



# A sísmica de refração e o GPR no mapeamento do nível freático de aquífero não confinado. Uma análise comparativa a partir de um estudo na cidade de São Paulo/Brasil

\* Manuelle Santos Góis *Paixão*<sup>1</sup> & \*Renato Luiz *Prado*<sup>2</sup>

\*Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG/USP, Brasil

<sup>1</sup> IAG/USP – Programa de pós-graduação, manuelle@iag.usp.br

<sup>2</sup> IAG/USP – Departamento de Geofísica, renato@iag.usp.br

Copyright 2005, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, 11-14 September 2005.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Ideas and concepts of the text are authors' responsibility and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

## Abstract

The work had as objective the water table mapping with GPR (Ground Penetrating Radar) method, and seismic refraction with a comparative analysis between both results, once both answers to the presence of interstitial water of vadosa zone are distinct.

Geophysical data were acquired in São Paulo city, in Brazil.

Both methods revealed uncertainties in the determination of water table, but for the studied case, the most common errors were associated to the results of seismic refraction due to the uncertainty in the seismic wave velocity determination in the first layer.

Considering the studied case, we find out the integration of the worked methods, always possible, can give rise to decrease related to inversion ambiguities of the data, and contribute to better accuracy in water table mapping.

## Contextualização e Relevância

Estimar parâmetros hidrogeológicos como o nível d'água -N.A.- é de fundamental importância para os estudos hidrogeológicos nas mais diversas áreas de aplicação (migração de contaminantes, balanceamento hídrico, exploração e contaminação de aquíferos etc.)

Investigações rasas para projetos de monitoramento, controle ou remediação de contaminação freqüentemente requerem o conhecimento da distribuição espacial do conteúdo de água e do fluxo preferencial dos fluidos para estudos de modelagem e previsão de transporte dos poluentes. A obtenção dessas informações com métodos convencionais, normalmente invasivos (perfuração e escavação), é dificultada pelas condições do espaço urbano, ou mesmo proibitiva por razões de segurança.

Alguns métodos geofísicos, por serem não invasivos, são bastante empregados em estudos hidrogeológicos e de contaminação de solos e aquíferos. O Radar de Penetração no Solo (*Ground Penetrating Radar – GPR*) e a sísmica de refração são alguns dos principais métodos empregados (Bradford, 2002; Francese *et al.*, 2002; Bachrach *et al.*, 1998a; Cardimona *et al.*, 1998; Jefferson *et al.*, 1998; Arcone *et al.*, 1998; Bachrach e Nur, 1998b; Birkelo *et al.*, 1987; Dodds e Ivic, 1990).

Ocorre que as ondas elástica e eletromagnética reagem de maneiras distintas à presença da água intersticial na zona vadosa. Enquanto a velocidade da onda eletromagnética é severamente afetada pela presença da água, mesmo quando presente nas formas pelicular e capilar, a onda elástica só reage a partir de uma saturação superior a 90% (Biot, 1962). A partir destes pressupostos, os níveis freáticos determinados pelos dois métodos podem ser diferentes, dependendo do comportamento da zona vadosa. Se esta zona for espessa, com aumento gradual dos teores de umidade, também ocorrerá uma transição dos valores de velocidade da onda eletromagnética, e conseqüentemente, dificuldades para o mapeamento do N.A. Por outro lado, em se tratando das ondas elásticas, esperar-se-á pouca variação nos valores de velocidade ou até mesmo uma pequena diminuição, considerando, obviamente, somente o fator saturação.

Frente a esses problemas, empregou-se os dois métodos numa área típica dos terrenos da cidade de São Paulo e onde há bom controle geológico e poço de monitoramento, visando analisar o quanto as suas respostas refletem informações distintas em relação à superfície freática, como também as respectivas incertezas na sua determinação.

