

## MOVIMENTO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM CAMADAS SEMI-PERMEÁVEIS

Tilson Baltazar da Costa

(Grupo de Geofísica do Departamento de Física Teórica e Experimental da Universidade Federal do Rio Grande do Norte).

### ABSTRACT

Measurements were made of temperatures in a water well in the town of Soledade, Rn, Brasil, in order to study the motion of underground water in semipermeable sedimentary layers. Measurements were made at intervals of 5 meters.

A thermistor connected to a Wheatstone bridge was used to measure the equivalent resistance of the thermistor. These values were transformed in to Temperature values by using conversion tables.

The analysis of the temperature X depth plot shows that the motion of underground water effects the vertical distribution of temperature. The analysis also shows that the heat transfer, in this region, is due to conduction and convection, simultaneously. The "temperature gradient" X "temperature" plot reveals the importance the convective heat transfer for to the determination of the vertical velocity of the underground water.

The thermal conductivity of the rocks was obtained from the devided - bar device. It was observed that high values of thermal conductivity are correlated with the flow of water. In region with low values of thermal conductivity, there is no motion of water.

The distribution of the temperature of the fluid in the well can be used as an indirect method for the levels of the water flow.

## INTRODUÇÃO

Estudos hidrogeológicos desenvolvidos recentemente, mostraram a importância do perfil de temperatura na interpretação de movimento de água subterrânea, em camadas sedimentares permeáveis. Stallman, 1963, apresentou a equação básica para transferência de calor e água no interior da terra, e sugeriu sua aplicação para determinar a taxa de movimento da água subterrânea em camadas sedimentares permeáveis. Bredeholft e Papadopulos, 1965, apresentaram uma solução para a equação e posteriormente Sorey, 1971, Mansure e Reiter, 1979, Jong e Geinaest, 1979, aplicaram em trabalhos específicos para determinar a velocidade de água subterrânea através de camadas semi-permeáveis.

Nossas reservas de água subterrânea têm sido, frequentemente, consideradas inesgotáveis. Os avanços da hidrogeologia mostram que essa crença é infundada. Faz-se necessário um estudo detalhado, por meio de métodos seguros e racionais, visando determinar a quantidade de água subterrânea disponível para que se faça uma utilização judiciosa e farta dessa reserva.

A proposta desse trabalho é investigar o movimento de água subterrânea em uma camada sedimentar semi-permeável, relacionando os resultados com a geologia regional e em seguida calcular parâmetros de interesse hidrogeológico.

## FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Geralmente existe movimento d'água subterrânea em camadas sedimentares semi-permeáveis. Muitas vezes o movimento ascendente ou, descendente, ocorre tão lentamente que é impossível detectar-se, através de medidas diretas, qualquer fluxo de água dentro das formações. Entretanto, por meio de perfilagem térmica com termistores capazes de acusarem variações de temperatura de 0,01°C, pode-se, facilmente calcular velocidades de fluidos da ordem de 1mm/dia, assim como determinar sua direção.

A equação básica que descreve o transporte de calor por um fluido que se move com velocidade  $V$  através de um meio sem fontes internas de calor é:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \nabla^2 T - \rho_w C_w (V_z T) \quad (1)$$

Onde:

PC - densidade e calor específico a pressão constante para o material saturado d'água;

T - Temperatura;

t - tempo

$\lambda$  - condutividade térmica do material saturado d'água;

$P_w C_w$  - densidade e calor específico d'água.

Para intervalos de tempo pequenos (com referência a tempos geológicos) a temperatura não varia com o tempo e se considerarmos somente a componente vertical  $V_z$  do movimento e tendo-se em conta que a água é um fluido praticamente incompressível, a equação (1) reduz-se a:

$$\frac{d^2 T}{dz^2} - \frac{P_w C_w}{\lambda} \frac{dT}{dz} = 0 \quad (2)$$

cuja solução é

$$T(Z) = \frac{T_1 - T_0}{L\beta - 1} \left| \exp\left(\frac{\beta Z}{L}\right) - 1 \right| + T_0 \quad (3)$$

Onde:

