

ESTIMATIVA DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA PELA CURVA DE DISTRIBUIÇÃO GRANULOMÉTRICA DO AQUIFERO PLIO-QUATERNÁRIO DA BACIA DO BAIXO TEJO, EM BELVERDE (PORTUGAL)

Manuela SIMÕES

Centro de Investigação em Ciências e Engenharia Geológica (CICEGe) da Universidade Nova de Lisboa - UNL.
Quinta da Torre, 2829-516. Caparica, Portugal. Endereço eletrônico: mmsr@fct.unl.pt

Introdução
Área de Estudo
Metodologia
Discussão dos Resultados
Conclusão
Referências Bibliográficas

RESUMO – Foi estimada a condutividade hidráulica (K) a partir de curvas de distribuição granulométrica de areias amostradas, entre os 12,77 m e os 130,15 m de profundidade, numa sondagem com amostragem contínua realizada em Belverde no sistema aquífero multicamada do Plio-Quaternário do Tejo. Aplicando a metodologia proposta por Breddin foram encontradas 3 classes de permeabilidade para o material detrítico (classes 3, 4 e 5) a que correspondem condutividades hidráulicas na ordem de 85, 43 e 8 m/d. Este estudo permitiu caracterizar um sistema aquífero complexo tendencialmente constituído, no local amostrado, por um aquífero livre e outro confinado, com cerca de 53 e 63 m de espessura respectivamente, separados por um aquíclodo com cerca de 6 m de espessura. As condutividades hidráulicas vertical e horizontal no aquífero livre foram estimadas em: $k_v = 53,0$ m/d, $k_h = 62,9$ m/d e para o confinado em: $k_v = 35,0$ m/d, $k_h = 42,7$ m/d.

Palavras-chave: Condutividade hidráulica; Curva granulométrica; Método de Breddin; Aquífero Plio-Quaternário; Bacia do Tejo.

ABSTRACT – *M. Simões - Grain-size distribution curve for estimating the hydraulic conductivity of the Plio-Quaternary aquifer in the Lower Tagus Basin (Portugal).* The hydraulic conductivity (K) of the Plio-Quaternary multi-layered aquifer system at Belverde in the Tagus left river bank was estimated by grain-size distribution data picked between 12,77 and 130,15 m depth from a continuous borehole core. Using Breddin's method, three permeability classes were determined for the detritic material (classes 3, 4 and 5) with K value ranging from 85 m/d to 8 m/d. This study allowed to characterize a complex aquifer system formed by an unconfined and a confined aquifer with a thickness of 53 and 63 meters respectively. Between them there is an aquiclide with about 6 meters of thickness. The vertical and horizontal hydraulic conductivities of the unconfined aquifer were estimated $k_v = 53,0$ m/d, $k_h = 62,9$ m/d. In the confined aquifer the values were $k_v = 35,0$ m/d, $k_h = 42,7$ m/d.

Keywords: Hydraulic conductivity; Grain-size distribution curve; Breddin's method; Plio – Quaternary aquifer; Tagus River Basin.

INTRODUÇÃO

O Centro de Estudos Geológicos da Universidade Nova de Lisboa empreendeu um projeto de investigação científica baseado na realização de uma sondagem profunda com amostragem contínua, em Belverde, na Bacia Sedimentar do Baixo Tejo, coordenadas: N 38° 35' 54.1" e W 9° 8' 24.7" do Datum europeu, para análise sedimentológica, litostratigráfica, biostratigráfica, paleomagnética e isotópica, com o objetivo de compreender a evolução paleogeográfica do Golfo do Tejo durante o Cenozóico. Atendendo ao fato de que a planificação pragmática e científica de gestão e preservação dos recursos hídricos subterrâneos, bem como os estudos de contaminação e transporte de massa, induzirem a necessidade de

quantificar as características e os parâmetros hidrogeológicos dos aquíferos, exigindo o conhecimento das suas propriedades físicas, especialmente da condutividade hidráulica, assumiu-se oportuno utilizar o *core* da sondagem para quantificar a condutividade hidráulica (K), usando a análise granulométrica das areias intercetadas, desde a superfície até aos 130,15 m de profundidade, que constituem importante aquífero na margem esquerda do rio Tejo.

A curva de distribuição granulométrica é de grande utilidade e um processo rápido para determinar a dimensão das partículas que compõem as rochas sedimentares consolidadas e não consolidadas (Brassington, 1998), a partir da qual, por diversos métodos, é possível

quantificar o valor de K ou da constante de proporcionalidade da Lei de Darcy (Darcy, 1856), muitas vezes designada por coeficiente de permeabilidade ou simplesmente permeabilidade.

Hazen (1892, 1911) foi pioneiro ao propor uma fórmula empírica baseada no diâmetro dos sedimentos para determinar a permeabilidade (ou condutividade hidráulica) em areias saturadas, ainda com utilização generalizada em estudos hidrogeológicos e geotécnicos. Na gestão dos recursos hídricos com recurso a plataformas de integração de dados hidrogeológicos em sistemas de informação geográfica (SIG), Oesterreich (2000) propôs uma metodologia onde o valor de K, obtido pela fórmula de Hazen, é tido como referência na classificação das formações geológicas na cartografia hidrogeológica de base. Recentemente, Weight & Sonderegger (2000) ensaiaram metodologia semelhante em depósitos arenosos de Oklahoma e Colorado. Kim et al. (2005) utilizaram curvas granulométricas para caracterizar as propriedades hidráulicas de aquíferos aluviais multicamada.

Porém, existem métodos alternativos para determinar em laboratório e no campo o valor de K e têm sido também desenvolvidas numerosas teorias e investigações em torno dos fatores que o influenciam, bem como publicadas análises críticas sobre os métodos disponíveis para o estimar (Kozeny, 1927, 1953; Carman, 1938, 1956; Hubbert, 1940; Child & Collis-Georges, 1950; Loudon, 1952; Leitzement et al., 1985; Koltermann & Gorelick, 1995; Terzaghi et al., 1996; Tiejie & Hennings, 1996; Carrier, 2003, 2005; Beckie & Harvey, 2002; Chapuis, 2002; Mbonimpa et al., 2002; Chapuis & Aubertin, 2003, 2004, 2008; Aubertin, et al., 2005; Cronican & Gribb, 2004; Kamann et al., 2007; Selvadurai & Selvadurai, 2007; Conrad, 2007; Conrad, et al., 2008; Leek et al., 2009).

Atualmente, os métodos tradicionais tendem a ser substituídos pelo uso de correlações entre parâmetros geoeletricos e hidráulicos dos aquíferos para se obter informação sobre a variação espacial de K e para avaliação da anisotropia em diferentes condições geológicas (Kelly, 1977; Mazac & Landa, 1979; Urish, 1981; Kosinki & Kelly, 1981; Kelly & Reiter, 1984; Sri Niwas & Singhal, 1981, 1985; Singhal & Sri Niwas, 1983; Butler et al., 2007; Mariethoz et al., 2009; Sinha et al., 2009). Estudos têm mostrado que cada correlação pode providenciar informação relacionável com unidades hidroestratigráficas. No entanto, estas correlações têm sido mal sucedidas na estimação direta de K porque a relação entre os parâmetros geofísicos e a condutividade hidráulica tende a não ser única e elevada em locais específicos, sendo mais apropriado o uso destes métodos para estender informação existente numa determinada unidade hidroestratigráfica,

dado que os ensaios convencionais pouco servem para recolher informação sobre variações espaciais, porque deles resulta informação média dos parâmetros entre o ponto de ensaio e de observação.

A caracterização dos aquíferos, nas últimas décadas, era feita pelos ensaios de aquífero (*cross-hole tests*: bombeamento num poço e outro para observação e os métodos de Theis ou Jacob para análise de dados) ou de injeção (*slug tests*). Tradicionalmente os testes de aquífero são pensados para o cálculo médio das propriedades hidráulicas a larga escala que em grandes bacias representam, ainda assim, um custo proibitivo e impraticável segundo Butler & Lui, 1993.

