



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

MARCELO JORGE LUZ MESQUITA

ESTIMATIVAS DE UMIDADE NO SOLO USANDO GPR

**BELÉM
2011**

MARCELO JORGE LUZ MESQUITA

ESTIMATIVAS DE UMIDADE NO SOLO USANDO GPR

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Geofísica.

Área de concentração: Métodos Elétricos e Eletromagnéticos.

Orientador: Prof. Dr. José Gouvêa Luiz.

BELÉM
2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

M578e Mesquita, Marcelo Jorge Luz

Estimativas de umidade no solo usando GPR / Marcelo Jorge Luz
Mesquita; Orientador: José Gouvêa Luiz - 2011.

60 fl.: il.

Dissertação (mestrado em geofísica) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica,
Belém, 2011.

1. Solo - umidade. 2. Permissividade relativa 3. GPR. 4. TDR. 5.
Equação de calibração. I. Luiz, José Gouvêa, *orient.* II. Universidade
Federal do Pará III. Título.

CDD 22° ed.: 631.432

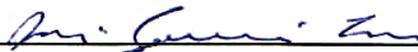
MARCELO JORGE LUZ MESQUITA

ESTIMATIVAS DE UMIDADE NO SOLO USANDO GPR

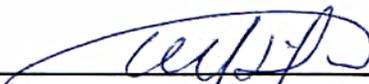
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Geofísica.

Data de aprovação:

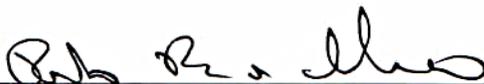
Banca Examinadora:



Prof. José Gouvêa Luiz - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Marcos Welby Correa Silva - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Paulo Roberto de Carvalho - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal Rural da Amazônia

*Aos meus pais e à minha irmã
pelo companheirismo.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente aos meus pais, Jorge Mesquita e Maria do Socorro Mesquita, pelo apoio e incentivo. Da mesma forma à minha irmã, Ana Carolina Mesquita, pela amizade constante.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geofísica pela excelência, e a todos os professores que colaboraram de alguma forma na minha formação no curso de mestrado, em especial ao meu orientador Prof. Dr. José Gouvêa Luiz pelas orientações, sugestões e por compartilhar preciosos conhecimentos.

Ao conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

A todos os amigos do CPGF, em especial aos amigos da turma de 2008 (Fabrício, Danilo, Hilton, Gilvana, Danusa e Carol).

Um agradecimento especial aos amigos Rafael Malafaia, Gabriela Nascimento e Lilian Silva. Obrigado pela amizade.

Às secretárias da Coordenação do CPGF, Beni e Bela, pela colaboração nos momentos necessários. Agradeço também a Paulo Magalhães pelo auxílio nas medições em campo.

Em fim, agradeço a todos que colaboraram, direta e indiretamente, na realização desta dissertação.

“Não se pode esperar resultados diferentes fazendo as coisas da mesma forma.”

Albert Einstein (1879 – 1955)

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo analisar a eficiência do GPR (Ground Penetrating Radar) como medidor de umidade em comparação ao consagrado sistema TDR (Time Domain Reflectometry) e apresentar modificação nas equações de calibração que permitem a estimativa da umidade a partir da velocidade da onda do GPR. São apresentadas as metodologias de coleta e processamento de dados do GPR, que visam a determinação da umidade. Uma das metodologias foi aplicada em Cuiarana (Salinópolis - PA) com antena de 400 MHz e comparada com dados de TDR. As permissividades relativas obtidas por meio das velocidades das ondas do GPR foram utilizadas para inferir os valores de umidade a partir das Equações de Topp e Roth e, assim, compará-los aos valores obtidos com TDR. Os dados foram correlacionados e analisados estatisticamente, possibilitando o estabelecimento de uma nova equação de calibração em função da permissividade relativa e outra em função da velocidade da onda do GPR. O estudo mostrou com sucesso a possibilidade e as limitações de se estimar umidade com GPR.

Palavras-chave: Solo-umidade. Permissividade Relativa. GPR. TDR. Equação de Calibração.