$T(Z)$  - temperatura a uma profundidade  $Z$ ;

$T_0$  - temperatura em  $Z = 0$ ;

$T_1$  - temperatura em  $Z = L$ ;

$L$  - intervalo de profundidade em que há movimento d'água.

e

$$\beta = \frac{P_w C_w L}{\lambda} V_z \quad (4)$$

Se não houvesse movimento d'água  $V_z = 0$  e portanto  $\beta = 0$ , a equação (2) se reduziria a

$$\lambda \frac{dT}{dt} = Q \quad (5)$$

equação do transporte de calor por condução, cuja solução é:

$$T(Z) = T_0 + \frac{(T_1 - T_0)}{L} Z \quad (6)$$

onde o gráfico temperatura versus profundidade daria a linha pontilhada da Fig. 1, indicando o crescimento linear da temperatura com a profundidade. No caso de haver movimento d'água para baixo ( $\beta$  diferente de zero, positivo) o gráfico será a curva cheia mostrada na mesma figura; se o movimento for para cima, a curvatura será simétrica a esta em relação à curva para  $\beta = 0$  (Ver Fig. 1). Portanto, olhando-se a variação da temperatura com a profundidade a partir de dados obtidos de perfilagem térmica feitas nos furos, fica fácil verificar se há movimento d'água dentro da formação.

Vejamos agora como é possível calcular a velocidade com que a água flui através das formações.

O fluxo de calor que chega a superfície da terra por condução é calculado pela equação (5) mas, devido ao movimento de água, há uma parte de calor que é transportado por convecção e o fluxo de calor total  $q$  será:

$$q = -\lambda \frac{dT}{dZ} + P_w C_w V_w (T - T') \quad (7)$$

onde o segundo termo do lado direito desta equação representa o calor transportado por convecção. Substituindo o valor de  $\beta$  dado por (4) na equação acima, temos

$$\frac{dT}{dZ} = \frac{\beta}{L} (T - T') - \frac{q}{\lambda} \quad (8)$$

O gráfico  $dT/dZ$  versus  $T$ , ou seja, gradiente geotérmico versus temperatura, fornece uma reta cuja inclinação dá o valor de  $\beta/L$  e a intersecção  $q/\lambda$ . O valor da condutividade térmica das rochas pode ser medido em laboratório e usando-se valores tabelados para a densidade e calor específico da água, calculamos a velocidade de vazão da água dentro da formação por:

$$V_z = \left( \frac{\beta}{L} \right) \frac{\lambda}{\rho_w C_w} \quad (9)$$

Regiões em que não ocorre movimento d'água ( $\beta = 0$ ) o gráfico fornece uma reta horizontal (Fig. 2). A inclinação negativa ( $\beta < 0$ ) indica movimento d'água para cima, positiva ( $\beta > 0$ ) indica movimento para baixo (Fig. 2).

Cada ponto representa uma medida de temperatura que foi feita em profundidade conhecida, ficando fácil determinar-se onde é que ocorre entrada ou saída d'água, isto pode ajudar na colocação de filtros uma vez que, conhecendo-se com precisão o intervalo de profundidade em que se dá a entrada d'água, pode-se evitar desperdício na instalação desnecessária de filtros onde não há movimento d'água.

É importante enfatizar que a equação (7) representa a componente vertical do fluxo total de calor e é válida mesmo que haja movimento horizontal de água subterrânea. Entretanto, se o gráfico gradiente versus temperatura dos dados obtidos na perfilagem térmica do poço for linear, conforme a Figura 2, então não há movimento horizontal, a não ser que este se dê paralelamente as isotermais, não afetando portanto a distribuição de temperatura.

De posse do conhecimento da componente vertical de velocidade d'água dentro da formação, pode-se calcular a permeabilidade ( $k$ ) do meio desde que se saiba através de informações geológicas, a variação de nível hidrostático  $dh/dZ$  na região em questão. A lei de Darcy nós dá:

$$V_z = K \frac{dh}{dZ} \quad (10)$$

de onde tiramos:

$$K = \frac{V}{z} \frac{dh}{dz} \quad (11)$$

O conhecimento da permeabilidade do meio é de interesse hidrogeológico.