O método da resistividade eléctrica aplicado à região de Ganga-Yamuna (Índia) segundo Sinha et al., 2009, pretendeu examinar a influência da anisotropia do aquífero na relação entre os parâmetros hidráulicos e geoeletricos, para desenvolver modelos geofísicos de aquíferos anisotrópicos constituídos por uma matriz argilosa condutora. Os resultados obtidos foram validados por outro método de estimação (Boulton, 1963; Neuman, 1972; Cooper & Jacob, 1946) a partir da interpretação de ensaios de bombeamento em poços para calcular os mesmos parâmetros. O estudo sugeriu que a transmissividade pode ser estimada com rigor se resultarem da mesma unidade hidrogeológica. Em aquíferos anisotrópicos o modelo que relaciona os parâmetros geoeletricos e hidráulicos são ajustados devido à anisotropia, sendo a contribuição da resistividade longitudinal e transversal definidas independentemente e validado o modelo com um conjunto razoável de observações.

Estudos recentes mostram que existe uma boa correlação linear entre o potencial hidráulico e o sinal eléctrico medido à superfície do solo (potencial espontâneo), o que torna o potencial espontâneo num bom indicador na monitorização do fluxo no aquífero em resultado do bombeamento, como complemento à observação piezométrica e à caracterização da distribuição da transmissividade no aquífero. O potencial hidráulico e o potencial espontâneo associados com ensaios de aquífero foram usados por Leroy & Revil (2004) para estimarem a distribuição da transmissividade em aquíferos segundo um modelo de simulação inversa (Successive Linear Estimator – SLE, Yeh et al., 1996; Zhang & Yeh, 1997; Yeh & Liu 2000). Muitos testes de aquífero foram conduzidos em Montalto (Itália) desde 1990 para avaliar a variação espacial da transmissividade utilizando o modelo SLE e potencial espontâneo com o propósito de alcançar uma nova metodologia para determinar a distribuição do potencial hidráulico no aquífero em redor de poços de bombagem (Straface et al., 2007). A ideia consistia em usar esta informação eléctrica para caracterizar a

geometria do fluxo subterrâneo, sendo a validação feita através de dados geológicos e de rebaixamentos ao longo do tempo.

Em estudos hidrogeológicos e de reservatórios petrolíferos têm sido utilizadas distribuições estatísticas para a caracterização quantitativa da heterogeneidade; corpos de grandes dimensões suportam a evidência de que a função de densidade de probabilidade para a condutividade hidráulica é log-normal. Freeze (1975) elaborou uma tabela com o desvio padrão de y (sendo $y = \log K$) o qual se situa entre 0,5 e 1,5. Greenkorn & Kessler (1969) propôs um conjunto de definições de heterogeneidade consistentes com observações estatísticas. De facto, todas as formações geológicas exibem variações espaciais de K e como tal não existem na realidade formações homogêneas. Ele redefiniu formação homogênea como aquela onde a função densidade normal de K é monomodal. Esta mostra variações em K mas mantém constante a média no espaço. Formações heterogêneas são definidas como funções multimodais. Em definições clássicas de homogeneidade as partículas são uniformes, daqui resulta a definição de condutividade hidráulica média. A primeira causa para a anisotropia, a pequena escala, é a orientação dos minerais de argila em rochas sedimentares e em sedimentos não consolidados. A grande escala é resultado da estratificação da condutividade hidráulica em rochas estratificadas (Freeze & Cherry, 1979).

Como alternativa ao tradicional método geoestatístico, têm sido desenvolvidas tomografias hidráulicas para definir heterogeneidades em determinados parâmetros como a condutividade hidráulica e o coeficiente específico (Illman et al., 2008). Tomografias hidráulicas em 2D, poderão auxiliar na identificação de heterogeneidades no aquífero. Esta eficiente metodologia pode ainda não permitir verificar se a resposta se deve a alterações na transmissividade ou na condutividade hidráulica. O conhecimento da variação 3D de K é crítica para prever o transporte de contaminantes, delimitar zonas de chamada a furos, quantificação do fluxo subterrâneo e alterações da superfície piezométrica.

O permeâmetro de injeção directo (*direct-push permeameter*) é outro método promissor para obter informação de elevada resolução sobre a variação da condutividade vertical (K) em rochas não consolidadas. O valor de K é obtido usando a taxa de injeção e as alterações de pressão numa simples expressão baseada na lei de Darcy. Para valores iguais ou superiores a 1 m/d o teste é concluído entre 10 a 15 minutos. O método foi usado nos Estados Unidos e na Alemanha onde o valor de K oscilava entre 0,02 e 500 m/d. Os resultados mostram boa correlação com outros usados

para estimar os mesmos parâmetros. Porém só permitem alcançar 30 m de profundidade e em terrenos desagregados (Butler et al., 2007).

A condutividade hidráulica relaciona-se com as características do meio – porosidade, tamanho, forma, distribuição e arranjo das partículas –, e com a viscosidade e massa específica do fluido de circulação, podendo ser expressa em função destes parâmetros. A curva granulométrica dos sedimentos pode servir para o efeito, uma vez que a permeabilidade depende de pequenas variações no tamanho do grão e na composição. Breddin (1963), propôs uma classificação para materiais detríticos não consolidados baseada na representação gráfica da composição – curva granulométrica –, constituída por 12 classes (designadas por Ábaco de Breddin ou curvas de Breddin). A cada classe corresponde um valor médio estimado para K , variável entre 2600 m/d (classe 1), para depósitos constituídos por partículas com dimensões variáveis entre 10 cm e 0,1 cm, no domínio do burgau e areia média, e valores inferiores a 0,008 m/d, quando constituídos por partículas com dimensões variáveis entre 0,01 cm e menos de 0,0001 cm, do tipo areia muito fina, silt e argila (classe 12). Os valores indicados para cada classe são tomados como referência e propostos para depósitos com curvas granulométricas semelhantes situadas no intervalo de cada classe de Breddin. Objectivamente trata-se de um gráfico proposto para a área de Nordrhein-Westfalen na Alemanha, tendo sido aplicado noutros locais, para estimar o valor de K , como são os casos da utilização frequente na região de Barcelona, em Espanha, (Custódio & Llamas, 1976) e recentemente em depósitos quaternários e aluviais no canal das Bardenas (Navarra) no estudo e caracterização de bacias experimentais, sob jurisdição da Confederação Hidrográfica do Ebro (Valenzuela, 2002), para modelar o aquífero de Miralbueno (Cuenca C-XXX-3). Foi também seguida a metodologia de Breddin para caracterizar o funcionamento hidráulico do aquífero de Yumbel na Bacia do Rio Claro, região de Biobío no Chile (González et al., 1999) e para controlo dos resultados obtidos em ensaios de aquífero no estudo hidrogeológico da Bacia do rio Cabuçu no município do Rio de Janeiro (Campos, 1996).

Este método, por ser de simples e generalizada utilização, foi adotado no estudo do sistema aquífero Pliocénico do Tejo, constituído por areias finas a grosseiras pouco consolidadas, atravessado pela sondagem em Belverde, para estimar a condutividade hidráulica e a anisotropia. Foram traçadas curvas granulométricas representativas da composição de areias situadas a profundidades diferentes no *core* da sondagem que se sobrepueram ao Ábaco de Breddin. Os valores estimados foram ainda confrontados com os determinados pela fórmula de Hazen e pela interpretação, pelo