## Caracterização da área de estudos e dos ensaios geofísicos

Os dados geofísicos foram adquiridos na área urbana da cidade de São Paulo num perfil linear de 20,0 m georeferenciado (origem 0 m e no final 20,0 m) com posicionamento relativo estático, com as seguintes coordenadas:  $\phi = S 23^\circ 33' 23,23312''$ ,  $\lambda = W 46^\circ 43' 12,13758''$  para o ponto da origem (0 m),  $\phi = S 23^\circ 33' 22,92415''$ ,  $\lambda = W 46^\circ 43' 12,76817''$  para o ponto final (20,0 m). A área se situa na borda da Bacia Sedimentar

de São Paulo, com sedimentos da Formação Itaquaquetuba, associados a depósitos de sistema fluvial entrelaçado (Riccomini *et al.*, 1992).

Próximo ao local dos ensaios geofísicos foi aberta uma trincheira (abril/2004) para amostragem dos sedimentos e teores de umidade. A Tabela 1 traz os resultados das análises de densidade, granulometria e teores de umidade das amostras retiradas da trincheira.

Tabela 1 – Resultados das análises de densidade, granulométrica e dos teores de umidade dos sedimentos da área de estudo.

Análise das Amostras

Profundidade (cm)	Densidade do solo (aparente) (g/cm <sup>3</sup> )	Teor de umidade* (%)	Argila (%)	Silte (%)	Areia total (%)	Classe Textural
50	1,22	10,7	25	10	57	média
100	1,15	12,0	65	25	10	muito argilosa
150	1,28	45,2	55	29	16	argilosa
200	1,45	43,4	31	19	50	média
250	1,29	41,6	9	6	85	arenosa
300	1,38	24,0	3	1	96	arenosa
350	1,15	27,5	10	6	84	arenosa

\* Teor de umidade a base de peso

Os dados de GPR foram adquiridos com antenas de 100 MHz e 200 MHz (não blindadas – RAMAC da Mala Geosciences) no modo *multi-offset* com geometria WARR – *Wide Angle Reflection and Refraction*, simulando a aquisição da sísmica de reflexão multicanal.

Para obtermos as seções finais de GPR realizamos as seguintes tarefas: filtro passa banda; reagrupamento em grupos *cdp's*; análise de velocidade; correção NMO; empilhamento e conversão tempo/profundidade pelos valores das velocidades intervalares obtidas.

Os dados sísmicos foram adquiridos com um sismógrafo digital DAS-1 da OYO com conversor A/D de 24 bits, 48 geofones de frequência natural de 100 Hz com separação de 0,5 m e fonte mecânica tipo marreta posicionada em 5 pontos diferentes.

Para obtermos os sismogramas realizamos as seguintes rotinas: edição dos dados; identificação das primeiras chegadas; representação dos tempos em gráficos tempo/distância; cálculo das funções  $t_V$  e  $t_G$  e escolha do valor XY ideal (método GRM – *Generalized Reciprocal Method*); cálculo da profundidade do refrator.

### Interpretação dos dados de GPR

A Figura 1 ilustra uma seção final empilhada obtida com a antena de 200 MHz e a interpretação geológica feita a partir das análises de velocidade realizadas nos conjuntos *cdp's* e das observações geológicas obtidas a partir do perfil descritivo de um poço de monitoramento localizado junto ao local dos ensaios geofísicos. Com a antena de 100 MHz o evento associado ao N.A. apresentou profundidade média de 3,29 m, e com a antena de 200 MHz, 3,13 m.