#### MEDIDAS DE TEMPERATURAS

Estas medidas deverão ter uma precisão de ordem 0,01°C para que se possa detectar movimentos d'água subterrânea dentro das formações com velocidade da ordem de 1 mm por dia. Para isto o melhor tipo de termômetro é o de termistor, que é um semicondutor cuja resistência elétrica decresce com o aumento de temperatura. O termistor é conectado a um cabo condutor triplo, o qual é inserido no furo que se quer medir a temperatura. A outra ponta do cabo é ligada a uma ponte Wheatstone que dá diretamente o valor da resistência do termistor a uma dada profundidade. O termistor é antes calibrado com um termômetro padrão de platina, sendo possível então fazer-se rapidamente a conversão dos valores de resistência obtidos no furo para valores precisos de temperatura. A Figura (3) é um esquema da ponte com o cabo condutor.

Para que os valores medidos de resistência sejam verdadeiros é necessário que o cabo condutor triplo não tenha emendas, pois isso afetaria seriamente o valor da resistência.

#### MEDIDAS DE CONDUTIVIDADE TÉRMICA

Para se calcular a vazão d'água subterrânea dentro de uma formação, é necessário primeiro medir-se a condutividade térmica da rocha saturada d'água. O valor da condutividade térmica de uma dada amostra é determinado comparando-se o decréscimo de temperatura devido a amostra com o de um padrão cuja condutividade é conhecida. As amostras são cortadas e polidas sob a forma de discos e faz-se uma pequena pilha de 3 discos: 1 disco do material que se quer determinar a condutividade térmica colocado entre 2 discos do material padrão. Por meio de dois calorímetros, mantidos a temperaturas diferentes, estabelece-se um fluxo de calor através da pilha de discos e mede-se as diferenças de temperatura em cada disco. Na ausência de perdas laterais de calor, o fluxo de calor  $Q$  através da pilha é dado por:

$$Q = \frac{(\Delta T)_p}{D_p} \lambda_p = \frac{(\Delta T)_a}{D_a} \lambda_a = \frac{(\Delta T)_p}{D_p} \lambda_p \quad (12)$$

onde.

$(\Delta T)_p$   $(\Delta T)_a$  - diferenças de temperaturas através do padrão e da amostra respectivamente;

$\lambda_p$   $\lambda_a$  - condutividade térmica do padrão e da amostra;

$D_p$   $D_a$  - espessura do disco do padrão e da amostra.

Por meio desta equação determina-se facilmente a condutividade térmica da amostra.

## GEOLOGIA

Uma descrição resumida do perfil lito-geológico e da localização do poço é dada a seguir.

O poço foi perfurado com a finalidade de se obter água subterrânea para abastecimento público do povoado Soledade pertencente ao município de Apodi, no Estado do Rio Grande do Norte. Sua perfuração foi iniciada em 22 de maio de 1978 e completada em 14 de julho de 1978. O poço foi revestido com canos galvanizados até a profundidade de 95 metros e foram colocados filtros nas regiões em que se supõe a existência de rochas sedimentares semi-permeáveis.

A descrição do perfil lito-geológico (Figura 4) mostra que até a profundidade de 57 metros, o poço atravessa um pacote de rocha sedimentar calcária com intercalações de argila. De 57 a 63 metros o perfil acusa a presença de uma camada de argila calcífera. Entre 63 a 72 metros existe uma camada de arenito associada com óxido de ferro e novamente no intervalo de 72 a 78 metros uma camada de argila calcífera. No intervalo de 78 a 84 metros está presente uma camada de arenito calcífero argiloso e finalmente entre 84 a 95 metros uma camada de argila avermelhada pouco calcífera.

## TÉCNICA DE MEDIDAS

### TEMPERATURA

As medidas de temperaturas foram obtidas com o equipamento descrito na

parte de metodologia, em intervalos de profundidade de aproximadamente 5 metros . Os registros de temperaturas são mostrados na Tabela 1. A figura (4) mostra o perfil dessas temperaturas versus profundidade. Uma análise direta nesse perfil mostra que a temperatura varia linearmente com a profundidade, nos intervalos compreendidos entre 25 a 55 metros e 80 a 90 metros. Os gradientes de temperaturas nesses intervalos foram calculados usando-se o método dos mínimos quadrados, cujos resultados são apresentados na Tabela 3.

