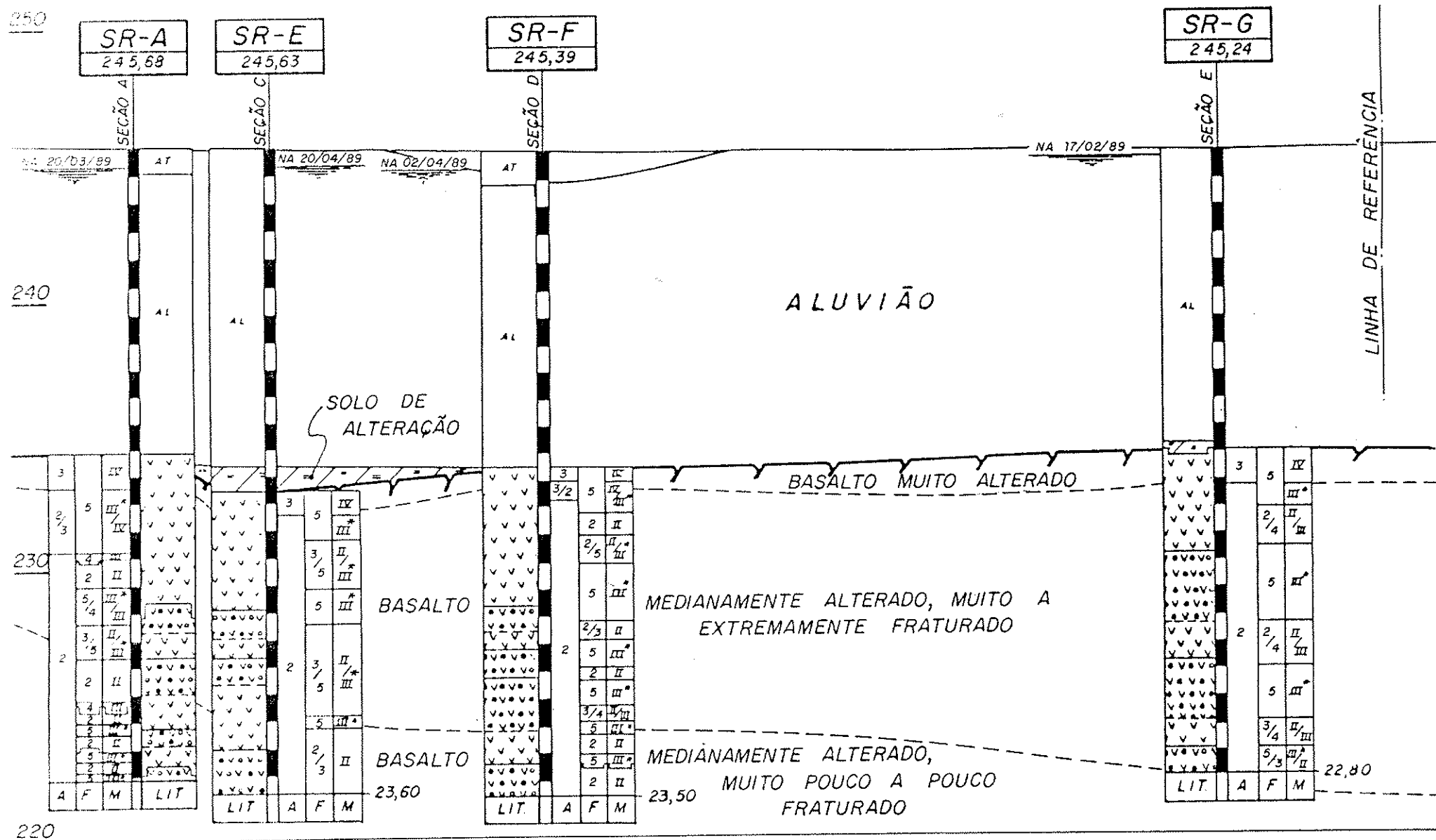


Figura 3.4. Seções geológico-geotécnicas no local dos ensaios.

COTAS (m)

250



220

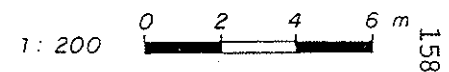
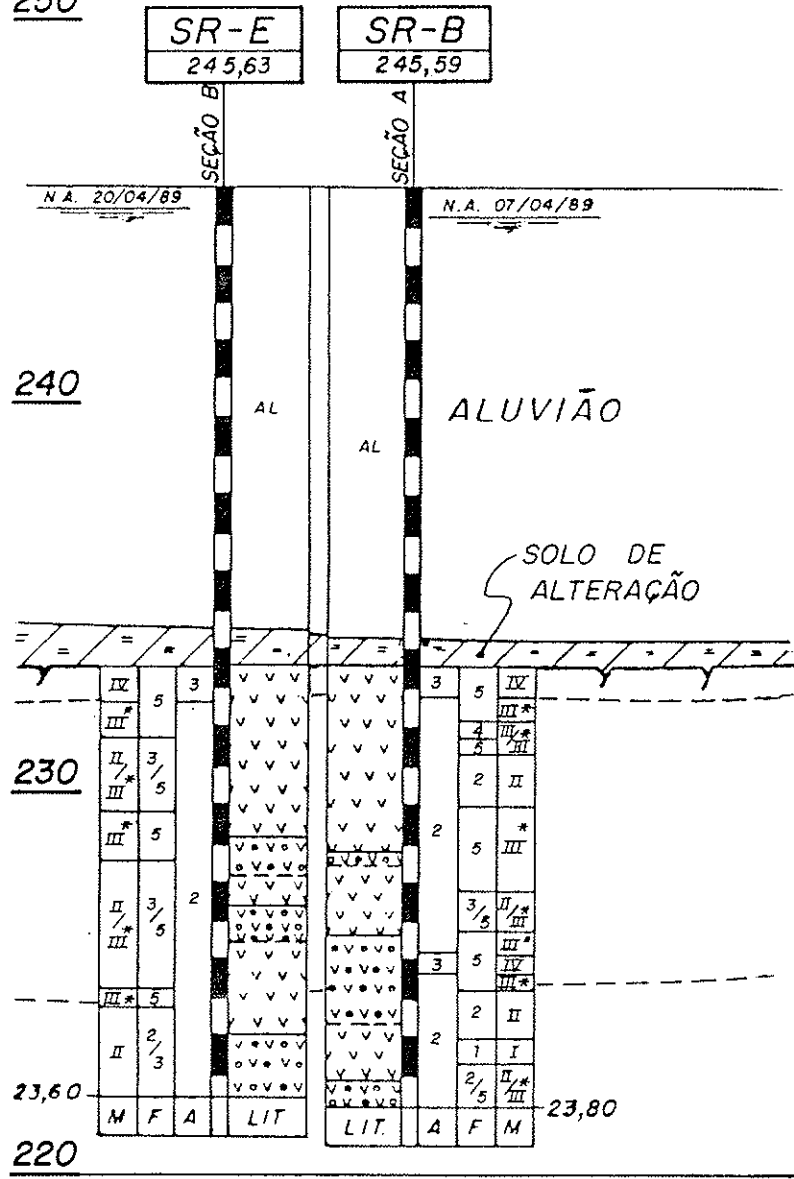


Figura 3.4. Continuação.

COTAS (m)
250



COTAS (m)
250

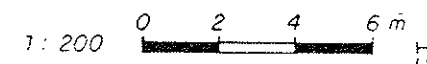
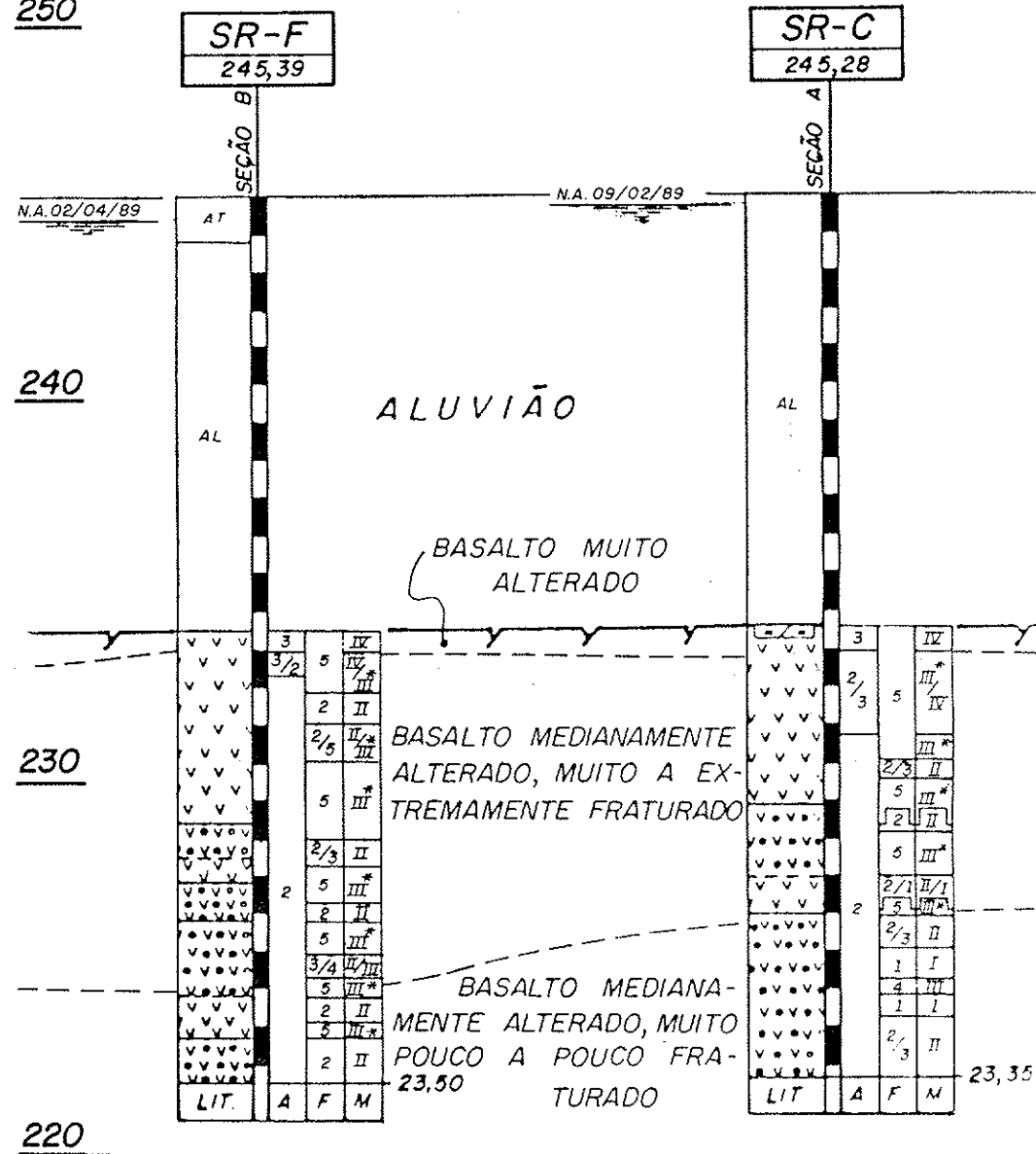


Figura 3.4. Continuação.

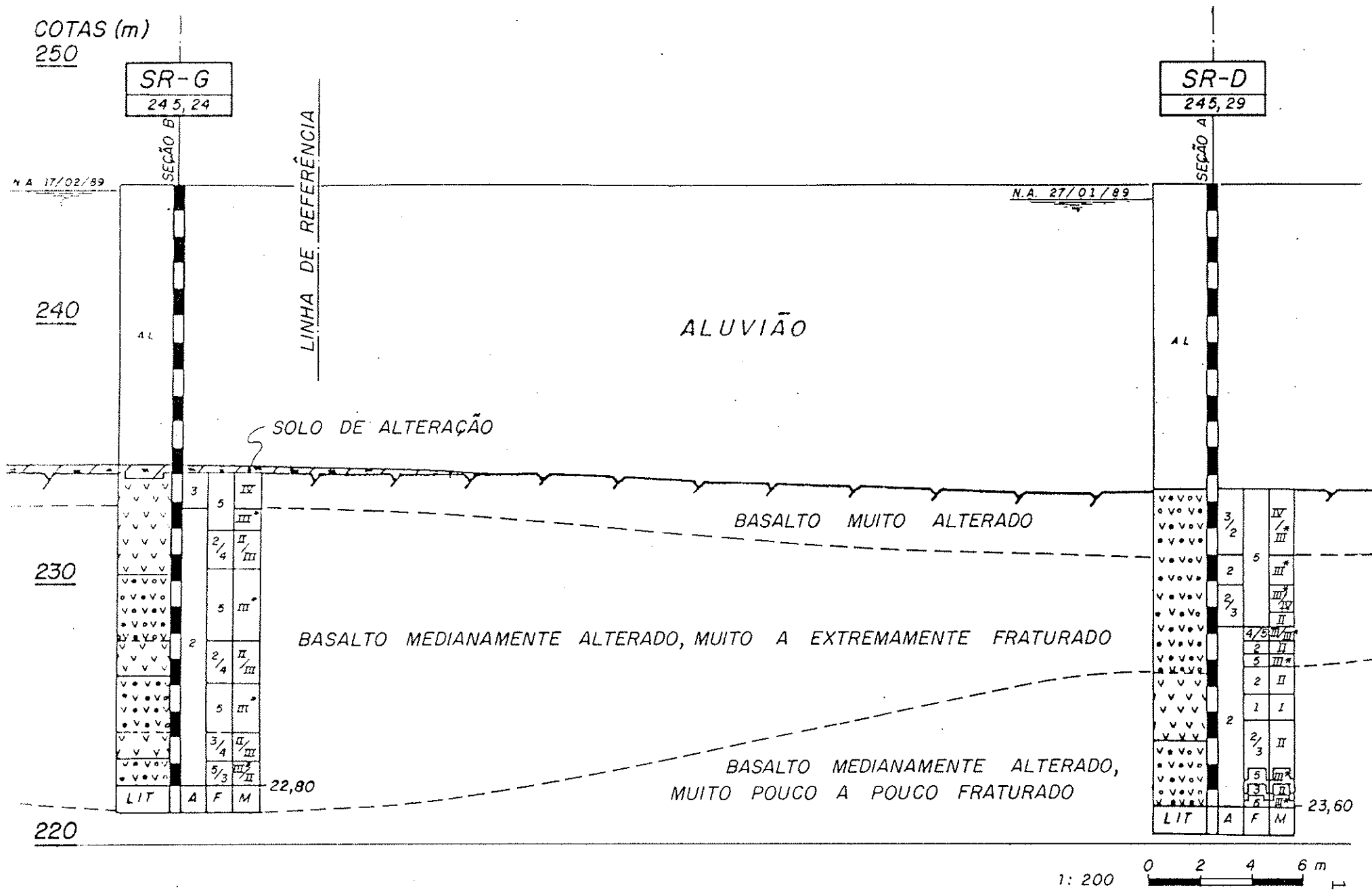
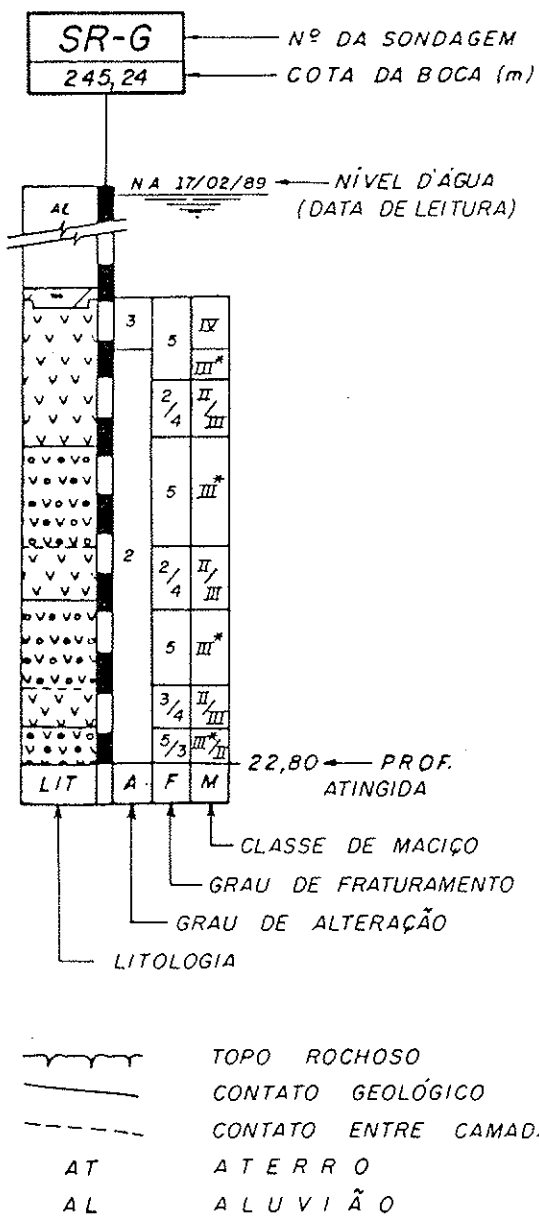









Figura 3.4. Continuação.



LITOLOGIA

-  SOLO DE ALTERAÇÃO DE BASALTO
-  BASALTO COMPACTO
-  BASALTO VESÍCULO-AMIGDALOIDAL

GRAU DE ALTERAÇÃO DO BASALTO

-  SÃO
-  MEDIANAMENTE ALTERADO
-  MUITO ALTERADO
-  SOLO DE ALTERAÇÃO

CLASSE DE MACIÇO ROCHOSO

CLASSE	Nº DE FRATURAS POR METRO	ALTERAÇÃO
I	< 2	A1
II	2 a 10	e
III	11 a 20	A2
IV	> 20	A3
V	—	A4

GRAU DE FRATURAMENTO DO BASALTO

Nº DE FRATURAS POR METRO	GRAU
≤ 1	F1 - MUITO POUCO FRATURADO
2 a 5	F2 - POUCO FRATURADO
6 a 10	F3 - MEDIANAMENTE FRATURADO
11 a 20	F4 - MUITO FRATURADO
> 20	F5 - EXTREMAMENTE FRATURADO

Figura 3.4. Legenda.

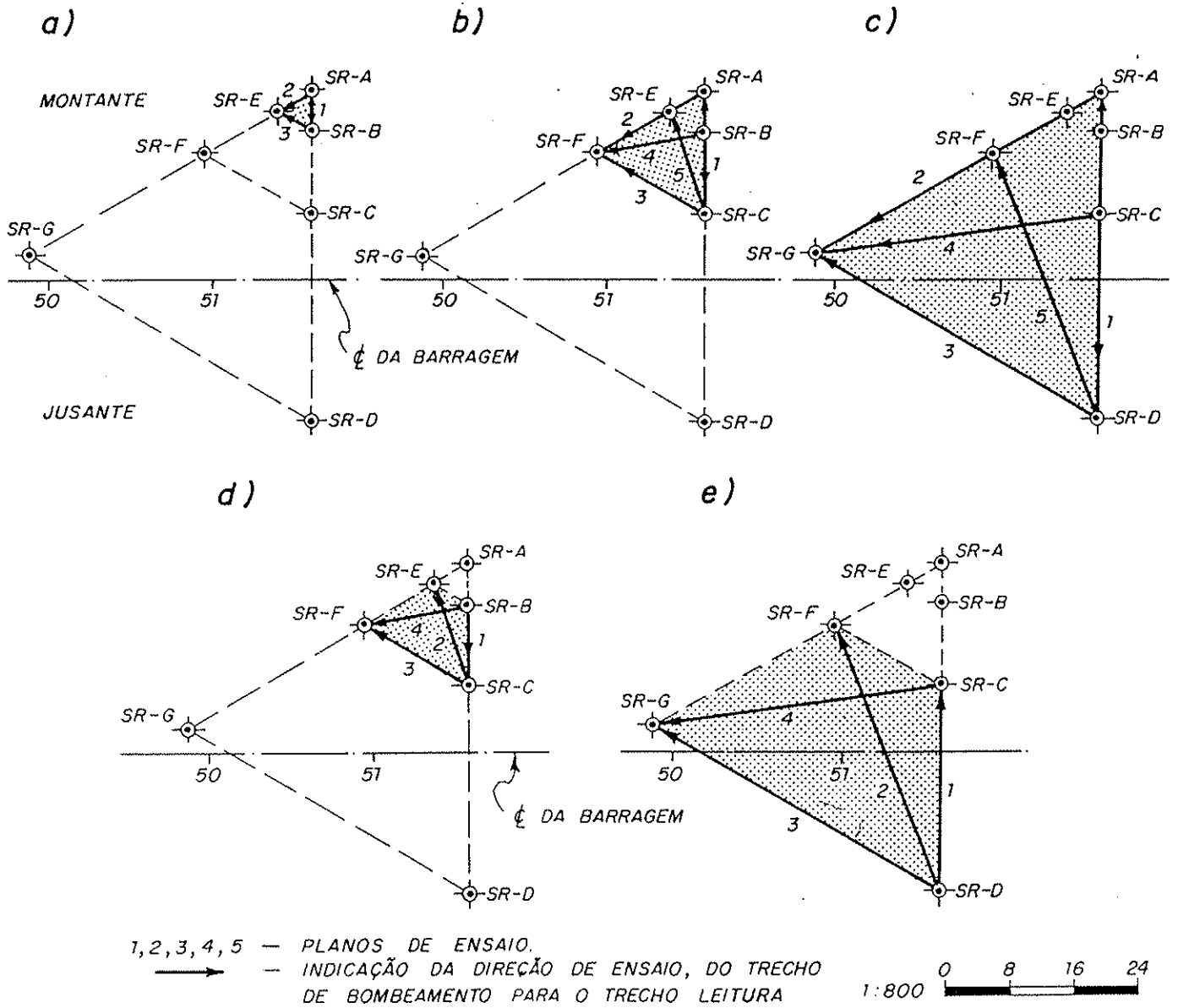


Figura 3.5. Configuração dos ensaios tridimensionais em planta, nas dimensões de 5m a), 15m b), 40m c), entre 10 e 15 m d) e entre 25 e 40m e).

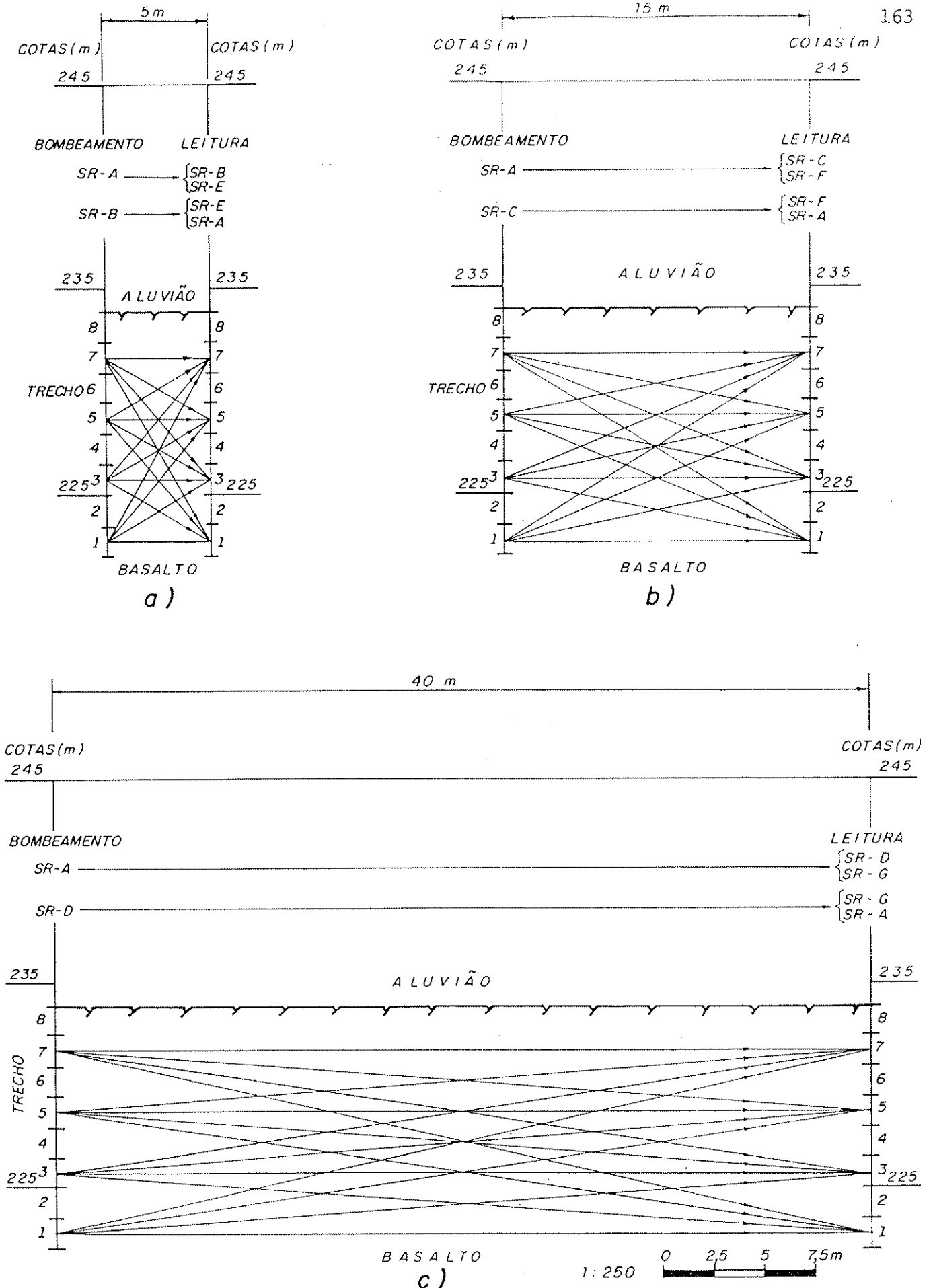


Figura 3.6. Configuração dos ensaios tridimensionais em seções verticais nas dimensões de 5m a), 15m b) e 40m c).

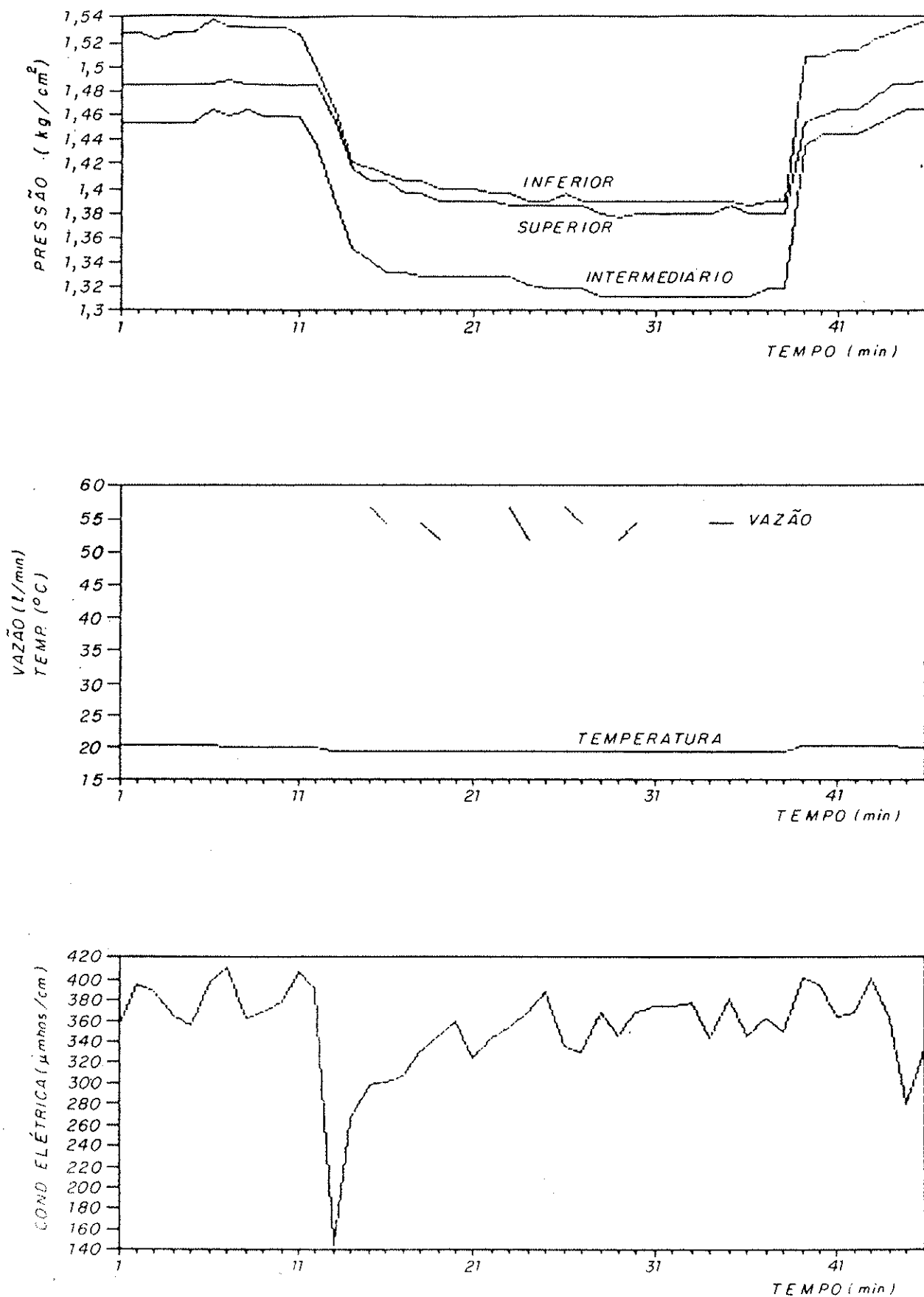


Figura 3.7. Bombeamento pontual com problemas de obturação, na sondagem SR-G - trecho 5.

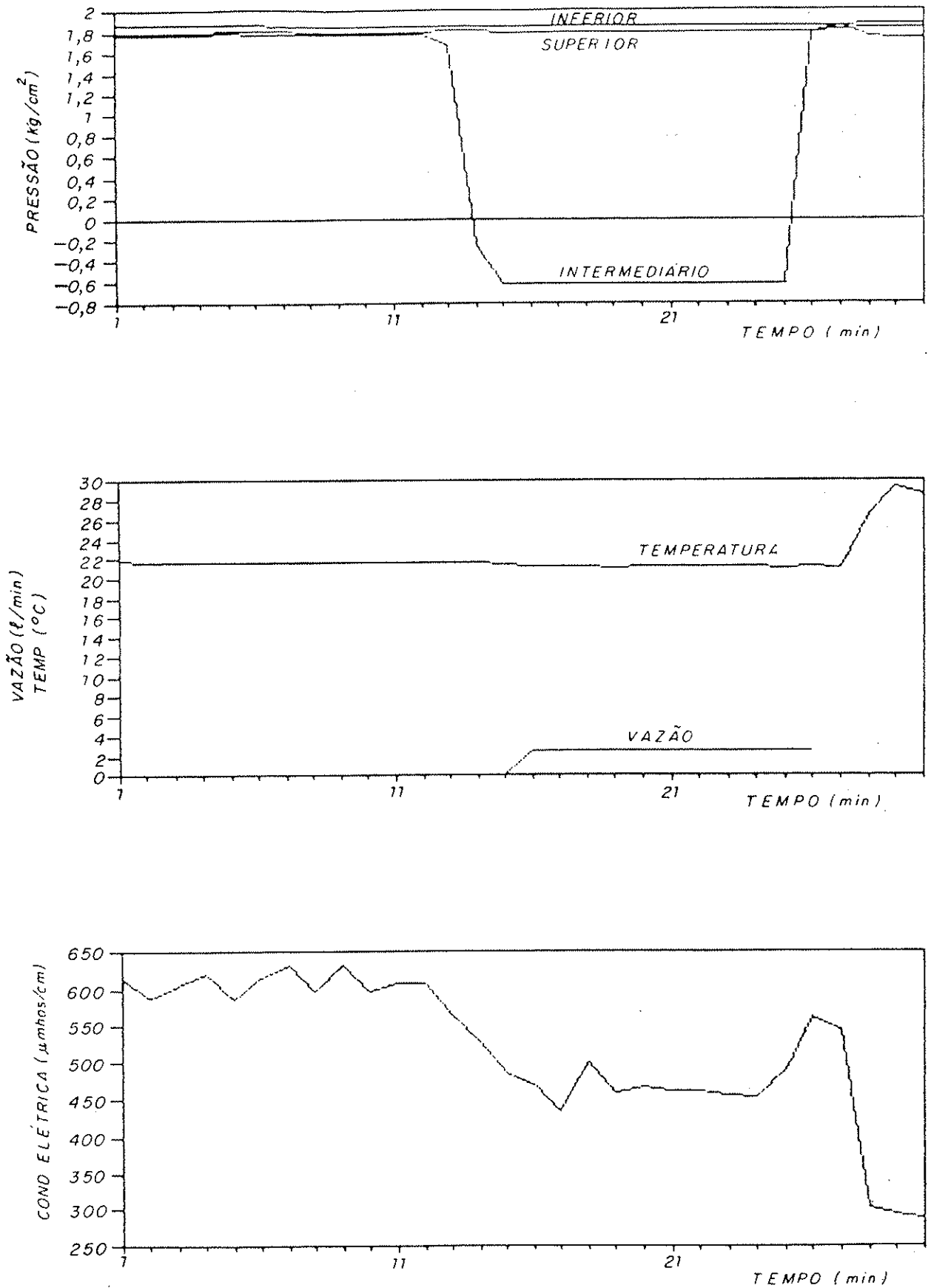


Figura 3.8. Bombeamento pontual apresentando sucção, na sondagem SR-B - trecho 3.

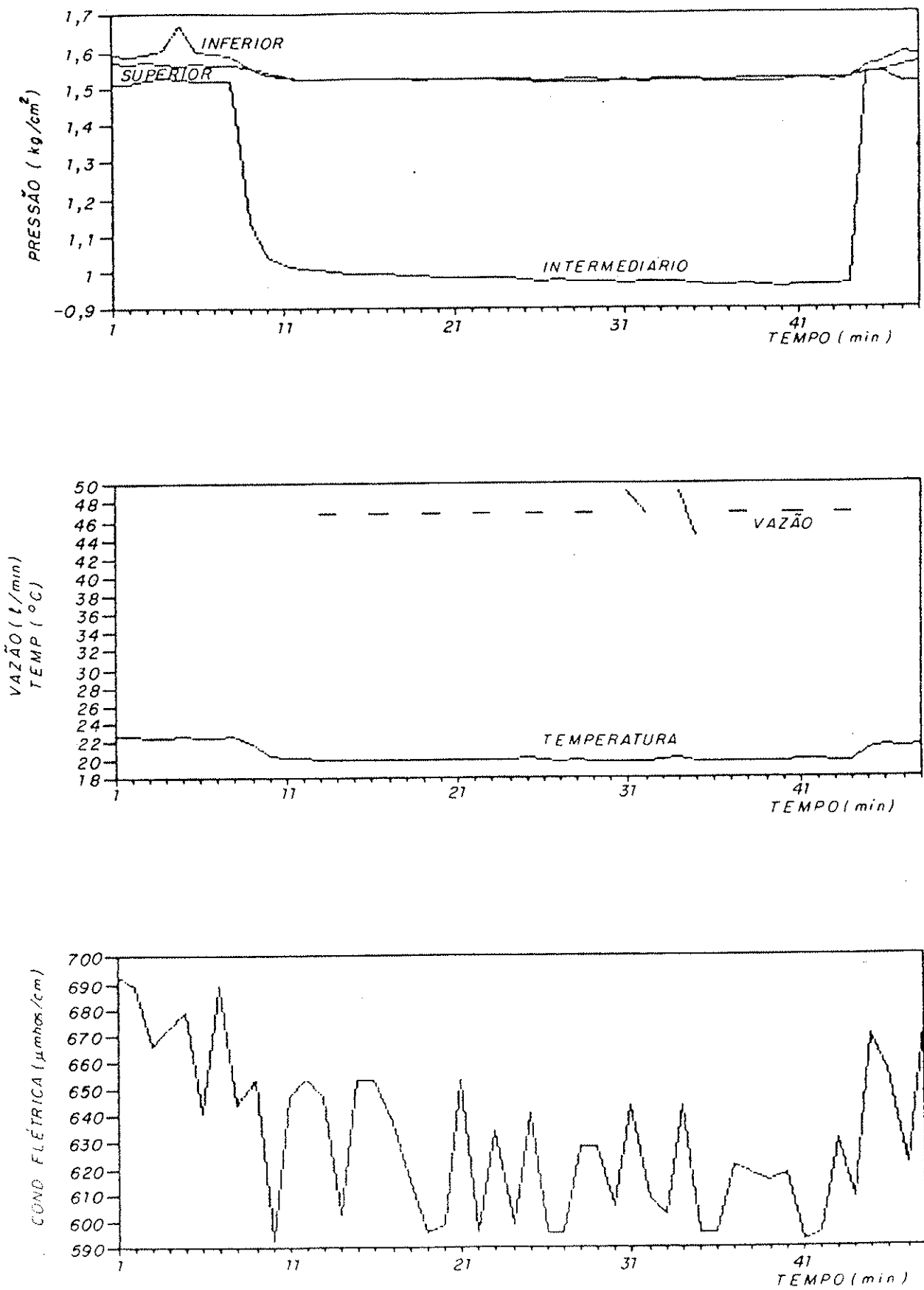


Figura 3.9. Bombeamento pontual em trecho com discontinuidades condutivas, na sondagem SR-C - trecho 5.

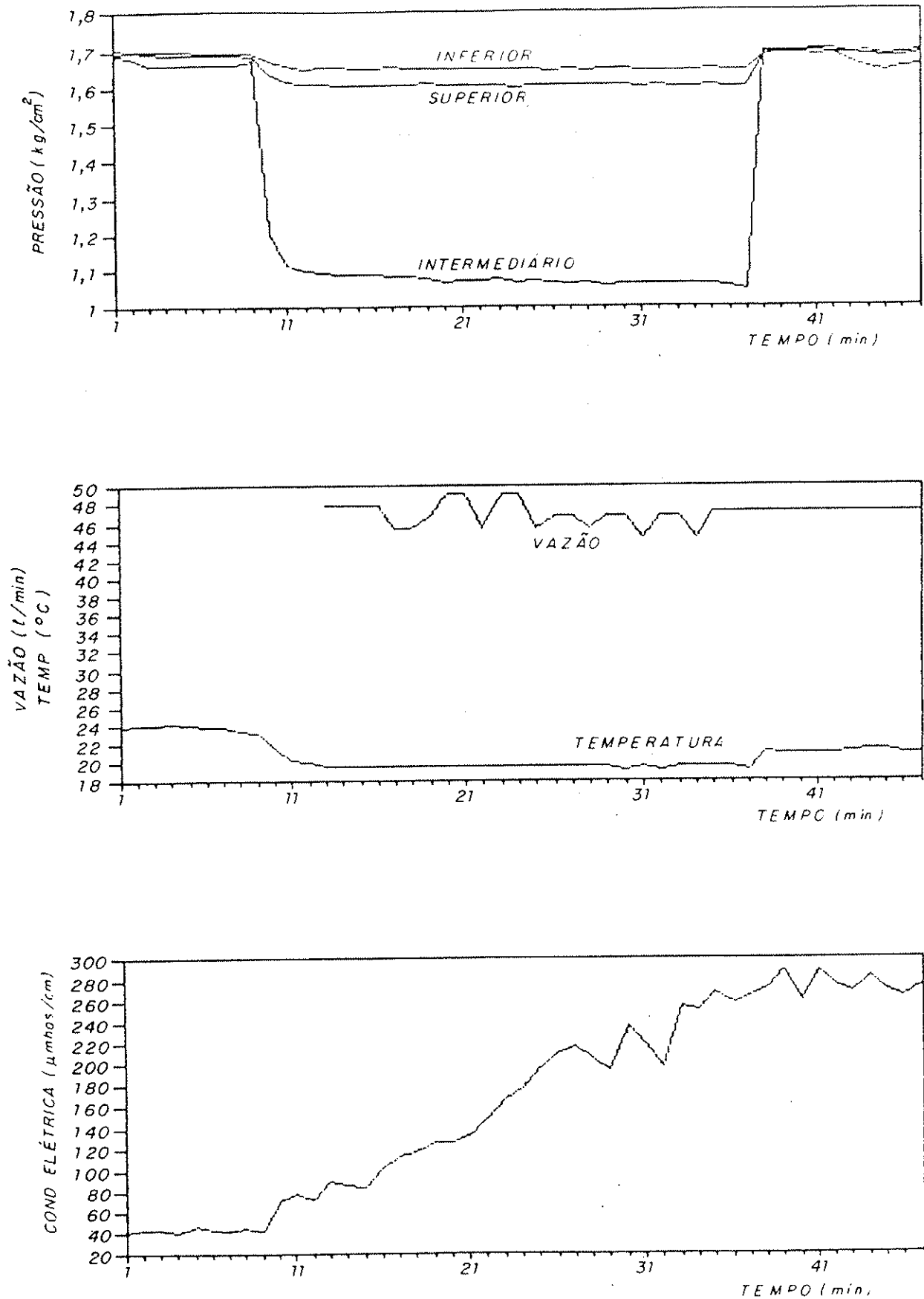


Figura 3.10. Bombeamento pontual após injeção, na sondagem SR-B - trecho 4.

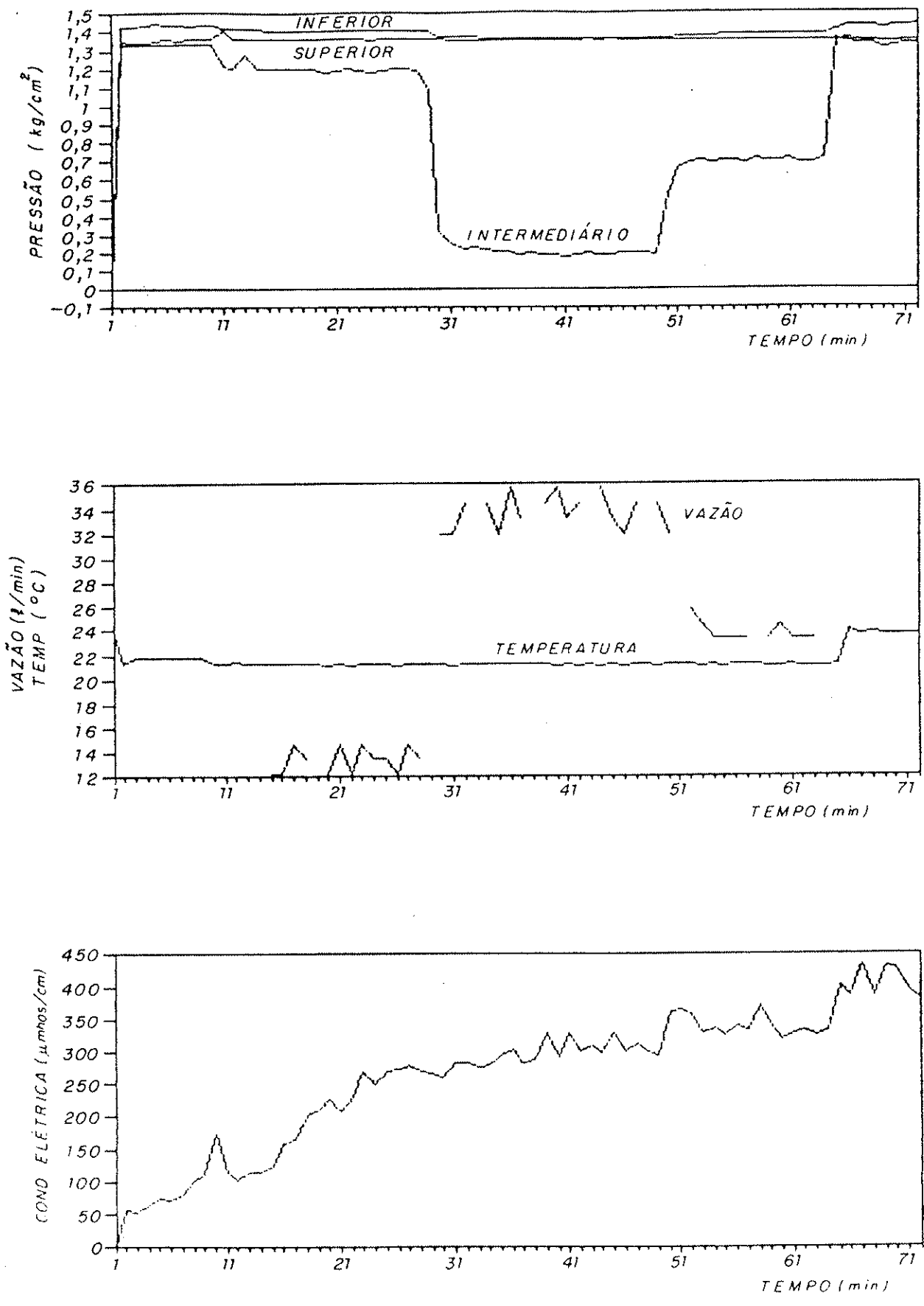


Figura 3.11. Bombeamento pontual em múltiplos estágios, na sondagem SR-G - trecho 6.

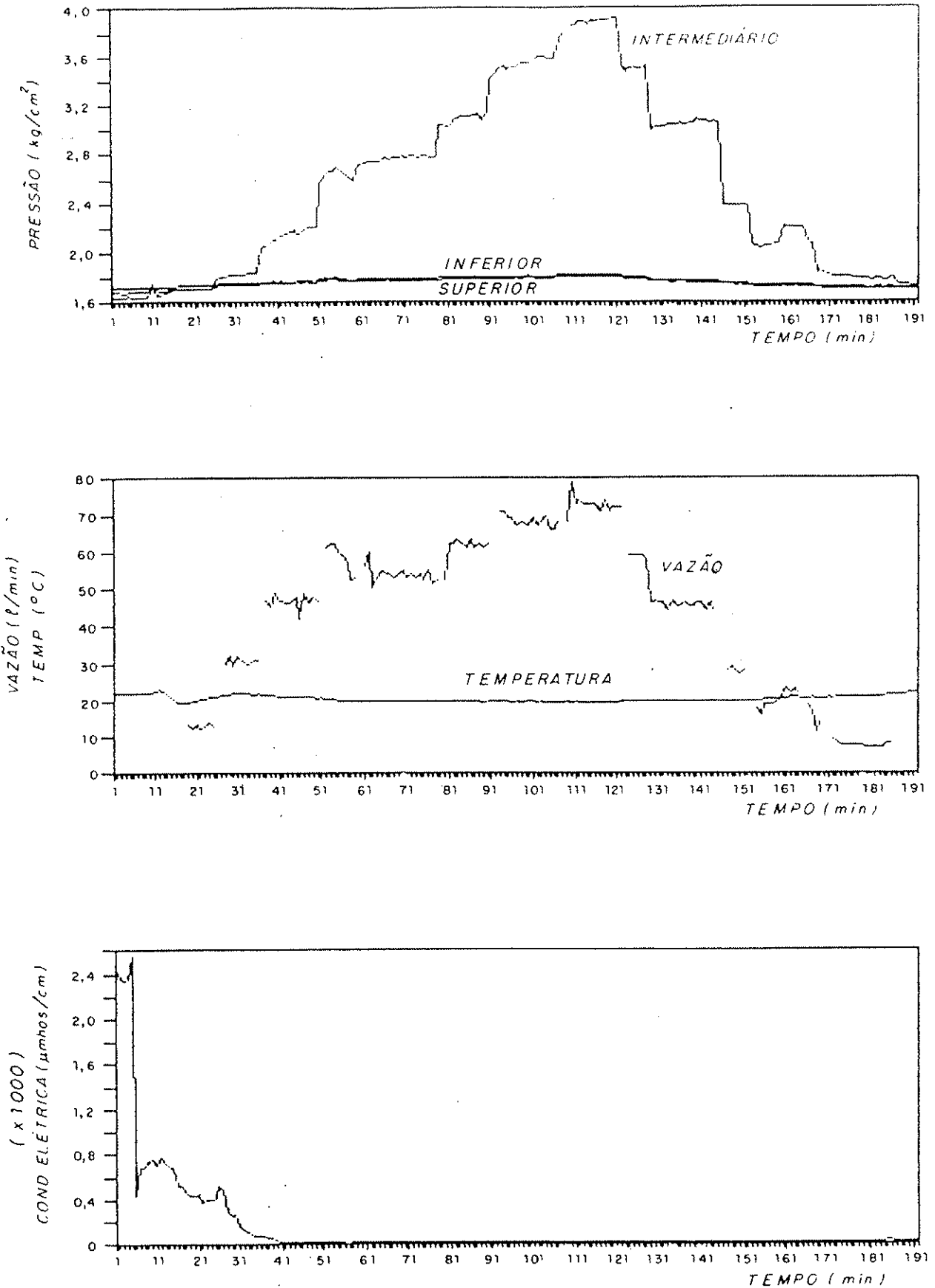
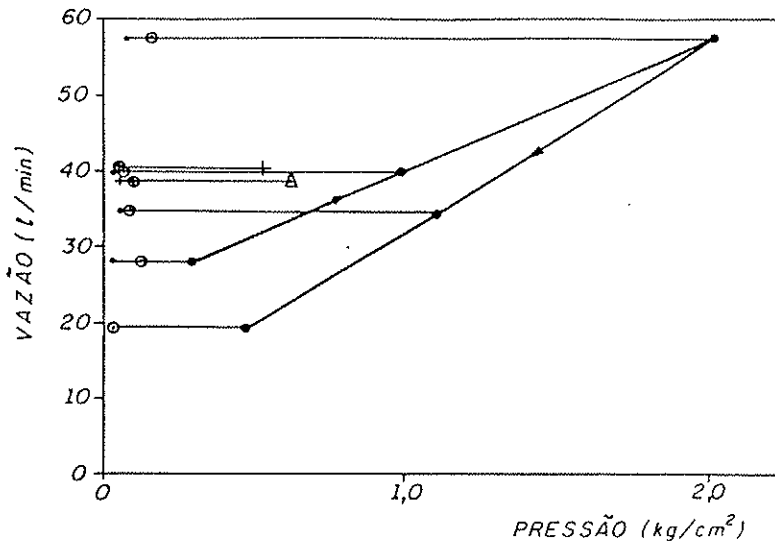
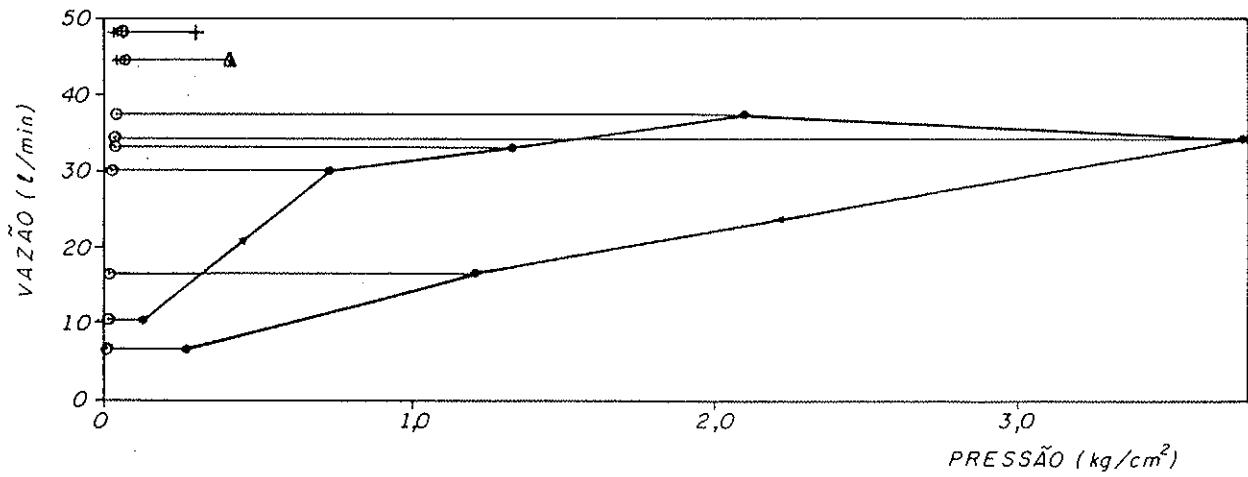


Figura 3.12. Injeção pontual em múltiplos estágios, na sondagem SR-B - trecho 4.



SRA-6



SRA-4

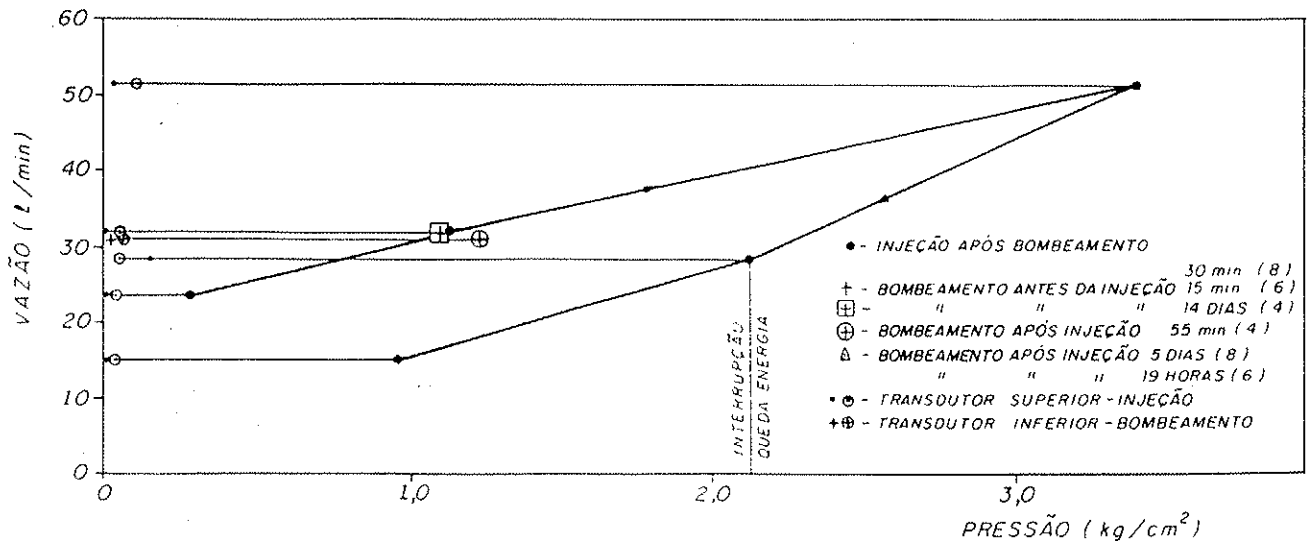
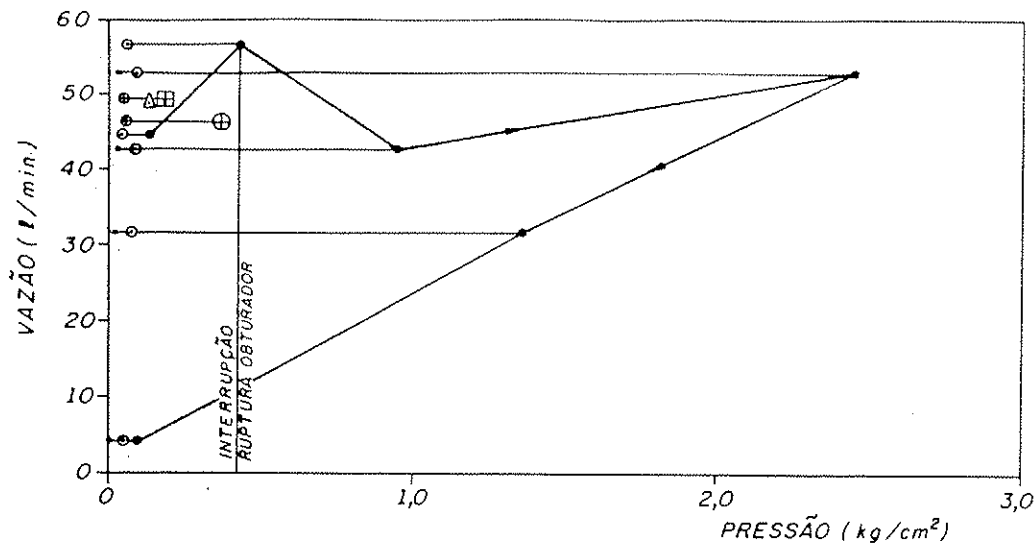
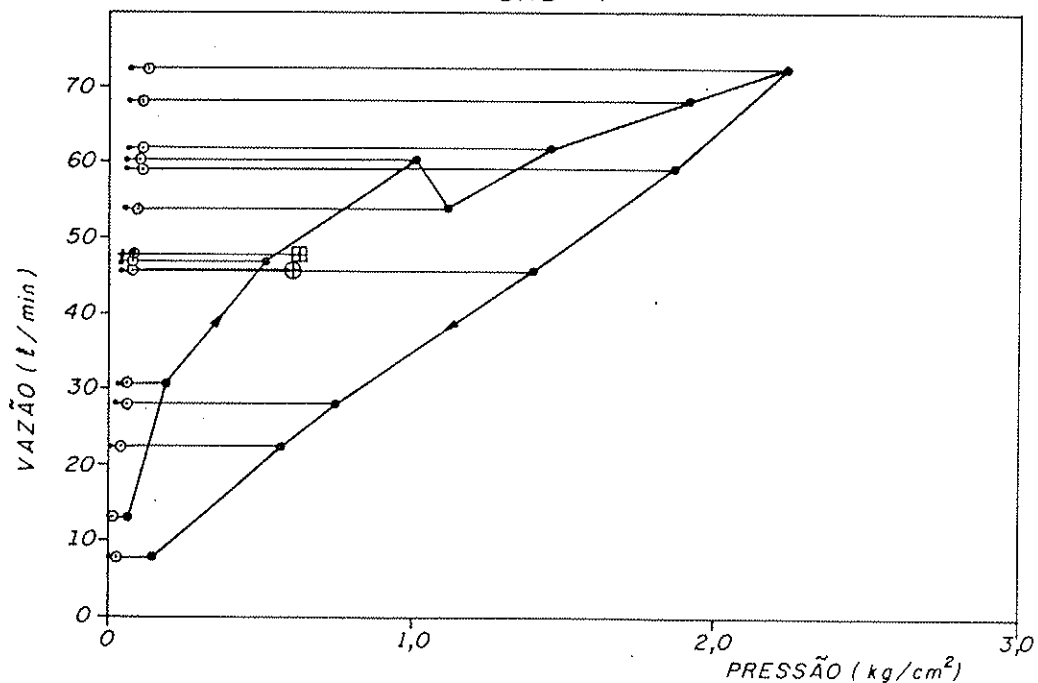


Figura 3.13. Gráficos de vazão X pressão - ensaios de bombeamento e injeção na sondagem SR-A.



SRB - 4



SRB - 2

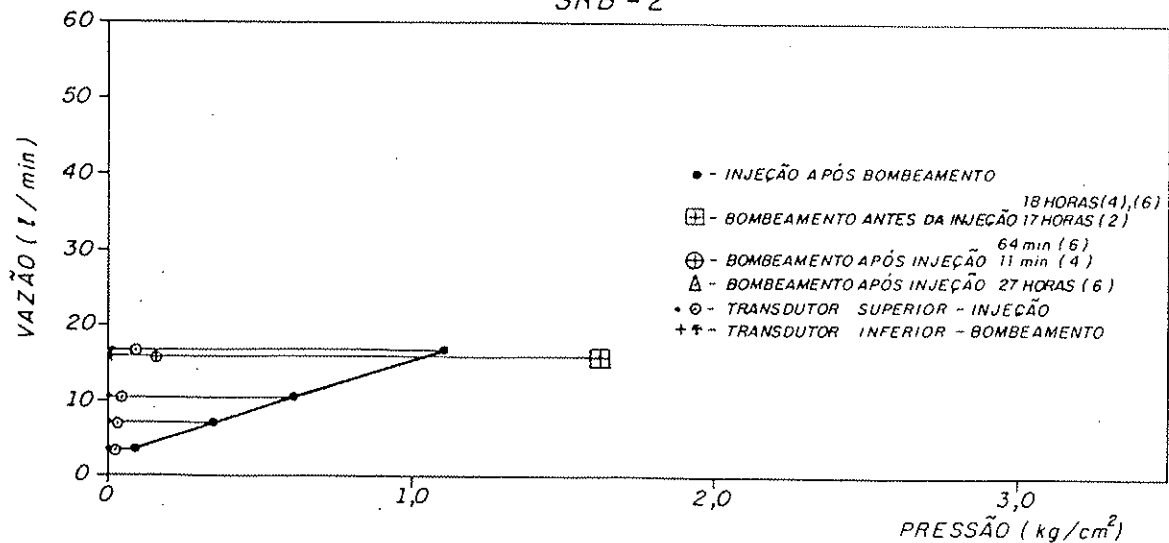


Figura 3.14. Gráficos de vazão X pressão - ensaios de bombeamento e injeção na sondagem SR-B.

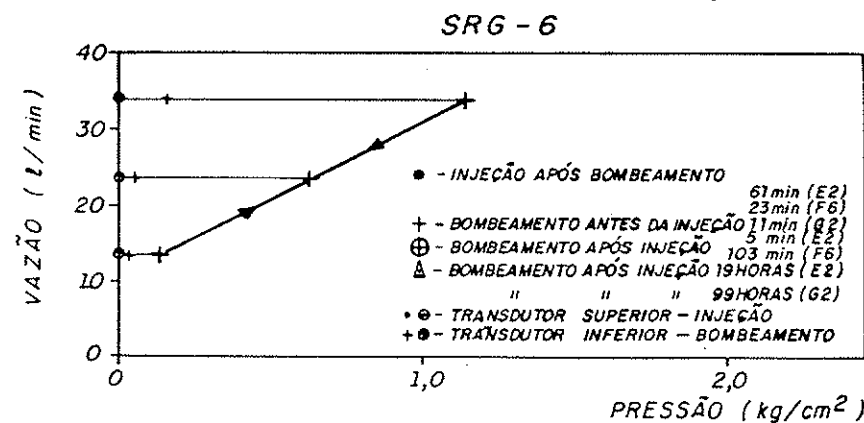
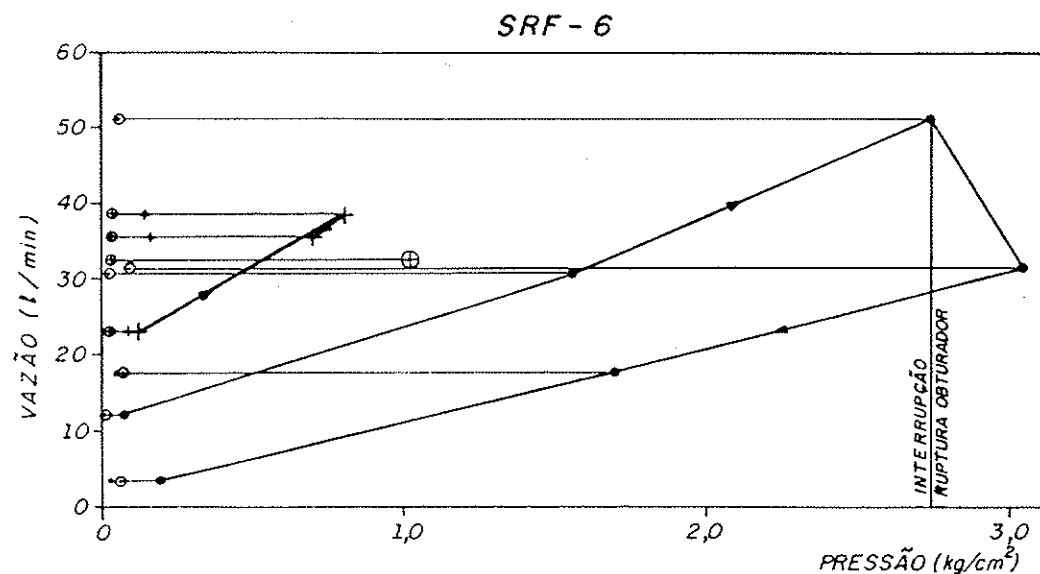
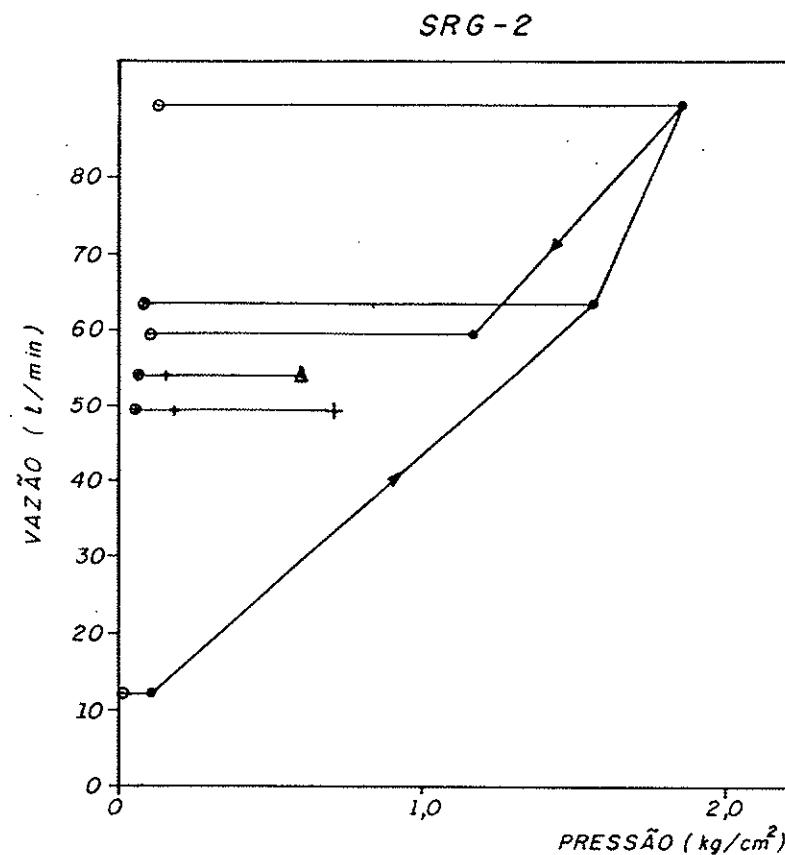
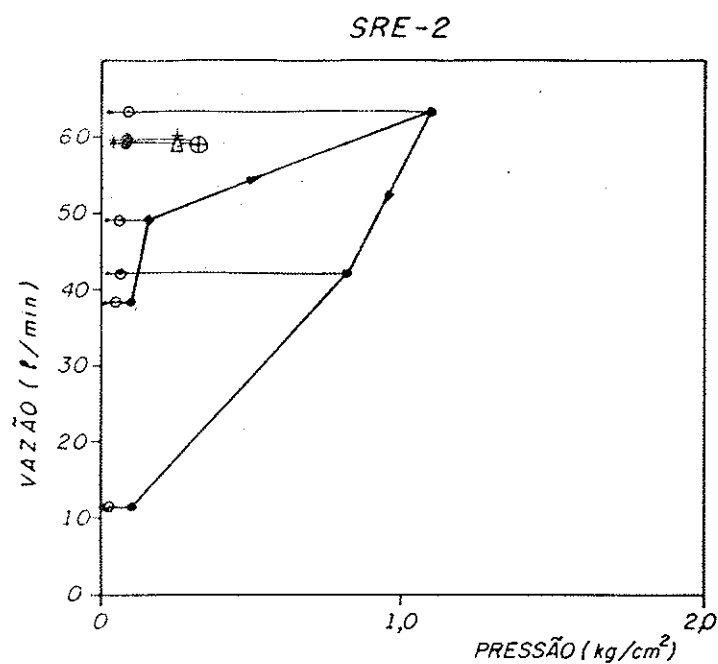


Figura 3.15. Gráficos de vazão X pressão - ensaios de bombeamento e injeção nas sondagens SR-E, SR-F e SR-G.

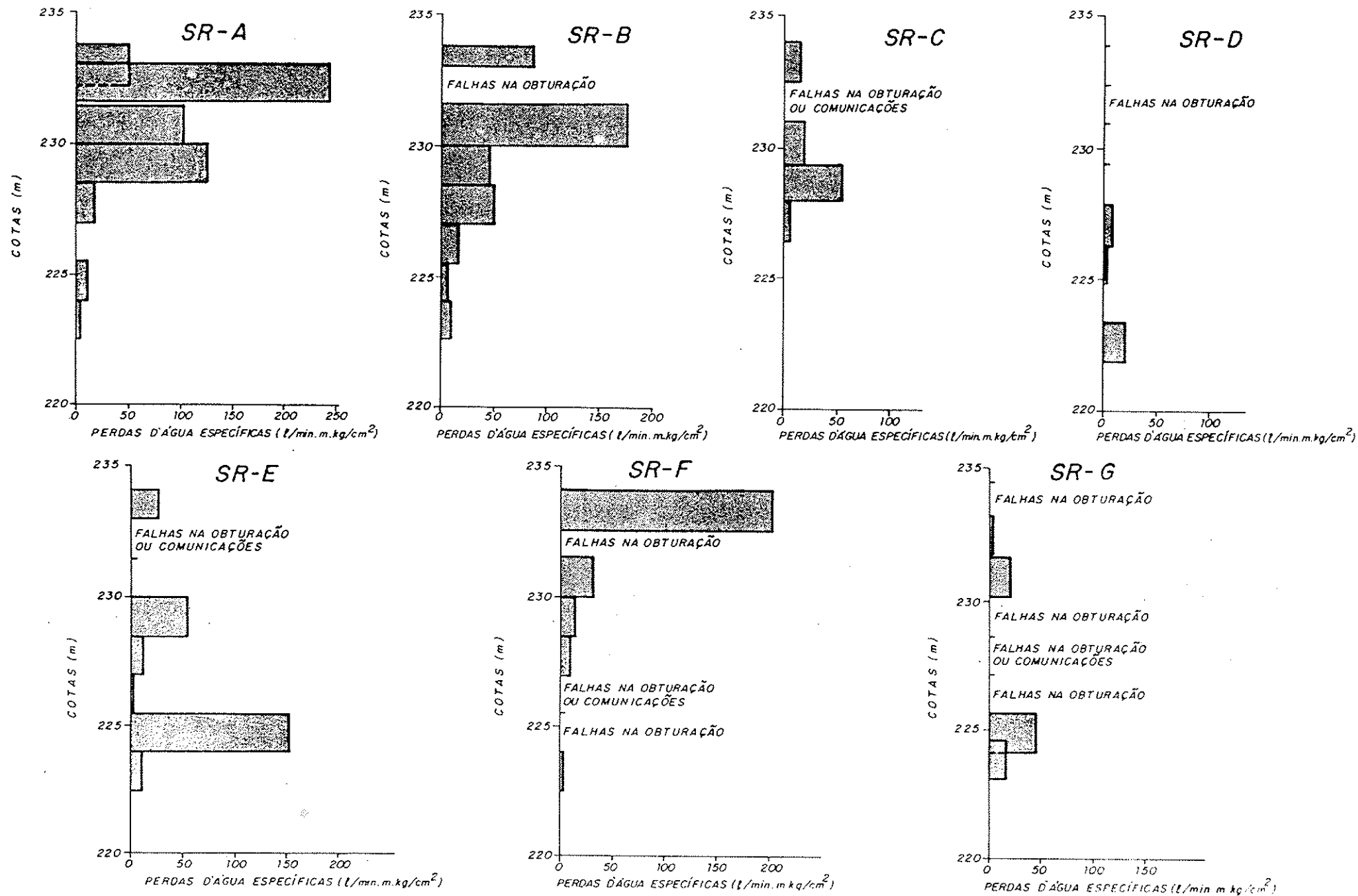
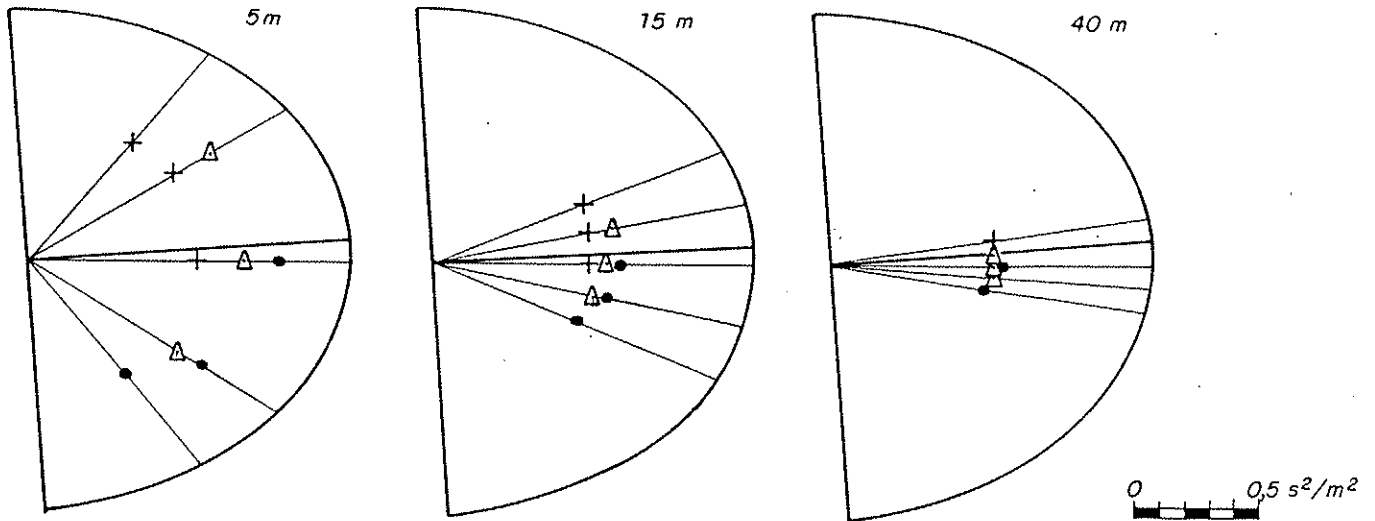
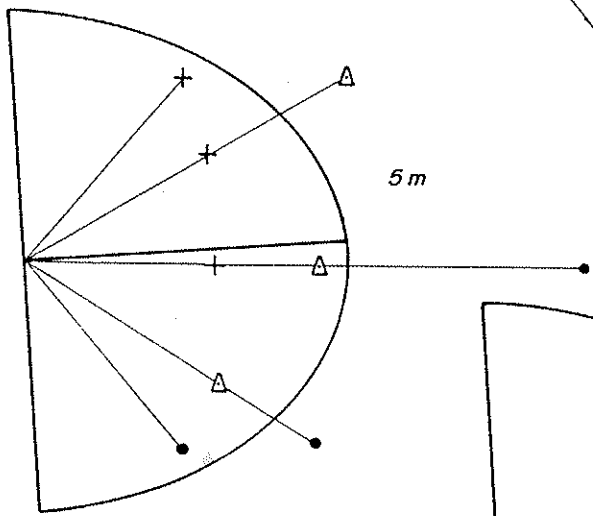
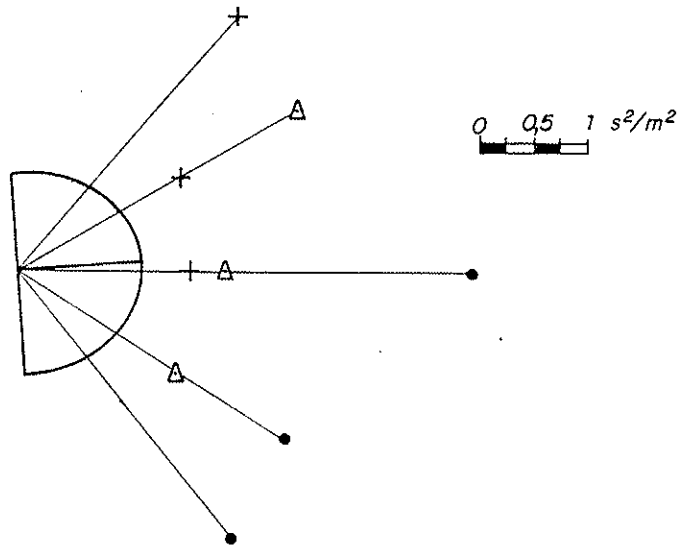


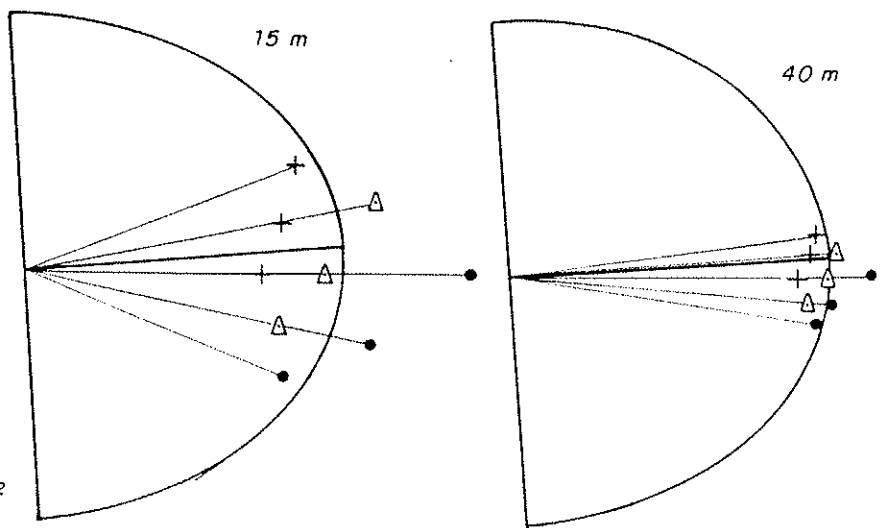
Figura 3.16. Perfis das perdas d'água específicas nas sondagens SR-A, SR-B, SR-C, SR-D, SR-E, SR-F e SR-G.