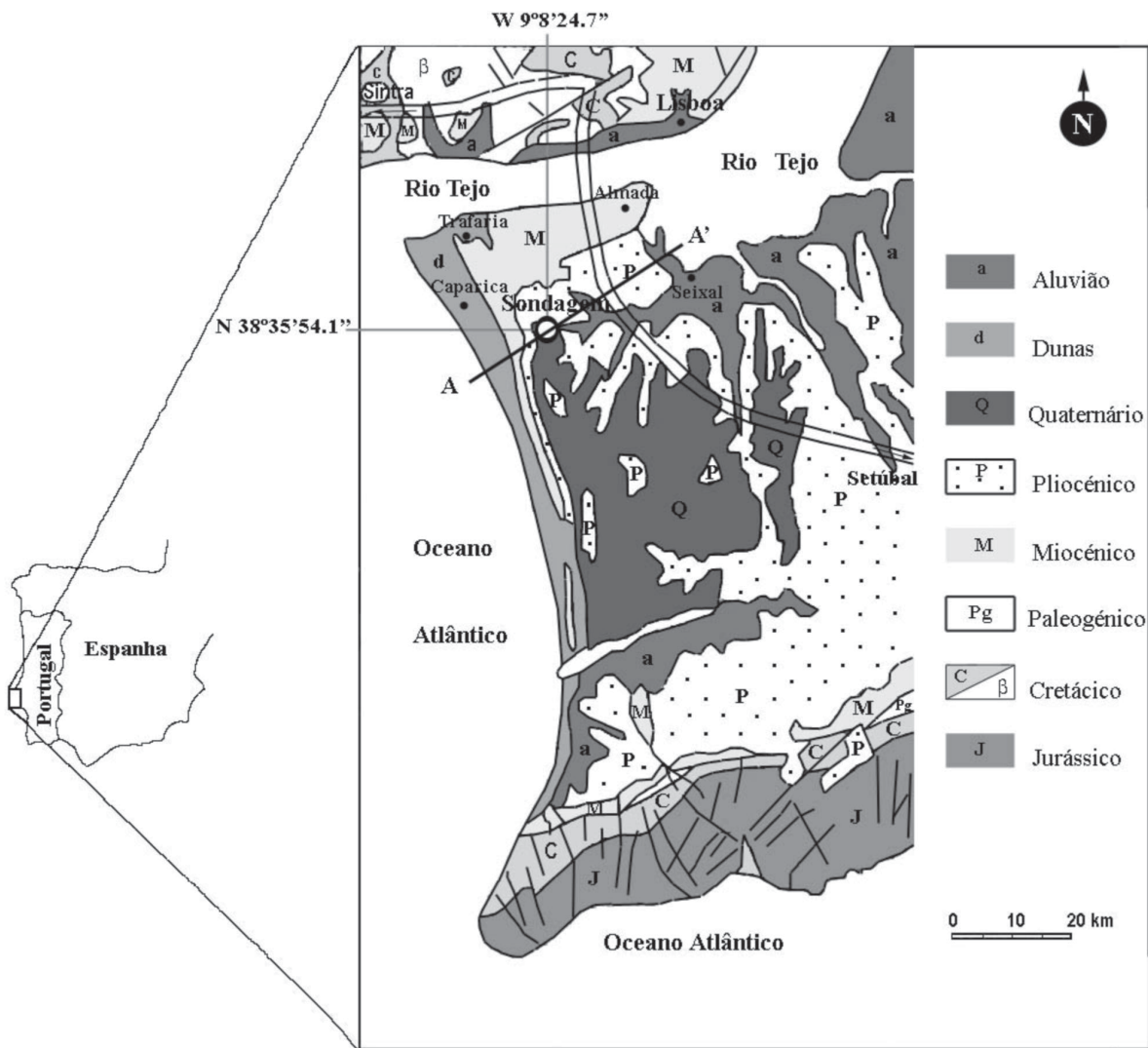


FIGURA 1. Localização da sondagem e enquadramento no sistema aquífero Plio-Quaternário da Bacia do rio Tejo, margem esquerda.

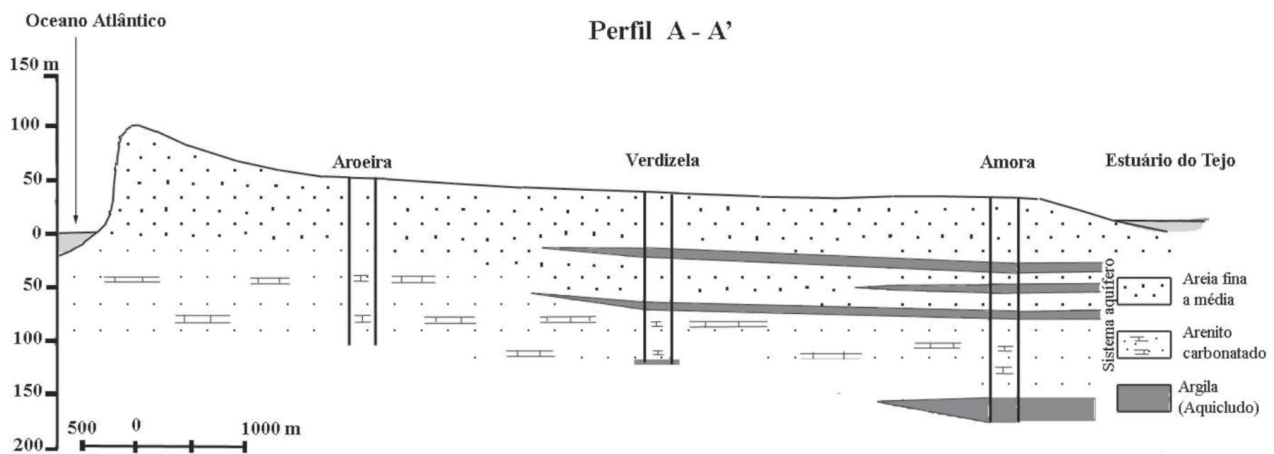


FIGURA 2. Perfil geológico e hidrogeológico representativo do sistema aquífero Plio-Quaternário no local da sondagem.

método de Jacob, de ensaios de bombagem realizados em poços de extração no sistema aquífero Pliocénico situados noutros locais da Bacia. A ausência de valores

de K obtidos por métodos indirectos, geofísicos, inviabilizou a comparação deste método com os utilizados na estimativa de K.

ÁREA DE ESTUDO

Belverde situa-se no concelho do Seixal (região metropolitana de Lisboa), na Bacia do rio Tejo – margem esquerda, onde se situa o maior e o mais importante sistema aquífero de Portugal devido à sua dimensão, situação geográfica, produtividade aquífera e qualidade das águas. Este grandioso recurso hídrico subterrâneo tem sido relevante factor de desenvolvimento regional, porque dele tem dependido a principal fonte de água para o abastecimento público, agrícola e industrial de grande parte dos municípios da região de Lisboa.

A história geológica da Bacia, desde a formação aos nossos dias, é uma sequência de episódios tectónicos e sedimentares que determinaram a sua origem e evolução, com evidentes implicações nas características hidrogeológicas. Surge de uma depressão tectónica, resultante da compressão do Fosso Lusitânico durante o Mesozóico, preenchida até à actualidade por detritos arrancados aos relevos periféricos. Gera-se nestes depósitos, com extensão aproximada de 9500 km², um sistema aquífero multicamada, bastante complexo, heterogéneo e anisótropo de comportamento variável entre livre, confinado e semiconfinado e espessura máxima na ordem de 1400 m, representando uma volumetria de 13300 hm³. É alimentado pela precipitação, pelo escoamento superficial através do rio Tejo e seus afluentes e por nascentes que fazem a descarga dos relevos periféricos para a Bacia. A unidade pliocénica, com 6021 km² de extensão, é constituída por areias finas, médias a grosseiras, esbranquiçadas ou avermelhadas, às vezes argilosas, sobrepostas aos arenitos calco-margosos com restos de conchas do Miocénico. As variações laterais de fácies e a existência de níveis argilosos determinam a

ocorrência de aquíferos e a sua espessura, valor médio total de 152 m, variável entre 16,5 m e 360 m. A transmissividade média é igual a 132 m²/d, variável entre 1,6 m²/d e 1097 m²/d, o caudal específico médio é de 1,7 L/s/m, oscilando entre 0,03 L/s/m e 12,4 L/s/m (Simões, 1998). Desenvolve-se essencialmente na margem esquerda do Tejo, sendo constituído pelas areias esbranquiçadas com intercalações argilosas que preenchem o anticlinal situado entre Lisboa e Setúbal. Para norte, continuam até Abrantes, a oeste, contactam com o Plisto-Holocénico e o rio Tejo e, a este, com o Miocénico e os xistos e granitos paleozóicos.

Do ponto de vista geológico, as condições tornam a Bacia do Tejo ímpar pelo registo bastante completo que reúne desde há 35 Ma, correspondente a parte do Paleogénico e sobretudo ao Neogénico. Por essa razão tem merecido a atenção da comunidade científica desde 1762. Numa problemática, longe de esgotada, devido à existência de variações laterais de fácies, lacunas e hiatos no registo sedimentar que dificultam a interpretação de conjunto e porque os depósitos que afloram correspondem a unidades marginais em regra pouco espessas e pouco representativas do enchimento da Bacia.

