

Almeida, C. e M. L. Silva (1987)

**Novas observações sobre o efeito de maré em aquíferos
costeiros do Algarve**

Bol. da Sociedade Geol. de Portugal, vol. XXIV,
p. 289-293.

NOVAS OBSERVAÇÕES SOBRE O EFEITO DE MARÉ EM AQUÍFEROS COSTEIROS DO ALGARVE

por

C. ALMEIDA* e M. LOURENÇO DA SILVA*

RESUMO

O estudo das flutuações do nível piezométrico de aquíferos costeiros induzidas pelas marés oceânicas, permite, em certas condições, avaliar alguns parâmetros hidráulicos daqueles.

Apresenta-se uma nova metodologia no tratamento dos dados provenientes da observação do “efeito de maré” em piezómetros situados em aquíferos costeiros.

Seguidamente discutem-se os resultados da aplicação dessa metodologia a novas observações feitas em aquíferos miocénicos do litoral do Algarve Central.

ABSTRACT

The study of the fluctuations of the piezometric level of coastal aquifers induced by oceanic tides allow us, in special conditions, to evaluate some of their hydraulic parameters.

A new methodology in the treatment of data obtained from the observation of the “tide effect” in piezometers installed in coastal aquifers is here presented.

It is also discussed the results of the application of that methodology to new observations in Miocene aquifers bordering the coast of Central Algarve.

INTRODUÇÃO

Os aquíferos costeiros miocénicos do Algarve constituem excelente campo para o estudo das flutuações do nível piezométrico induzidas pelas marés oceânicas.

A região entre Albufeira e Olhos de Água foi objecto de estudos em 1978 (RAZACK & *al.*, 1980). Posteriormente as observações foram alargadas à região entre (Quarteira e Monte Negro e Ferragudo-Alcantarilha (Fig. 1).

Estas observações têm por objectivo obter elementos para a caracterização hidrodinâmica daqueles aquíferos o que é especialmente importante na zona de Ferragudo-Alcantarilha, onde é extremamente escasso o número de pontos de água que permitam efectuar ensaios de caudal.

A determinação de parâmetros hidrogeológicos baseada nas oscilações de nível piezométrico induzidas pelas marés, foi proposta por C. JACOB (1950) e J. FERRIS (1951) e baseia-se na resolução da equação da difusividade para determinadas condições de fronteira. O método apresenta algumas vantagens em relação a ensaios de caudal pois fornece valores médios para um grande volume de aquífero, sendo simultaneamente

muito económico. No entanto nem sempre os resultados são facilmente interpretáveis pois, nalguns casos, intervêm factores dificilmente controláveis, em consequência da grande escala do fenómeno.

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A equação que descreve o fenómeno, para o caso de um aquífero confinado foi proposta, pela primeira vez por J. BOUSSINESQ (1877) que se baseou na analogia entre a difusão do calor e a difusão hidráulica.

O assunto foi retomado por outros autores, nomeadamente C. JACOB (1950), J. FERRIS (1951), G. VAN DER KAMP (1973) e E. CAZENOVE (1971).

A referida equação obtém-se resolvendo a equação da difusividade hidráulica

$$\nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1) \quad ** \text{ para as seguintes condições de fronteira}$$

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa e Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (I.N.I.C.)