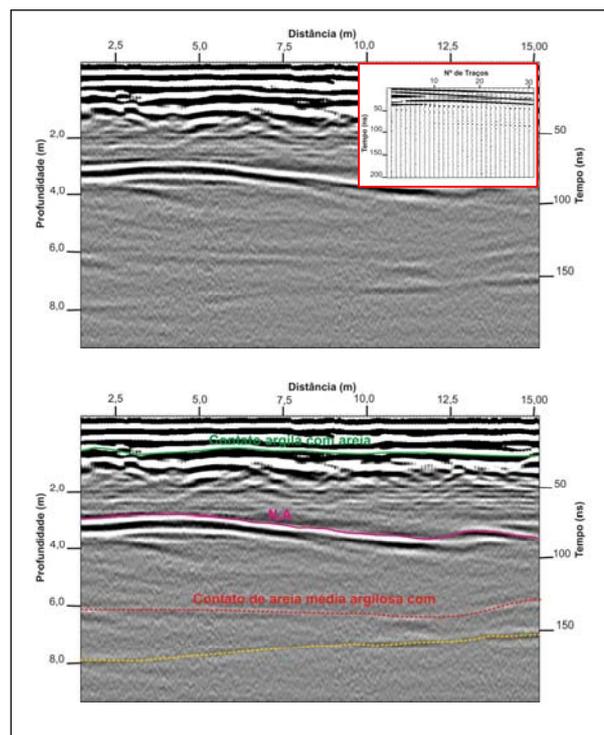


Figura 1 – Seção GPR obtida com as antenas de 200 MHz (setembro/2004) sem interpretação (com um grupo WARR no canto superior direito) e com interpretação geológica dos refletores.

### Interpretação dos dados de sísmica de refração

Após a identificação das primeiras chegadas das ondas nos sismogramas foi obtido o gráfico tempo-distância (Figura 2a) cuja análise sugere um modelo de duas camadas para o processo de inversão.

Com esses dados foram calculados os valores das funções  $t_G$  e  $t_V$  e observado o valor de XY ideal (Palmer, 1980) com base no melhor ajuste linear da função  $t_V$ , que, neste caso, apresentou a mesma ordem de grandeza para os valores de XY entre 0 m e 2,0 m. Optou-se pelos dados correspondentes a XY=1 m por satisfazer a relação (1):

$$XY = 2 \tan i \text{prof}_{N.A.} \quad (1)$$

onde:  $i = \text{sen}^{-1} V_0/V_1$

Destacamos que nesse problema em estudo a obtenção do valor da velocidade de propagação da onda sísmica na primeira camada foi um fator crítico no processo de inversão dos dados. Pode-se observar no sismograma da Figura 2b que para os menores *offset's* os primeiros eventos identificados estão relacionadas às chegadas da onda aérea.

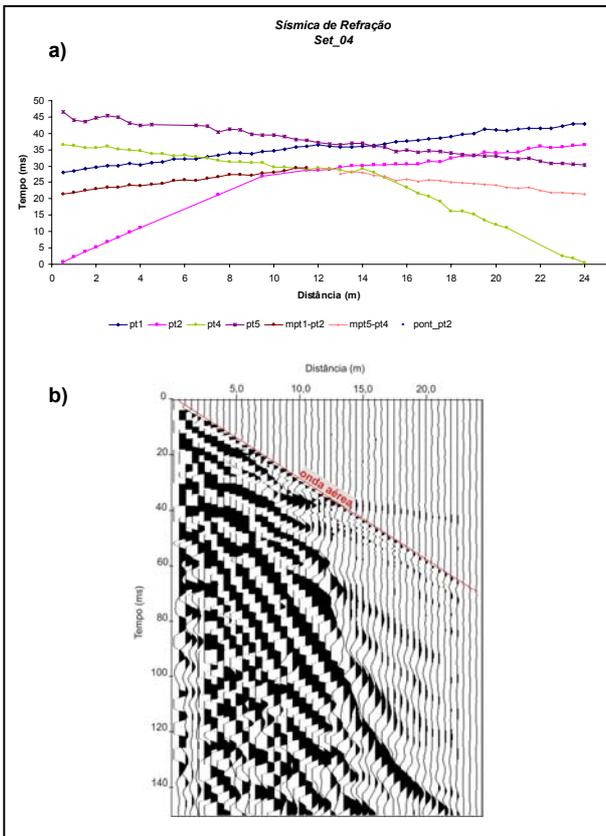


Figura 2 – a) Gráfico do tempo-distância dos pontos de tiro sísmicos e b) sismograma de um ponto de tiro interno a linha geofísica com a identificação da onda aérea.