O local de implantação da sondagem (Figuras 1 e 2) é confinado a Norte por taludes constituídos por depósitos miocénicos marinhos e flúvio-marinhos da região de Lisboa, inclinando levemente para SE. A sul estende-se uma vasta planície sulcada por vales de reduzido encaixe, constituída por terrenos detríticos plio-pleistocénicos, ocasionalmente cobertos por acumulações de dunas. Os vales, em regra largos, são ocupados por depósitos aluviais holocénicos de espessura variável.

METODOLOGIA

Traçaram-se curvas granulométricas das areias plio-quadernárias interceptadas pela sondagem até ao 130,15 m de profundidade, fazendo passar 100 g de amostra seca e desagregada por um conjunto de peneiras com malha decrescente e pesada a quantidade retida em cada uma. A representação em escala logarítmica da percentagem acumulada de material que passa ou fica retido em cada peneira é uma curva de forma sigmoideal (curva granulométrica) que, sobreposta às curvas granulométricas de Breddin, permite estimar a condutividade hidráulica ou permeabilidade (K) do material amostrado.

Foram analisadas 31 amostras de acordo com a especificação do Laboratório Nacional de Engenharia Civil (E 196 - 1966) para análise granulométrica. Considera esta a necessidade de peneirar pelo menos 115 g de material desagregado e seco, até peso constante, que passe pela peneira ASTM nº 10 (2 mm). Devido a limitações inerentes à amostragem, condicionada pela recuperação da perfuração, nem sempre foi possível dispor desta quantidade, pelo que se tomou como referência 100 g de amostra que se fizeram passar pelas peneiras ASTM de malha quadrada com dimensões de 2, 1, 0,5, 0,250, 0,125, 0,106 e 0,063 mm

com recurso a agitação mecânica durante 20 minutos, executando movimentos horizontais de translação e rotação de forma a manter o material em movimento contínuo no fundo das peneiras. A peneiração foi prolongada até que em qualquer peneira passou durante um minuto quantidade inferior a 1% do material retido nesse peneiro. Findo o processo foi pesado, em balança com precisão de $\pm 0,01$ g, o material retido em cada peneira (Quadro 1) e traçadas as curvas granulométricas.

A curva granulométrica foi ainda utilizada para determinar os valores D_{10} , D_{50} e D_{60} , (diâmetro das peneiras que retêm 10%, 50% e 60%) da amostra ou

seja a dimensão, no caso do D_{10} , de 10% das partículas finas da amostra, necessários à aplicação da fórmula de Hazen (Fórmula 1) e à determinação do coeficiente de uniformidade das amostras (f) obtido pela razão entre o D_{60} e o D_{10} e o tipo de amostra (Quadro 2).

$$K = C_H D_{10}^2 \quad (1)$$

sendo K = permeabilidade (cm/s); C_H = coeficiente empírico de Hazen, variável entre 1 e 1000, e, geralmente, assumido igual a 100; D_{10} = tamanho das partículas (cm) que correspondem a 10% da amostra que passa, na curva de percentagem acumulada (curva granulométrica).

QUADRO 1. Quantidade de amostra retida em cada peneira após agitação mecânica durante 20 minutos.

	Profundidade (m)	2 (mm)	1 (mm)	0,5 (mm)	0,250 (mm)	0,125 (mm)	0,106 (mm)	0,063 (mm)	<0,063 (mm)	Peso total	Erro (%)
1	12,77-14,15	14,50	21,80	44,75	10,33	7,14	0,87	0,44	0,04	99,86	0,14
2	20,94-21,54	16,77	36,25	37,97	7,71	1,05	0,13	0,07	0,03	99,98	0,02
3	28,81-29,71	0,27	5,69	52,59	34,64	5,10	0,44	0,76	0,37	99,86	0,14
4	31,55-33,26	0,07	1,47	28,90	66,79	1,43	0,54	0,47	0,20	99,87	0,13
5	34,61-36,29	1,56	5,14	42,90	47,93	1,59	0,57	0,24	0,02	99,95	0,05
6	36,29-37,72	6,99	11,10	50,55	27,80	2,56	0,31	0,34	0,25	99,90	0,10
7	37,72-39,12	18,31	16,09	12,18	5,48	0,93	0,08	0,10	0,02	53,19(53g*)	0,38
8	48,08-49,40	5,62	26,86	35,77	24,69	4,93	0,98	0,74	0,24	99,83	0,17
9	53,58-55,16	0,54	3,81	31,41	49,70	10,05	2,27	1,49	0,44	99,71	0,29
10	63,21-64,91	13,85	26,14	36,13	17,82	3,59	0,77	0,97	0,26	99,53	0,47
11	73,72-75,37	22,84	38,58	18,96	11,26	5,65	1,08	1,28	0,29	99,94	0,06
12	78,79-80,29	21,31	27,53	35,60	11,55	2,15	0,62	0,59	0,17	99,52	0,48
13	80,29-81,50	0,17	2,61	41,35	44,60	7,07	1,86	1,79	0,33	99,78	0,22
14	86,13-88,46	1,50	5,16	7,86	61,34	17,13	5,04	1,72	0,08	99,76	0,24
15	89,60-91,13	0,35	2,18	4,02	41,70	36,61	5,89	4,90	4,11	99,76	0,24
16	97,88-98,84	5,65	24,59	32,42	30,19	5,68	0,60	0,53	0,21	99,78	0,22
17	100,63-102,04	3,46	3,68	9,51	55,23	23,93	1,40	1,34	0,63	99,18	0,82
18	100,63-102,04	7,68	7,97	27,48	49,80	4,91	0,81	0,81	0,23	99,69	0,31
19	102,04-103,74	13,53	21,93	43,58	14,72	3,90	0,58	0,90	0,67	99,81	0,19
20	104,77-106,72	2,18	16,35	31,95	34,86	10,55	1,68	1,36	0,76	99,69	0,31
21	107,97-109,47	0,38	5,37	17,30	56,40	12,69	3,11	3,08	1,22	99,55	0,45
22	113,00-114,50	1,99	16,89	66,12	12,78	1,33	0,21	0,32	0,26	99,87	0,13
23	115,05-116,57	0,06	1,38	16,71	74,74	5,48	0,61	0,64	0,23	99,85	0,15
24	117,07-118,27	0,76	0,76	11,22	72,70	10,59	1,11	1,64	1,04	99,82	0,18
25	118,27-119,84	2,00	1,45	5,43	10,55	3,07	0,58	1,03	0,67	24,78(25g*)	0,88
26	120,22-123,22	0,23	2,20	27,96	16,29	2,03	0,31	0,49	0,32	49,83(50g*)	0,34
27	123,22-124,55	0,09	4,53	37,55	44,14	8,45	1,23	1,83	1,73	99,55	0,45
28	124,55-125,97	1,73	14,57	64,83	14,61	3,38	0,27	0,30	0,18	99,87	0,13
29	125,97-127,47	0,29	0,89	3,16	78,03	16,13	0,57	0,53	0,25	99,85	0,15
30	127,47-128,75	0,04	0,28	4,83	78,02	13,55	0,93	1,01	0,99	99,65	0,35
31	128,75-130,15	1,11	4,71	21,89	65,64	5,18	0,47	0,52	0,28	99,80	0,20

QUADRO 2. Classes de permeabilidade de Breddin e estimativa da permeabilidade, comparação com valores obtidos pelo método empírico de Hazen.