TABELA 1 - MEDIDA DE TEMPERATURA X PROFUNDIDADE

<u>PROFUNDIDADE</u> (metros)	<u>TEMPERATURA</u> (°C)
20	34.637
25	34.969
30	35.059
35	35.175
40	35.337
45	35.477
50	35.626
55	35.741
60	35.837
65	35.930
70	36.116
75	36.332
80	36.586
85	36.737
90	36.942
95	37.362

#### CONDUTIVIDADE TÉRMICA

Os valores de condutividade térmica das rochas, foram determinados utilizando-se o dispositivo de barra dividida (Fig. 5). O método consiste em introduzir um disco de rocha entre dois cilindros de latão. A temperatura do cilindro superior é controlada através de um fluxo de água destilada aquecida de aproximadamente 36°C, enquanto o fluxo de água que controla a temperatura do cilindro inferior é de aproximadamente 25°C. Devido a diferença de temperatura entre o cilindro superior e o cilindro inferior é estabelecido um fluxo de calor constante ao longo

do disco de rochas.

Na impossibilidade de se conseguir testemunho de rocha, porque as amostras foram coletadas sob forma de fragmentos, isto é, amostra de calha, foi idealizado o seguinte esquema: os fragmentos de rocha foram pulverizados com a finalidade de se conseguir a máxima compactização possível. As rochas foram depositadas em recipientes cilíndricos de acrílico de baixa condutividade térmica, evitando perda lateral de calor, sendo que, a base desse recipiente é de cobre, alta condutividade térmica, que facilita o fluxo de calor, não interferindo nas medidas de temperatura ao longo da pilha de disco de acrílico. As amostras e o padrão inferior e superior foram saturadas com água destilada, e como se conhece o volume de água colocado no recipiente e a condutividade térmica d'água é possível fazer correções para se reaver o valor da condutividade térmica da rocha em seu estado natural. Depois de saturados os recipientes contendo amostra e os padrões superior e inferior foram introduzidos entre as barras de latão, formando um sistema cilíndrico compacto. Após aproximadamente 30 minutos a condição de estado estacionário do sistema foi estabelecida, possibilitando determinar as temperaturas no topo e na base da amostra e do padrão inferior e superior. A leitura dessas medidas de temperatura foram obtidas usando-se quatro termopares de cobre - contanta. Os padrões superior e inferior foram preenchidos com basalto, cuja condutividade térmica, 4,5 mcal/cms°C, foi determinada por Chi (1980) utilizando para isso o método do estado estacionário.

A equação 12 pode ser escrita da seguinte forma:

$$\lambda_a = \lambda_{ps} \frac{D_a}{D_{ps}} \left( \frac{T_1 - T_2}{T_2 - T_3} \right) \quad (13)$$

ou

$$\lambda_a = \lambda_{pi} \frac{D_a}{D_{pi}} \left( \frac{T_3 - T_4}{T_2 - T_3} \right) \quad (14)$$

substituindo o valor da espessura do disco do padrão e da amostra como também os valores das temperaturas medidas pode-se facilmente determinar a condutividade térmica das amostras. Os valores encontrados em intervalos de 3 metros estão listados na Tabela 2.

**TABELA 2 - CONDUTIVIDADE TÉRMICA DO POÇO SOLEDADE**

PROFUNDIDADE (metros)	C. TÉRMICA mcal/cms°C
24 - 27	6.3
27 - 30	8.3
30 - 33	8.3
33 - 36	7.0
36 - 39	5.5
39 - 42	5.5
42 - 45	5.5
45 - 48	6.6
48 - 51	5.0
51 - 54	5.5
54 - 57	4.7
57 - 60	4.5
63 - 55	8.8
66 - 69	8.8
69 - 72	11.6
72 - 75	5.1
75 - 78	5.8
78 - 81	8.0
81 - 84	5.8
84 - 87	4.8
87 - 90	4.2
90 - 93	4.8
93 - 97	4.2
97 - 100	5.4

**FLUXO DE CALOR**

Quando a camada sedimentar é relativamente espessa, é possível determinar o gradiente geotérmico e a condutividade térmica do pacote sedimentar, desde que não existem fatores perturbadores capazes de modificar o valor real do gradiente de temperatura, tais como: penetração da variação sazonal da temperatura

da superfície, infiltração de água meteóricas, mudança do nível freático e movimento de água subterrânea nas camadas permeáveis.