BARREIRA DE CARGA CONSTANTE



BARREIRA IMPERMEÁVEL E BARREIRA DE CARGA CONSTANTE



LEGENDA:

- - BOMBEAMENTOS PRÓXIMOS À BARREIRA DE CARGA CONSTANTE.
- Δ - BOMBEAMENTOS INTERMEDIÁRIOS ÀS BARREIRAS.
- + - BOMBEAMENTOS PRÓXIMOS À BARREIRA IMPERMEÁVEL.

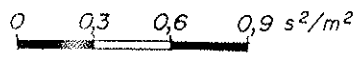
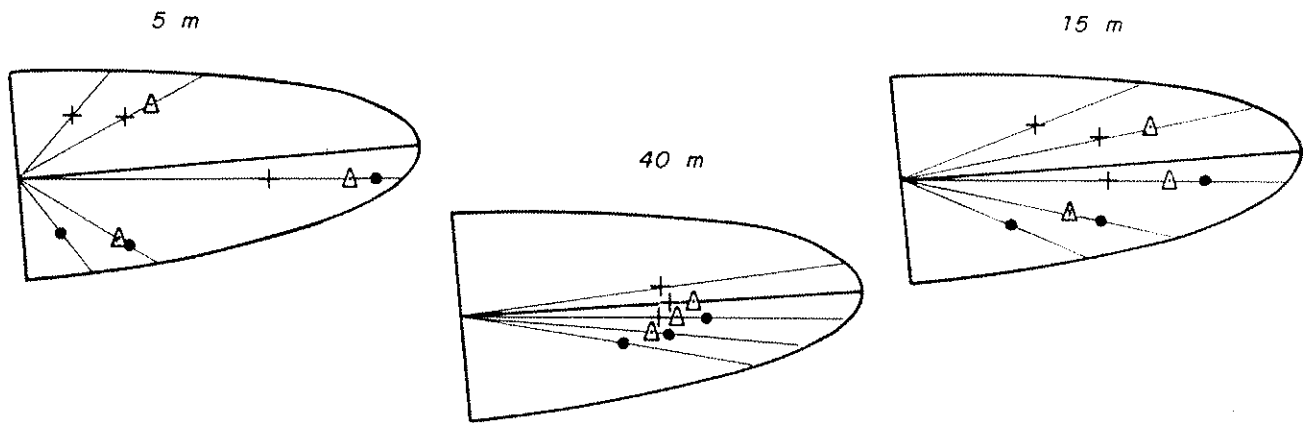
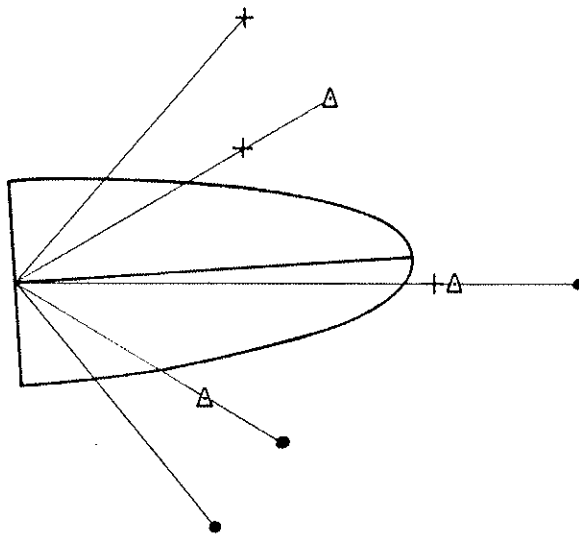


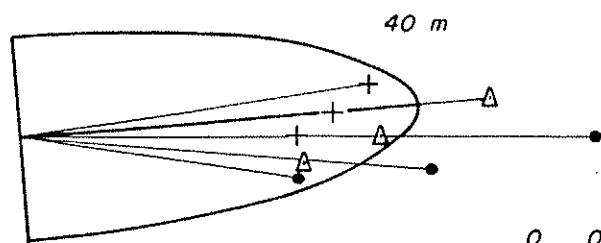
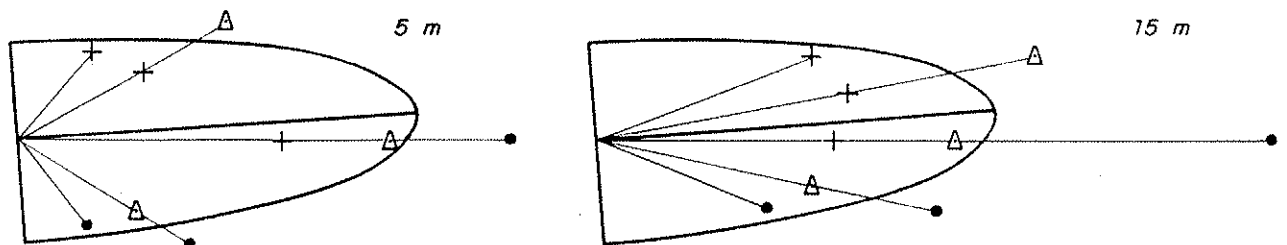
Figura 3.17. Efeitos de barreiras em meios com anisotropia pequena ($K_{horizontal}/K_{vertical} = 1,57$).



BARREIRA DE CARGA CONSTANTE



BARREIRA IMPERMEÁVEL E BARREIRA DE CARGA CONSTANTE



LEGENDA :

- - BOMBEAMENTOS PRÓXIMOS À BARREIRA DE CARGA CONSTANTE.
- Δ - BOMBEAMENTOS INTERMEDIÁRIOS ÀS BARREIRAS.
- + - BOMBEAMENTOS PRÓXIMOS À BARREIRA IMPERMEÁVEL.

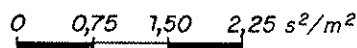


Figura 3.18. Efeitos de barreiras em meios com anisotropia elevada ($K_{horizontal}/K_{vertical} = 15,7$).

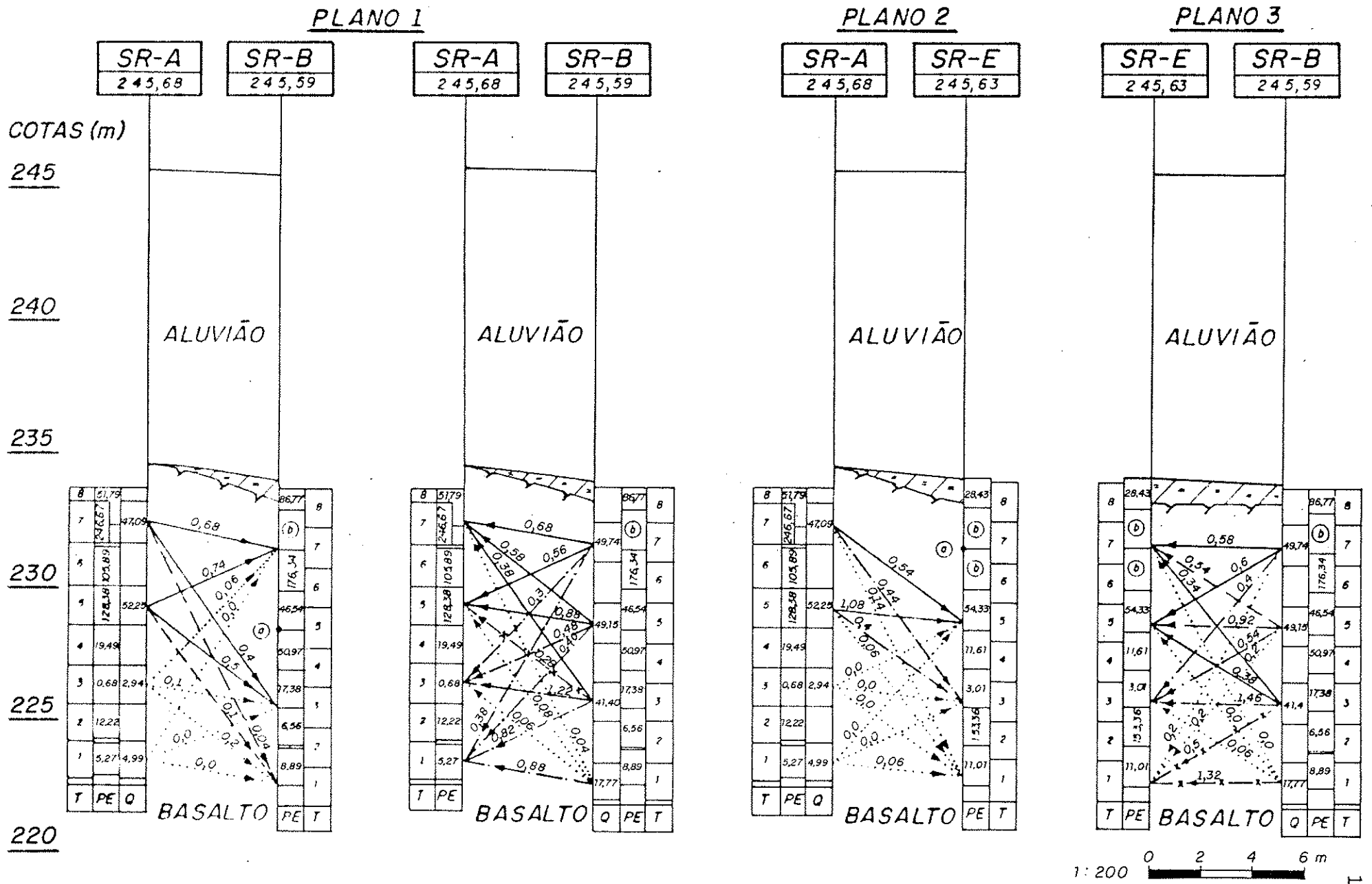


Figura 3.19. Seções verticais com dados e resultados dos ensaios tridimensionais na dimensão de 5 m.

PLANO I

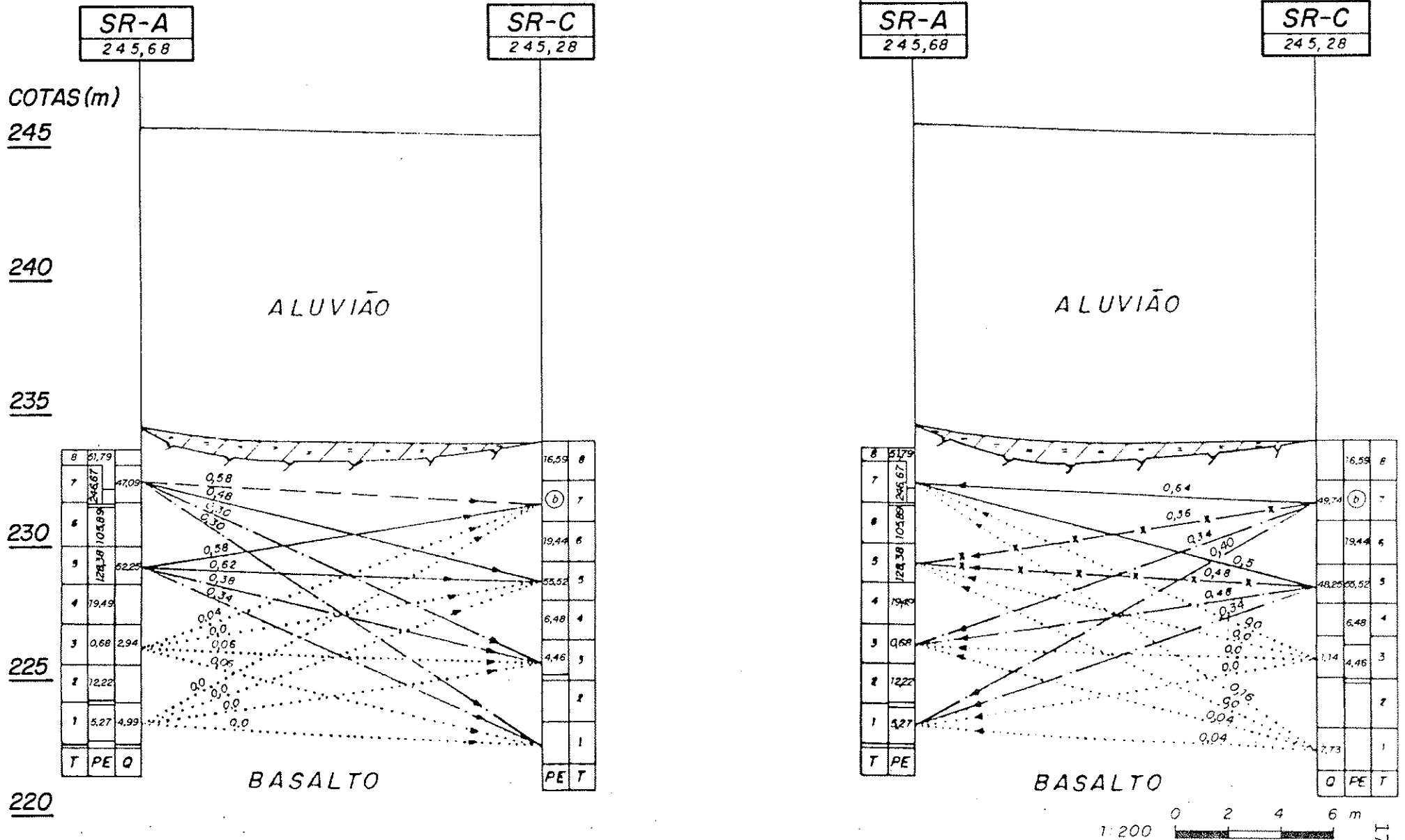


Figura 3.20. Seções verticais com dados e resultados dos ensaios tridimensionais na dimensão de 15 m.

PLANO 2

PLANO 3

COTAS (m)

245

240

235

230

225

220

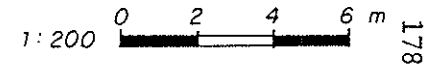
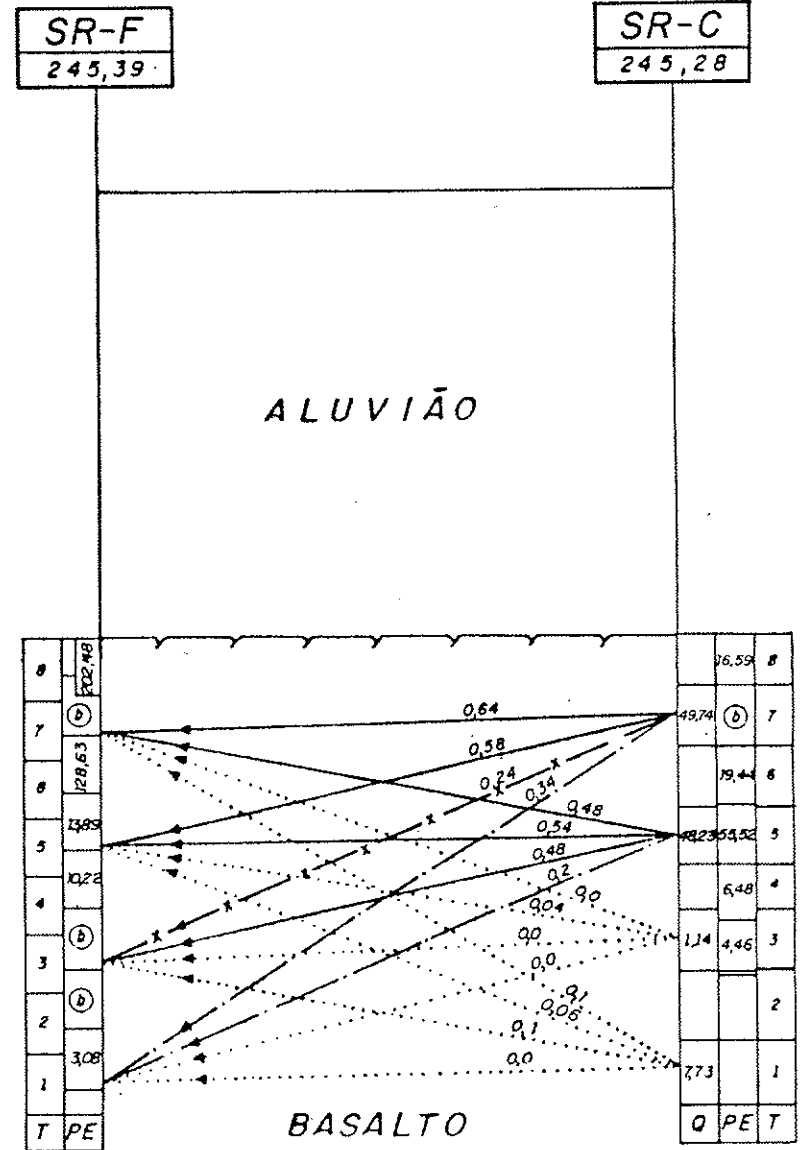
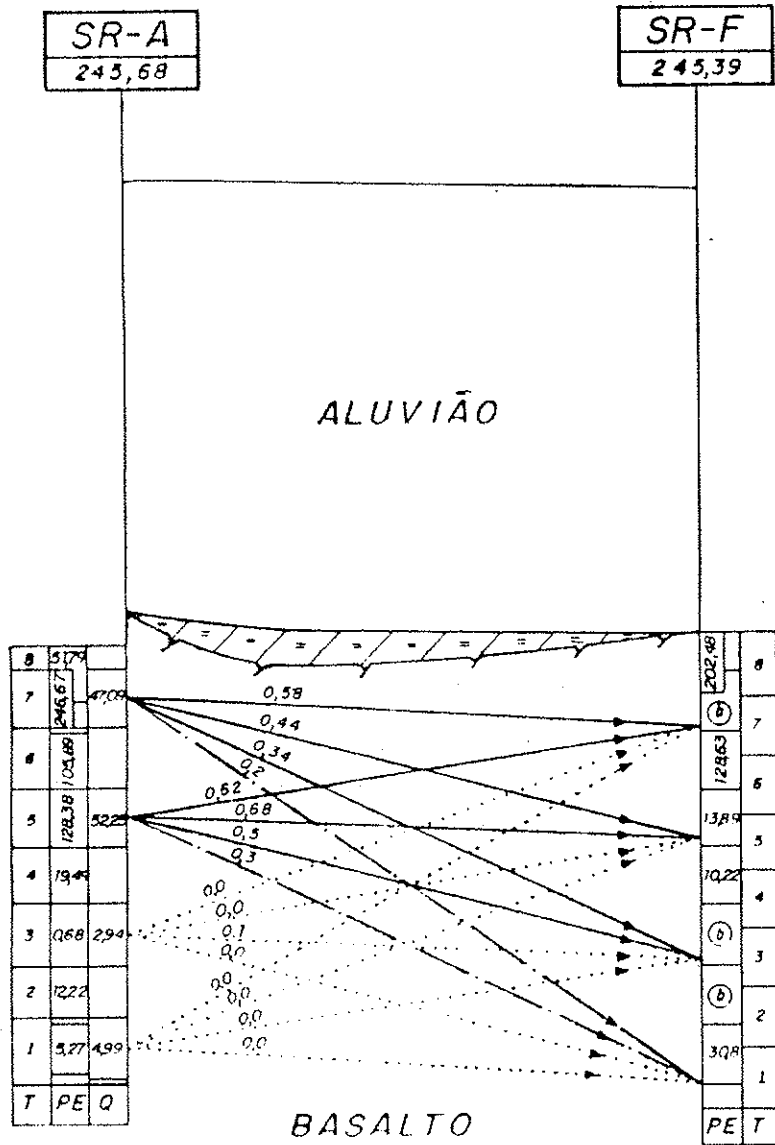


Figura 3.20. Continuação.

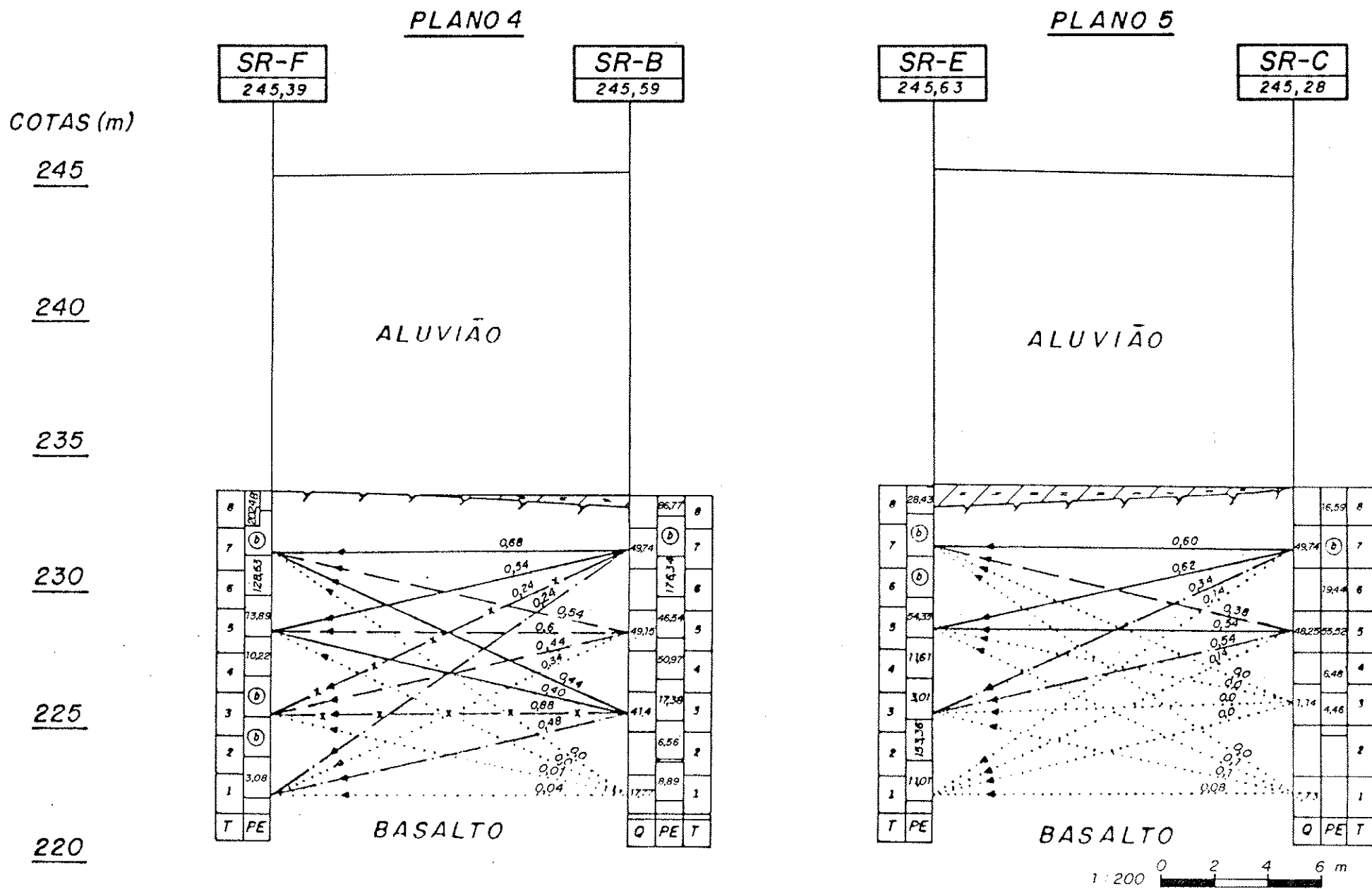


Figura 3.20. Continuação.

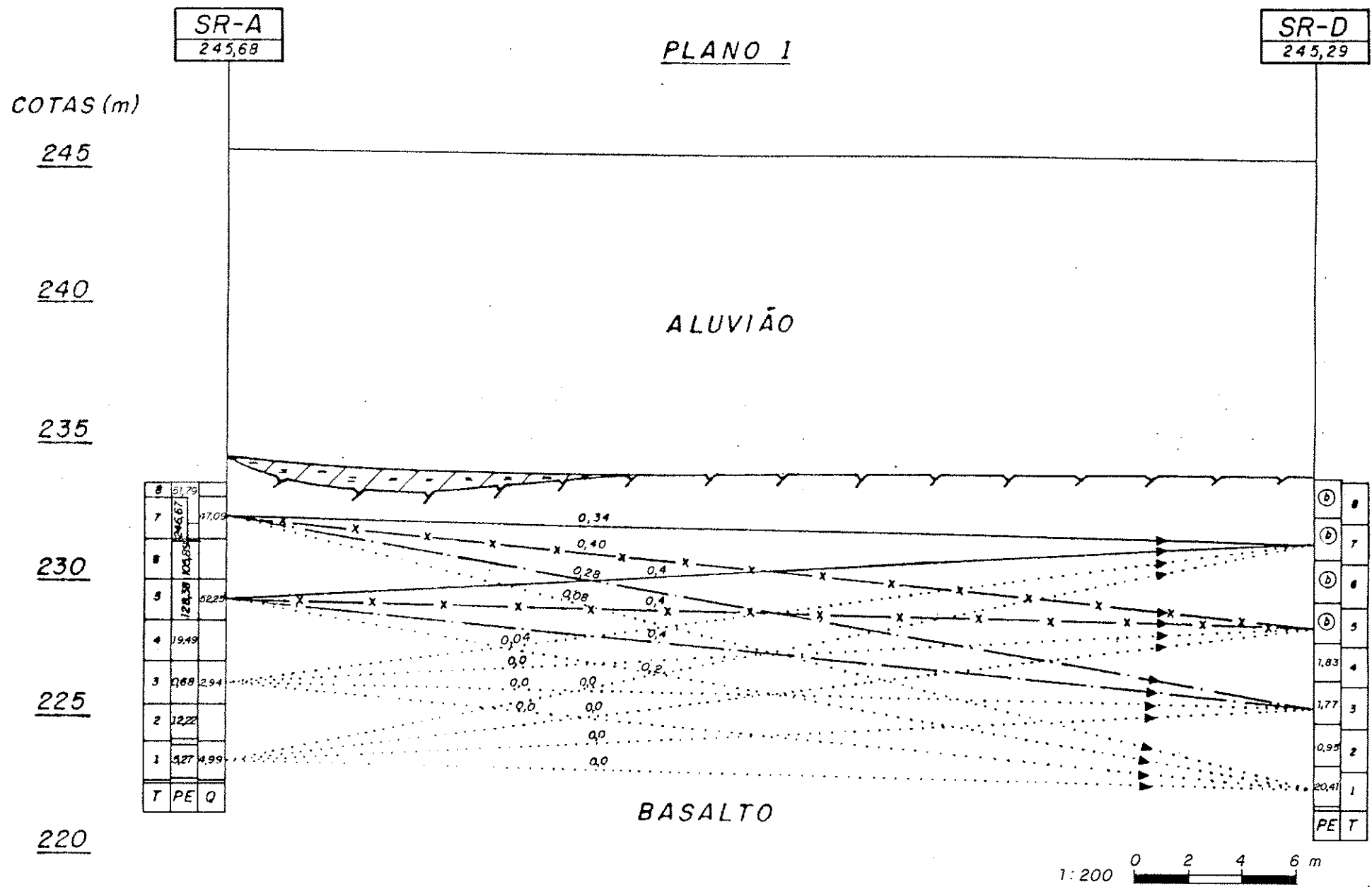


Figura 3.21. Seções verticais com dados e resultados dos ensaios tridimensionais na dimensão de 40 m.

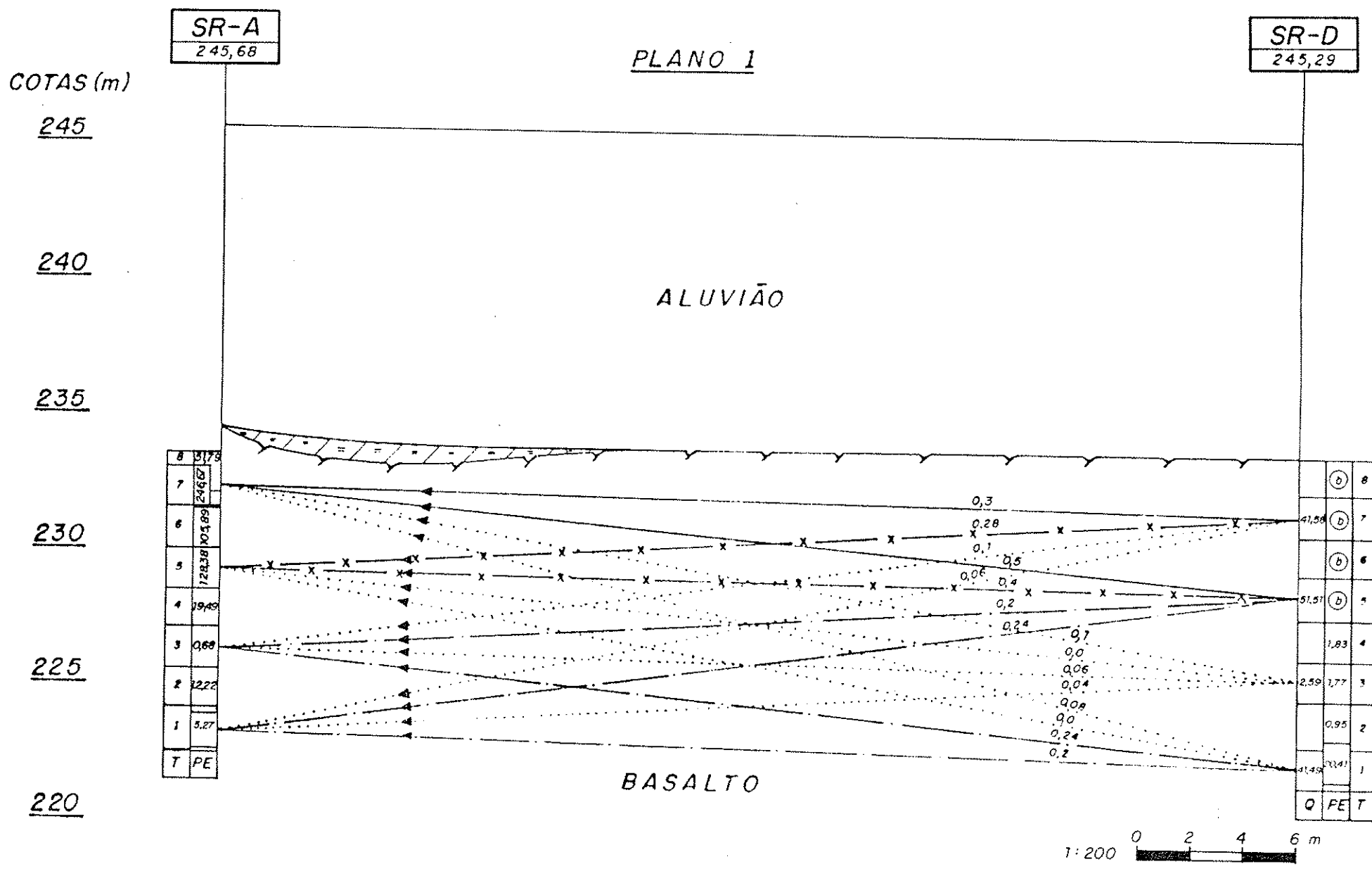


Figura 3.21. Continuação.

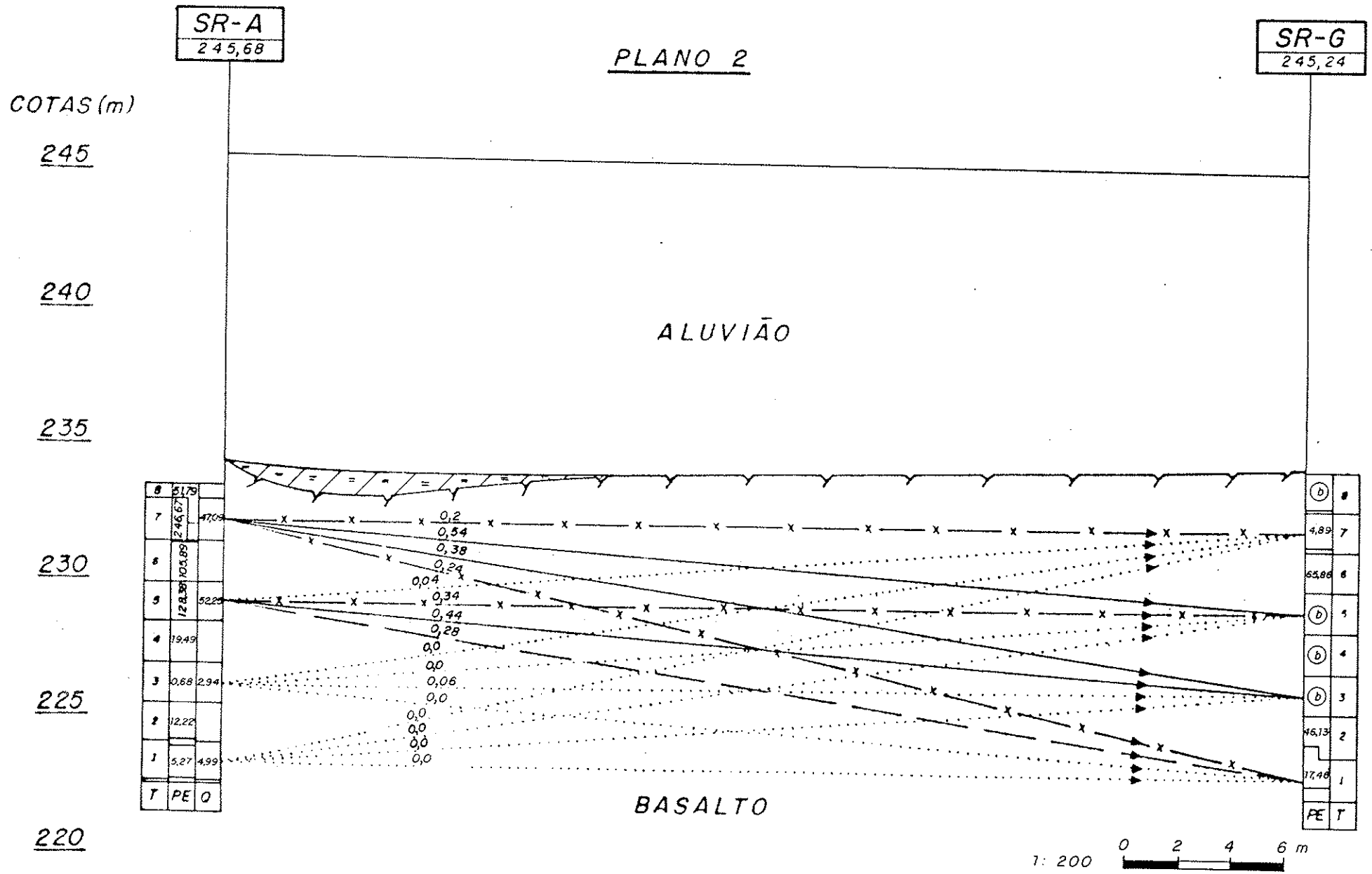


Figura 3.21. Continuação.

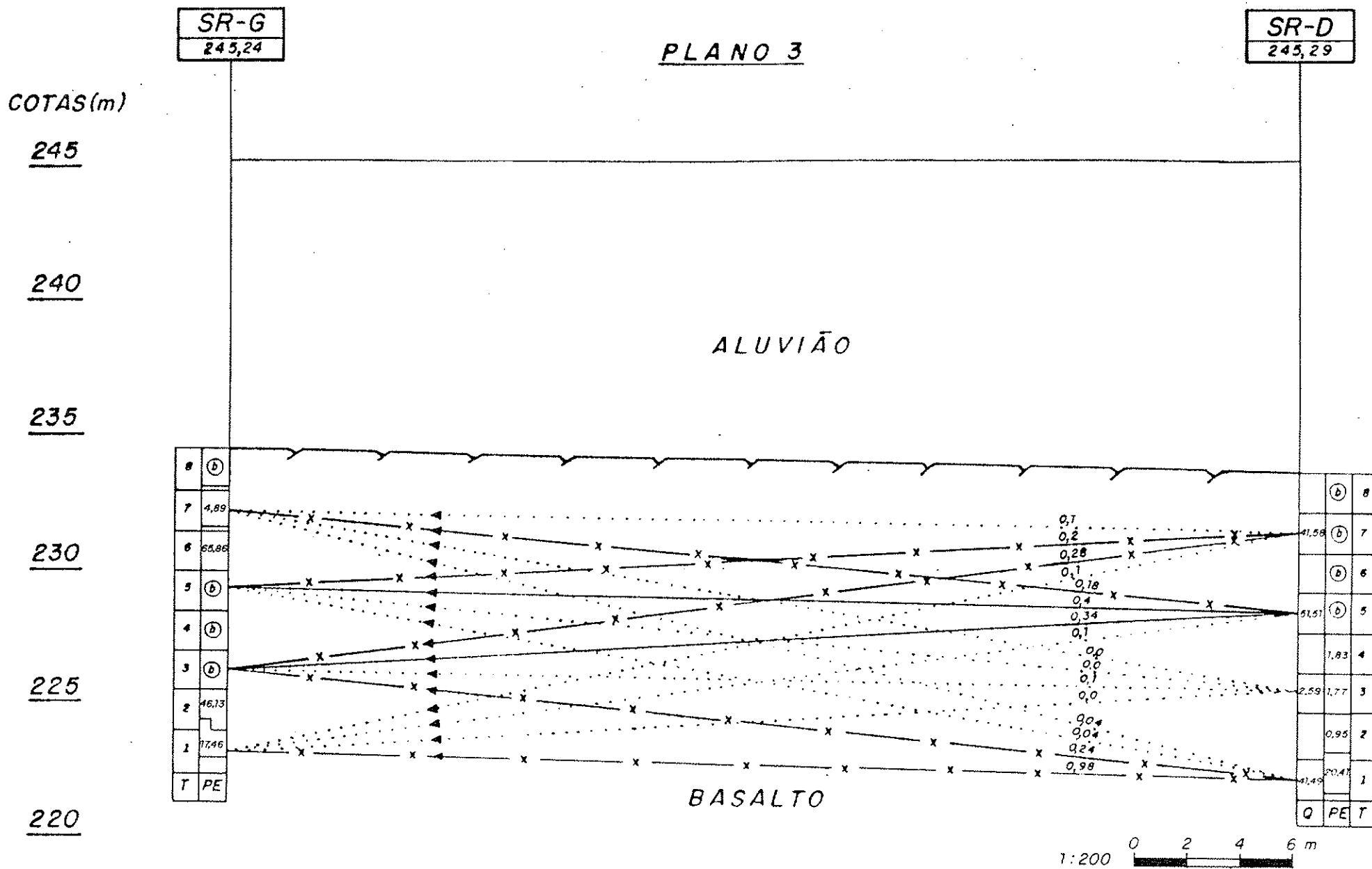


Figura 3.21. Continuação.

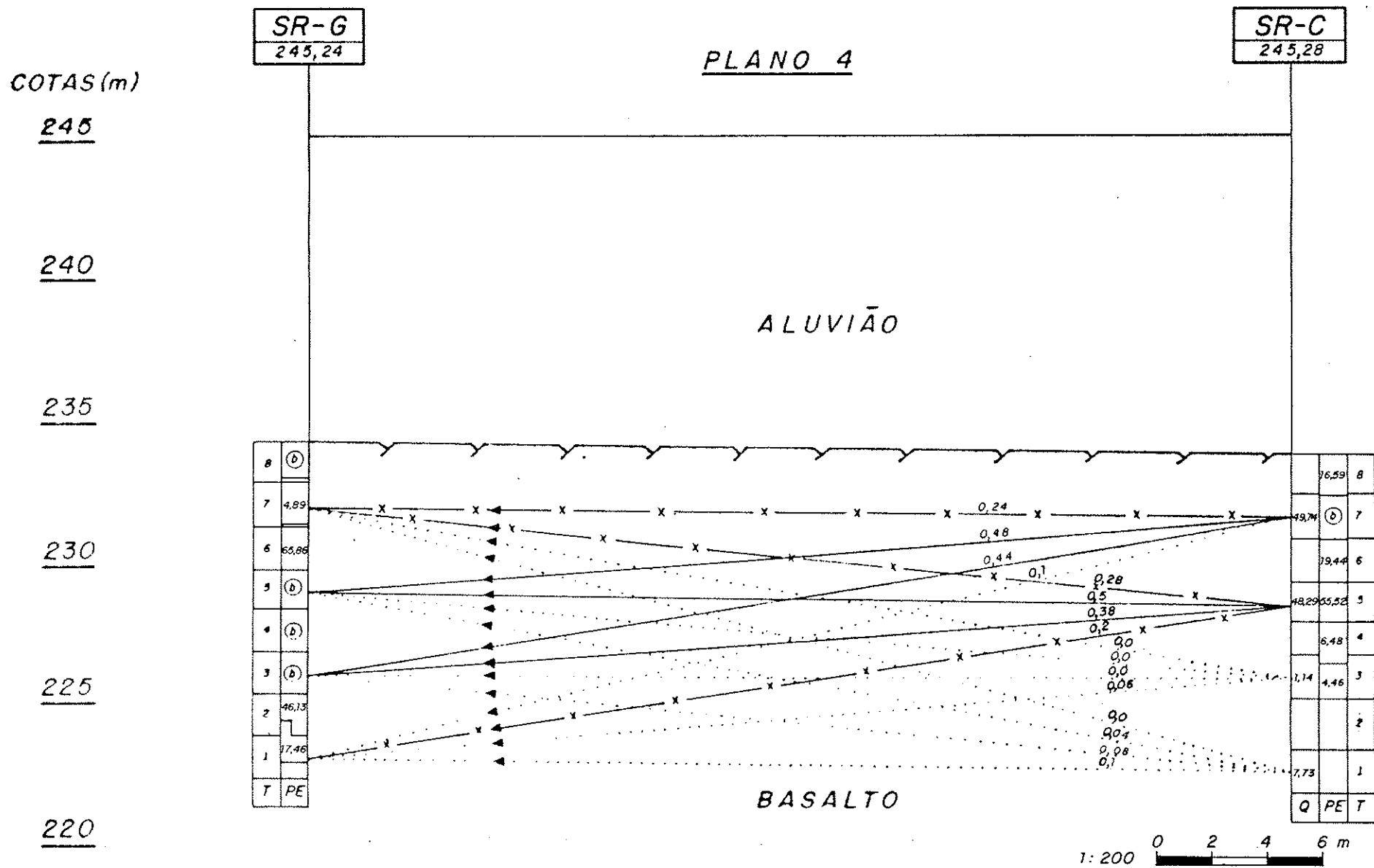


Figura 3.21. Continuação.

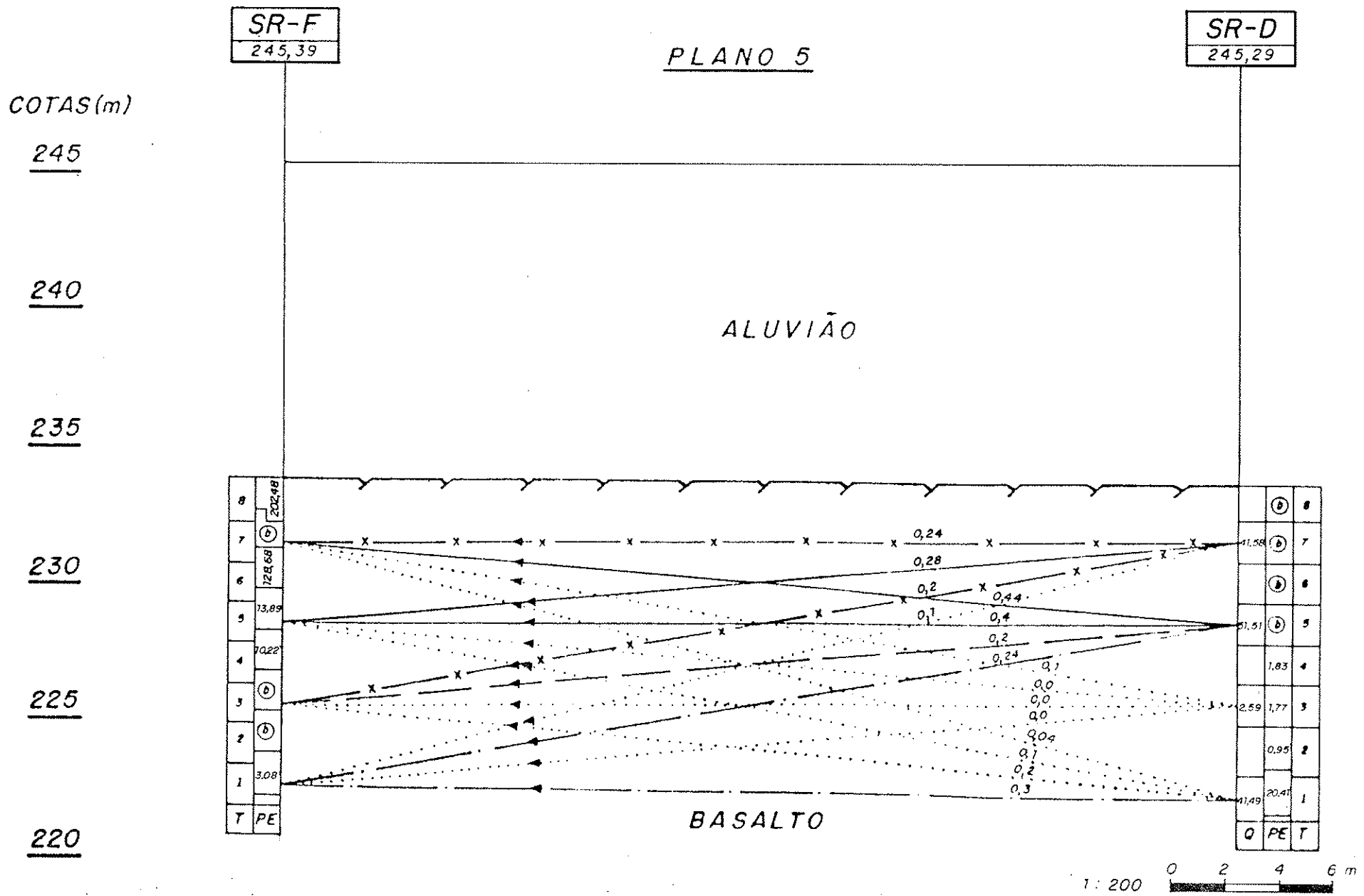
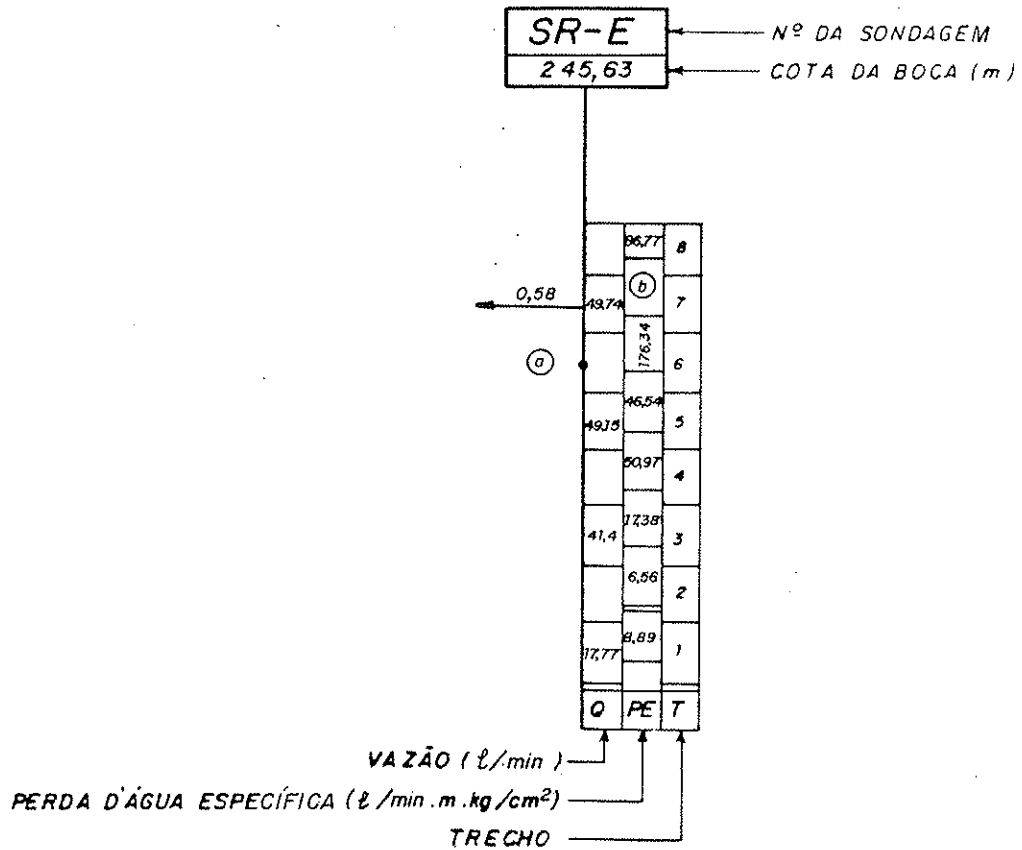


Figura 3.21. Continuação.



- ⓐ - TRANSDUTOR COM DEFEITO
- ⓑ - FALHAS NAS OBTURAÇÕES OU COMUNICAÇÕES

- > ENSAIOS COM BOM AJUSTE DOS DADOS À CURVA - PADRÃO
- - -> ENSAIOS SEM BOM AJUSTE DOS DADOS À CURVA - PADRÃO
- x-> ENSAIOS COM RESPOSTAS APENAS EM CONDIÇÕES CONSTANTES
- .-> ENSAIOS COM TRECHOS DE LEITURAS APRESENTANDO CONDUTIVIDADES HIDRÁULICAS PRÓXIMAS DE ZERO NOS ENSAIOS PONTUAIS
-> ENSAIOS SEM RESPOSTAS OU COM RESPOSTAS NA FAIXA DE NÃO EXATIDÃO DOS TRANSDUTORES
- 0,56 - REBAIXAMENTO APOS 50 MINUTOS DE BOMBEAMENTO (m)
- > TOPO DE ROCHA

Figuras 3.19, 3.20, 3.21. Legenda.

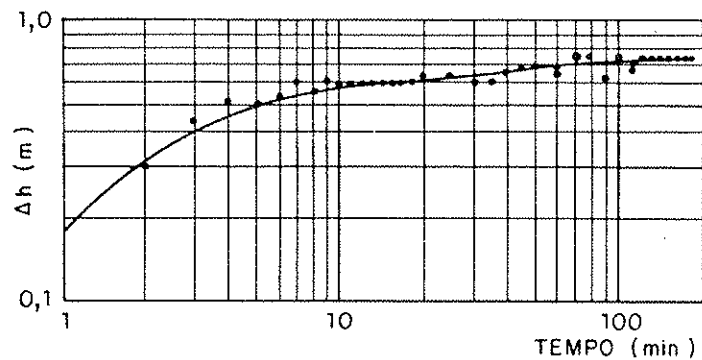


Figura 3.22. Gráfico típico da variação da carga hidráulica versus tempo com bom ajuste à curva-padrão.

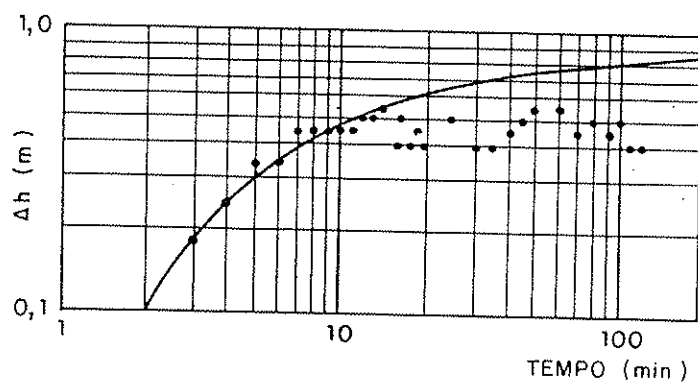


Figura 3.23. Gráfico típico da variação da carga hidráulica versus tempo com ajuste imperfeito à curva-padrão.

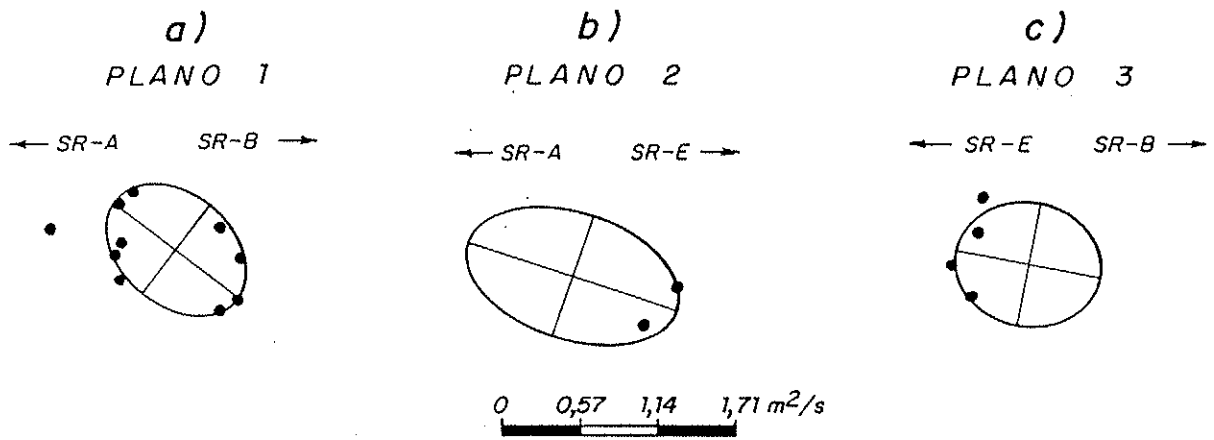


Figura 3.24. Diagramas polares de $([K_d(e_j)/S_s]^{1/2}) \times (e_j)$ com ajuste de elipses nos planos de ensaio 1 a), 2 b) e 3 c), para a dimensão de 5m.

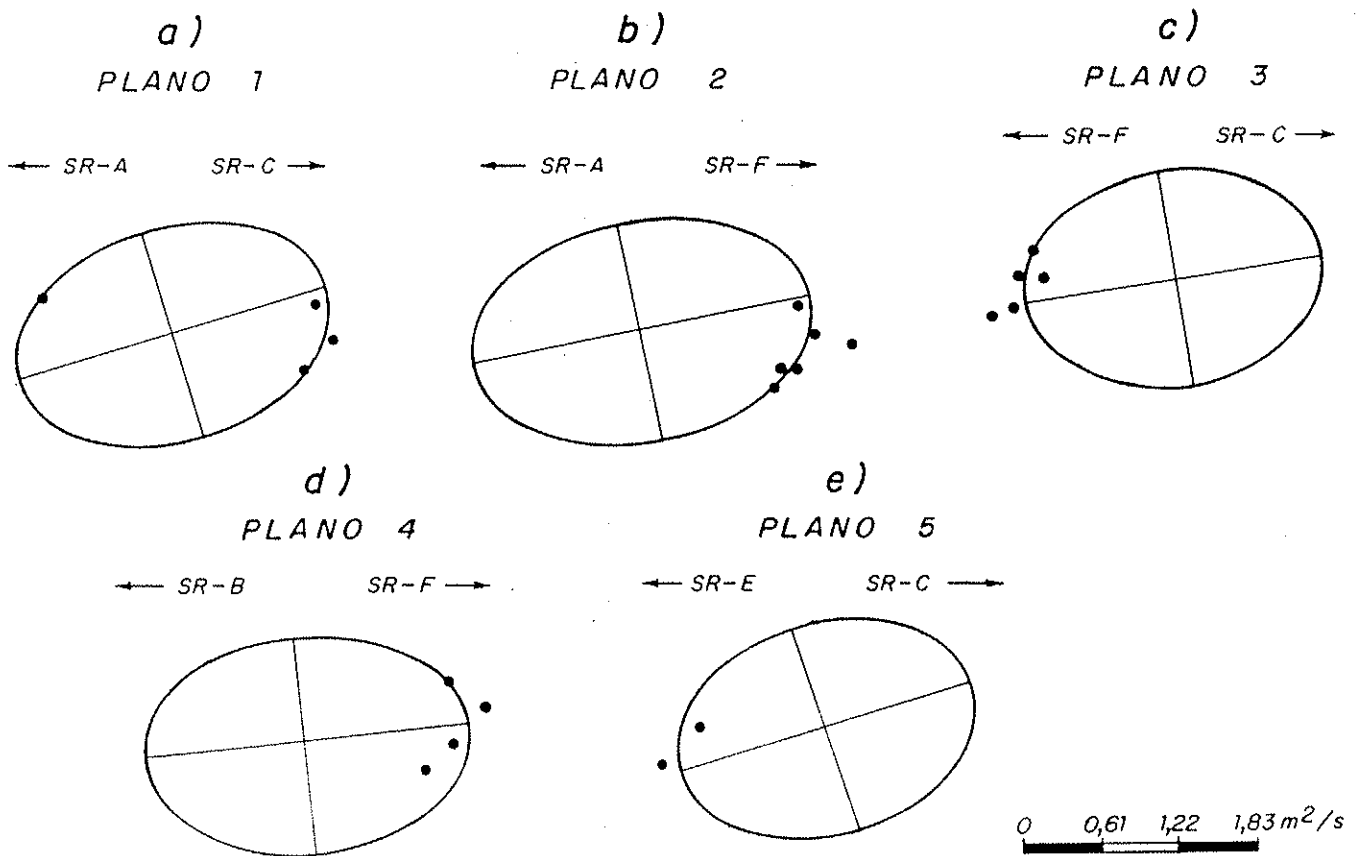


Figura 3.25. Diagramas polares de $([K_d(e_j)/S_s]^{1/2}) \times (e_j)$ com ajuste de elipses nos planos de ensaio 1 a), 2 b), 3 c), 4 d) e 5 e), para a dimensão de 15m.

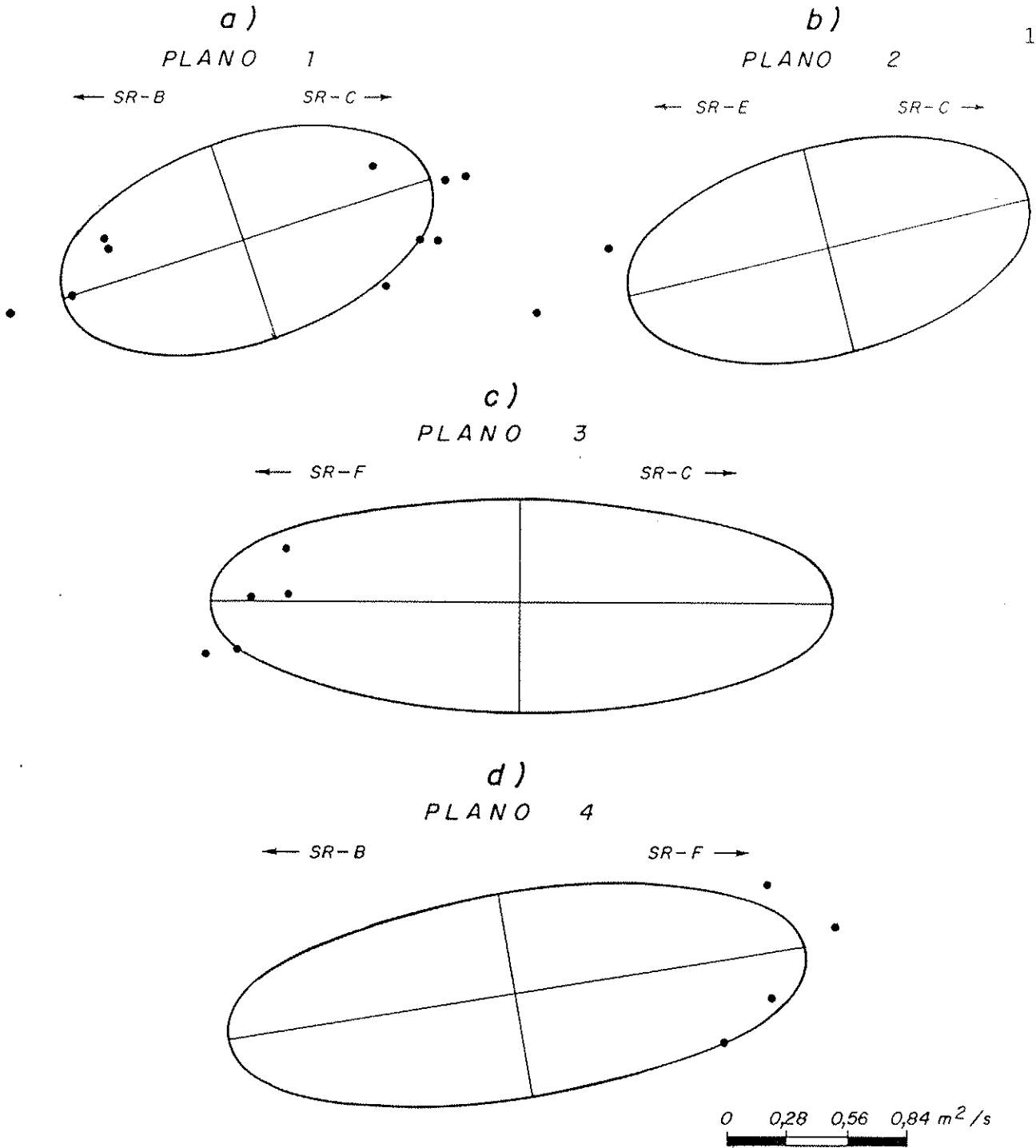
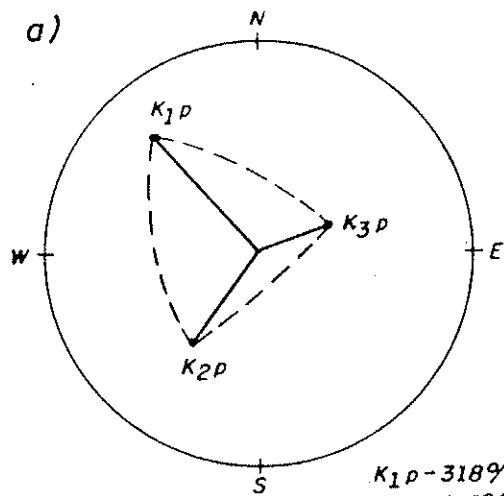
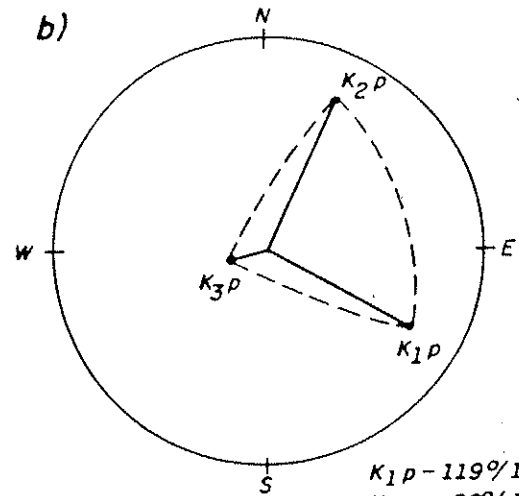


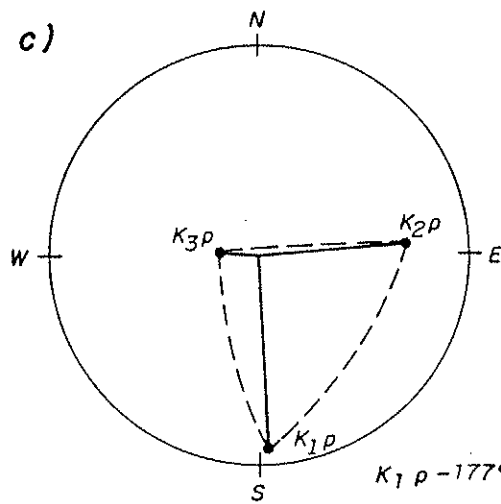
Figura 3.26. Diagramas polares de $([K_d(e_j)/S_S]^{1/2}) \times (e_j)$ com ajuste de elipses nos planos de ensaio 1 a), 2 b), 3 c) e 4 d), para a dimensão entre 10 e 15 m.



$K_{1p} - 318^\circ / 17^\circ$
 $K_{2p} - 216^\circ / 33^\circ$
 $K_{3p} - 70^\circ / 52^\circ$



$K_{1p} - 119^\circ / 14^\circ$
 $K_{2p} - 26^\circ / 12^\circ$
 $K_{3p} - 256^\circ / 72^\circ$



$K_{1p} - 177^\circ / 3^\circ$
 $K_{2p} - 86^\circ / 20^\circ$
 $K_{3p} - 275^\circ / 70^\circ$

Figura 3.27. Diagramas de Wulff com as direções principais das condutividades hidráulicas nas dimensões de 5m a), 15 m b) e entre 10 e 15 m c)- condições não constantes.

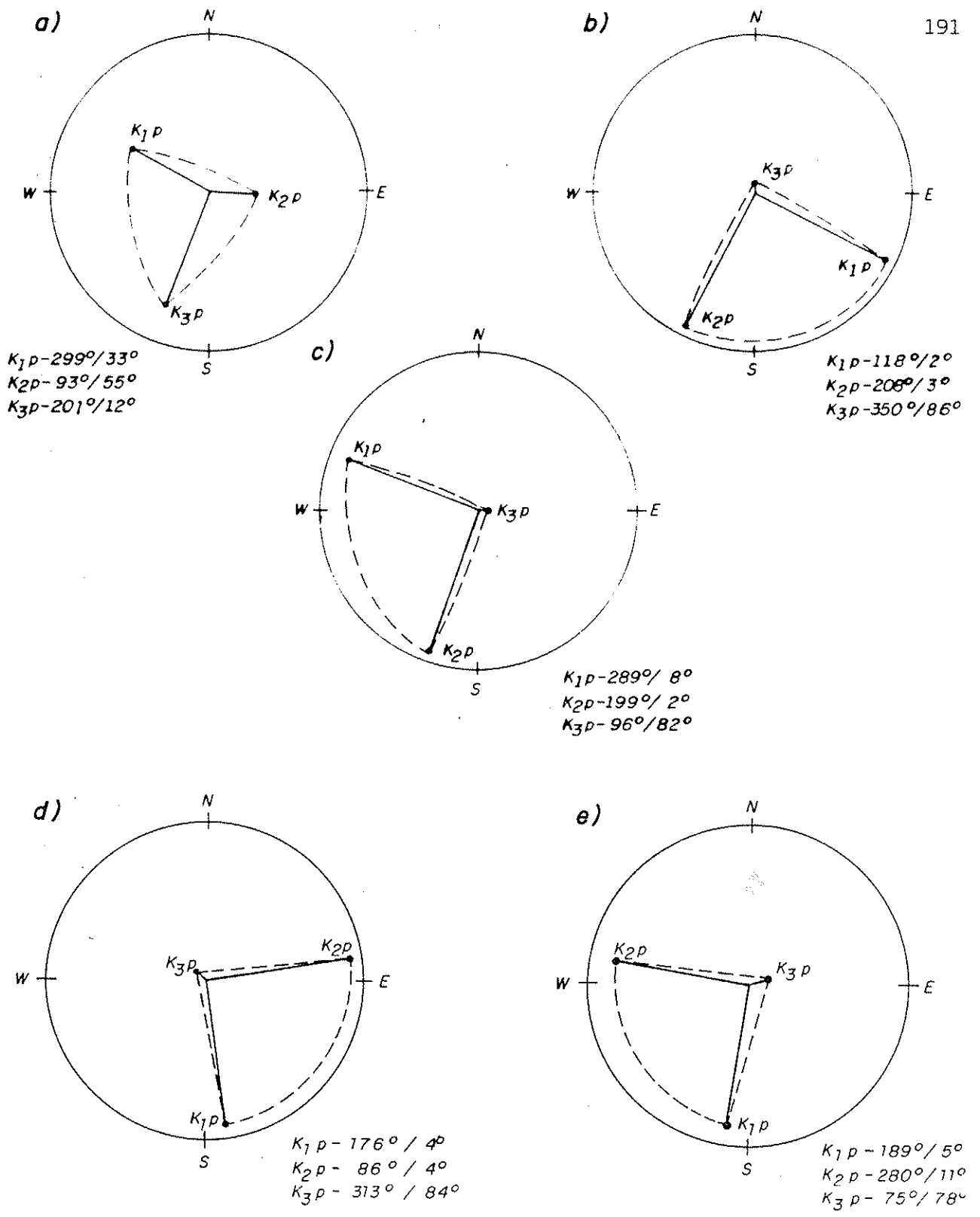


Figura 3.28. Diagramas de Wulff com as direções principais das condutividades hidráulicas nas dimensões de 5 m a), 15 m b), 40 m c), entre 10 e 15 m d) e entre 25 e 40 m e) - condições constantes.

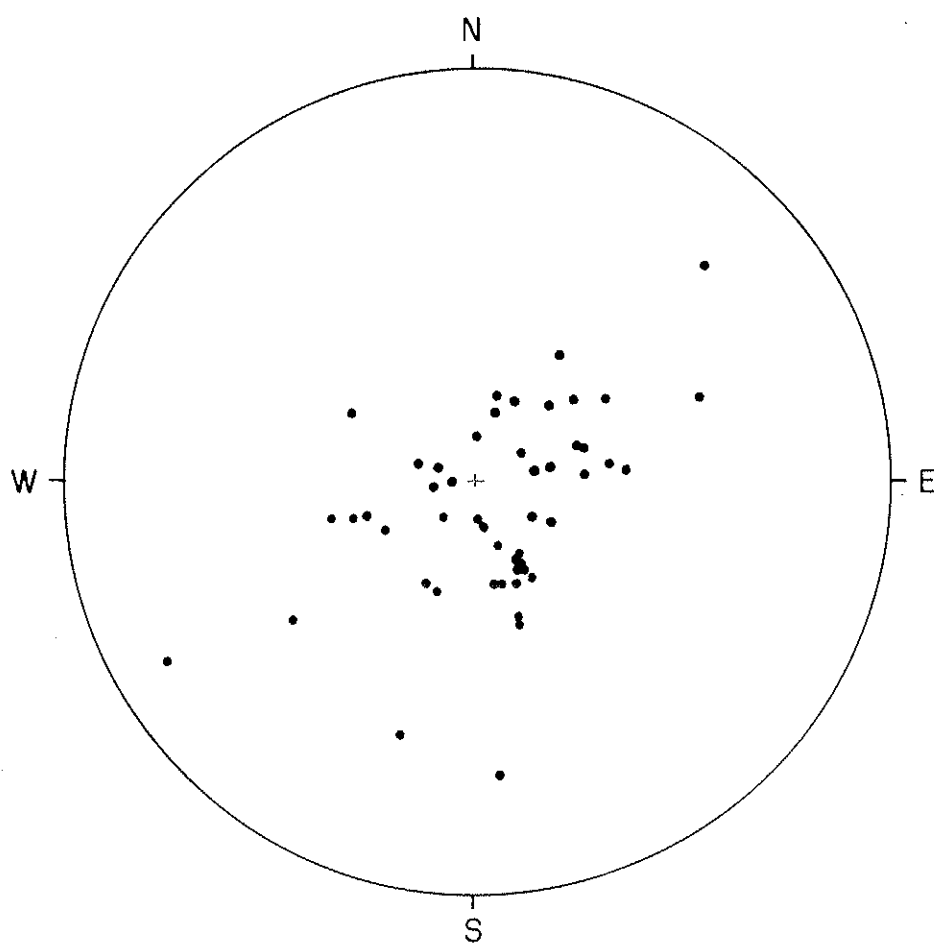


Figura 3.29. Diagrama de Wulff com os pólos dos contatos laterais entre derrames nos microderrames da margem esquerda.

4. EXEMPLOS DE ANÁLISES DE FLUXO EM MICROCOMPUTADORES

4. EXEMPLOS DE ANÁLISES DE FLUXO EM MICROCOMPUTADORES

4.1. INTRODUÇÃO

O programa tridimensional do U.S. Geological Survey, MODULAR THREE-DIMENSIONAL FINITE-DIFFERENCE GROUND WATER FLOW MODEL - MODFLOW (MCDONALD & HARBAUGH, 1988), fornece a solução numérica para a equação parcial-diferencial que representa o fluxo tridimensional em um meio poroso equivalente, anisotrópico e heterogêneo, sob condições de não equilíbrio:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

h - carga (L);

K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} - condutividades hidráulicas principais, paralelas aos eixos X, Y e Z (L/T);

S_s - armazenamento específico (L⁻¹);

t - tempo (T);

W - entradas e saídas através de um fluxo volumétrico por volume unitário (T⁻¹).

A equação de fluxo tridimensional, a especificação de fluxo e/ou de condições de carga nos limites dos sistemas e a especificação de condições iniciais de carga constituem uma representação matemática do fluxo de água subterrânea.

O programa fundamenta-se em uma malha de diferenças finitas, definidas por linhas, colunas e camadas. É possível representar várias camadas com diferentes características hidrogeológicas. Apresenta vários módulos capazes de simular várias feições dos sistemas hidrogeológicos, tais como rios, recargas, poços, drenos, evapotranspiração e barreiras.

FREYBERG (1988) utilizou o programa MODFLOW para demonstrar algumas dificuldades em estimativas de parâmetros de fluxo através de modelos numéricos. Inicialmente foi efetuada a calibração de um modelo com dados de cargas observadas em alguns poços de um aquífero freático hipotético, e, a seguir, foram previstas as distribuições das cargas sob outras condições de contorno, obtendo-se diferentes valores conforme a equipe

considerada. Aplicações anteriores do programa MODFLOW em maciços rochosos foram efetuadas por TORAN & BRADBURY (1988). Esses autores utilizaram MODFLOW para prever impactos nos sistemas de águas subterrâneas devidos a uma mina, localizada em dolomitos, em uma área de Wisconsin. Foram reconstruídas as distribuições dos níveis potenciométricos passados e previstas aquelas futuras. CLEARY (1989) discutiu as principais características do MODFLOW e apresentou exemplos de gráficos que podem ser gerados após uma simulação com a utilização desse programa, mostrando a distribuição das cargas nas diversas camadas consideradas.

Na presente dissertação, o programa MODFLOW é aplicado a um estudo de rebaixamento de mina e para avaliar a influência de uma cortina de injeção, ilustrando a utilização de um tensor de condutividade hidráulica conhecido em análises de fluxo. Os resultados são apresentados em gráficos elaborados com o programa SURFER, da Golden Software Inc.

4.2. REBAIXAMENTO EM UMA MINA

O objetivo do estudo é apresentar várias alternativas para o rebaixamento de uma mina, de forma a indicar aquela mais econômica, segura e compatibilizada com as necessidades de lavra.

Como o modelo utilizado é um modelo numérico de diferenças finitas, a solução fornecida tende à solução exata, quando os espaçamentos da malha tendem a zero. Como há limitações de tempo e de capacidade dos computadores para utilização de malhas tão pequenas, inicialmente foram efetuadas análises para investigar a influência dos espaçamentos nos resultados obtidos através dos estudos denominados 1, 2, 3, 4, 5 e 6.

Foram efetuadas análises para investigar a influência de valores de coeficientes de armazenamento através de comparações entre os resultados dos estudos 7, 8 e 9, para investigar a influência de valores de condutividades hidráulicas através de comparações entre os resultados dos estudos 7 e 10 e para investigar o efeito da presença, no interior do minério, de feições de maiores e de menores condutividades hidráulicas, com coeficientes de armazenamento iguais e menores, através de comparações entre os resultados dos estudos 7, 11, 12 e 13.

Os estudos efetuados correspondem a uma situação idealizada, ilustrada nas Figuras 4.1, 4.2 e 4.3, em planta, válida para a região compreendida entre as cotas 165 m e 61 m, correspondentes respectivamente à carga inicial e à base da zona mineralizada, apoiada sobre maciço rochoso não condutivo. São identificadas a zona mineralizada e as encaixantes, apresentando as características ilustradas na Tabela 4.1.

Nos estudos 1, 2, 3, 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13, a área estudada é representada por uma malha de diferenças finitas, consistindo de trinta e sete linhas, de trinta e sete colunas e de duas camadas, uma entre as cotas 165 m e 113 m e outra entre as cotas 113 m e 61 m. A malha apresenta um espaçamento variável entre 1 m e 400 m, tal como ilustrado nas Figuras 4.1 e 4.2. Nos estudos 4, 5 e 6, a malha de diferenças finitas apresenta cinquenta e uma linhas e cinquenta e uma colunas, tal como ilustrado na Figura 4.3.

A malha apresenta-se estendida lateralmente, para reduzir a influência de barreiras impermeáveis, constituídas pelas bordas do modelo. Os limites da malha encontram-se em local onde a influência do rebaixamento é mínima.

Em cada um dos estudos, foram analisados três casos, denominados caso A, caso B e caso C, apresentando um total de poços de bombeamento e localizações distintas, tal como ilustrado nas Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 e na Tabela 4.2. Cada um dos casos foi submetido a análises sob condições não constantes de fluxo, considerando três períodos de tempo a partir do início de bombeamento.

O eixo de condutividade hidráulica principal maior (K_{xx}) é paralelo ao eixo X, e os eixos de condutividades hidráulicas K_{yy} e K_{zz} definem um plano de isotropia paralelo ao plano YZ. Apesar de serem assumidos valores distintos para as condutividades hidráulicas principais K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} do minério e das encaixantes, foram assumidas direções principais iguais para os dois casos, paralelas aos eixos X, Y e Z da malha de diferenças finitas, de forma a satisfazer a equação tridimensional de fluxo considerada no modelo de análise.