	Profundidade (m)	D ₁₀ (mm)	D ₅₀ (mm)	f (D ₆₀ /D ₁₀)	Classe de Breddin	K, m/d (Breddin)	K, m/d (Hazen)
1	12,77-14,15	0,35	0,87	2,65	3-4	85-43	105
2	20,94-21,54	0,57	1,15	2,38	3	85	280
3	28,81-29,71	0,29	0,57	2,28	4-5	43-8	72
4	31,55-33,26	0,33	0,50	1,48	4-5	43-8	94
5	34,61-36,29	0,31	0,50	2,05	4-5	43-8	83
6	36,29-37,72	0,32	0,68	2,38	4	43	88
7	37,72-39,12	0,43	1,45	4,00	3	85	159
8	48,08-49,40	0,30	0,73	2,97	4	43	78
9	53,58-55,16	0,19	0,46	2,50	4-5	43-8	31
10	63,21-64,91	0,33	0,88	2,95	3-4	85-43	94
11	73,72-75,37	0,25	1,30	5,50	3	85	54
12	78,79-80,29	0,40	1,00	2,82	3	85	138
13	80,29-81,50	0,24	0,50	2,22	4-5	43-8	50
14	86,13-88,46	0,15	0,36	2,35	4-5	43-8	19
15	89,60-91,13	0,11	0,25	2,39	5	8	10
16	97,88-98,84	0,28	0,72	2,97	4	43	68
17	100,63-102,04	0,27	0,33	1,93	4-5	43-8	63
18	100,63-102,04	0,18	0,46	1,82	4-5	43-8	28
19	102,04-103,74	0,32	0,84	2,90	3-4	85-43	88
20	104,77-106,72	0,21	0,50	2,51	4	43	38
21	107,97-109,47	0,15	0,40	2,68	4-5	43-8	19
22	113,00-114,50	0,42	0,73	1,83	3-4	85-43	152
23	115,05-116,57	0,27	0,37	1,45	4-5	43-8	63
24	117,07-118,27	0,21	0,30	1,50	4-5	43-8	38
25	118,27-119,84	0,14	0,40	3,25	5	8	17
26	120,22-123,22	0,30	0,57	2,03	4-5	43-8	78
27	123,22-124,55	0,20	0,47	2,56	4-5	43-8	35
28	124,55-125,97	0,38	0,73	1,50	4-5	43-8	125
29	125,97-127,47	0,20	0,35	1,75	5	8	35
30	127,47-128,75	0,20	0,25	1,17	5	8	35
31	128,75-130,15	0,30	0,45	1,66	4-5	43-8	78

DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Os parâmetros D₅₀ e f obtidos para as amostras estão dentro do esperado, D₅₀ – variável entre 0,25 e 1,3 mm – indica tratar-se de materiais arenosos, enquanto os valores de f – inferiores a 6 – indicam tratar-se de materiais bem calibrados, em consonância com o tipo de depósitos conhecidos no Pliocénico.

Por sobreposição das curvas granulométricas obtidas para cada amostra com as curvas de Breddin (Figuras 3 e 4, Quadro 3), foi estimada a condutividade hidráulica (classe de permeabilidade de Breddin) de acordo com a posição da curva no respectivo Ábaco. A permeabilidade das amostras é, com alguma aproximação, a indicada pela classe a que pertence cada curva. Deste modo foram identificadas 3 classes de permeabilidade, variáveis entre as classes 3, 4 e 5,

respectivamente com 85, 43 e 8 m/d sugeridos para os valores de K, tendencialmente inferiores nas camadas mais profundas (Quadro 2).

A fórmula de Hazen, para os mesmos materiais e tomando C_H igual a 100, sugere valores de K variáveis entre 10 e 280 m/d, sempre superiores aos estimados pelo método de Breddin. Pelo contrário, o parâmetro K determinado pela transmissividade, obtida pelo método de Jacob em ensaios de aquífero, revela-se sempre inferior ao estimado pelo método de Breddin (Quadro 4) e muito distante do conseguido pela Fórmula de Hazen. Ainda assim, existe uma melhor aproximação entre os valores obtidos pelo método de Breddin com os obtidos pelo ensaio de bombagem, que apesar de tudo devem ser encarados com alguma reserva devido

CURVAS DE BREDDIN

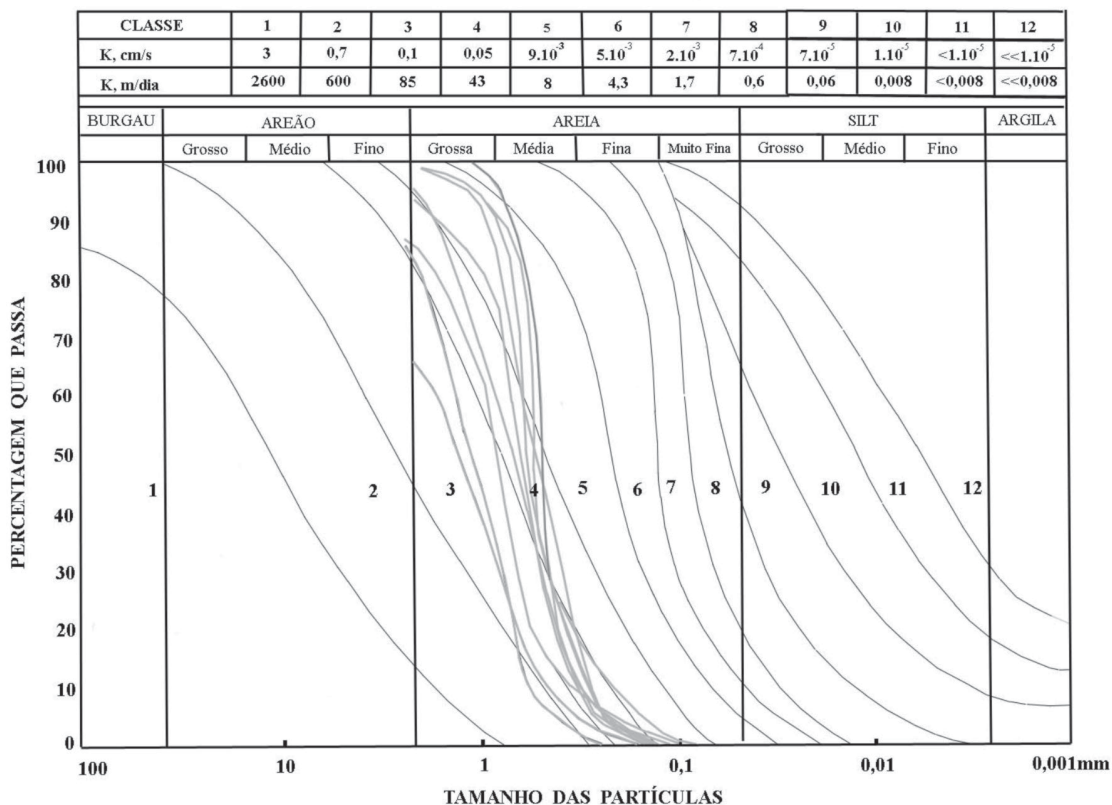


FIGURA 3. Classe de permeabilidade de Breddin de acordo com a curva de distribuição granulométrica de areias amostradas entre os 12,77 m e os 56,56 m de profundidade (aquífero livre).