Na região entre 25 a 55 metros é razoável assumir que a transferência de calor se dá somente por condução. O valor médio da condutividade térmica, 6.1 mcal/cms<sup>o</sup>C, para esse intervalo, foi calculada a partir dos resultados experimentais apresentados na Tabela 2. Substituindo o valor médio da condutividade térmica e o gradiente de temperatura (Tabela 3) na equação 5, temos que o fluxo de calor entre 25 a 55 metros é da ordem de 1.6  $\mu$ cal/cm<sup>2</sup> s. Para o intervalo de 80 a 90 metros a condutividade térmica média, 4,9 mcal/cms<sup>o</sup>C foi calculada dos dados experimentais da Tabela 2. Substituindo esse valor e o gradiente geotérmico (Tabela 3) para o referido intervalo o fluxo de calor através da superfície é da ordem de 1.7  $\mu$ cal/cm<sup>2</sup> s.

TABELA III - MEDIDAS DE GRADIENTE E CONDUTIVIDADE DO POÇO DE SOLEDADE

PROFUNDIDADE (metros)	GRADIENTE °C/m	CONDUTIVIDADE ( $\mu$ cal/cms <sup>o</sup> C)
25 - 55	0.0268	6.1
80 - 90	0.0350	4.9

### DISCUSSÃO

É possível analisar os dados experimentais por diferentes métodos. A maneira mais fácil para analisar o movimento de água subterrânea em camadas semi-permeáveis foi sugerida e aplicada por Massure e Reiter (1979). O método consiste em traçar uma curva dos gradientes geotérmicos versus temperatura (Figura 6) na região em que a temperatura parece não variar linearmente com a profundidade. Para determinar essa região basta observar a variação do gradiente com a profundidade, isto é, se o gradiente permanecer aproximadamente constante em um determinado intervalo de profundidade, indica que a transferência de calor nessa formação se dá por condução, em caso contrário a transferência de calor se dá simultaneamente por condução e convecção.

No caso do poço de Soledade é fácil verificar que esse intervalo corresponde a profundidade de 55 a 80 metros, pois os intervalos entre 25 a 55 metros e 80 a 90 metros a temperatura varia linearmente com a profundidade (Figura 4).

Portanto, nessas duas regiões não ocorre movimento de água ( $\beta = 0$ ). Para a região entre 55 a 80 metros,  $\beta \neq 0$ , indica que existe movimento uniforme de água.

Da, figura 6 pode-se determinar a inclinação e a intersecção da reta

$$-\frac{Q}{\lambda} = -0.01999^{\circ}\text{C/m} \quad \text{e} \quad \frac{\beta}{L} = 0.03289^{\circ}\text{C/m}$$

A descarga específica da velocidade do fluxo de água é dada pela equação (4), sendo igual a

$$V_z = 2,2 \text{ mm/dia}$$

Os valores de gradiente de temperatura e condutividade térmica estão coerente com os resultados obtidos por Costa (1979) em poços localizados próximo ao poço de Soledade. Pode-se associar essa semelhança ao fato de que todos os poços localizados dentro dessa área atravessam aproximadamente o mesmo pacote sedimentar.

A Figura 7 mostra o diagrama do balanço de energia para o poço Soledade.

## CONCLUSÃO

A análise do comportamento térmico do poço de Soledade, mostra a possibilidade de ocorrência de movimento ascendente de água subterrânea entre 55 a 80 metros, reduzindo o fluxo de calor de  $1.7 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$  observado entre 80 a 90 metros para  $1.6 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$  acima dos 55 metros.