** Ver no final o significado dos símbolos usados.

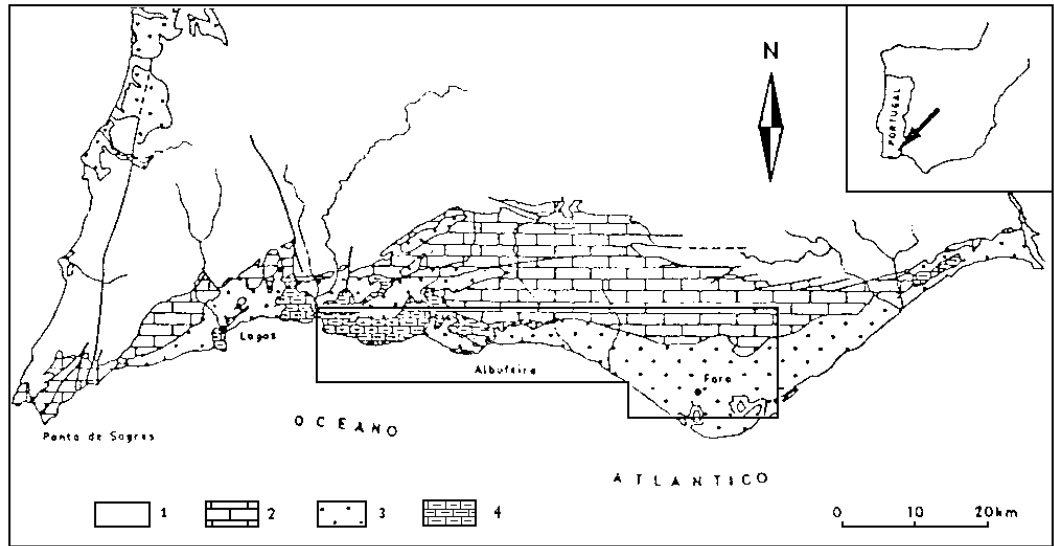


Fig. 1 – Esquema geológico do Sul de Portugal (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000).

1 – Soco paleozóico impermeável; 2 – Formações carbonatadas jurássicas; 3 – Formações detriticas com permeabilidade baixa e média (Cretácico, Miocénico e Plio-Quaternário); 4 – Formações carbonatadas miocénicas.

$$\Delta h = 0 \text{ para } x = \infty$$

$\Delta h = \Delta H_0 \sin \omega t$ para $x = 0$ sendo ω a velocidade angular (para um período t_0 de maré, $\omega = \frac{2\pi}{t_0}$)

A resolução da equação (1) para estas condições de fronteira conduz a:

$$\Delta h = \Delta H_0 \exp(-x\sqrt{\pi S/Tt_0}) \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x\sqrt{\pi S/Tt_0}\right) \quad (2)$$

que se pode expressar na seguinte forma, mais sintética:

$$\Delta h = \Delta H_0 \exp(-X) \cdot \sin(\tau - X) \quad (3)$$

onde:

$$X = x/x_0 \text{ (distância adimensional)}$$

$$x_0 = \sqrt{Tt_0/\pi S}$$

$$\tau = 2\pi t/t_0 \text{ (tempo adimensional)}$$

E. Cazenove (1971) estudou pormenorizadamente o fenómeno das flutuações do nível piezométrico induzidas pelas marés, apresentando numerosas soluções, que contemplam diversas situações possíveis.

De momento apenas se acrescentará, ao caso referido anteriormente, o de um aquífero semi-infinito e semiconfinado.

Neste caso a solução obtém-se resolvendo a equação da difusividade hidráulica,

$$\nabla^2 h + \frac{h'-h}{\lambda^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (4) \quad \text{onde}$$

$\lambda = \sqrt{KBB'/K'}$ (Factor de drenância) para as condições de fronteira já indicadas.

A resolução conduz a:

$$\Delta h = \Delta H_0 \cdot \exp(-\rho X) \cdot \sin(\tau - X/\rho) \quad (5)$$

$$\text{onde } \rho^2 - 1/\rho^2 = x_0^2/\lambda^2$$

A partir das equações (3) e (5) obtém-se fórmulas que permitem o cálculo das difusividades, quer a partir das amplitudes de oscilações quer a partir dos atrasos.