4.2.1. Influência do Espaçamento da Malha

Em simulações que consideram a presença de poços, as dimensões da malha dos modelos de diferenças finitas normalmente são maiores que o diâmetro desses poços. BELJIN (1987) assinala que as cargas computadas nos blocos que contêm os poços representam cargas médias desses blocos e não as cargas nos poços propriamente ditos. Para as devidas correções, esse autor apresentou expressões analíticas e alternativamente para obter valores próximos àqueles exatos, sugeriu o refinamento da malha nas proximidades dos poços. A influência do tamanho da malha nos resultados obtidos e a necessidade de espaçamentos pequenos para que a solução numérica tenda à solução exata foi abordada também por CLEARY (1989).

Na região dos poços, no estudo 1, é considerada uma malha com espaçamento de 99 m, no estudo 2, esses espaçamentos são de 33 m, no estudo 3, apresentam-se iguais a 1 e 49 m e nos estudos 4, 5 e 6, mostram-se respectivamente iguais a 19, 20 e 20 m, a 1, 24 e 25 m, a 1, 1 e 48 m, sendo que os menores espaçamentos coincidem com linhas e colunas que contêm poços ou com aquelas adjacentes a esses poços. O espaçamento de 1 m é adotado para aproximar-se às dimensões dos poços. Na região mais afastada dos poços, no estudo 1, é adotada uma malha com espaçamento de 200 m, enquanto, nos estudos 2 a 6, esses espaçamentos são de 400 m. Essas situações estão ilustradas nas Figuras 4.1, 4.2 e 4.3.

As análises foram efetuadas sob condições não constantes de fluxo, após 30 h, 90 h e 210 h a partir do início do bombeamento. As Figuras 4.4 a 4.12 apresentam as distribuições das cargas em planta, obtidas nos estudos 1, 2 e 3, após 210 h de bombeamento. A comparação entre as cargas obtidas nos diversos estudos efetuados é mostrada nas Tabelas 4.3 a 4.7.

Nos casos de malhas com espaçamentos de 99 m e de 33 m, os valores apresentam-se próximos e aproximam-se ainda mais nos casos com espaçamentos de 33 m e de 20 m, exceto no caso C, para o local e proximidades dos poços. Nos casos de malhas com espaçamentos de 1 e 49 m, de 1, 24 e 25 m, de 1, 1 e 48 m, os valores apresentam-se praticamente iguais, exceto no local dos poços. Diminuindo a malha ao redor do poço localizado em um bloco de 1 m, observam-se acréscimos nos valores das cargas do bloco

que contém o poço. Os casos de malhas com espaçamentos de 1 e 49 m, de 1, 24 e 25 m, de 1, 1 e 48 m, quando comparados com os casos de malhas com espaçamentos regulares de 99 m, de 33 m e de 20 m, apresentam valores de cargas menores nos locais dos poços e ligeiramente mais elevados em regiões mais afastadas.

Os resultados obtidos indicam a importância de malhas com espaçamentos pequenos para representar poços de pequeno diâmetro, como assinalado por BELJIN (1987) e por CLEARY (1989). No caso em estudo, os valores de carga específicos dos poços não apresentam maior importância, mas sim a distribuição dessas cargas nas adjacências, especialmente no interior da zona mineralizada, de forma a implantar soluções para conduzir as escavações a seco. Uma vez observada a convergência dos valores de carga para os espaçamentos de 1 e 49 m, de 1, 24 e 25 m, de 1, 1 e 48 m, exceto no local dos poços e sendo 1 m um valor próximo às dimensões desses poços, nas demais análises discutidas a seguir, é considerada a malha com espaçamento de 1 e 49 m.

4.2.2. Alternativas para o Projeto de Rebaixamento

Para estudar alternativas de rebaixamento da mina, foram considerados os casos denominados A, B e C, mostrando um total de poços de bombeamento e localizações desses poços como ilustrado na Figura 4.2 e na Tabela 4.2. Cada um dos casos foi submetido a análises sob condições não constantes de fluxo, após 68,57 h, 205,71 h e 480 h a partir do início do bombeamento. As análises efetuadas correspondem ao estudo 7, admitindo-se as propriedades hidrogeológicas constantes da Tabela 4.1.

As Figuras 4.13 a 4.21 apresentam as distribuições das cargas em planta, obtidas para a camada 1. A Figura 4.22 mostra o mapa de contorno e a projeção ortográfica das cargas obtidas no estudo 1, para a camada 1, referente ao caso A, apresentados simultaneamente em um mesmo gráfico.

Considerando que uma bancada de escavação apresente 13 m de altura, a análise das Figuras 4.13 a 4.21 fornece o total de poços, suas localizações, as vazões e o tempo de bombeamento necessários para conduzir as escavações a seco.

Para o caso A, com dezoito poços, nas Figuras 4.13, 4.14 e 4.15, observa-se um rebaixamento de mais de 13 m (cota < 152 m)

na Figura 4.14, após 205,71 h do início do bombeamento. Para o caso B, com doze poços, nas Figuras 4.16, 4.17 e 4.18, observa-se que esse rebaixamento é garantido apenas na Figura 4.18, após 480 h de bombeamento. Para o caso C, com dois poços, nas Figuras 4.19, 4.20 e 4.21, observa-se que após 480 h de bombeamento ainda não é possível garantir um rebaixamento maior ou igual a 13 m.

Observa-se que uma drenagem mais eficiente seria obtida, se os poços 9 e 18 e 8 e 17 do caso A e se os poços 5 e 11 do caso B fossem localizados na área do minério e não nas rochas encaixantes, que apresentam valores de condutividades hidráulicas menores. Esse deslocamento, entretanto, poderia representar inconvenientes para a lavra, que deveria ser efetuada com poços no interior das escavações e não nas suas bordas. Os poços localizados nas encaixantes apresentam os maiores rebaixamentos localizados e são aqueles que primeiramente atingem a condição de poço seco durante as análises. Esses poços pouco contribuem para a drenagem em locais distantes de suas posições.

As análises efetuadas permitem a proposição de um projeto de rebaixamento seguro e econômico, utilizando um número mínimo de poços, submetidos a bombeamento durante um tempo mínimo antes do início da escavação, compatibilizado com as necessidades de eliminar interferências para a lavra. No caso, o rebaixamento com poços centrais certamente é o mais econômico, mas pode apresentar problemas de interferência para a lavra e não mostrar o mesmo grau de segurança que os poços localizados no perímetro, especialmente no caso de algumas heterogeneidades locais, não previstas nas análises.

4.2.3. Influência de Parâmetros Hidrogeológicos e de Heterogeneidades

As análises dos estudos 8 e 9 foram efetuadas para avaliar a influência de coeficientes de armazenamento. As Figuras 4.23, 4.24 e 4.25 apresentam as distribuições das cargas em planta, obtidas no estudo 8, e as Figuras 4.26, 4.27 e 4.28 apresentam as distribuições das cargas em planta, obtidas no estudo 9, para a camada 1, após 68,57 h de bombeamento, respectivamente para os casos A, B e C.

A análise das Figuras 4.23 a 4.25 do estudo 8 e a comparação com as Figuras 4.13, 4.16 e 4.19 do estudo 7 mostram que a diminuição de dez vezes nos coeficientes de armazenamento confinados implica em valores de cargas menores e produz rebaixamentos maiores para um mesmo tempo de bombeamento.

As Figuras 4.26 a 4.28 do estudo 9 indicam maiores valores de carga e menores rebaixamentos, devido ao acréscimo de dez vezes nos coeficientes de armazenamento não confinados em relação aos estudos 7 e 8 e ao acréscimo de dez vezes nos coeficientes de armazenamento confinados em relação ao estudo 8.

As análises do estudo 10 foram efetuadas para avaliar a influência de valores de condutividades hidráulicas. As Figuras 4.29, 4.30 e 4.31 apresentam as distribuições das cargas em planta, para a camada 1, após 68,57 h de bombeamento, respectivamente para os casos A, B e C.

As Figuras 4.29 a 4.31 do estudo 10, quando comparadas com as Figuras 4.13, 4.16 e 4.19 do estudo 7, mostram que o acréscimo de dez vezes nas condutividades hidráulicas K_{xx} e K_{yy} implica em valores de carga mais elevados e em menores rebaixamentos na zona mineralizada.

As análises dos estudos 11, 12 e 13 foram efetuadas respectivamente para avaliar a influência da presença, no interior do minério, de feições com maiores condutividades hidráulicas e com iguais coeficientes de armazenamento e de feições com maiores e com menores condutividades hidráulicas e com menores coeficientes de armazenamento. As Figuras 4.32, 4.33 e 4.34 apresentam as distribuições das cargas em planta, obtidas respectivamente nos estudos 11, 12 e 13, para a camada 1, após 68,57 h de bombeamento, para o caso A.

A Figura 4.32 do estudo 11, quando comparada com a Figura 4.13 do estudo 7, indica que a presença de feições com condutividades hidráulicas K_{xx} e K_{yy} mil vezes maiores e com iguais coeficientes de armazenamento leva a valores de carga ligeiramente maiores e a valores de rebaixamentos ligeiramente menores na região da feição, praticamente sem alterar os valores nas demais regiões.

As Figuras 4.33 e 4.34 dos estudos 12 e 13, quando comparadas com a Figura 4.13 do estudo 7, indicam que a presença de feições com condutividades hidráulicas K_{xx} e K_{yy} mil vezes

maiores e vinte vezes menores e com coeficientes de armazenamento dez vezes menores implica em valores de cargas ligeiramente menores e em rebaixamentos ligeiramente maiores.

A análise das Figuras 4.32, 4.33 e 4.34 mostra que as diferenças devidas à presença das heterogeneidades consideradas não ultrapassam o valor de 1 m.

4.3. INFLUÊNCIA DE UMA CORTINA DE INJEÇÃO

O objetivo do estudo é averiguar a distribuição das cargas resultantes de bombeamento em um dos lados de uma cortina de injeção de cimento que atravessa um pacote de basalto fraturado, esse apresentando um tensor de condutividade hidráulica conhecido. Tal informação pode ser necessária para a programação de ensaios tridimensionais, com o objetivo de verificar a eficiência da cortina "in situ", através de bombeamento em trechos localizados em um dos lados, seguidos de monitoramento em trechos localizados no interior, ou no lado oposto da cortina. Tal informação pode ser necessária também para avaliar a eficiência da cortina através de comparações com outras análises sem a presença desse elemento de vedação, como efetuado no presente estudo.

A análise efetuada corresponde a uma situação idealizada, ilustrada na Figura 4.35, em planta, e na Figura 4.36, em seção vertical. São identificadas duas camadas de aluvião com características de condutividades hidráulicas distintas e uma camada de basalto fraturado apoiada sobre basalto não fraturado, não condutivo. O aluvião é atravessado por um diafragma plástico, e o basalto fraturado é atravessado por uma cortina de injeção. As características de cada camada e dos elementos de vedação estão indicadas na Tabela 4.8.

A área estudada é representada por uma malha de diferenças finitas, consistindo de vinte e três linhas e de vinte e seis colunas com espaçamentos variáveis entre 1 m e 10 m e de oito camadas com espessuras variáveis entre 1 m e 9 m. O basalto fraturado é dividido em várias camadas de 1 m e 2 m para permitir a representação de poços de bombeamento em diversos trechos. Os espaçamentos de 1 m ao longo das linhas e das colunas é para

Tabela 4.1. Características hidrogeológicas adotadas para o minério e para as encaixantes.

MINÉRIO	ENCAIXANTES
Condutividade hidráulica (m/h)	
estudos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12 e 13	
$K_{xx} = 3,6E-1$	$K_{xx} = 1,8E-2$
$K_{yy} = 1,8E-1$	$K_{yy} = 9,0E-3$
$K_{zz} = 1,8E-1$	$K_{zz} = 9,0E-3$
estudo 10	
$K_{xx} = 3,6$	$K_{xx} = 1,8E-1$
$K_{yy} = 1,8$	$K_{yy} = 9,0E-2$
$K_{zz} = 1,8E-1$	$K_{zz} = 9,0E-3$
estudos 11, 12 e 13 - feições de maior e de menor condutividade hidráulica	
estudos 11 e 12	estudo 13
$K_{xx} = 36$	$K_{xx} = 1,8E-2$
$K_{yy} = 18$	$K_{yy} = 9,0E-3$
$K_{zz} = 1,8E-1$	$K_{zz} = 9,0E-3$
Coeficientes de armazenamento confinado (S_1) e não confinado (S_2)	
estudos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 12 e 13	
$S_1 = 5,0E-3$	$S_1 = 5,0E-4$
$S_2 = 5,0E-3$	$S_2 = 5,0E-4$
estudo 8	
$S_1 = 5,0E-4$	$S_1 = 5,0E-5$
$S_2 = 5,0E-3$	$S_2 = 5,0E-4$
estudo 9	
$S_1 = 5,0E-3$	$S_1 = 5,0E-4$
$S_2 = 5,0E-2$	$S_2 = 5,0E-3$
estudos 11, 12 e 13 - feições de maior e de menor condutividade hidráulica	
estudo 11	estudos 12 e 13
$S_1 = 5,0E-3$	$S_1 = 5,0E-4$
$S_2 = 5,0E-3$	$S_2 = 5,0E-4$

Tabela 4.2. Casos analisados para rebaixamento de uma mina.

CASO	Nº DE POÇOS	VAZÃO POR POÇO (m ³ /h)	LOCALIZAÇÃO
A	18 (9 em cada camada)	25	ao redor da mina
B	12 (6 em cada camada)	25	ao redor da mina
C	2 (1 em cada camada)	150	no centro da mina

Tabela 4.3. Comparação entre as cargas obtidas (m) para a camada 1, nos modelos com malha de 99 m (estudo 1) e com malha de 33 m (estudo 2) na região dos poços.

TEMPO DE BOMBEAMENTO (h)	MALHA DE 99 m (estudo 1)			MALHA DE 33 m (estudo 2)		
	COORDENADAS (m)			COORDENADAS (m)		
	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850
CASO A						
30	161,51	162,48	163,35	161,12	162,43	163,17
90	155,94	156,96	159,98	155,83	157,31	160,58
210	146,28	147,34	154,02	146,94	148,60	155,54
CASO B						
30	162,22	163,25	164,29	161,87	163,22	164,21
90	158,40	159,51	162,34	157,98	159,41	162,17
210	151,96	153,09	158,50	151,80	153,40	158,69
CASO C						
30	163,04	158,98	164,55	162,99	156,59	164,48
90	159,14	154,47	162,88	159,07	151,83	162,69
210	152,55	147,27	159,19	152,43	143,95	158,88

(1) Para os casos A e B, as coordenadas consideradas coincidem com o poço nº1.

(2) Para o caso C, as coordenadas consideradas coincidem com o poço nº1.

Tabela 4.4. Comparação entre as cargas obtidas (m) para a camada 1, nos modelos com malha de 33 m (estudo 2) e com malha de 19, 20 e 20 m (estudo 4) na região dos poços.

TEMPO DE BOMBEAMENTO (h)	MALHA DE 33 m (estudo 2)			MALHA DE 19, 20 E 20 m (estudo 4)		
	COORDENADAS (m)			COORDENADAS (m)		
	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850
CASO A						
30	161,12	162,43	163,17	161,10	162,65	163,71
90	155,83	157,31	160,58	155,91	157,61	160,93
210	146,94	148,60	155,54	146,98	148,90	155,75
CASO B						
30	161,87	163,22	164,21	161,69	163,21	164,21
90	157,98	159,41	162,17	157,98	159,66	162,41
210	151,80	153,40	158,69	151,86	153,68	158,89
CASO C						
30	162,99	156,59	164,48	163,00	155,36	164,49
90	159,07	151,83	162,69	159,10	150,42	162,69
210	152,43	143,95	158,88	152,44	142,16	158,87

(1) Para os casos A e B, as coordenadas consideradas coincidem com o poço n^o1.

(2) Para o caso C, as coordenadas consideradas coincidem com o poço n^o1.

Tabela 4.5. Comparação entre as cargas obtidas (m) para a camada 1, nos modelos com malha de 1 e 49 m (estudo 3) e com malha de 1, 24 e 25 m (estudo 5) na região dos poços.

TEMPO DE BOMBEAMENTO (h)	MALHA DE 1 E 49 m (estudo 3)			MALHA DE 1, 24 E 25 m (estudo 5)		
	COORDENADAS (m)			COORDENADAS (m)		
	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850
CASO A						
30	149,86	162,88	164,27	155,60	162,90	164,27
90	143,94	158,38	162,20	150,32	158,40	162,19
210	133,17	150,65	157,85	140,99	150,69	157,83
CASO B						
30	150,55	163,43	164,47	156,24	163,45	164,46
90	146,30	160,19	162,93	152,42	160,20	162,93
210	138,91	154,66	159,76	145,93	154,70	159,75
CASO C						
30	163,99	< 113	164,74	164,00	< 113	164,74
90	162,03	< 113	163,84	162,04	< 113	163,82
210	158,73	< 113	161,89	158,72	< 113	161,88

(1) Para os casos A e B, as coordenadas consideradas coincidem com o poço nº1.

(2) Para o caso C, as coordenadas consideradas coincidem com o poço nº1.

Tabela 4.6. Comparação entre as cargas obtidas (m) para a camada 1, nos modelos com malha de 1 e 49 m (estudo 3) e com malha de 1, 1 e 48 m (estudo 6) na região dos poços.

TEMPO DE BOMBEAMENTO (h)	MALHA DE 1 E 49 m (estudo 3)			MALHA DE 1, 1 E 48 m (estudo 6)		
	COORDENADAS (m)			COORDENADAS (m)		
	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850
CASO A						
30	149,86	162,88	164,27	157,27	162,89	164,27
90	143,94	158,38	162,20	152,14	158,39	162,20
210	133,17	150,65	157,85	143,16	150,63	157,84
CASO B						
30	150,55	163,43	164,47	157,87	163,43	164,46
90	146,30	160,19	162,93	154,16	160,18	162,93
210	138,91	154,66	159,76	147,82	154,63	159,74
CASO C						
30	163,99	< 113	164,74	163,99	< 113	164,74
90	162,03	< 113	163,84	162,05	< 113	163,84
210	158,73	< 113	161,89	158,77	< 113	161,90

(1) Para os casos A e B, as coordenadas consideradas coincidem com o poço n^o1.

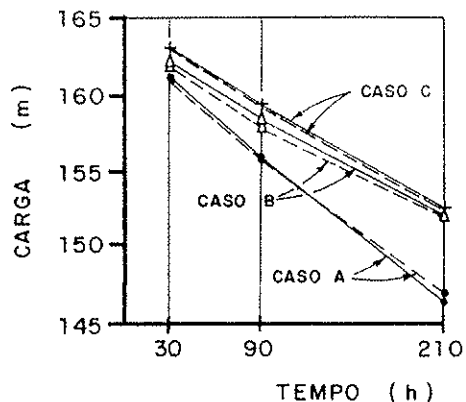
(2) Para o caso C, as coordenadas consideradas coincidem com o poço n^o1.

Tabela 4.7. Comparação entre as cargas obtidas (m) para a camada 1, nos modelos com malha de 19, 20 e 20 m (estudo 4) e com malha de 1 e 49 m (estudo 3) na região dos poços.

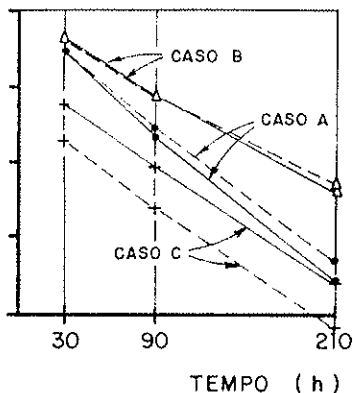
TEMPO DE BOMBEAMENTO (h)	MALHA DE 19, 20 E 20 m (estudo 4)			MALHA DE 1 E 49 m (estudo 3)		
	COORDENADAS (m)			COORDENADAS (m)		
	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850	(1) X=2949,5 Y=3345,5	(2) X=3246,5 Y=3246,5	X=2850 Y=2850
CASO A						
30	161,10	162,65	163,71	149,86	162,88	164,27
90	155,91	157,61	160,93	143,94	158,38	162,20
210	146,98	148,90	155,75	133,17	150,65	157,85
CASO B						
30	161,69	163,21	164,21	150,55	163,43	164,47
90	157,98	159,66	162,41	146,30	160,19	162,93
210	151,86	153,68	158,89	138,91	154,66	159,76
CASO C						
30	163,00	155,36	164,49	163,99	< 113	164,74
90	159,10	150,42	162,69	162,03	< 113	163,84
210	152,44	142,16	158,87	158,73	< 113	161,89

(1) Para os casos A e B, as coordenadas consideradas coincidem com o poço n^o1.

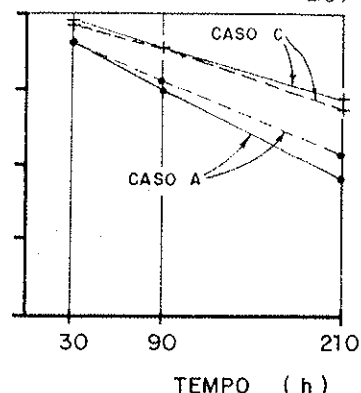
(2) Para o caso C, as coordenadas consideradas coincidem com o poço n^o1.



x = 2 949,5 m
y = 3 345,5 m



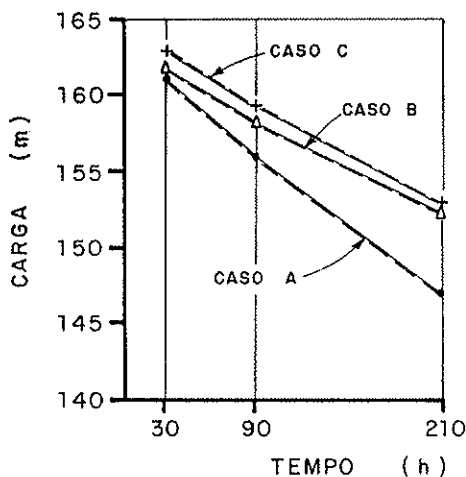
x = 3 246,5 m
y = 3 246,5 m



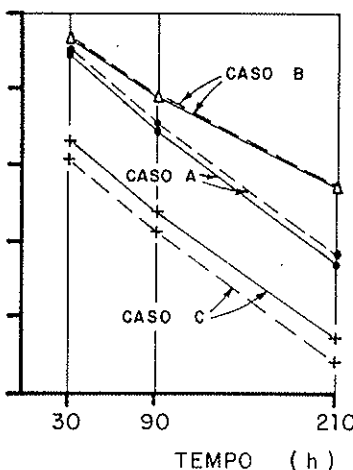
x = 2 850,0 m
y = 2 850,0 m

————— ESPAÇAMENTO DA MALHA = 99 m
- - - - - ESPAÇAMENTO DA MALHA = 33 m

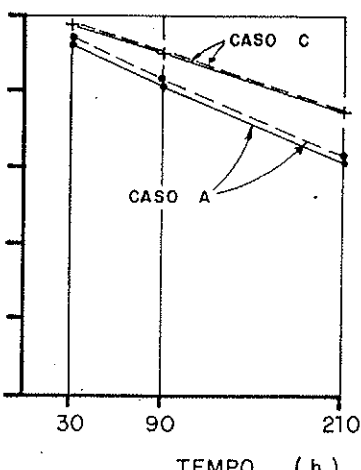
REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS VALORES DA TABELA 4.3



x = 2 949,5 m
y = 3 345,5 m



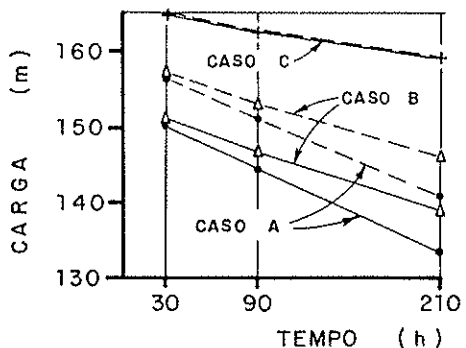
x = 3 246,5 m
y = 3 246,5 m



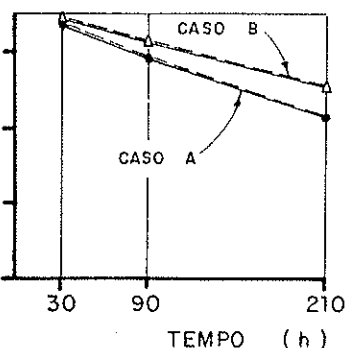
x = 2 850,0 m
y = 2 850,0 m

————— ESPAÇAMENTO DA MALHA = 33 m
- - - - - ESPAÇAMENTO DA MALHA = 19, 20 E 20 m

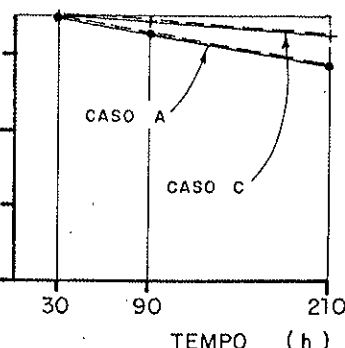
REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS VALORES DA TABELA 4.4



x = 2 949,5 m
y = 3 345,5 m



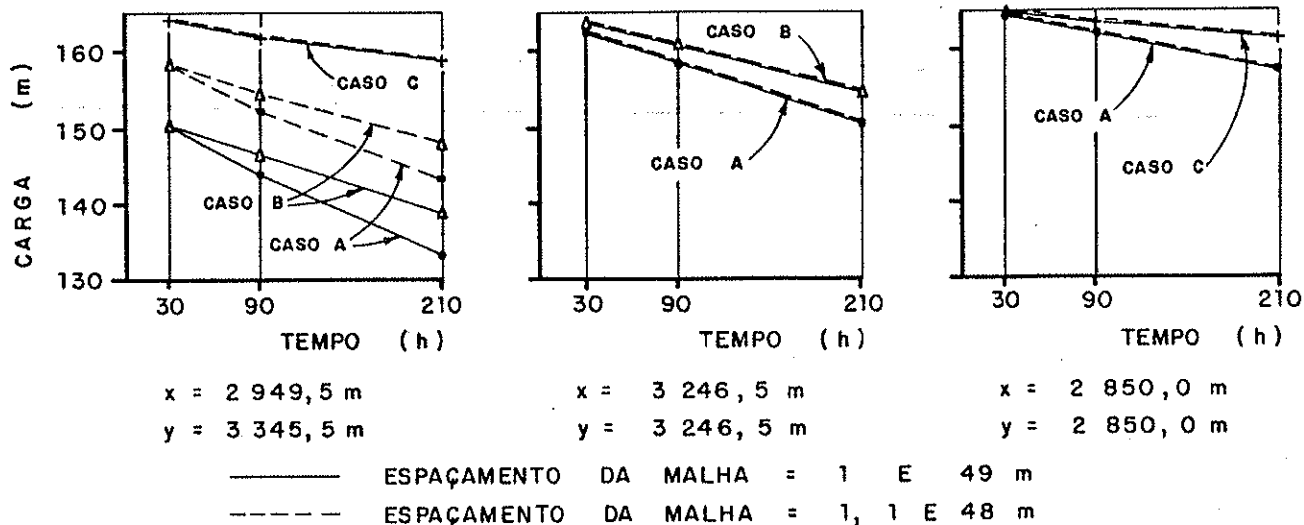
x = 3 246,5 m
y = 3 246,5 m



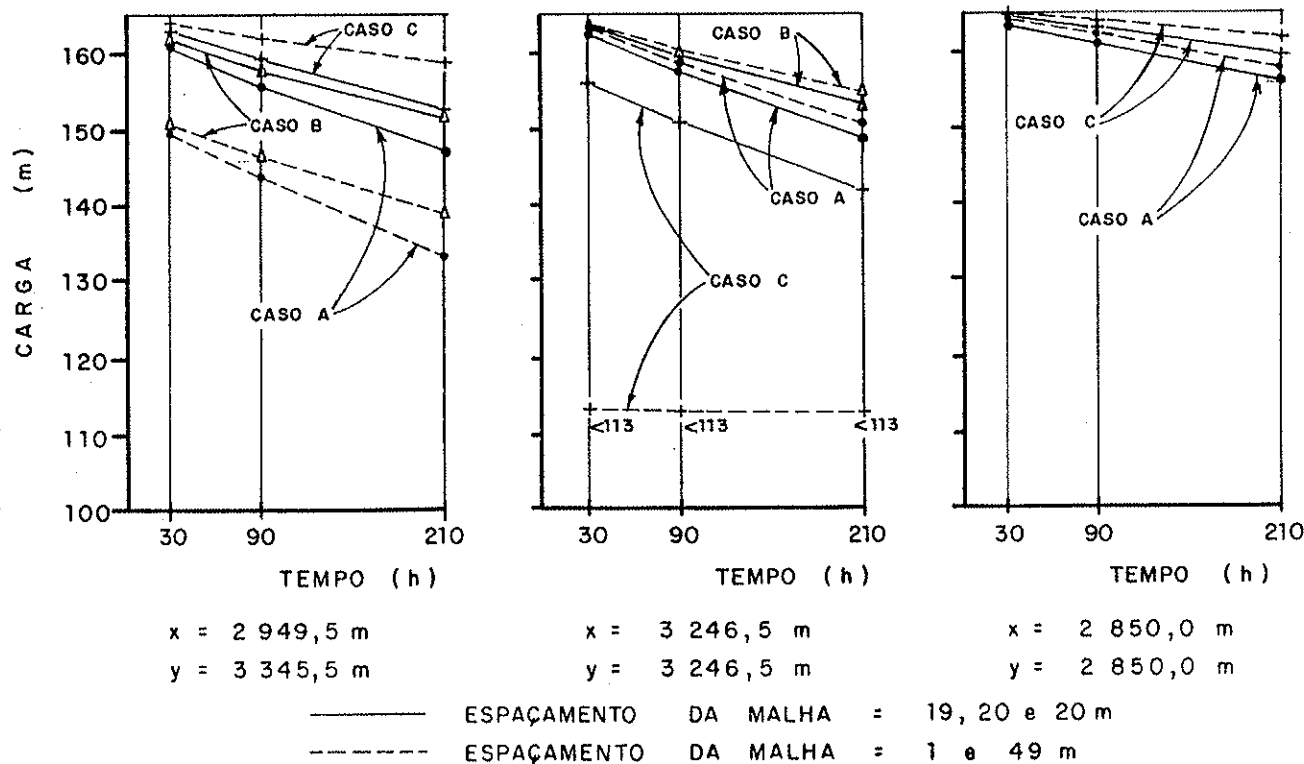
x = 2 850,0 m
y = 2 850,0 m

————— ESPAÇAMENTO DA MALHA = 1 E 49 m
- - - - - ESPAÇAMENTO DA MALHA = 1, 24 E 25 m

REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS VALORES DA TABELA 4.5



REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS VALORES DA TABELA 4.6



REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DOS VALORES DA TABELA 4.7

Tabela 4.8. Condutividades hidráulicas adotadas para as diversas camadas.

Aluvião - camada 1 -	$K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 1,8E-2$ m/h
Aluvião - camada 2 -	$K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 1,8$ m/h
Diafragma plástico -	$K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 3,6E-4$ m/h
Cortina de injeção -	$K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 3,6E-3$ m/h
Basalto fraturado -	$K_{xx} = 1,3E-1$ m/h
	$K_{yy} = 1,3E-1$ m/h
	$K_{zz} = 8,3E-3$ m/h

possibilitar a localização de poços de pequeno diâmetro. No caso estudado, não foi pesquisada uma dimensão máxima da malha visando aproximar os valores numéricos aos valores exatos. Apesar disso, as tendências gerais e as conclusões obtidas através de várias comparações são consideradas válidas.

As condutividades hidráulicas do aluvião, do diafragma plástico e da cortina de injeção são consideradas isotrópicas, enquanto as condutividades hidráulicas do basalto fraturado apresentam anisotropia no plano vertical, sendo adotado o valor K_{xx} (K_{yy})/ K_{zz} igual a 15,7. As direções principais de K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} apresentam-se paralelas aos eixos X, Y e Z da malha de diferenças finitas.

As características geológicas e hidrogeológicas aproximam-se daquelas encontradas nas fundações da barragem de terra da usina de Porto Primavera, no trecho onde foi efetuada a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica do basalto fraturado discutida no capítulo 3. O valor de condutividade hidráulica da cortina de injeção foi adotado com base em resultados de ensaios de perda d'água efetuados sistematicamente durante as diversas etapas de execução de cortinas de injeção de cimento em fundações de barragens brasileiras implantadas sobre basaltos (AZEVEDO et alii, 1978). O valor de condutividade hidráulica adotado para o diafragma plástico é compatível com valores admitidos, provavelmente de forma conservadora, para aqueles constituídos por misturas de solos argilo-arenosos, cimento e água, visando controle das percolações pelas fundações de barragens.

A carga inicial corresponde ao nível 245 m.

A malha apresenta-se estendida lateralmente, para reduzir a influência de barreiras impermeáveis, constituídas pelas bordas do modelo. Os limites da malha encontram-se em local onde a influência do rebaixamento é mínima.

Foram efetuadas análises com poços localizados nas camadas 4, 6 e 8, colocados em operação não simultaneamente e submetidos a bombeamento com vazão de $3,0 \text{ m}^3/\text{h}$, durante um período de tempo de 2.400 h, considerado suficiente para obter-se condições constantes de fluxo. Para cada bombeamento, foram calculadas as distribuições de carga em cada camada. Nas Figuras 4.37 a 4.45, encontram-se os resultados referentes às camadas 4, 6 e 8.

Análises foram efetuadas também sem a presença do diafragma plástico e da cortina de injeção. Nas Figuras 4.46 a 4.54, encontram-se os resultados referentes às camadas 4, 6 e 8.

A influência do diafragma plástico e da cortina de injeção é verificada através da comparação entre as Figuras 4.37 a 4.45, referentes à situação com tais elementos, e as Figuras 4.46 a 4.54, referentes à situação sem tais elementos.

Na presença dos elementos de vedação, entre o poço e esses elementos, os valores de carga apresentam-se maiores e os valores dos rebaixamentos apresentam-se menores, com propagação limitada além dos elementos considerados, quando comparados com aqueles referentes às outras direções. Em direção oposta e segundo direções paralelas aos elementos de vedação, observa-se a propagação dos rebaixamentos.

Nas camadas de basalto fraturado, observam-se cargas maiores nas proximidades do aluvião e cargas menores nas proximidades da camada impermeável, localizada na base do basalto fraturado, tal como ilustrado nas Tabelas 4.9 e 4.10 e nas Figuras 4.37 a 4.54. Os valores dessas cargas refletem a presença de barreira de maior condutividade hidráulica, representada pelo aluvião sobrejacente, e a presença de barreira impermeável, constituída pelo basalto impermeável subjacente. Essas diferenças, entretanto, não ultrapassam valores de 1,5 m, quando os valores dos rebaixamentos máximos são da ordem de 10 m. Esses resultados são de particular interesse por indicar que a influência dessas barreiras hidráulicas nos resultados de ensaios "in situ", efetuados em trechos de pequeno comprimento,

apresentando as características hidrogeológicas consideradas no estudo, pode ser, de maneira geral, não significativa. Essas barreiras podem apresentar influência de alguma importância apenas no caso de ensaios imediatamente adjacentes.

Como as características do modelo são similares àquelas do local submetido aos ensaios "in situ" discutidos no capítulo 3, na Tabela 4.11, são apresentados os rebaixamentos aproximados obtidos nas diversas camadas, quando do bombeamento nas camadas 4, 6 e 8 do basalto fraturado, na situação sem cortina, nas análises e nos ensaios "in situ", para as dimensões de 5 m, 15 m e 40 m. Observa-se que, na dimensão de 5 m, os resultados são diferentes, principalmente aqueles obtidos segundo a horizontal, enquanto aqueles referentes às dimensões de 15 m e de 40 m apresentam resultados próximos, principalmente aqueles da dimensão de 15 m. O tensor de condutividade hidráulica utilizado nas análises apresenta valores próximos àqueles obtidos nos ensaios "in situ" nas dimensões entre 10 m e 15 m, é similar também àquele obtido em dimensões maiores, mas difere daquele obtido na dimensão de 5 m, o que é compatível com as diferenças e similaridades entre os resultados das análises e dos ensaios "in situ".

4.4. CONCLUSÕES

O programa MODFLOW (MCDONALD & HARBAUGH, 1988) constitui um importante instrumento para análises de fluxo em maciços rochosos fraturados que podem ser aproximados a um meio homogêneo e anisotrópico, caracterizado por condutividades hidráulicas principais K_{xx} , K_{yy} e K_{zz} , paralelas aos eixos de coordenadas da malha de diferenças finitas, bem como por um armazenamento específico (S_s) ou por um coeficiente de armazenamento.

Os exemplos estudados ilustram como projetar um rebaixamento seguro e econômico em uma mina e qual a influência de uma cortina de baixa condutividade hidráulica, quando são conhecidos os parâmetros hidrogeológicos. Foram discutidas a influência do espaçamento da malha de diferenças finitas, a influência de parâmetros hidrogeológicos e a influência da presença de feições com parâmetros hidrogeológicos distintos, constituindo heterogeneidades na zona mineralizada. Os resultados

Tabela 4.9. Cargas mínimas e máximas nas diversas camadas, quando do bombeamento nas camadas 4, 6 e 8 do basalto fraturado, com cortina.

CAMADA	CARGAS (m)	
	MÍNIMA	MÁXIMA
BOMBEAMENTO NA CAMADA 4		
1	244,73	244,80
2	244,73	244,80
3	244,08	244,80
4	235,23	244,80
5	243,56	244,80
6	244,28	244,80
7	244,46	244,80
8	244,54	244,80
BOMBEAMENTO NA CAMADA 6		
1	244,78	244,82
2	244,78	244,82
3	244,67	244,82
4	244,30	244,82
5	243,39	244,82
6	234,82	244,82
7	243,22	244,82
8	243,92	244,82
BOMBEAMENTO NA CAMADA 8		
1	244,80	244,83
2	244,80	244,83
3	244,75	244,83
4	244,57	244,83
5	244,31	244,83
6	243,93	244,83
7	242,86	244,83
8	233,85	244,83

Tabela 4.10. Cargas mínimas e máximas nas diversas camadas, quando do bombeamento nas camadas 4, 6 e 8 do basalto fraturado, sem cortina.

CAMADA	CARGAS (m)	
	MÍNIMA	MÁXIMA
BOMBEAMENTO NA CAMADA 4		
1	244,77	244,81
2	244,77	244,81
3	244,21	244,81
4	235,62	244,81
5	243,83	244,81
6	244,45	244,81
7	244,57	244,81
8	244,63	244,81
BOMBEAMENTO NA CAMADA 6		
1	244,80	244,82
2	244,80	244,82
3	244,72	244,82
4	244,46	244,82
5	243,69	244,82
6	235,31	244,82
7	243,56	244,82
8	244,18	244,82
BOMBEAMENTO NA CAMADA 8		
1	244,81	244,82
2	244,81	244,82
3	244,76	244,82
4	244,63	244,82
5	244,45	244,82
6	244,18	244,82
7	243,29	244,82
8	234,55	244,82

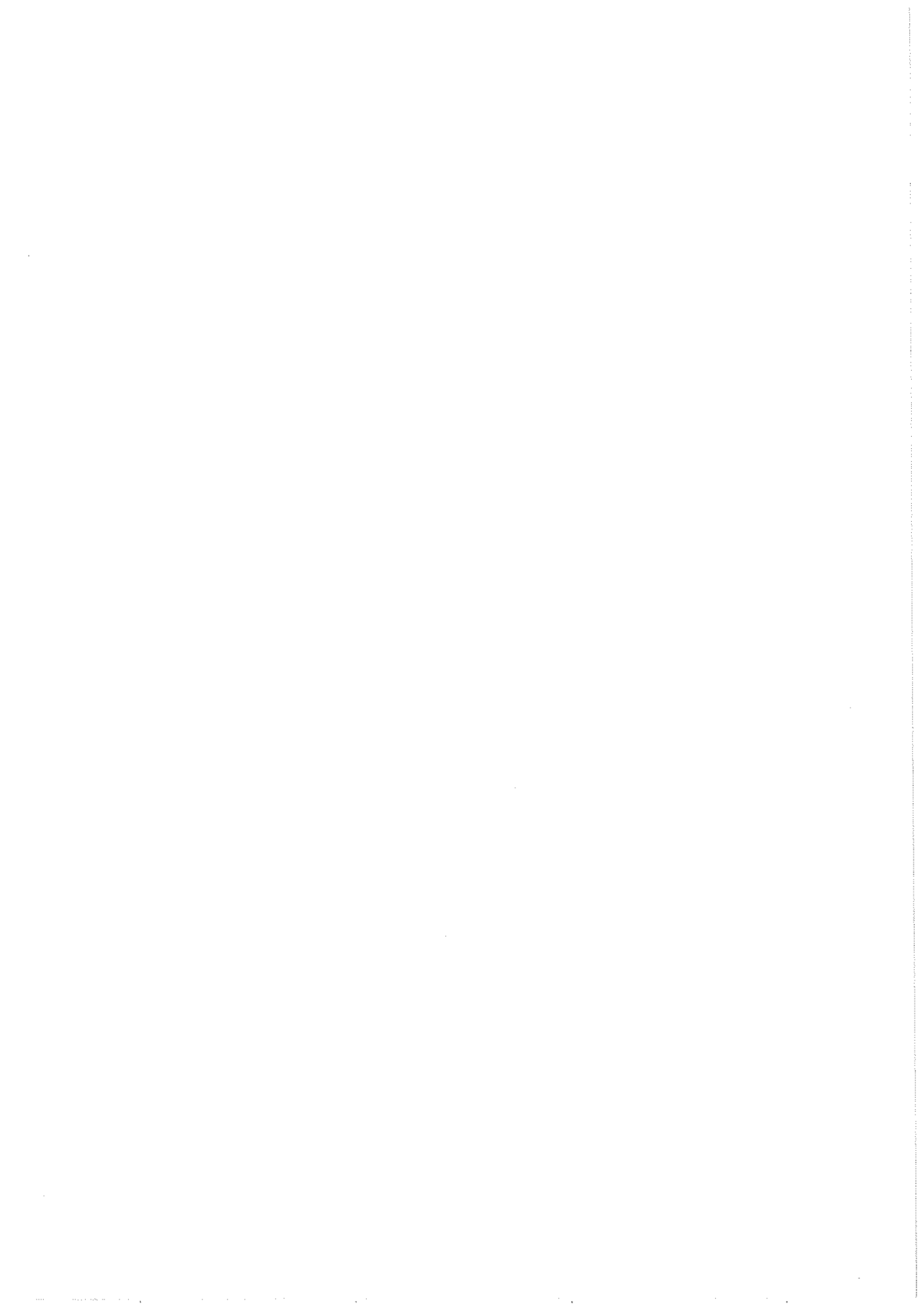
Tabela 4.11. Rebaixamentos aproximados nas diversas camadas, quando do bombeamento nas camadas 4, 6 e 8 do basalto fraturado, sem cortina, nas análises e em ensaios "in situ", para as dimensões de 5 m, 15 m e 40 m.

CAMADA	REBAIXAMENTOS (m)					
	ANÁLISES			ENSAIOS "IN SITU"		
	5m	15m	40m	5m	15m	40m
BOMBEAMENTO NA CAMADA 4						
4	1,5	0,5	<0,25	0,68;0,68 0,58	0,64;0,64 0,58	0,34;0,3 0,20
6	0,47	0,36	0,23	0,56;0,54 0,60	0,48;0,58 0,44	0,28;0,4 0,54;0,2
8	0,36	0,33	0,23	--	--	0,38;0,28
BOMBEAMENTO NA CAMADA 6						
4	0,49	0,36	0,22	0,74;0,58	0,58;0,50 0,62;0,48	0,40;0,50 0,18
6	1,6	0,60	<0,35	0,88;1,08	0,62;0,68 0,54	0,40;0,40 0,34;0,40
8	0,7	0,55	0,28	0,50	0,50;0,48	0,44;0,34
BOMBEAMENTO NA CAMADA 8						
4	0,36	0,32	0,22	0,38;0,34	--	--
6	0,74	0,56	0,28	0,38	--	--
8	2,2	0,90	0,40	--	--	--

mostram a necessidade do conhecimento geológico e dos parâmetros hidrogeológicos determinados a partir de ensaios "in situ", bem como a necessidade da utilização de malhas com espaçamentos pequenos para efetuar previsões corretas sobre a distribuição das cargas.

Outras aplicações são visualizadas para o programa MODFLOW (MACDONALD & HARBAUGH, 1988):

- a. A investigação dos impactos nos sistemas hidrogeológicos perante a elevação das cargas ao redor de um reservatório, criado por um barramento para finalidades diversas, como geração de energia hidrelétrica, irrigação, controle de enchentes.
- b. Estimativas das vazões de infiltração e das cargas em escavações para implantação de obras diversas de engenharia, como barramentos e túneis.
- c. Estimativas de cargas em diversas situações visando planejamento ambiental e proposição de projetos ambientais.
- d. Modelagens de sistemas hidrogeológicos para fins de abastecimento de água, gerenciamento e proteção dos recursos de águas subterrâneas e superficiais.
- e. Calibração de um modelo considerado, de forma a encontrar um conjunto de parâmetros que permitam reproduzir dados medidos no campo. Um modelo pode ser calibrado através de variações das condutividades hidráulicas, das relações de anisotropia e do coeficiente de armazenamento específico, até obter-se cargas e vazões simuladas similares àquelas medidas "in situ", durante um determinado período de tempo. Uma boa calibração não garante que o modelo esteja correto, sendo necessária a verificação. A verificação é feita normalmente através da comparação entre resultados obtidos no modelo calibrado e "in situ", para tempos futuros. Um modelo calibrado apresenta maiores chances de acertos nessas previsões futuras.



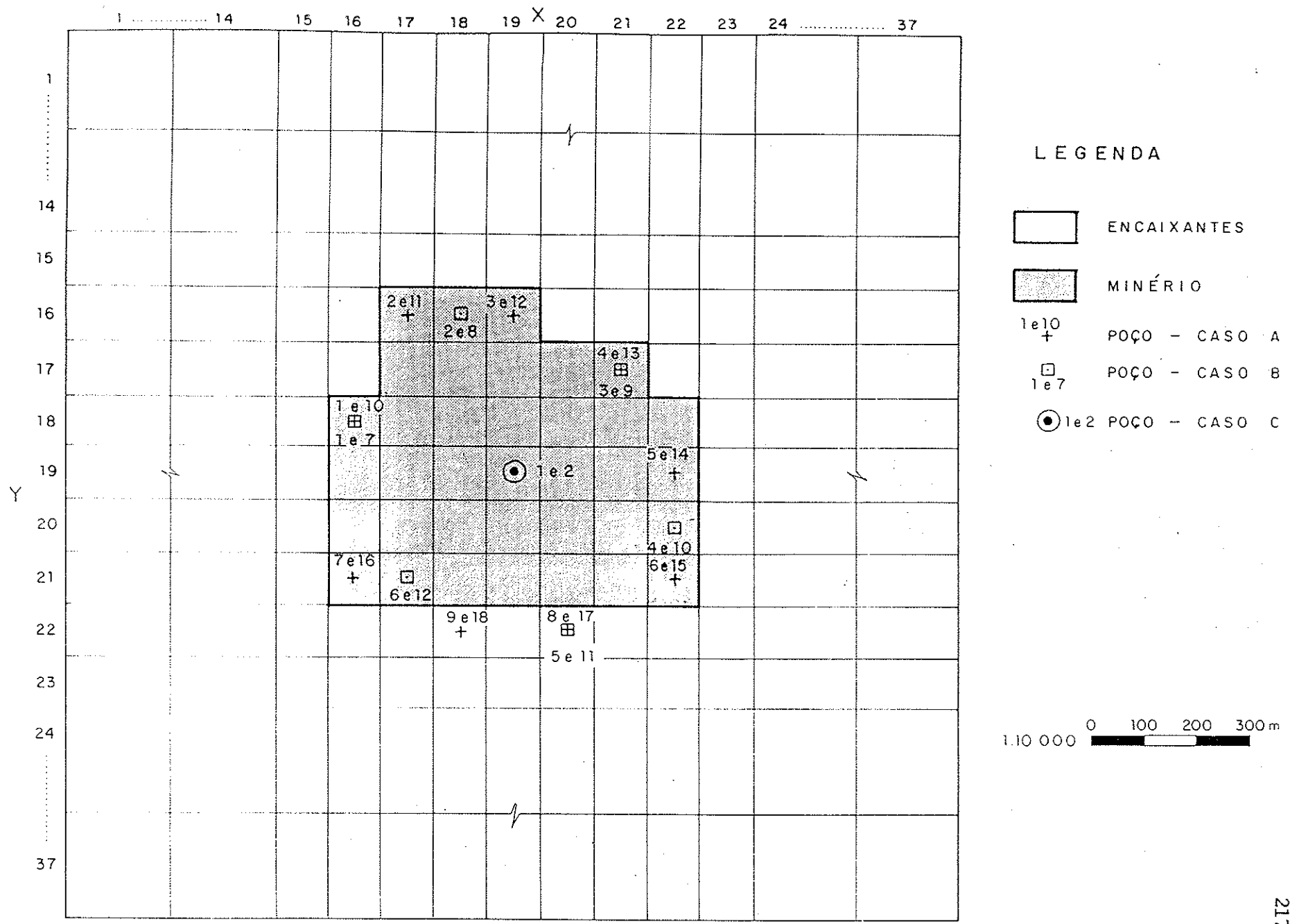


Figura 4.1. Modelo para análise de rebaixamento em uma mina no estudo 1 - planta.

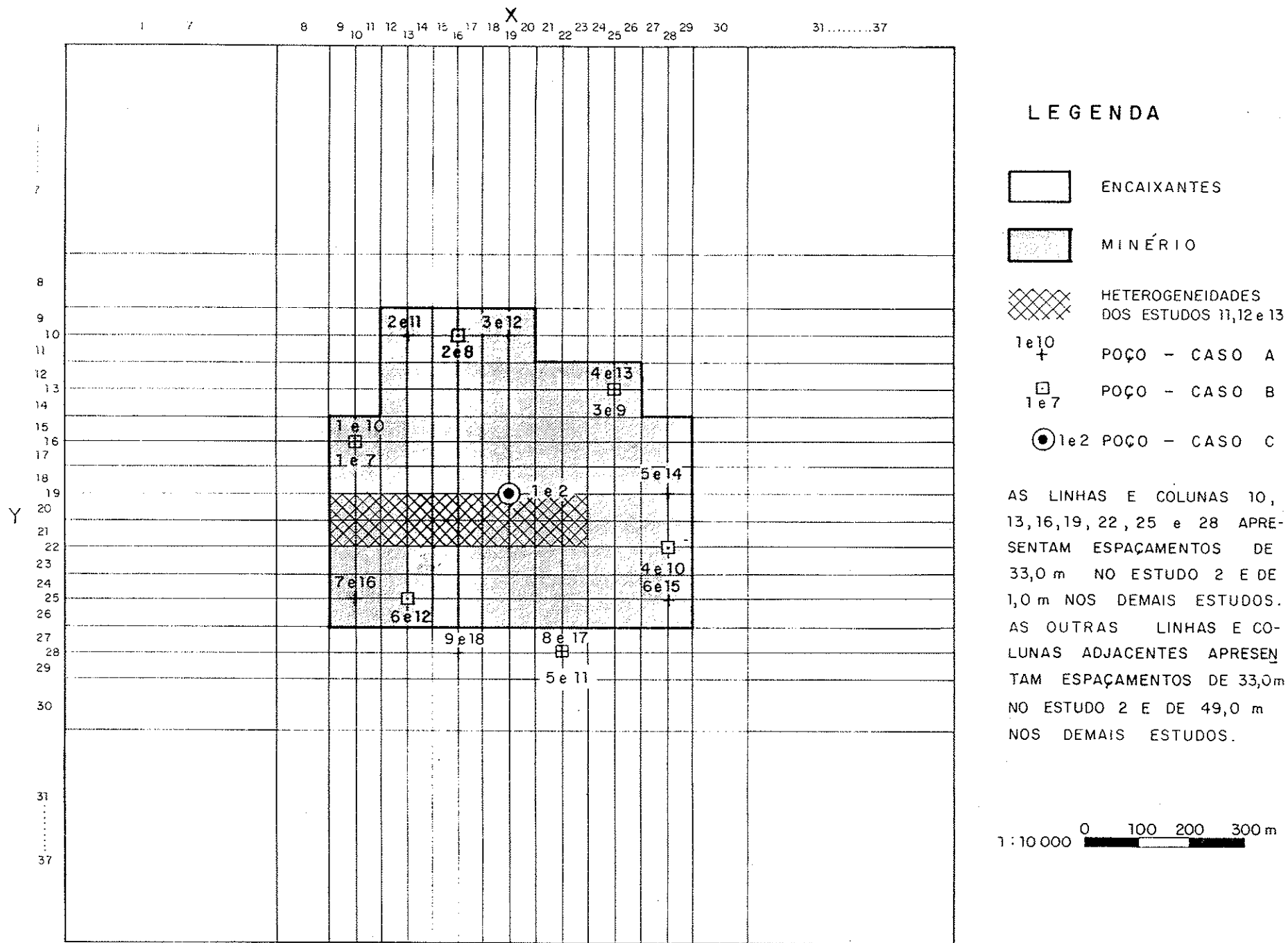


Figura 4.2. Modelo para análise de rebaixamento em uma mina nos estudos 2, 3, 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13 planta.

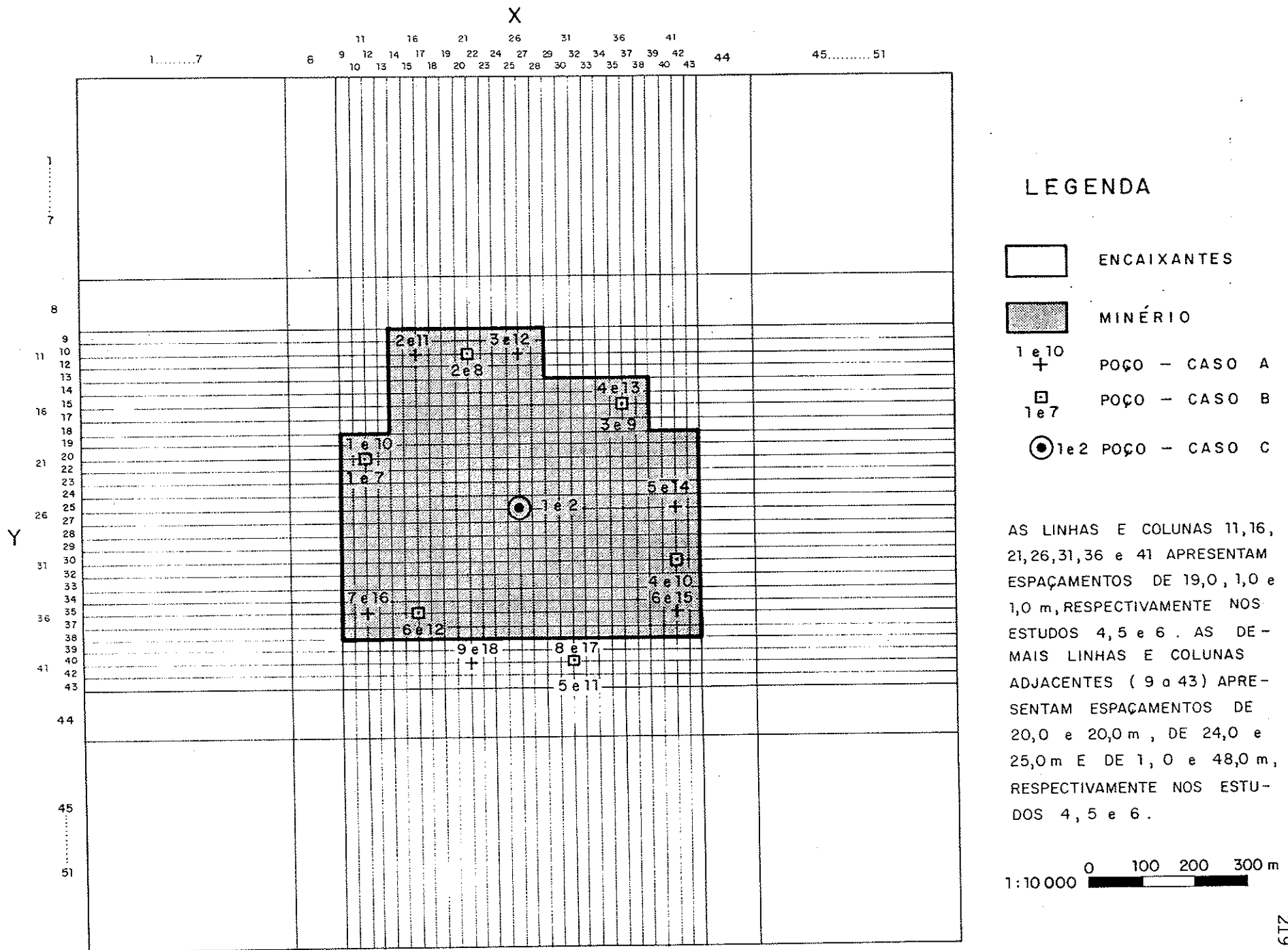


Figura 4.3. Modelo para análise de rebaixamento em uma mina nos estudos 4, 5 e 6 - planta.

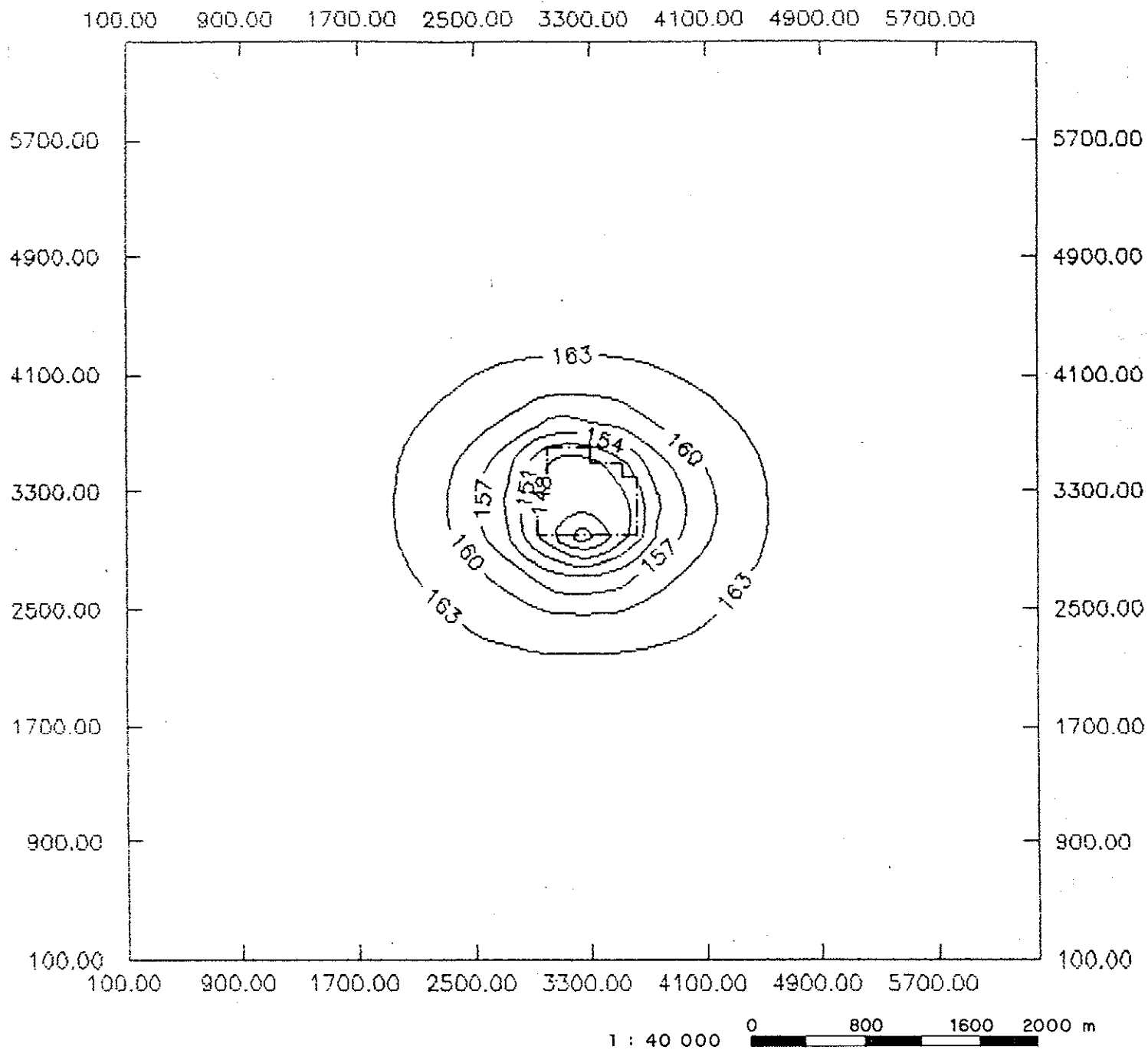


Figura 4.4. Distribuição das cargas no estudo 1, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso A.

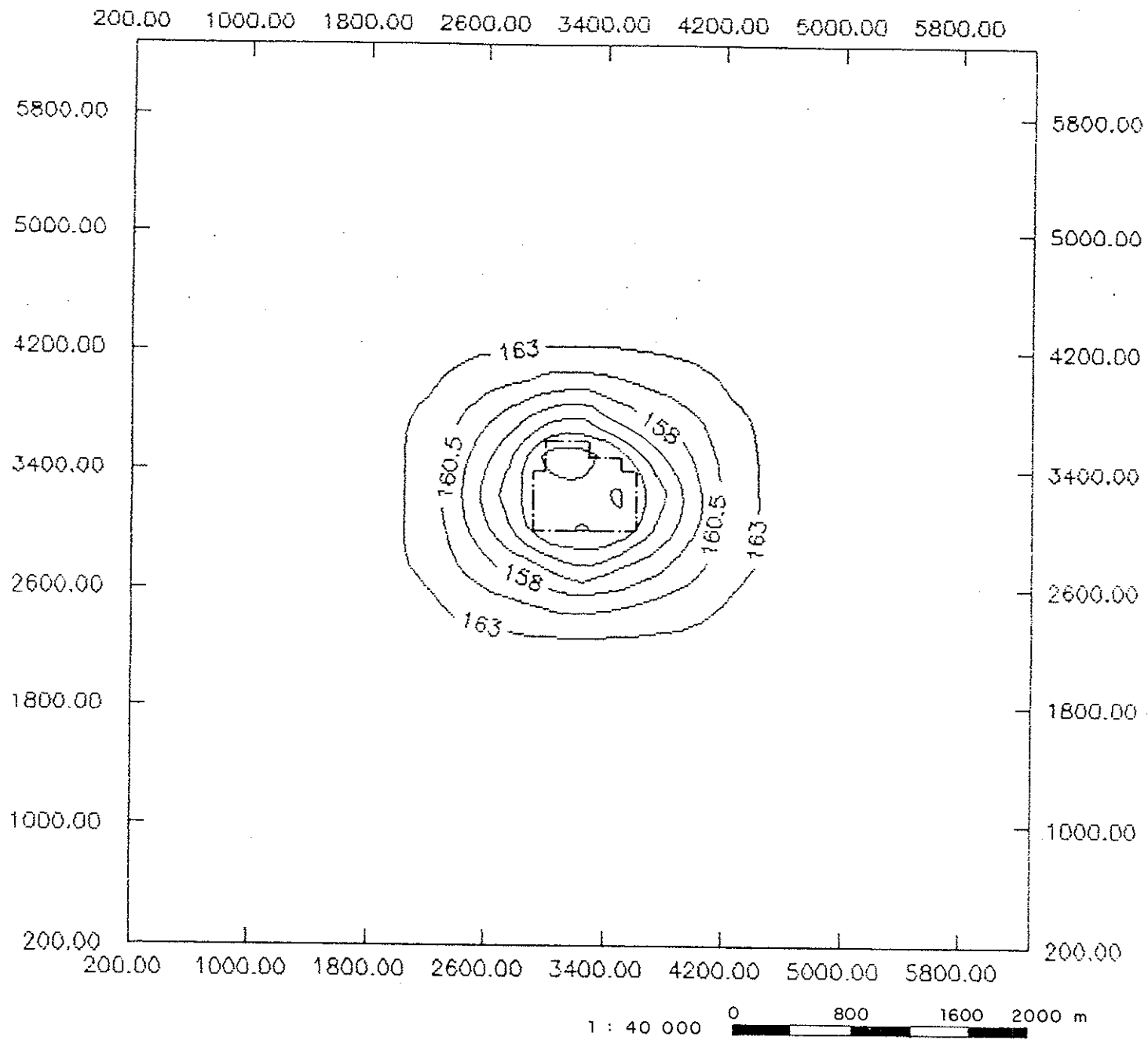


Figura 4.5. Distribuição das cargas no estudo 2, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso A.

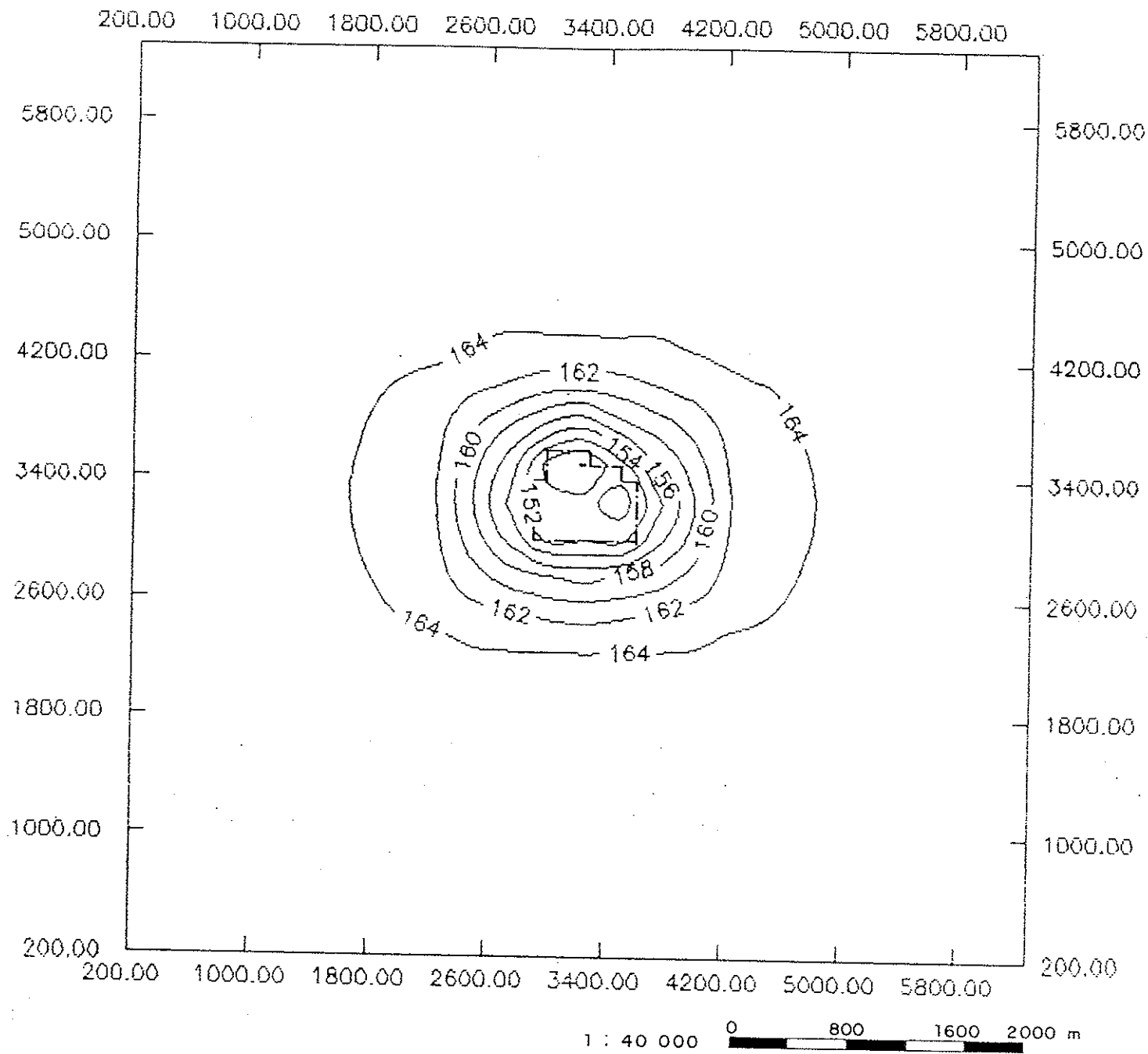


Figura 4.6. Distribuição das cargas no estudo 3, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso A.

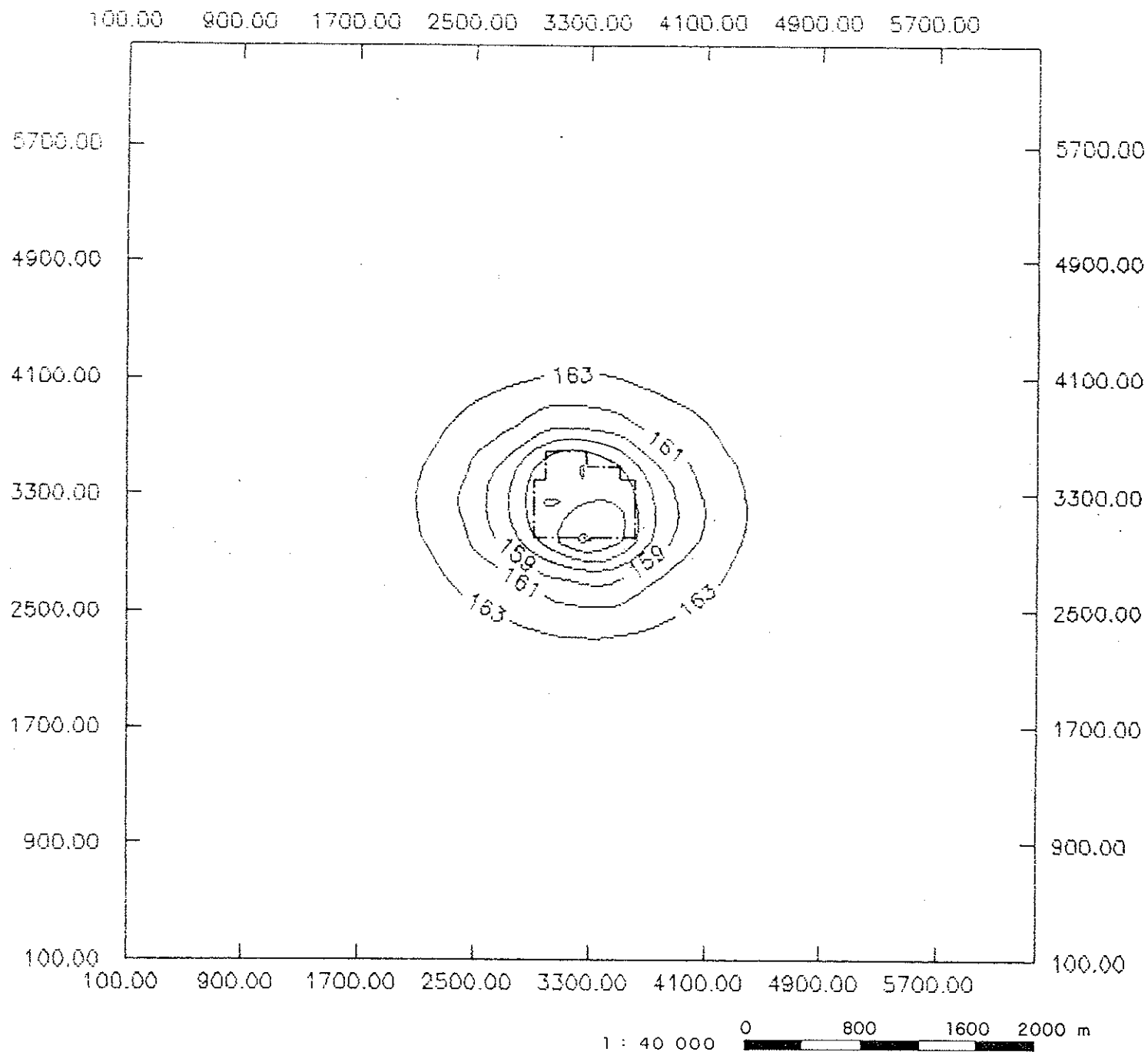


Figura 4.7. Distribuição das cargas no estudo 1, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso B.

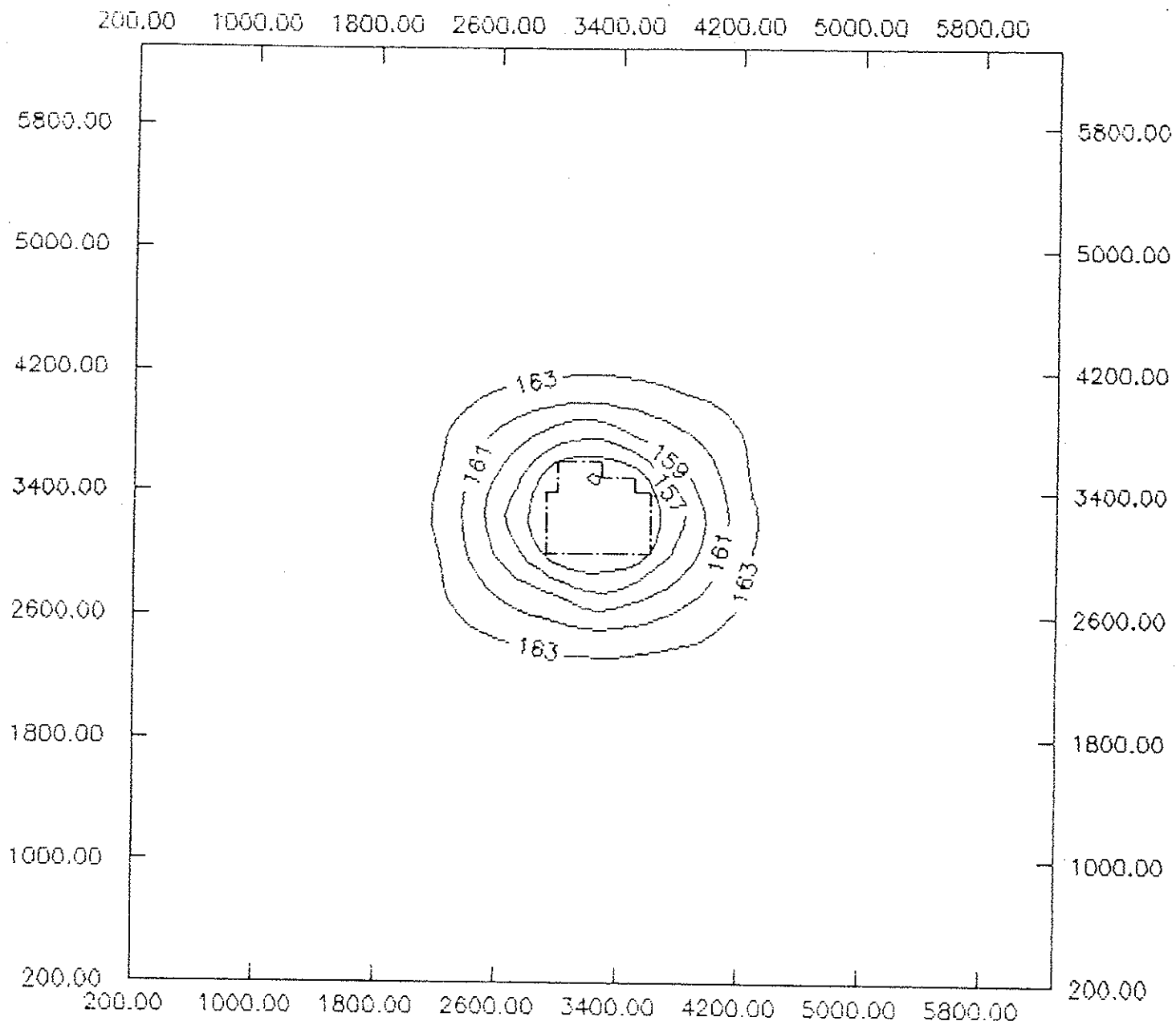


Figura 4.8. Distribuição das cargas no estudo 2, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso B.