A velocidade da água subterrânea no interior do poço, está relacionada com a variação da condutividade térmica. Nas regiões de baixa condutividade térmica média, o perfil térmico não mostra movimento de água subterrânea enquanto que na região de alta condutividade térmica média, o perfil térmico indica a presença de movimento de água subterrânea.

Os resultados dos dados experimentais descritos nesse trabalho mostram que sob condições favoráveis a distribuição de temperatura do fluido do poço pode ser usada como método indireto, para determinar a velocidade vertical da água subterrânea e conseqüentemente o intervalo de profundidade, em que o aquífero está confinado, facilitando assim a identificação da região em que se deve colocar os filtros.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- (1) - BREDEHOEFT, J. D., and I. S. PAPANOPULOS - Rates of Vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile, Water Resour. Res., 1, 325 - 328, 1965.
- (2) - CHI, Men Chu - Medida de Condutividade térmica das rochas pelo método de sonda de agulha, Relatório apresentado a Fundação Amparo à Pesquisa (FAPESP), março - 1979.
- (3) - COSTA, T. B. - Relatório de Medidas Geotérmicas na Bacia Potiguar , nº 3, apresentado para a UFRN, CPRM (Recife), CDM (Natal), 1979.
- (4) - JONG, S. J. - The groundwater thermal regime in the Flevo Polders and Gelderse Vallei, Geologie en Mijnbouw. Vol. 58 (3), 295 - 304 , 1979.
- (5) - MANSURE, A. J., and REITER M. - A Vertical Groundwater Movement Correction for Heat Flow. Journal of Geophysical Research, Vol. 84, B7, July, 1979.
- (6) - SOREY, M. L. - Measurement of Vertical groundwater Velocity from Temperature Profiles in Wells, Water Resour. Res., 7, 963-970, 1971.
- (7) - STALLMAN, R. W. - Computation of groundwater Velocity from temperature data, U. S. Geol/Surv Water Supply pap., 1544 - H. 36 - 46 , 1963.

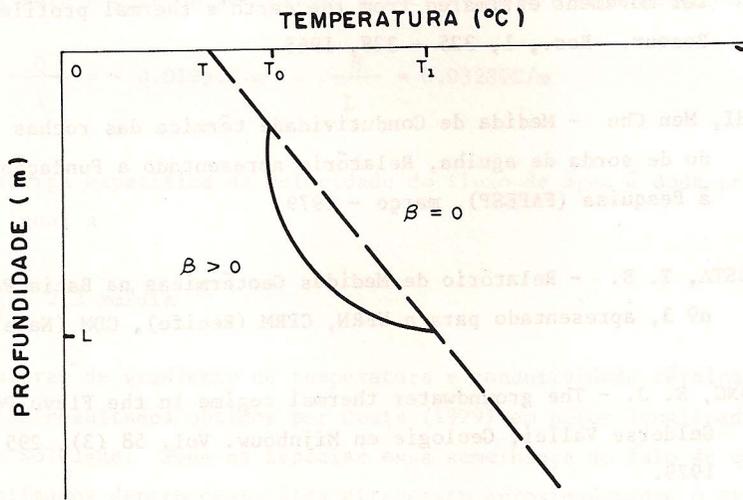


FIGURA 1: PERFIL DE TEMPERATURA VERSUS PROFUNDIDADE PARA MOVIMENTO D'ÁGUA SUBTERRÂNEA DESCENDENTE, E ESTACIONÁRIO.