Assim, tendo em conta que, quando a oscilação é máxima, ou mínima,

$$\sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - x\sqrt{\pi S/Tt_0}\right) = \pm 1, \text{ a equação (3) fica reduzida}$$

a $\Delta h_0 = \Delta H_0 \exp(-X)$ a partir da qual se obtém a difusividade $D = T/S$:

$$D = \frac{x^2 \pi}{t_0 \cdot \ln^2(\Delta h_0/\Delta \Delta_0)} \quad (6)$$

Para calcular a difusividade a partir do atraso basta considerar que um determinado máximo, ou mínimo, da maré, verificado no instante t_c , junto à costa, ocorrerá no instante t , num piezómetro situado à distância x daquela, se:

$$\sin(\omega t_c) = \sin(\omega t - x\sqrt{\pi S/Tt_0}) \text{ ou seja, se:}$$

$$\frac{2\pi}{t_0} t_c = \frac{2\pi}{t_0} t - x\sqrt{\pi S/Tt_0} \text{ obtendo-se, por fim, a}$$

fórmula que permite calcular a difusividade a partir do atraso:

$$D = \frac{x^2 t_0}{4\pi t_L^2} \quad (7) \text{ sendo } t_L = t - t_c \text{ o atraso.}$$

No caso de se tratar de um aquífero semiconfinado os valores de D e ρ são obtidos a partir das equações seguintes:

$$\frac{D}{\rho^2} = \frac{x^2 \pi}{t_0 \cdot \ln^2(\Delta h_0/\Delta \Delta_0)} \text{ e } D\rho^2 = \frac{x^2 t_0}{4\pi \cdot \ln^2(\Delta h_0/\Delta \Delta_0)}$$

que multiplicadas e divididas, para eliminar variáveis conduzem a:

$$D = \frac{x^2}{2t_L \cdot |\ln(\Delta h_0/\Delta \Delta_0)|} \quad (8) \text{ e}$$

$$\rho = \sqrt{t_0 \cdot |\ln(\Delta h_0/\Delta \Delta_0)| / 2t_L \pi} \quad (9)$$

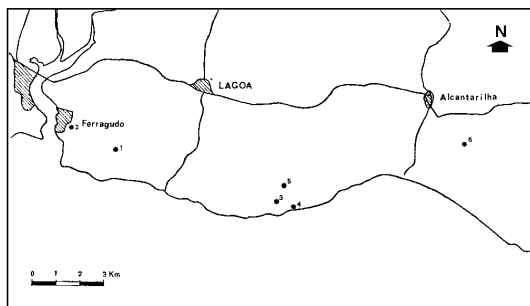


Fig. 2 - Localização dos pontos de água onde foi observado efeito de maré

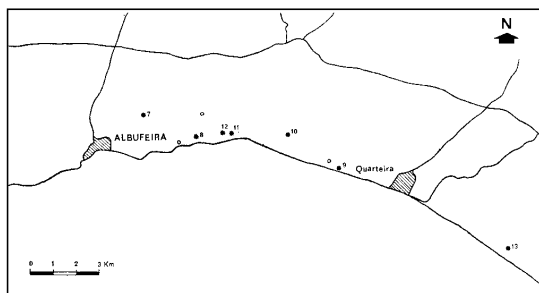


Fig. 3 - Localização dos pontos de água onde foi observado efeito de maré. * - pontos de água com flutuação; o - pontos de água sem flutuação.

CONDIÇÕES EXPERIMENTAIS

As formações carbonatadas miocénicas que se estendem entre Ferragudo e Olhos de Água constituem o suporte de aquíferos localmente importantes.

Para leste de Olhos de Água as formações carbonatadas encontram-se cobertas por depósitos detríticos mais recentes, de espessura variável.

Estes aquíferos constituem excelente campo para o estudo das flutuações de nível piezométrico induzidas pelas marés pois contactam com o mar numa extensão considerável e dispõem de número elevado de pontos onde se podem fazer observações daquele fenómeno.