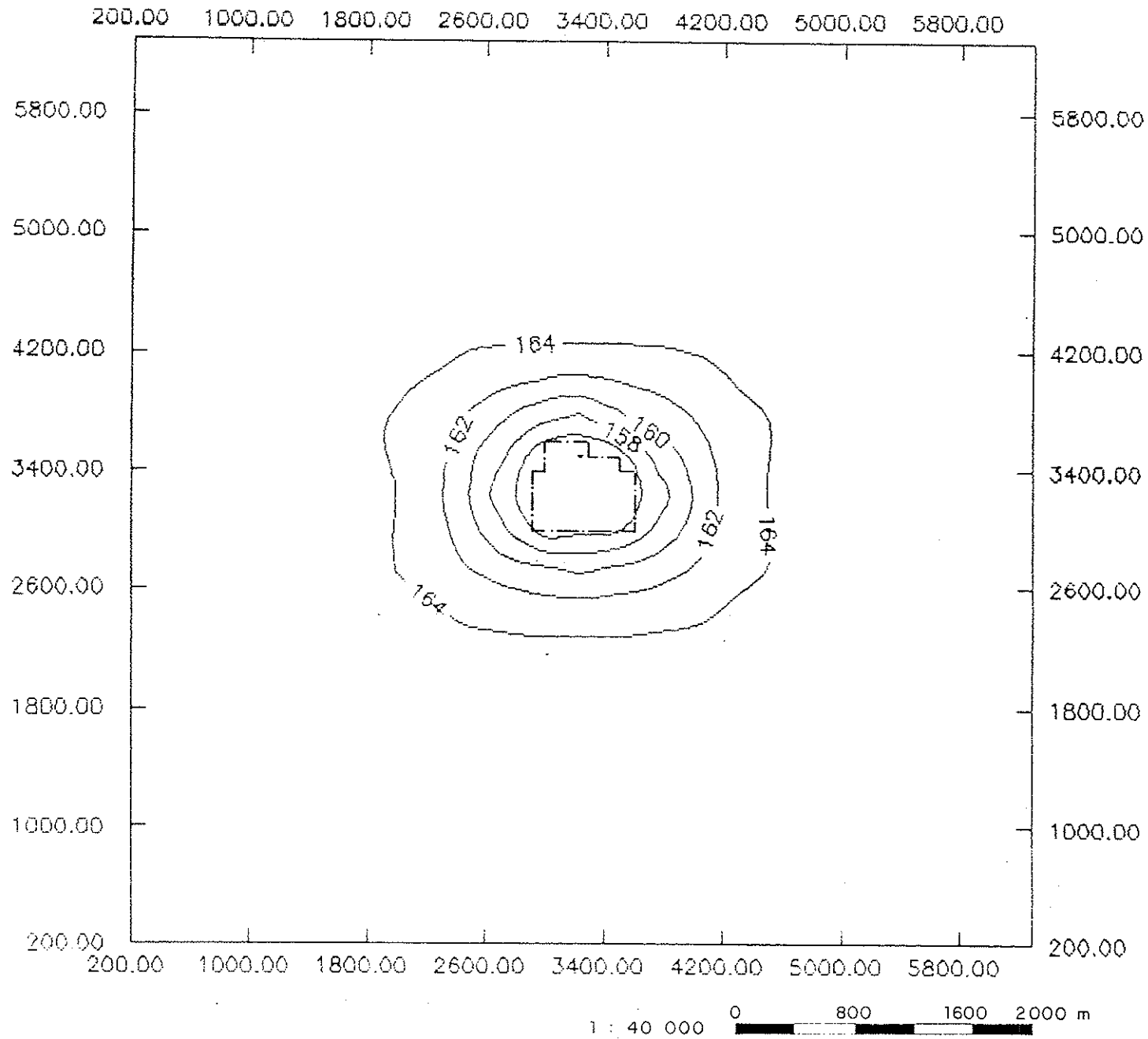


Figura 4.9. Distribuição das cargas no estudo 3, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso B.

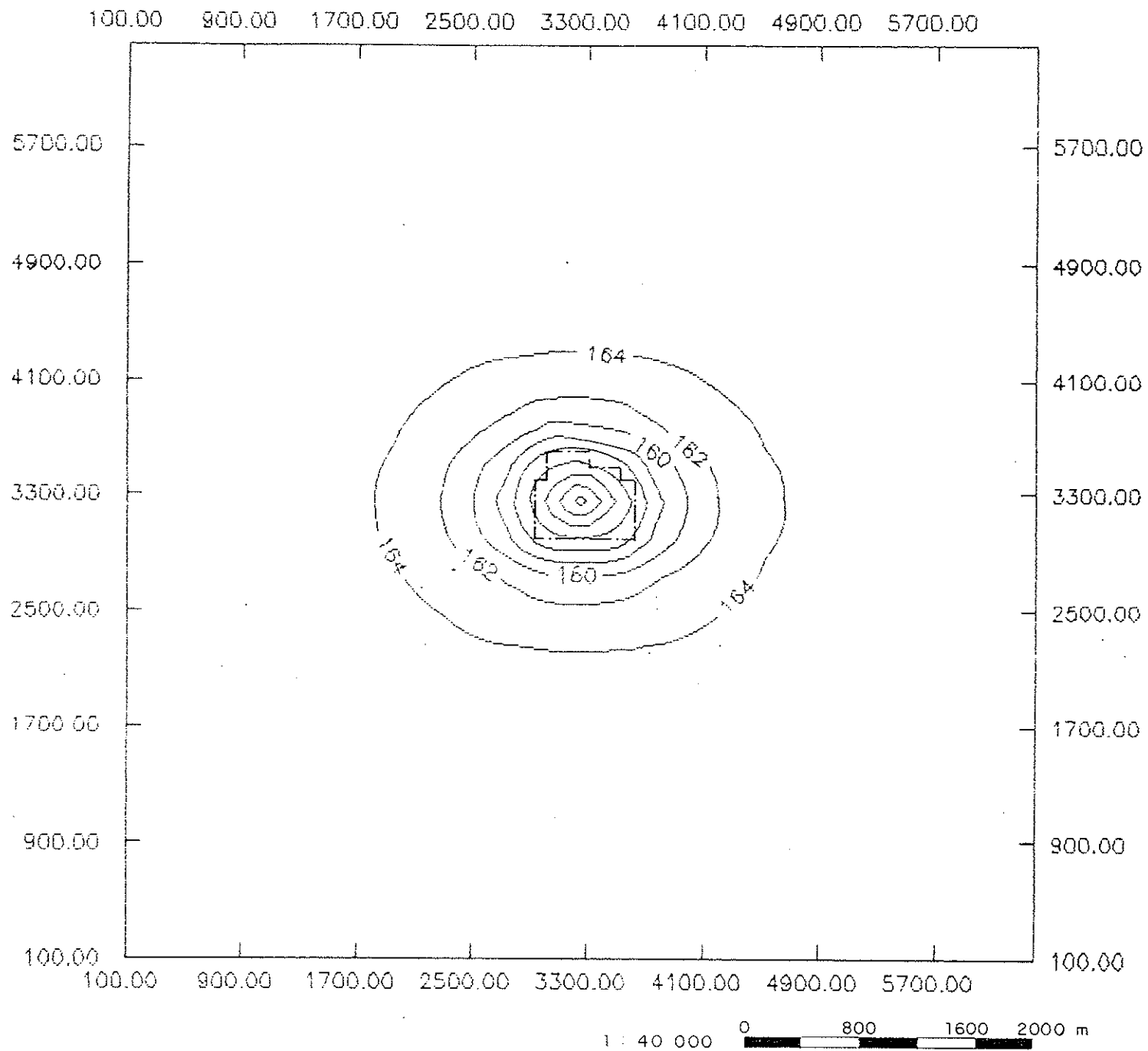


Figura 4.10. Distribuição das cargas no estudo 1, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso C.

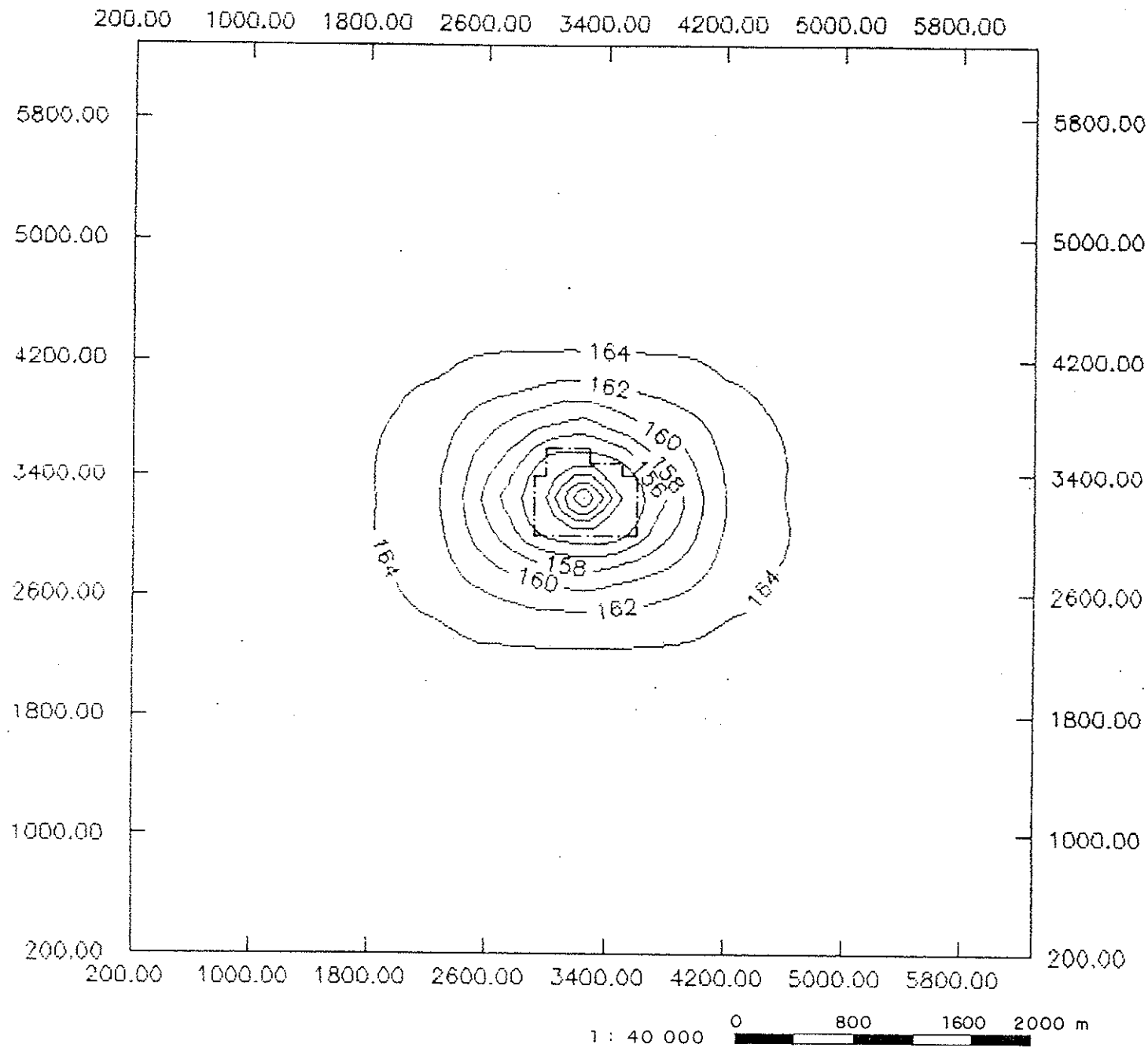


Figura 4.11. Distribuição das cargas no estudo 2, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso C.

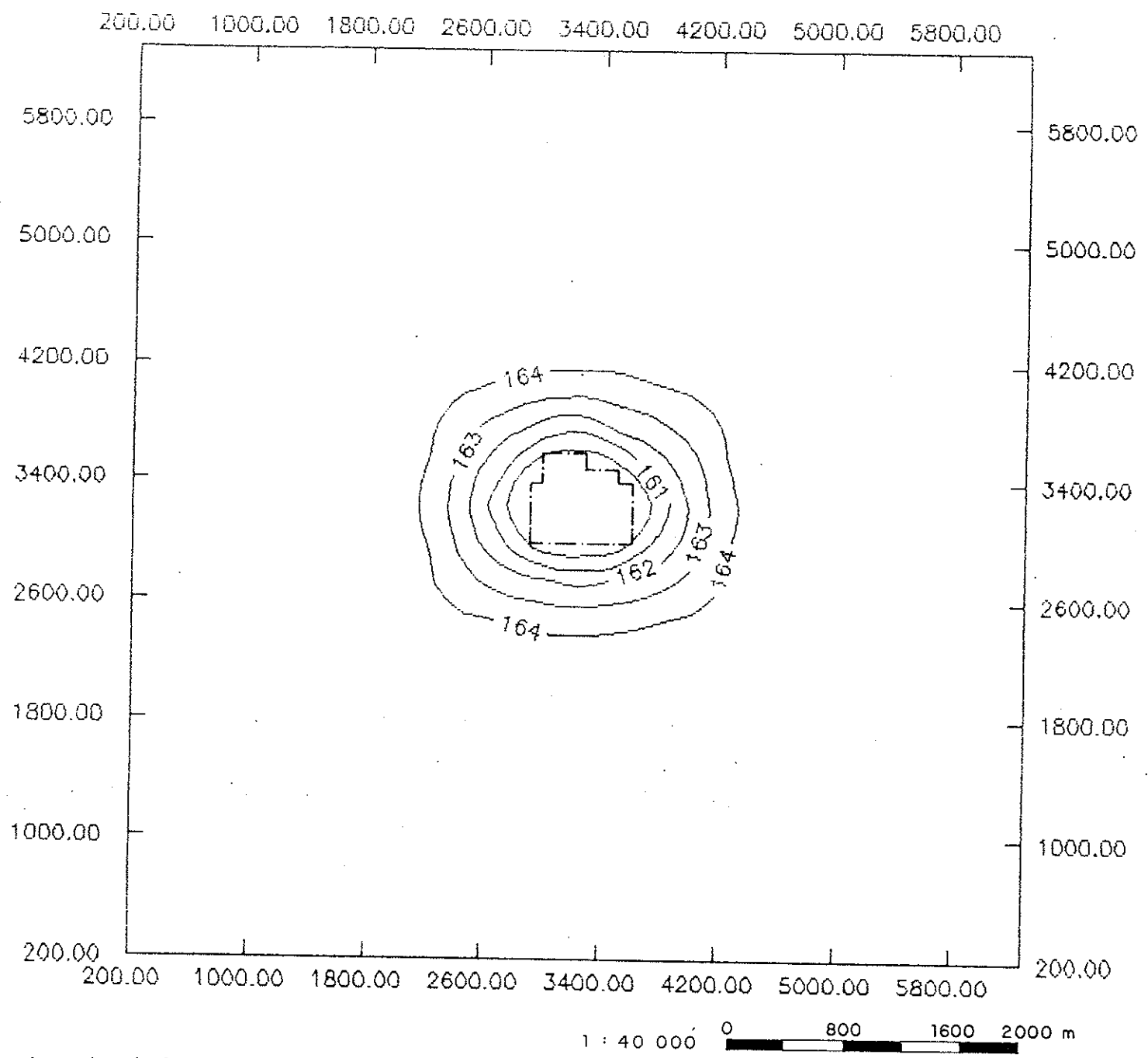


Figura 4.12. Distribuição das cargas no estudo 3, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150\text{m}^3/\text{h}$, após 210 h - caso C.

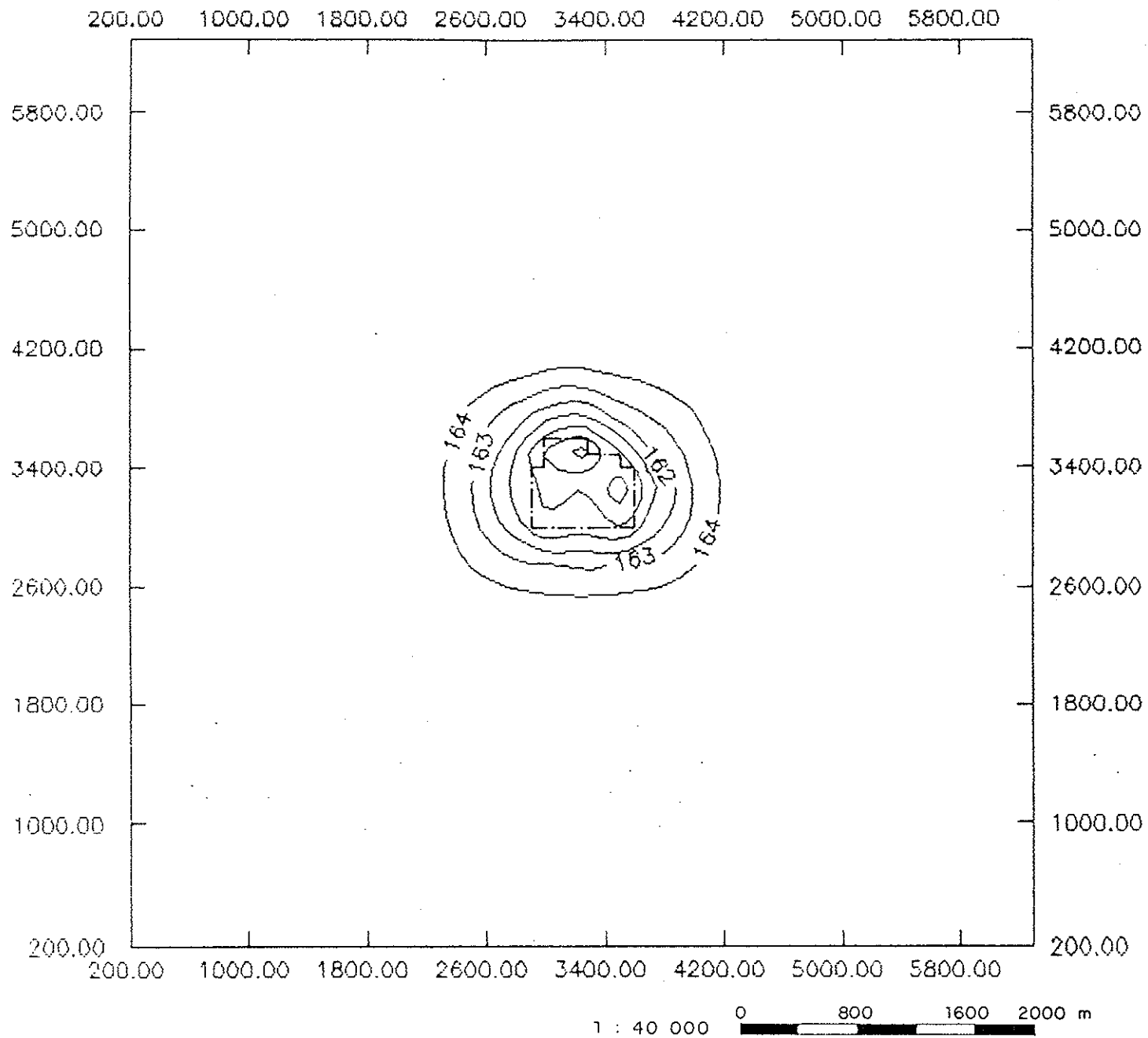


Figura 4.13. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 68,57h - caso A.

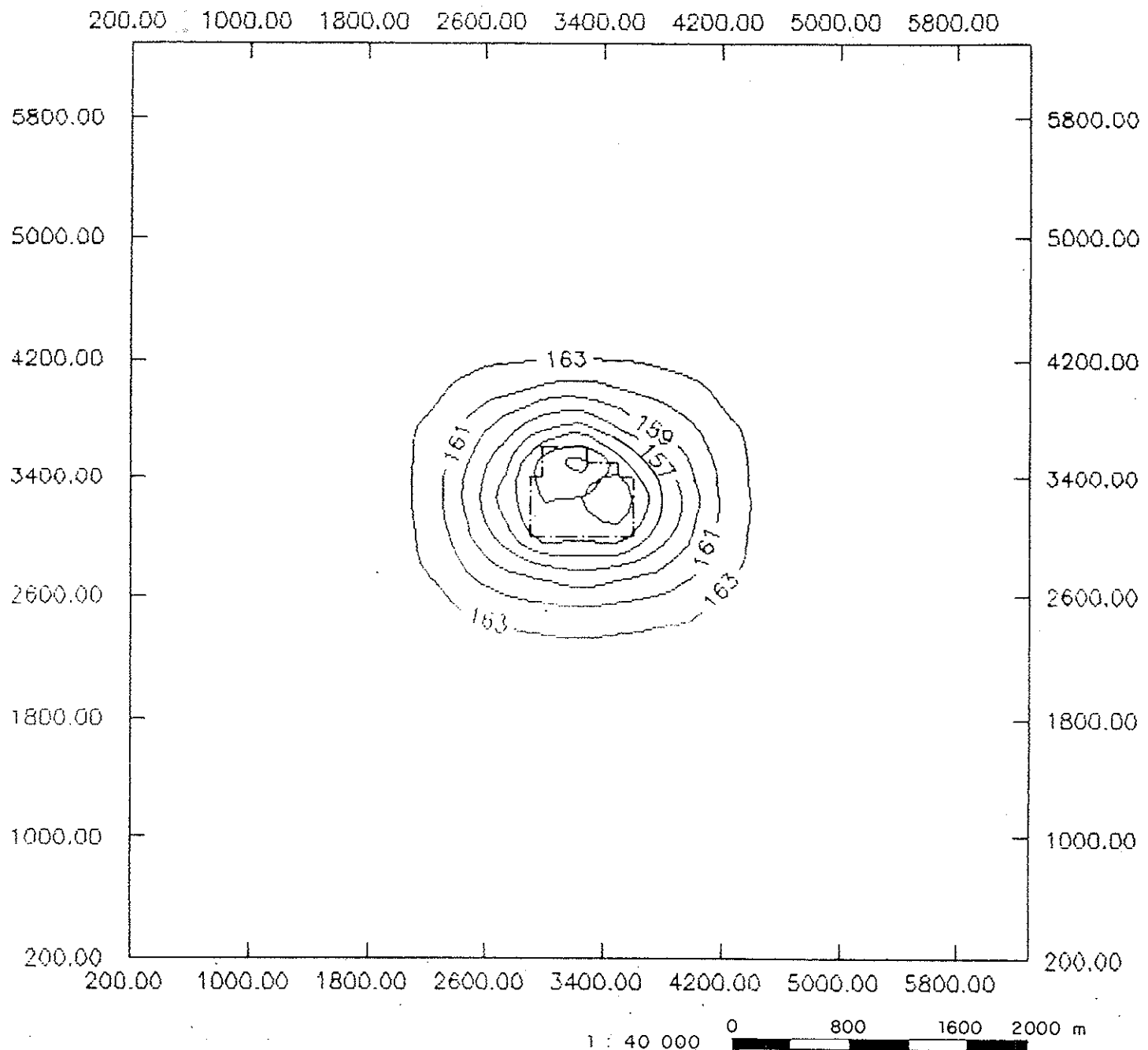


Figura 4.14. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25\text{m}^3/\text{h}$, após 205,71 h - caso A.

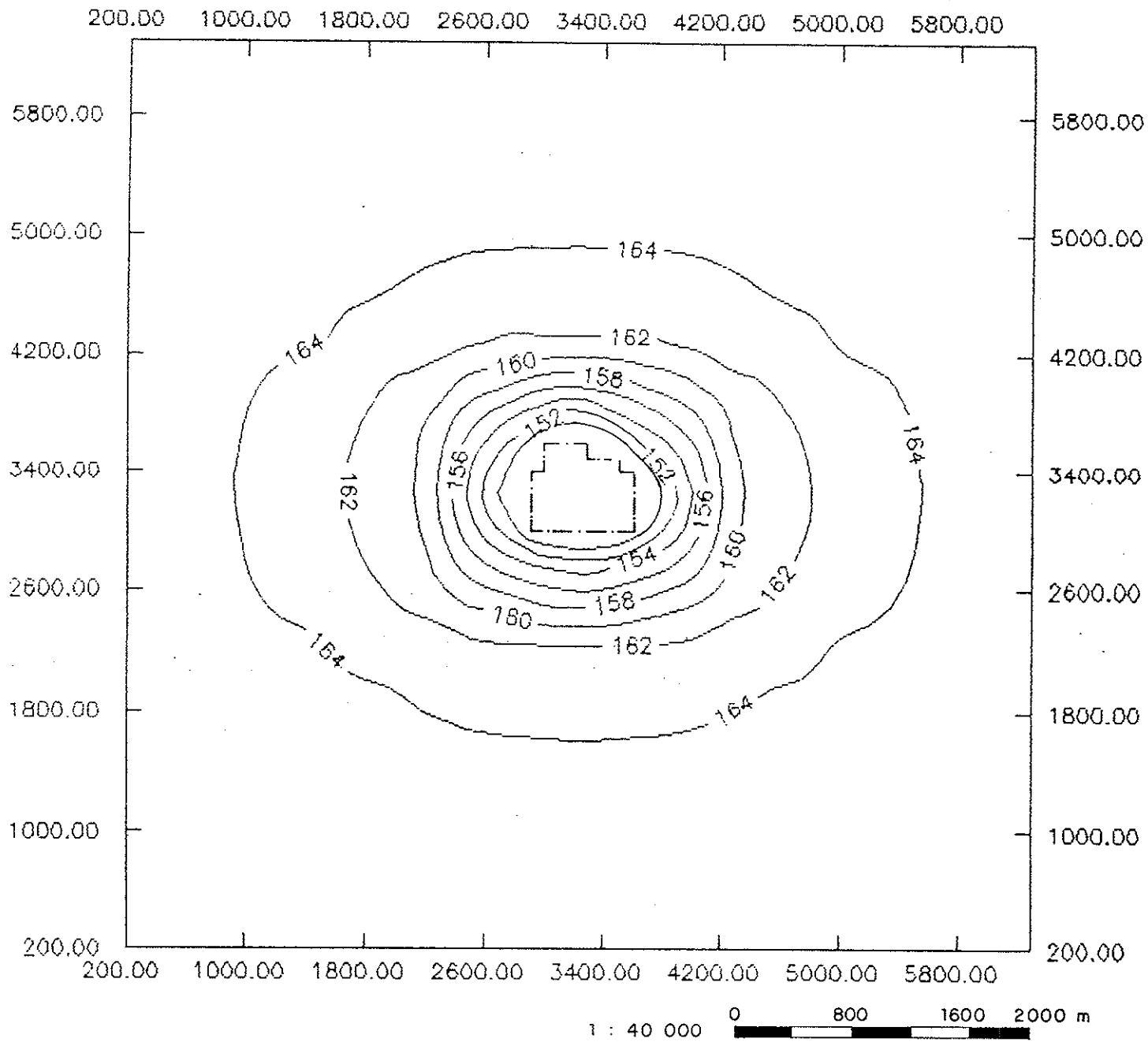


Figura 4.15. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de 25 m³/h, após 480 h - caso A.

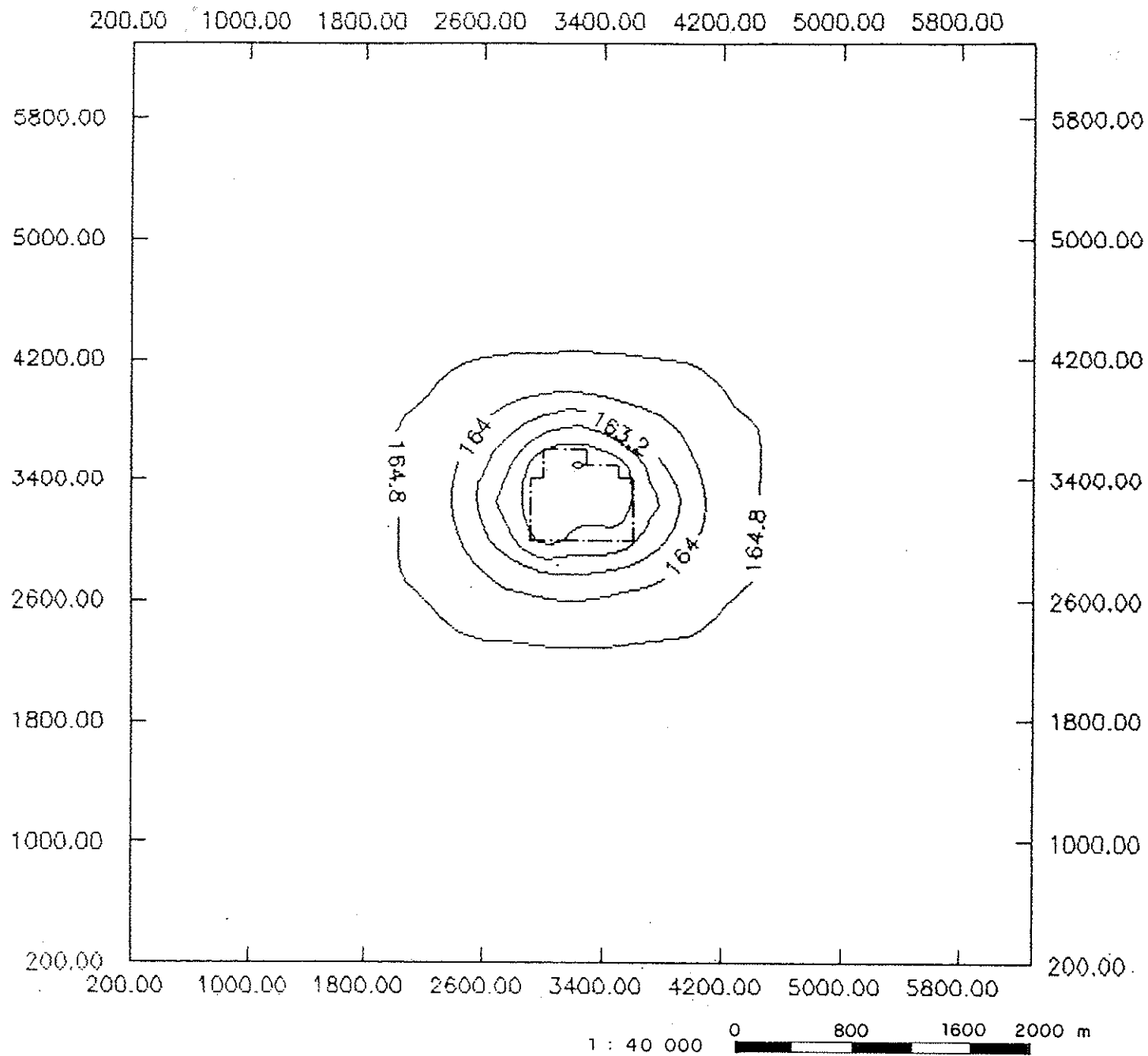


Figura 4.16. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso B.

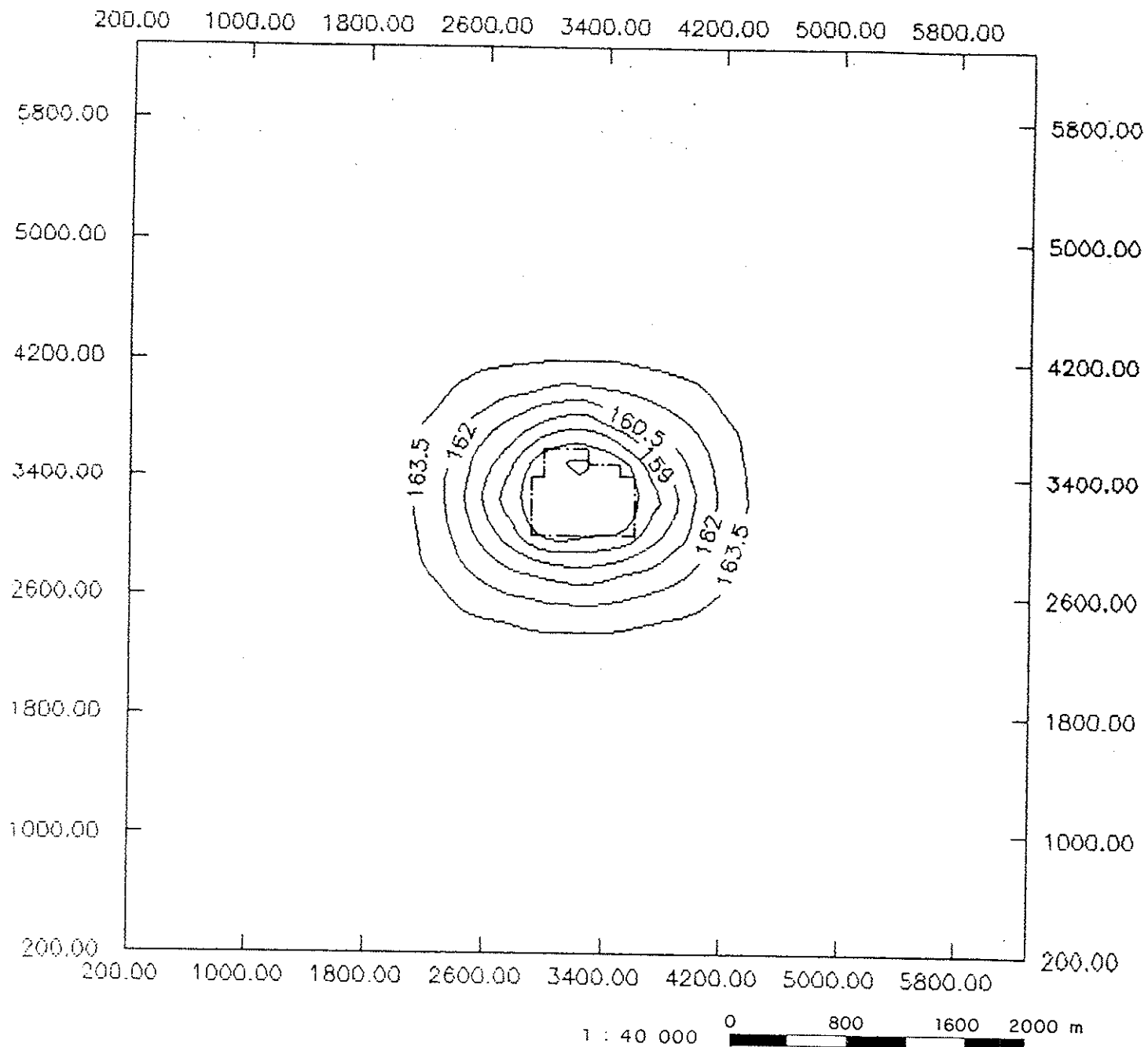


Figura 4.17. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 205,71 h - caso B.

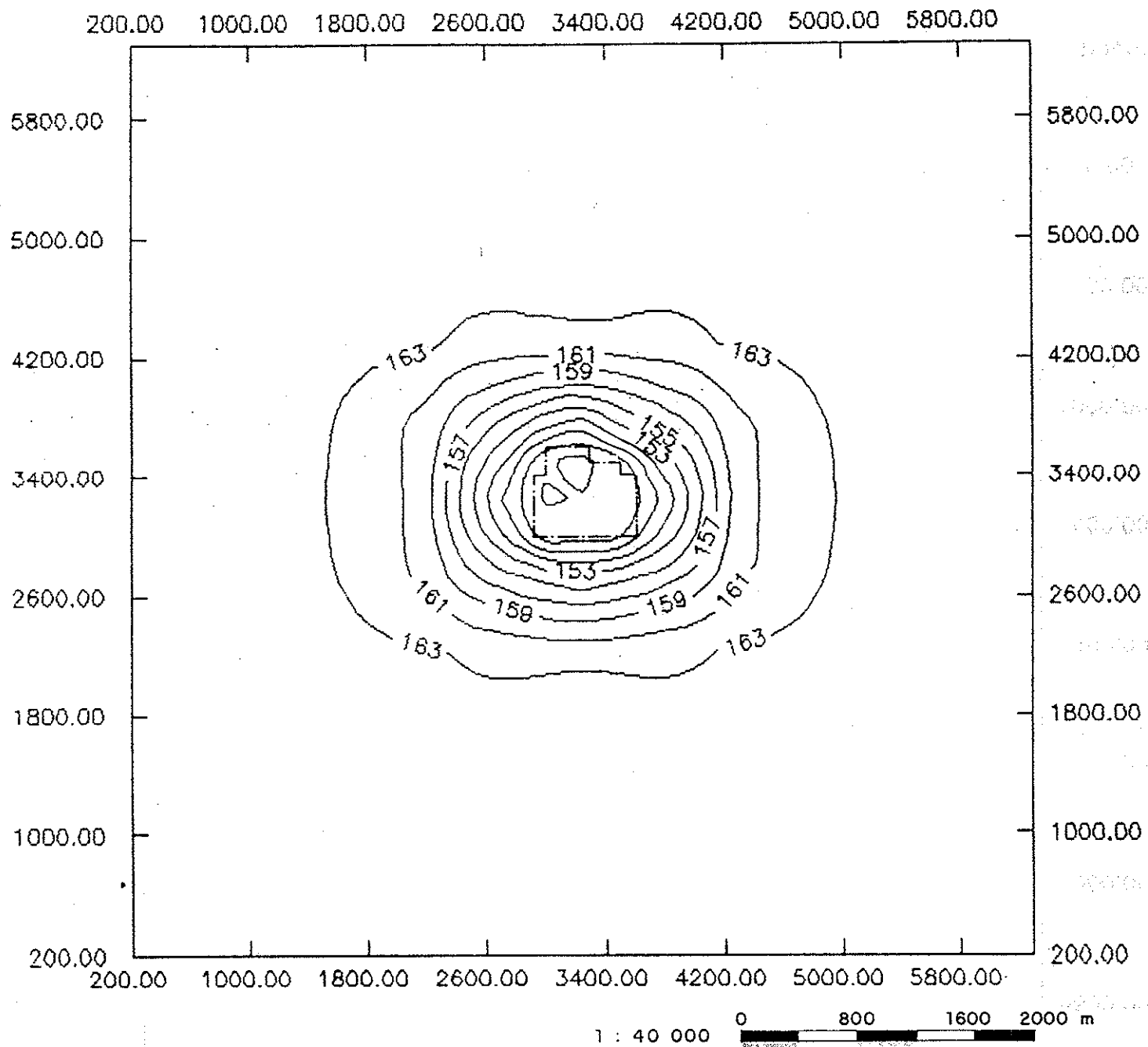


Figura 4.18. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de 25 m³/h, após 480 h - caso B.

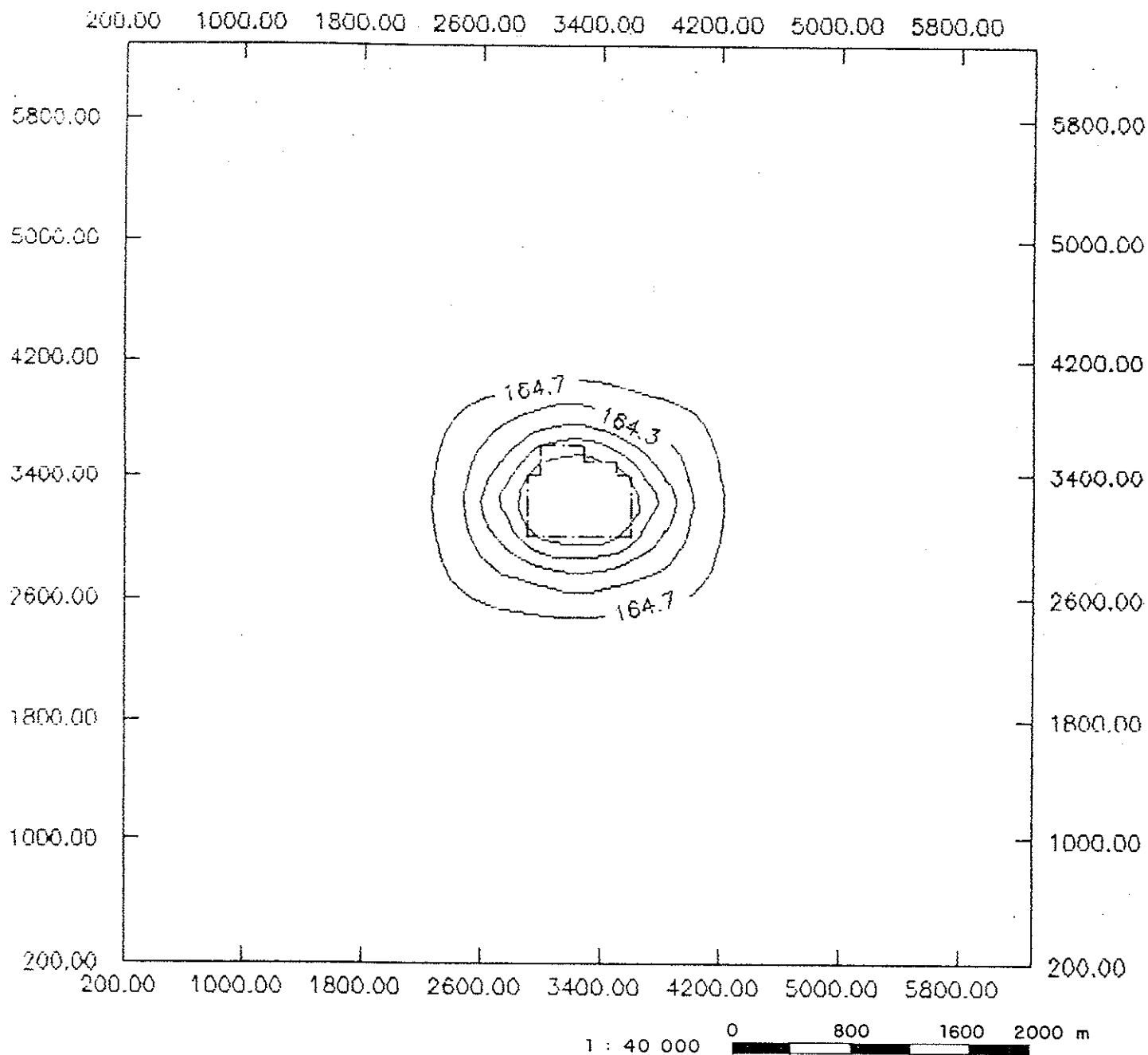


Figura 4.19. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso C.

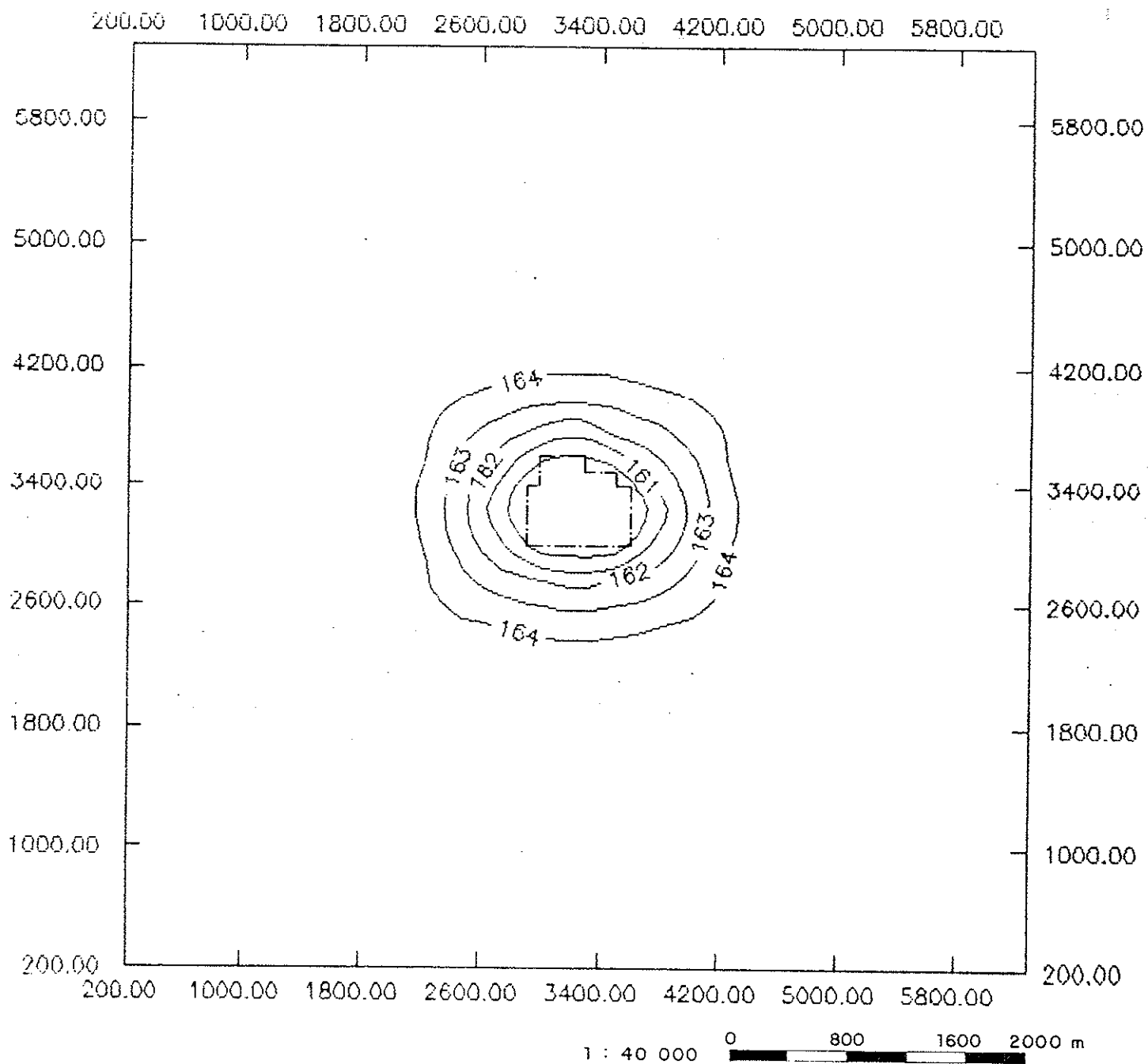


Figura 4.20. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150 \text{ m}^3/\text{h}$, após 205,71 h - caso C.

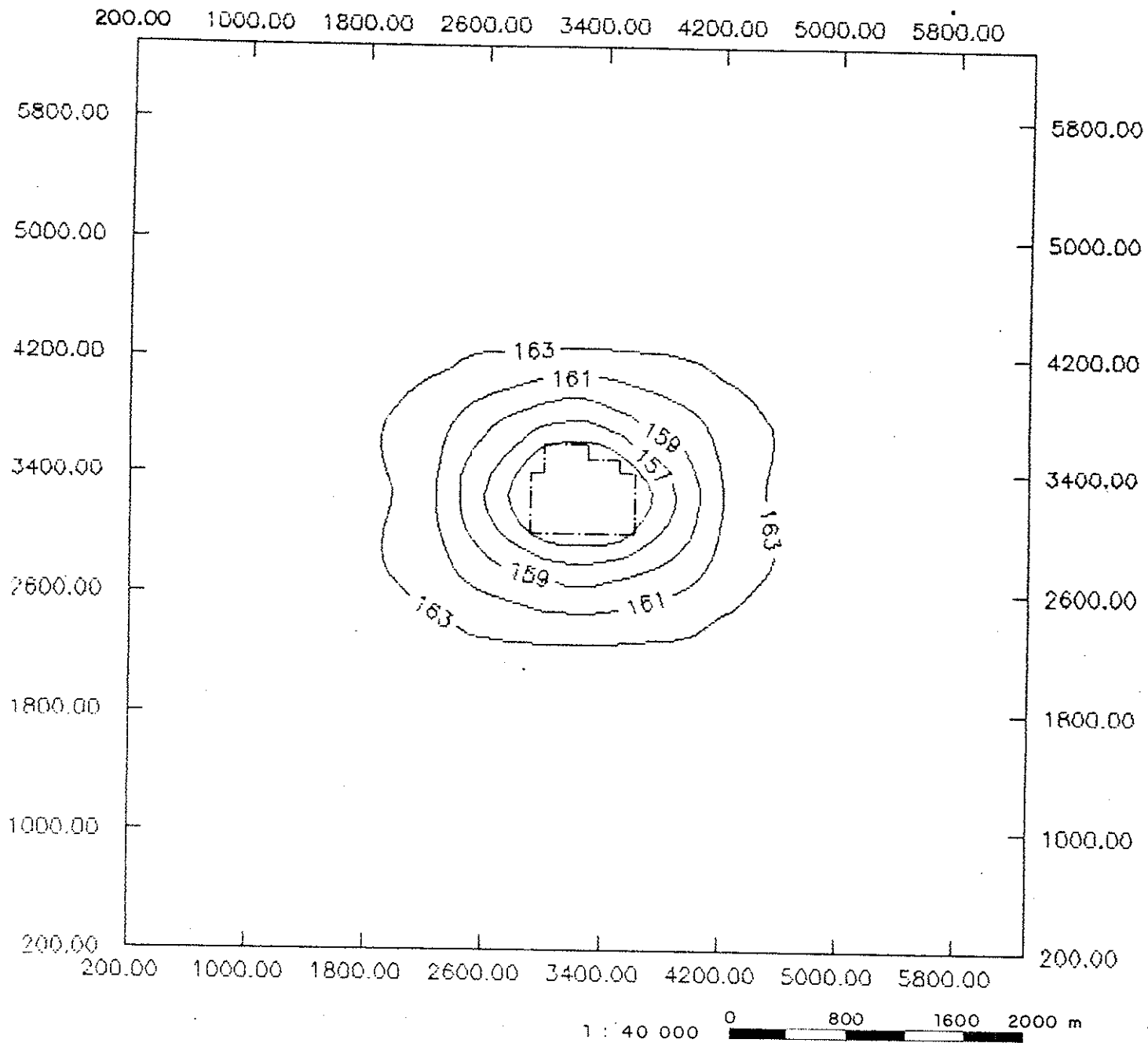


Figura 4.21. Distribuição das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150 \text{ m}^3/\text{h}$, após 480 h - caso C.

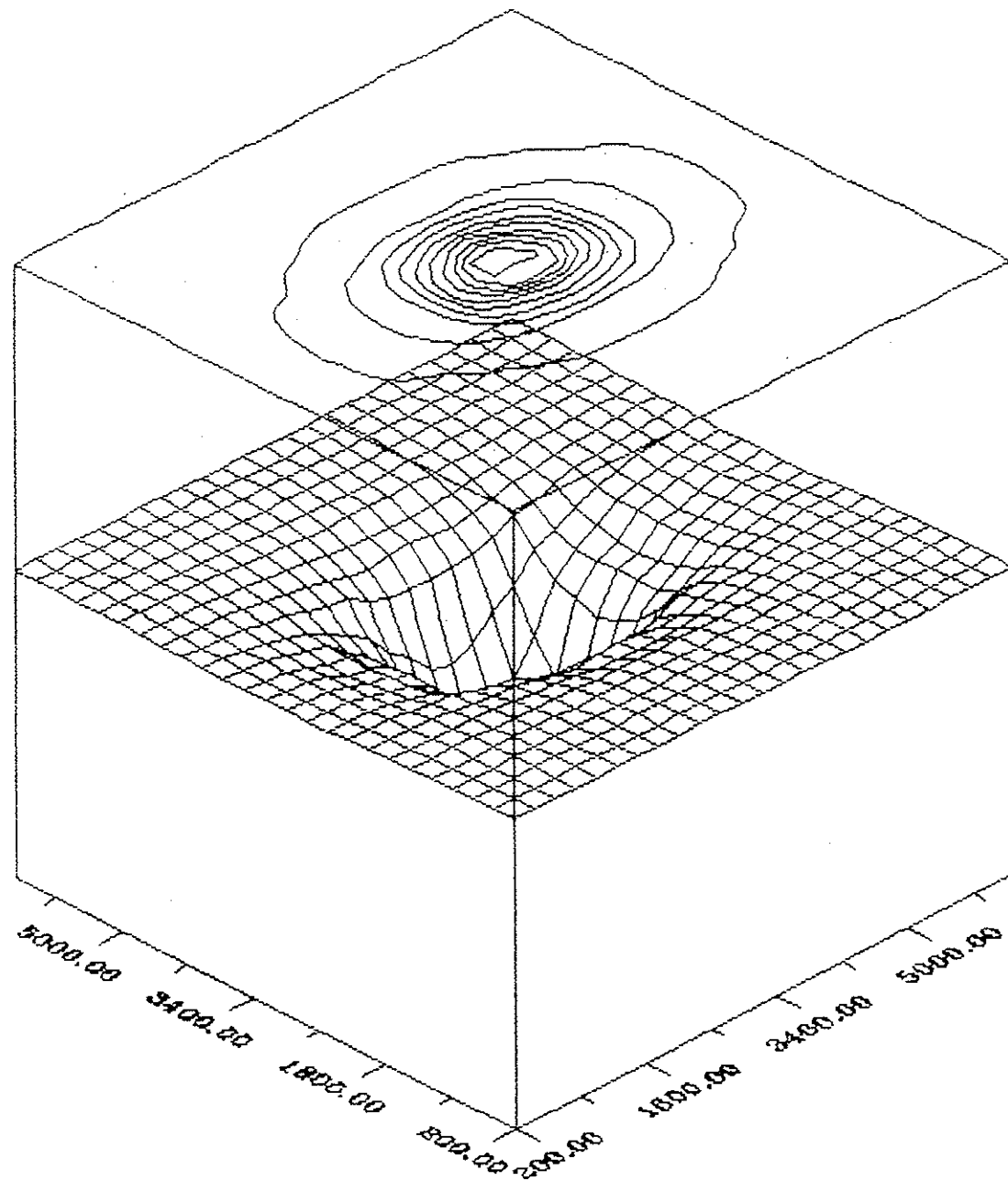


Figura 4.22. Mapa de contorno e projeção ortográfica das cargas no estudo 7, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 480 h - caso A.

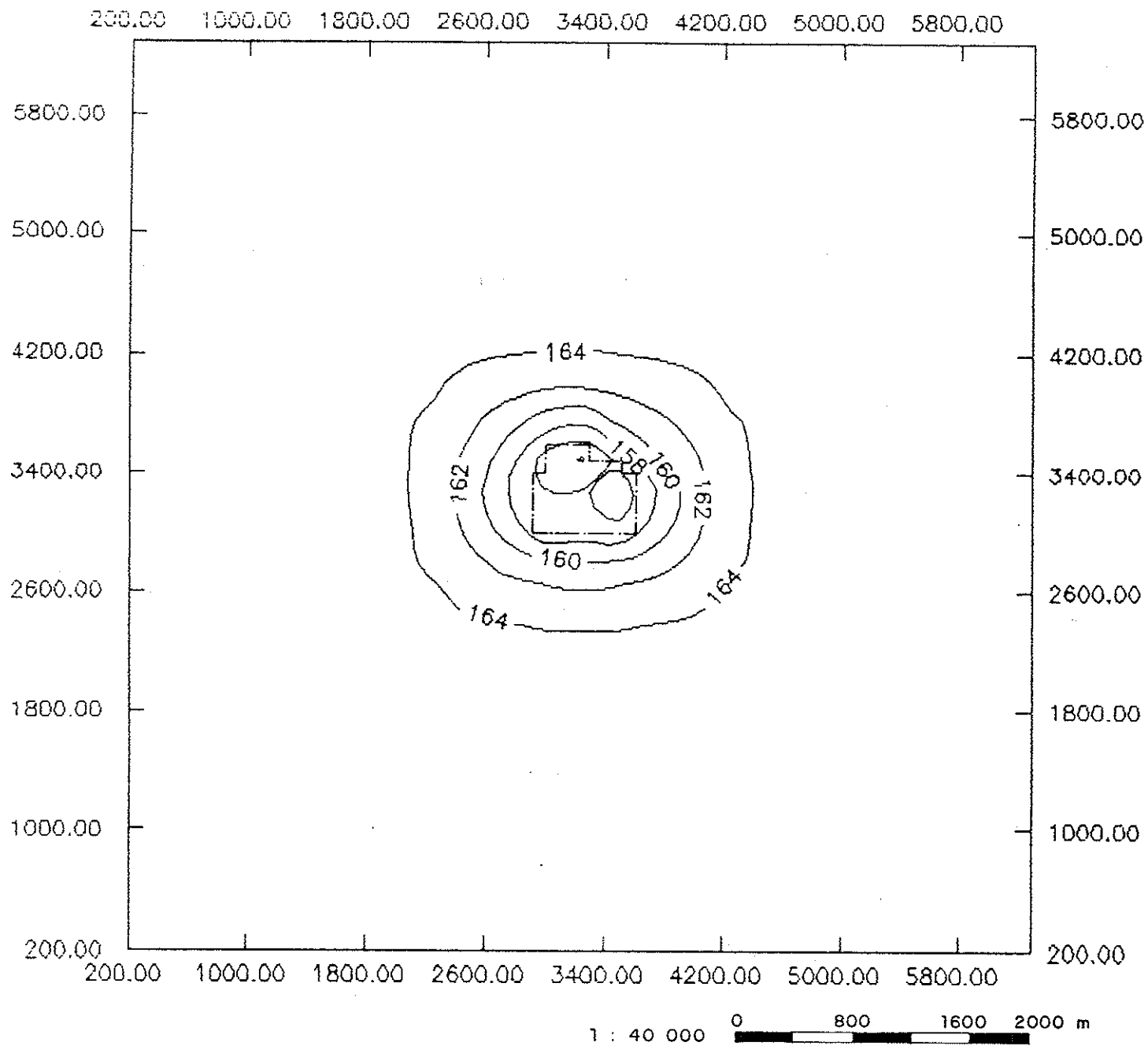


Figura 4.23. Distribuição das cargas no estudo 8, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de 25 m³/h, após 68,57 h - caso A.

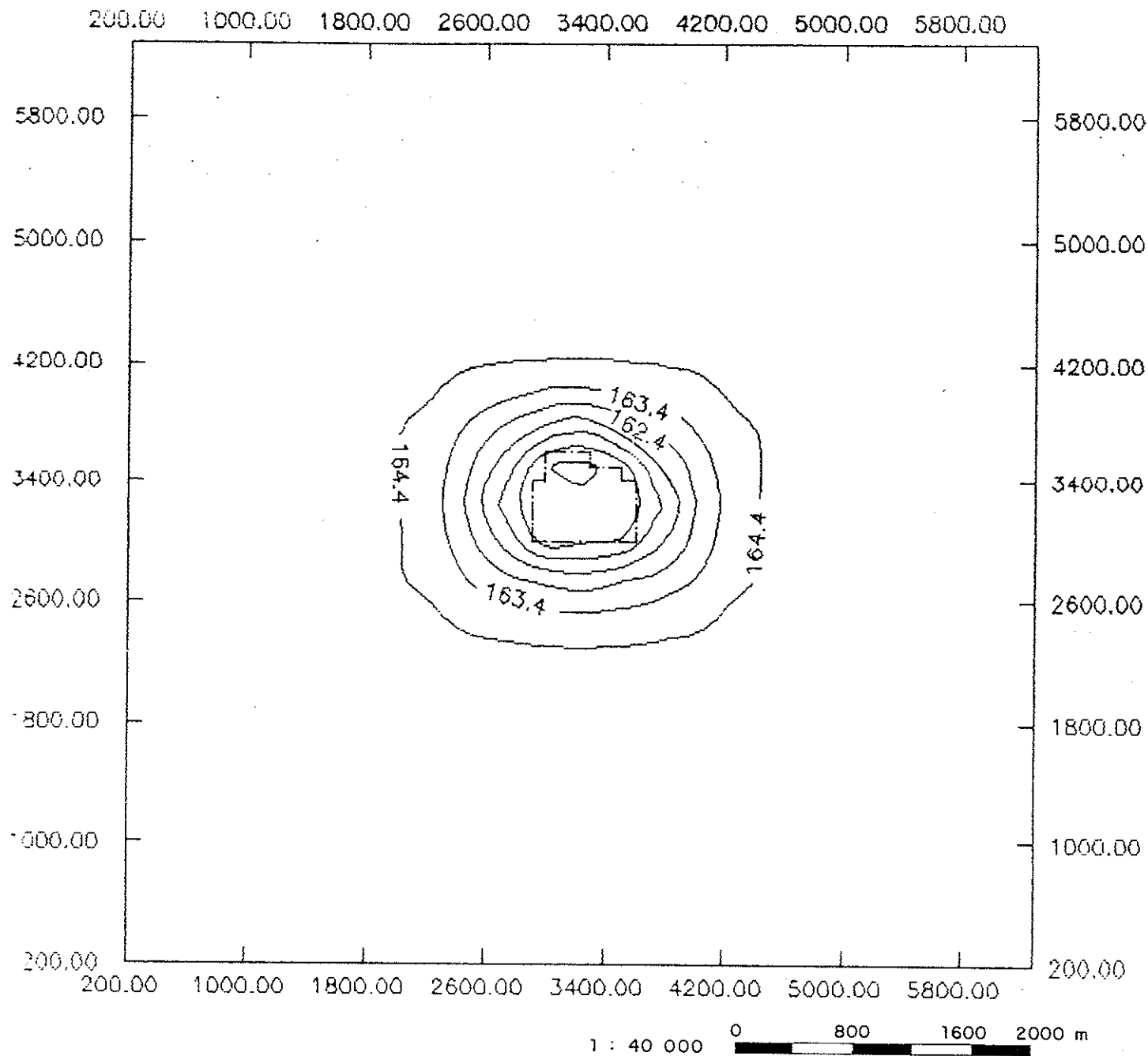


Figura 4.24. Distribuição das cargas no estudo 8, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso B.

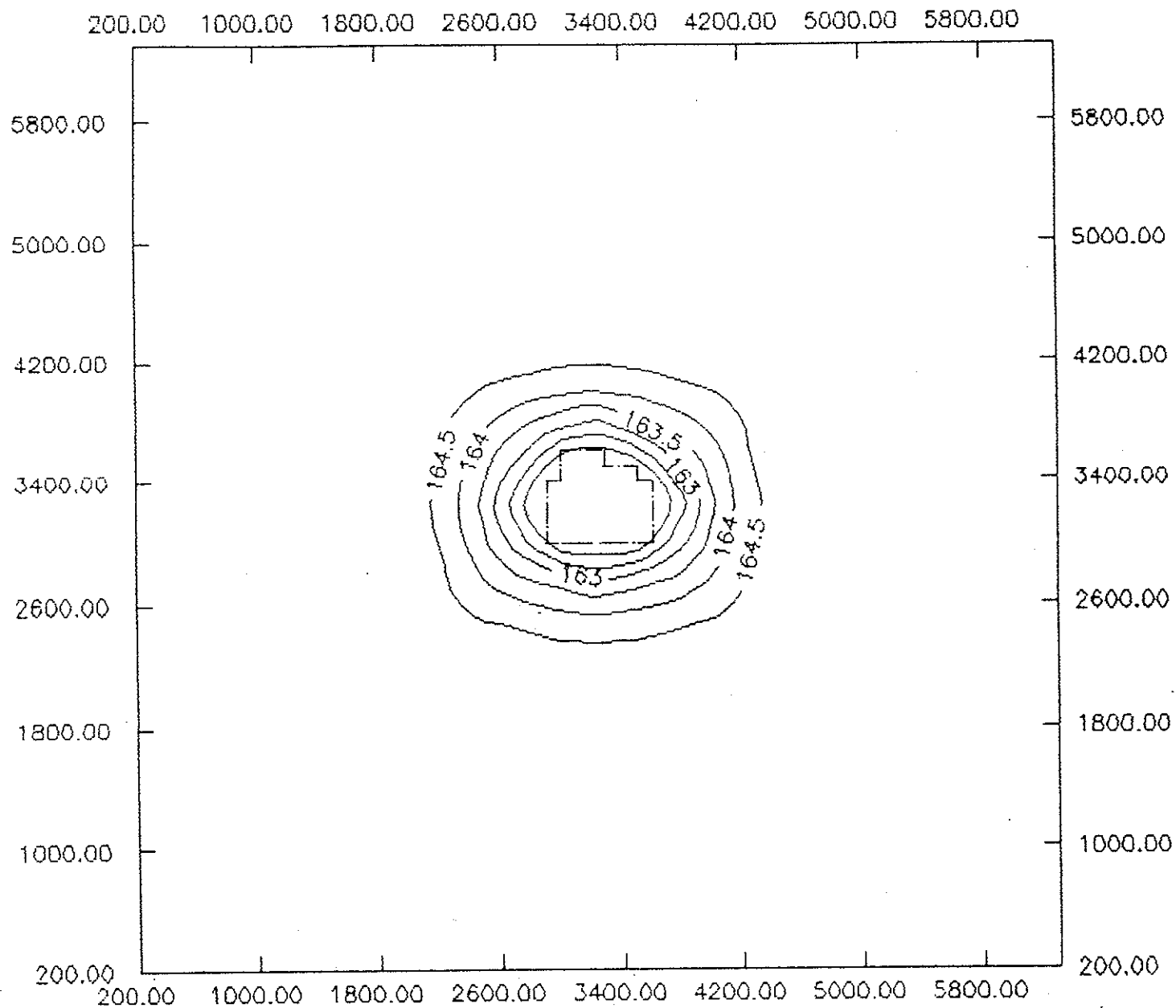


Figura 4.25. Distribuição das cargas no estudo 8, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso C.

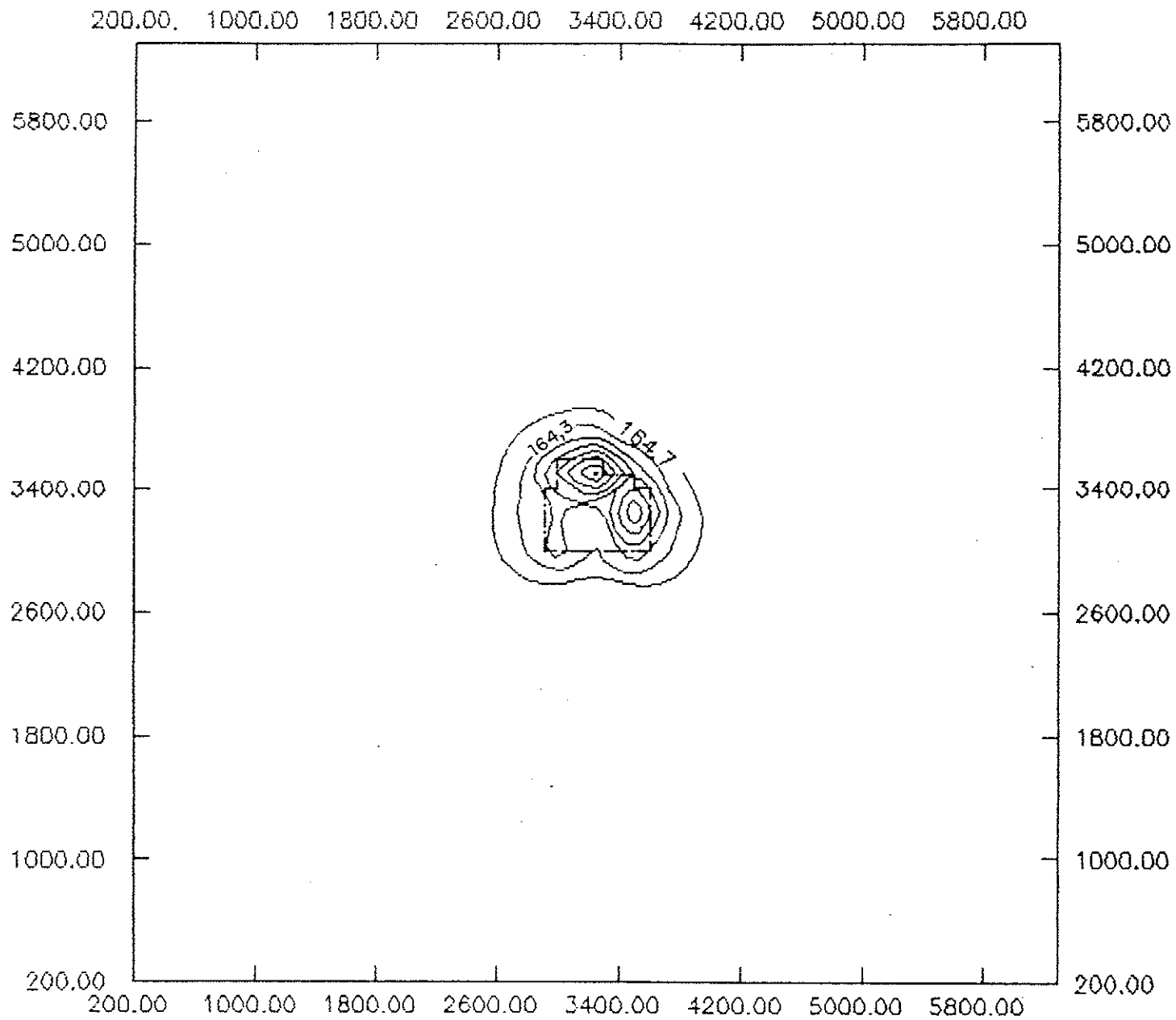


Figura 4.26. Distribuição das cargas no estudo 9, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso A.

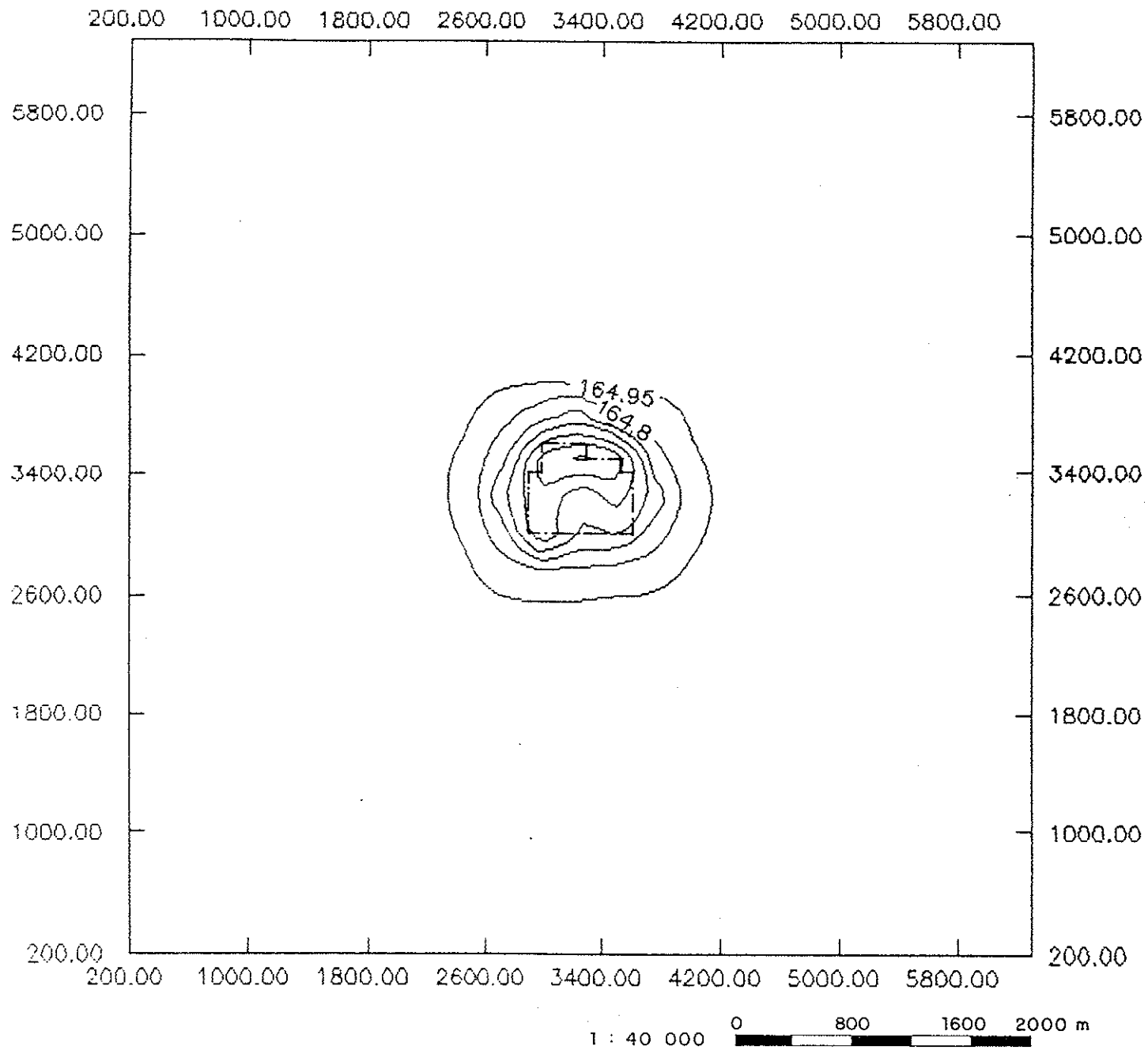


Figura 4.27. Distribuição das cargas no estudo 9, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de 25 m³/h, após 68,57 h - caso B.

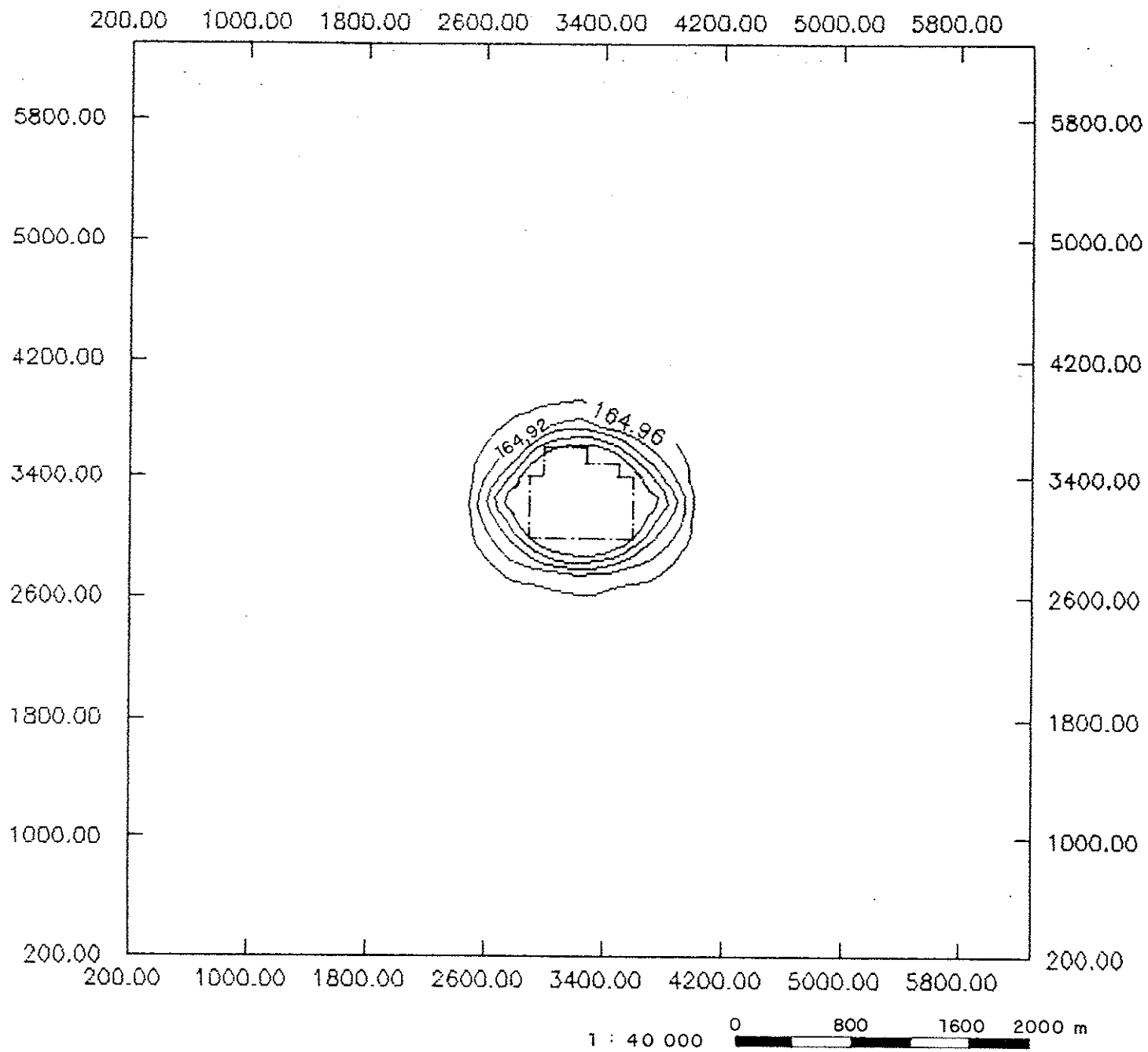


Figura 4.28. Distribuição das cargas no estudo 9, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $150 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso C.