CURVAS DE BREDDIN

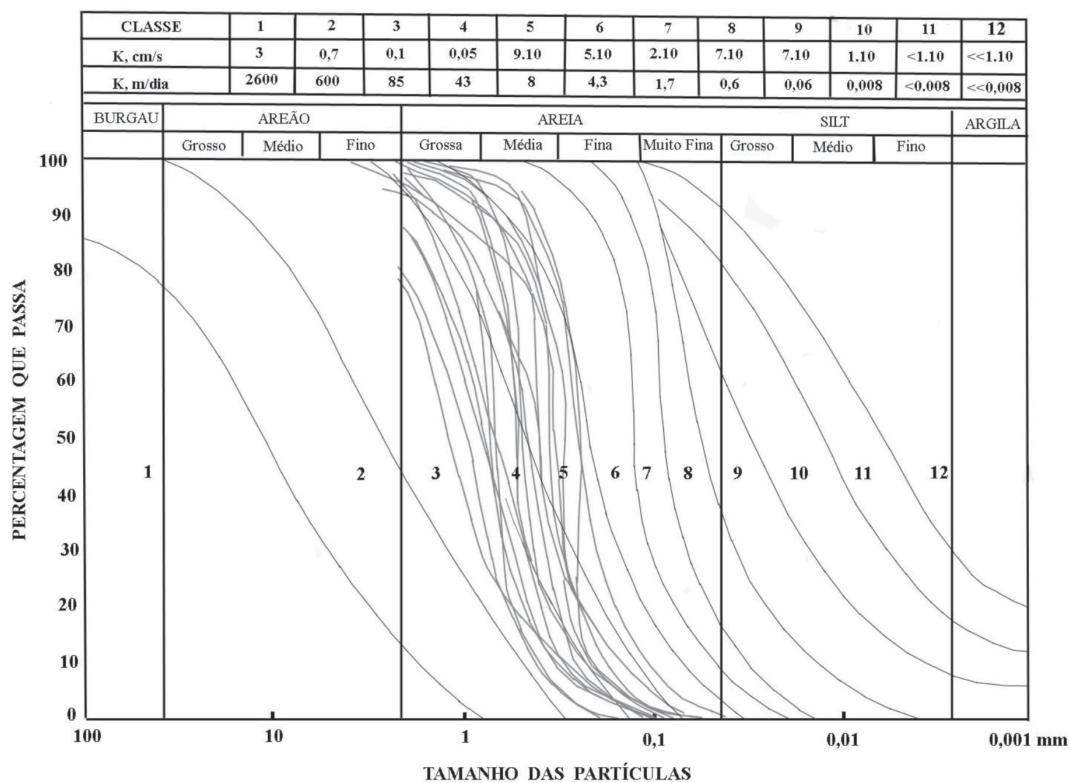


FIGURA 4. Classe de permeabilidade de Breddin de acordo com a curva de distribuição granulométrica de areias amostradas entre os 62,79 m e os 130,15 m de profundidade (aquífero confinado).

QUADRO 3. Condutividade hidráulica estimada para os aquíferos livre e confinado nas areias plio-aternárias, em Belverde.

Aquífero Livre	Aquífero Confinado
Espessura total (L) = 52,56 m	Espessura total (L) = 67,36 m
Permeabilidade global horizontal, $k_h = 62,9$ m/d	Permeabilidade global horizontal, $k_h = 42,7$ m/d
Permeabilidade global vertical, $k_v = 53,0$ m/d	Permeabilidade global vertical, $k_v = 35,0$ m/d
Permeabilidade máxima $k_{\text{máx.}} = 85$ m/d	Permeabilidade máxima $k_{\text{máx.}} = 85$ m/d
Permeabilidade mínima $k_{\text{mín.}} = 26$ m/d	Permeabilidade mínima $k_{\text{mín.}} = 8$ m/d

QUADRO 4. Condutividade hidráulica estimada pelo método de Jacob em ensaios de aquífero.

Localização do poço de ensaio	Profundidade do poço de extração (m)	Transmissividade (T) (método de Jacob)	Espessura produtiva (b)	K, m/d (T/b)
Ponta dos Corvos	80	185	51	3,6
Moita	60	310	30	10,3
Moita	100	550	62	9,0
Moita	100	586	69	8,0
Moita	114	198	29	7,0
Moita	60	293	44	7,0
Moita	110	452	51	9,0
Montijo	80	177	13	14,0
Pinhal Novo	100	406	45	9,0
Pinhal Novo	135	207	57	3,6
Poçoirão	91	469	42	10,1
Sarilhos Grandes	110	389	42	9,3
Sarilhos Grandes	112	301	50	6,0
Sarilhos Grandes	77	440	46	10,0
Marateca	124	666	66	10,1
Vale de Cabrela	154	440	27	16,3

às condições construtivas dos poços, com deficiente dimensionamento – quanto à dimensão e posição dos tubos ralos – e construídos colocando em comunicação hidráulica todas as camadas aquíferas.

A análise da distribuição da dimensão das partículas que compõem as unidades do Plio-Quaternário sugere a individualização das areias em 4 subunidades consoante o valor de K determinado pelo método de Breddin. Na primeira unidade, desde a superfície até aos 80 m, encontram-se os valores mais elevados de condutividade, a variarem entre 26 m/d (média das classes 4 e 5) e 85 m/d. Dá seguimento a camadas mais finas com baixa condutividade hidráulica, variável entre 8 e 43 m/d, situada sensivelmente entre os 85 m e os 104 m (22 m de espessura). A terceira subunidade, com valores intermédios de K situados entre 26 e 64 m/d (média das classes 3 e 4) prolonga-

se até à profundidade de 114,5 m (10,5 m de espessura), a partir da qual a permeabilidade se reduz para os valores iguais e inferiores a 26 m/d (Figuras 5 e 6).

Estas variações verticais da condutividade hidráulica permitem reconhecer nas areias plio-aternárias a existência de anisotropia. Por outro lado também se admite possível considerar o sistema aquífero, no local, constituído por dois aquíferos, um livre e outro confinado, separados por uma camada argilosa com cerca de 6 m de espessura, situada entre os 56,56 m e os 62,79 m de profundidade.

Uma vez que K varia com a direcção, sendo na perpendicular à estratificação muitas vezes inferior ao valor registado na direcção horizontal, em sistemas estratificados pode definir-se uma permeabilidade global perpendicular à estratificação (k_v) quando o fluxo é vertical e, de modo similar para os mesmos sistemas,

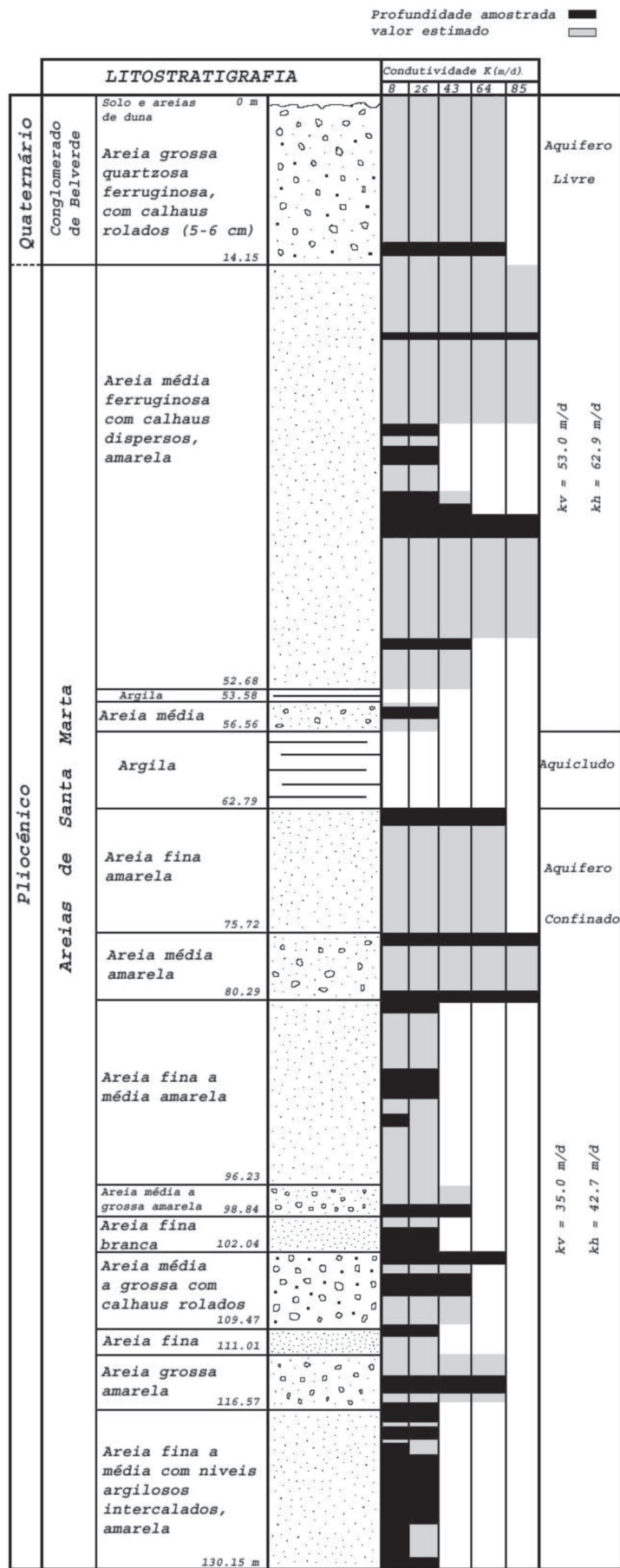


FIGURA 5. Coluna hidroestratigráfica e valores da condutividade hidráulica do sistema aquífero Plio-Quaternário da Bacia do rio Tejo, margem esquerda.