Para a primeira camada, o ajuste linear dos tempos de chegada da onda resultou num valor de velocidade de 360 m/s, compatível com os valores esperados para a velocidade de fase da onda aérea segundo a expressão (2), ou seja, a velocidade varia linearmente com a temperatura do ar, sendo que a partir de 15°C para cada grau de temperatura a velocidade varia  $\approx 0,55$  m/s:

$$V_{ar} \approx 331,5 + 0,6 \cdot T \quad (2)$$

onde: T= temperatura em graus Celsius

A partir da observação, nos sismogramas, da interferência da onda aérea com a onda direta, obtivemos um outro conjunto de dados gerando a deformação do meio a partir do golpe da marreta numa madeira, em vez da placa metálica, minimizando, assim, a energia da onda aérea. Esse procedimento permitiu, ainda que com alguma dificuldade, a obtenção de um valor de velocidade de 260 m/s associado ao horizonte mais superficial da primeira camada.

Dessa forma, foram obtidos dois valores de velocidades bem distintos, representativos dos limites mínimo e máximo da velocidade de propagação da onda na primeira camada. A partir, então, dos valores da função

$t_G$  foram calculadas as profundidades do N.A., que apresentaram valores médios de 4,22 m e 3,01 m considerando as velocidades de 360 m/s e 260 m/s, respectivamente (Figura 3).

### Discussão dos resultados do N.A. com GPR e sísmica de refração

Em relação ao radar, o N.A. foi mapeado a partir da análise de velocidade dos grupos *cdp's* dos radargramas obtidos com as antenas de 200 MHz e 100 MHz. A análise foi feita em painéis *semblance* onde identificou-se as velocidades de empilhamento a partir das medidas de maior coerência. Com esses valores de velocidades e seus respectivos tempos duplos de trajetória normal ( $t_0$ ) calculamos as espessuras dos eventos identificados.

A Figura 3 apresenta os valores obtidos com o GPR e com a sísmica de refração, tendo como referência os valores médios medidos no poço multi-nível.

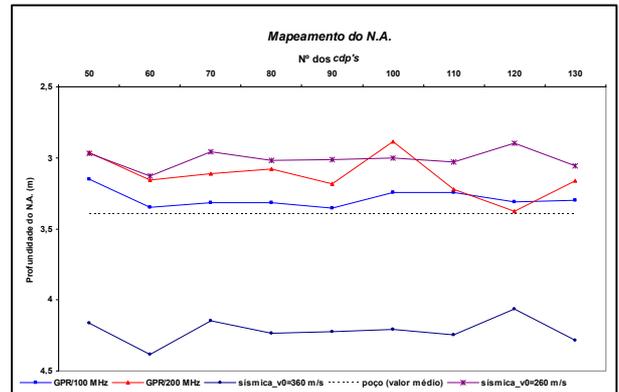


Figura 3 – Profundidades do N.A. obtidas com o GPR (antenas de 100 MHz e 200 MHz) e com a sísmica de refração comparando com o valor médio medido nos poços de monitoramento em setembro de 2004.

As profundidades do nível freático obtidos indiretamente com o GPR estiveram sistematicamente inferiores às medidas nos poços, sendo que os resultados obtidos com a antena de 100 MHz foram os mais próximos aos medidos diretamente no poço.

Atribuímos a diferença de centímetros entre a medida direta do N.A. (poço de monitoramento) e a calculada com os dados do GPR a dois diferentes aspectos.

O primeiro deles relacionado a erros na obtenção dos valores de velocidade e  $t_0$  no processo de análise de velocidade (painel *semblance*). Neste caso, deve-se ao fato do processo relacionar a medida de coerência do painel *semblance* ao melhor ajuste hiperbólico de todo conjunto de traços. A presunção de comportamento hiperbólico para os tempos de chegada da onda refletida não é verdadeiramente correta para meios multi-acamados. Além disso, a maior medida de coerência muitas vezes pode estar deslocada em relação a uma

fase posterior da onda (isso irá depender muito da relação S/R do radargrama).