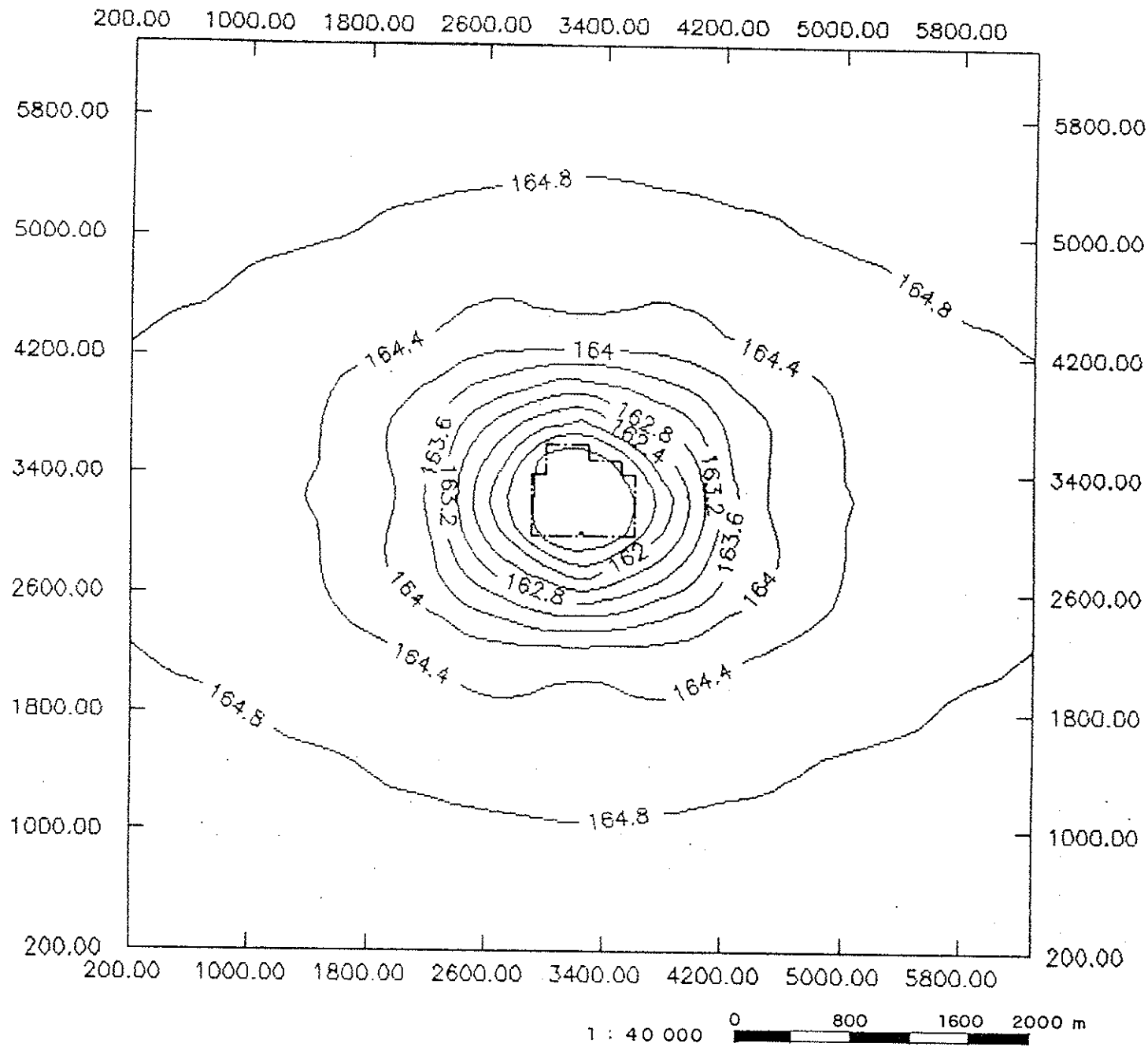


Figura 4.29. Distribuição das cargas no estudo 10, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso A.

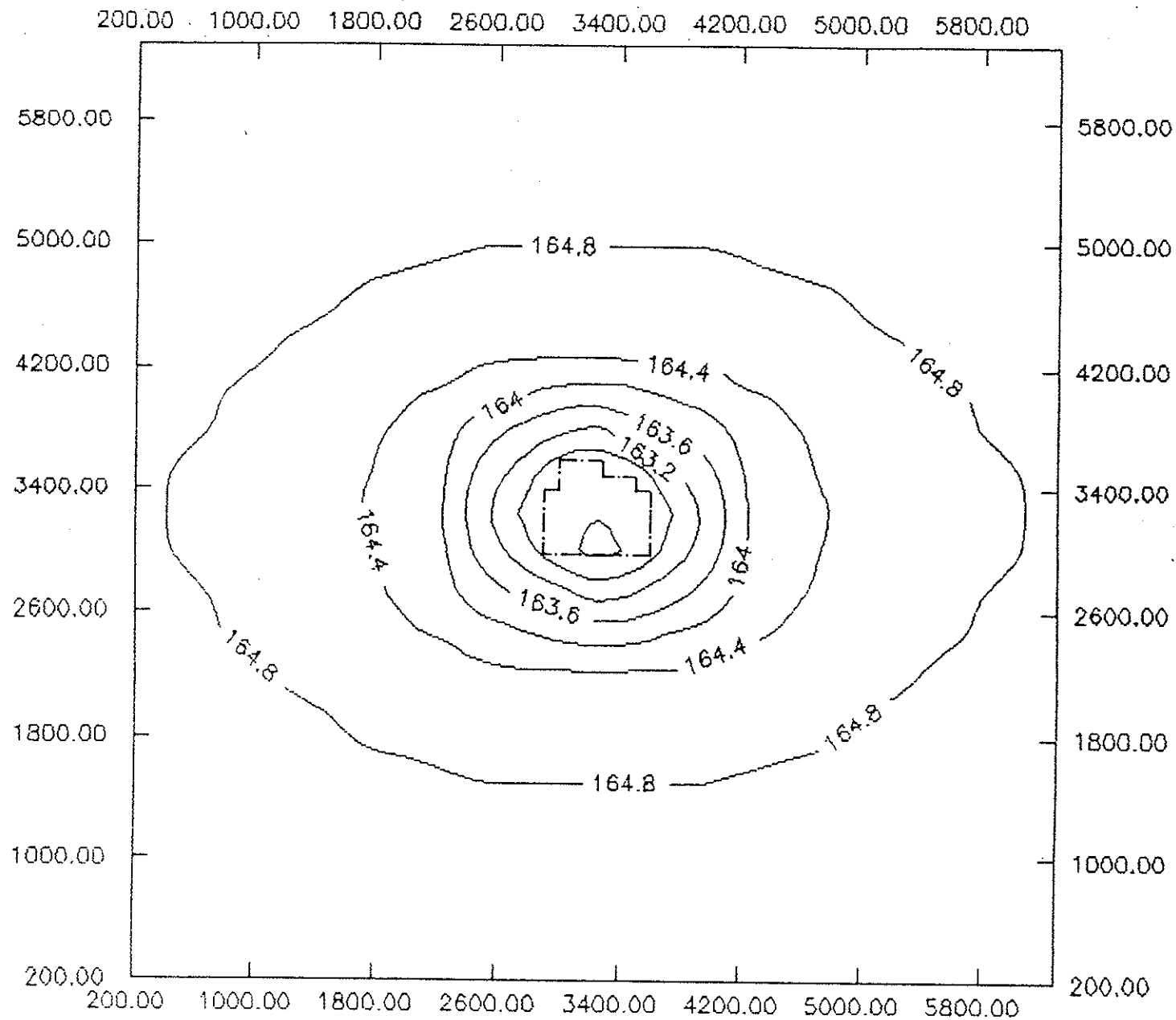


Figura 4.30. Distribuição das cargas no estudo 10, para a camada 1, bombeamento em 12 poços, com vazão de 25 m³/h, após 68,57 h - caso B.

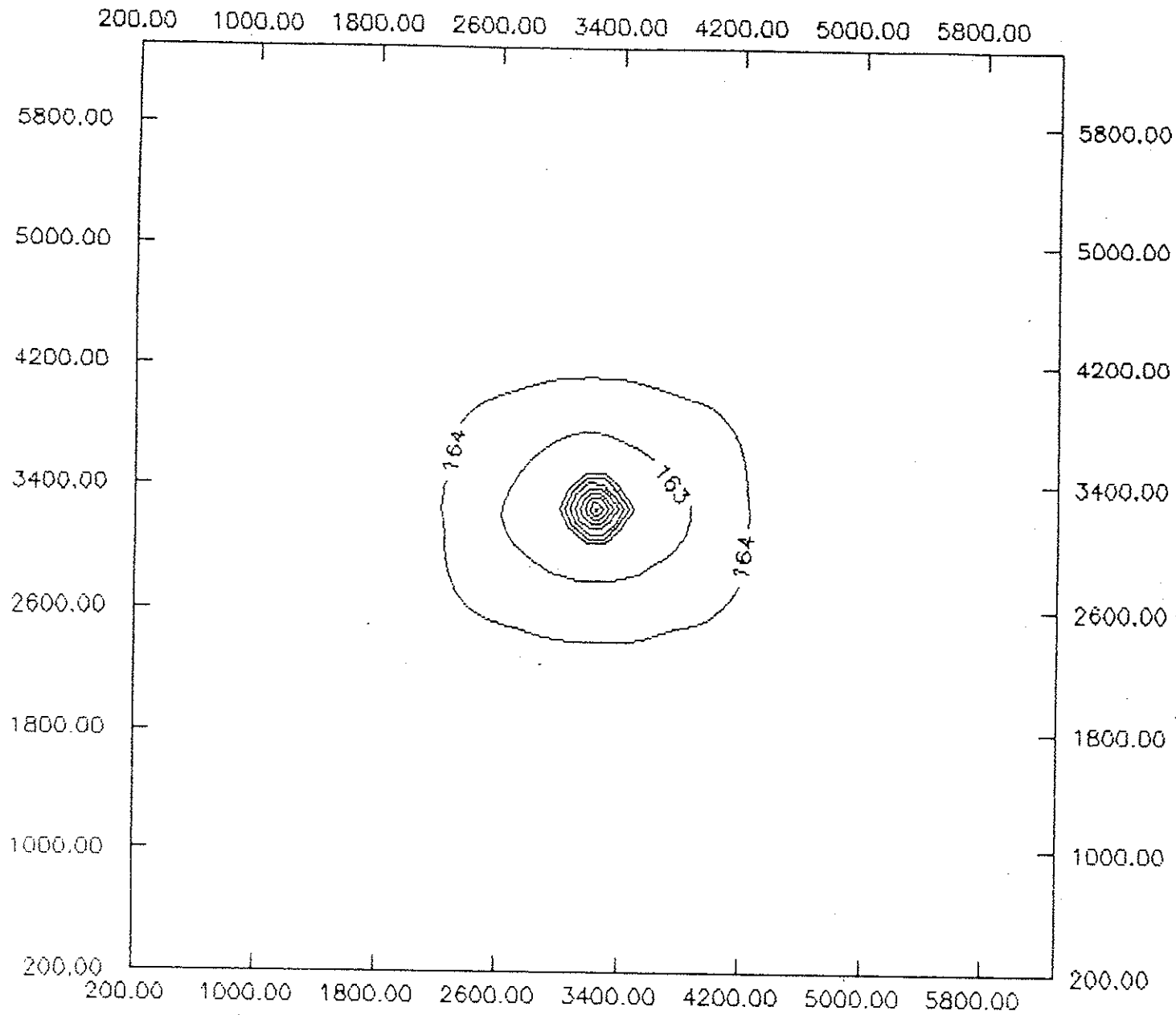


Figura 4.31. Distribuição das cargas no estudo 10, para a camada 1, bombeamento em 2 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso C.

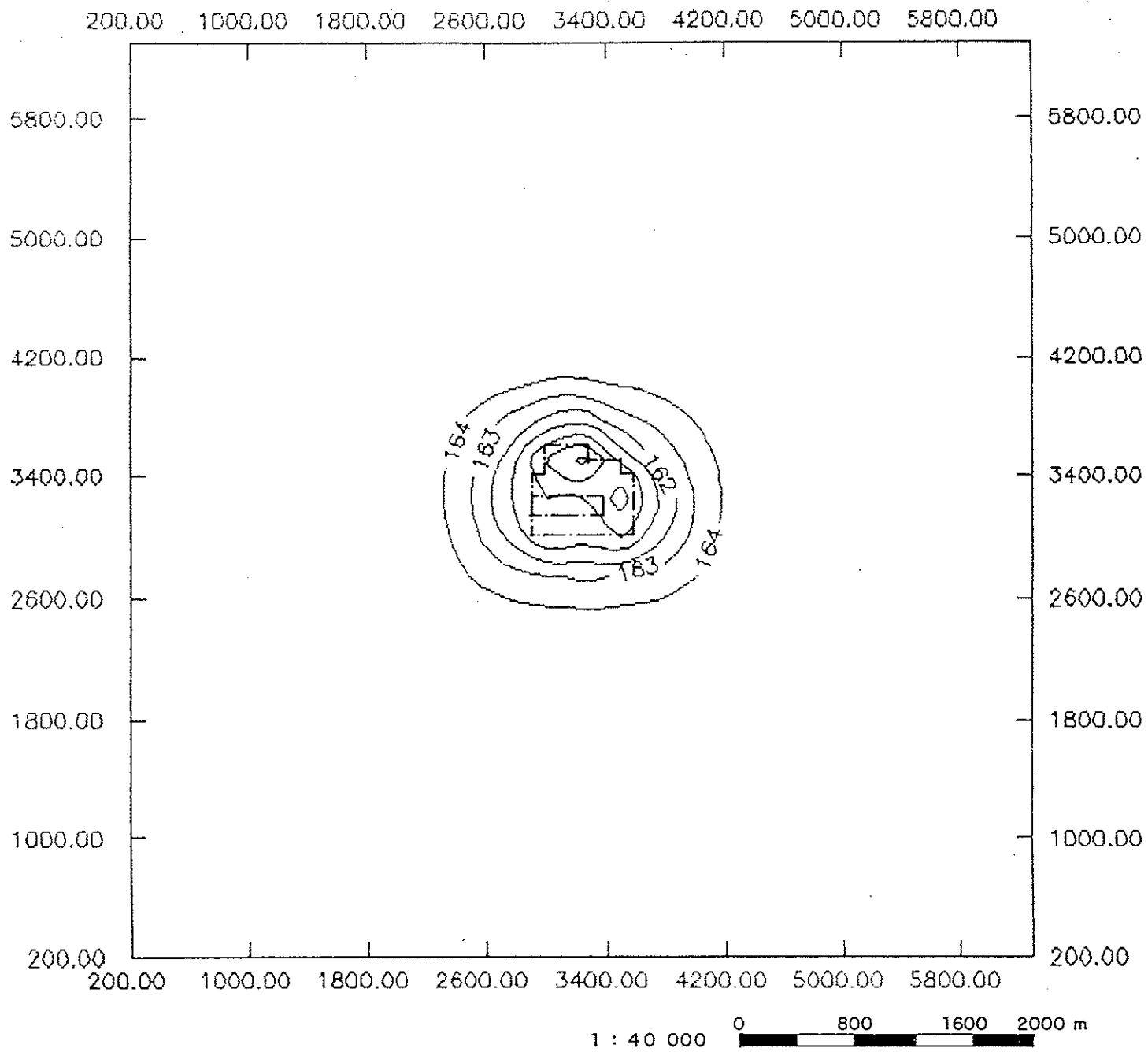


Figura 4.32. Distribuição das cargas no estudo 11, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de 25 m³/h, após 68,57 h - caso A.

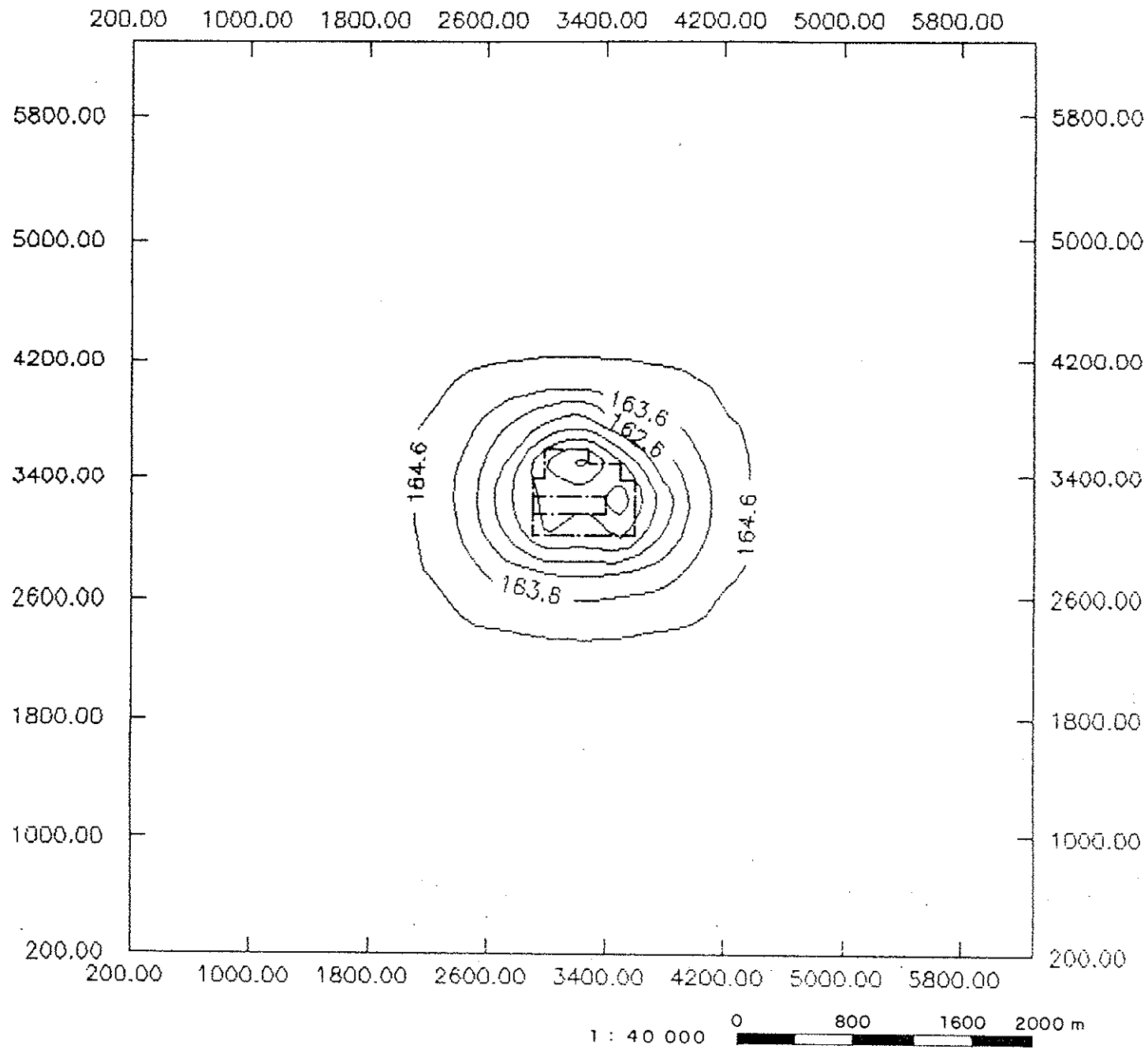


Figura 4.33. Distribuição das cargas no estudo 12, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de $25 \text{ m}^3/\text{h}$, após 68,57 h - caso A.

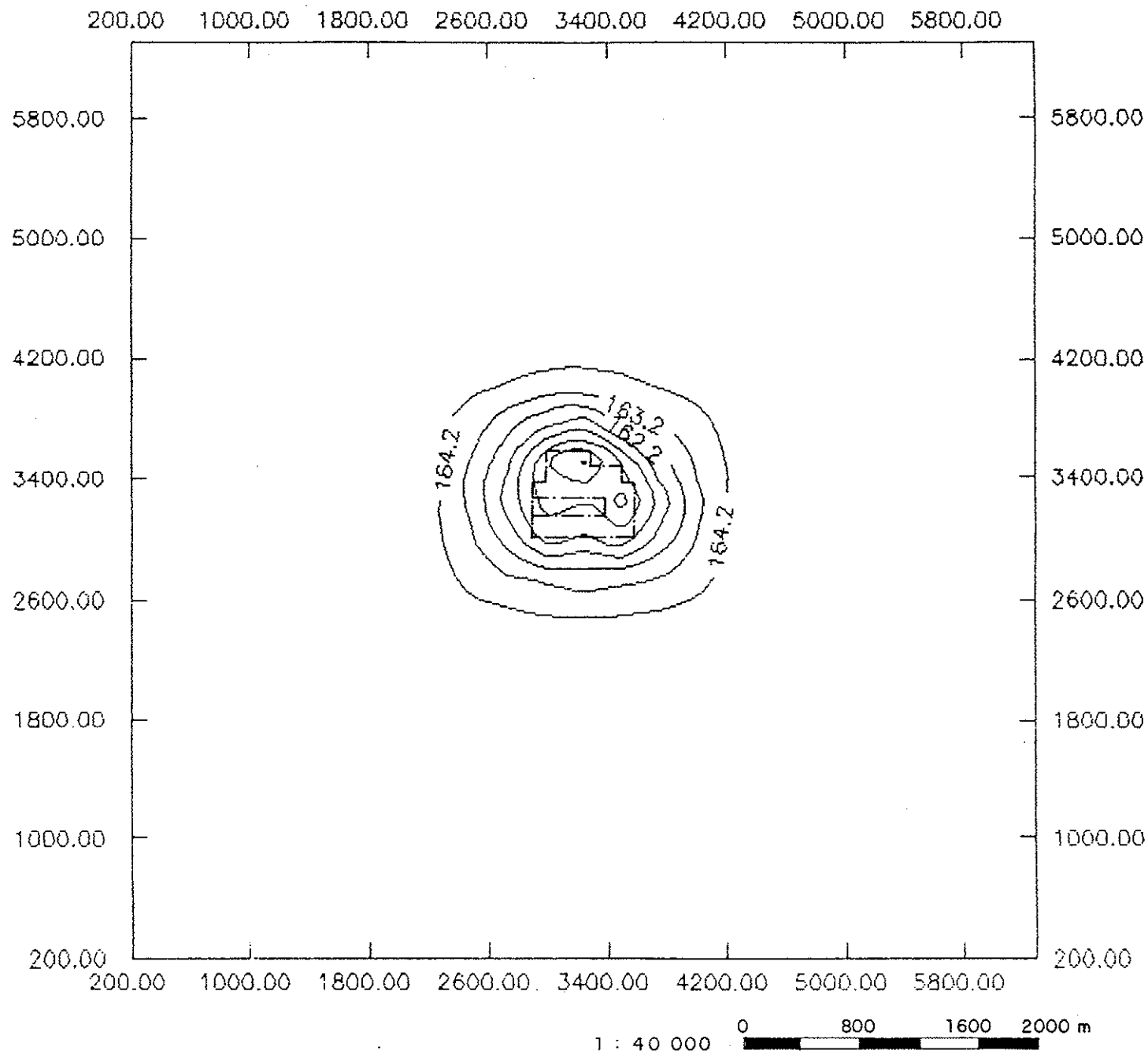


Figura 4.34. Distribuição das cargas no estudo 13, para a camada 1, bombeamento em 18 poços, com vazão de 25 m³/h, após 68,57 h - caso A.

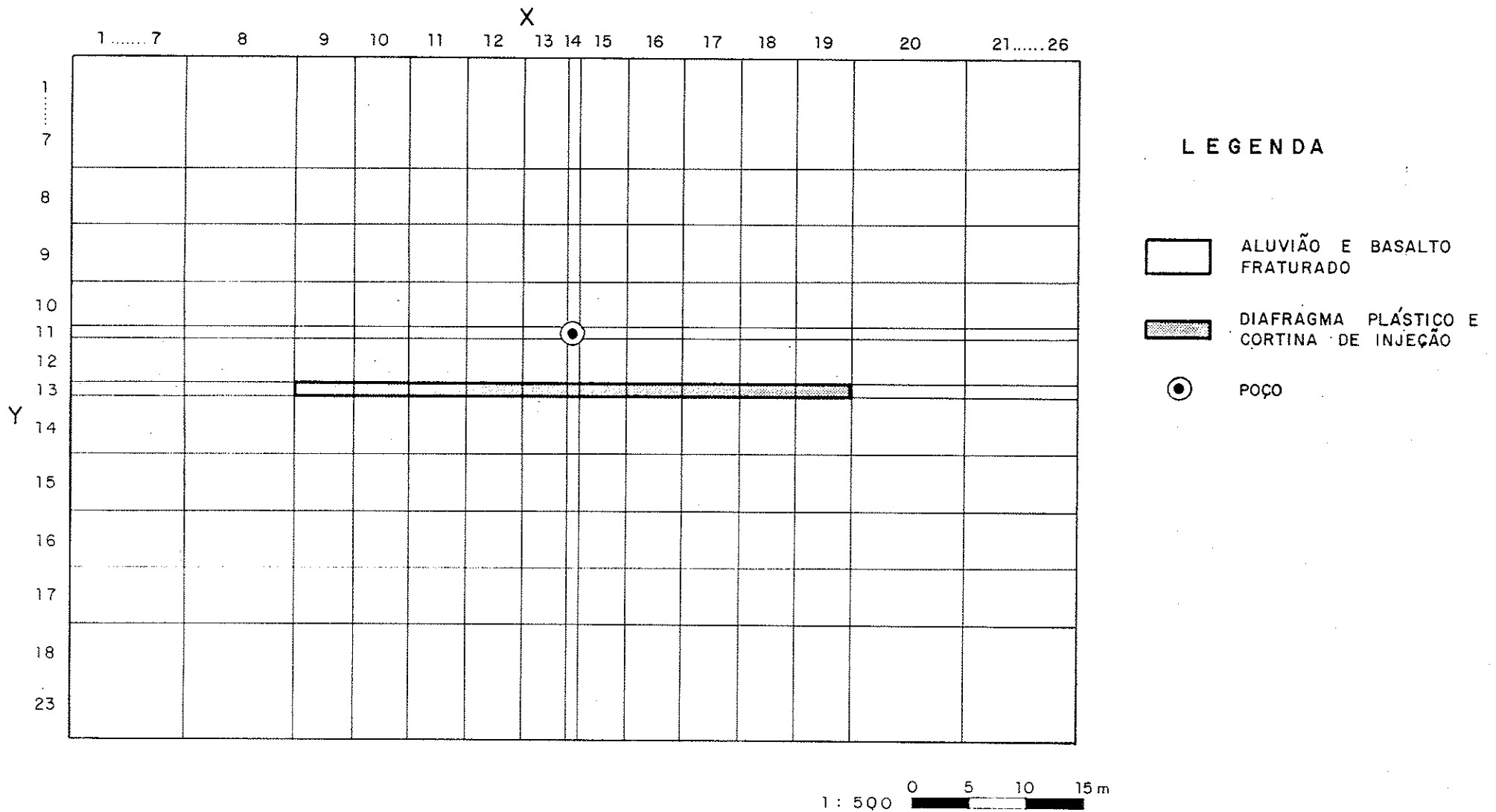


Figura 4.35. Modelo para análise da influência de uma cortina de injeção - planta.

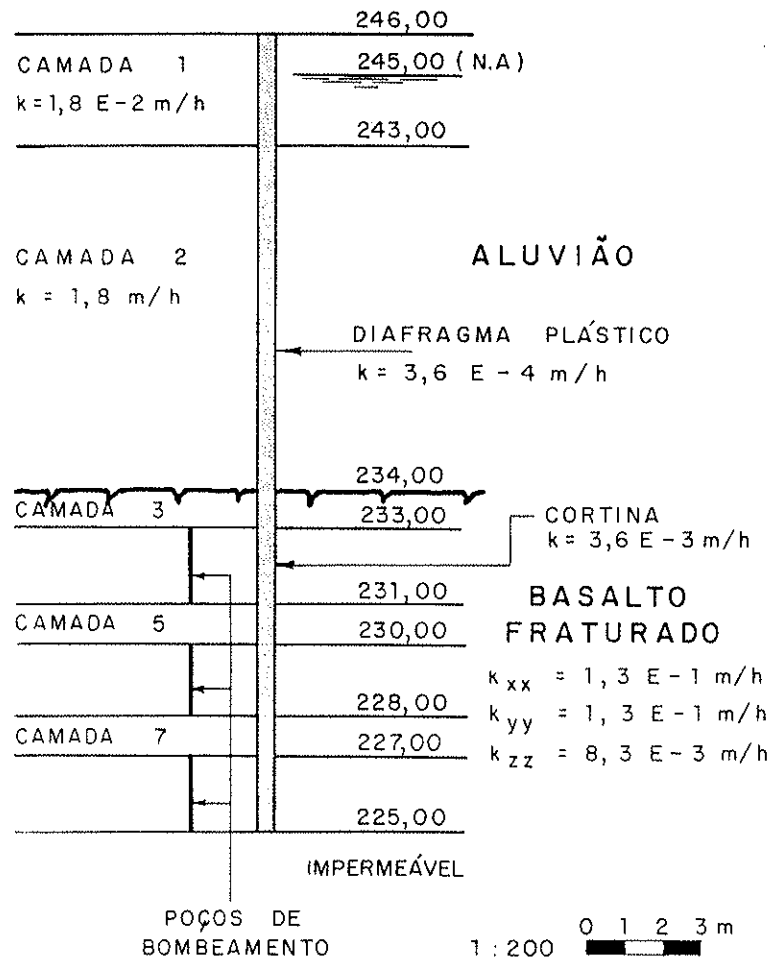


Figura 4.36. Modelo para análise da influência de uma cortina de injeção-seção vertical.

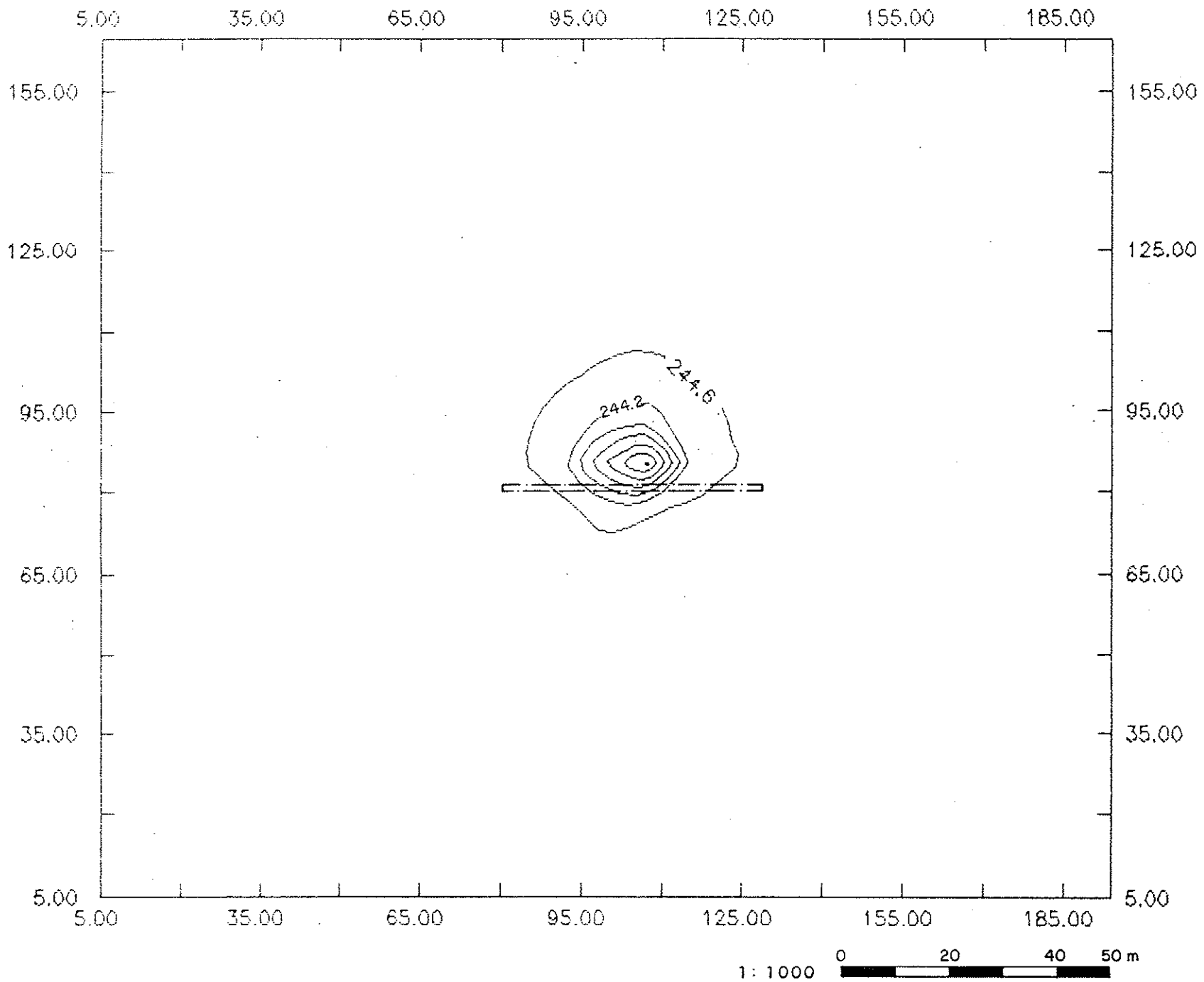


Figura 4.37. Distribuição das cargas na camada 4, bombeamento em 1 poço na camada 4, com cortina.

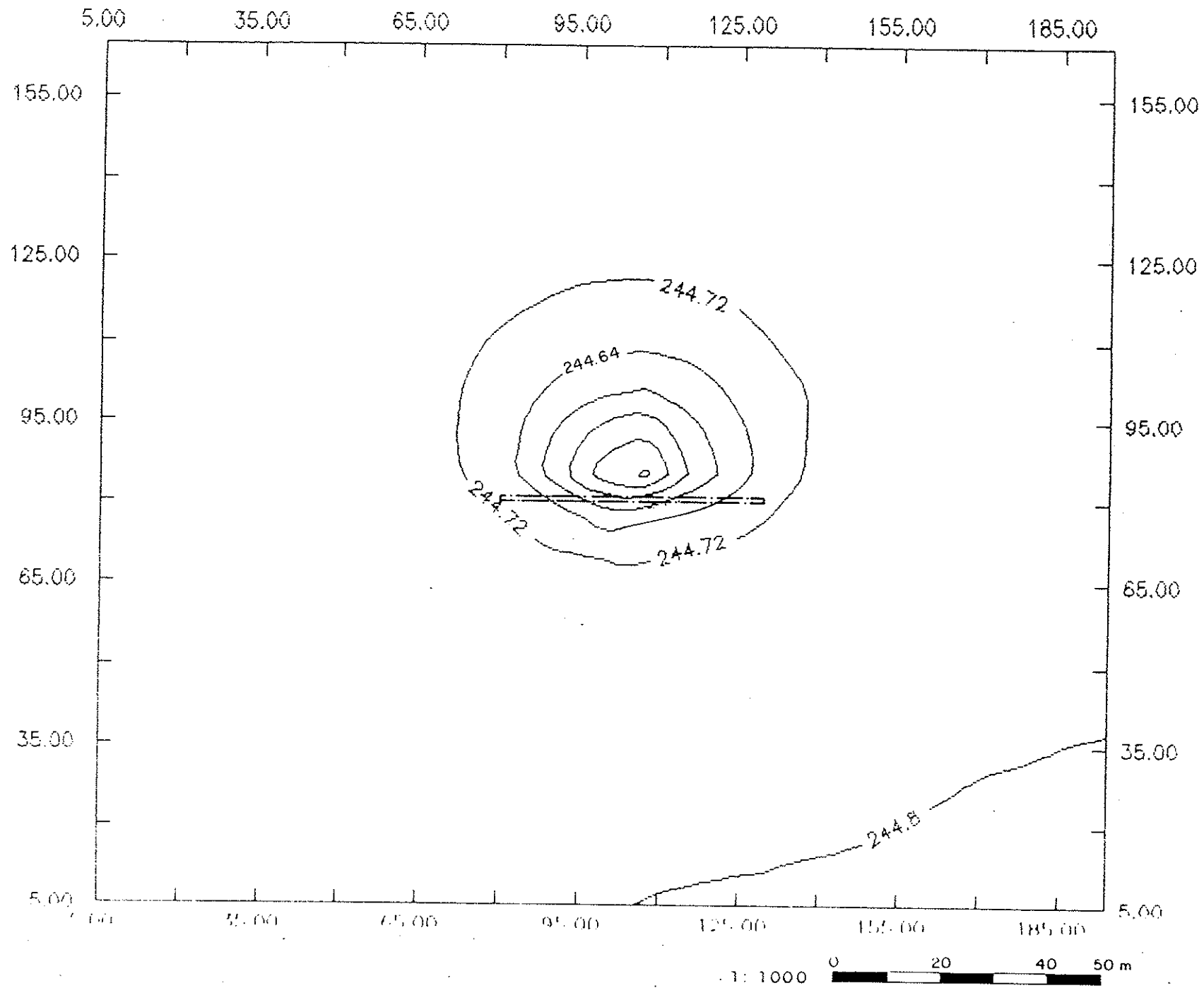


Figura 4.38. Distribuição das cargas na camada 6, bombeamento em 1 poço na camada 4, com cortina.

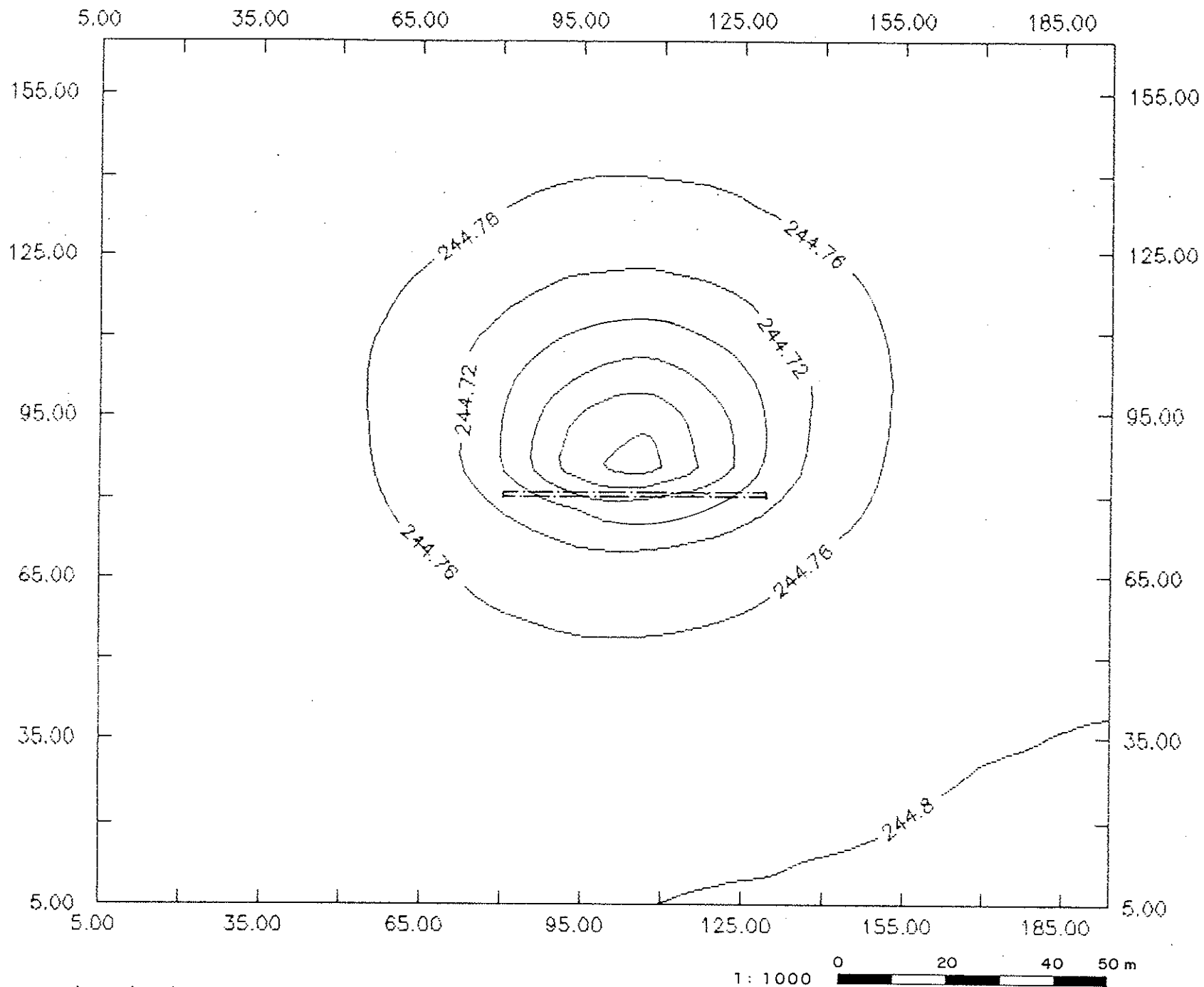


Figura 4.39. Distribuição das cargas na camada 8, bombeamento em 1 poço na camada 4, com cortina.

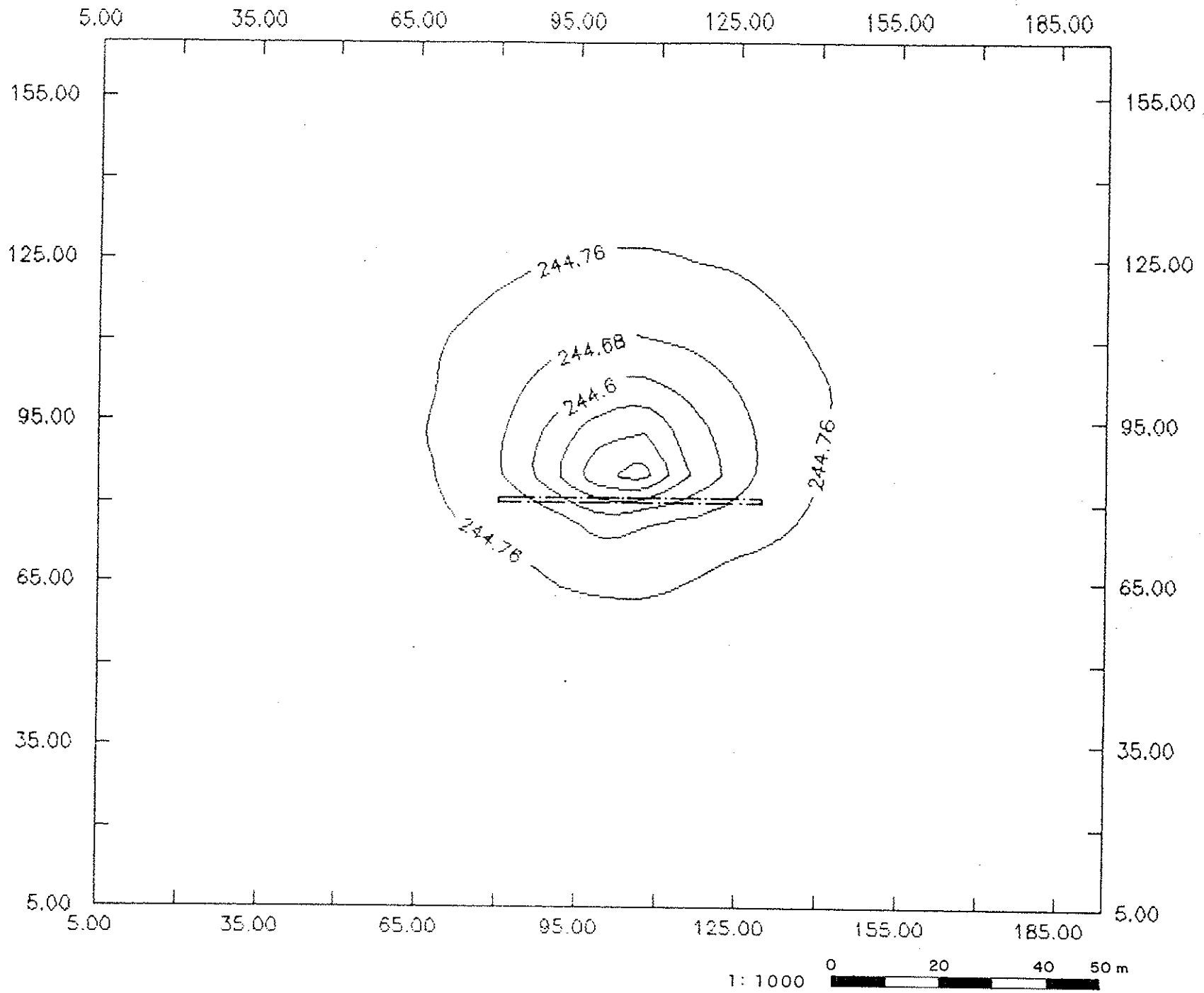


Figura 4.40. Distribuição das cargas na camada 4, bombeamento em 1 poço na camada 6, com cortina.

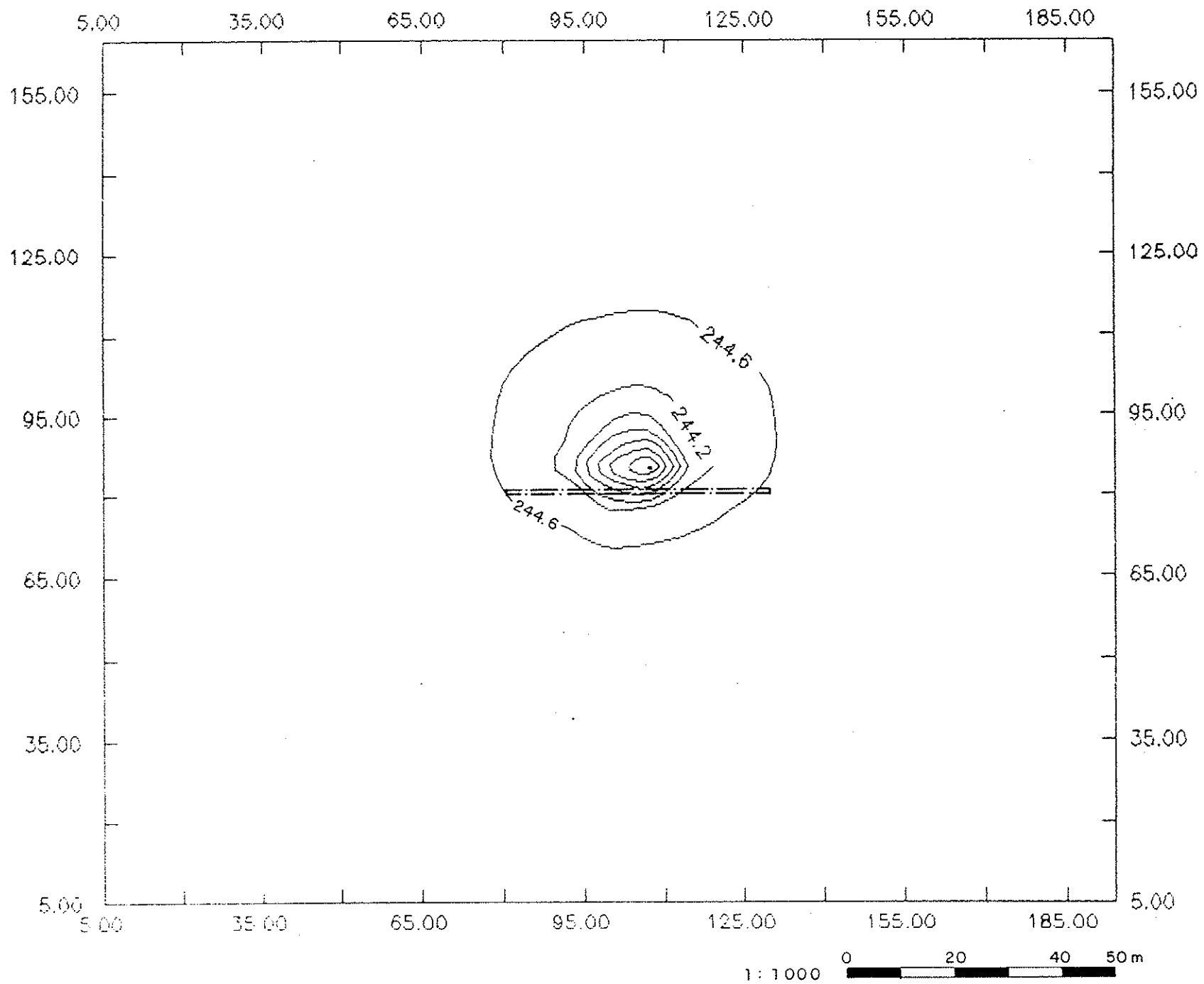


Figura 4.41. Distribuição das cargas na camada 6, bombeamento em 1 poço na camada 6, com cortina.

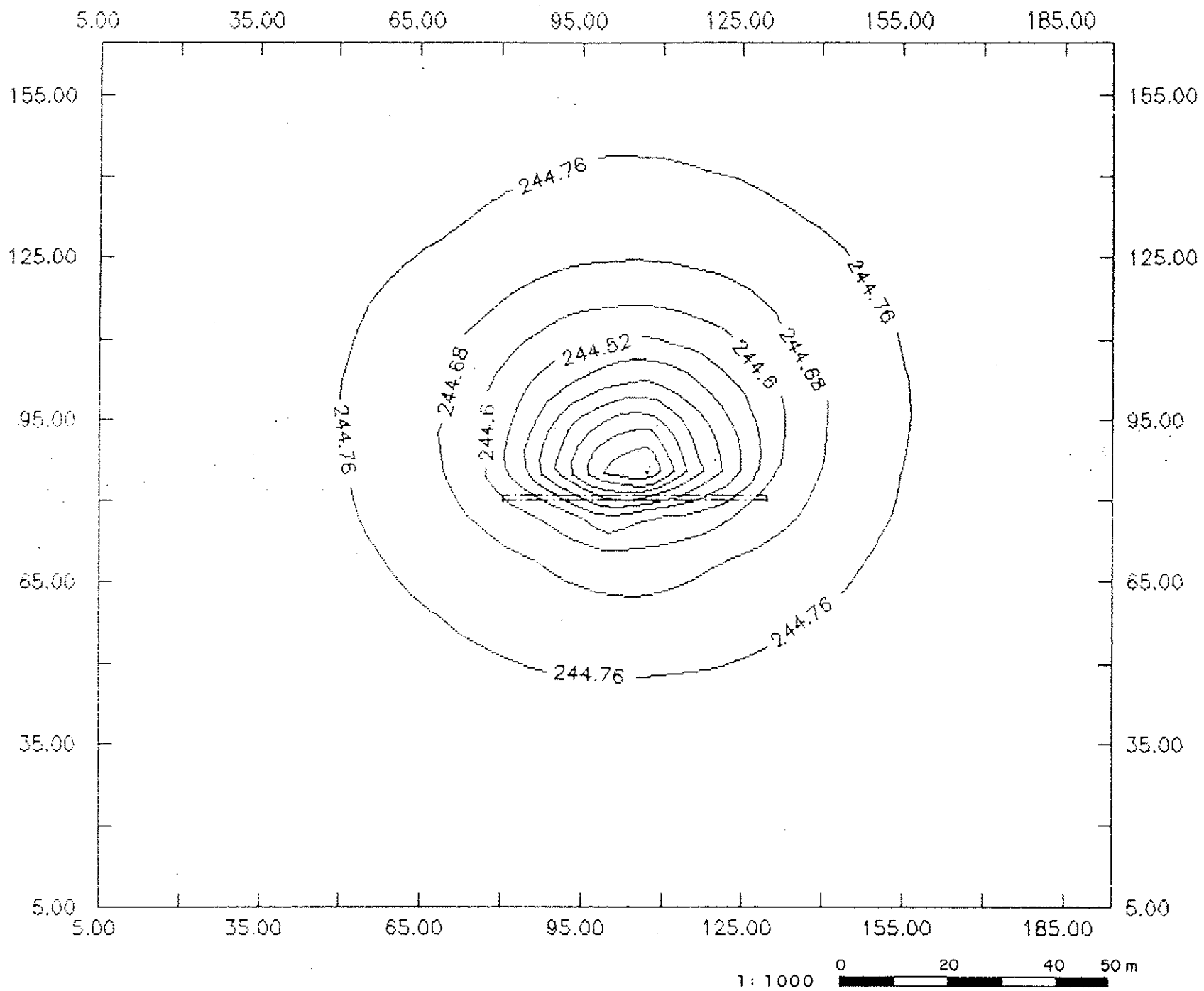


Figura 4.42. Distribuição das cargas na camada 8, bombeamento em 1 poço na camada 6, com cortina.

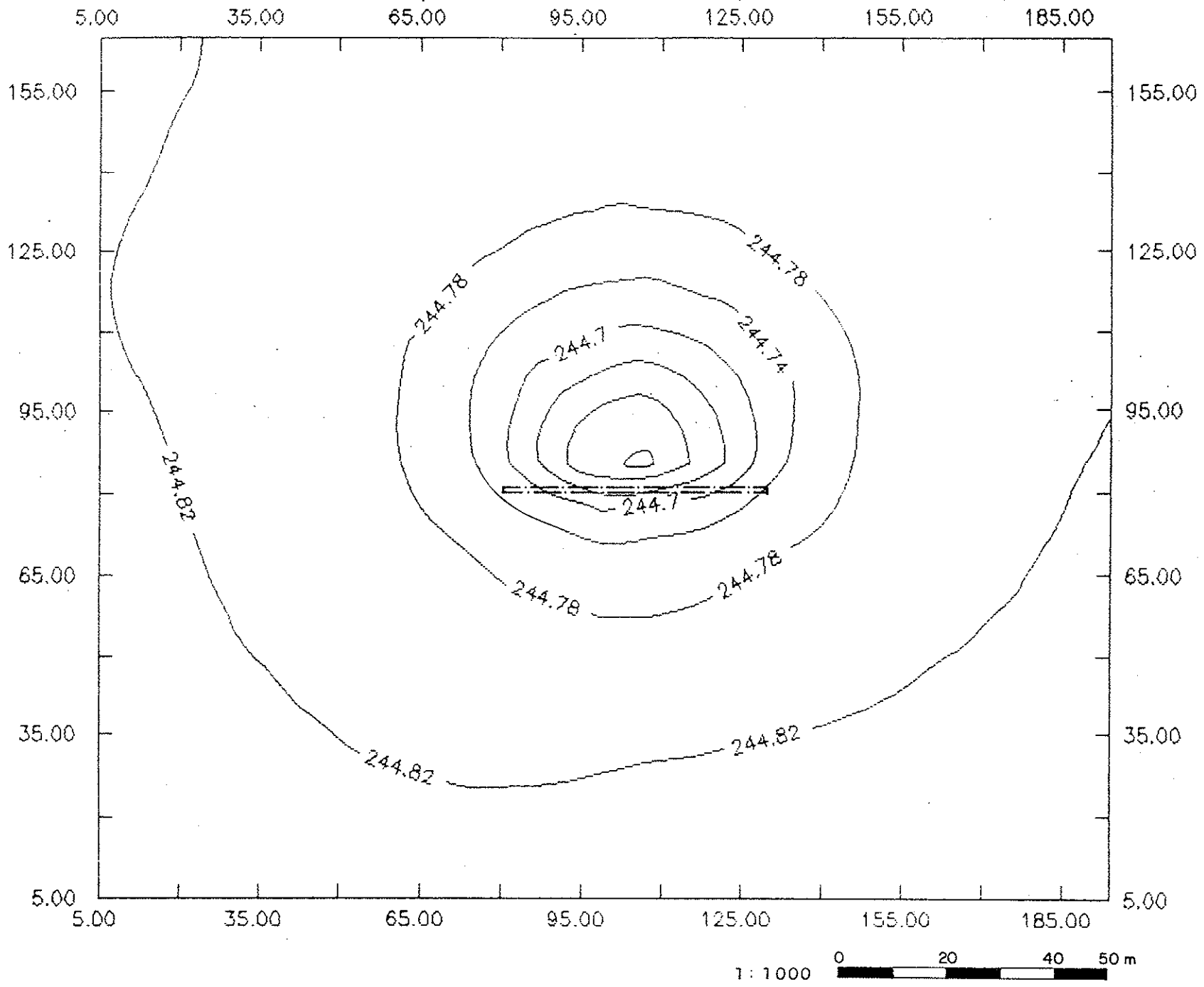


Figura 4.43. Distribuição das cargas na camada 4, bombeamento em 1 poço na camada 8, com cortina.

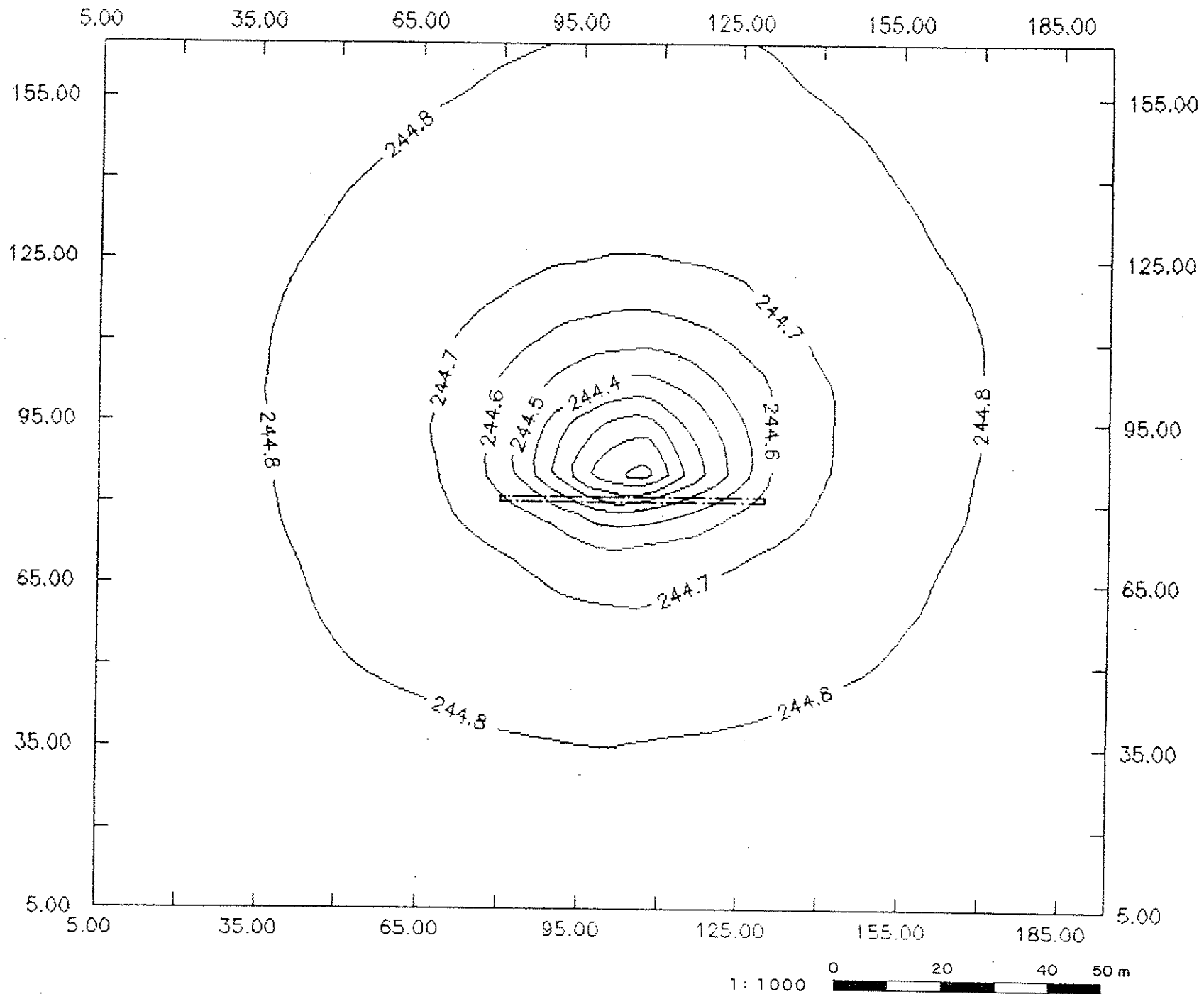


Figura 4.44. Distribuição das cargas na camada 6, bombeamento em 1 poço na camada 8, com cortina.

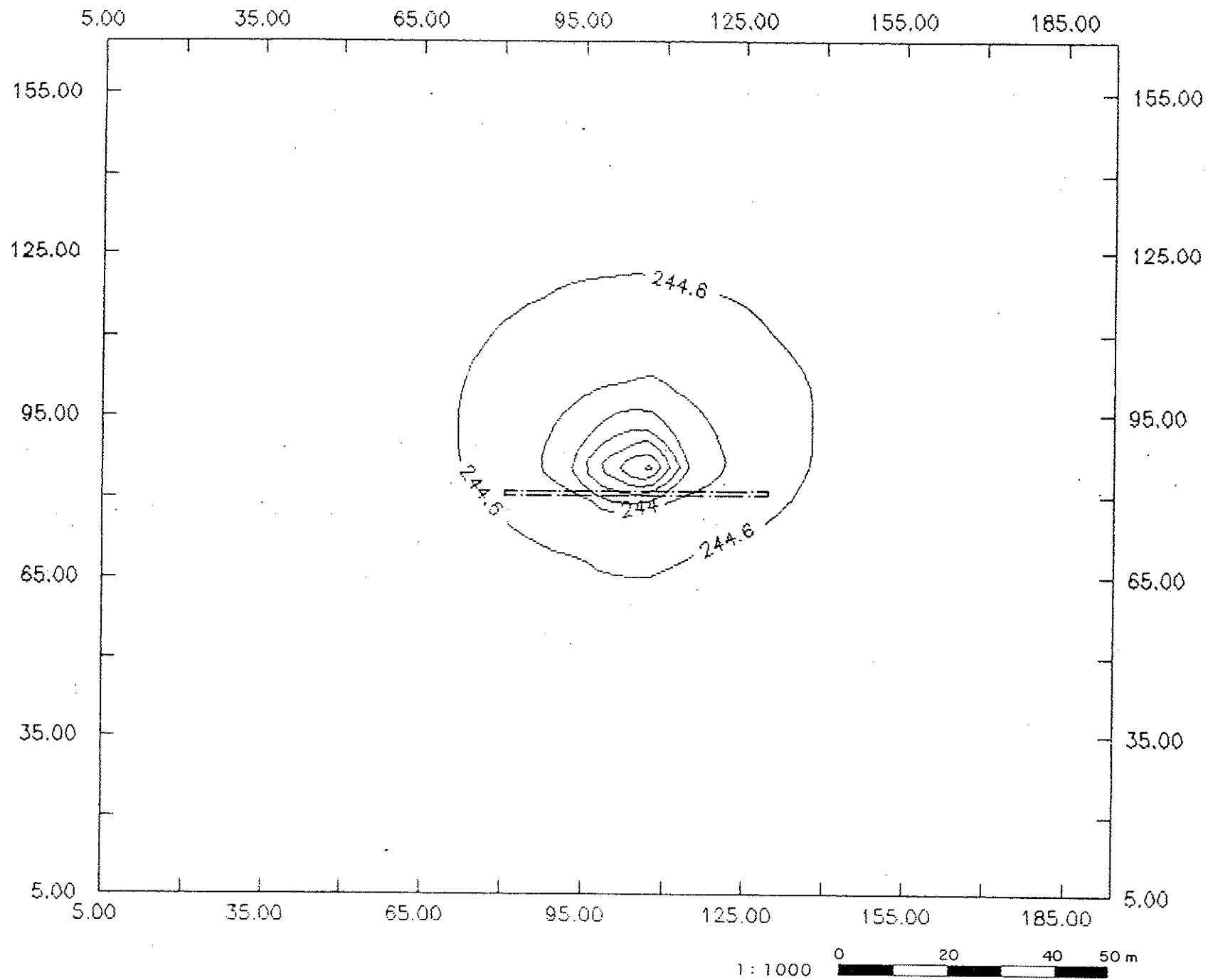


Figura 4.45. Distribuição das cargas na camada 8, bombeamento em 1 poço na camada 8, com cortina.

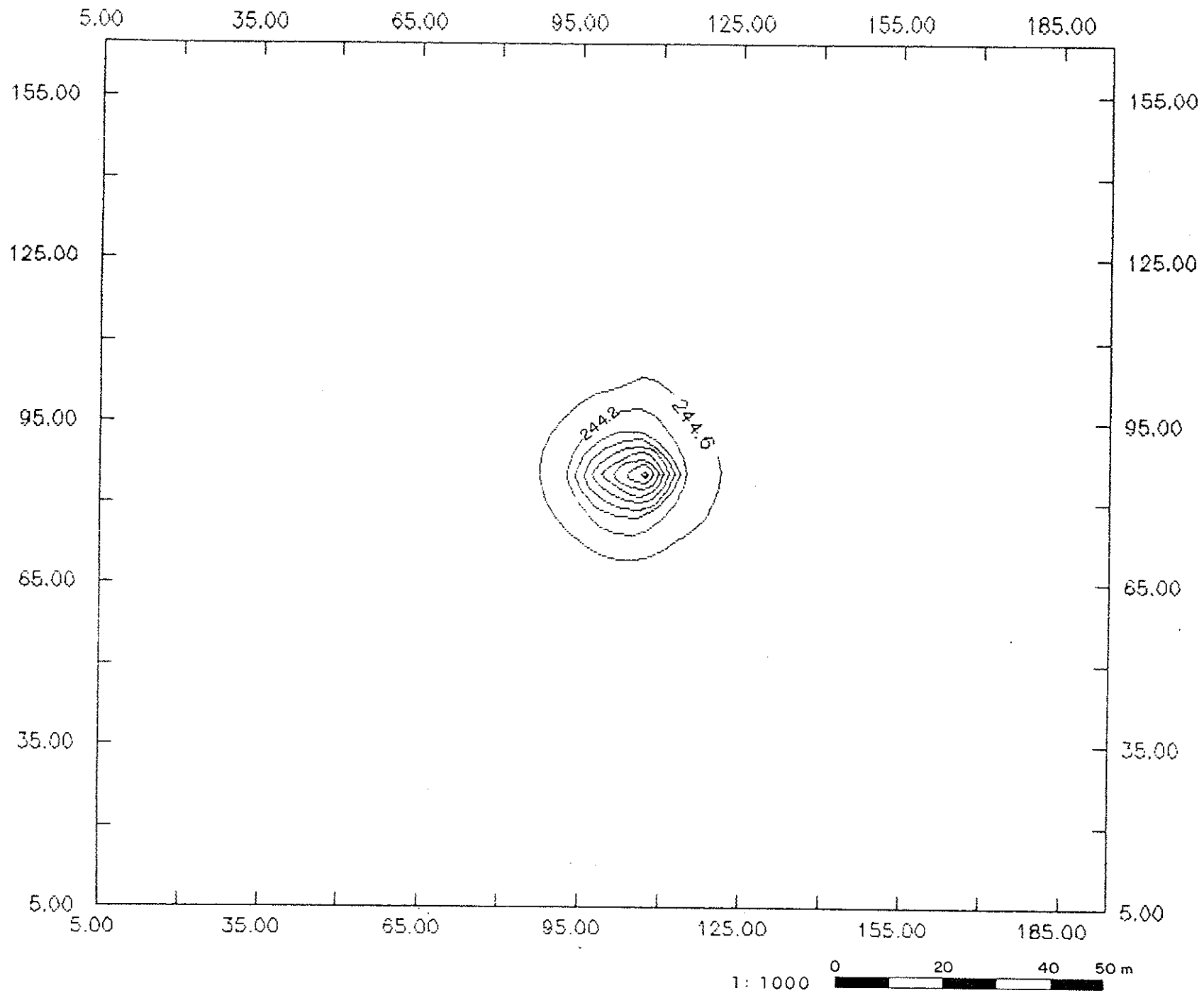


Figura 4.46. Distribuição das cargas na camada 4, bombeamento em 1 poço na camada 4, sem cortina.

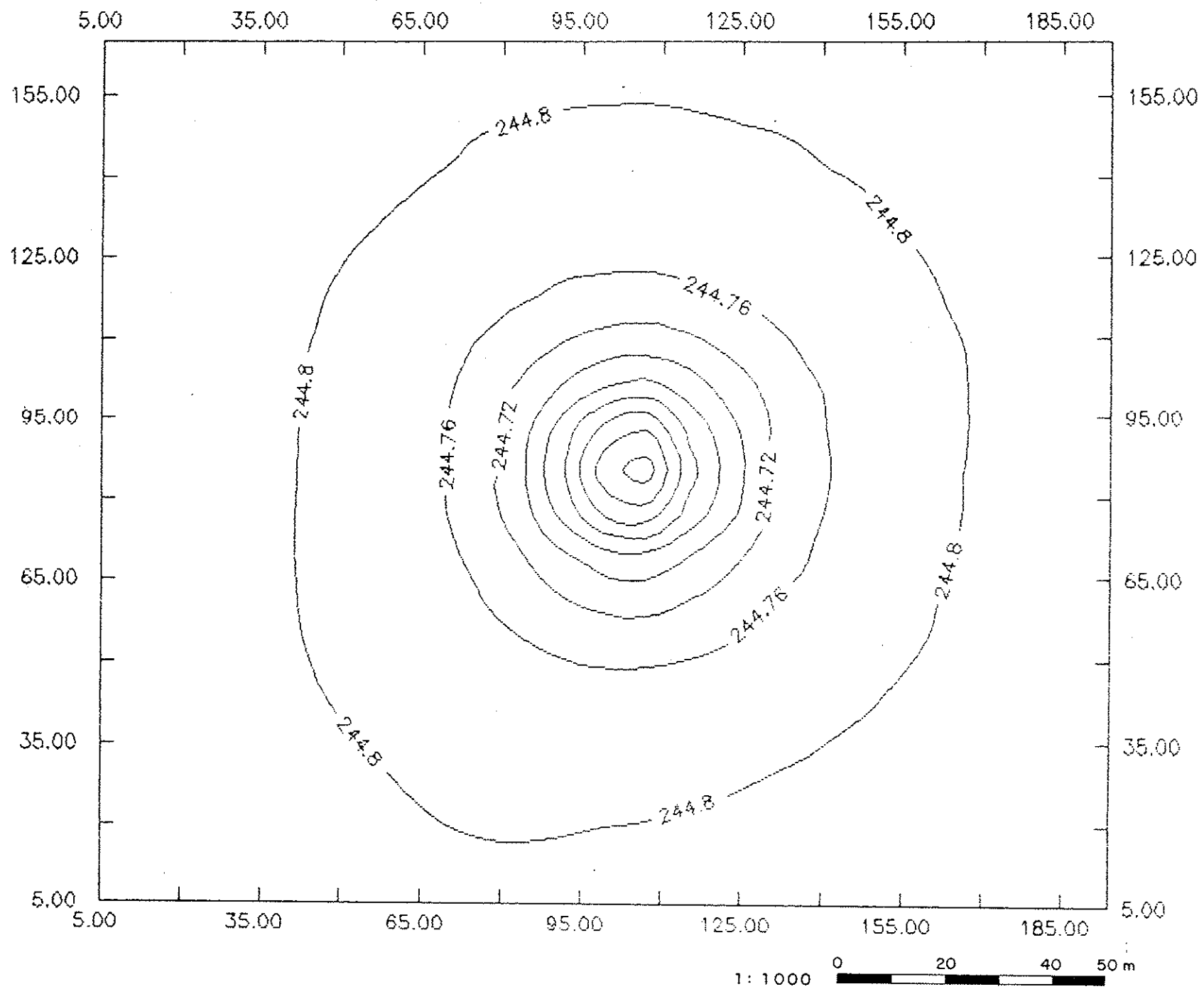


Figura 4.47. Distribuição das cargas na camada 6, bombeamento em 1 poço na camada 4, sem cortina.

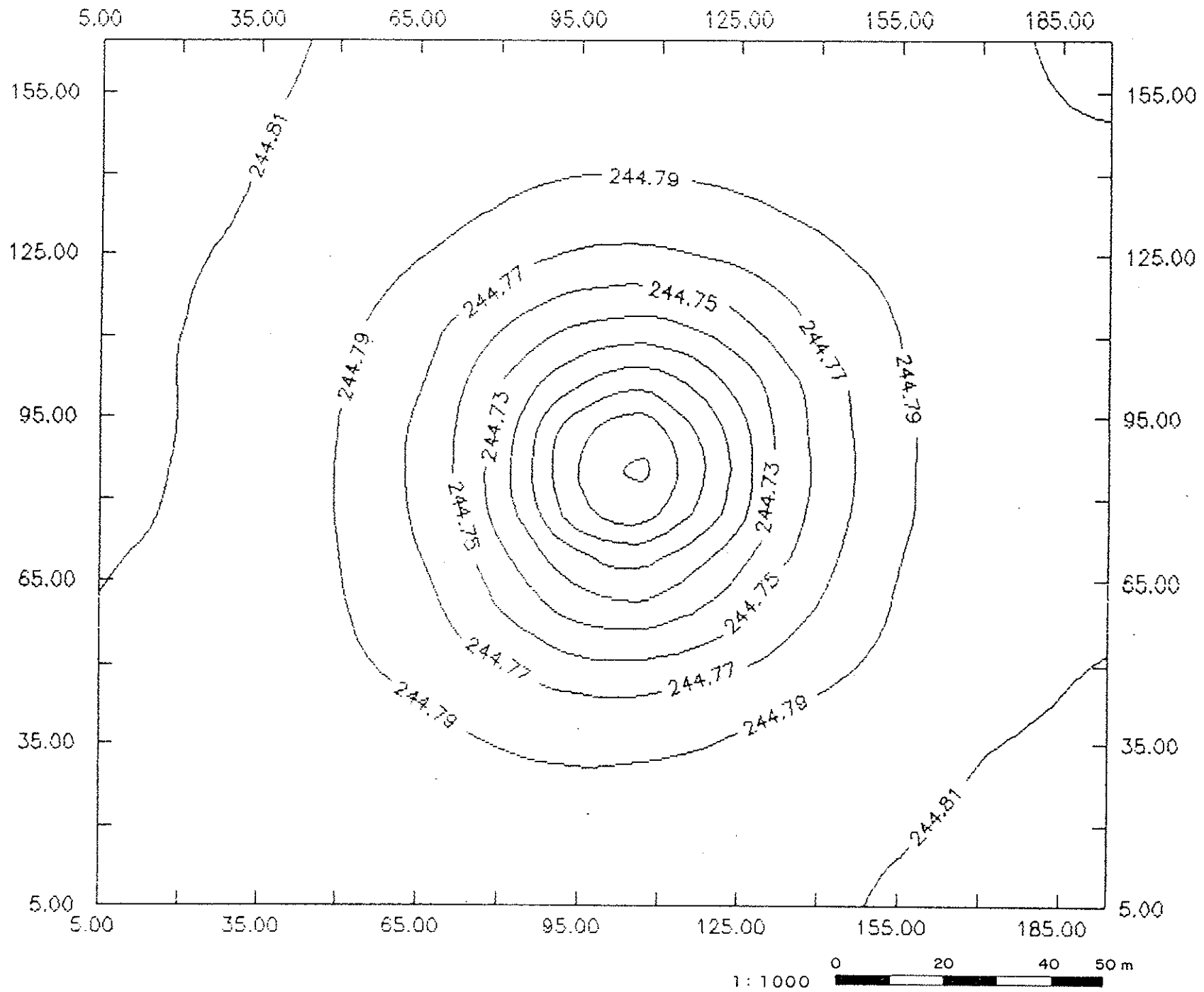


Figura 4.48. Distribuição das cargas na camada 8, bombeamento em 1 poço na camada 4, sem cortina.

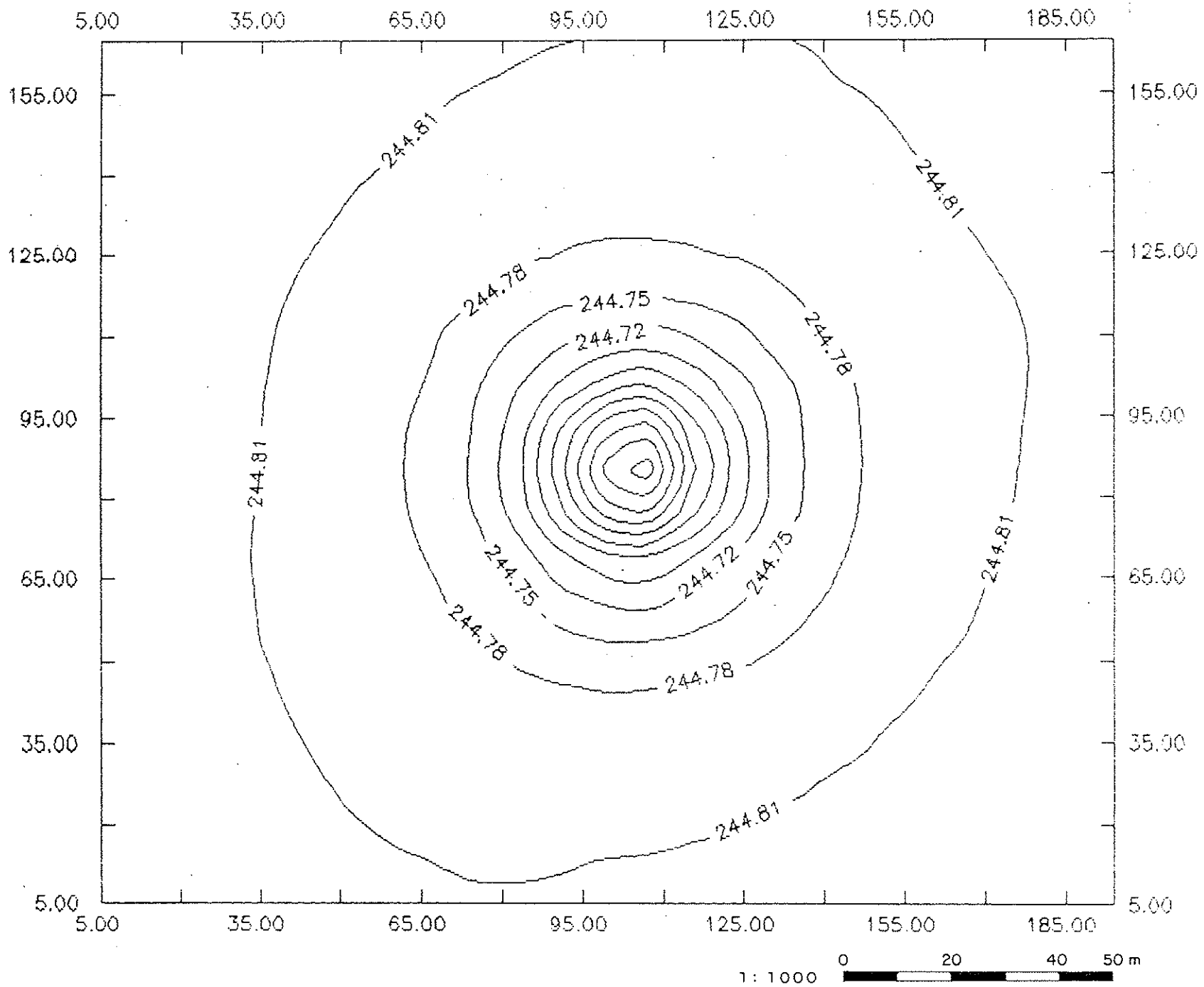


Figura 4.49. Distribuição das cargas na camada 4, bombeamento em 1 poço na camada 6, sem cortina.