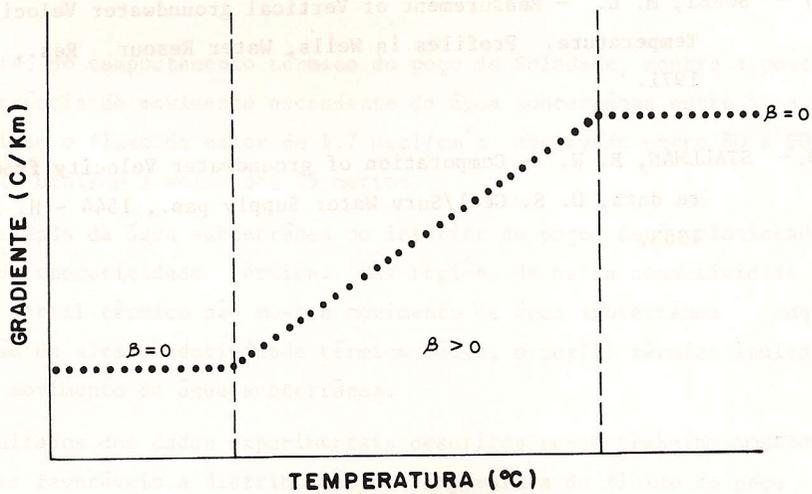


FIGURA 2: PERFIL DE GRADIENTE VERSUS TEMPERATURA PARA MOVIMENTO D'ÁGUA DESCENDENTE.

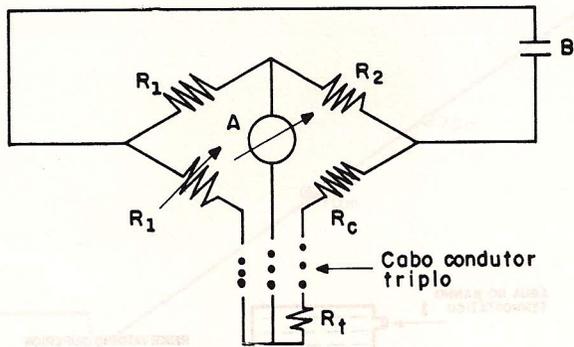


FIGURA 3: ESQUEMA DO EQUIPAMENTO DE MEDIDA DE TEMPERATURA.

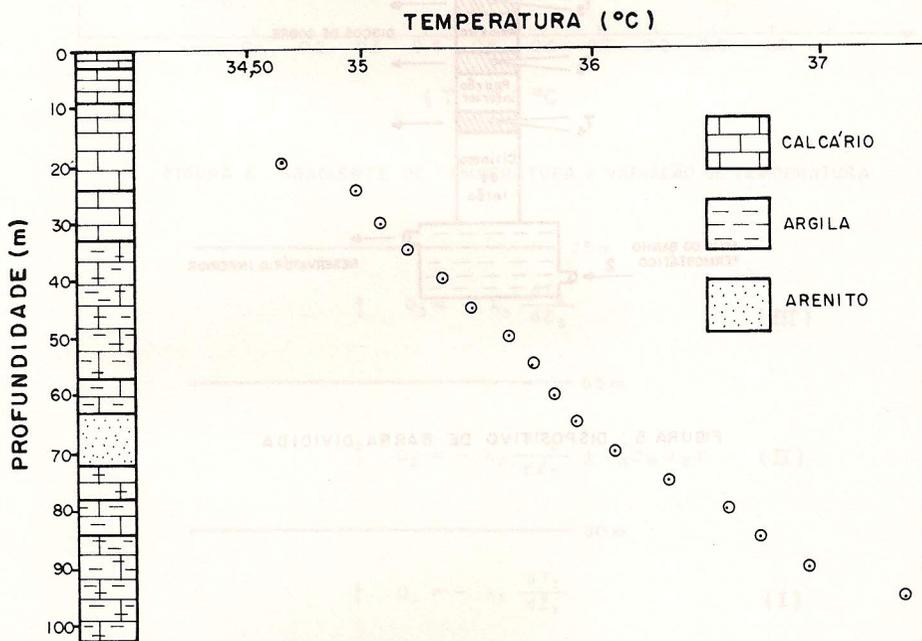


FIGURA 4: PERFIL LITO-GEOLÓGICO. PROFUNDIDADE x TEMPERATURA. POÇO DE SOLIDADE.