As flutuações de nível piezométrico foram registadas por limnigrafos instalados para esse efeito, ou por medições periódicas de nível, efectuadas com sondas eléctricas, nos locais onde a instalação de limnógrafo não era possível.

Nas figs. 2 e 3 assinalam-se os locais onde se fizeram as observações.

TRATAMENTO DOS DADOS EXPERIMENTAIS

Como as marés são um fenómeno complexo, pois resultam da interacção de numerosas causas, as flutuações dos níveis piezométricos induzidas por aquelas, são também complexas.

De facto as oscilações de maré resultam da soma algébrica de um grande número de componentes harmónicas de diferentes períodos e amplitudes. Dentre elas destacam-se pela importância as de período semidiário (745 min), diário (1490 min) e semimensal (14,75 dias).

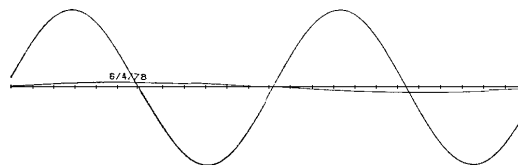


Fig. 4 - Resultado da decomposição da flutuação observada no ponto 8, em duas harmónicas.

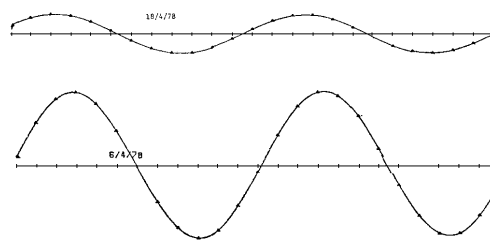


Fig. 5 - Comparação entre a curva experimental observada nos pontos 7 (parte superior) e 8 (parte inferior) e a curva calculada. Curva experimental a cheia, curva calculada representada por triângulos.

Como consequência da linearidade das equações que regem o fluxo subterrâneo, as flutuações dos níveis piezométricos, induzidas pelas marés, podem decompor-se no mesmo número de harmónicas.

O problema simplifica-se se se restringir a análise a um registo de duração aproximadamente diária. Neste caso, verifica-se que uma equação do tipo:

$$\Delta h = M + A_1 \cdot \sin(0,506 t + d_1) + A_2 \cdot \sin(0,253 t + d_2) \quad (10)$$

onde se consideram apenas as harmónicas de período de 745' e 1 490', reproduz eficazmente a oscilação. A utilização de uma equação do tipo:

$$\Delta h = M + A_1 \cdot \sin(0,506 t + d_1)$$

revelou-se insuficiente, quando aplicada a períodos superiores a 12 horas, pelo que apenas foi utilizada para registos inferiores àquele intervalo de tempo.

Nos casos estudados decompuseram-se as oscilações de maré e correspondentes oscilações de nível piezométrico, nas duas componentes harmónicas referidas e fez-se apenas o estudo da mais importante, a de período de 745'.

A figura 4 mostra o resultado da decomposição da oscilação registada num dado piezómetro, nas duas componentes referidas.

Os parâmetros da equação (10) foram determinados usando um programa apropriado de computador (programa MARSINUS).

As semi-amplitudes (Δh_0 , ΔH_0) e os atrasos (t_L) que entram nas fórmulas de cálculo da difusividade (6), (7) e (8) foram determinadas analiticamente a partir das sinusóides equivalentes (10).

Finalmente foram calculados os valores de D e ρ (fórmulas 8 e 9) e a curva teórica obtida, introduzindo aqueles valores na fórmula (5), foi comparada com a curva experimental (Fig. 5).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Em primeiro lugar verificou-se que os valores da difusividade obtidos a partir das amplitudes diferiam substancialmente dos que se obtiveram a partir dos atrasos.