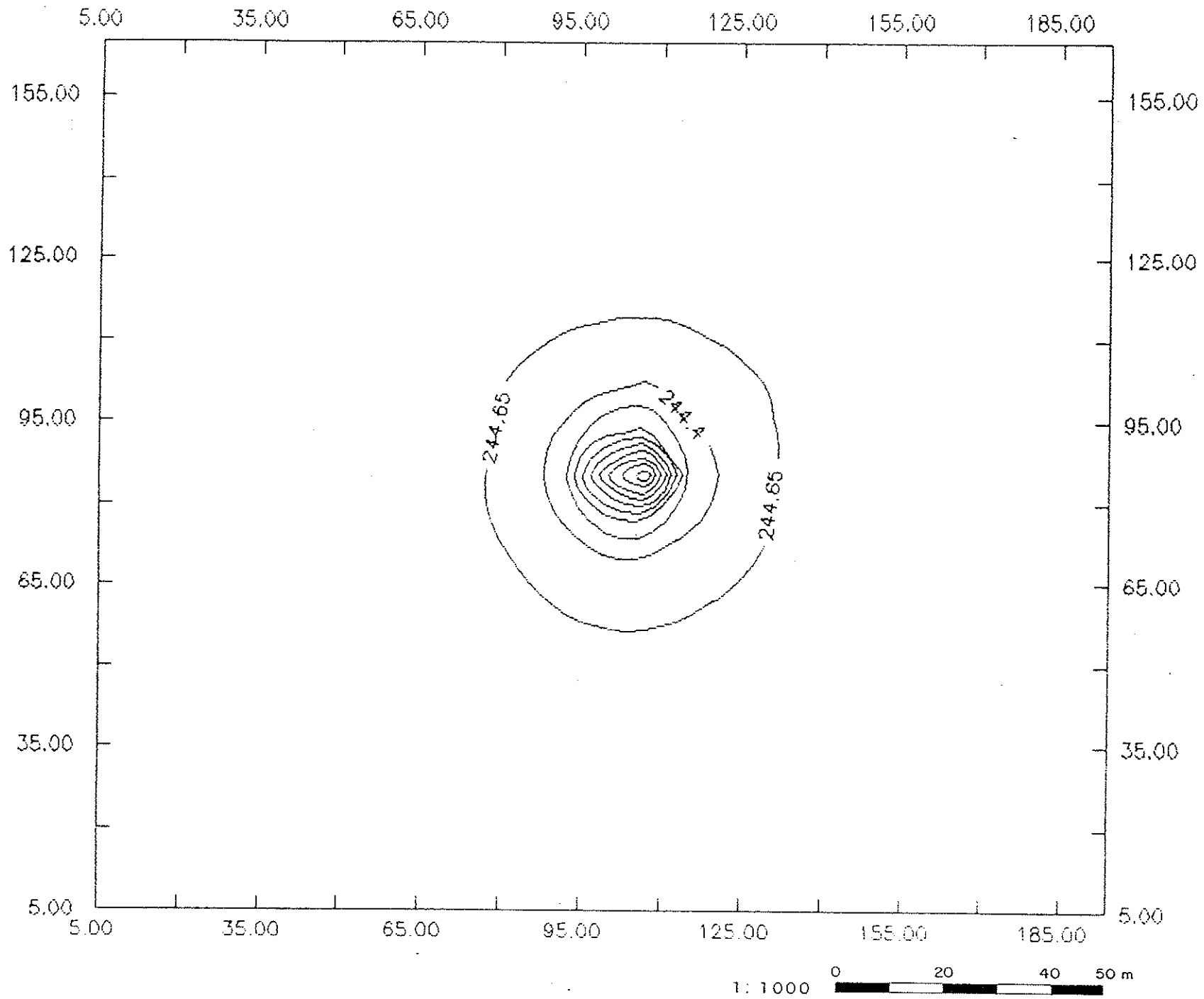


Figura 4.50. Distribuição das cargas na camada 6, bombeamento em 1 poço na camada 6, sem cortina.

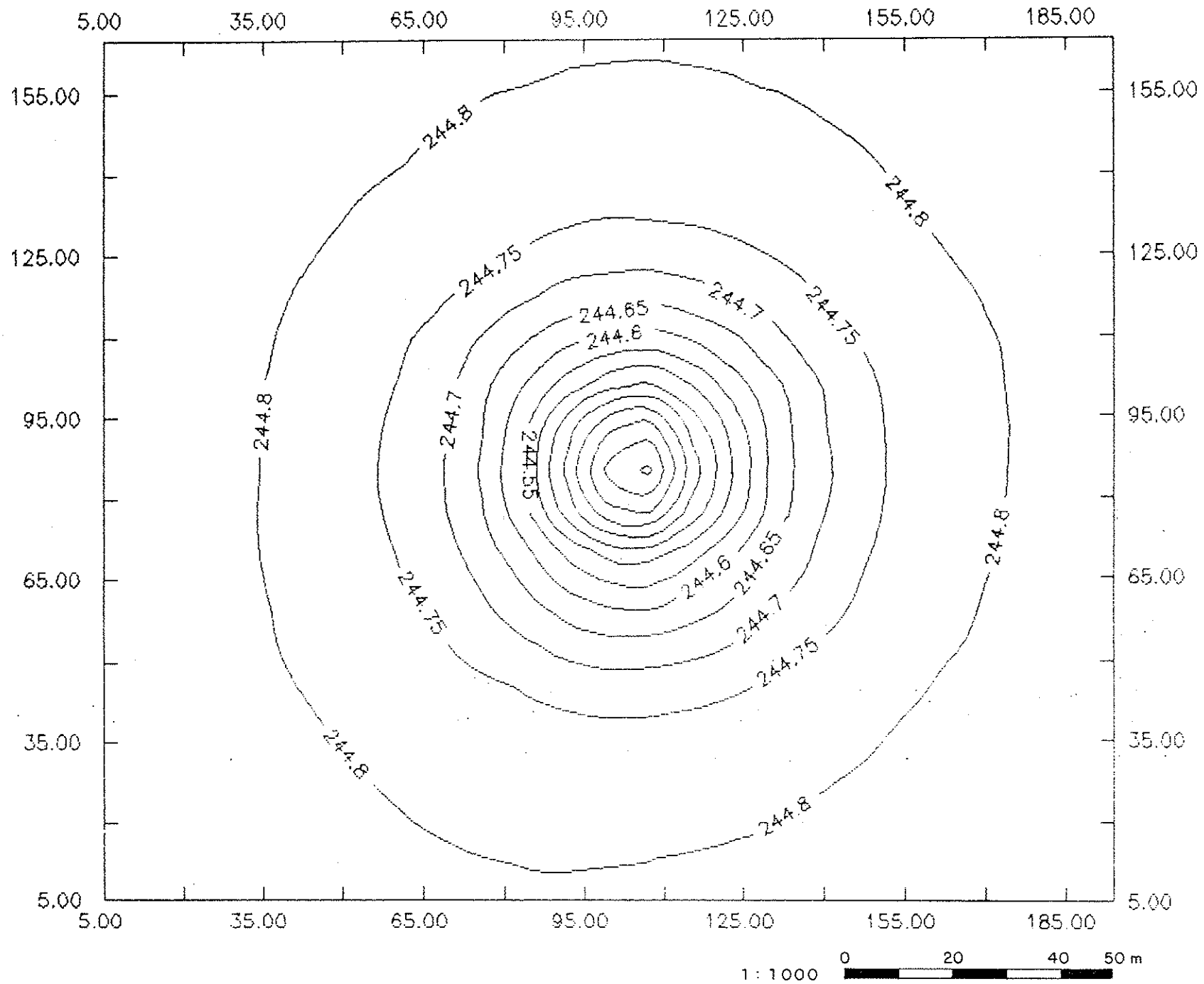


Figura 4.51. Distribuição das cargas na camada 8, bombeamento em 1 poço na camada 6, sem cortina.

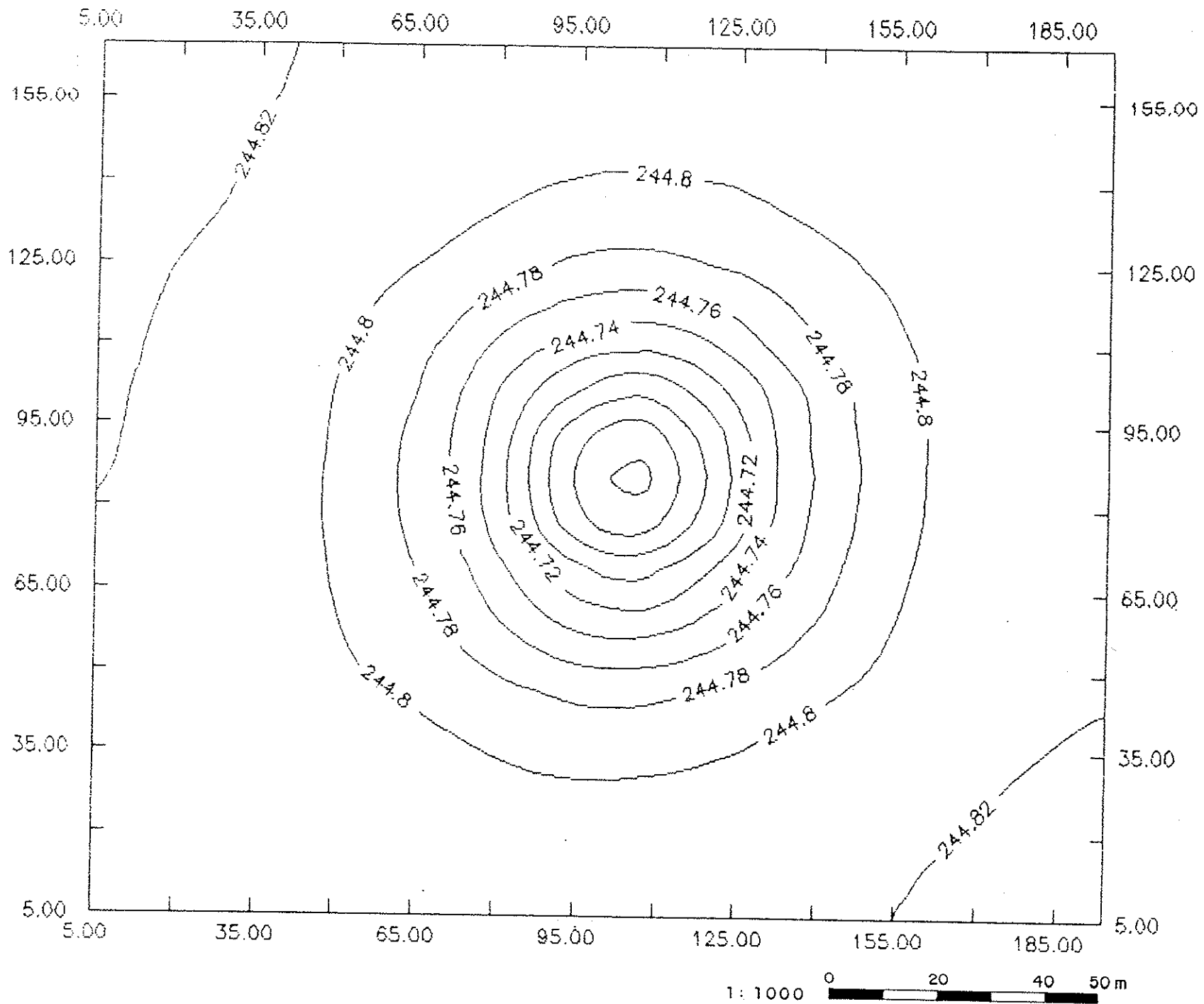


Figura 4.52. Distribuição das cargas na camada 4, bombeamento em 1 poço na camada 8, sem cortina.

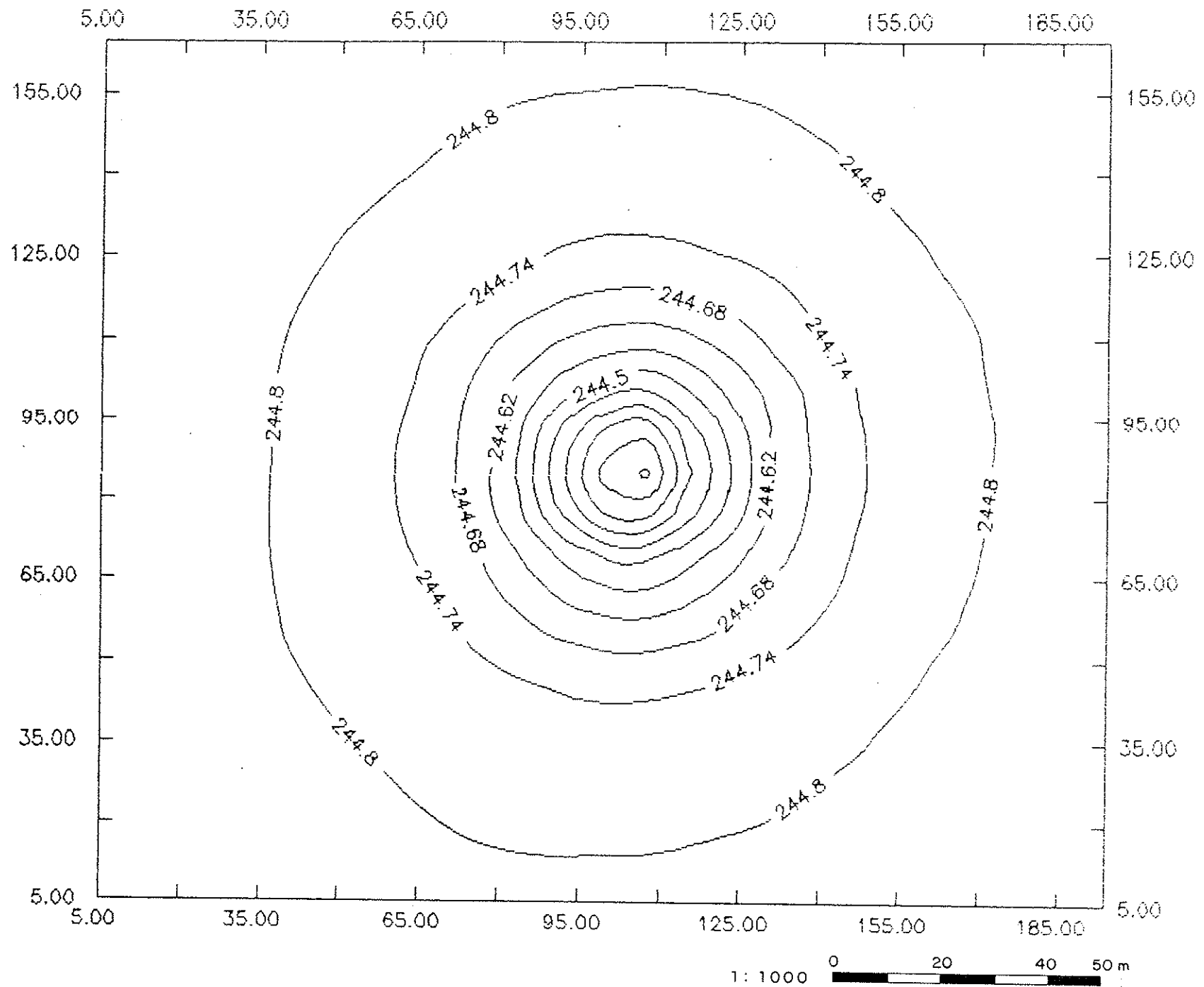


Figura 4.53. Distribuição das cargas na camada 6, bombeamento em 1 poço na camada 8, sem cortina.

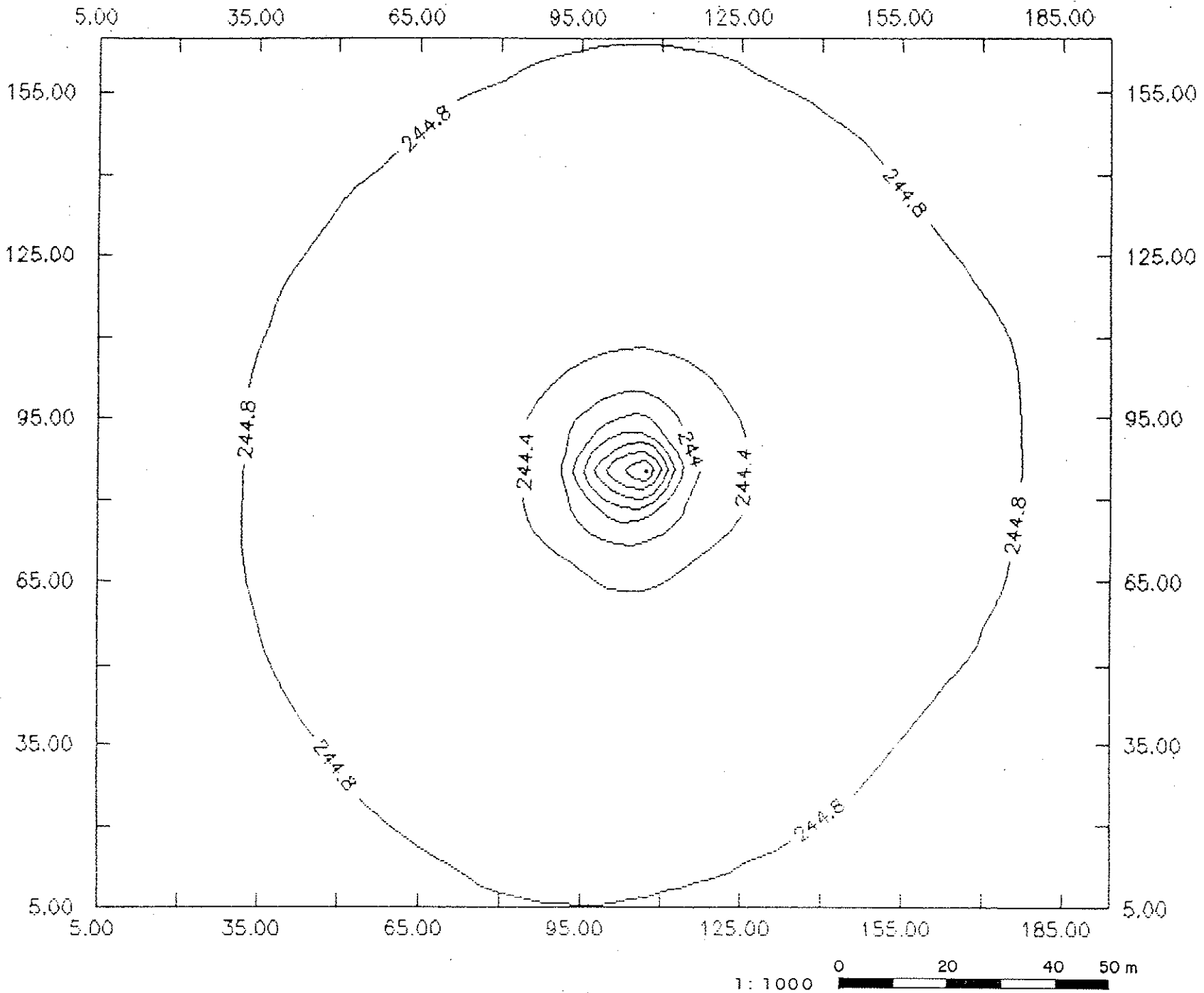


Figura 4.54. Distribuição das cargas na camada 8, bombeamento em 1 poço na camada 8, sem cortina.

5. ALGUMAS DIRETRIZES PARA A CARACTERIZAÇÃO DE MACIÇOS
ROCHOSOS VISANDO A PROPOSIÇÃO DE MODELOS PARA ANÁLISES DE FLUXO

5. ALGUMAS DIRETRIZES PARA A CARACTERIZAÇÃO DE MACIÇOS ROCHOSOS VISANDO A PROPOSIÇÃO DE MODELOS PARA ANÁLISES DE FLUXO

A Figura 5.1 ilustra uma aproximação a ser considerada nas investigações de maciços rochosos fraturados para fins hidrogeológicos e hidrogeotécnicos. A Figura 5.2 ilustra as concepções de redes de descontinuidades discretas e de meio contínuo, utilizadas em modelos para análises de fluxo.

As análises de fluxo efetuadas em maciços rochosos fraturados devem fundamentar-se em modelos conceituais, capazes de representar a realidade geológica. Esses modelos devem considerar a compartimentação geológica e estrutural do maciço rochoso, apresentar de forma individualizada as feições geológicas e estruturais maiores e considerar as descontinuidades menores através de métodos e técnicas geoestatísticas. Aos parâmetros geométricos, devem ser associados os parâmetros hidrogeológicos, seja para cada descontinuidade, através da condutividade hidráulica ou da abertura hidráulica, quando o maciço rochoso é tratado como uma rede de descontinuidades discretas, seja para uma porção do maciço rochoso, nesse caso, através do tensor de condutividade hidráulica ou dos resultados de análises geoestatísticas, quando o maciço rochoso é tratado como um meio contínuo anisotrópico.

Os parâmetros geométricos devem ser obtidos através de dados de mapeamentos em afloramentos e em superfícies escavadas, de testemunhos orientados e com amostragens integrais, de inspeções nas paredes das sondagens através de câmaras de televisão e de obturadores de impressão.

Mesmo em casos de aproximação de meio contínuo, a caracterização geométrica das descontinuidades deve ser efetuada, pois fornece fundamentos para identificar e separar as porções do maciço rochoso a serem tratadas como tal, daquelas em que é necessário discretizar as descontinuidades. As análises geológicas e estruturais permitem individualizar os grandes domínios estruturais, os grandes contatos, as grandes falhas e os domínios com descontinuidades menores, a serem analisados por métodos e técnicas estatísticas e geoestatísticas. As análises estatísticas estabelecem as leis e os parâmetros estatísticos para a orientação, espaçamento, comprimento e abertura das

descontinuidades . As análises geoestatísticas fundamentadas em semivariogramas, elaborados em diversas direções, permitem considerar as variabilidades espaciais, as características locais e as direções de "ranges" máximos, intermediários e mínimos.

Os parâmetros hidrogeológicos devem ser obtidos através de dados de ensaios pontuais e de ensaios tridimensionais, coletados por instrumentação localizada em profundidade, para medidas de pressão, vazão, temperatura e condutividade elétrica. A necessidade de ensaios "in situ" é enfatizada, pois a definição dos parâmetros geométricos não é suficiente e nem satisfatória para o estabelecimento das propriedades hidrogeológicas e hidrogeotécnicas.

Os ensaios pontuais e de pequena escala fornecem a variabilidade, a distribuição espacial e a anisotropia estatística da condutividade hidráulica, quando analisados por técnicas e métodos estatísticos e geoestatísticos discutidos por NEUMAN (1987). Esses métodos fornecem as dimensões mínimas a serem adotadas nos ensaios para pesquisa do tensor de condutividade hidráulica, definindo os "ranges" principais através de semivariogramas em várias direções, ou de semivariograma em uma direção, associado a resultados de tensores de condutividade hidráulica em dimensões menores que o volume elementar representativo, denominado VER (BEAR, 1975).

Os ensaios pontuais auxiliam na identificação de feições condicionantes dos projetos, a serem submetidas a ensaios tridimensionais para pesquisa do tensor de condutividade hidráulica em diversas escalas, segundo os critérios propostos por LONG et alii (1982), HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985), HSIEH et alii (1985) e por LONG & WITHERSPOON (1985).

Nos casos de porções fraturadas de grandes espessuras, deve ser investigado o tensor tridimensional de condutividade hidráulica, efetuando-se ensaios distantes de zonas de barreiras impermeáveis, de carga constante ou de maior condutividade hidráulica, de forma que os resultados não se apresentem influenciados por essas barreiras. Zonas fraturadas de grande espessura são encontradas em derrames basálticos, tais como aquelas localizadas nas fundações da barragem de terra da usina hidrelétrica de Porto Primavera, submetidas à caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica discutida no capítulo 3.

Nos casos de feições planas, como contatos, falhas e zonas fraturadas de pequena espessura, deve ser investigado o tensor de condutividade hidráulica bidimensional ao longo do plano das feições consideradas. Feições como essas são encontradas nos derrames basálticos da Bacia do Paraná, presentes nas fundações de inúmeras usinas hidrelétricas do Sudeste brasileiro, representadas pelos contatos entre derrames, normalmente horizontais, de grande continuidade lateral e de alta condutividade hidráulica.

No caso do maciço rochoso apresentar-se homogêneo e anisotrópico, o tensor de condutividade hidráulica (K) e o armazenamento específico (S_g) determinados nos ensaios "in situ" são suficientes para caracterizar o fluxo. Nem sempre, é possível definir um tensor de condutividade hidráulica e aproximar o maciço rochoso a um meio homogêneo e anisotrópico, especialmente quando os volumes considerados são pequenos e com uma pequena densidade de descontinuidades. O maciço rochoso pode comportar-se como meio homogêneo e anisotrópico apenas em escalas exageradamente elevadas, onde as medidas de condutividades hidráulicas são inviáveis frente à tecnologia disponível, onde é impossível obter o detalhamento desejado para o projeto, ou ainda, onde as dimensões são maiores que aquelas apresentadas pelas unidades geológicas investigadas.

Quando é impossível definir os tensores de condutividade hidráulica, é necessário analisar os resultados dos ensaios pontuais e de pequena escala segundo os métodos estatísticos e geoestatísticos propostos por NEUMAN (1987) ou adotar a aproximação de redes de descontinuidades discretas.

Na aproximação de redes de descontinuidades discretas, são necessárias informações determinísticas e/ou estatísticas e geoestatísticas sobre a geometria das descontinuidades. A partir de mapeamentos, de sondagens e de ensaios "in situ", considerando os diversos domínios geológicos e estruturais, devem ser obtidas as distribuições das orientações, das densidades, dos comprimentos, das aberturas e das condutividades hidráulicas para comparação com as leis estatísticas de distribuição normal, exponencial, lognormal, visando obter os parâmetros estatísticos a serem utilizados na geração das redes. Para os vários parâmetros, devem ser incorporados os resultados de análises

geoestatísticas fundamentadas em semivariogramas referentes a diversas direções, visando definir as direções com os valores de "ranges" principais, máximos, intermediários e mínimos.

Considerando projetos de usinas hidrelétricas com fundações em maciço rochoso, os dados levantados através de ensaios de perda d'água em sondagens rotativas e os dados de mapeamentos de superfícies e de taludes rochosos constituem importantes fontes para análises estatísticas e geoestatísticas. Comumente esses dados são levantados de forma sistemática e cuidadosa, mas são relegados aos arquivos, devido à impossibilidade de serem tratados por outros métodos. As grandes feições geológicas, de fácil correlação entre pontos mapeados, são consideradas, enquanto as descontinuidades de pequenas dimensões são desprezadas, apesar da importância para o comportamento hidrogeológico e hidrogeotécnico devido suas interconectividades e suas propriedades hidráulicas.

Os estudos estatísticos e geoestatísticos devem ser dirigidos para a proposição de modelos para análises de fluxo, seja através da aproximação de redes de descontinuidades discretas, seja através da aproximação de NEUMAN (1987), que enfatiza os resultados de ensaios pontuais e de pequena escala. Em projetos concluídos, as análises de fluxo sugeridas são de grande utilidade no acompanhamento e na interpretação da instrumentação instalada. Em projetos em andamento ou planejados, essas análises são fundamentais para orientar as decisões sobre o controle das percolações pelas fundações.

A execução de ensaios hidráulicos tridimensionais "in situ" apresenta-se totalmente viabilizada através dos ensaios efetuados nas fundações da barragem de terra da usina hidrelétrica de Porto Primavera. As análises estatísticas e geoestatísticas dos parâmetros geométricos e das condutividades hidráulicas necessitam ser implementadas em trabalhos futuros. Na presente dissertação, apresentou-se uma introdução aos fundamentos para essa implementação.

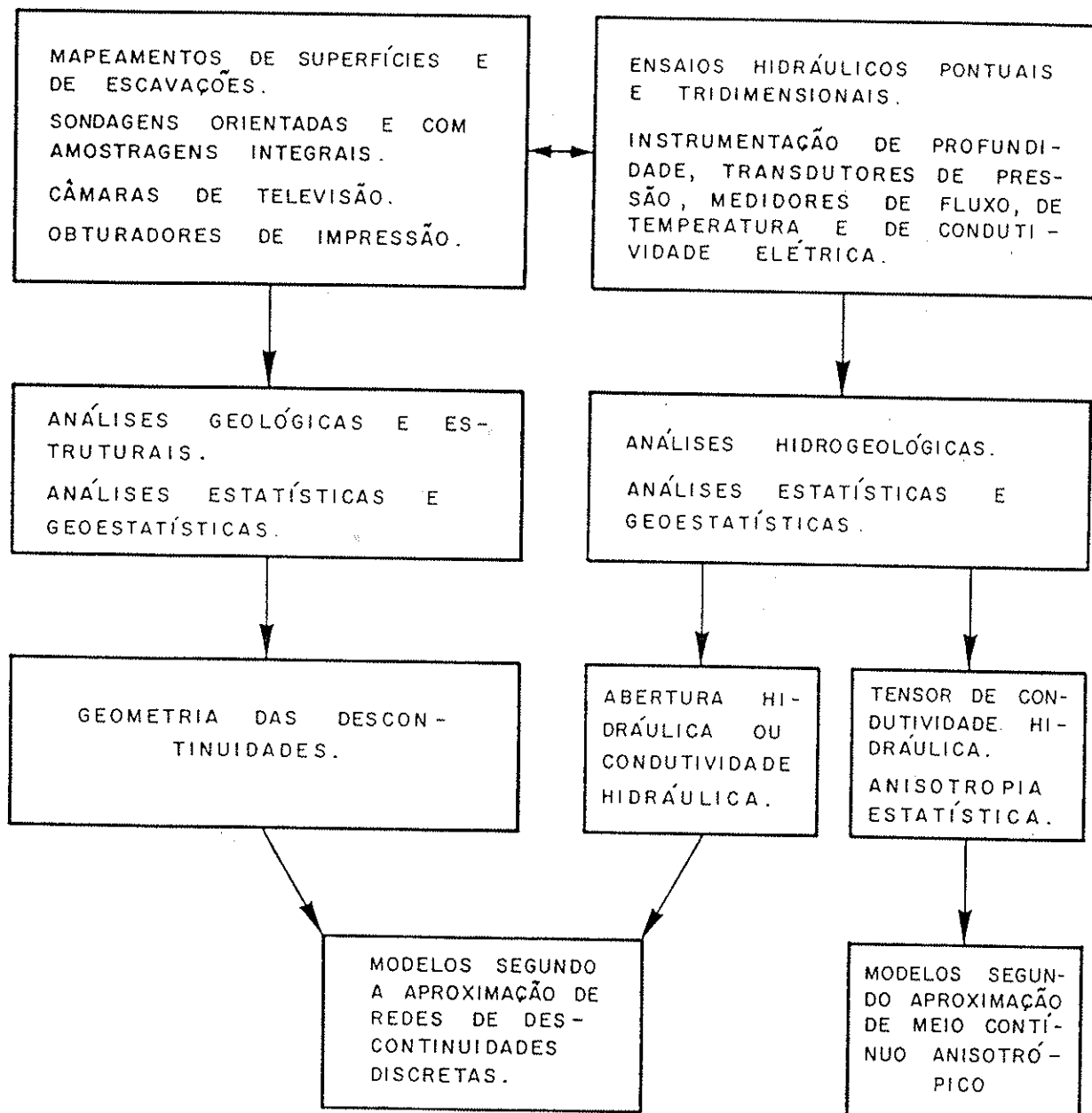


Figura 5.1. Investigações para a proposição de modelos hidrogeológicos e hidrogeotécnicos.

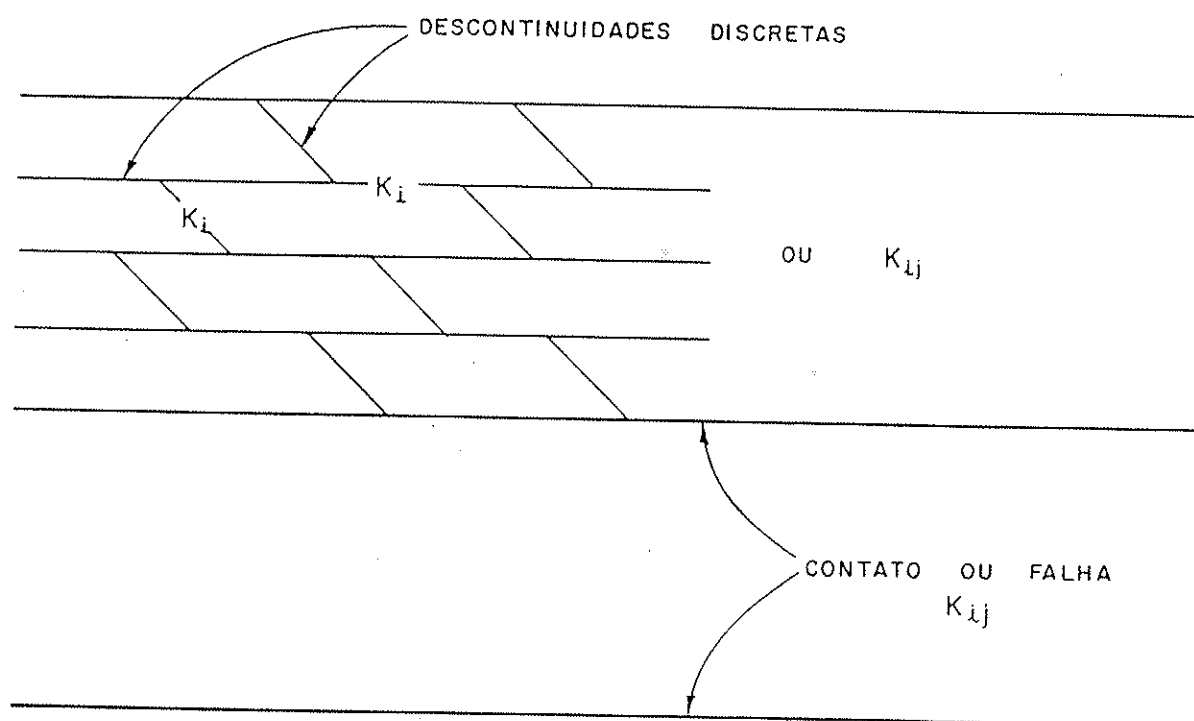


Figura 5.2. Modelo hidrogeológico e hidrogeotécnico conceitual para um maciço rochoso fraturado.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSSON, Johan & DVERSTORP, Björn. Conditional simulations of fluid flow in three - dimensional networks of discrete fractures. *Water Resources Research*. 23 (10): 1876 - 1886, 1987.
- ANDERSSON, Johan & THUNVIK, Roger. Predicting mass transport in discrete fracture networks with the aid of geometrical field data. *Water Resources Research*. 22 (13): 1941 - 1950, 1986.
- ANDERSSON, Johan; SHAPIRO, Allen M.; BEAR, Jacob. A stochastic model of a fractured rock conditioned by measured information. *Water Resources Research*. 20 (1): 79 - 88, 1984.
- ANDRADE, Roberto Monteiro de. *Novas técnicas para a determinação das propriedades hidráulicas dos maciços fraturados*. Rio de Janeiro, Engevix, 1987.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA. *Ensaio de perda d'água sob pressão - diretrizes*. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1975, 12p.
- AZEVEDO, Adalberto Aurélio; OLIVEIRA, Antonio Manoel dos Santos; SOARES, Lindolfo. Injeções de vedação em fundações basálticas de barragens de gravidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. *Anais ... Associação Brasileira de Geologia de Engenharia*, 1978. v.1, p.17-33.
- BAECHER, Gregory B. Statistical analysis of rock mass fracturing. *Mathematical Geology*. 15 (2): 329 - 348, 1983.
- _____. Progressively censored sampling of rock joint traces. *Mathematical Geology*. 12 (1): 33 - 40, 1980.
- BAECHER, Gregory B. & LANNEY, Nicholas A. Trace length biases in joint surveys. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 19, Mackay School of Mines, University of Nevada, 1978. *Proceedings ... Conferences & Institutes, Extended Programs and Continuing Education*, University of Nevada, 1978. p. 56 - 65.
- BAECHER, G. B.; LANNEY, N. A.; EINSTEIN, H. H. Statistical description of rock properties and sampling. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 18, Colorado School of Mines, 1977. *Proceedings ... Johnson Publishing Company*, 1977. p. 5C1-1 - 5C1-8.
- BARKER, John A. & BLACK, John H. Slug tests in fissured aquifers. *Water Resources Research*. 19 (6): 1558 - 1564, 1983.

- BARKER, J.A. A formula for estimating fissure transmissivities from steady - state injection - test data. *Journal of Hydrology* 52: 337-346, 1981.
- BARLA, G.; SCAVIA, C.; ANTONELLIS, M.; GUARASCIO, M. Characterization of rock mass by geostatistical analysis at the Masua Mine In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 6, Montréal, 1987. *Proceedings ... Rotterdam, A.A. Balkema, 1987. v.2, p.777-786.*
- BARR, M. V. & HOCKING, G. Borehole structural logging employing a pneumatically inflatable impression packer. In: SYMPOSIUM ON EXPLORATION FOR ROCK ENGINEERING, Johannesburg, 1976. *Proceedings ... Rotterdam, A. A. Balkema, 1976. v.1, p. 29 - 34.*
- BARTON, C. M. Analysis of joint traces. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 19, Mackay School of Mines, University of Nevada, 1978. *Proceedings ... Conference & Institutes, Extended Programs and Continuing Education, University of Nevada, 1978. p. 38 - 42.*
- BEAR, Jacob. *Dynamics of fluids in porous media*. 2. ed. New York, American Elsevier Publishing Company, Inc., 1975. 764p.
- BELJIN, Milovan S. Representation of individual wells in two - dimensional ground water modeling. In: SOLVING GROUND WATER PROBLEMS WITH MODELS, DENVER, 1987. *Proceedings ... Dublin, National Water Well Association, 1987. p. 340-351.*
- BERTRAND L.; BEUCHER, H.; CREUTIN, D.; FEUGA, B.; LANDRY, J.; THIERY, D. Essai de détermination de la distribution régionale du tenseur de perméabilité du milieu poreux équivalent. In: COLLOQUE NATIONAL, Orléans, 1982. *Les milieux discontinus en hydrogéologie. Communications ... Orléans, B.R.G.M., 1982. Documents du B.R.G.M., n.45, p.97 - 120.*
- BILLAUX, D.; CHILÈS, J. P.; HESTIR K.; LONG, J. Three - dimensional statistical modelling of a fractured rock mass - an example from the Fanay - Augères mine. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 26 (3/4): 281 - 299, 1989.
- BLACK, John H. The interpretation of slug tests in fissured rocks. *Q.J.Eng. Geol.* 18: 161-171, 1985.
- BLACK, J. H. & KIPP JR., K. L. Determination of hydrogeological parameters using sinusoidal pressure tests: A theoretical appraisal. *Water Resources Research.* 17 (3): 689 - 692, 1981.

- BLISS, Jane C. & RUSHTON, K.R. . The reliability of packer tests for estimating the hydraulic conductivity of aquifers. *Q.J.Eng.Geol.* 17: 81-91, 1984.
- BRASSINGTON, F.C. & WALTHALL, S. Field techniques using borehole packers in hidrogeological investigations. *Q.J. Eng.Geol.* 18: 181-193, 1985.
- BREDEHOEFT, John D. & PAPADOPULOS, Stavros S. A method for determining the hydraulic properties of tight formations. *Water Resources Research.* 16 (1): 233 - 238, 1980.
- BROWN, E.T. & BOODT, P.I. Permeability determinations for a descontinuous, crystalline rock mass. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 6, Montréal, 1987. *Proceedings ...* Rotterdam, A.A. Balkema, 1987. v.2 , p.23 - 30.
- CACAS, M.C.; LEDOUX, E.; MARSILY, G. de; TILLIE, B.; BARBREAU, A.; DURAND, E.; FEUGA, B.; PEAUDECERF, P. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: Calibration and validation 1. The flow model. *Water Resources Research.* 26(3): 479-489, 1990.
- CALDWELL, J. A. The theoretical determination of the permeability tensor for jointed rocks. In: SYMPOSIUM PERCOLATION THROUGH FISSURED ROCK, Stuttgart, 1972. *Proceedings ...* Essen, Deutsche Gesellschaft für Erd-und Grundbau. Prof. Dr. - Ing. Wittke, 1972. p. T1-C1 - T1-C6.
- CALL, R.D.; SAVELEY, J.P.; NICHOLAS, D.E. Estimation of joint set characteristics from surface mapping date. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 17, University of Utah, 1976. *Monograph on Rock Mechanics Applications in Mining.* Society of Mining Engineers of AIME, 1977. p. 65-73.
- CAPRARIIS, Pascal de. An empirical approach to estimating population parameters from censored fracture length distributions. *Mathematical Geology.* 20 (7): 803-814, 1988.
- CELESTINO, Tarcisio B.; TRESSOLDI, Marilda; PACHECO, Iramir Barba. Scale effects on the hidrogeotechnical characterizations of Porto Primavera dam site fractured basalts. In: ISRM WORKSHOP ON SCALE EFFECTS, Loen, 1990. *Proceedings ...* Rotterdam, A.A. Balkema, 1990.
- CHALMERS, A.; DAW, G.P.; SCOTT, R.A. . A modified form of aquifer depletion/recovery test for assessing, potential water makes into deep excavations. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK

- MECHANICS, 4, Montreux, 1979: Proceedings ... Rotterdam, A.A.Balkema, 1979. v.2, p. 67-72.
- CHILÈS, J.P. Fractal and geostatistical methods for modeling of a fracture network. *Mathematical Geology*. 20 (6): 631 - 654, 1988.
- CLEARY, R.W. Águas subterrâneas. In: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS. *Engenharia Hidrológica*. Rio de Janeiro, UFRJ, 1989. v.2, cap.5, p. 291-404.
- COOPER JR., HILTON H.; BREDEHOEFT, John D.; PAPADOPULOS, Istavros S. Response of a finite diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*. 3(1): 263-269, 1967.
- COOPER, H. H. Jr. & JACOB, C.E. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Trans. Amer.Geophys.Union*. 27: 526-534, 1946.
- CORRÊA FILHO, Diogo. *Ensaio de perda d'água sob pressão*. Dissertação de mestrado apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 1985. 134p.
- CRUDEN, D.M. Describing the size of discontinuities. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 14: 133-137, 1977.
- CRUZ, P.T. da & QUADROS, E.F. de. Analysis of water losses in basaltic rock joints. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 5, Melbourne, 1983. Proceedings ... Rotterdam, A.A. Balkema, 1983. v.1, p. B119-B123.
- CRUZ, P. T.; QUADROS, E. F.; CORRÊA FILHO, D. Análise de perda d'água e fluxo em fraturas de basalto. In: SIMPÓSIO SOBRE A GEOTECNIA do ALTO PARANÁ, São Paulo, 1983. *Anais ... São Paulo, ABMS, ABGE, CBMR*, 1983. p.113-126.
- CRUZ, P.T.; QUADROS, E.F. CORRÊA FILHO, D.; MARRANO, A. Evaluation of opening and hydraulic conductivity of rock discontinuities. In: SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS; 23, Berkeley, 1982, *Proceedings ... New York, Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc.*, 1982. p.769-777.
- DAVIS, John C. *Statistics and data analysis in geology*. 2. ed. New York, John Wiley & Sons, 1986. 646p.
- DAW, G.P. Application of aquifer testing to deep shaft investigations. *Q.J.Eng.Geol.* 17: 367-379, 1984.
- DAW, G.P. & SCOTT, R. A. Hydrological testing for deep shafts and tunnels. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. (26-27): 391-395, 1982-1983.

- DELHOMME, J.P. Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: A geostatistical approach. **Water Resources Research**. 15(2): 269-280, 1979.
- DELHOMME, Jean-Pierre. Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. **Bull. B.R.G.M.**, deuxième série, section III. (4): 341-375, 1978.
- DERSHOWITZ, W.S. & EINSTEIN, H.H. Characterizing rock joint geometry with joint system models. **Rock Mechanics and Rock Engineering**. 21: 21-51, 1988.
- DERSHOWITZ, W.S. & EINSTEIN, H.H. Three dimensional flow modeling in jointed rock masses. In: U.S.SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 28, Tucson, 1987. **Proceedings ... Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, 1987. p.87-176.**
- DERSHOWITZ, W.S. & SCHRAUF, T.S. Discrete fracture flow modeling with the JINX package. In: U.S.SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 28, Tucson, 1987. **Proceedings ... Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, 1987. p. 433-440.**
- DOE, Thomas W.; OSNES, John D. Interpretation of fracture geometry from well test. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FUNDAMENTALS OF ROCK JOINTS, Björkliden, 1985. **Proceedings ... 1985. p. 281-292.**
- DOE, Thomas W.; LONG, Jane C.S.; ENDO, Howard K.; WILSON, Charles R. Approach to evaluating the permeability and porosity of fractured rock masses. In: SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 23, Berkeley, 1982, **Proceedings ... New York, Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc., 1982. p.30-38.**
- DVERSTORP, Björn & ANDERSSON, Johan. Application of the discrete fracture network concept with field data; possibilities of model calibration and validation. **Water Resources Research**. 25 (3): 540-550, 1989.
- EINSTEIN, H.H. & BAECHER, G.B. Probabilistic and statistical methods in engineering geology-specific methods and examples-part 1: exploration. **Rock Mechanics and Rock Engineering**. 16: 39-72, 1983.
- ELSWORTH, D. & DOE, T.W. Application of non linear flow laws in determining rock fissure geometry from single borehole pumping tests. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 23 (3): 245-254, 1986.

- FERGUSON, Colin C. Intersections of ellipsoids and planes of arbitrary orientation and position. *Mathematical Geology*. 11 (3): 329-336, 1979.
- FEUGA, Bernard. Caracterisation du milieu poreux equivalent a un milieu rocheux fracture par essais a l'eau in situ. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. (26-27): 403-410, 1982-1983.
- FREYBERG, David L. An exercise in ground - water model calibration and prediction. *Ground Water*. 26(3): 350-360, 1988.
- GALE, J. E. Assessing the permeability characteristics of fractured rock. In: THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. *Recent trends in hydrogeology*. Ann Arbor Malloy Lithographing, Inc., 1982. Special paper n.189, p. 163-181.
- GENDZWILL, D.J. & STAUFFER, M.R. Analysis of triaxial ellipsoids: Their shapes, plane sections, and plane projections. *Mathematical Geology*. 13(2): 135-152, 1981.
- GUIDICINI, G; NIEBLE, C.M.; DE CORNIDES, A.T.; BERRINO, S.E.B.; CELLA, P.R.C.; FERNANDES, J.R. O fenômeno de "retorno" nos ensaios de perda d'água e seu possível significado em termos geomecânicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA de ENGENHARIA, 4, Belo Horizonte, 1984. *Anais ...* Belo Horizonte, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1984. v.3, p.333 - 349.
- HANTUSH, M.S. Hydraulics of wells. In: ADVANCES IN HYDROSCIENCE. New York, Ven Te Chow, Academic Press, 1964. v.1, p. 281-432.
- _____ Drawdown around a partially penetrating well. *Am. Soc. Civil Eng. Proc.* 87 (HY4): 83-98, 1961.
- _____ Nonsteady flow to flowing wells in leaky aquifers. *Journal of Geophysical Research*. 64(8): 1043-1052, 1959.
- HEITFELD, K.H. & KRAPP, L. The problem of water permeability in dam geology. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. (23): 79-83, 1981.
- HOERGER, Steven F. & YOUNG, Dae S. Predicting local rock mass behavior using geostatistics. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 28, Tucson, 1987. *Proceedings ...* Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, 1987. p. 99-106.
- HOULSBY, A.C. Routine interpretation of the lugeon water - test. *Q. J. Enging. Geol.* 9: 303-313, 1976.

- HSIEH, Paul A. Characterizing the hydraulic properties of rock masses. Methodology and case studies. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 28, Tucson, 1987. **Proceedings ...** Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, 1987. p. 465-472.
- HSIEH, Paul A. & NEUMAN, Shlomo P. Field determination of the three-dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media 1. theory. **Water Resources Research**. 21(11): 1655 - 1665, 1985.
- HSIEH, Paul A.; NEUMAN, Shlomo P.; STILES, Gary K.; SIMPSON, Eugene S. Field determination of the three - dimensional hydraulic conductivity tensor of anisotropic media 2. Methodology and application to fractured rocks. **Water Resources Research**. 21 (11): 1667-1676, 1985.
- HSIEH, P.A.; NEUMAN, S.P.; SIMPSON, E.S. Pressure testing of fractured rocks - A methodology employing three dimensional crosshole tests. Tucson, University of Arizona, Department of Hydrology and Water Resources, 1983. Topical Technical Report, Nureg / CR - 3213, 176p.
- HUDSON, J.A. & PRIEST, S.D. Discontinuity frequency in rock masses. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 20 (2): 73-89, 1983.
- _____ Discontinuities and rock mass geometry. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 16: 339-362, 1979.
- HVORSLEV, M.J. Time lag and soil permeability in ground water observations. Vicksburg, Mississippi, U.S. Army. Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, 1951. Bulletin n.36, 50p.
- ISRM. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. **Int. J. Rock Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 15: 319-368, 1978.
- JACOB, C.E. & LOHMAN, S.W. Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. **Trans. Amer. Geophys. Union**. 33: 559-569, 1952.
- JACOB, C.E. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. **Trans. Amer. Geophys. Union**. 2: 574-586, 1940.
- JOURNAL, A.G. & HUIJBREGTS, CH.J. **Mining geostatistics**. New York, Academic Press Inc., 1978. 600 p.

- KARASAKI, K.; LONG, J. C. S.; WITHERSPOON, P. A. Analytical models of slug tests. *Water Resources Research*. 24 (1): 115 - 126, 1988.
- KARZULOVIC, A. & GOODMAN, R. E. Determination of principal joint frequencies. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 22 (6): 471 - 473, 1985.
- KHALEEL, R. Scale dependence of continuum models for fractured basalts. *Water Resources Research*. 25 (8): 1847 - 1855, 1989.
- KULATILAKE, P.H.S.W. & WU, T.H. Sampling bias on orientation of discontinuities. *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 17: 243 - 253, 1984a.
- _____ The density of discontinuity traces in sampling windows. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 21 (6): 345 - 347, 1984b.
- _____ Estimation of mean trace length of discontinuities. *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 17: 215 - 232, 1984c.
- LA POINTE, Paul R. Analysis of the spatial variation in rock mass properties through geostatistics. In: U. S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 21, Rolla, 1980. *Proceedings ... Rolla, University of Missouri, 1980*, p. 570 - 580.
- LASLETT, G. M. Censoring and edge effects in areal and line transect sampling of rock joint traces. *Mathematical Geology*. 14 (2): 125 - 140, 1982.
- LONG, Jane C.S. & BILLAUX, Daniel M. From field data to fracture network modeling: an exemple incorporating spatial structure. *Water Resources Research*. 23 (7): 1201 - 1216, 1987.
- LONG, Jane C.S.; BILLAUX, Daniel; HESTIR, Kevin; CHILES, Jean-Paul. Some geostatistical tools for incorporating spacial structure in fracture network modeling. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 6, Montréal, 1987, *Proceedings ... Rotterdam, A.A. Balkema, 1987*. v.1, p. 171-176.
- LONG, Jane C.S.; GILMOUR, Peggy; WITHERSPOON, Paul A. A model for steady fluid flow in random three-dimensional networks of disc-shaped fractures. *Water Resources Research*. 21 (8): 1105 - 1115, 1985.

- LONG, Jane C.S. & WITHERSPOON, Paul A. The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks. **Journal of Geophysical Research.** 90(B4): 3087-3098, 1985.
- LONG, J. C.S.; REMER, J. S.; WILSON, C. R.; WITHERSPOON, P. A. Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures. **Water Resources Research.** 18 (3): 645 - 658, 1982.
- LOUIS, C. **Introduction à l'hydraulique des roches.** Orléans, B.R.G.M., 1974. 114 p.
- LOUIS, C. & MAINI, Y. N. Determination of in situ hydraulic parameters in jointed rock. In: CONGRESS OF THE INTERNATIONAL SOCIETY FOR MECHANICS, 2, Belgrade, 1970. **Proceedings ...** Belgrade, Privredni pregled, 1970. v.1, p.235-245.
- MAINI, Y. N. T.; NOORISHAD, J.; SHARP, J. C. Theoretical and field considerations on the determination of in situ hydraulic parameters in fractured rock. In: SYMPOSIUM PERCOLATION THROUGH FISSURED ROCK, Stuttgart, 1972. **Proceedings ...** Essen, Deutsche Gesellschaft für Erd-und Grundbau. Prof. Dr.-Ing. Wittke, 1972. p. T1-E1 - T1-E8.
- MARCUS, H. The permeability of a sample of an anisotropic porous medium. **Journal of Geophysical Research.** 67 (13), 1962.
- MARINELLI, Fred & ROWE, Jerry W. Performance and analysis of drillstem tests in small-diameter boreholes. **Ground Water.** 23 (3): 367 - 370, 1985.
- MARQUES, Donizete José; MAGALHÃES, Fábio Soares; SERRA JUNIOR, Edgard. Análise das feições estruturais do maciço rochoso nas fundações da barragem de Porto Primavera. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 5, São Paulo, 1987. **Anais ...** São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1987. v.1, p.197-209.
- MASLIA, Morris L. Regional and local tensor components of a fractured carbonate aquifer. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 28, Tucson, 1987. **Proceedings ...** Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, 1987. p. 441 - 452.
- MASLIA, Morris L. & RANDOLPH, Robert B. **Methods and computer program documentation for determining anisotropic transmissivity tensor components of two-dimensional ground-water flow.** Denver, 1987. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2308, 85p.

- MCDONALD, Michael G. & HARBAUGH, Arlen W. A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. Washington, 1988. U.S. Geological Survey Open-File Report 83 - 875.
- MILLER, Stanley M. & BORGMAN, Leon E. Spectral-type simulation of spatially correlated fracture set properties. *Mathematical Geology*. 17 (1): 41 - 52, 1985.
- MULLER, R. E. Monitoring of pumping tests and grouting operations. *Rock Mechanics and Rock Engineering*. 17: 51 - 59, 1984.
- NEUMAN, Sholomo P. Stochastic continuum representation of fractured rock permeability as an alternative to the REV and fracture network concepts. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 28, Tucson, 1987. *Proceedings ... Rotterdam, A.A. Balkema Publishers, 1987. p. 533 - 561.*
- NEUZIL, C. E. On conducting the modified "slug" test in tight formations. *Water Resources Research*. 18 (18): 439 - 441, 1982.
- NEUZIL, C.E. & TRACY, James V. Flow through fractures. *Water Resources*. 17 (1): 191-199, 1981.
- NOVAKOWSKI, Kent S. 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, 1990.
- _____. Analysis of pulse interference tests. *Water Resources Research*. 25 (11): 2377 - 2387, 1989.
- PAILLET, F. L.; HESS, A. E.; CHENG, C. H.; HARDIN, E. Characterization of fracture permeability with high-resolution vertical flow measurements during bore hole pumping. *Ground Water*. 25 (1), 1987.
- PANEK, Louis A. Estimating fracture trace length from censored measurements on multiple scanlines. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FUNDAMENTALS OF ROCK JOINTS, Björkliden, 1985. *Proceedings ... 1985. p. 13 - 23.*
- PAPADOPULOS, Istavros S. Nonsteady flow to a well in a infinite anisotropic aquifer. In: DUBROVNIK SYMPOSIUM ON THE HYDROLOGY OF FRACTURED ROCKS, 1965. *Proceedings ... International Association of Scientific Hydrology, 1965. p. 21 - 31.*

- PAPADOPULOS, Stavros S.; BREDEHOEFT, John D.; COOPER JR., Hilton H. On the analysis of slug test data. *Water Resources Research*. 9 (4): 1087 - 1089, 1973.
- PARSONS, R. W. Permeability of idealized fractured rock. *Society of Petroleum Engineers Journal*. 6 (2): 126 - 136, 1966.
- PEARSON, R. & MONEY, M. S. Improvements in the lugeon on packer permeability test. *Q. J. Enging. Geol.* 10: 221 - 230, 1977.
- PICKENS, J. F.; GRISAK, G. E.; AVIS, J. D.; BELANGER, D. W.; THURY, M. Analysis and interpretation of borehole hydraulic tests in deep boreholes: principles, model development, and applications. *Water Resources Research*. 23 (7): 1341 - 1375, 1987.
- PITEAU, D.R. Geological factors significant to the stability of slopes cut in rock. In: SYMPOSIUM ON THE THEORETICAL BACKGROUND TO THE PLANNING OF OPEN-PIT MINES WITH SPECIAL REFERENCE TO SCOPE STABILITY, Johannesburg, South Africa, 1970. *Proceedings ...* Amsterdam, Balkema, A.S., 1970, p.55-71.
- PRIEST, S. D. & HUDSON, J. A. Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 18: 183 - 197, 1981.
- _____ Discontinuity spacings in rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 13: 135 - 148, 1976.
- RANDOLPH, R. B.; KRAUSE, R. E.; MASLIA, M. L. Comparasion of aquifer characteristics derived from local and regional aquifer tests. *Ground Water*. 23 (3): 309 - 316, 1985.
- RAZACK, Moumtaz. Approche probabiliste de l'étude em subsurface de la géométrie des réservoirs fissurés- Effet de l'échelle d'investigation. *Hydrogéologie* (2): 215-230, 1986.
- REBOUÇAS, Aldo da Cunha. *Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná*. Tese de livre docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 1978. 143 p.
- RIßLER, Peter. *Determination of the water permeability of jointed rock*. Aachen, Institute for Foundation Engineering, Soil Mechanics, Rock Mechanics and Water Ways Construction, 1978. 150p.
- ROCHA, M. & FRANCISS, F. O. Determination of permeability in anisotropic rock masses from integral samples. In: SYMPOSIUM ON STRUCTURAL AND GEOTECHNICAL MECHANICS, University of Illinois, 1975. *Proceedings ...* 1975. p. 178 - 203.

- ROCHA, M. A method of integral sampling of rock masses. **Rock Mechanics and Rock Engineering**. 3 (1): 1 - 12, 1971.
- ROBERTSON, A. MacG. The interpretation of geological factors for use in slope theory. In: SYMPOSIUM ON THE THEORETICAL BACKGROUND TO THE PLANNING OF OPEN-PIT MINES WITH SPECIAL REFERENCE TO SLOPE STABILITY, Johannesburg, South Africa, 1970. **Proceedings ...** Amsterdam, Balkema, A. S., 1970. p. 55 - 71.
- ROULEAU A. & GALE J. E. Stochastic discrete fracture simulation of groundwater flow into an underground excavation in granite. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 24 (2): 99 - 112, 1987.
- _____ Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 22 (6): 353 - 367, 1985.
- SCHEIDEGGER, Adrian E. **The physics of flow through porous media.** University of Toronto Press. London, Oxford University Press, 1960. 311 p.
- SCHROEDER, R.C. Instrumentation for well tests. In: THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. **Recent trends in hydrogeology.** Ann Arbor, Malloy Lithographing, Inc., 1982. Special paper n.189. p. 199-206.
- SHANLEY, R. J. & MAHTAB, M. A. Delineation and analysis of clusters in orientation data. **Mathematical Geology**. 8 (1): 9 - 23, 1976.
- SILLIMAN S. & ROBINSON R. Identifying fracture interconnections between boreholes using natural temperature profiling. Conceptual bases. **Ground Water**. 27 (3): 393 - 402, 1989.
- SILVA, Ricardo Fernandes da. Ensaio com a Sonda Hidráulica Multiteste na Barragem de Juruá da Usina Hidroelétrica de Kararaô. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, São Paulo, 1987. **Anais ...** São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1987. v.1, p. 439 - 449.
- SNOW, D. T. The frequency and apertures of fractures in rock. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci.** 7: 23 - 40, 1970.
- _____ Anisotropic permeability of fractured media. **Water Resources Research**. 5 (6): 1273 - 1289, 1969.
- _____ Rock fracture spacings, openings, and porosities. **J. Soil Mech. Found. Div. A.S.C.E.** 94 (SM1): 73 - 91, 1968.

- ____ Three-hole pressure test for anisotropic foundations permeability. **Rock Mechanics and Engineering Geology**. IV (4): 298 - 316, 1966.
- TAIOLI, Fábio & VILMONDES, Ribeiro. Sistema automático de ensaio para determinação do tensor de permeabilidade em maciços rochosos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6, E CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, IX, Salvador, 1990. **Anais ...** Salvador, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Associação Brasileira de Mecânica dos Solos, 1990. v.1, p.115-119.
- TATE, Tom Keith; ROBERTSON, Anne Shirley; GRAY, David Alfred. Q. **J. Enging. Geol.** 2: 195 - 215, 1970.
- THEIS, C.V. Relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. **Trans. Amer. Geophys. Union**, 16: 519-524, 1935.
- THEMAG ENGENHARIA, LTDA. **Análise matemática de ensaio tridimensional de bombeamento INTER-3D** - Manual do usuário. Relatório Técnico n. 13701 - GL13 - RT - 1583 - 14009, 1989.
- ____ **Barragem de Terra - Programa complementar para caracterização da condutividade hidráulica - estacas 10 a 450.** Relatório Técnico n. 13701 - BT11 - RT - 0720 - 11542, 1988.
- THERZAGHI, Ruth D. Sources of error in joint surveys. **Geotechnique**. 15: 287 - 304, 1965.
- THORPE, Richard K. An example of fracture characterization in granitic rock. In: U.S. SYMPOSIUM ON ROCK MECHANICS, 22, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1981. **Proceedings ...** Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1981. p. 467 - 472.
- TORAN, Laura & BRADBURY, Kenneth R. Ground - water flow model of drawdown and recovery near an underground mine. **Ground Water**. 26 (6): 724-733, 1988.
- TRESSOLDI, Marilda; GUEDES, Mário Gramani; VAZ, Luiz F. Ocorrências de basalto de baixa densidade na usina de Porto Primavera e aspectos de interesse ao projeto. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, II, Porto Alegre, 1986. **Anais ...** Associação Brasileira de Mecânica de Solos, 1986. v.II, p. 238-251.

- TRESSOLDI, Marilda; CELESTINO, Tarcísio B.; COSTA, Silvia M. K. M. Hydrogeological and hidrogeotechnical tests for Porto Primavera powerplant - Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 6, Amsterdam, 1990. **Proceedings ...** Rotterdam, A.A.Balkema, 1990a. v.2, p. 1253-1259.
- TRESSOLDI, Marilda; CELESTINO, Tarcísio B.; COSTA, Silvia M. K. M.; DE VINCENZO JÚNIOR, Manfredo C. Caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica de basaltos fraturados através de ensaios tridimensionais - O exemplo de Porto Primavera. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA , 6, E CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, IX, Salvador, 1990. **Anais ...** Salvador, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Associação Brasileira de Mecânica dos Solos, 1990b. v.1, p. 79-86.
- TRESSOLDI, Marilda; COSTA, Silvia M. K. M.; DE VINCENZO JÚNIOR, Manfredo C. Avaliação preliminar do comportamento hidrogeológico de basaltos fraturados por ensaios pontuais de bombeamento e injeção. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 6, E CONGRESSO BRASILEIRO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, IX, Salvador, 1990. **Anais ...** Salvador, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Associação Brasileira de Mecânica dos Solos, 1990c. v.1, p. 87-96.
- TSANG, Y. W. & TSANG, C. F. Flow channeling in a single fracture as a two-dimensional strongly heterogeneous permeable medium. **Water Resources Research.** 25 (9): 2076 - 2080, 1989.
- _____ Channel model of flow through fractured media. **Water Resources Research.** 23 (3): 467-479, 1987.
- TSANG, Y.W. The effect of tortuosity on fluid flow through a single fracture. **Water Resources Research.** 20 (9): 1209-1215, 1984.
- WALLIS, P. F. & KING, M. S. Discontinuity spacing in a crystalline rock. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 17: 63 - 66, 1980.
- WAY, Shao-Chih & MACKEE, Chester R. In - situ determination of three-dimensional aquifer permeabilities. **Ground Water.** 20 (5): 594 - 603, 1982.

- WEEKS, Edwin P. Determining the ratio of horizontal to vertical permeability by aquifer test analysis. **Water Resources Research**. 5 (1): 196 - 214, 1969.
- WILD, J. L. Design and application of a borehole flowmeter. In: ANNUAL CONFERENCE OF THE ENGINEERING GROUP OF THE GEOLOGICAL SOCIETY, 21, Sheffield, 1985. Groundwater in Engineering Geology. **Proceedings ... London, Geological Society**. 1986, p. 279 - 281.
- WILD, J. L. & MONEY, M. S. Results of an experimental programme of "in situ" permeability testing in rock. In: ANNUAL CONFERENCE OF THE ENGINEERING GROUP OF THE GEOLOGICAL SOCIETY, 21, Sheffield, 1985. Groundwater in Engineering Geology. **Proceedings ... London, Geological Society**, 1986. p. 283 - 293.
- WITHERSPOON, P.A. & GALE, J.E. Hydrogeological testing to characterize a fractured granite. **Bulletin of the International Association of Engineering Geology**. (26-27): 515-526, 1982-1983.
- WITHERSPOON, P. A.; WANG, J. S. Y.; IWAI, K.; GALE, J. E. Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture. **Water Resources Research**. 16 (6): 1016 - 1024, 1980.
- YOUNG, Dae S. Random vectors and spatial analysis by geostatistics for geotechnical applications. **Mathematical Geology**. 19 (6): 467 - 479, 1987.
- YOW JR., J. L. Blind zones in the acquisition of discontinuity orientation data. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 24 (5): 317 - 318, 1987.
- ZHANG, Shixiong & TONG Guangxu. Computerized pole concentration graphs using the Wulff stereographic projection. **Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.** 25 (1): 45-51, 1988.

ANEXO A1
PARÂMETROS GEOMÉTRICOS

ANEXO A1. PARÂMETROS GEOMÉTRICOS

A1.1. Orientação e Número das Famílias de Descontinuidades

Segundo a ISRM (1978), a orientação das descontinuidades no espaço é descrita pelo mergulho da linha de maior inclinação medida a partir da horizontal (β) e pelo rumo do mergulho medido a partir do Norte (α), no sentido horário. É obtida em afloramentos, através de bússola e de clinômetro, em testemunhos e em paredes de sondagens. Para a medida de atitude das descontinuidades em testemunhos de sondagens, é necessário empregar instrumentos de orientação de testemunhos durante a perfuração ou amostragem integral dos testemunhos, descrita por ROCHA (1971), com hastes orientadas. Para a medida da orientação das descontinuidades em paredes de sondagens, é necessária a inspeção com câmaras especiais de fotografias, de televisão e com periscópios.

A representação da orientação das descontinuidades é efetuada normalmente em projeções esféricas, de igual área - diagrama de Schmidt e Lambert ou de igual ângulo - diagrama de Wulff. São utilizados os diagramas equatoriais para representar as descontinuidades por um grande círculo ou por um pólo, e os diagramas polares para representar as descontinuidades por um pólo. As projeções são efetuadas no hemisfério superior ou inferior.

Existem famílias de descontinuidades sistemáticas, que constituem feições persistentes, paralelas ou subparalelas, e as descontinuidades não sistemáticas, que apresentam distribuição ao acaso. A identificação das famílias é efetuada diretamente no campo ou através de tratamentos estatísticos.

Para obter-se a orientação média das diferentes famílias de descontinuidades, é necessário identificar os agrupamentos de pólos em projeções esféricas, traçando-se o contorno de densidade. São contados com círculos apresentando 1% da área total do diagrama, sobre uma malha quadrada superimposta ao diagrama de igual área. O valor de maior concentração representa a orientação média de uma determinada família de descontinuidades. ZHANG & TONG (1988) apresentaram um programa de

microcomputador para construir gráficos de pólos e gráficos de concentração desses pólos.

SHANLEY & MAHTAB (1976) apresentaram uma técnica para agrupar dados de orientação e testar se os agrupamentos mostram-se segundo a distribuição de Bingham, que admite simetria elíptica ao redor da média, em uma esfera. Segundo CALL et alii (1976), as distribuições do ângulo de inclinação das descontinuidades aproximam-se da normalidade. EINSTEIN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983) afirmam que é difícil o ajuste de funções probabilísticas de densidade para os casos de distribuições típicas de orientação. Tais distribuições, de maneira geral, são mais erráticas do que o limite de flexibilidade permitido por formas analíticas padrões, como aquelas de Fisher, Bingham, elíptica, uniforme e normal.

Segundo TERZAGHI (1965), podem ocorrer muitos erros na interpretação da orientação das descontinuidades, devido à não diversidade nas orientações das sondagens, túneis e superfícies expostas, implicando em estimativas não confiáveis sobre a densidade relativa das descontinuidades das várias famílias presentes no maciço rochoso. Os erros podem ser reduzidos, efetuando-se observações em um número adequado de sondagens orientadas convenientemente e promovendo-se correções para compensar os erros devidos aos ângulos de intersecção entre as descontinuidades e as sondagens ou superfícies expostas. Três sondagens, dispostas com ângulos de 120° entre si e mergulhando 45° , sempre poderão interceptar descontinuidades de orientação qualquer, com ângulo maior ou igual a 31° .

A Figura 2.3a ilustra o efeito do ângulo de intersecção entre uma sondagem vertical e uma família de descontinuidades. A sondagem intercepta descontinuidades, apresentando um espaçamento d , com um ângulo α . Se L é o comprimento da sondagem, o número de descontinuidades interceptadas pela sondagem (N_α) é igual a:

$$N_\alpha = L \operatorname{sen} \alpha / d.$$

N_α varia entre L/d e zero, respectivamente quando $\alpha = 90^\circ$, para descontinuidades horizontais, e quando $\alpha = 0^\circ$, para descontinuidades verticais, não sendo adequado para indicar a densidade real das descontinuidades de uma determinada família. De maneira similar, na Figura 2.3b, o número de intersecções com um afloramento decresce com o decréscimo do ângulo α .

As projeções esféricas fornecem uma ilustração mais geral das relações mostradas na Figura 2.3. Em um diagrama de igual área, os pólos das descontinuidades são uniformemente distribuídos, quando os afloramentos são numerosos e orientados ao acaso. Um diagrama apresentando dados de superfícies horizontais mostra a predominância de descontinuidades de alto mergulho, com pólos localizados na borda do círculo, e descontinuidades horizontais dificilmente são observadas (Figura 2.4a). Os resultados de levantamentos efetuados em sondagens verticais exibem deficiência similar, havendo uma elevada concentração de pólos nas proximidades do centro do círculo de projeção (Figura 2.4b).

A exatidão dos diagramas pode ser aumentada, substituindo o número de descontinuidades N_{α} pelo número N_{90} , quando as descontinuidades são interceptadas com um ângulo de 90° , igual a:

$$N_{90} = N_{\alpha} / \text{sen } \alpha.$$

Mesmo com essa correção, a densidade real das descontinuidades horizontais não é aparente na Figura 2.4a, e a densidade real das descontinuidades verticais não é mostrada na Figura 2.4b. Descontinuidades com pólos iguais àqueles das superfícies expostas ou coincidentes com os eixos das sondagens não podem ser observadas. No caso de descontinuidades apresentando pequeno ângulo de intersecção com os elementos de mapeamento, os dados corrigidos mostram exatidão duvidosa, sendo aconselhável desprezar pólos de descontinuidades com um ângulo de intersecção menor do que 20° ou 30° . Se apresentam densidade elevada, são interceptadas por elementos de mapeamento com outras orientações.

Para as correções dos diagramas, os dados das superfícies expostas e das sondagens com uma mesma orientação são considerados separadamente. Em cada diagrama, são indicados os pólos das superfícies expostas ou os eixos das sondagens, e são traçadas linhas isógonas em intervalos convenientes. Essas linhas representam o local dos pólos das descontinuidades que interceptam superfícies expostas ou sondagens com um determinado ângulo, cujo seno é especificado. A Figura 2.5 mostra as linhas isógonas para uma sondagem mergulhando 45° . Na contagem, o número de pólos N_{α} é dividido pelo valor do $\text{sen } \alpha$ apropriado, e o

quociente N_{90} é indicado no centro do círculo de contagem. A partir desse valor, pode ser determinado o espaçamento médio das descontinuidades (d) através da relação:

$$d = L/N_{90}.$$

Após as correções, os dados são agrupados em um diagrama coletivo, utilizando pesos adequados no caso de não igualdade das áreas submetidas a mapeamento, pois as descontinuidades de difícil observação são subestimadas nos afloramentos de dimensões maiores.

EINSTEIN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983) discutiram erros na orientação das descontinuidades, atribuídos a erros na amostragem, erros de estimativa e erros de medida.

A probabilidade (Pr) de uma descontinuidade com uma determinada orientação estar presente em afloramentos (i) é proporcional a $\beta_i \sin \alpha_i$, onde β_i é alguma dimensão do afloramento e α_i é o ângulo entre a descontinuidade e a normal ao plano do afloramento. Já que uma orientação pode ser amostrada em mais de um afloramento ou sondagem, a probabilidade (Pr) de medir-se tal orientação no conjunto de todos os afloramentos amostrados é proporcional a $Pr \propto \sum \beta_i \sin \alpha_i$.

Considerações similares para sondagens levam a $Pr \propto \sum L_j \cos \beta_j$, onde L_j é o comprimento das sondagens e β_j é o ângulo que as descontinuidades fazem com o eixo da sondagem.

A probabilidade (Pr) de uma determinada orientação aparecer na amostra total, considerando afloramentos e sondagens é $Pr \propto \sum \beta_i \sin \alpha_i + \sum L_j \cos \beta_j$.

O fator de peso (W_α) para correção da influência do ângulo de intersecção das descontinuidades com o elemento de medida é proporcional à recíproca da probabilidade (Pr), ou seja,

$$W_\alpha \propto 1 / \sum \beta_i \sin \alpha_i + \sum L_j \cos \beta_j.$$

O fator de peso (W_α) de EINSTEIN & BAECHER (1983) e de BAECHER (1983) foi considerado por TERZAGHI (1965) em diagramas de igual área.

WITHERSPOON & GALE (1983) e ROULEAU & GALE (1985), estudando as orientações das descontinuidades do quartzo-monzonito da mina de Stripa, Suécia, a partir de dados de sondagens orientadas e de mapeamentos de galerias, observaram que os resultados foram afetados pela amostragem preferencial das descontinuidades perpendiculares às direções de mapeamento.

Observaram também o acréscimo na dispersão dos dados e dificuldades na definição das famílias, à medida que se aumentou o volume amostrado, provavelmente devido à inclusão de diferentes litologias ou de diferentes domínios estruturais.

KULATILAKE & WU (1984a) discutiram correções para dados de orientação de descontinuidades finitas, aproximadas a discos, interceptando planos verticais.

Considerando os erros devidos aos ângulos de intersecção entre as descontinuidades e os elementos de mapeamento discutidos por THERZAGHI (1965), YOW (1987) definiu a dimensão da zona onde os dados de orientação não podem ser considerados, para não ultrapassarem um determinado erro aceitável. A dimensão dessa zona foi definida considerando o grau de exatidão das medidas e os níveis aceitáveis de erros.

Segundo EINSTEIN & BAECHER (1983), os diagramas dos pólos das descontinuidades podem sofrer alterações nas suas formas, à medida que a dimensão da amostra aumenta. Aparentemente amostras com número de medidas iguais a cem fornecem resultados com precisão aceitável, sem maiores erros de estimativas. De acordo com a ISRM (1978), o número de medidas de orientação para definir as várias famílias de descontinuidades em um domínio estrutural varia entre oitenta e trezentos, e um compromisso razoável parece ser cento e cinquenta. O número recomendado depende da área a ser mapeada, da distribuição das variações e do detalhe necessário para as análises. Se as orientações são consistentes, amostragens cuidadosas poderão reduzir a quantidade de dados.

Segundo EINSTEIN & BAECHER (1983), ocorrem erros de medidas ao acaso e sistemáticos. Os erros ao acaso nas direções são maiores para descontinuidades de baixo mergulho em relação àsquelas de alto mergulho. Os erros ao acaso nos mergulhos são maiores para as descontinuidades de alto mergulho em relação àsquelas de baixo mergulho. Os erros ao acaso apresentam valor médio igual a zero e podem ser desprezados. Os erros sistemáticos apresentam valor médio diferente de zero.

A1.2. Espaçamento e Frequência das Descontinuidades

Segundo a ISRM (1978), o espaçamento das descontinuidades apresenta forte influência na condutividade hidráulica do maciço

rochoso. A condutividade hidráulica de uma família de descontinuidade é inversamente proporcional ao espaçamento, quando as aberturas individuais são comparáveis. O inverso do espaçamento das descontinuidades é a frequência. O espaçamento pode ser medido em superfícies expostas, em testemunhos e em paredes de sondagens, através de câmaras fotográficas e de televisão e através de periscópios.