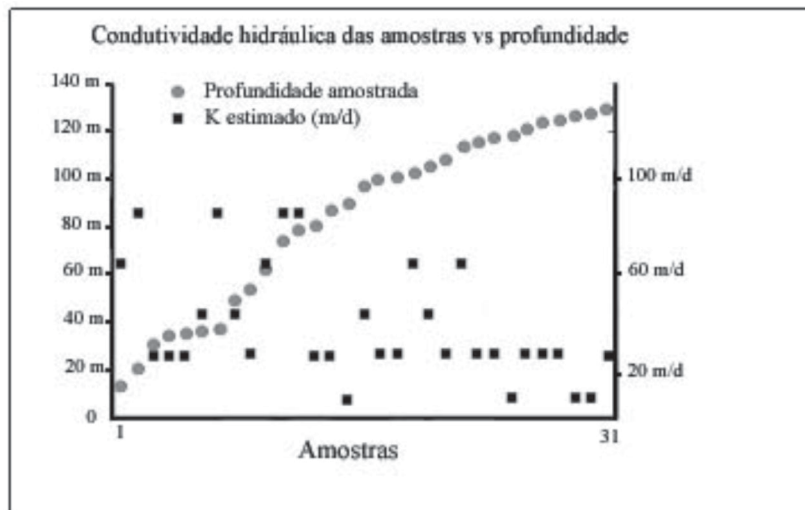


FIGURA 6. Variação da condutividade hidráulica com a profundidade, do sistema aquífero Plio-Quaternário do Tejo, margem esquerda.

uma permeabilidade global paralela à estratificação (k_h) quando o fluxo é horizontal. O efeito da estratificação condiciona os valores globais da permeabilidade, a velocidade e a orientação do fluxo subterrâneo. Considerando que a perda de carga é igual à soma das perdas em cada nível de espessura (b_i) e permeabilidade (k_i) e que por todos os níveis circula a mesma quantidade de água por unidade de secção, as permeabilidades globais vertical e horizontal, para a espessura total L , podem ser calculadas aplicando as fórmulas 2 e 3

(Custódio & Llamas, 1978) que permitiram chegar aos valores proposto para os aquíferos livre e confinado definidos no local para o sistema aquífero do Tejo.

$$\frac{1}{k_v} = \frac{1}{L} \sum \frac{b_i}{k_i} \quad (2)$$

$$k_h = \frac{1}{L} \sum b_i \cdot k_i \quad (3)$$

CONCLUSÃO

Os resultados obtidos para a condutividade hidráulica do sistema aquífero Plio-Quaternário do Tejo são concordantes com o esperado para sistemas multicamada característicos de bacias sedimentares, acentuadamente anisotrópicos e heterogêneos. No local estudado, a análise litostratigráfica do *core* da sondagem o estudo da distribuição da dimensão das partículas que constituem as camadas arenosas atravessadas até aos 130,15 m de profundidade por sobreposição com as curvas granulométricas de Breddin, revelam um sistema complexo tendencialmente constituído por um aquífero livre e outro confinado, com cerca de 53 e 63 m de espessura respectivamente, separados por um

aquífero com cerca de 6 m de espessura no local atravessado pela sondagem. As condutividades hidráulicas vertical e horizontal no aquífero livre foram estimadas em: $k_v = 53,0$ m/d, $k_h = 62,9$ m/d, e para o confinado em: $k_v = 35,0$ m/d, $k_h = 42,7$ m/d.

Apesar das limitações inerentes ao método adoptado, os valores estimados para K constituirão uma base objectiva de trabalho noutros estudos que envolvam correlações entre este parâmetro do aquífero e outros parâmetros obtidos por métodos indirectos geofísicos e geoestatísticos, frequentemente utilizados em modelos de simulação de fluxo subterrâneo e de transporte de massa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AUBERTIN, M.; CHAPUIS, R.P.; MBONIMPA, M. Goodbye Hazen; Hello, Kozeny-Carman: Discussion. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, v. 131, n. 8, p. 1056-1057, 2005.
- BECKIE, R. & HARVEY, C.F. What does a slug test measure: An investigation of instrument response and the effects of heterogeneity. *Water Resources Research*, v. 38, n. 12, p. 1290, 2002.