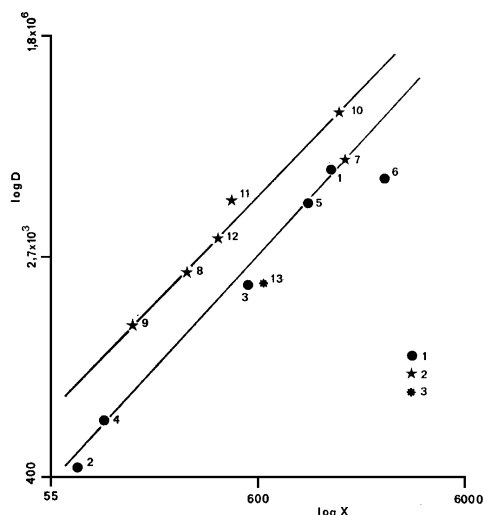


Fig. 6 - Relação entre a difusividade ($m^2/hora$) e a distância à costa (m).
1 - Região de Alcantarilha-Pera; 2 - Região de Albufeira; 3 - Quinta do Lago.

Assim, foi abandonada a hipótese de se tratar de aquífero confinado, semi-infinito.

A aplicação de um modelo de aquífero semi-confinado, semi-infinito, foi a alternativa escolhida pois forneceu resultados coerentes e não é contrariada pelos dados de campo (RAZACK & *al.*, 1980). De facto as formações carbonatadas miocénicas encontram-se cobertas por depósitos detríticos de idade mio-plio-quadernária, de espessura variável, que poderão funcionar como aquífero.

Note-se, no entanto, que os ensaios de bombeamento até agora realizados não revelaram esse semi-confinamento, o que poderá ser atribuído quer à duração excessivamente curta dos ensaios, para ressaltar o efeito de drenância, quer por terem sido executados em locais onde o referido efeito era pouco acentuado.

TABELA I

Nº	D(m^2/h)	ρ	λ	x(m)
1	143 500	1,35	670	1400
2	483	1,14	60	75
3	15 900	1,52	180	550
4	1 200	1,62	46	100
5	74 900	1,41	446	1100
6	122 160	1,18	838	2650
7	172 500	$1,21 \pm 0,166$	1336 ± 470	1650
8	$19\ 500 \pm 2000$	$1,50 \pm 0,075$	207 ± 5	260
9	7 000	1,32	154	140
10	423 000	3,62	358	1500
11	77 500	2,14	265	430
12	37 800	1,28	390	370
13	16 100	1,41	208	625

Os valores obtidos a partir das equações (8) e (9) constam da tabela I.

Nalguns locais o período de observação foi suficientemente prolongado para permitir calcular intervalos de confiança. Nos outros os dados que se apresentam constituem apenas uma primeira aproximação dos verdadeiros valores, já que pequenos erros na determinação das amplitudes, ou dos atrasos, conduzem a erros grosseiros na determinação das difusividades.

No entanto, os resultados permitem verificar que há um aumento da difusividade com o afastamento da costa. Embora os resultados não sejam suficientemente numerosos para tirar conclusões seguras parece haver uma relação do tipo:

$$\log D = a \cdot \log x + b \text{ onde } a \text{ e } b \text{ são constantes (Fig. 6).}$$

Observam-se dois conjuntos que corresponderão a duas realidades físicas diferentes: um conjunto correspondente à região de Alcantarilha-Pera incluindo, ainda, Montechoro e Quinta do Lago, reflectindo as propriedades primárias dos aquíferos miocénicos; um conjunto correspondente à região de Albufeira-Quarteira reflectindo as propriedades dos aquíferos miocénicos desenvolvidas por intensa carsificação. A aparente excepção do ponto 7 (Montechoro) explica-se por este se situar perto de um limite impermeável (formações detríticas cretácicas) e portanto aí a carsificação ser pouco desenvolvida.