Para medidas em afloramentos, deve ser instalada uma trena perpendicularmente aos traços das descontinuidades. Se a trena não for assim instalada, são necessárias correções para obter-se o espaçamento real, a partir do registro de todas as distâncias entre as descontinuidades adjacentes, ao longo do comprimento de amostragem, e da aplicação da expressão:

$$S = d_m \operatorname{sen} \alpha, \text{ onde :}$$

d_m - distância média ou mais freqüente entre as descontinuidades;

S - espaçamento médio ou mais freqüente;

α - ângulo entre a linha de medida e as descontinuidades de uma determinada família.

Em testemunhos de sondagens com xistosidade, com acamamento característico ou ainda com fragmentos que se encaixam, o espaçamento real das descontinuidades nas diversas famílias pode ser avaliado a partir da expressão:

$$S = L \operatorname{sen} \theta, \text{ onde:}$$

L - comprimento medido entre descontinuidades adjacentes, ao longo do eixo do testemunho;

S - espaçamento;

θ - ângulo entre o eixo do testemunho e as descontinuidades de uma determinada família.

SNOW (1968) apresentou um método para estimar o espaçamento das descontinuidades abertas em trechos do maciço rochoso submetidos a ensaios de perda d'água, considerando que as descontinuidades obedecem à distribuição de Poisson, tal como discutido no Anexo A2.

PRIEST & HUDSON (1976) e HUDSON & PRIEST (1979) apresentaram uma aproximação teórica para o espaçamento das descontinuidades, fundamentada nas distribuições estatísticas de valores de espaçamentos que podem ocorrer ao longo de uma linha e compararam esses resultados com dados experimentais.

Os espaçamentos das descontinuidades podem apresentar distribuições normais, agrupadas, localizadas ao acaso, uniformes ou alguma combinação dessas distribuições, tal como ilustrado na Figura 2.6. Descontinuidades regularmente espaçadas, com distribuição normal, podem ocorrer em basaltos com juntas colunares e em arenitos com acamamentos regulares. Descontinuidades agrupadas podem ocorrer próximas às superfícies livres, ao redor de outras descontinuidades importantes ou associadas às variações cíclicas na litologia. As descontinuidades localizadas ao acaso são encontradas em um maciço rochoso homogêneo, onde a formação das descontinuidades não foi dominada pela variabilidade litológica ou estrutural. Segundo a teoria estatística padrão, se cada pequeno segmento de uma linha de mapeamento tem igual e pequena chance de conter um ponto de intersecção de uma descontinuidade, os pontos correspondem a um processo de Poisson, e os espaçamentos associados seguem uma distribuição exponencial negativa, expressa matematicamente pela expressão:

$$f(x) = \lambda e^{-\lambda x}, \text{ onde:}$$

$f(x)$ - freqüência de um espaçamento de descontinuidades ou densidade probabilística;

x - espaçamento das descontinuidades;

λ - número médio de descontinuidades por metro.

Em maciços rochosos geologicamente complexos, é possível que esteja presente uma combinação das distribuições consideradas, resultando em uma distribuição similar àquela exponencial negativa, exceto quando há uma predominância de descontinuidades regularmente espaçadas, tal como indicado pelas simulações efetuadas por HUDSON & PRIEST (1979).

HUDSON & PRIEST (1976) estudaram o espaçamento de descontinuidades presentes no Lower Chalk, Chinnor, Oxfordshire, em um shaft e em um túnel, e em uma seqüência de arenitos e argilitos, presentes no túnel Rogerley Quarry. Os resultados estão nas Figuras 2.7, 2.8, 2.9 e 2.10, sob a forma de histogramas dos espaçamentos obtidos, ajustados à distribuição probabilística de densidade exponencial negativa. Há uma boa concordância entre a curva de distribuição teórica e aquela obtida. O valor do espaçamento médio é aproximadamente igual ao

desvio-padrão, o que é característico da distribuição exponencial negativa.

HUDSON & PRIEST (1979) estudaram a variação na freqüência das descontinuidades com a orientação da linha de mapeamento, igual a:

$$\lambda_{\theta} = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cos \theta_i, \text{ onde:}$$

λ_{θ} - freqüência das descontinuidades ao longo da linha de medida;

λ_i - freqüência da enésima família de descontinuidades ao longo da sua normal;

θ_i - ângulo agudo entre a linha de medida e a normal à enésima família de descontinuidades.

Conhecidas as orientações da linha de medida e das normais à cada família de descontinuidades, os valores do ângulo θ_i são determinados por métodos de projeção estereográfica.

A freqüência das descontinuidades ao longo de uma linha é função das freqüências individuais de cada família e da orientação da linha de medida em relação às famílias de descontinuidades. Os procedimentos de medida devem ser dirigidos para a determinação dos valores λ_i , e as interpretações devem avaliar as magnitudes e direções de freqüências máximas e mínimas.

HUDSON & PRIEST (1979) estenderam as idéias de freqüência e de distribuição dos espaçamentos das descontinuidades, ao longo de uma linha, para a freqüência e distribuição de áreas e de volumes de blocos. Foram estudadas rochas de idades pré-cambrianas até jurássicas, em vários locais do Reino Unido, através de histogramas de espaçamentos de descontinuidades e de áreas de blocos, levantados a partir de fotografias de superfícies rochosas. Os histogramas de todos os locais estão na Figura 2.11, verificando-se boa concordância entre os resultados obtidos e a distribuição exponencial negativa.

CALL et alii (1976), WALLIS & KING (1980), estudando um granito porfirítico, BAECHER et alii (1977), EINSTEIN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983), efetuando análises estatísticas de maciços rochosos fraturados sedimentares dobrados, metamórficos de alto grau, sedimentares de água rasa, graníticos, vulcânicos e de minérios de cobres porfiríticos chegaram a conclusões similares àquelas de PRIEST & HUDSON (1976) e de HUDSON & PRIEST

(1979) sobre a exponencialidade da distribuição dos espaçamentos entre descontinuidades, ao longo de linhas de amostragem.

THORPE (1981) discutiu os espaçamentos de quatro famílias de descontinuidades identificadas no quartzo-monzonito da mina de Stripa, Suécia, a partir de dados de sondagens orientadas, encontrando distribuições lognormais.

WITHERSPOON & GALE (1983) e ROULEAU & GALE (1985) estudaram os espaçamentos, as variabilidades espaciais e as densidades de quatro famílias de descontinuidades do quartzo-monzonito da mina de Stripa, Suécia, na área de uma galeria, a partir de dados de sondagens, considerando a distância perpendicular entre as descontinuidades consecutivas de uma família. Os resultados estão mostrados sob a forma de histogramas na Figura 2.12. A comparação da distribuição dos espaçamentos com modelos teóricos exponencial, lognormal e de Weibull indicou melhor ajuste às distribuições lognormais e mostrou, portanto, que as descontinuidades não são distribuídas ao acaso.

HUDSON & PRIEST (1983) apresentaram formulações que permitem determinar a faixa total de variação das freqüências (λ_s), através da compilação de rosetas, no caso bidimensional, ou de estereogramas, no caso tridimensional, bem como os valores e as direções das freqüências máximas e mínimas, a partir de levantamentos efetuados ao longo de diversas linhas de referência ou de sondagens, orientadas segundo direções diversas, implantadas em um maciço rochoso com um número N de famílias de descontinuidades contínuas ou descontínuas.

KARZULOVIC & GOODMAN (1985) sugeriram a análise dos dados de freqüência das descontinuidades levantados ao longo de linhas de referência ou de sondagens, implantadas em várias direções, através da técnica dos mínimos quadrados. Obtêm-se os valores reais das freqüências de cada uma das famílias de descontinuidades, segundo às normas às atitudes consideradas, quando o número de linhas de mapeamento é maior que o número das famílias de descontinuidades.

TERZAGHI (1965) discutiu erros nas estimativas das freqüências e dos espaçamentos das descontinuidades devido ao ângulo de intersecção entre as descontinuidades e as sondagens ou superfícies expostas, apresentados no item A1.1.

KUTATILAKE & WU (1984b) abordaram as correções para obter a densidade real de traços de descontinuidades em uma área exposta de dimensão finita.

Segundo ROBERTSON (1970), são necessárias cem observações por família de descontinuidades, para definir a densidade e outras propriedades com razoável precisão.

PRIEST & HUDSON (1976) abordaram a precisão dos espaçamentos das descontinuidades através da relação entre o espaçamento médio das descontinuidades versus desvio-padrão, tal como apresentada na Figura 2.13, para os locais de Chinnor, Oxfordshire e Rogerley Quarry, considerando amostras com mais de duzentos valores e amostras com menos de duzentos valores. Os resultados experimentais ajustam-se à linha teórica que relaciona espaçamento médio e desvio-padrão de igual valor, especialmente para as amostras com mais de duzentos valores.

Segundo PRIEST & HUDSON (1976), para estimativas do número de descontinuidades por metro (λ), dentro de uma precisão razoável, é necessário mapear um comprimento, no mínimo, cinquenta vezes maior que o espaçamento médio das descontinuidades.

PRIEST & HUDSON (1981) mostraram como determinar a precisão dos valores médios de espaçamento e de frequência das descontinuidades, obtidos em levantamentos ao longo de uma linha implantada em superfícies rochosas expostas. As expressões, respectivamente para uma distribuição normal e para uma distribuição exponencial negativa, são:

$$\bar{x} \pm z \sigma / (n)^{1/2} \quad - \text{distribuição normal,}$$

$$\bar{x} \pm z \bar{x} / (n)^{1/2} \quad - \text{distribuição exponencial negativa, onde:}$$

n - número de valores de espaçamentos;

\bar{x} - espaçamento médio das descontinuidades;

z - variável associada com um certo nível de confiança, apresentada em tabelas estatísticas;

σ - desvio-padrão;

ξ - $z / (n)^{1/2}$ - erro.

A Figura 2.14 ilustra os valores de espaçamentos necessários versus erro admissível, para vários níveis de confiança. Observa-se que a dimensão da amostra aumenta rapidamente, à medida que o erro aceitável diminui. Para

estimativas razoavelmente precisas, as dimensões das amostras devem apresentar ordem de grandeza de várias centenas.

A1.3. Dimensão das Descontinuidades

A ISRM (1978) refere-se à dimensão das descontinuidades sob a denominação de persistência, definida como a porcentagem da área de um plano que apresenta descontinuidades em um maciço rochoso. Nos mapeamentos, devem ser indicados os tipos de terminações dos traços das descontinuidades, se em rocha, se em outra descontinuidade ou se localizadas fora dos limites da área de observação. As medidas devem ser ao longo da direção e do mergulho, sempre que possível.

As descontinuidades podem apresentar formas poligonais, circulares, elípticas ou irregulares, e as mais diversas dimensões. É difícil obter informações completas sobre a dimensão das descontinuidades, utilizando-se geralmente o comprimento de traço, representado pela intersecção da descontinuidade com um afloramento, como um indicador de dimensão, sujeito a vários erros.

ROBERTSON (1970), na mina de Beer, encontrou valores iguais para os comprimentos de traços de descontinuidades medidos ao longo da direção e ao longo do mergulho, e, portanto, as descontinuidades foram consideradas circulares. As distribuições dos comprimentos dos traços mostraram-se ajustáveis a funções exponenciais.

CALL et alii (1976) assinalaram que os comprimentos de traços de descontinuidades apresentam-se de acordo com distribuições exponenciais negativas.

BAECHER et alii (1977) verificaram que o melhor ajuste para a distribuição dos comprimentos de traços de descontinuidades de dois locais A e B, apresentando arenitos, siltitos, folhelhos, metassedimentos, metavulcânicas e granitos-gnaisses é o lognormal, tal como mostrado na Figura 2.15, para o local A, Sul de Albany, New York. Conclusões sobre a lognormalidade dos comprimentos de traços foram obtidas também por EINSTEIN & BAECHER (1983) e por BAECHER (1983), em estudos de vários maciços rochosos fraturados. BAECHER (1983) encontrou pequenas diferenças entre os comprimentos de traços de

descontinuidades medidos ao longo da direção e ao longo do mergulho.

BARTON (1978), estudando os comprimentos dos traços de descontinuidades da mina CSA, Cobar, New South Wales, verificou bom ajuste a um modelo que considera uma família de descontinuidades paralelas como discos circulares, com distribuição lognormal.

THORPE (1981) discutiu os comprimentos dos traços das descontinuidades de três famílias presentes no quartzo-monzonito da mina de Stripa, Suécia, a partir de dados de mapeamentos do piso de uma galeria, sem considerar correções para os comprimentos censurados devidos às dimensões da galeria. Foram obtidas distribuições lognormais.

WITHERSPOON & GALE (1983) e ROULEAU & GALE (1985) estudaram os comprimentos dos traços de quatro famílias de descontinuidades do quartzo-monzonito da mina de Stripa, Suécia, a partir de dados de mapeamento de uma galeria. Os histogramas estão mostrados na Figura 2.16, considerando os traços que se encontram totalmente na área de mapeamento e os traços que se estendem além dos limites do mapeamento, em uma ou em duas direções. A forma dos histogramas sugere que as distribuições dos comprimentos ajustam-se a modelos exponenciais e lognormais.

Foram computados os dados estatísticos segundo os modelos exponenciais e lognormais, corrigindo-se os erros devidos à não observação do comprimento total das descontinuidades e os erros devidos ao truncamento, segundo o qual, descontinuidades com traços menores que 0,5m não foram mapeadas. Não foram considerados erros devidos à amostragem proporcionalmente maior das descontinuidades de maiores dimensões, mas como as superfícies de amostragem são da ordem de duas ou três vezes maiores que os comprimentos médios dos traços, tais erros devem ser menores que nos mapeamentos ao longo de uma linha. As correções dos erros ressaltaram as diferenças nos comprimentos médios das descontinuidades de diferentes famílias.

CALL et alii (1976), CRUDEN (1977), BAECHER & LANNEY (1978), EINSTEIN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983) apontaram três principais erros que ocorrem na amostragem das dimensões das descontinuidades, indicados a seguir:

- a. Erros devidos à dimensão, uma vez que a probabilidade de uma descontinuidade interceptar o afloramento e de ser amostrada é proporcional à sua dimensão.
- b. Erros devidos ao truncamento, segundo os quais descontinuidades de pequenas dimensões são sistematicamente excluídas das amostras.
- c. Erros por não observação do comprimento total dos traços das descontinuidades.

Para BAECHER & LANNEY (1978), os erros devidos à dimensão das descontinuidades tornam as medidas efetuadas nos afloramentos até duas vezes maiores que a média da população de interesse.

Segundo BAECHER & LANNEY (1978), EINSTEN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983), as distribuições lognormais e exponenciais sem correções devido aos erros introduzidos pelas dimensões das descontinuidades satisfazem os critérios da distribuição lognormal, sugerindo que a lognormalidade observada para propriedades geométricas pode ser consequência de procedimentos de amostragem.

De acordo com BAECHER & LANNEY (1978), EINSTEN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983), a partir de mapeamentos ao longo de uma linha e assumindo um modelo de discos para as descontinuidades, as estimativas de comprimento de traços, em afloramentos, sofrem desvios lineares, e as estimativas das dimensões das descontinuidades, no maciço rochoso, sofrem desvios quadráticos, perante os erros devidos à dimensão das descontinuidades.

Para BAECHER & LANNEY (1978), os erros devidos à não consideração de descontinuidades de pequenas dimensões leva a superestimativas dos valores médios. Segundo EINSTEN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983), se o nível de truncamento é pequeno, o efeito desses erros nas estimativas é pequeno, tal como mostrado na Figura 2.17, para a distribuição exponencial.

De acordo com BAECHER & LANNEY (1978), granodioritos intrudidos por vulcânicas de Pierre Hills, Norte de Boston, apresentam, para os traços de descontinuidades com terminações visíveis, comprimentos médios até duas vezes menores em relação àqueles com apenas uma ou com nenhuma terminação observada.

Considerando que os comprimentos dos traços das descontinuidades seguem uma distribuição exponencial negativa, CRUDEN (1977) apresentou um modelo para estimar o maior

comprimento, a partir de uma distribuição censurada obtida em mapeamentos.

Segundo BAECHER & LANNEY (1978), EINSTEIN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983), tornando todos os comprimentos de traços censurados constantes, ou seja, desconsiderando todos os comprimentos de traços maiores que um determinado valor l_c , mesmo que possam ser observados, e medindo-se apenas aqueles menores que l_c , existem soluções para obter-se os comprimentos reais.

BAECHER (1980) apresentou uma expressão para estimar a frequência do comprimento de traço médio máximo mais provável de uma distribuição exponencial negativa, quando estão disponíveis dados censurados, indicada a seguir:

$$\hat{\theta} = n / \mathcal{L}, \text{ onde:}$$

n - número de traços com duas terminações observadas;

$\hat{\theta}$ - frequência do comprimento de traço médio máximo mais provável;

\mathcal{L} - somatória de todos os comprimentos de traços.

PRIEST & HUDSON (1981) trataram do problema da intersecção preferencial das descontinuidades com maiores comprimentos de traços, do problema de comprimentos de traços censurados devido a áreas de exposições limitadas e de medidas em um único lado da linha de referência, gerando comprimentos de semi-traços. Os comprimentos de traços discutidos e as respectivas definições estão indicados na Tabela A1.1.

Os autores apresentaram expressões para a distribuição do comprimento de traço interceptado $g(l)$, quando o comprimento de traço real $f(l)$ apresenta distribuições exponencial negativa, uniforme ou normal. As distribuições $f(l)$ e $g(l)$ estão ilustradas nos gráficos da Figura 2.18. Observa-se que quando $f(l)$ apresenta distribuição exponencial negativa, $g(l)$ apresenta distribuição lognormal, tal como discutido por BAECHER & LANNEY (1978), EINSTEIN & BAECHER (1983) e BAECHER (1983). Os valores de $1/u$ podem ser superestimados até 100%, ao considerar-se a amostragem dos comprimentos de traços ao longo de uma linha de mapeamento.

Os autores apresentaram expressões para a distribuição do comprimento de semi-traço $h(l)$, quando os mapeamentos restringem-se a um dos lados da linha de referência. Foram consideradas as distribuições do comprimento de traço $f(l)$,

Tabela A1.1. Comprimentos de traços e definições (PRIEST & HUDSON, 1981).

TIPO DE COMPRIMENTO DE TRAÇO	DISTRIBUIÇÃO PROBABILÍSTICA DE DENSIDADE	MÉDIA DA POPULAÇÃO	MÉDIA ESTIMADA
comprimento de traço real	$f(l)$	$1/u$	l
comprimento de traço interceptado	$g(l)$	$1/u_g$	l_g
comprimento de semi-traço	$h(l)$	$1/u_h$	l_h
comprimento de semi-traço censurado	$i(l)$	$1/u_i$	l_i

exponencial negativa, uniforme e normal. As distribuições $f(l)$ e $h(l)$ estão ilustradas nos gráficos da Figura 2.19. Observa-se que quando $f(l)$ é exponencial negativa, $f(l)$ e $h(l)$ são idênticas, pois os erros devidos à maior probabilidade de amostrar os traços de maior comprimento cancelam os erros devidos à amostragem dos comprimentos dos semi-traços.

Os autores apresentaram expressões que permitem avaliar as médias dos comprimentos de traços das populações de descontinuidades, a partir de uma população com comprimentos censurados em um valor fixo c . Foram consideradas as distribuições de comprimento de traço $f(l)$ exponencial negativa e uniforme:

Se $f(l)$ é exponencial negativa:

$$1/u_i = 1/u - (c e^{-uc}) / (1 - e^{-uc}).$$

Se $f(l)$ é uniforme:

$$1/u_i = 2c(3-uc) / 3(4-uc).$$

As relações entre a frequência do traço médio (u) e o comprimento médio do semi-traço censurado (l_i), para vários níveis de censura (c), estão nas Figuras 2.20 e 2.21, respectivamente para as distribuições $f(l)$ exponencial negativa e uniforme. As curvas apresentadas constituem um método gráfico para avaliar u a partir de comprimentos de semi-traços censurados.

Os autores apresentaram um método alternativo para estimativa de u a partir de r medidas de comprimentos de semi-traços, com comprimentos menores que c , quando há um total de n medidas:

Se $f(l)$ é uma distribuição exponencial negativa:

$$u = -\log_e[(n-r)/n]/c.$$

Se $f(l)$ é uma distribuição uniforme:

$$u = \{1 + [(n-r)/n]^{1/2}\}/c/2$$

Podem-se efetuar várias estimativas de u , considerando $(n-r)/n$ para vários níveis de censura (c). É conveniente plotar $-\log_e (n-r)/n$ versus c , quando $f(l)$ é exponencial negativa, ou plotar $2[1 - (n-r)/n]^{1/2}$ versus c , quando $f(l)$ é uniforme, para a inclinação da reta ajustada aos pontos fornecer uma estimativa de u .

Os autores aplicaram a teoria a um argilito ordoviciano e a um arenito cambriano, determinando o comprimento médio dos traços das descontinuidades, sem erros, a partir de comprimentos de semi-traços censurados, com distribuição exponencial negativa, levantados em linhas de mapeamento implantadas em fotografias.

LASLETT (1982) apresentou técnicas para corrigir erros decorrentes de observações incompletas de um conjunto de dados, como aqueles dos comprimentos de traços de descontinuidades amostrados em uma determinada área ou ao longo de uma linha.

KULATILAKE & WU (1984c) trataram dos erros e das correções dos comprimentos de traços observados em seções verticais, retangulares, de dimensões finitas. O método requer o conhecimento do número das descontinuidades com ambas as terminações visíveis, das descontinuidades com apenas uma terminação visível e das descontinuidades com ambas as terminações não visíveis. Não é necessário o conhecimento dos comprimentos dos traços observados e nem da função que estabelece o tipo de distribuição. Assume-se que os pontos médios dos traços são distribuídos uniformemente e que a orientação das descontinuidades é descrita por uma função de distribuição probabilística.

PANEK (1985) estimou os comprimentos de traços de descontinuidades a partir de medidas censuradas, obtidas em múltiplas linhas de mapeamento (quatro ou cinco). Foram utilizados dados de mapeamentos de taludes escavados em três minas, uma de minério de cobre porfirítico, outra apresentando óxido de cobre porfirítico e metassedimentos e outra em um depósito de molibdenita, em um maciço rochoso granítico, a maioria apresentando distribuições exponenciais negativas.

LONG et alii (1987) citou um método para corrigir os comprimentos censurados de traços de descontinuidades que não requer nenhum conhecimento sobre distribuição. CAPRARIIS (1988) também apresentou uma aproximação alternativa para estimativas de comprimentos de traços de descontinuidades a partir de medidas censuradas, em substituição àquelas que necessitam do conhecimento da função de distribuição da população. Foram usados dados de descontinuidades com comprimentos totalmente incluídos nas áreas de amostragens, para estimativas de médias e de variações. Esses dados foram usados para estimativas do comprimento máximo da população de interesse, que mostraram boa concordância com valores reais medidos. Os trabalhos foram desenvolvidos em laboratório sobre amostras de argila, sendo necessário testar a validade de generalizar as conclusões obtidas para outros materiais e amostras maiores, como nos casos de maciços rochosos.

A1.4. Abertura das Descontinuidades

Segundo a ISRM (1978), as aberturas das descontinuidades podem ser medidas em exposições de superfícies rochosas, por medidas diretas em paredes de sondagens, através de câmaras fotográficas e de televisão e em testemunhos de sondagens com amostragem integral. As aberturas nas superfícies rochosas e nas paredes de sondagens são perturbadas por alteração ou pelos métodos de escavação. Devido a essas perturbações e rugosidades das paredes, a influência das aberturas e seu potencial em conduzir água são melhor avaliados por ensaios hidráulicos "in situ", discutidos no Anexo A2.

SNOW (1968) estudou as porosidades e as aberturas em diversos tipos litológicos, incluindo granitos, gnaisses, metavulcânicas, filitos, ardósias, xistos, arenitos cimentados, folhelhos, quartzitos e diabásios. Observou que as porosidades e as aberturas decrescem logaritmicamente com a profundidade.

Para avaliação das aberturas, SNOW (1968) considerou as mesmas hipóteses admitidas para o caso dos espaçamentos, discutidas no Anexo A2. As aberturas reais podem ser várias vezes maiores que as aberturas teóricas, devido aos efeitos de rugosidade e de tortuosidade. Variações locais podem estar

presentes, pois as aberturas são obtidas a partir de porosidades médias.

Segundo SNOW (1970), as distribuições das aberturas de descontinuidades observadas em afloramentos são lognormais. As aberturas foram medidas através de fotografias, obtidas após tratamento das descontinuidades com tinta fluorescente.

A1.5. Interconectividade das Descontinuidades

Segundo ROULEAU & GALE (1985), os parâmetros estatísticos de orientação, dimensão e espaçamento das descontinuidades constituem a base para avaliar o grau de interconexão do sistema de descontinuidades, fundamental para a avaliação das propriedades hidráulicas do maciço rochoso. A interconexão entre descontinuidades pode ser descrita completamente por funções probabilísticas de densidade, ainda não desenvolvidas. Tais funções devem indicar a proporção de descontinuidades que apresenta um valor de interconectividade menor do que um valor limite para permitir a comunicação com outras descontinuidades, tal como ilustrado na Figura 2.22.

ROULEAU & GALE (1985) propuseram um índice de interconectividade entre duas famílias de descontinuidades, ilustrado na Figura 2.23 e expresso por:

$$I_{ij} = l_i/s_j \text{ sen } \gamma_{ij}, (i \neq j), \text{ onde:}$$

l_i - comprimento médio do traço das descontinuidades da família i ;

s_j - espaçamento médio entre as descontinuidades da família j ;

γ_{ij} - ângulo médio entre as descontinuidades da família i e da família j .

Os autores definiram também o índice de interconectividade total para um sistema de descontinuidades, expresso por:

$$I_i = \sum_{j=1}^n I_{ij} (i \neq j), \text{ onde:}$$

n - número de famílias de descontinuidades.

Para um problema de fluxo, se todos os demais parâmetros são constantes, um maior valor de I_i indica uma maior importância hidráulica para a família i . O índice de interconectividade pode contribuir para uma caracterização hidrogeológica mais completa,

pois inclui o efeito de não continuidade de algumas descontinuidades.

A1.6. Correlação e Variação Espacial dos Parâmetros Geométricos

Os fenômenos geológicos mostram correlações espaciais. Em geral, amostras de dois locais próximos tendem a apresentar valores mais próximos que amostras de locais mais distantes. Nas análises estatísticas convencionais, todas as variáveis são consideradas independentes da localização e ajustadas a uma distribuição conhecida, o que implica na não consideração das correlações e variações espaciais. Quando as propriedades do maciço rochoso mostram correlações espaciais elevadas, podem ocorrer desvios significativos em relação à média correspondente ao maciço rochoso considerado como um todo. O método geoestatístico denominado "kriging" fornece as melhores estimativas das propriedades locais do maciço rochoso e a precisão dessas estimativas a partir de dados obtidos em algumas amostras e de seus semivariogramas. O método geoestatístico denominado simulação condicional cria realizações com a mesma variabilidade observada em amostras, considerando o semivariograma e o histograma e incluindo os valores experimentais obtidos.

LA POINTE (1980) adaptou técnicas geoestatísticas sintetizadas por JOURNAL & HUIJBREGTS (1978), desenvolvidas na área de pesquisa mineral, para prever propriedades escalares, vetoriais e tensoriais de maciços rochosos, através das quais é possível:

- a. Formular modelos matemáticos simples e acurados de um maciço rochoso heterogêneo a partir de algumas amostras.
- b. Determinar a extensão até onde os dados podem ser extrapolados.
- c. Projetar amostragens que aumentam a informação e reduzem os custos.
- d. Prever propriedades de um maciço rochoso heterogêneo a partir de algumas amostras, com erros mínimos.

O uso da geoestatística fundamenta-se em uma função de correlação espacial empírica, conhecida como semivariograma. O

semivariograma é uma função de variação que difere da noção convencional de variação, sob dois aspectos, a saber:

- a. Os valores das amostras são comparados com um outro valor diretamente e não com valores médios.
- b. O semivariograma é função não apenas dos valores das amostras, mas também do valor e da orientação das distâncias entre as amostras.

A partir de modelos idealizados de semivariogramas (os mais comuns são os modelos esféricos, exponenciais, gaussianos e modelos sem "sill") ajustados a dados empíricos, é possível:

- a. Determinar a distância, direção e valor de correlação das amostras.
- b. Estimar a variabilidade e grau de correlação das amostras.
- c. Calcular erros de estimativas em programas de amostragens, permitindo adequações.

Semivariograma para uma propriedade escalar Z , conhecida em um número finito de locais é definido como:

$$\gamma(h) = 1/2n(h) \sum_{i=1}^{n(h)} [Z(X_i) - Z(X_i + h)]^2, \text{ onde:}$$

$n(h)$ - número de amostras à distância h ,

$Z(X_i)$ - valor de uma amostra no ponto X_i ,

$Z(X_i+h)$ - valor de uma amostra à distância h a partir de X_i .

Podem ser elaborados também semivariogramas para propriedades vetoriais e para propriedades tensoriais, definidas por um conjunto de vetores.

Em um semivariograma, podem ser identificadas as seguintes características:

- a. Há um incremento na semivariância $\gamma(h)$ até um valor máximo correspondente ao "sill".
- b. A distância em que o "sill" é atingido é denominada "range". Acima desse valor não há variação espacial.
- c. A intersecção do semivariograma com o eixo $\gamma(h)$ determina o valor "nugget", que mede as variações ao acaso resultantes de microestruturas ou de erros de medidas.

Os trabalhos de LA POINTE (1980) fundamentaram-se em dados de mapeamento efetuado em um dolomito, investigado para armazenamento de energia através de magneto, nas proximidades de Lannon, Wisconsin. O mapeamento foi efetuado ao longo de linhas de referências implantadas em um retângulo de 35,5m x 18,3m, com orientações 289° e 188°, subdividido em uma malha de 6m x 6m.

Foram analisados o RQD, a freqüência e a orientação de descontinuidades pertencentes a duas famílias subverticais, com orientações 330° e 71° .

O semivariograma da Figura 2.24 refere-se à freqüência das duas famílias de descontinuidades na direção 289° , para amostras com afastamentos de 3m. Esse semivariograma experimental ajusta-se a um semivariograma esférico, caracterizado pelos seguintes valores: "nugget" (n) = 4,4 pés; "sill" (c) = 18,6 pés e "range" (a) = 70 pés.

As freqüências das descontinuidades são diferentes para direções distintas, tal como apresentado por HUDSON & PRIEST (1979). Considerando a expressão de freqüência das descontinuidades apresentada por esses autores, é possível estabelecer os semivariogramas para qualquer direção, resultando na função mostrada na Figura 2.25, com valores máximos de "range" (a) nas direções 71° e 330° e com valores mínimos de "range" (a) nas direções 19° e 291° .

Foram elaborados também semivariogramas de freqüência para cada uma das famílias de descontinuidades subverticais, mostrados nas Figuras 2.26 e 2.27, ajustados ao semivariograma de Gaussian.

Os semivariogramas para os pólos dos planos de descontinuidades de cada uma das famílias de descontinuidades subverticais estão indicados nas Figuras 2.28 e 2.29, ajustados ao semivariograma de Gaussian.

Em estudos referentes ao tensor de condutividade hidráulica do maciço rochoso da mina de Fanay - Augères, França, BERTRAND et alii (1982) apresentaram estudos geoestatísticos por "kriging", para determinar a distribuição da densidade de descontinuidades em duas escalas, de acordo com variogramas elaborados a partir de dados de fotografias aéreas e de levantamentos efetuados em afloramentos e galerias, considerando várias direções. Os resultados indicaram estruturas de diferentes dimensões.

FEUGA (1983) mostrou semivariogramas diferentes, obtidos para uma determinada característica geométrica e para o módulo do tensor de condutividade hidráulica, conforme o padrão de fraturamento considerado (Figura 2.30). Esses semivariogramas indicam que os parâmetros das descontinuidades não são perfeitamente aleatórios, conforme considerado nos modelos para

determinação do tensor de condutividade hidráulica a partir de dados geométricos, e, portanto, a variabilidade do tensor de condutividade hidráulica nem sempre tende a zero com o aumento do volume de ensaio.

MILLER & BORGMAN (1985) discutiram como incluir as correlações espaciais na simulação de propriedades de famílias de descontinuidades, com uso de computadores. Foram considerados procedimentos para os dados com distribuição normal e exponencial.

RAZACK (1985) efetuou estudos geoestatísticos em calcários do Sul da França, para averiguar a distribuição da geometria das descontinuidades e a influência da escala de investigação, utilizando densidades de descontinuidades obtidas a partir de fotografias aéreas.

BARLA et alii (1987) utilizaram métodos estatísticos convencionais e métodos geoestatísticos para caracterização do calcário da mina de chumbo e zinco de Masua, Itália, concluindo que o método geoestatístico utilizado ("kriging") reflete melhor o comportamento do maciço rochoso.

HOERGER & YOUNG (1987) e YOUNG (1987) aplicaram métodos geoestatísticos para a construção de modelos estruturais de orientação das descontinuidades de uma mina de cobre porfirítico. A variabilidade espacial da orientação das descontinuidades foi analisada por semivariogramas vetoriais. Para obter-se um modelo estrutural mais detalhado, com a distribuição local dos parâmetros, foi utilizado "kriging".

LONG & BILLAUX (1987) produziram simulações geoestatísticas exibindo os mesmos variogramas calculados a partir de dados de mapeamento da mina de Fanay - Augères, França, para obter valores de comprimento e de densidade de traços de cinco famílias de descontinuidades, em subregiões de 10 m X 10 m. Os variogramas mostraram "ranges" entre 20 e 40 m.

LONG et alii (1987), CHILÈS (1988) e BILLAUX et alii (1989) produziram simulações geoestatísticas para considerar as variações espaciais das densidades e das orientações de cinco famílias de descontinuidades da mina de Fanay - Augères, França, ocorrendo em agrupamentos, segundo um processo denominado "parent-daughter" e não segundo uma distribuição ao acaso, como na distribuição Poisson.

ANEXO A2
PARÂMETROS HIDRÁULICOS - ENSAIOS PONTUAIS

ANEXO A2. PARÂMETROS HIDRÁULICOS - ENSAIOS PONTUAIS

Tabela A2.1. Ensaio Pontuais.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
	Acréscimo ou diminuição instantâneos da carga hidráulica e monitoramento da recuperação subsequente (Figura 2.31). Aplicável a maciços rochosos e formações de baixas condutividades hidráulicas. As propriedades do aquífero são determinadas pelo ajuste da curva de dados H/H_0 versus tempo às curvas-padrão da Figura 2.32. Para valores de $\alpha < 1,0E-5$, podem ocorrer grandes erros nos valores do armazenamento, enquanto nos valores de condutividade hidráulica, os erros são pequenos.	Aquífero confinado, homogêneo, isotrópico e de espessura uniforme. Poço com diâmetro finito, permitindo armazenamento e com filtro em toda a espessura do aquífero. Carregamento instantâneo com um volume conhecido de água. Análises sob condições não constantes de fluxo. Figuras 2.31 e 2.32.	$H/H_0 = F(\beta, \alpha)$, onde: $\beta = Tt/r_c^2$. $\alpha = r_s^2 S/r_c^2$. $F(\beta, \alpha)$ - função apresentada na Figura 2.32. H - carga hidráulica em um instante qualquer (L); H_0 - carga hidráulica após acréscimo ou decréscimo (L); r_c - raio interno do revestimento (L); r_s - raio efetivo do poço (L); S - coeficiente de armazenamento; T - transmissividade (L/T); t - tempo (T).

"SLUG TEST"
 COOPER et alii (1967)
 PAPADOPULOS et alii (1973)

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
"SLUG-TEST" BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1980)	<p>O trecho de ensaio é preenchido por água, submetido à uma pressurização adicional e fechado por uma válvula (Figura 2.33). A recuperação subsequente é mais rápida que no "slug test" convencional (Figura 2.34). Para $\alpha \leq 0,1$, os dados são analisados de acordo com o método COOPER et alii (1967) e PAPADOPULOS et alii (1973). Para $\alpha > 0,1$, as análises são conforme as curvas-padrão da Figura 2.35. As análises fornecem o produto da transmissividade e do coeficiente de armazenamento.</p>	<p>O fluxo é radial. O aquífero é homogêneo. São negligenciáveis as alterações volumétricas devidas à expansão ou à contração de outros componentes que não a água. A carga hidráulica inicial pode ser qualquer (Figura 2.34). O declínio da carga hidráulica após o preenchimento é negligenciável perante a duração da pressurização (Figura 2.34). A pressurização H_0 é superimposta à carga hidráulica correspondente à situação após o preenchimento (Figura 2.34).</p>	$\frac{H}{H_0} = F \left[\frac{\pi r_s^2 S}{V_w C_w \rho_w g}, \frac{\pi T t}{V_w C_w \rho_w g} \right], \text{ ou}$ $H/H_0 = F(\alpha, \beta).$ $\alpha = \pi r_s^2 S / V_w C_w \rho_w g.$ $\beta = \pi T t / V_w C_w \rho_w g, \text{ onde:}$ <p>C_w -compressibilidade água (LT²/M); $F(\alpha, \beta)$ -função das Figuras 2.32 e 2.35; g - aceleração da gravidade (L/T²); H -carga hidráulica em um instante; H_0 -carga hidráulica na pressurização; r_s -raio do poço no intervalo testado; S -coeficiente de armazenamento; T -transmissividade (L²/T); t -tempo (T); V_w -volume de água na seção pressurizada do sistema (L³); ρ_w -densidade da água (M/L³); r_c^2 da solução de COOPER et alii (1967) equivale $V_w C_w \rho_w g / \pi$ da solução de BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1980).</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

"SLUG TEST" PRESSURIZADO
NEUZIL (1982)

Apontar erros e sugerir modificações nos procedimentos de ensaios de BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1982). Erros são devidos ao não atendimento da condição inicial de igual carga hidráulica no poço e na formação e à utilização da compressibilidade da água (C_w) na avaliação do armazenamento do poço. Antes da aplicação da pressão "slug", deve ser obtida uma condição próxima do equilíbrio.

O valor de compressibilidade a ser usado é C_{obs} , obtido por calibração no campo:

$C_{obs} = dV/Vdp$, onde:

V - volume de água no trecho de ensaio;

dV - volume de água para atingir a pressão "slug";

dp - pressão "slug".

Efetuar o ensaio em trechos isolados por obturadores.

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS OBJETIVOS	CARACTERÍSTICAS, E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
"SLUG TEST" EM MACIÇOS ROCHOSOS FRATURADOS BARCKER & BLACK (1983) BLACK (1985)	Apresentar modelo de "slug test" em um aquífero fraturado horizontalmente e incluindo fluxo na matriz rochosa (Figura 2.36). Quando se utilizam as soluções de meios homogêneos, a transmissividade é subestimada por um fator de até três vezes, o armazenamento das descontinuidades apresenta erros entre 1,0E4 e 1,0E5, e o armazenamento total é subestimado por um fator de até 1,0E6. Para interpretações corretas, é necessária uma primeira previsão sobre os valores de armazenamento específico (Figura 2.37). Considerando válida a lei cúbica (WITHERSPOON et alii, 1980), o armazenamento específico das descontinuidades é: $S_{sf} = 5,3E-8 K_f^{1/3} n^{2/3}$, onde: K_f - condutividade hidráulica (L/T), n - frequência (L^{-1}), S_{sf} - armazenamento específico (L^{-1}).	Aquífero fraturado horizontalmente, confinado, homogêneo, com fluxo entre as descontinuidades e a matriz rochosa, segundo a lei de Darcy. Cargas verticais e horizontais são desprezíveis, respectivamente nas descontinuidades e na matriz rochosa.	$H/H_0 = F(\sigma, \alpha, \beta, \gamma)$. $\sigma = T t / r_e^2$. $\alpha = S r_w^2 / r_e^2$. $\beta = 2n r_e / S (S_s K/T)^{1/2}$. $\gamma = d / r_e (S_s T/K)^{1/2}$.	d - metade do espaçamento (L); H - carga hidráulica em um instante qualquer (L); H_0 - carga hidráulica após a- créscimo ou decréscimo (L); K - condutividade hidráulica da matriz rochosa (L/T); n - número de descontinuidades; r_e - raio do poço (L); r_w - raio do poço no trecho de ensaio (L); S - armazenamento das descontinuidades; S_s - armazenamento específico da matriz (L^{-1}); T - transmissividade das descontinuidades (L^2/T); t - tempo (T).

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES.	SOLUÇÃO ANALÍTICA
"SLUG TEST" EM MACIÇOS ROCHOSOS FRATURADOS KARASAKI et alii (1988)	<p>Propor soluções analíticas para ensaios efetuados em situações geométricas que podem estar presentes em maciços rochosos, apresentando fluxo com as seguintes características:</p> <p>a. Fluxo linear -caso de descontinuidade extensa de elevada condutividade hidráulica em relação à matriz rochosa condutiva, caso de descontinuidade vertical e caso de fluxo em canais (Figura 2.38).</p> <p>b. Fluxo em área com barreiras lineares (Figuras 2.39 e 2.41).</p> <p>c. Fluxo em área com barreiras radiais (Figuras 2.40 e 2.42).</p> <p>d. Fluxo em aquífero com acamamento (Figura 2.43).</p> <p>e. Fluxo linear-radial -caso de descontinuidades verticais ou de fluxo em canais nas proximidades do poço (Figura 2.44).</p> <p>f. Fluxo esférico -caso do trecho do ensaio ser muito menor que a espessura do aquífero (Figura 2.45).</p>	<p>Notações e definições empregadas nas soluções de KARASAKI et alii (1988).</p> <p>$h_S = h_D = (h-h_i)/(h_0-h_i)$.</p> <p>$t_S = 2 \pi Tt/C_W$.</p> <p>$\omega = 2 \pi r_W^2 S/C_W$.</p> <p>$r_D = r/r_W$.</p> <p>b -abertura da descontinuidade (L);</p> <p>C_W-armazenamento do poço (L^2);</p> <p>h -carga hidráulica;</p> <p>h_D-carga adimensional;</p> <p>h_i-carga inicial na formação (L);</p> <p>h_0-carga inicial no poço (L);</p> <p>h_S-carga normalizada;</p> <p>h_W-carga de pressão no poço (L);</p> <p>L -comprimento (L);</p> <p>n-número de descontinuidades interceptando o poço;</p> <p>r -distância radial;</p> <p>r_C-relação entre o raio de armazenamento do poço e o raio da região interna;</p> <p>r_D-distância radial adimensional;</p> <p>r_e-distância à barreira externa (L);</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES.	SOLUÇÃO ANALÍTICA
"SLUG TEST" EM MACIÇOS ROCHOSOS FRATURADOS KARASAKI et alii (1988)	<p>g. Fluxo radial-esférico - caso de descontinuidade subhorizontal interconectada a um sistema de descontinuidades (Figura 2.46).</p> <p>As soluções analíticas apresentadas por KARASAKI et alii (1988) mostram que muitas curvas-padrão têm forma única apenas para algumas combinações de parâmetros geométricos e de fluxo. Outras curvas-padrão são totalmente similares, embora os diagramas bilogarítmicos enfatizem algumas características não aparentes nos diagramas semilogarítmicos. Portanto, é recomendável que se considere outras informações disponíveis, especialmente dados geológicos.</p>	<p>r_w - raio do armazenamento do poço (L);</p> <p>S - armazenamento;</p> <p>T - transmissividade (L^2/T);</p> <p>t - tempo (T);</p> <p>t_s - tempo adimensional;</p> <p>α_c - difusividade adimensional;</p> <p>β - transmissividade adimensional;</p> <p>γ - relação do armazenamento entre camada 2 e 1;</p> <p>ω - relação entre o armazenamento da formação e do poço.</p>

Tabela A2.1. Ensaio Pontuais.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
"DRILL STEM TEST" CHALMERS et alii (1979), DAW & SCOTT (1983), DAW (1984), MARINELLI & ROWE (1985)	Fundamenta-se na medida de recuperação da carga hidráulica, após um período de fluxo controlado, do aquífero para o interior das hastes dos equipamentos de ensaio, ou de bombeamento, nos casos de aquíferos de elevada condutividade hidráulica (Figura 2.47). Utilizado para casos de grandes profundidades. Constituem alternativa para "slug tests" e ensaios de injeção, quando esses podem fornecer valores fortemente influenciados pelo armazenamento de água na sondagem e pelas alterações ocorridas nas proximidades das perfurações, devido à invasão de fluido e de fragmentos.	Hipóteses da solução de THEIS (1935) para um aquífero confinado e infinito, onde o fluxo é horizontal-radial, perante um bombeamento com vazão constante. Análises sob condições não constantes de fluxo (Figuras 2.47 e 2.48).	Aproximação de JACOB (JACOB, 1940 e COOPER & JACOB, 1946) para o método de recuperação de Theis (1935). $T = 2,303 Q / 4\pi m$. m -carga hidráulica por ciclo logarítmico (Figura 2.48) (L); Q -vazão (L^3/T); T -transmissividade (L^2/T).

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Apresentar um método para estimar os espaçamentos de descontinuidades abertas, as porosidades e as aberturas em trechos do maciço rochoso submetidos a ensaios de perda d'água. O método considera as seguintes hipóteses simplificadoras:

- a. Todo o fluxo é ao longo de descontinuidades abertas.
- b. O fluxo é laminar, em descontinuidades essencialmente paralelas.
- c. As descontinuidades estão saturadas antes dos ensaios.
- d. A rocha é rígida e inerte.
- e. As permeabilidades intrínsecas (k) podem ser calculadas como se o maciço rochoso fosse infinito e contínuo.
- f. As permeabilidades intrínsecas (k) são isotrópicas.
- g. O número de descontinuidades abertas obedece à distribuição de Poisson.

Para a avaliação dos espaçamentos, considerou-se que a frequência de vazões iguais a zero é relacionada ao número médio de descontinuidades abertas (M) por comprimento do trecho de ensaio (L), segundo a distribuição de Poisson, tal como indicado na Figura 2.49.

Para maciços rochosos com famílias de descontinuidades arranjadas cubicamente, o espaçamento médio entre as descontinuidades (L/M) está entre $0,58\Delta$ e Δ e, mais apropriadamente, apresenta-se igual a $0,8\Delta$, ou seja:

$$\Delta = 1,25 L/M.$$

Para aplicação do método, é necessário um conjunto de vinte e cinco ensaios ou mais, apresentando os mesmos comprimentos e tendo os valores de vazão ajustados para uma determinada pressão de ensaio, ou seja, para condições uniformes de ensaio.

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Para que a distribuição de Poisson se aplique, é necessário que as descontinuidades mostrem distribuição ao acaso. Conforme apresentado por SNOW (1970), freqüentemente observa-se controle estrutural na distribuição das descontinuidades, como nos casos em que se relacionam às falhas e às dobras.

Utilizando dados de número de descontinuidades levantados por câmaras de televisão, ao longo de sondagens atravessando o granito de Grand Coule Dam, Washington, SNOW (1970) verificou que tal como a distribuição de Poisson, a distribuição obtida é bastante deslocada em direção às freqüências menores, mas que a variação excede à média, contrariamente à distribuição de Poisson (Figura 2.49). Isso foi atribuído às zonas onde as descontinuidades apresentam-se muito próximas. Na Figura 2.49, observa-se um número médio de descontinuidades maior do que aquele previsto pela distribuição de Poisson, aproximadamente da ordem de 20%. Como o erro é pequeno, conclui-se que a distribuição de Poisson é um método de aproximação aceitável para os espaçamentos das descontinuidades, sendo necessárias apenas pequenas correções.

ENSAIO DE INJEÇÃO
SNOW (1968, 1970)

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Para a avaliação das porosidades e das aberturas, foi idealizado um maciço rochoso apresentando um sistema cúbico de descontinuidades planas, paralelas, com espaçamentos (Δ) e permeabilidades intrínsecas (k) conhecidas, sob condições de fluxo laminar. As expressões obtidas para a porosidade e abertura foram as seguintes:

$$\phi = (3/2k)^{1/3} (2/\Delta)^{2/3}, \text{ para uma família de descontinuidades,}$$

$$\phi = 3(3/2k)^{1/3} (2/\Delta)^{2/3}, \text{ para um sistema cúbico.}$$

$$2B = \phi \Delta / 3, \text{ onde:}$$

2B - abertura da descontinuidade;

k - permeabilidade intrínseca;

ϕ - porosidade;

Δ - espaçamento entre as descontinuidades.

Observou-se que as porosidades e as aberturas decrescem logaritmicamente com a profundidade, independentemente dos tipos litológicos considerados. As aberturas reais podem ser várias vezes maiores que as aberturas teóricas, devido a efeitos de rugosidade e de tortuosidade. Variações locais podem estar presentes, pois as aberturas são obtidas a partir de porosidades médias.

Tabela A2.1. Ensaios Pontuais.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
ENSAIO DE INJEÇÃO LOUIS & MAINI (1970) LOUIS (1971)	<p>Consiste em injetar água sob pressão constante, em vários estágios de pressão com duração de um certo tempo, em trechos isolados por obturadores. A análise dos ensaios compreende a elaboração de curvas características de vazão x pressão, que podem indicar turbulência, clacagem, colmatção ou desobstrução de descontinuidades. Cada sistema de descontinuidades, com diferentes K_1, K_2 e K_3, deve ser ensaiado separadamente, em sondagens perpendiculares, visando descrever o comportamento anisotrópico do meio.</p>	<p>O maciço rochoso comporta-se como meio contínuo. O regime de fluxo é laminar. O meio não sofre modificações geométricas durante o ensaio. Análises sob condições constantes de fluxo.</p>	<p>$K = Q/2\pi L (\varphi_0 - \varphi) \log r/r_0$. K - condutividade hidráulica (L/T); L - comprimento do trecho de ensaio (L); Q - vazão (L^3/T); r, r_0 - distância r e r_0 das sondagens onde são medidas φ e φ_0. Normalmente r_0 é o raio da sondagem e r o raio de influência; φ, φ_0 - cargas hidráulicas a distâncias r e r_0 das sondagens (L).</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Os gráficos de vazão x pressão, elaborados a partir de ensaios de injeção efetuados em vários estágios, podem mostrar não linearidade, devido aos seguintes fatores:

a. deformação das descontinuidades; b. não linearidade na relação vazão/pressão das descontinuidades; c. turbulência nas proximidades da sondagem devido à elevada pressão de injeção; d. percolação através dos obturadores; e. ocorrência de fluxo esférico nas extremidades do trecho de ensaio.

Quando os ensaios são efetuados em maciços rochosos com elevado grau de fraturamento, ocorre fluxo tridimensional, que pode ser reduzido por aumento do comprimento do trecho de ensaio ou através de duas câmaras adicionais para injeção, acima e abaixo dos obturadores que isolam o trecho de ensaio. Sob essas condições, o valor de condutividade hidráulica refere-se à direção perpendicular à sondagem. Ensaios nessas condições mostram valores de condutividades hidráulicas menores que ensaios com obturadores apresentando uma única câmara. Foi apresentado um método para investigar a presença de heterogeneidades através de ensaios de bombeamento e injeção em duas câmaras isoladas por obturadores, posicionados acima e abaixo da provável posição da heterogeneidade. Em um dos trechos, é efetuado o ensaio de injeção a uma pressão + P, e no outro, é efetuado o ensaio de bombeamento a uma pressão -P, isoladamente. Um terceiro ensaio é efetuado, pressurizando os dois trechos simultaneamente. Se a condutividade hidráulica paralela ao eixo da sondagem é de mesma ordem de grandeza daquela normal, é observado um acréscimo na vazão. Se é observado um acréscimo muito pequeno na vazão ou acréscimo nulo, é possível a presença de uma descontinuidade não paralela à sondagem, com características de baixa condutividade hidráulica (Figura 2.50).

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
ENSAIO DE INJEÇÃO (ENSAIO DE PERDA D'ÁGUA) ABGE (1975)	<p>O ensaio consiste na injeção de água em trecho isolado por obturador (normalmente de 3m) e na medida da quantidade de água injetada no maciço rochoso, durante 10 minutos, sob uma dada pressão de injeção. O ensaio é realizado em vários estágios de pressão (comumente três crescentes e dois decrescentes), sob condições de fluxo permanente. Através das curvas de vazão x pressão, foram definidos quatro casos denominados laminar, turbulento, de deformação e de vazão total, admitindo para cada um deles as subdivisões denominadas sem alteração, com fechamento e com abertura.</p>	<p> $PE = Q/LCE$, onde: CE- carga hidráulica efetiva (kg/m^2); L - comprimento do trecho de ensaio (L), ; PE- perda d'água específica ($l/min. m.kg/m^2$). $K = QC_f/2 \pi HL$, onde: C_f - coeficiente de forma = $Ln 0,66L/d/2$; d - diâmetro da sondagem (m); H - carga hidráulica (m); K - condutividade hidráulica (m/s); L - comprimento do trecho de ensaio (m); Q - vazão (m^3/s). </p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES
ENSAIO DE INJEÇÃO HOULSBY (1976)	<p>HOULSBY (1976), analisando valores de ensaios de perda d'água efetuados em cinco estágios de pressão, definiu cinco casos: a. De fluxo laminar, quando os valores "lugeon" calculados são os mesmos para todos os estágios de pressão. b. De fluxo turbulento, quando o valor "lugeon" da pressão máxima é menor que aqueles das pressões intermediárias e mínimas e quando os valores das pressões mínimas são aproximadamente os mesmos nos estágios crescentes e decrescentes. c. De dilatação, quando o valor "lugeon" referente à pressão máxima é maior que aqueles das pressões mínimas. d. De erosão do preenchimento das descontinuidades, quando há um progressivo acréscimo nos valores "lugeon". e. De preenchimento de vazios, quando há um progressivo decréscimo nos valores "lugeon", devido ao preenchimento de feições semi-isoladas no maciço.</p>
ENSAIO DE INJEÇÃO PEARSON & MONEY (1977)	<p>Os resultados de ensaios em arenitos e grauwacas mostraram vazões e pressões estabilizadas apenas após um período de tempo maior (até mais que 60 minutos) que aquele normalmente utilizado nos ensaios (10 minutos), devido à capacidade de armazenamento do maciço rochoso. Nos estágios decrescentes, as vazões mostraram-se menores, e as pressões apresentaram-se maiores que nos estágios de pressão crescente, devido à capacidade de armazenamento do maciço rochoso. A relação vazão x pressão apresentou-se não linear.</p>
ENSAIO DE INJEÇÃO RIPLER (1978)	<p>Recomendar a execução do ensaio com maior número possível de estágios crescentes de pressão. Recomendar ensaios de cada descontinuidade individualmente. Apresentar um método para avaliar as aberturas e as rugosidades através da relação $Q/H \times H$, fundamentado nas leis de fluxo ao longo de uma descontinuidade.</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Foram apontadas as principais dificuldades na execução e interpretação de ensaios de injeção devido à:

a. Percolação ao redor dos obturadores. Para reduzir essa percolação a um valor mínimo, foi recomendado o uso de obturadores simples, o aumento do comprimento dos obturadores, a utilização de obturadores pneumáticos, o uso de obturadores com circulação e retorno de água no topo, visando igualar as pressões do trecho de ensaio e do trecho superior, bem como o uso de obturadores com três câmaras de injeção, onde a água injetada nas câmaras laterais tem o objetivo de linearizar o fluxo. Estimativas de percolação ao redor dos obturadores podem ser feitas através de leituras piezométricas antes e durante os ensaios.

b. Forma de registro das pressões. Podem ser medidas em superfície, através de um manômetro, sendo necessário considerar as perdas de carga nas tubulações e a posição do nível d'água e do trecho de ensaio. Idealmente devem ser medidas diretamente no trecho de ensaio.

c. Ocorrência de deformação e erosão do maciço rochoso. Os resultados de ensaios mostram que as relações entre vazão e pressão nem sempre são lineares e que as vazões nos estágios crescentes e decrescentes não são iguais. Nos estágios crescentes de pressão, quando se obtêm vazões maiores que aquelas previstas através de um comportamento linear são possíveis a existência de alargamento das descontinuidades por deformação, a criação de novas descontinuidades e a erosão dos preenchimentos das descontinuidades. Quando se obtêm vazões menores que aquelas previstas através de um comportamento linear são possíveis a existência de uma transição entre o regime de

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

ENSAIO DE INJEÇÃO
HEITFELD & KRAPP (1981)

fluxo laminar para o regime de fluxo turbulento e a sedimentação de materiais junto às paredes das sondagens. Nos estágios decrescentes de pressão, se as vazões são sempre maiores que nos estágios crescentes, há indicações de alargamentos das descontinuidades, atribuídos a deformações permanentes ou a erosões. Se as vazões são maiores que nos estágios crescentes, mas iguais nos estágios de pressões menores, os alargamentos são de caráter elástico.

d. Diminuição nas relações vazão (Q)/ pressão (P) com o tempo. O tempo de 10 minutos utilizado em cada estágio de pressão pode ser inadequado para o estabelecimento de condições constantes de fluxo, preconizadas para a interpretação dos ensaios.

ENSAIO DE INJEÇÃO
CRUZ et alii (1982), CRUZ et alii
(1983), CRUZ & QUADROS (1983)

Para os ensaios de perda d'água efetuados em vários estágios, em basaltos das fundações da usina hidrelétrica de Nova Avanhandava, os gráficos de vazões (Q) versus pressão (H) mostraram não linearidade, e a relação da vazão dividida pela pressão (Q/H) versus pressão (H) apresentou-se decrescente com o aumento da pressão. Os autores atribuíram esse comportamento a um regime de fluxo laminar no início do ensaio, passando por um regime de transição e alcançando provavelmente o regime turbulento.

A comparação entre ensaios de campo e de laboratório e a utilização das leis do escoamento sob fluxo laminar e turbulento permitiram avaliar as aberturas equivalentes das descontinuidades ensaiadas, quando consideradas contínuas. A partir das leis de escoamento, foram obtidos os valores das condutividades hidráulicas.

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
ENSAIO DE INJEÇÃO DOE et alii (1982) DOE & OSNES (1985)	<p>Foi apresentada uma aproximação para obter o comprimento e a abertura hidráulica de uma única descontinuidade submetida a ensaio de injeção a pressão constante, utilizando soluções para condições constantes de fluxo.</p> <p>Os dados do início do ensaio, ajustados à curva-padrão, fornecem a transmissividade, o armazenamento, a abertura e a rigidez normal. Os dados do final do ensaio podem indicar o limite da descontinuidade, através do rápido declínio da vazão com o tempo, sugerindo uma descontinuidade finita, equivalente a uma barreira impermeável, ou através da constância de vazão ao longo do tempo, sugerindo a intersecção</p>	<p>A descontinuidade é considerada um aquífero confinado de transmissividade T e armazenamento S.</p> <p>Análises sob condições não constantes de fluxo.</p>	<p>$T = \rho g e^3 / 12 \mu$.</p> <p>$S = \rho g (1/k_n + e \beta)$.</p> <p>e = abertura da descontinuidade (L);</p> <p>g - aceleração da gravidade (L/T^2);</p> <p>k_n - rigidez normal da descontinuidade ($M/L^2 T^2$);</p> <p>S - armazenamento da descontinuidade;</p> <p>T - transmissividade da descontinuidade (L^2/T);</p> <p>β - compressibilidade do fluido (LT^2/M);</p> <p>ρ - densidade do fluido (M/L^3);</p> <p>μ - viscosidade do fluido (M/LT);</p> <p>Soluções para fluxo a pressão constante, sob condições não permanentes, apresentadas por JABOC & LOHMAN (1952) e por HANTUSH (1959).</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES
ENSAIO DE INJEÇÃO DOE et alii (1982) DOE & OSNES (1985)	<p>com outras descontinuidades de condutividades hidráulicas suficientemente elevadas, equivalendo a barreiras de carga constante (Figura 2.51). O tempo a partir do qual ocorre o desvio dos dados em relação à curva-padrão infinita fornece a distância entre a sondagem e a barreira. Foram discutidas as limitações da utilização do método devido à:</p> <ul style="list-style-type: none">a. Necessidade de um bom ajuste à curva-padrão para os dados do início do ensaio, usados para calcular T e S, necessários à obtenção dos valores de comprimento das descontinuidades. A influência das barreiras pode ocorrer logo no início, especialmente nos casos de descontinuidades de pequena extensão e de rochas muito rígidas.b. Existência de deformação das descontinuidades.c. Existência de fluxo turbulento.d. Diferenças entre as propriedades das águas de injeção e das águas subterrâneas.e. Alteração das condutividades hidráulicas nas proximidades da sondagem.

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES	HIPÓTESES	SOLUÇÃO ANALÍTICA
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">ENSAIO DE INJEÇÃO BLISS & RUSHION (1984)</p>	<p>Um modelo matemático de fluxo radial e vertical indicou que as soluções de HVORSLEV (1951) e de BARKER (1981) fornecem estimativas adequadas para zonas de alta e de baixa condutividade, tanto em termos da relação Q/H como em termos de padrão de fluxo (Figuras 2.52 e 2.53). Foi investigado o tempo para atingir as condições constantes de fluxo, verificando-se que 10 minutos são suficientes para os trechos de elevada condutividade hidráulica. Foram investigados os efeitos do comprimento das descontinuidades (Figura 2.54a e b), do comprimento dos obturadores (Figura 2.54c) e da execução dos ensaios na presença de aquíferos livres (Figura 2.55).</p>	<p>Modelo matemático representando um aquífero confinado, infinito, com descontinuidades de elevada condutividade hidráulica e com zonas de baixa condutividade hidráulica. As cargas hidráulicas nos trechos acima e abaixo do trecho de ensaio dependem da carga hidráulica do ensaio. Análises sob condições constantes de fluxo.</p>	<p>a. Solução de HVORSLEV (1951) para aquífero homogêneo confinado de espessura L ou mL, com carga constante à distância L ou mL.</p> <p>a₁. aquífero isotrópico: $Q = 2\pi LKH / \ln [L/r_w]$.</p> <p>a₂. aquífero anisotrópico: $Q = 2\pi LKH / \ln [mL/r_w]$. $m = (K_r/K_z)^{1/2}$.</p> <p>b. Solução de BARKER (1981) para aquíferos fraturados. $Q = 2\pi K_f b H / \ln [K_f b / \exp(0,5772) r_w (K_r K_z)^{1/2}]$.</p> <p>H -variação da carga hidráulica (L); K -condutividade hidráulica (L/T); K_f-condutividade hidráulica da descontinuidade (L/T); K_r-condutividade hidráulica horizontal (L/T); K_z-condutividade hidráulica vertical (L/T); L -trecho de ensaio (L); r_w-raio da sondagem (L).</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Análises de resultados de ensaios de perda d'água sob pressão no maciço rochoso de quartzo-micaxisto das fundações da futura Usina de Santa Isabel, indicaram que os resultados dos ensaios de perda d'água apresentando retorno de água contêm informações sobre a capacidade de certas feições do maciço rochoso armazenar água sob pressão, devolvendo-a total ou parcialmente, quando a pressão é retirada. O armazenamento de água deve ocorrer pela deformação localizada do maciço rochoso, quando as descontinuidades têm suas aberturas aumentadas sob a aplicação das pressões, absorvendo água e fechando-se após a retirada da pressão, com conseqüente expulsão da água armazenada. A existência de retorno indica um sistema de descontinuidades parcialmente fechado, que não se comunica com a superfície, pelo menos até certas distâncias. Caso o sistema fosse aberto, o retorno não iria ocorrer, pois as pressões se dissipariam a uma certa distância da sondagem.

ENSAIO DE INJEÇÃO
GUIDICINI et alii (1984)

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Foram comparados os métodos de ensaios por injeção, efetuados em vários estágios de pressão, utilizando obturadores simples e duplos, e os métodos de ensaios por bombeamento, efetuados em vários estágios de vazão (três ou cinco), utilizando obturadores duplos. O método de ensaio por bombeamento mostrou-se mais vantajoso, tal como indicado na Tabela 2.5. Uma seqüência de ensaios de bombeamento (1), injeção (2), bombeamento (3) e injeção (4) indicou problemas de impermeabilização das paredes da sondagem durante os ensaios de injeção (Fig. 2.56). Os ensaios de bombeamento com obturadores duplos permitem medidas das cargas hidráulicas em cada trecho, normalmente variáveis ao longo da sondagem, bem como a obtenção de amostras de água em cada trecho. Os ensaios foram efetuados sob condições constantes de fluxo e o tempo para atingir tais condições está indicado a seguir:

Condutividade hidráulica (m/dia)	Tempo para atingir condições constantes (min)
10	1
1	3
0,1	30
0,01	300

ENSAIO DE
INJEÇÃO
CORREIA
FILHO
(1985)

Discutiu os ensaios de perda d'água, abordando sua evolução no Brasil, a fundamentação teórica, os aspectos envolvidos na execução e as novas tendências de execução e de interpretação.

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES
ENSAIO DE INJEÇÃO WILD & MONEY (1985)	<p>Ensaio em arenitos e basaltos, com obturadores simples, efetuados durante a perfuração, e ensaios com obturadores duplos, efetuados após a perfuração, apresentaram resultados distintos atribuídos às alterações do nível piezométrico durante a perfuração. Nos ensaios efetuados durante a perfuração, assume-se que o nível piezométrico do maciço rochoso é o mesmo que aquele da sondagem concluída, o que nem sempre é verdadeiro. Não ficou caracterizada relação entre o comportamento das vazões e das pressões com as propriedades hidráulicas do maciço rochoso. Foram verificadas variações nas cargas piezométricas e nas condutividades hidráulicas em sondagens próximas, devido às heterogeneidades do maciço rochoso.</p>
ENSAIO DE INJEÇÃO WILD & MONEY (1985)	<p>Foi apresentada uma classificação dos ensaios, enquadrada em uma matriz 3 x 3. Nas linhas A, B e C, foi representado o comportamento da vazão(Q) versus tempo (t) durante cada estágio de pressão, sendo A quando a vazão decresce continuamente, B quando a vazão é constante, e, C quando a vazão sofre acréscimo. Nas colunas 1, 2 e 3, foi representado o comportamento da vazão(Q) versus pressão(H), sendo 1 quando Q/H sofre decréscimo com o aumento de H, 2 quando Q/H é constante, e, 3 quando Q/H sofre acréscimo com o aumento de H.</p>
ENSAIO DE INJEÇÃO DE ELSWORTH & DOE (1986)	<p>Estenderam os estudos de DOE et alii (1982) e de DOE & OSNES (1985) para condições de fluxo turbulento.</p>
ENSAIO DE INJEÇÃO BROWN & BOODT (1987)	<p>Efetuarão ensaios em trechos entre 5 m e 30 m e observaram que o conceito de meio contínuo não pode ser utilizado mesmo na escala de 30 m.</p>

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO
AUTOR

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES

Para a estimativa da distribuição das aberturas das descontinuidades, assumiu-se que as aberturas hidráulicas das descontinuidades que interceptam os trechos de ensaio de perda d'água são proporcionais às aberturas observadas nos testemunhos de sondagens, adotando-se os seguintes procedimentos:

a. O valor da transmissividade T_0 de cada um dos trechos submetidos a ensaios de perda d'água foi avaliado, considerando a abertura b_0 , medida em cada uma das descontinuidades presentes nos testemunhos e assumindo que as descontinuidades são paralelas e infinitas, através da expressão:

$$T_0 = \sum_i \left[\frac{\rho g}{12 \nu} \right] b_{oi}^3, \text{ onde:}$$

T_0 - transmissividade (L^2/T);

b_{oi} - abertura observada na descontinuidade i (L);

ρ - densidade da água (M/L^3);

g - constante gravitacional (L/T^2);

ν - viscosidade cinemática (M/LT).

b. A transmissividade T_0 foi comparada com a transmissividade medida nos ensaios de perda d'água (T_m). Assumiu-se que, para cada descontinuidade do trecho ensaiado, a abertura hidráulica (b_m) é proporcional à abertura observada (b_0):

$$b_m = \gamma b_0, \text{ onde } \gamma \text{ é uma constante, igual a:}$$

$$\gamma = (T_m/T_0)^{1/3}.$$

O procedimento adotado para a obtenção da abertura hidráulica elimina a necessidade de testar separadamente cada uma das descontinuidades, o que é inviável em termos de custos e fisicamente impossível quando estão presentes um grande número de descontinuidades.

Tabela A2.1. Continuação.

ENSAIO AUTOR	PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS, OBJETIVOS E CONCLUSÕES.	SOLUÇÃO ANALÍTICA
ENSAIOS DE BOMBAMENTO E INJEÇÃO SILVA (1987)	Efetua ensaios de bombeamento e de injeção em sondagens com diâmetro de 3" e de 4", em trechos de 1,5m, isolados por obturadores. Apresenta três câmaras, uma central para o ensaio e duas laterais para controle das variações das pressões.	Fornece resultados de perdas d'água específicas, expressas em $l/min.m.kg/cm^2$, tal como os ensaios de perda d'água. Permite avaliar o valor da condutividade hidráulica através das soluções utilizadas nos ensaios de injeção e de perda d'água.
ENSAIOS PONTUAIS PICKENS et alii (1987)	<p>Foram discutidas as dificuldades relativas à execução e interpretação de ensaios hidráulicos em sondagens de grande profundidade, em meios de baixa condutividade hidráulica, a saber:</p> <p>a. Quando a temperatura do fluido no interior da sondagem sofre alteração, há modificações nas pressões, induzidas por efeitos termais. Podem resultar importantes erros nas pressões e nas condutividades hidráulicas das formações de baixa condutividade hidráulica, ensaiadas em trechos isolados. b. A história da pressão durante a perfuração de uma sondagem resulta em um perfil de pressão ao redor do trecho de ensaio antes da sua execução, que pode influenciar as respostas obtidas. Esses efeitos podem ser importantes tanto para formações de baixa como de elevada condutividade hidráulica. c. Nas proximidades das paredes das sondagens, a condutividade hidráulica da formação é alterada devido à perfuração. d. A não rigidez dos equipamentos afeta as respostas das pressões, principalmente nas fundações de baixa condutividade hidráulica.</p>	

ANEXO A3

PARÂMETROS HIDRÁULICOS - ENSAIOS TRIDIMENSIONAIS

ANEXO A3. PARÂMETROS HIDRÁULICOS - ENSAIOS TRIDIMENSIONAIS

A3.1. Método de PAPADOPULOS (1965)

As expressões e simbologias utilizadas no método de PAPADOPULOS (1965) estão apresentadas na Tabela A3.1.

PAPADOPULOS (1965) propôs um método e uma solução analítica para avaliação dos valores e das direções das duas transmissividades principais - tensor bidimensional de transmissividade - e do valor do coeficiente de armazenamento, para aquíferos homogêneos, anisotrópicos, confinados, infinitos e com fluxo horizontal. Nesses casos, uma das direções principais é vertical.

O método de PAPADOPULOS (1965) requer o bombeamento a vazão constante, localizado na origem de um sistema arbitrário de coordenadas XY, bem como os dados de rebaixamentos obtidos, no mínimo, em três poços de observação, situados em diferentes direções, sob condições não constantes de fluxo. Obtêm-se as componentes do tensor de transmissividade em relação ao sistema de eixos escolhido, que são utilizadas para determinar as transmissividades principais e suas direções.

A solução apresentada por PAPADOPULOS (1965) é:

$$s = \frac{Q}{4\pi(D')^{1/2}} W(u_{xy}).$$

$$u_{xy} = \frac{S}{4t} \left[\frac{T_{xx}(Y)^2 + T_{yy}(X)^2 - 2T_{xy}(XY)}{D'} \right].$$

MASLIA (1987) apresentou o seguinte procedimento para analisar ensaios de bombeamento, visando avaliar o tensor bidimensional de transmissividade segundo o método de PAPADOPULOS (1965):

1. Elaborar gráficos de rebaixamento versus tempo em papel bilogarítmico e determinar os pontos de superposição (s^* , $W(u)^*$, t^* , u^*) a partir da técnica de superposição de curvas de THEIS (1935).
2. Computar D' a partir de:

$$D' = \left[\frac{Q}{4\pi s^*} W(u)^* \right]^2.$$

3. Computar T_d/S a partir de:

$$\frac{T_d}{S} = \frac{r^2}{4 u^* t^*}$$

4. Repetir 1, 2 e 3 para cada poço de observação. D' deve apresentar aproximadamente o mesmo valor para cada poço de observação. Caso contrário, deve ser selecionado um valor médio.

5. Locar $(T_d/S)^{1/2}$ em papel de coordenadas polares, na direção do poço de observação.

6. Computar as componentes do tensor de transmissividade e o coeficiente de armazenamento do aquífero (T_{xx} , T_{yy} , T_{xy} e S), substituindo os valores u^* , t^* , x e y , referentes a cada poço de observação, bem como o valor de D' , na equação:

$$u_{xy} = \frac{S}{4t} \left[\frac{T_{xx}(Y)^2 + T_{yy}(X)^2 - 2T_{xy}(XY)}{D'} \right].$$

Se existem mais de três poços de observação, devem ser aplicadas as técnicas dos mínimos quadrados. A partir das componentes de T , as transmissividades principais ($T_{\xi\xi}$, $T_{\eta\eta}$) podem ser obtidas:

$$T_{\xi\xi} = \frac{1}{2} \left\{ (T_{xx} + T_{yy}) + [(T_{xx} - T_{yy})^2 + 4T_{xy}^2]^{1/2} \right\}.$$

$$T_{\eta\eta} = \frac{1}{2} \left\{ (T_{xx} + T_{yy}) - [(T_{xx} - T_{yy})^2 + 4T_{xy}^2]^{1/2} \right\}.$$

$$\theta = \tan^{-1} \frac{T_{\xi\xi} - T_{xx}}{T_{xy}}.$$

MASLIA & RANDOLPH (1987) apresentaram um programa de computador para avaliar o tensor bidimensional de transmissividade segundo o método de PAPADOPULOS (1965).

MASLIA (1987) apresentou critérios para verificar a validade da aproximação do aquífero ensaiado a um meio poroso equivalente, a saber:

- É necessário um bom ajuste entre os rebaixamentos observados e as curvas-padrão.
- Os valores de D' devem ser aproximadamente os mesmos.

c. Os valores de $(T_d/S)^{1/2}$, na direção de cada poço de observação, devem ajustar-se a uma elipse. Essa elipse deve coincidir com a elipse computada através das transmissividades principais e do coeficiente de armazenamento $[(T_{\xi\xi}/S)^{1/2}, (T_{\eta\eta}/S)^{1/2}]$.

MASLIA (1987) verificou se os aquíferos calcários e dolomíticos das proximidades de Jesup e Brunswick comportam-se como meios porosos equivalentes nas escalas locais e regionais. Os ensaios efetuados nas proximidades de Jesup mostraram valores com pequenas diferenças em relação às elipses ajustadas e resultados praticamente iguais nas escalas local e regional. Assim, os dados locais podem ser extrapolados para análises de escala regional (Figura 2.57). Os ensaios efetuados nas proximidades de Brunswick mostraram valores bastante distintos das elipses ajustadas e forneceram diferentes resultados nas escalas local e regional. Assim, os dados locais não podem ser extrapolados para a escala regional (Figura 2.58).

A3.2. Métodos de WEEKS (1969)

As expressões e simbologias utilizadas nos métodos de WEEKS (1969) estão apresentadas na Tabela A3.2.

WEEKS (1969) propôs três métodos para avaliar a relação entre as condutividades hidráulicas horizontal e vertical através da análise de dados de rebaixamento obtidos em piezômetros ou em poços de observação parcialmente penetrantes, próximos a poços submetidos a bombeamento a vazão constante, também parcialmente penetrantes. São determinadas as diferenças entre os rebaixamentos medidos e aqueles previstos para o caso do poço de bombeamento ser totalmente penetrante (ξ_g), bem como as distâncias em que essas diferenças são registradas em um aquífero isotrópico equivalente (r_c). A relação de anisotropia (K_r/K_z) corresponde ao quadrado da relação entre as distâncias reais e aquelas computadas $(r/r_c)^2$.

As diferenças entre os rebaixamentos medidos na condição de penetração parcial e aqueles previstos para o caso do poço de bombeamento ser totalmente penetrante são fornecidas pelas equações apresentadas a seguir, obtidas a partir da solução de

HANTUSH (1961, 1964), para períodos de bombeamento maiores que $t = (bS/2K_z)$:

$$\begin{aligned} \mathcal{S}_s &= (Q/4 \pi T) f(s). \\ \mathcal{S}_s &= (Q/4 \pi T) f'(s). \end{aligned}$$

A relação de anisotropia é fornecida pelas expressões :

$$\frac{K_r}{K_z} = \left(\frac{r}{r_c} \right)^2.$$

$$\frac{K_r}{K_z} = \left[\frac{(r/b)}{(r_c/b)} \right]^2.$$

A aplicação de cada um dos três métodos depende do número de pontos de observação disponíveis. São aplicáveis a aquíferos homogêneos, anisotrópicos, confinados, infinitos e com condutividades hidráulicas maior e menor, respectivamente horizontal e vertical. WEEKS (1969) apresentou também as condições necessárias para a utilização dos métodos no caso de aquífero livre.

A3.3. Método de WAY & MCKEE (1982)

As expressões e simbologias utilizadas no método de WAY & MCKEE (1982) estão apresentadas na Tabela A3.3.

WAY & MCKEE (1982) apresentaram um método para avaliar as permeabilidades intrínsecas tridimensionais, quando dois valores principais são horizontais, e o terceiro é vertical, em um aquífero homogêneo, anisotrópico e semiconfinado, submetido a bombeamento sob condições não constantes de fluxo.

Os dados de rebaixamento devem ser obtidos, no mínimo, em três poços de observação parcialmente penetrantes, localizados nas proximidades de um poço de bombeamento, também parcialmente penetrante.