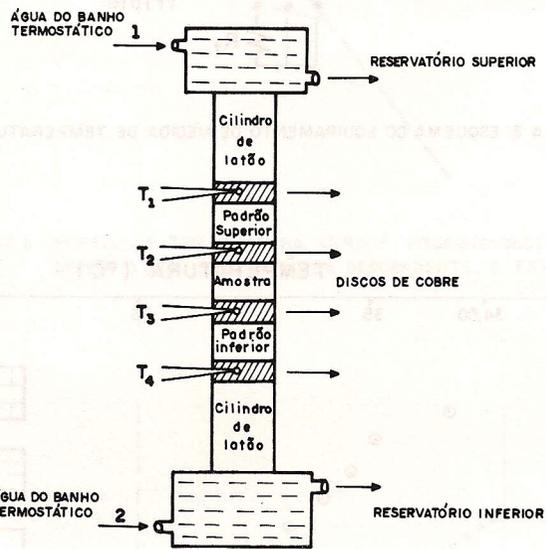


FIGURA 5: DISPOSITIVO DE BARRA DIVIDIDA

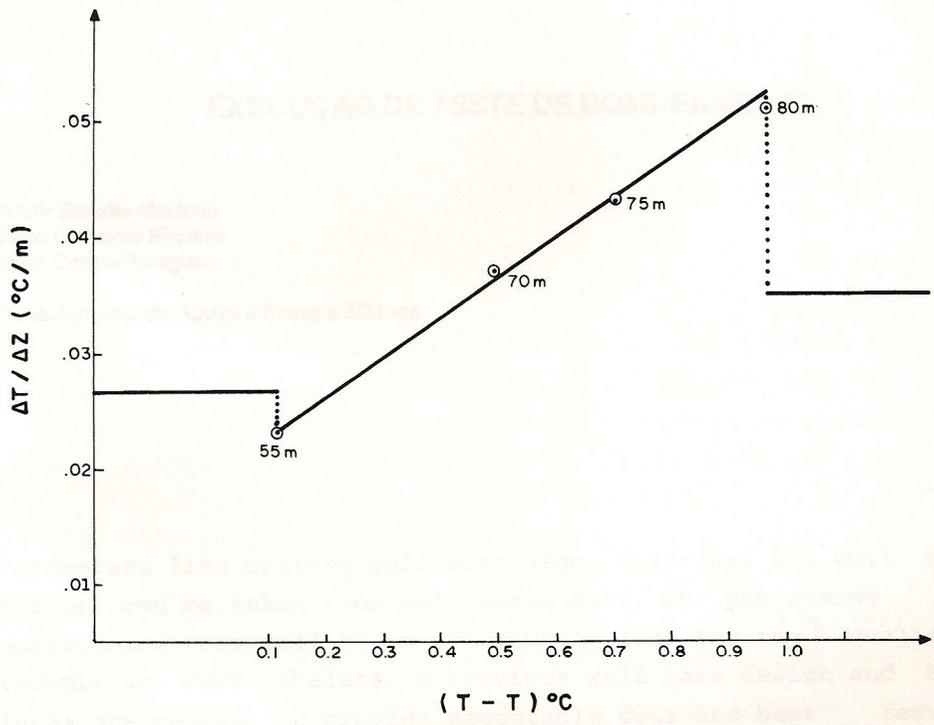


FIGURA 6: GRADIENTE DE TEMPERATURA x VARIAÇÃO DE TEMPERATURA

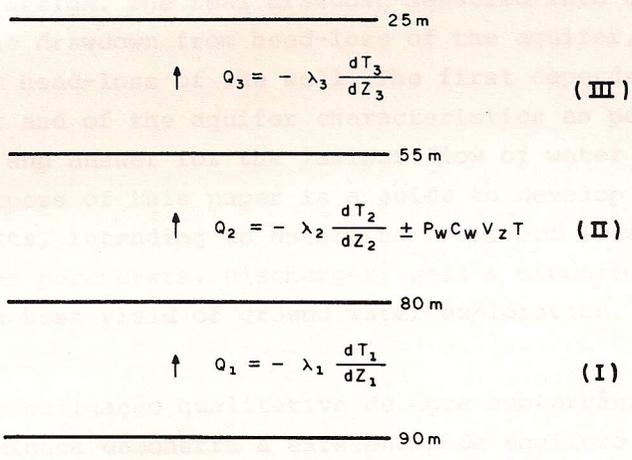


FIGURA 7: DIAGRAMA DO BALANÇO DE ENERGIA