3. BOULTON, N.S. Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. **Proceedings of Institute Civil Engineering**, v. 26, p. 469-482, 1963.
4. BRASSINGTON, R. **Field hydrogeology**. Second Edition. England: John Wiley & Sons, 248 p., 1998.
5. BREDDIN, H. Due Grundrisskarten des Hydrogeologischen Kartenweskes der Wasserwirtschaftsverwaltung von Norgrhein-Westfalen. **Geologische Mitteilungen**, v. 2, n. 4, p. 393-416, 1963.
6. BUTLER, J.J.; DIETRICH, P.; WITTIG, V.; CHRISTY, T. Characterizing hydraulic conductivity with the direct-push permeameter. **Ground Water**, v. 45, n. 4, p. 409-419, 2007.
7. BUTLER, J.J. & LUI, W. Pumping tests in non-uniform aquifers: The radially asymmetric case. **Water Resources Research**, v. 29, n. 2, p. 259-269, 1993.
8. CAMPOS, J.C.V. **Estudo hidrogeológico da Bacia do rio Cabuçu - Zona oeste do Município do Rio de Janeiro, RJ**. Rio de Janeiro, 1996. 119 p. Tese (Mestre em Ciências) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.
9. CARMAN, P.C. The determination of the specific surface of powders. **Journal of Society Chemical Industrial Transactions**, n. 57, 225 p., 1938.
10. CARMAN, P.C. **Flow of gases through porous media**. London: Butterworths Scientific Publications, 182 p., 1956.
11. CARRIER III, W.D. Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, p. 1054-1056, 2003.
12. CARRIER III, W.D. Discussion of “Goodbye, Hazen; Hello, Kozeny-Carman”. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, p. 1056-1062, 2005.
13. CHAPUIS, R.P. The 2000 R. M. Handy Lecture: Full-scale hydraulic performance of soil-bentonite and compacted clay liners. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 39, n. 2, p. 417-439, 2002.
14. CHAPUIS, R.P. & AUBERTIN, M. On the use of the Kozeny-Carman’s equation to predict the hydraulic conductivity of soils. **Ground Water**, v. 40, n. 3, p. 616-628, 2003.
15. CHAPUIS, R.P. & AUBERTIN, M. On the use of the Kozeny-Carman’s equation to predict the hydraulic conductivity of soils: Reply. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 41, n. 5, p. 994-996, 2004.
16. CHAPUIS, R.P. & AUBERTIN, M. Comment about “Porosity and permeability in sediment mixtures” by Kamann et al., 2007”. **Ground Water**, v. 46, n. 6, p. 794-795, 2008.
17. CHILD, E.C. & COLLIS-GEORGES, N. The permeability of porous materials. **Proceedings of the Royal Society of London**, Series A, n. 201, p. 392-405, 1950.
18. CONRAD, C.M. Porosity and permeability in sediment mixtures. **Ground Water**, v. 45, n. 4, p. 429-438, 2007.
19. CONRAD, C.M.; RITZI, R.W.; DOMINIC, D.F. Air-based measurements of permeability in pebbly sands. **Ground Water**, v. 46, n. 1, p. 103-112, 2008.
20. COOPER, H.H. & JACOB, C.E. A generalized graphical method for evaluating formations constants and summarizing well field history. **American Geophysics Union**, n. 27, p. 526-534, 1946.
21. CRONICAN, A.E. & GRIBB, M.M. Literature review: Equations for predicting hydraulic conductivity based on grain-size data. Supplement to technical note entitled: Hydraulic conductivity prediction for sandy soils. **Ground Water**, v. 42, n. 3, p. 459-464, 2004.
22. CUSTÓDIO, E. & LLAMAS, R. **Hidrología subterránea**. Barcelona: Ediciones Omega S.A., Tomo I, 1157 p., 1976.
23. DARCY, H. **Les fontaines publiques de la ville de Dijon**. Paris: Victor Dalmot, 647 p., 1856.
24. FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. **Groundwater**. Prentice Hall, 604 p., 1979.
25. FREEZE, R.A. A stochastic conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media. **Water Resources Research**, n. 11, p. 725-741, 1975.
26. GONZÁLEZ, L.; MARDONES, M.; SILVA, A.; CAMPOS, E. Hidrogeoquímica y comportamiento del agua subterránea en la cuenca del río Claro, Región del Biobío, Chile. **Ver. Geological of Chile**, v. 26, n. 2, 1999.
27. GREENKORN, R.A. & KESSLER, D.P. Dispersion in heterogenous nonuniform anisotropic porous media. **Industrial Engineering Chemical**, n. 61, p. 14-32, 1969.
28. HAZEN, A. Some physical properties of sands and gravels, with special reference to their use in filtration. 24th **Annual Report**, Massachusetts State Board of Health, Public Document, n. 34, p. 539-556, 1892.
29. HAZEN, A. Discussion of Dams on sand foundations by A. C. Koenig. **Transactions of American Society Civil Engineering**, n. 73, p. 199-203, 1911.
30. HUBBERT, M.K. The theory of groundwater motion. **Journal of Geology**, n. 48, p. 795-944, 1940.
31. KAMANN, P.J.; RITZI, R.W.; DOMINIC, D.F.; CONRAD, C.M. Porosity and permeability in sediment mixtures. **Ground Water**, v. 45, n. 4, p. 429-438, 2007.
32. KELLY, W.E. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. **Ground Water**, v. 15, n. 6, p. 420-425, 1977.
33. KELLY W.E. & REITER P.F. Influence of anisotropy and relations between electrical and hydraulic properties. **Journal of Hydrology**, n. 74, p. 311-321, 1984.
34. KIM, J.; CHOI, H.; LEE, J. Characterization of hydrogeologic properties for a multi-layered alluvial aquifer using hydraulic and tracer tests and electrical resistivity survey. **Environmental Geology Institute Journal of Geosciences**, n. 48, p. 991-1001, 2005.
35. KOZENY, J. Ueber kapillare leitung des wassers in Boden, Sitzungsber, Akademie der Wissenschaften in Wien. **Mathematisch – Naturwissenschaftliche Klasse**, n. 136 (2a), p. 271-306, 1927.
36. KOZENY, J. Das wasser in boden, grundwasserbewegung. **Hydraulik**, p. 280-445, 1953.
37. KOSINSKI, W.K. & KELLY, W.E. Geoelectric sounding for predicting aquifer properties. **Ground Water**, v. 19, p. 163-171, 1981.
38. KOLTERMANN, C.E. & GORELICK, S.M. Fractional packing model for hydraulic conductivity derived from sediment mixtures. **Water Resources Research**, v. 31, n. 12, p. 3283-3297, 1995.
39. ILLMAN, W.A.I.; CRAIG, A.J.; LIU, X. Practical issues in imaging hydraulic conductivity through hydraulic tomography. **Ground Water**, v. 46, n. 1, p. 120-132, 2008.
40. LEEK, R.; WU, J. Q.; WANG, L., HANRAHAN, T.P.; BARBER, M.E.; QIU, H. Heterogeneous characteristics of streambed saturated hydraulic conductivity of the Touchet River, south eastern Washington, USA. **Hydrological Processes**, n. 23, p. 1236-1246, 2009.
41. LEITZELEMENT, M.; LO, C.S.; DODDS, J.A. Porosity and permeability of ternary mixtures of particles. **Powder Technology**, v. 41, n. 2, p. 159-164, 1985.
42. LEROY, P. & REVIL, A. A triple layer model of the surface electrochemical properties of clay minerals. **Journal of Colloids and Interface Science**, v. 270, n. 2, p. 371-380, 2004.
43. LOUDON, A.G. The computation of permeability from simple soil tests. **Géotechnique**, v. 3, n. 3, p. 165-183, 1952.
44. MARIETHOZ, G.; RENARD, P.; CORNATON, F.; JAQUET, O. Truncated plurigaussian simulations to

- characterize aquifer heterogeneity. **Ground Water**, v. 47, n. 1, p. 13-24, 2009.
45. MBONIMPA, M.; AUBERTIN, M.; CHAPUIS, R. P.; BUSSIÈRE, B. Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. **Geotechnical and Geological Engineering**, n. 20, p. 235-259, 2002.
 46. MAZAC, O. & LANDA, I. On the determination of hydraulic conductivity and transmissivity of granular aquifer by vertical electrical sounding. **Journal of Geology Science**, n. 16, p. 123-139, 1979.
 47. NEUMAN, S.P. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. **Water Resources Research**, n. 8, p. 1031-1045, 1972.
 48. OESTERREICH, D.M. A methodical approach to GIS-based hydrogeologic mapping. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, v. 17, n. 1, p. 24-33, 2000.
 49. SELVADURAI, P.A. & SELVADURAI, A.P.S. On cavity flow permeability testing of a sandstone. **Ground Water**, v. 45, n. 1, p. 93-97, 2007.
 50. SIMÕES, M. **Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do Cenozóico da Bacia do Baixo Tejo**. Lisboa, 1998, 270 p. Tese (Doutor em Geologia/Hidrogeologia) – Faculdade de Ciências da Universidade Nova de Lisboa.
 51. SINGHAL D.C. & SRI NIWAS. Estimation of aquifer transmissivity from surface geoelectrical measurements. Proc. UNESCO. In: SYMPOSIUM ON METHODS AND INSTRUMENTATION OF INVESTIGATING: GROUND-WATER SYSTEM, p. 405-414, 1983, Noordwijkerhout, Netherlands.
 52. SINHA, R.; ISRAIL, M.; SINGHAL, D.C. A hydrogeophysical model of the relationship between geoelectric and hydraulic parameters of anisotropic aquifers. **Hydrogeology Journal**, v. 17, p. 495-503, 2009.
 53. SRI NIWAS & SINGHAL, D.C. Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. **Hydrology**, n. 49, p. 393-399, 1981.
 54. SRI NIWAS & SINGHAL, D.C. Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. **Hydrology**, n. 82, p. 143-153, 1985.
 55. STRAFACE, S.; FALLICO, C.; TROISI, S.; RIZZO, E.; REVIL, A. An inverse procedure to estimate transmissivity from heads and SP Signals. **Ground Water**, v. 45, n. 4, p. 420-428, 2007.
 56. TERZAGHI, K.; PECK, R. B.; MESRI, G. **Soil mechanics in engineering practice**. New York: John Wiley, 565 p., 1996.
 57. TIEJE, O. & HENNINGS, V. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedotransfer functions compared to the variability within FAO textural classes. **Geoderma**, n. 69, p. 71-84, 1996.
 58. URICH, D.W. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. **Water Resources Research**, v. 17, n. 5, p. 1401-1408, 1981.
 59. VALENZUELA, J.A.C. **Repercusiones medio ambientales de la agricultura sobre los recursos hídricos de la comunidad de regantes nº V de Bardenas (Zaragoza)**. Zaragoza, 2002. 144 p. Tese (Doutor em Ciências Geológicas) – Universidad de Zaragoza.
 60. WEIGHT, W.D. & SONDEREGGER, J.L. **Manual of applied field hydrogeology**. New York: McGraw-Hill, 609 p., 2000.
 61. YEH, T.C.J. & LIU, S. Hydraulic tomography: Development of a new aquifer test method. **Water Resources Research**, v. 36, n. 8, p. 2095-2105, 2000.
 62. YEH, T.C.J.; JIN, M.; HANNAS. An iterative stochastic inverse method: Conditional effective transmissivity and hydraulic head fields. **Water Resources Research**, v. 32, n. 1, p. 85-92, 1996.
 63. ZHANG, J. & YEH, T.C.J. An iterative geostatistical inverse method for steady flow in the vadose zone. **Water Resources Research**, n. 33, p. 63-71, 1997.

*Manuscrito Recebido em: 29 de março de 2010
Revisado e Aceito em: 25 de junho de 2010*