A solução para o rebaixamento derivada por WAY & MCKEE (1982) utiliza a função tridimensional de poço parcialmente penetrante:

$$s = \frac{Q}{4 \pi T_r} P(u_{xy}, r/B_r).$$

O procedimento para avaliar as permeabilidades intrínsecas tridimensionais compreende:

1. Dispor, no mínimo, de três poços de observação, localizados em diferentes direções, à distância ao poço bombeado menor ou igual a 1,5 vezes a espessura do aquífero.
2. Construir famílias de curvas-padrão bilogarítmicas - $P(u_{xy}, r/B_r)$ versus $1/u_{xy}$ - para vários valores de r/B_r e de k_r/k_{zz} .
3. Para cada poço de observação, construir as curvas de dados bilogarítmicas, apresentando os valores de rebaixamento (s) versus tempo (t) na mesma escala das curvas-padrão.
4. Para cada poço de observação, efetuar a superposição das curvas de dados às curvas-padrão, mantendo os eixos de coordenadas paralelos, até obter o melhor ajuste. Registrar para um ponto de ajuste os valores $P(u_{xy}, r/B_r)$, u_{xy} , s, t, r/B_r e k_r/k_{zz} .
5. A curva-padrão de melhor ajuste aos dados fornece o valor da relação entre as permeabilidades intrínsecas horizontal e vertical (k_r/k_{zz}) e o valor de r/B_r . Conhecendo a distância entre os poços de bombeamento e de observação (r), B_r pode ser calculado.
6. Substituir os valores de $P(u_{xy}, r/B_r)$ e de s na equação

$$s = \frac{Q}{4 \pi T_r} P(u_{xy}, r/B_r)$$
 e obter T_r . Todos os ajustes devem fornecer aproximadamente o mesmo valor de T_r .
7. Substituir os valores de u_{xy} e de t de cada um dos ajustes nas equações de PAPADOPULOS (1965) para calcular S, k_x e k_y .
8. O valor de k_{zz} é calculado a partir da relação entre as permeabilidades intrínsecas horizontal e vertical (k_r/k_{zz}) e a partir de T_r .

A3.4. Métodos de SNOW (1966,1969)

As simbologias utilizadas nos métodos de SNOW (1966,1969) estão indicadas na Tabela A3.4.

SNOW (1966) apresentou um método para avaliar o tensor tridimensional de condutividade hidráulica principal, quando as direções principais diferem da horizontal e da vertical.

São necessárias três sondagens paralelas às três direções principais previstas e a determinação das condutividades

hidráulicas através de ensaios de injeção pontuais ou de ensaios de perda d'água. As orientações das três sondagens, que devem ser paralelas aos eixos das condutividades hidráulicas principais, são determinadas a partir de estudos da geometria das descontinuidades. Podem haver dificuldades na perfuração das sondagens, que devem ser perpendiculares entre si, uma vez que as direções principais são ortogonais. O método não é propriamente um ensaio tridimensional, pois os dados são obtidos apenas na sondagem ensaiada e fornecem os valores de condutividade hidráulica para um pequeno volume.

A solução apresentada por SNOW (1966) está indicada abaixo:

$$K_{11} = K_{a2} K_{a3}/K_{a1}.$$

$$K_{22} = K_{a1} K_{a3}/K_{a2}.$$

$$K_{33} = K_{a1} K_{a2}/K_{a3}.$$

$$K_{a1} (1 + e_1) = (K_{22} K_{33})^{1/2} ; e_1 = \frac{\ln [(k_{22}/k_{11})^{1/4}]}{\ln (2W/D)} .$$

$$K_{a2} (1 + e_2) = (K_{11} K_{33})^{1/2} ; e_2 = \frac{\ln [(k_{11}/k_{22})^{1/4}]}{\ln (2W/D)} .$$

$$K_{a3} (1 + e_3) = (K_{11} K_{22})^{1/2} ; e_3 = \frac{\ln [(k_{11} k_{22})^{1/4}/k_{33}^{1/2}]}{\ln (2W/D)} .$$

A partir das estimativas de K_{11} , K_{22} e K_{33} , avaliam-se os erros por considerar K_{a1} , K_{a2} e K_{a3} iguais às médias geométricas das condutividades hidráulicas normais a cada sondagem ensaiada. Os valores corrigidos de K_a fornecem valores de condutividade hidráulica cada vez mais próximos dos valores reais e convergem após duas ou três correções.

SNOW (1969) apresentou um método para avaliar o tensor tridimensional de condutividade hidráulica de maciços rochosos fraturados a partir de medidas da geometria das descontinuidades e da aplicação do modelo de placas paralelas, onde a vazão é proporcional ao cubo das aberturas.

Para a aplicação do método, são necessárias informações acerca das orientações, espaçamentos, aberturas e rugosidades das descontinuidades. Alguns desses dados podem ser obtidos através de mapeamentos de afloramentos e de testemunhos de sondagens e

através de ensaios pontuais de bombeamento e injeção. Há limitações no método devido à não confiabilidade nas medidas de aberturas efetuadas através de ensaios hidráulicos e pelo fato das descontinuidades não serem infinitas, planas e lisas e não apresentarem aberturas constantes. Uma vez que a vazão é proporcional ao cubo da abertura, pequenos erros nas medidas de abertura conduzem a grandes erros na avaliação da condutividade hidráulica.

Segundo SNOW (1969), o tensor de permeabilidade intrínseca para uma descontinuidade com determinada orientação e abertura, em relação a um sistema de eixo de coordenadas, é expresso por:

$$\begin{vmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{vmatrix} = \frac{2 b^3}{3 |n_i D_i|} \begin{vmatrix} 1 - n_1 n_1 & - n_1 n_2 & - n_1 n_3 \\ - n_2 n_1 & 1 - n_2 n_2 & - n_2 n_3 \\ - n_3 n_1 & - n_3 n_2 & 1 - n_3 n_3 \end{vmatrix}.$$

No caso de um sistema de descontinuidades, o tensor para todo o maciço rochoso resulta da soma vetorial dos tensores de cada descontinuidade.

SNOW (1969) estudou modelos de famílias de descontinuidades e determinou os valores e direções principais das permeabilidades intrínsecas, bem como a relação entre a geometria das descontinuidades e a anisotropia. Os modelos estudados e as conclusões foram os seguintes:

a. Modelos com uma única família de descontinuidades apresentando amostras de diferentes dimensões. As dispersões nos valores e nas direções principais do tensor de permeabilidade intrínseca mostraram-se decrescentes com o acréscimo na dimensão da amostra. Foram observadas diferenças muito pequenas entre os valores maiores e intermediários e a definição de um plano de isotropia paralelo aos planos das descontinuidades.

b. Modelos com uma única família de descontinuidades apresentando diferentes graus de dispersão para as orientações. Foram registradas redução na dispersão dos valores e das direções principais, diminuição no valor da permeabilidade intrínseca principal menor, convergência e acréscimo nos valores das permeabilidades intrínsecas principais maior e intermediária.

c. Modelos com duas famílias de descontinuidades ortogonais com espaçamentos iguais ou diferentes. No caso de duas famílias de descontinuidades com iguais espaçamentos, o eixo maior é paralelo

à direção predominante das intersecções, e os eixos menores definem um plano de isotropia, onde o valor da permeabilidade intrínseca menor é a metade do valor da permeabilidade intrínseca maior. No caso de duas famílias de descontinuidades com diferentes espaçamentos, são definidos eixos paralelos à normal de cada família e o eixo maior paralelo à direção de intersecção, contido no plano da família que se apresenta com maior freqüência.

d. Modelos com duas famílias de descontinuidades não ortogonais. O eixo maior coincide com a intersecção das descontinuidades, o eixo menor bissecta o ângulo obtuso, e o eixo intermediário bissecta o ângulo agudo entre as descontinuidades. Se uma das famílias apresenta dispersão menor que a outra, o eixo principal menor aproxima-se mais da normal à família que apresenta menor dispersão.

e. Modelos com três famílias de descontinuidades ortogonais. Quando as três famílias apresentam as mesmas características, as permeabilidades intrínsecas são isotrópicas, e os eixos são encontrados em todas as direções. Se uma das famílias é não predominante em relação às outras duas, então o eixo maior coincide com a normal a essa família. Se uma das famílias é predominante em relação às outras duas, o eixo menor coincide com a normal a essa família. Se as três famílias apresentam características distintas, os eixos principais são paralelos a cada uma das famílias, sendo o eixo maior paralelo à normal à família com características menos proeminentes, e sendo o eixo menor paralelo à normal à família com características mais proeminentes. Quando as três famílias não são ortogonais, o eixo maior aproxima-se do maior número de intersecção entre as descontinuidades.

ROCHA & FRANCISS (1975) abordaram o tensor de condutividade hidráulica de maciços rochosos fraturados de maneira similar à aproximação apresentada por SNOW (1969). A determinação do tensor de condutividade hidráulica foi efetuada através de amostragem integral de testemunhos (ROCHA, 1971), considerando fatores de correção obtidos a partir de ensaios de perda d'água. Esses fatores objetivaram considerar os possíveis desvios em relação às hipóteses admitidas, como aquelas relativas à continuidade e planaridade das descontinuidades e à constância

das características das aberturas, dos preenchimentos e das rugosidades.

PARSONS (1966) e CALDWELL (1972) efetuaram estudos sobre os tensores de condutividade hidráulica, considerando descontinuidades finitas.

A3.5. Método de LOUIS (1974)

O método de LOUIS (1974) permite avaliar as condutividades hidráulicas principais quando suas direções diferem da horizontal e da vertical.

O método fornece as condutividades hidráulicas principais entre sondagens. São necessárias uma sondagem para injeção e duas para monitoramento paralelas a uma das três direções principais, que devem ser conhecidas antes do ensaio. As duas sondagens de monitoramento são dispostas de forma que as menores linhas entre elas e a sondagem de injeção apresentem-se paralelas às outras duas direções principais (Figura 2.59).

O ensaio é efetuado com uma sonda hidráulica tripla (Figura 2.60), apresentando três câmaras de injeção isoladas por quatro obturadores. É efetuada injeção a vazão e pressão conhecidas, nas três câmaras, e a injeção efetuada nas duas câmaras laterais tem o objetivo de reduzir os desvios do fluxo da câmara central da condição radial. As medidas das pressões são efetuadas nas sondagens de monitoramento, em pequenos trechos isolados por obturadores de grande comprimento.

A interpretação dos ensaios é efetuada de acordo com a solução analítica apresentada para os ensaios pontuais. Quando se considera apenas o ensaio na câmara central, o fluxo é radial e não há a influência da condutividade hidráulica principal K_z , paralela à sondagem, sendo possível determinar as condutividades hidráulicas K_x e K_y , perpendiculares à sondagem. Quando se consideram os ensaios nas três câmaras, a condição de fluxo é elipsoidal, permitindo determinar K_z .

A3.6. Método de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985)

As expressões e simbologias utilizadas no método de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985) estão apresentadas na Tabela A3.5.

BLACK & KIPP (1981) sugeriram um método de ensaio hidráulico tridimensional que possibilita verificar as relações entre vários vetores de difusividades hidráulicas (K/S_S) e feições estruturais lineares e planares do maciço rochoso, considerado isotrópico. Mantém-se a posição do trecho de ensaio, enquanto os obturadores e transdutores de pressão são deslocados ao longo das sondagens de observação e fixados em diversas posições, para obter-se medidas em várias orientações, nos planos que contêm as sondagens de ensaio e as sondagens de observação. Se o armazenamento específico é obtido por outros métodos, é possível computar os vetores de condutividades hidráulicas.

HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985) propuseram um método e soluções analíticas para a determinação do tensor tridimensional de condutividade hidráulica (K), dos valores e das direções das condutividades hidráulicas principais e do valor do armazenamento específico (S_S) de um maciço rochoso homogêneo e anisotrópico.

A partir das variações das cargas, registradas em trechos isolados de algumas sondagens, perante bombeamento ou injeção em regime de fluxo não permanente, efetuados em trechos isolados de outras sondagens, determinam-se a difusividade hidráulica direcional [$K_d(e_j)/S_S$] e a relação $D/K_d(e_j)$, paralelas à linha que une os centros dos trechos de bombeamento ou injeção e os centros dos trechos de leitura, bem como o valor da relação D/S_S , por comparação com uma curva-padrão. Sob condições constantes de fluxo, avalia-se apenas o valor da relação $D/K_d(e_j)$.

Se o maciço rochoso é homogêneo e anisotrópico, e se os ensaios são conduzidos sob condições não constantes de fluxo, os valores e as direções principais do tensor tridimensional ou bidimensional de condutividade hidráulica (K) e o valor do armazenamento específico (S_S) podem ser determinados através do ajuste respectivamente de um elipsóide ou de uma elipse às raízes quadradas de vários valores de difusividades hidráulicas direcionais ($[K_d(e_j)/S_S]^{1/2}$) plotadas como raio-vetores, em diagramas polares. Se os ensaios são conduzidos sob condições

constantes de fluxo, o ajuste de um elipsóide ou de uma elipse é efetuado utilizando as raízes quadradas dos valores de $K_d (e_j)/D$.

O método permite avaliar se o maciço rochoso é homogêneo ou heterogêneo. O maciço rochoso é considerado homogêneo e anisotrópico na escala do ensaio, quando:

- a. A curva de dados apresentando os logaritmos das variações das cargas versus os logaritmos do tempo ajusta-se à curva-padrão.
- b. As raízes quadradas das difusividades hidráulicas direcionais $\{[K_d (e_j)/S_s]^{1/2}\}$ e dos valores $K_d (e_j)/D$ delineiam um elipsóide ou uma elipse, respectivamente nos casos tridimensionais ou bidimensionais.
- c. Os valores de D/S_s são iguais ou muito próximos.

Para a aplicação do método visando a determinação do tensor tridimensional de condutividade hidráulica (K), é necessária a existência, no mínimo, de seis trechos de observação, as linhas que conectam os centros dos trechos de bombeamento ou injeção e os centros dos trechos de observação não devem ser paralelas entre si, e, no máximo, três dessas linhas podem estar contidas em um único plano. É necessária a existência de três sondagens paralelas não contidas em um único plano ou de duas sondagens não paralelas. Na prática, um grande número de ensaios é necessário para permitir o ajuste de um elipsóide aos dados pela técnica dos mínimos quadrados. Não é necessário o conhecimento das direções das condutividades hidráulicas principais antes dos ensaios, essas direções podem ser quaisquer, e as perfurações podem ser em qualquer direção.

Para os ensaios sob condições não constantes de fluxo, a análise é através da comparação da curva do logaritmo da variação da carga versus logaritmo do tempo, elaborada a partir dos resultados dos ensaios de bombeamento ou injeção com curvas-padrão adimensionais, que representam as soluções analíticas do problema. Quando os trechos de bombeamento ou injeção são localizados em um meio infinito e são suficientemente pequenos, de forma que podem ser tratados matematicamente como pontos, a solução analítica é relativamente simples e permite a análise dos dados através do procedimento gráfico de comparação de curvas. Nesses casos, para os ensaios sob condições constantes de fluxo, quando o tempo tende ao infinito, o valor da variação da carga aproxima-se da unidade na curva-padrão adimensional.

Em um meio de dimensões infinitas, considerando um trecho de bombeamento ou injeção, que pode ser aproximado a um ponto, localizado na origem dos eixos cartesianos x_1 , x_2 e x_3 , e um trecho de observação, que pode ser aproximado a um ponto, localizado à distância R_j (e_j) do trecho de bombeamento (Figura 2.61), para analisar os resultados de ensaios sob condições não constantes de fluxo, são aplicados os seguintes procedimentos a cada trecho de observação j , tal como apresentados por HSIEH et alii (1985).

1. Elaborar o gráfico $\Delta h_j \times t$ em papel bilogarítmico transparente, na mesma escala que a curva-padrão.
2. Comparar a curva de dados $\Delta h_j \times t$ com a curva-padrão $\Delta h_{PD} \times t_D$ (Figura 2.62), mantendo paralelos os eixos dos dois gráficos e procurando obter o melhor ajuste visual.
3. Escolher um ponto de coincidência qualquer e registrar os valores Δh_j , Δh_{PD} , t e t_D , respectivos à curva de dados e à curva-padrão.

4. Substituir os valores obtidos com o procedimento 3 nas equações indicadas abaixo, para computar os valores de D/K_d (e_j) e $K_d(e_j)/S_s$.

$$D/K_d(e_j) = (Q_j \Delta h_{PD} / 4 \pi R_j \Delta h_j)^2.$$

$$K_d(e_j)/S_s = R_j^2 t_D / t.$$

5. Computar D/S_s , efetuando o produto de $D/K_d(e_j)$ e $K_d(e_j)/S_s$.
6. Determinar o inverso do tensor de difusividade hidráulica $U = S_s/K$, ou seja, as componentes U_{11} , U_{22} , U_{33} , U_{12} , U_{23} e U_{13} , através da expressão:

$$e_{j1}^2 U_{11} + e_{j2}^2 U_{22} + e_{j3}^2 U_{33} + 2e_{j1}e_{j2}U_{12} + 2e_{j2}e_{j3}U_{23} + 2e_{j1}e_{j3}U_{13} = S_s/K_d(e_j), \text{ escrita para cada um dos trechos de observação.}$$

Nos casos ideais, em que o maciço é perfeitamente homogêneo, são necessários os dados de apenas seis trechos de observação, para ajustar os valores $[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}$ a um elipsóide.

Nos casos em que existem algumas pequenas heterogeneidades, os valores $[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}$ não se ajustam perfeitamente a um elipsóide e podem resultar valores de difusividades hidráulicas principais negativas, o que é fisicamente impossível. Nesses casos, os dados devem ser obtidos em mais de seis trechos de observação, e os valores

$[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}$ devem ser ajustados a um elipsóide pelos mínimos quadrados.

Para a aplicação dos mínimos quadrados, a equação do inverso do tensor de difusividade hidráulica é escrita na forma matricial como:

$$X u = Y.$$

No método dos mínimos quadrados ordinários, u é computado através da seguinte equação matricial:

$$u_{ols} = (X^T X)^{-1} X^T Y.$$

Se os dados apresentam grandes diferenças em relação a um elipsóide, a matriz U não é definida positivamente. Caso não estejam definidos valores em uma dada direção, o elipsóide pode apresentar-se indevidamente alongado nessa direção. O método dos mínimos quadrados ordinários é mais sensível aos menores valores de K_d , e a solução pode convergir para os valores menores. Para contornar essas dificuldades, HSIEH et alii (1985) propuseram a utilização dos mínimos quadrados ponderados, empregando uma matriz de pesos apropriada.

$$u_{ols} = (X^T W X)^{-1} X^T W Y.$$

7. Inverter U para obter o tensor de difusividade K/S_s .
8. Computar D/S_s^3 , calculando o determinante de K/S_s .
9. Computar $\overline{D/S_s}$, a média de todos os valores D/S_s obtidos. Nos casos ideais, todos os valores D/S_s são iguais.
10. Computar S_s a partir da expressão :

$$S_s = (\overline{D/S_s} / D/S_s^3)^{1/2}.$$
11. Multiplicar K/S_s por S_s para obter K .
12. Determinar os valores e direções principais de K .
13. Verificar se os intervalos de bombeamento ou injeção e de observação comportam-se como pontos, ou seja, se seus comprimentos são pequenos em relação à distância entre eles. Para isso, devem ser satisfeitas as seguintes relações.

$$\alpha_1 > 5.$$

$$\beta_1 > 5.$$

$$\alpha_1 = (2R/L) [K_d(e_1)/K_d(e_j)]^{1/2}.$$

$$\beta_1 = (2R/B) [K_d(e_b)/K_d(e_j)]^{1/2}.$$

Em um meio de dimensões infinitas, considerando um trecho de bombeamento ou injeção, que pode ser aproximado a um ponto, localizado na origem dos eixos cartesianos x_1 , x_2 e x_3 , e um trecho de observação, que pode ser aproximado a um ponto ,

localizado à distância R_j (e_j) do trecho bombeamento (Figura 2.61), para analisar os resultados de ensaios sob condições constantes de fluxo, são aplicados os seguintes procedimentos a cada trecho de observação:

1. Para tempos suficientemente grandes, quando as condições de fluxo apresentam-se estabilizadas, registrar os valores Δh_j , correspondentes aos valores $\Delta h_{pD} = 1$.

2. Substituir os valores Δh_j e $\Delta h_{pD} = 1$ na equação abaixo, para computar o valor $D/K_d(e_j)$.

$$D/K_d(e_j) = (Q_j \Delta h_{pD} / 4\pi R_j \Delta h_j)^2.$$

3. Determinar a adjunta A do tensor de condutividade hidráulica através da expressão $e_{j1}^2 A_{11} + e_{j2}^2 A_{22} + e_{j3}^2 A_{33} + 2e_{j1}e_{j2}A_{12} + 2e_{j2}e_{j3}A_{23} + 2e_{j1}e_{j3}A_{13} = D/K_d(e_j)$, escrita para cada um dos trechos de observação j, tal como no procedimento 6 para o caso de condições não constantes de fluxo, onde foi avaliado o inverso do tensor de difusividade de hidráulica (U).

4. Computar D pela expressão :

$$D = (A_{11}A_{22}A_{33} + 2A_{12}A_{23}A_{13} - A_{11}A_{23}^2 - A_{22}A_{13}^2 - A_{33}A_{12}^2)^{1/2}.$$

5. Calcular as componentes do tensor de condutividade hidráulica, pelas expressões:

$$K_{11} = (A_{22}A_{33} - A_{23}^2)/D.$$

$$K_{22} = (A_{11}A_{33} - A_{13}^2)/D.$$

$$K_{33} = (A_{11}A_{22} - A_{12}^2)/D.$$

$$K_{12} = (A_{13}A_{23} - A_{12}A_{33})/D.$$

$$K_{23} = (A_{13}A_{21} - A_{23}A_{11})/D.$$

$$K_{13} = (A_{12}A_{23} - A_{13}A_{22})/D.$$

6. Determinar os valores e direções principais de K.

7. Verificar se os intervalos de bombeamento ou injeção e de observação comportam-se como pontos, ou seja, se seus comprimentos são pequenos em relação à distância entre eles, tal como no procedimento 13 para o caso de condições não constantes de fluxo.

HSIEH et alii (1985) ilustraram o método através de resultados obtidos nas rochas graníticas de Oracle, Arizona. Os ensaios foram efetuados através de injeção, em trechos de injeção e de monitoramento com comprimento de 4 m, de acordo com a configuração indicada na Figura 2.63. A Figura 2.64 mostra alguns gráficos bilogárítmicos das variações das cargas hidráulicas versus tempo, ajustadas à curva-padrão, para alguns

trechos de monitoramento. A Figura 2.65 mostra os valores de $[K_d(e_j)/S_s]^{1/2}$ na direção e_j , em diagramas polares, ajustados a um elipsóide a partir dos mínimos quadrados ponderados. As condutividades hidráulicas principais, suas direções e o armazenamento específico, obtidos através dos mínimos quadrados ordinários e dos mínimos quadrados ponderados, estão apresentados nas Tabelas A3.6 e A3.7 respectivamente.

Tabela A3.6. Condutividades hidráulicas principais, direções principais e armazenamento específico calculados pelos mínimos quadrados ordinários (HSIEH et alii, 1985).

CONDUTIVIDADES HIDRÁULICAS PRINCIPAIS m/s	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
	DIREÇÃO	MERGULHO
1,8E-7	77°	58°
6,5E-8	248°	32°
1,7E-8	340°	4°

Coeficiente de armazenamento específico (S_s) = 4,2E-6 m-1.

Tabela A3.7. Condutividades hidráulicas principais, direções principais e armazenamento específico calculados pelos mínimos quadrados ponderados (HSIEH et alii, 1985).

CONDUTIVIDADES HIDRÁULICAS PRINCIPAIS m/s	DIREÇÕES PRINCIPAIS	
	DIREÇÃO	MERGULHO
1,6E-7	75°	39°
6,9E-8	247°	51°
2,2E-8	342°	4°

Coeficiente de armazenamento específico (S_s) = 5,1E-6 m-1.

O ajuste dos dados a elipsóides indica que o granito fraturado de Oracle, Arizona, na escala de aproximadamente 10 m, comporta-se como um meio homogêneo e anisotrópico, apesar de algumas heterogeneidades sugeridas pelos desvios dos resultados em relação aos elipsóides ajustados. As direções principais do tensor de condutividade hidráulica mostram-se fortemente

influenciadas por famílias de fraturas ortogonais detectadas na área, especialmente pelas intersecções dessas famílias.

HSIEH (1987) aplicou o método proposto por HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985) às rochas cristalinas metamórficas de Mirror Lake, New Hampshire. As respostas da variação da carga hidráulica não se comportam de acordo com a solução analítica. A Figura 2.66 ilustra uma resposta típica obtida, mostrando uma distribuição dos dados aproximadamente linear, nos diagramas bilogarítmicos. Essa distribuição sugere que as feições de elevada condutividade hidráulica apresentam-se muito espaçadas, e que o maciço rochoso não se comporta como um meio poroso homogêneo, na escala do ensaio.

Tabela A3.1. Expressões e simbologias do método de PAPADOPULOS (1965).

D'	- determinante do tensor de transmissividade (L^2/T).
Q	- vazão (L^3/T).
r	- distância entre o poço de bombeamento e de observação (L).
S	- coeficiente de armazenamento.
s	- rebaixamento (L).
T	- tensor de transmissividade (L^2/T).
T_d	- transmissividade direcional (L^2/T).
T_{xx}, T_{yy}, T_{xy}	- componentes do tensor de transmissividade (L^2/T).
$T_{\xi\xi}, T_{\eta\eta}$	- transmissividades principais, respectivamente maior e menor (L^2/T).
t	- tempo desde o início do bombeamento (T).
$u^*, t^*, s^*, W(u)^*$	- pontos determinados pela superposição de curvas.
X, Y	- coordenadas cartesianas do poço de observação em relação ao poço de bombeamento (L).
W_{xy}	- função do poço.
θ	- ângulo entre o eixo X e o eixo $\xi\xi$.

Tabela A3.2. Expressões e simbologias dos métodos de WEEKS (1969).

b	- espessura do aquífero (L).
f(s)	- fator de correção adimensional do rebaixamento em um piezômetro sob o efeito de penetração parcial.
f'(s)	- fator de correção adimensional do rebaixamento em um trecho de observação sob o efeito de penetração parcial.
K_r	- condutividade hidráulica horizontal (L/T).
K_z	- condutividade hidráulica vertical (L/T).
Q	- vazão (L^3/T).
r	- distância entre o poço de bombeamento e o piezômetro ou trecho de observação (L).
r_c	- distância do poço de bombeamento e o local onde a diferença de rebaixamento δ_s é registrada em um aquífero isotrópico equivalente.
S	- coeficiente de armazenamento.
T	- transmissividade (L^2/T).
t	- tempo de bombeamento (T).
δ_s	- diferença no rebaixamento devido à penetração parcial em relação ao rebaixamento com poço totalmente penetrante.

Tabela A3.3. Expressões e simbologias do método de WAY & MCKEE (1982).

B_r	- $[T_r / (K'/b')]^{1/2}$.
$P(u_{xy}, r/B_r)$	- função tridimensional do poço parcialmente penetrante.
T_r	- $(T_{xx}T_{yy} - T_{xy}^2)^{1/2} = (T_x T_y)^{1/2}$.
b'	- espessura da camada semi-confinante (L).
K'	- condutividade hidráulica vertical da camada semi-confinante (L/T).
$k_r = (k_x k_y)^{1/2}$	- média geométrica das permeabilidades intrínsecas horizontais (L^2).
k_x, k_y, k_{zz}	- permeabilidades intrínsecas principais, respectivamente horizontal maior, horizontal menor e vertical (L^2).
Q	- vazão (L^3/T).
r	- distância entre poços de bombeamento e de observação (L).
S	- coeficiente de armazenamento.
s	- rebaixamento (L).
T_r	- média geométrica da transmissividade (L^2/T).
T_x, T_y	- transmissividades principais (L^2/T).
T_{xx}, T_{yy}, T_{xy}	- componentes do tensor de transmissividade (L^2/T).
t	- tempo (T).
u_{xy}	- argumento da função do poço.

Tabela A3.4. Expressões e simbologias dos métodos de SNOW (1966, 1969).

SNOW (1966)	
D	- diâmetro do trecho de ensaio (L).
e_1, e_2, e_3	- erros correspondentes a K_{a1}, K_{a2}, K_{a3} .
K_{a1}, K_{a2}, K_{a3}	- condutividades hidráulicas aparentes determinadas nas sondagens paralelas aos eixos principais 1, 2 e 3 (L/T).
K_{11}, K_{22}, K_{33}	- condutividades hidráulicas principais (L/T).
W	- comprimento do trecho de ensaio (L).
SNOW (1969)	
2b	- abertura da descontinuidade (L).
D_i	- vetor da linha de amostragem (L).
$k_{11}, k_{22}, k_{33}, k_{12}, k_{13}, k_{23}$	- coeficientes do tensor de permeabilidade intrínseca (L^2).
n_i	- vetor unitário normal ao plano de descontinuidade.
n_1, n_2, n_3	- componentes do vetor unitário normal ao plano de descontinuidade.

Tabela A3.5. Expressões e simbologias do método de HSIEH et alii (1983), HSIEH & NEUMAN (1985) e HSIEH et alii (1985).

Δh_{PD}	= $(4 \sqrt{\pi} R_j \Delta h_j / Q_j) [D/K_d(e_j)]^{1/2}$.
t_D	= $K_d(e_j)t/R_j^2 S_s$.
D/S_s	= $[D/K_d(e_j)] [(K_d(e_j)/S_s)]$.
U	= S_s/K .
α	= $(2R/L) [K_d(e_1)/K_d(e_j)]^{1/2}$.
β	= $(2R/B) [K_d(e_b)/K_d(e_j)]^{1/2}$.
$K_d(e_j)/S_s$	= difusividade hidráulica (L^2/T).
A	- adjunta do tensor de condutividade hidráulica (L^2/T^2).
$A_{11}, A_{22}, A_{33}, A_{12}, A_{23}, A_{13}$	- componentes da adjunta do tensor de condutividade hidráulica (L^2/T^2).
B	- comprimento do trecho de observação.
D	- determinante do tensor de condutividade hidráulica (L^3/T^3).
e_b	- vetor unitário paralelo ao trecho de observação.
e_j	- vetor paralelo a R .
e_{ji}	- componente do vetor e_j .
e_1	- vetor unitário paralelo ao trecho de bombeamento ou de injeção.
Δh	- variação da carga (L).
K	- tensor de condutividade hidráulica (L/T).
$K_d(e_j)$	- condutividade hidráulica direcional (L/T).
$K_{11}, K_{22}, K_{33}, K_{12}, K_{23}, K_{13}$	- componentes do tensor de condutividade hidráulica (L/T).
K_{1P}, K_{2P}, K_{3P}	- componentes do tensor de condutividade hidráulica principal (L/T).
L	- comprimento do trecho de bombeamento ou de injeção (L).
Q	- vazão (L^3/T).
R	- distância entre o centro do trecho de bombeamento ou injeção e o centro do trecho de observação (L).
S_s	- coeficiente de armazenamento específico (L^{-1}).
t	- tempo (T).
U	- inverso do tensor de difusividade hidráulica (T/L^2).

Tabela A3.5. Continuação.

$U_{11}, U_{22}, U_{33}, U_{12}, U_{23}, U_{13}$	- componentes do inverso do tensor de difusividade hidráulica U (T/L^2).
x_1, x_2, x_3	- eixos de coordenadas.
$X u$	= Y .
u_{OLS}	= $(X^T X)^{-1} X^T Y$.
u_{WLS}	= $(X^T W X)^{-1} X^T W Y$.
u_{OLS}	- mínimos quadrados ordinários.
u_{WLS}	- mínimos quadrados ponderados.
u	- vetor representando as seis componentes de U .
X	- matriz $J \times 6$ dos coeficientes $e_{j1}^2, e_{j2}^2, e_{j3}^2, 2e_{j1}e_{j2}, 2e_{j2}e_{j3}, 2e_{j1}e_{j3}$, sendo j o número de trechos de observação.
X^T	- transposta da matriz X .
Y	- vetor-coluna J composto pelos valores de $S_s/K_d(e_j)$.
W	- matriz diagonal de pesos $J \times J$.

ANEXO A4

ANÁLISES DE FLUXO EM MODELOS ESTATÍSTICOS E GEOESTATÍSTICOS

ANEXO A4. ANÁLISES DE FLUXO EM MODELOS ESTATÍSTICOS E GEOESTATÍSTICOS

Os modelos utilizados nas análises de fluxo são elaborados com base nas principais características geométricas das descontinuidades, apresentam as relações entre as diversas características, descrevem a geometria do maciço rochoso com base em dados de campo e em modelos conceituais e normalmente são de caráter estatístico e geoestatístico. DERSHOWITZ & EINSTEIN (1988) sintetizaram os vários modelos conceituais disponíveis para representar as características geométricas dos maciços rochosos, ilustrados nas Figuras 2.76 a 2.81 e indicados na Tabela A4.1, cada um deles apresentando uma combinação particular de características. Em todos os modelos, as descontinuidades são planas, é permitido qualquer processo de localização e correlação espacial, e as características estatísticas podem também ser determinísticas.

Os primeiros modelos elaborados, denominados ortogonais, fundamentaram-se na hipótese de que as descontinuidades podem ser associadas a três famílias ortogonais, infinitas e não infinitas, tal como ilustrado nas Figuras 2.76 e 2.77. Os modelos ortogonais com descontinuidades infinitas são descritos completamente pelos espaçamentos entre as descontinuidades de cada família, medidos perpendicularmente à orientação considerada. Nesses modelos, as descontinuidades de cada família são localizadas pelos processos de Poisson ou de Markov com distribuição exponencial para os espaçamentos. Nos modelos ortogonais com descontinuidades finitas, é necessário definir as formas, dimensões e tipos de terminações das descontinuidades. Nas condições reais, as descontinuidades podem mostrar variações substanciais nas suas orientações, afastando-se dos modelos ortogonais. São aplicáveis apenas nos casos de pequenas variações nas orientações e quando as descontinuidades apresentam-se subparalelas, resultantes de processos geológicos regulares.

BAECHER et alii (1978) e BARTON (1978) apresentaram um modelo em que as descontinuidades são circulares ou elípticas, com dimensões definidas pelo raio (R_j), nos casos de descontinuidades circulares, e pelos comprimentos C_{max} e C_{min} , nos casos de descontinuidades elípticas. A localização das descontinuidades

Tabela A4.1. Modelos conceituais de sistemas de descontinuidades (DERSHOWITZ & EINSTEIN, 1988).

MODELO	CARACTERÍSTICAS DAS DESCONTINUIDADES				
	FORMA	DIMENSÃO	TERMINAÇÃO EM INTERSECÇÃO	COPLANARIDADE	ORIENTAÇÃO
Ortogonal	Retângulo	Limitada	não	-	Paralela
		Não limitada	sim	sim	Paralela
		Não limitada	não	sim	Paralela
Baecher	Círculo	Limitada	não	não	Estatística
	Elipse				
Veneziano	Polígono	Limitada	em planos de descontinuidades apenas	sim	Estatística
Dershowitz	Polígono	Limitada	sim	sim	Estatística
Mosaico	Polígono	Limitada	sim	sim	Regular Estatística

é definida por processos determinísticos ou estatísticos, normalmente considerando o processo de Poisson. As orientações são consideradas constantes ou definidas por uma distribuição estatística qualquer. Esse modelo fornece comprimentos de traços de descontinuidades com distribuição lognormal. A aplicabilidade depende da existência de descontinuidades com formas circulares ou elípticas. Está ilustrado na Figura 2.78.

O modelo de Veneziano é baseado nos processos de linhas e de planos de Poisson. As formas das descontinuidades são poligonais, e suas dimensões são definidas pela intensidade das linhas do processo de Poisson e pela proporção de polígonos indicados como descontinuidades. Os comprimentos de traços das descontinuidades apresentam distribuição exponencial. É aplicável quando os polígonos apresentam formas distintas de retângulos ou de quadrados, quando as orientações apresentam-se variáveis e não ortogonais e quando as descontinuidades são coplanares. Está ilustrado na Figura 2.79.

O modelo de Dershowitz é baseado em um processo de planos de Poisson, tal como o de Veneziano, mas apresenta a vantagem das intersecções das descontinuidades coincidirem com suas bordas. É

a representação mais correta para sistemas de descontinuidades que mostram diferentes formas de blocos, diferentes formas de descontinuidades poligonais não infinitas e dispersão nas orientações. Está ilustrado na Figura 2.80.

Os modelos de mosaicos e de mosaicos de blocos são os mais flexíveis dos modelos de sistemas de descontinuidades. Permitem a modelagem de descontinuidades não coplanares. Para serem aplicáveis, as formas das descontinuidades devem ser poligonais, e as formas dos blocos de rocha devem ser poliédricas. Estão ilustrados na Figura 2.81. Os modelos ortogonal, de Veneziano e de Dershowitz podem ser considerados como casos especiais dos modelos de mosaicos.

Os modelos estatísticos e geoestatísticos considerados nas diversas análises de fluxo estão indicados nas Figuras 2.82 a 2.90.

A4.1. A Influência da Geometria das Descontinuidades

Os resultados dos estudos de LONG et alii (1982) sobre duas famílias de descontinuidades infinitas, paralelas, uniformemente espaçadas, de igual abertura e com diferença de 30° na orientação estão indicados na Figura 2.91. Observam-se valores numéricos muito próximos da elipse teórica avaliada a partir da teoria de SNOW (1969).

As análises de LONG et alii (1982) sobre duas famílias de descontinuidades finitas, com parâmetros estatísticos de densidade, orientação, comprimento e abertura pré-fixados estão mostradas na Figura 2.92. Verifica-se que os valores $1/[K_g(\alpha)]^{1/2}$ versus (α) não se aproximam de uma elipse e não são simétricos. A amostra não apresenta um tensor de condutividade hidráulica e não pode ser representada por um meio homogêneo e anisotrópico equivalente.

Os resultados dos estudos de LONG et alii (1982) a respeito do efeito da variação da densidade de duas famílias de descontinuidades, com orientações, comprimentos e aberturas uniformes, são mostrados na Figura 2.93, através dos diagramas polares de condutividade hidráulica das Figuras 2.93d, 2.93e e 2.93f e dos gráficos de isopotencial das Figuras 2.93g, 2.93h e 2.93i, referentes a densidades crescentes, tal como ilustrado nas

Figuras 2.93a, 2.93b e 2.93c. À medida que a densidade das descontinuidades aumenta, os diagramas polares de condutividade hidráulica têm suas formas melhoradas, aproximando-se mais de elipses. As linhas isopotenciais são mais igualmente espaçadas, e os dados aproximam-se mais das linhas ajustadas.

Os estudos de LONG et alii (1982) a respeito do efeito de variações lognormais na abertura estão apresentados nas Figuras 2.94a, 2.94d e 2.94g, e o efeito de variações normais na orientação é mostrado nas Figuras 2.94c, 2.94f e 2.94i, em comparação com as Figuras 2.94b, 2.94e e 2.94h, onde a abertura e a orientação são uniformes. A variação na abertura conduz a resultados mais irregulares, e a variação na orientação cria um comportamento mais próximo a um meio poroso.

LONG & WITHERSPOON (1985) efetuaram o ajuste do tensor de condutividade hidráulica quantitativamente, por técnicas de regressão, tal como ilustrado na Figura 2.95. Segundo essas técnicas, as componentes K_{ij} do tensor de condutividade hidráulica são fornecidas, reduzindo o erro R referente a um total de N medidas, segundo a expressão:

$$R = \sum_{i=1}^N [K_g(\alpha) - K_{ij} n_i n_j]^2.$$

$$\partial R / \partial K_{11} = 0.$$

$$\partial R / \partial K_{12} = 0.$$

$$\partial R / \partial K_{22} = 0.$$

O erro quadrático mínimo normalizado (NMSE) é calculado pela expressão:

$$NMSE = R_{\min} (K_1 K_2)^{-1} = \sum_{i=1}^N [K_g(\alpha) - K_{ij} n_i n_j]^2 (K_1 K_2)^{-1}, \text{ onde}$$

K_g - condutividade hidráulica na direção do gradiente;

K_{ij} - componente do tensor de condutividade hidráulica;

K_1, K_2 - condutividades hidráulicas principais;

n_i, n_j - vetor unitário na direção do gradiente;

NMSE - erro quadrático mínimo normalizado;

R - erro;

N - número de medidas.

À medida que o comportamento do sistema de descontinuidades aproxima-se de um meio homogêneo e anisotrópico, o NMSE aproxima-se de zero. Quanto maior é o NMSE, mais o sistema de descontinuidades afasta-se de um meio contínuo.

Os resultados dos estudos de LONG & WITHERSPOON (1985) sobre a influência das variações nos comprimentos e nas

densidades de duas famílias ortogonais de descontinuidades com aberturas iguais são mostrados na Figura 2.96. Quanto maior é a descontinuidade e menor a densidade, maior é o grau de interconexão, maior é a condutividade hidráulica, e menor é o erro quadrático mínimo normalizado (NMSE). Quando se obtêm valores de NMSE menores que 0,05 ou que 0,3, dependendo do erro aceitável, o maciço rochoso pode ser representado por um meio poroso. Para valores de NMSE maiores que 0,05 ou 0,3, o valor de K_g é zero para algumas direções, e os gráficos são figuras abertas. Sistemas de descontinuidades apresentando maior comprimento e menor densidade comportam-se mais como meio homogêneo e anisotrópico do que sistemas de descontinuidades apresentando menor comprimento e maior densidade.

A partir de um determinado comprimento, a taxa de aumento da condutividade hidráulica é decrescente, tal como mostrado na Figura 2.97. Quando os comprimentos das descontinuidades são pequenos, são necessárias as medidas dos seus comprimentos e das suas densidades, para avaliar o comportamento hidráulico e as condutividades hidráulicas. Em caso contrário, pode ser aplicada a teoria de SNOW (1969).

Os resultados das análises de fluxo efetuadas por ANDERSSON et alii (1984), após cinquenta realizações, em modelos bidimensionais de descontinuidades, estão na Tabela A4.2. É evidente o efeito de investigações adicionais na redução da variação das condutividades hidráulicas e na convergência das condutividades hidráulicas médias para o valor real. Para o caso de cinco sondagens, a variação na condutividade hidráulica é bastante pequena, não havendo razões para investigações adicionais.

Os resultados dos estudos de fluxo efetuados por ANDERSSON et alii (1984), após cinquenta realizações, em modelos bidimensionais, considerando descontinuidades com orientações preferenciais pertencentes a duas famílias, denominados modelos I, e considerando descontinuidades sem orientações preferenciais, denominados modelos II, estão na Tabela A4.3. Para os modelos I, as variações nas condutividades hidráulicas são menores do que aquelas referentes aos modelos II.

Os resultados das análises de fluxo efetuadas por ANDERSSON & THUNVIK (1986), referentes a descontinuidades infinitas, estão

Tabela A4.2. Probabilidade de observação (p), média (K/K_{real}) e desvio-padrão (σ/K_{real}) da condutividade hidráulica normalizada e probabilidade da ausência de fluxo (p_{no}) em três diferentes etapas de investigação (ANDERSSON et alii, 1984).

MODELO	p	K/K_{real}	σ/K_{real}	P_{no}
Amostra A	0,35	$1,83 \pm 0,19$	$0,66 \pm 0,11$	0,0
Amostras A e B	0,57	$1,25 \pm 0,12$	$0,40 \pm 0,07$	0,0
Amostras A, B e C	0,79	$1,01 \pm 0,02$	$0,08 \pm 0,01$	0,0

$K_{\text{real}} = 0,12 \text{ m/s}$

Tabela A4.3. Probabilidade de observação (p), média (K/K_{real}) e desvio-padrão (σ/K_{real}) da condutividade hidráulica normalizada e probabilidade da ausência de fluxo (p_{no}) em três diferentes etapas de investigação - modelos I com descontinuidades de orientações preferenciais e modelos II com descontinuidades sem orientações preferenciais (ANDERSSON et alii, 1984).

MODELO	p	K/K_{real}	σ/K_{real}	P_{no}
I, Amostra A	0,36	$0,97 \pm 0,05$	$0,17 \pm 0,02$	$0,46 \pm 0,14$
II, Amostra A	0,35	$1,26 \pm 0,17$	$0,59 \pm 0,09$	$0,48 \pm 0,14$
I, Amostras A e B	0,61	$1,01 \pm 0,02$	$0,06 \pm 0,01$	$0,62 \pm 0,14$
II, Amostras A e B	0,57	$0,98 \pm 0,04$	$0,15 \pm 0,02$	$0,66 \pm 0,14$
I, Amostras A, B e C	0,86	$1,01 \pm 0,01$	$0,03 \pm 0,00$	0,0
II, Amostras A, B e C	0,79	$1,02 \pm 0,01$	$0,04 \pm 0,00$	0,0

$K_{\text{real}} = 0,0713 \text{ m/s}$

mostrados nas Figuras 2.98, 2.99, 2.100 e 2.101. As Figuras 2.98 e 2.99 apresentam os resultados das análises de fluxo em modelos de descontinuidades infinitas com baixa densidade, investigados por uma e por cinco sondagens, respectivamente com aberturas constantes apenas entre as intersecções e com aberturas constantes ao longo das descontinuidades. As Figuras 2.100 e 2.101 apresentam os resultados das análises de fluxo em modelos de descontinuidades infinitas com elevada densidade, investigados por uma e por cinco sondagens, respectivamente com aberturas

constantes apenas entre as intersecções e com aberturas constantes ao longo das descontinuidades.

Observa-se que o acréscimo nas investigações torna o modelo condicional mais similar ao modelo que representa o maciço rochoso real. Aberturas constantes ao longo das descontinuidades conduzem a uma maior variabilidade no fluxo. Quando o modelo apresenta uma densidade de descontinuidades relativamente elevada, há uma grande redução nas incertezas envolvidas na quantificação do fluxo.

Análises efetuadas por ANDERSSON & THUNVIK (1986) em modelos de descontinuidades finitas com baixa densidade mostram que quanto menor é o comprimento médio, menor é a tendência de formar redes condutivas, apesar da densidade ser igual.

Análises efetuadas por ANDERSSON & THUNVIK (1986) em modelos de descontinuidades finitas com elevada densidade mostram que o desvio-padrão das estimativas de fluxo decrescem à medida que o número de investigações crescem, sendo esse decréscimo mais pronunciado para modelos com descontinuidades de maior comprimento. Observa-se um ligeiro aumento no número de redes condutivas com o aumento das investigações. Em modelos com descontinuidades de pequeno comprimento, cinco sondagens mostram-se insuficientes para revelar se o modelo é condutivo.

As simulações de fluxo efetuadas por ANDERSSON & DVERSTORP (1987) em redes tridimensionais de descontinuidades discretas, contidas em uma caixa de 10m x 20m x 10m, com dados estatísticos especificados para seis casos distintos, indicados na Tabela A4.4, investigaram a influência do raio médio e da densidade das descontinuidades através de cinquenta realizações para cada caso, cujos resultados estão indicados na Tabela A4.5.

As vazões médias apresentam-se maiores para as redes com descontinuidades mais extensas e com maior densidade. As relações entre o desvio-padrão e a vazão média (σ/Q) mostram-se independentes das dimensões das descontinuidades, quando a densidade é constante. A relação entre o desvio-padrão e a vazão média (σ/Q) é maior, quando a densidade é menor. A fração de redes não condutivas é maior no caso de baixa densidade de descontinuidades pouco extensas. Os resultados são similares àqueles das redes bidimensionais estudadas por LONG & WITHERSPOON (1985) e por ANDERSSON & THUNVIK (1986).

Tabela A4.4. Definição dos casos simulados por ANDERSSON & DVERSTORP (1987).

CASO	FAMÍLIA 1		FAMÍLIA 2		FAMÍLIA 3	
	RAIO MÉDIO μ (m)	DENSIDADE λ (m ⁻³)	RAIO MÉDIO μ (m)	DENSIDADE λ (m ⁻³)	RAIO MÉDIO μ (m)	DENSIDADE λ (m ⁻³)
1	4,0	3,0E-3	4,0	3,0E-3	4,0	1,5E-3
2	2,0	7,5E-3	2,0	7,5E-3	2,0	3,5E-3
3	1,0	1,7E-2	1,0	1,7E-2	1,0	8,3E-3
4	4,0	1,5E-3	4,0	1,5E-3	4,0	7,5E-4
5	2,0	3,8E-3	2,0	3,8E-3	2,0	1,8E-3
6	1,0	8,2E-3	1,0	8,2E-3	1,0	4,1E-3

Tabela A4.5. Vazão média (Q), relação entre desvio-padrão e vazão média (σ/Q) e fração de redes não condutivas (p_{no}) - dados estatísticos especificados, sem condicionamento (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

CASO	RAIO MÉDIO μ (m)	Q (m ³ /s)	σ/Q	p_{no}
1	4,0	1,0E-2	0,64	0,0
2	2,0	4,2E-3	0,60	0,0
3	1,0	5,8E-4	0,69	0,57
4	4,0	5,0E-3	0,9	0,05
5	2,0	2,0E-3	1,1	0,14
6	1,0	1,0E-3	--	0,98

ANDERSSON & DVERSTORP (1987) efetuaram simulações para investigar se o condicionamento dos modelos com traços de descontinuidades observados reduz as variações das vazões, através de cinquenta realizações para cada caso, cujos resultados estão indicados na Tabela A4.6. Os traços de descontinuidades

Tabela A4.6. Vazão em uma rede real (Q_{real}), vazão média (Q), relação entre desvio-padrão e vazão média (σ/Q) e fração de redes não condutivas (p_{no}) - dados estatísticos especificados, com condicionamento (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

CASO	RAIO MÉDIO μ (m)	Q_{real} (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	σ/Q	p_{no}
1	4,0	2,0E-2	1,3E-2	0,46	0,0
1	4,0	3,6E-3	1,0E-2	0,42	0,0
2	2,0	2,4E-3	6,6E-3	0,93	0,0
2	2,0	4,4E-3	4,7E-3	0,58	0,0
3	1,0	2,8E-4	1,9E-3	0,69	0,25
4	4,0	6,1E-3	5,5E-3	0,78	0,04
5	2,0	5,0E-4	9,0E-4	0,94	0,40
6	1,0	0,0	8,5E-4	0,74	0,56

observados em uma das faces de cada uma de seis redes de referência estabelecidas foram utilizados para o condicionamento, mantendo-se todos os demais dados estatísticos especificados para os casos sem condicionamento.

A relação entre o desvio-padrão e a vazão média (σ/Q) é substancialmente menor, quando o condicionamento é utilizado, apenas para os casos de descontinuidades de maior dimensão, quando a porcentagem de descontinuidades observadas é maior. Tal resultado indica a importância de efetuar uma boa caracterização das zonas do maciço rochoso contendo as descontinuidades de maior dimensão. Como as variações permanecem, apesar do condicionamento através de informações geométricas das redes de descontinuidades, é necessário o condicionamento com resultados de ensaios hidráulicos.

ANDERSSON & DVERSTORP (1987) investigaram a qualidade dos parâmetros estatísticos, referentes à orientação, à densidade e ao raio, estimados a partir de traços de descontinuidades observados. Quando a densidade é elevada e quando a região de

observação é de grandes dimensões, as estimativas dos parâmetros aproximam-se dos valores reais.

ANDERSSON & DVERSTORP (1987) efetuaram simulações de fluxo sem condicionamento e com condicionamento, usando dados estatísticos estimados, para avaliar como a qualidade das estimativas influenciam a capacidade de modelar o fluxo, cujos resultados estão apresentados nas Tabelas A4.7, A4.8 e A4.9.

As simulações sem condicionamento, considerando as descontinuidades pertencentes a uma única família e a três famílias, mostram resultados similares, indicando que uma descrição verdadeira da orientação das descontinuidades é de menor importância para os casos estudados. Para o caso em que a estimativa de raio médio das descontinuidades afasta-se do valor real, não é verificada boa concordância entre os resultados de simulações sem condicionamento, considerando os dados estimados e especificados. O raio médio das descontinuidades é um parâmetro-chave na determinação das propriedades hidráulicas de redes de descontinuidades, sendo necessárias estimativas de boa qualidade. As simulações com condicionamento, considerando os traços observados, mostram que o desvio-padrão não é reduzido, mesmo nos casos de descontinuidades de grandes dimensões.

Os estudos efetuados por DERSHOWITZ & EINSTEIN (1987) mostraram condutividades hidráulicas maiores para o modelo de Dershowitz em relação ao modelo de Baecher, provavelmente devido à maior conectividade entre as descontinuidades no modelo de Dershowitz. As análises tridimensionais apresentaram condutividades mais elevadas que aquelas bidimensionais, provavelmente devido à maior conectividade em três dimensões. Em modelos bidimensionais, as descontinuidades interceptam-se em um único ponto, enquanto, em modelos tridimensionais, essa intersecção é ao longo de uma linha, e, portanto, há um maior potencial para um maior número de intersecções por descontinuidade. As aproximações de meio poroso equivalente e de meio estatisticamente contínuo geralmente não se mostraram apropriadas para os problemas de fluxo.

A4.2. O Efeito de Escala

Os estudos de LONG et alii (1982) contemplaram o efeito de escala, considerando dois sistemas de descontinuidades

Tabela A4.7. Vazão média (Q), relação entre desvio-padrão e vazão média (σ/Q) e fração de redes não condutivas (p_{no}) - dados estatísticos estimados assumindo uma única família de descontinuidade, sem condicionamento (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

CASO	RAIO MÉDIO μ (m)	DENSIDADE λ (m ⁻³)	Q (m ³ /s)	σ/Q	p_{no}
1	3,93	6,94E-3	8,4E-3	0,66	0,0
2	1,46	2,26E-2	1,2E-3	0,51	0,28
3	1,22	2,50E-2	1,0E-3	0,81	0,59

Tabela A4.8. Vazão média (Q), relação entre desvio-padrão e vazão média (σ/Q) e fração de redes não condutivas (p_{no}) - dados estatísticos estimados assumindo três famílias de descontinuidades, sem condicionamento (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

CASO	RAIO MÉDIO μ (m)	DENSIDADE λ (m ⁻³)			Q (m ³ /s)	σ/Q	p_{no}
		FAMÍLIA 1	FAMÍLIA 2	FAMÍLIA 3			
1	3,93	2,8E-3	3,3E-3	1,3E-3	1,1E-2	0,61	0,00
2	1,46	8,8E-3	9,8E-3	4,0E-3	1,5E-3	0,54	0,23
3	1,22	1,2E-2	1,1E-2	0,0	9,8E-4	1,01	0,41

Tabela A4.9. Vazão em uma rede real (Q_{real}), vazão média (Q), relação entre desvio-padrão e vazão média (σ/Q) e fração de redes não condutivas (p_{no}) - dados estatísticos estimados assumindo uma única família de descontinuidades, com condicionamento (ANDERSSON & DVERSTORP, 1987).

CASO	RAIO MÉDIO μ	DENSIDADE λ (m ⁻³)	Q_{real} (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	σ/Q	p_{no}
1	3,93	6,94 E-3	2,0E-2	1,2E-2	0,56	0,0
2	1,46	2,26 E-2	2,4E-3	3,4E-3	0,63	0,05
3	1,22	2,50 E-2	2,8E-4	2,1E-3	1,10	0,18

ortogonais com iguais características, conforme ilustrado na Figura 2.102, através de diagramas polares de condutividades hidráulicas, cujas variações em relação ao círculo são devidas à densidade insuficiente de descontinuidades ou tamanho insuficiente das amostras. Para dimensões menores ou iguais a 10cm x 10cm, os resultados são erráticos devido às poucas descontinuidades incluídas, havendo algumas direções que apresentam condutividades hidráulicas nulas. Para dimensões maiores, o número de descontinuidades incluídas garante o fluxo em qualquer direção considerada.

Os resultados da investigação do efeito de escala efetuada por LONG & WITHERSPOON (1985), para sistemas de descontinuidades com comprimento $l = 20$ cm, encontram-se na Figura 2.103, na forma de diagramas polares de condutividades hidráulicas, para regiões de fluxo de diferentes dimensões. O erro quadrático mínimo normalizado (NMSE) e a condutividade hidráulica média $[(K_1 + K_2)/2]$ versus escala estão indicados na Figura 2.104, incluindo sistemas de descontinuidades com outros comprimentos.

Para sistemas de descontinuidades com $l = 20$ cm, qualquer amostra com dimensão maior do que 45 cm x 45 cm parece ser aceitável, e amostras com dimensões maiores que 100 cm x 100 cm fornecem estimativas de condutividades hidráulicas mais estáveis, tal como mostrado pelo erro quadrático mínimo normalizado (NMSE).

Para comprimentos $l = 10$ cm e $l = 2$ cm, aumentando as dimensões das amostras, não há decréscimos nos erros quadráticos mínimos normalizados (NMSE), indicando que alguns sistemas de descontinuidades não se comportam como meio poroso, mesmo em grandes dimensões.

A4.3. Análises de Fluxo em Modelos Considerando Dados Experimentais

Os estudos de ROULEAU & GALE (1987) em modelos bidimensionais mostram boa correlação entre vazões simuladas e medidas "in situ", quando as aberturas médias das descontinuidades são iguais a $6 \mu\text{m}$ em modelos de descontinuidades finitas e iguais a $2 \mu\text{m}$ em modelos de descontinuidades infinitas. A abertura média igual $6 \mu\text{m}$ mostra-se

similar às aberturas efetivas estimadas a partir de ensaios hidráulicos de campo, isolando uma única descontinuidade. Os resultados sugerem que os modelos de descontinuidades discretas, fundamentados em dados de campo, podem fornecer estimativas de fluxo realistas para um sistema de descontinuidades.

As análises de fluxo efetuadas por ROULEAU & GALE (1987) mostram a forte influência da interconectividade das famílias de descontinuidades sobre a relação porosidade efetiva / porosidade total. Os resultados indicam que quanto maior é a interconectividade, maior é a relação porosidade efetiva / porosidade total. Esses resultados mostram que a proporção de segmentos de descontinuidades que não contribuem para o fluxo, particularmente aquela das famílias de descontinuidades menores, deve ser conhecida para fins de estimativas da condutividade hidráulica através de dados geométricos. A relação porosidade efetiva / porosidade total apresenta-se variável com a orientação do plano de simulação, indicando limitações das representações bidimensionais para sistemas tridimensionais de descontinuidades.

Em uma região de 100 m x 100 m, gerada com simulações geoestatísticas, LONG E BILLAUX (1987) isolaram uma região de 70 m x 70 m, ilustrada na Figura 2.88 e denominada região de fluxo, para análises de condutividades hidráulicas direcionais, com aplicação de cargas constantes nas bordas. Os resultados das condutividades hidráulicas direcionais estão indicados na Figura 2.105. Os sistemas de descontinuidades apresentam-se mal conectados e apenas 0,1% das descontinuidades controlam as condutividades hidráulicas.

A região de 70 m x 70 m, denominada de fluxo, foi dividida em outras seis regiões, denominadas de estudo, com 60 m, 50 m, 40 m, 30 m, 20 m e 10 m de lado, tal como mostrado na Figura 2.88. As condutividades hidráulicas direcionais foram calculadas para cada região de estudo, utilizando os gradientes globais aplicados à região de fluxo e os gradientes locais aplicados nos limites de entrada e de saída das regiões de estudo consideradas. Foram calculadas também as condutividades hidráulicas direcionais para uma região de 10 m x 10m, impondo-se o gradiente global diretamente. Os resultados em termos de condutividades hidráulicas principais (K_1 e K_2) e em termos de erros quadráticos mínimos normalizados (NMSE) estão apresentados na Tabela A4.10.

Tabela A4.10. Resultados de condutividades hidráulicas para várias regiões de fluxo (LONG & BILLAUX, 1987).

DIMENSÃO DA AMOSTRA (m)	TIPO DE REGIÃO	GRADIENTE GLOBAL			GRADIENTE LOCAL		
		K_1 (m/s)E-9	K_2 (m/s)E-9	NMSE	K_1 (m/s)E-9	K_2 (m/s)E-9	NMSE
70	fluxo	1,85	1,41	0,68	--	--	--
60	estudo	1,19	0,59	0,94	1,18	0,62	0,92
50	estudo	0,83	0,56	0,82	1,01	0,77	0,81
40	estudo	0,93	0,42	1,26	1,82	1,00	1,27
30	estudo	0,95	0,30	1,56	4,03	0,60	7,59
20	estudo	1,14	0,47	0,91	28,70	0,04	888,30
10	estudo	1,74	0,67	1,12	10,59	1,85	3,45
10	fluxo	53,29	32,53	1,40	--	--	--

As diferenças entre as condutividades hidráulicas avaliadas com os gradientes globais e locais aumentam à medida que as regiões de estudo localizam-se mais no centro da região de fluxo. Para o caso bidimensional, há evidências que não se pode prever o comportamento "in situ" assimilando o maciço rochoso a um meio contínuo equivalente. Quando a rede de descontinuidades pode ser substituída por um meio contínuo equivalente, os resultados referentes aos gradientes globais e locais devem ser os mesmos.

A condutividade hidráulica da amostra de 10 m é maior na situação de região de fluxo, que na situação de região de estudo. O valor referente à região de estudo fornece uma melhor estimativa do comportamento "in situ" sob fluxo regional, pois se localiza no interior da região de fluxo, com condições de contorno dependentes do que é transmitido através do sistema de descontinuidades. O valor referente à região de fluxo fornece uma estimativa do comportamento "in situ" em pequena escala, tal como aquela de ensaios hidráulicos de campo, pois nesse caso, a aplicação das condições de contorno é diretamente nos limites da região.

Os ensaios hidráulicos de campo efetuados em trechos de 10 m mostram condutividades hidráulicas entre $1,0E-7$ e $1,0E-8m/s$, com valores mínimos de mesma ordem de grandeza que as condutividades hidráulicas dos estudos numéricos referentes à região de fluxo de 10 m. Os resultados numéricos parecem ser razoáveis, pois se espera que resultados de análises bidimensionais sejam menores que aqueles de situações tridimensionais.

Para verificar a escala acima da qual um modelo de meio poroso equivalente pode ser usado para estudar o fluxo em basaltos colunares do Grupo Columbia River Basalt, com colunas hexagonais e irregulares, KHALEEL (1989) utilizou critérios similares àqueles discutidos por LONG & WITHERSPOON (1985) e por LONG et alii (1982), a saber:

- a. O erro quadrático mínimo normalizado (NMSE) aproxima-se de zero, à medida que o comportamento do sistema de descontinuidades aproxima-se de um meio poroso equivalente. Foi adotado o valor máximo igual a 0,01.
- b. O melhor ajuste da elipse de condutividade hidráulica deve alterar-se muito pouco, com uma pequena adição ou subtração ao volume ensaiado, à medida que o sistema de descontinuidades aproxima-se de um meio poroso equivalente. Para uma amostra representativa de uma rede de descontinuidades colunares, a elipse de condutividade hidráulica deve aproximar-se de um círculo, e a relação K_2/K_1 deve ser igual à unidade. Foi adotado o valor mínimo igual a 0,99.

Para cada caso estudado, os resultados foram expressos sob a forma de diagramas polares de condutividades hidráulicas determinadas em várias direções, ou seja, $[1/K_g(\alpha)]^{1/2}$ versus (α) , considerando diversas escalas e sob a forma de gráficos de K_2/K_1 , K_1 , K_2 e erro quadrático mínimo normalizado (NMSE) versus escala. As Figuras 2.106, 2.107, 2.108, 2.109, 2.110, 2.111, 2.112 e 2.113 referem-se aos diferentes casos estudados, a saber:

- a. Rede de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com aberturas uniformes.
- b. Rede de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas.

c. Rede de descontinuidades colunares, irregulares, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas.

d. Rede de descontinuidades colunares, hexagonais, preenchidas por argila, com distribuição lognormal para as aberturas.

No modelo com rede de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com aberturas uniformes, verifica-se aproximação a um meio poroso equivalente para escalas de aproximadamente seis vezes o diâmetro das colunas.

No modelo com rede de descontinuidades colunares, hexagonais, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas, observa-se aproximação a um meio poroso equivalente para escalas de aproximadamente vinte e sete vezes o diâmetro das colunas.

No modelo com rede de descontinuidades colunares, irregulares, abertas, com distribuição lognormal para as aberturas, nota-se aproximação a um meio poroso equivalente para escalas de aproximadamente vinte e oito vezes o diâmetro das colunas.

No modelo com rede de descontinuidades colunares, hexagonais, preenchidas por argila, com distribuição lognormal para as aberturas, verifica-se aproximação a um meio poroso equivalente para escalas de aproximadamente vinte e duas vezes o diâmetro das colunas.

A condutividade hidráulica das redes com descontinuidades preenchidas apresenta-se da ordem de $1,0E-11$ cm/s, similar ao valor médio avaliado através de ensaios hidráulicos de campo, indicando que uma rede de descontinuidades interconectadas e preenchidas pode ser um modelo para representar o fluxo em basaltos colunares, em pequenas escalas.

As simulações efetuadas por DVERSTORP & ANDERSSON (1989) em uma caixa com dimensões de 20m x 10m x 20m, localizada no teto de uma galeria, estão definidas na Tabela A4.11 e forneceram os dados estatísticos das vazões médias e dos comprimentos dos traços das descontinuidades com infiltrações, tal como indicado nas Tabelas A4.12 e A4.13, após cento e cinquenta realizações para cada combinação de dados definida na Tabela A4.11. Foram considerados diferentes casos, pois dificilmente as estimativas estatísticas dos dados de entrada são únicas.

Tabela A4.11. Definição dos casos simulados por DVERSTORP & ÅNDERSSON (1989).

CASO	ORIENTAÇÃO	RAIO MÉDIO μ_r (m)	DENSIDADE λ (m ⁻³)	TRANSMISSIVIDADE MÉDIA μ_{lnT} (m ² /s)	DESVIO PADRÃO σ_{lnT}
1	1 família (1a)	1,4	35,1E-3 (2)	-22,5	1 e 2
2	1 família (1a)	1,4	54,5E-3 (1)	-22,5	1 e 2
3	1 família (1a)	2,3	20,0E-3 (2)	-22,5	1 e 2
4	4 famílias (1b)	1,4	9,4E-3 (1)	-22,5	1 e 2
	(2b)	1,4	14,3E-3 (1)	-22,5	1 e 2
	(3b)	1,4	48,7E-3 (1)	-22,5	1 e 2
	(4b)	1,4	10,9E-3 (1)	-22,5	1 e 2
5	4 famílias (1b)	2,3	3,9E-3 (2)	-22,5	1 e 2
	(2b)	2,3	4,5E-3 (2)	-22,5	1 e 2
	(3b)	2,3	18,4E-3 (2)	-22,5	1 e 2
	(4b)	2,3	1,8E-3 (2)	-22,5	1 e 2

(1) Total de descontinuidades observadas

(2) Apenas descontinuidades com infiltrações de água

Para todos os casos considerados, as vazões médias (m_{lnQtot}) de infiltração são menores que os valores observados. O caso 1 apresenta vazão média (m_{lnQtot}) e comprimento de traço de descontinuidades com infiltrações ($l_{(2)}$) significativamente menores em relação aos demais casos. O valor do desvio-padrão da transmissividade (σ_{lnT}) influencia principalmente o desvio-padrão da vazão média (S_{lnQtot}), enquanto a vazão média (m_{lnQtot}) não é afetada substancialmente.

As diferenças entre as vazões médias observadas e simuladas foram usadas para calibrar a transmissividade média das descontinuidades, sendo adicionadas ao valor de transmissividade média referente a cada caso.

As Figuras 2.114a e 2.114b mostram as curvas das frequências acumuladas para os casos 1 e 2, referentes às vazões observadas e simuladas em subáreas de 9 m², após a calibração da transmissividade média (μ_{lnT}). As curvas dos casos 3, 4 e 5 não estão apresentadas, mas são coincidentes com aquelas do caso

Tabela A4.12. Média ($m_{\ln Q_{total}}$) e desvio-padrão ($S_{\ln Q_{total}}$) do logaritmo natural da vazão total, comprimento total ($\sum l_{(2)}$) e desvio-padrão ($S_{l_{(2)}}$) dos traços de descontinuidades com infiltrações - $\sigma_{\ln T} = 1$ (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

CASO	$m_{\ln Q_{total}}$ (m^3/s)	$S_{\ln Q_{total}}$	$\sum l_{(2)}$ (m)	$S_{l_{(2)}}$
1	-19,9 ± 0,21	1,28	68 ± 4,8	30
2	-19,3 ± 0,16	0,98	143 ± 6,6	41
3	-18,4 ± 0,14	0,85	144 ± 6,9	43
4	-18,4 ± 0,11	0,66	172 ± 7,2	45
5	-18,7 ± 0,11	0,67	139 ± 5,8	36
Observado	-16,3		149,0	

Tabela A4.13. Média ($m_{\ln Q_{total}}$) e desvio-padrão ($S_{\ln Q_{total}}$) do logaritmo natural da vazão total, comprimento total ($\sum l_{(2)}$) e desvio padrão ($S_{l_{(2)}}$) dos traços de descontinuidades com infiltrações - $\sigma_{\ln T} = 2$ (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

CASO	$m_{\ln Q_{total}}$ (m^3/s)	$S_{\ln Q_{total}}$	$\sum l_{(2)}$ (m)	$S_{l_{(2)}}$
1	-20,3	1,92	68	30
2	-19,5	1,40	143	41
3	-18,5	1,27	144	43
4	-18,2	1,09	172	45
5	-18,7	1,08	139	36
Observado	-16,3		149,0	

2. A Figura 2.114a mostra que o caso 1 é um modelo muito pobre da realidade. A Figura 2.114b mostra que os resultados dos casos 2, 3, 4 e 5 apresentam bom ajuste à curva experimental.

Nos casos 2, 3, 4 e 5, os comprimentos dos traços de descontinuidades com infiltrações ($l_{(2)}$) simulados concordam com aqueles observados. No caso 1, o comprimento simulado mostra-se muito menor que aquele observado. Ante esses resultados, parece ser viável calibrar a geometria do modelo com base no comprimento observado de traços de descontinuidades com infiltrações.

Os estudos concluem que o modelo de redes de descontinuidades pode ser calibrado com base em propriedades geométricas e hidráulicas observadas na galeria. Entretanto, não é possível fixar uma única combinação de parâmetros, pois os casos 2, 3, 4 e 5 fornecem resultados que se ajustam à distribuição de infiltração medida.

Como a calibração do modelo não garante uma representação correta das propriedades do maciço rochoso, foi verificada a validade do modelo através da comparação entre as infiltrações simuladas e medidas em trechos de 2 m isolados por obturadores, em três sondagens localizadas no teto da galeria, B_1 , B_2 e B_3 .

Os resultados medidos estão na Tabela A4.14 e os resultados simulados, nas Tabelas A4.15 e A4.16, expressos em termos de média (m_Q), desvio-padrão ($S_{\ln Q}$), coeficiente de variação (\mathcal{E}) da vazão e proporção de trechos secos (P_{seco}). As sondagens B_1 e B_2 apresentam resultados muito similares entre si e próximos dos valores simulados, enquanto a sondagem B_3 apresenta resultados muito distintos, com infiltrações mais elevadas e ausência de trechos secos. O valor do desvio-padrão da transmissividade ($\sigma_{\ln T}$) influencia o coeficiente de variação (\mathcal{E}), maior para as simulações com $\sigma_{\ln T} = 2$. A modelagem das orientações das descontinuidades em quatro famílias mostra-se de grande importância para obter-se uma distribuição correta das infiltrações nas sondagens (casos 4 e 5).

A Figura 2.115 mostra as curvas de freqüências acumuladas referentes às vazões observadas e simuladas em trechos de 2 m, nas sondagens B_1 e B_2 e nos casos 2 e 4. As diferenças entre as curvas simuladas dos casos 2 e 4 são devidas principalmente às diferenças nas orientações das descontinuidades.

Tabela A4.14. Média (m_Q) e coeficiente de variação (\mathcal{E}) da vazão e proporção de trechos secos (P_{seco}) em trechos de 2 m das sondagens B₁, B₂, B₃ (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

SONDAGEM no	m_Q (m ³ /s)	m_{1nQ} (m ³ /s)	\mathcal{E}	P_{seco}
B1	1,45E-8	-19,34	1,26	0,37
B2	5,14E-8	-19,16	2,74	0,37
B3	1,48E-7	-17,47	1,72	0,0

Tabela A4.15. Média (m_Q), desvio-padrão (S_{1nQ}) e coeficiente de variação (\mathcal{E}) da vazão e proporção de trechos secos (P_{seco}) previstos pelos modelos de fluxo em trechos de 2 m de uma sondagem - $\sigma_{1nT} = 1$ (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

CASO	m_Q (m ³ /s)	m_{1nQ} (m ³ /s)	S_{1nQ}	\mathcal{E}	P_{seco}
2	5,54E-8	-17,9	1,58	2,71	0,58
3	1,83E-8	-18,6	1,45	1,24	0,58
4	2,08E-8	-18,6	1,49	1,46	0,28
5	2,68E-8	-18,3	1,51	1,41	0,27

Tabela A4.16. Média (m_Q), desvio-padrão (S_{1nQ}) e coeficiente de variação (\mathcal{E}) da vazão e proporção de trechos secos (P_{seco}) previstos pelos modelos de fluxo em trechos de 2 m de uma sondagem - $\sigma_{1nT} = 2$ (DVERSTORP & ANDERSSON, 1989).

CASO	m_Q (m ³ /s)	m_{1nQ} (m ³ /s)	S_{1nQ}	\mathcal{E}	P_{seco}
2	1,78E-7	-17,8	2,02	4,05	0,60
3	3,57E-8	-18,5	1,80	1,79	0,61
4	4,16E-8	-18,5	1,80	3,44	0,32
5	5,08E-8	-18,3	1,86	2,54	0,32

O modelo calibrado prevê, com sucesso, as distribuições de infiltrações nas sondagens B_1 e B_2 , quando as orientações das descontinuidades são modeladas em quatro famílias. Entretanto, ainda é impossível separar os casos 4 e 5, de forma a definir uma única combinação de parâmetros para o modelo. As diferenças da sondagem B_3 em relação às sondagens B_1 e B_2 devem-se provavelmente à localização em uma porção muito mais fraturada do maciço rochoso. Nesse caso, é necessário identificar, no modelo, regiões homogêneas de diferentes propriedades.

Nos estudos de BILLAUX et alii (1989), a conectividade da seção S_1 apresenta-se maior que a da seção S_2 , devido à maior densidade de descontinuidades de maior extensão. A maior conectividade de S_1 é consistente com a presença de uma falha geológica nas proximidades e com observações da seção S_1 apresentar-se com infiltrações e da seção S_2 apresentar-se seca.

Não foi desenvolvido um modelo de fluxo porque as estatísticas sobre as condutividades hidráulicas das descontinuidades apresentam dificuldades para serem obtidas. A única forma de obter dados de condutividades hidráulicas é efetuar ensaios hidráulicos de campo em descontinuidades isoladas, o que nem sempre é possível, pois as descontinuidades não são isoladas nas condições reais.

CACAS et alii (1990) estimaram a condutividade hidráulica de um volume elementar representativo, denominado VER, em redes de descontinuidades discretas apresentando as mesmas características estatísticas que aquelas medidas na mina de Fanay - Augères, França.

Foram efetuadas simulações em escalas menores que os volumes elementares representativos (VER), em cubos de $10\text{ m} \times 10\text{ m} \times 10\text{ m}$ e de $5\text{ m} \times 5\text{ m} \times 5\text{ m}$, definindo-se condutividades hidráulicas que se apresentaram isotrópicas, bem como suas variabilidades. A partir dos resultados obtidos nessas escalas, foi avaliado o valor da condutividade hidráulica global, considerando que, para condições de fluxo paralelo, em um meio tridimensional, esse valor situa-se entre a média geométrica e a média aritmética e é fornecido pela expressão $K = K_g(1 + \sigma^2/6)$, onde K_g é a média geométrica e σ^2 é a variância do logaritmo natural da condutividade hidráulica.

O modelo foi validado através de medidas de cargas hidráulicas em piezômetros instalados a várias distâncias radiais e de medidas de vazão em uma galeria, determinando-se as condutividades hidráulicas em várias escalas. Verificou-se a diminuição da condutividade hidráulica com o acréscimo da escala, que o volume elementar representativo (VER) é atingido por volta de 100 m e que os valores de condutividades hidráulicas globais do modelo e daquelas determinadas "in situ" são coincidentes.

As descontinuidades foram representadas por discos circulares, com centros locados por um processo de Poisson, raios apresentando uma distribuição lognormal e orientação definida segundo a distribuição de Fisher-von-Misés.

O fluxo foi considerado ao longo de canais, apresentando condutividade hidráulica segundo uma distribuição lognormal, calibrada através de simulações de ensaios de perda d'água. A calibração foi efetuada através do ajuste da distribuição das vazões nos canais, de forma a obter a mesma distribuição das condutividades hidráulicas observadas nos ensaios.

AGRADECIMENTOS

A autora agradece à Cia. Energética de São Paulo - CESP pela autorização concedida para a utilização de dados sobre a caracterização hidrogeológica e hidrogeotécnica de basaltos fraturados de Porto Primavera, abordada no capítulo 3.

À THEMAG ENGENHARIA LTDA., a autora é grata pela utilização de alguns dos recursos de microinformática.

A autora é grata ao orientador Prof. Dr. Robert W. Cleary pelo acompanhamento dos trabalhos e pelo fornecimento do programa MODFLOW e respectiva fundamentação teórica, sem os quais, o capítulo 4 não seria viável.