Neste sentido foram realizados testes com radargramas sintéticos gerados a partir de modelos baseados nas descrições granulométricas da Tabela 1. O procedimento buscou quantificar o erro envolvido na determinação das medidas de  $V_{\text{empilhamento}}$  e  $t_0$  para as diferentes antenas. Foram realizadas 10 leituras por dois diferentes intérpretes e os resultados indicaram erros da ordem de 1% ou mesmo inferiores a este valor.

O segundo aspecto deve estar relacionado ao teor de umidade da zona vadosa, ou seja, as ondas eletromagnéticas estariam identificando um horizonte com grau de saturação pouco inferior a 100%.

Tabela 2 – Valores médios do N.A. para os dados dos poços, GPR e sísmica de refração.

Valores do N.A. em Setembro/2004					
Poço PM-3R	GPR			Sísmica	
3,39 m	Antena	100 MHz	3,29 m	Valores de v0	360 m/s
		200 MHz	3,13		260 m/s

Em relação à sísmica de refração, a Figura 3 mostra que as profundidades do N.A. obtidas, considerando o valor de velocidade da primeira camada como 360 m/s, foram muito superiores às medidas nos poços. O oposto se verificou com o emprego da velocidade de 260 m/s.

Quando obtivemos o valor de 260 m/s para a primeira camada minimizando o efeito da interferência da onda aérea, consideramos os valores de N.A. resultantes como sendo os valores mínimos possíveis de serem obtidos com a sísmica de refração, porque partimos da presunção de que a velocidade da onda P varia com a pressão de confinamento a qual as camadas estão submetidas (Toköz *et al.*, 1976).

Por outro lado, teríamos um limite máximo, obtido a partir do valor de 360 m/s, já que pela análise dos sismogramas as ondas aéreas, para os menores *offsets*, sempre se constituíram no primeiro evento registrado, ou seja, os maiores valores de velocidade de propagação da onda sísmica na primeira camada podem ser, no máximo, iguais ao observado para a onda aérea.

Embora, se pudesse esperar que o mapeamento do N.A. pela sísmica apresentasse profundidades superiores às obtidas com o radar em razão da onda sísmica só responder a saturações próximas de 100%, a discrepância deve estar associada à imprecisão na determinação da velocidade média de propagação da onda elástica na zona vadosa, uma vez que as curvas tempo-distância indicaram, claramente, um modelo de apenas duas camadas.

Para verificar a hipótese de uma camada escondida realizamos algumas modelagens admitindo que a camada relacionada ao N.A. pudesse se apresentar como uma camada escondida, embora os valores de densidade e de teor de umidade dos sedimentos da zona

vadosa (Tabela 1) não contribuíssem para tal conjectura. Esta hipótese acabou não se confirmando pelos sismogramas sintéticos obtidos.

Como já apresentado na Figura 2, o erro mais significativo deve estar associado à identificação do tempo de chegada da suposta onda direta nos sismogramas.

Dessa forma, com um valor de 260 m/s para a primeira camada os valores para a profundidade do N.A. ficaram mais próximos aos valores medidos nos poços.

## Conclusões

Ambos os métodos trazem incertezas na determinação do N.A., mas para o caso estudado as maiores discrepâncias estavam associadas às medidas da sísmica de refração.

Em relação aos ensaios de GPR as incertezas calculadas para a determinação dos valores de velocidade e tempo de trajetória para *offset* zero através dos painéis *semblance*, foram da ordem de 1%, independentemente da frequência central da antena (100 MHz ou 200 MHz).

Os resultados com as antenas de 100 MHz foram os que mais se aproximaram das observações do poço de monitoramento.

Outro aspecto importante a se ressaltar é que embora a descrição granulométrica e do perfil do poço indiquem uma camada de argila na zona vadosa, o que implica numa franja capilar mais espessa, o método GPR foi eficaz no mapeamento do N.A. mesmo com a antena de 200 MHz.