O conjunto correspondente à região de Albufeira é caracterizado por valores mais altos de difusividade. De momento não se dispõe de hipóteses seguras para explicar o aumento de difusividade com a distância à costa; poderá corresponder eventualmente à diminuição de espessura dos aquíferos na direcção da costa, como consequência de erosão, à diminuição de permeabilidade junto àquela por acumulação de finos, ou mesmo à acção conjunta dos dois fenómenos. Pode, ainda, significar que o modelo usado não se adapta à realidade física local. Com efeito os aquíferos estudados são do tipo fissurado apresentando dupla porosidade conforme foi evidenciado em alguns ensaios, ao contrário do semiconfinamento, como já foi referido.

Os aquíferos com dupla porosidade são constituídos por blocos possuindo uma porosidade de microfracturas e poros, blocos esses separados uns dos outros por macrofracturas. Estas possuem uma difusividade muito maior do que os blocos e, assim, as flutuações propagam-se muito mais rapidamente nelas gerando-se diferenças de potencial hidráulico entre os dois meios e o consequente fluxo entre eles (BARENBLATT & *al.*, 1960; STRELTSOVA, 1976).

Assim, o conjunto de microfracturas e de poros poderia actuar em sentido semelhante ao de um aquífero confinado conferindo aos aquíferos com dupla porosidade comportamento similar ao dos aquíferos semiconfinados.

O esclarecimento destes problemas implicaria uma investigação cuidada e prolongada do tema.

SÍMBOLOS USADOS

∇^2	Operador de Laplace: $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$
h	Nível piezométrico
S	Coefficiente de armazenamento
T	Transmissividade
t	Tempo
x	Distância à costa
Δh	Variação do nível piezométrico em relação ao nível médio
Δh_0	Semi-amplitude da oscilação no piezômetro
ΔH_0	Semi-amplitude da maré
t_0	Período da maré
D	Difusividade hidráulica: $D = T/S$
ρ	Parâmetro caracterizando a intensidade de drenância: $\rho^2 - 1/\rho^2 = x_0$
$1/\lambda^2$	
0	
λ	Factor de drenância: $\lambda = \sqrt{Kbb'/K'}$
K'	Condutividade hidráulica do aquífero
b'	Espessura do aquífero
K	Condutividade hidráulica do aquífero
b	Espessura do aquífero
X	Distância adimensional: $X = x / x_0$
x_0	Distância $x_0 = \sqrt{Tt_0/\pi S}$
τ	Tempo adimensional: $\tau = 2\pi t / t_0$
h'	Nível piezométrico no aquífero

BIBLIOGRAFIA

- BARENBLATT, G., ZHELTOV, I. & KOCHINA, I. (1960)-Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Journ. Applied Math. Mech.*, Moscovo, vol. 24, nº 5, pp. 1284-1303.
- BOUSSINESQ, J. (1877) - Essai sur la théorie des eaux courantes. *Mém. Acad. Sciences Paris*, Imprimerie Nationale, 252 pp.
- CAZENOVE, E. DE (1971) - Ondes phréatiques sinusoïdales. *Houille Blanche*, Paris, vol. 26, pp. 601-616.
- FERRIS, J. (1951) - Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *Ass. Int. Hydrol. Sci., Assemb. Générale*, Bruxelles, t. 11, 148 pp.
- JACOB, C. E. (1950) - Flow of Groundwater. In *Engineering Hydraulics*, Ed. H. Rouse. *John Wiley & Sons*, New York.
- RAZACK, M., DROGUE, C., ROMARIZ, C. & ALMEIDA, C. (1980) - Étude de l'effet de marée océanique sur un aquifère carbonaté cotière (Miocène de l'Algarve - Portugal). *Journ. Hydrology*, Amsterdam, vol. 45, pp. 57-69.
- STRELTSOVA, T. D. (1976) - Hydrodynamics of Groundwater flow in fractured formations. *Water Resources Research*, Washington, vol. 12, nº 3, pp. 405-414.
- VAN DER KAMP, G. S. J. P. (1973) - Periodic flow of groundwater. *Editions Rodopi N. V.*, Amsterdam, 121 pp.