Considerando os erros envolvidos no processo e cotejados os dados do GPR com os do poço, acredita-se que os níveis mapeados pelo GPR estão relacionados a uma saturação ainda inferior a 100%.

Já o mapeamento do N.A. com a sísmica de refração, apesar de ser um processo mais simples, revelou ambigüidades na interpretação da superfície refratora.

Os problemas na inversão dos dados de refração estiveram associados à incerteza na determinação da velocidade da primeira camada devido à interferência da onda aérea. Considerando um aquífero não confinado e raso, a determinação da velocidade da primeira camada é fator determinante para a boa acurácia do método.

Para o caso estudado, conclui-se que a integração dos dois métodos, quando possível, pode trazer diminuição na ambigüidade da inversão dos dados e contribuir para uma melhor acurácia no resultado do objeto de estudo.

## Agradecimentos

Ao IAG/USP – Departamento de Geofísica; à CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior; à Fapesp – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Projeto 03/08903-8); à Direção do CEPEUSP – Centro de Práticas Esportivas da USP e ao IGc/USP – Instituto de Geociências da USP.

## Referências

- Arcone, S.A. et al.**, 1998, Ground penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost. *Geophysics*, v. 63, p.1573-1584.
- Bachrach, R., Dvorkin, J., Nur, A.**, 1998a, High-resolution shallow-seismic experiments in sand. Part II: velocities in shallow unconsolidated sand. *Geophysics*, v.63, n.4, p.1234-1240.
- Bachrach, R., NUR, A.**, 1998b, High-resolution shallow-seismic experiments in sand. Part I: water table, fluid flow and saturation. *Geophysics*, v.63, n.4, p. 1225-1233.
- Biot, M.A.**, 1962, Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal Applied Physics*, 33, p. 1482-1498.
- Birkelo, B.A. et al.**, 1987, Seismic reflection study of a shallow aquifer during a pumping test. *Ground Water*, 25, p. 703-709.
- Bradford, J.H.**, 2002 Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection. Part I: the failure of NMO velocity analysis and quantitative error prediction. *Geophysics*, v.67, n.1, p. 89-97.
- Cardimona, S.J., Clement, W.P., Kadinsky-Cade, K.**, 1998, Seismic reflection and ground penetrating radar imaging of a shallow aquifer. *Geophysics*, v.63, n.4, p. 1310-1317.
- Dodds, A.R., Ivic, D.**, 1990, Integrated geophysical methods used for groundwater studies in the Murray Basin, South Australia. In: S.H. Ward (Ed.). *Geotechnical and environmental geophysics Vol.2, Environmental and groundwater applications*. Soc. Expl. Geophysics, p. 303-310.
- Francese, R.G., Hajnal, Z., Prugger, A.**, 2002, High-resolution images of shallow aquifers – a challenge in near-surface seismology. *Geophysics*, v.67, n.1, p. 177-187.
- Jefferson, R. D., Steeples, D.W., Black, R.A., Carr, T.**, 1998, Effects of soil-moisture content on shallow seismic data. *Geophysics*, v.63, n.4, p.1357-1362.
- Paixão, M.S.G.**, 2005, Análise da Acurácia das Estimativas de Posicionamento do Nível Freático e dos Teores de Umidade do Solo com o Emprego dos Métodos de Sísmica de Refração Rasa e Georadar a partir de um Estudo no *Campus* da USP, São Paulo/SP.
- 117f. Dissertação (Mestrado, Departamento de Geofísica), Universidade de São Paulo, SP.
- Palmer, D.**, 1980. The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Society of Exploration Geophysics*. 104 p.
- Riccomini, C., Coimbra, A. M., Takiya, H.**, 1992, Tectônica e sedimentação na Bacia de São Paulo. Seminário “Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo”. ABAS/ABGE/SBG, São Paulo, p. 21-45.
- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P.**, 1980. Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resources Research*, v.16, p. 574-582.
- Toköz, M. N., Cheng, C. H., Timur, A.**, 1976, Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, v.4, n.4, p.621-645.