ABSTRACT

This work aims to analyze the effectiveness of GPR (Ground Penetrating Radar) as a measure of moisture in comparison to the established system TDR (Time Domain Reflectometry) and introduce changes in the calibration equations that allow estimation of the moisture from the wave velocity of the GPR. This work presents the methodologies for collecting and processing the GPR data, aimed at determining the moisture. One of the methods was applied in Cuiarana (Salinópolis - PA) with 400 MHz antenna and compared with data from TDR. The relative permittivity obtained by means of the velocities of the waves of GPR were used to infer the values of moisture from Topp and Roth's equations and thus to compare them to the values obtained with TDR. The data were statistically correlated and analyzed, enabling the establishment of a new calibration equation as a function of relative permittivity and other in terms of the speed of the GPR wave. The study successfully showed the feasibility and limitations of estimating water content with GPR.

Keywords: Soil-Moisture. Relative Permittivity. GPR. TDR. Calibration Equation.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1	Esquema da distribuição da água no subsolo. A zona vadosa é composta de espaços vazios parcialmente preenchidos por água, contendo também ar. Na zona saturada, todos os poros estão cheios de água.....	14
Figura 1.2	(a) Sonda de Nêutrons. (b) Sonda de Capacitância. (c) FDR.....	16
Figura 2.1	Propagação da onda eletromagnética.....	20
Figura 3.1	Esquema de aquisição de dados com GPR.....	27
Figura 3.2	Configurações do posicionamento do transmissor e do receptor para a determinação de velocidade. (a) Common-offset (afastamento comum), (b) WARR (Wide Angle Reflection and Refraction) e (c) CMP (Common Mid-Point).....	30
Figura 3.3	(a) Ondas provenientes de medida realizada com WARR. (b) Medida CMP feita com antena de 100 MHz.....	31
Figura 3.4	Configurações de aquisição em poços.....	31
Figura 3.5	Medidas usando reflexões de superfície.....	32
Figura 3.6	Molécula de água com um átomo de oxigênio no vértice (carregado negativamente) ligado a dois átomos de hidrogênio (carregados positivamente) nas pontas.....	34
Figura 3.7	À esquerda, a representação do dipolo atômico e, à direita, seu sistema mecânico equivalente.....	35
Figura 4.1	Diferentes sondas de TDR e respectivas linhas de campo geradas de acordo com suas configurações.....	37
Figura 4.2	<i>TDR Cable Tester</i> (Tektronix 1502B) com sonda de 3 hastes colocada verticalmente na subsuperfície.....	38
Figura 4.3	(a) Exemplo de mostrador de equipamento atual para estimativa de umidade. (b) Mapa interpolado de dados obtidos com auxílio de software.....	39
Figura 5.1	Campo de testes do Instituto de Geociências da UFPA.....	40
Figura 5.2	GPR modelo SIR System - 3000 da GSSI.....	42

Figura 5.3	Linha indicativa dos Perfis 1 e 2.....	42
Figura 5.4	(a) Dimensões da trincheira. (b) Três sondas para medida de umidade.....	42
Figura 5.5	Linha indicativa do Perfil 3.....	43
Figura 5.6	(a) <i>Hydrosense Soil water Measurement System</i> . (b) Coleta de dados em Cuiarana.....	43
Figura 6.1	Representação gráfica da Equação de Topp.....	46
Figura 6.2	(a) Valores de umidade relativos a cada ponto do perfil. (b) Radargrama com as marcações do perfil (a cada 2m) e respectivas hipérboles de velocidade.....	49
Figura 6.3	(a) Perfil 2 do TDR. Os valores de umidade foram considerados os mesmos do perfil 1. (b) Radargrama referente ao perfil 2 realizado a uma distância de aproximadamente 0,5m em relação ao perfil 1 do GPR.....	50
Figura 6.4	(a) Perfil 3 do TDR. (b) Radargrama referente ao perfil 3 do GPR.....	51
Figura 6.5	Diagrama de dispersão a partir dos dados da Tabela 6.1.....	53
Figura 6.6	Comparação entre as curvas da equação de Cuiarana e sua forma polinomial obtida através do Polinômio de Taylor.....	56
Figura 6.7	Diagrama de dispersão e curva de regressão a partir da Eq. (5.6).....	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Permissividade relativa, condutividade elétrica e velocidade da onda eletromagnética em materiais geológicos nas frequências utilizadas com GPR (10 MHz - 1 GHz).....	22
Tabela 3.1	Principais aplicações do método GPR.....	28
Tabela 5.1	Valores de umidade obtidos para as marcações dos perfis de GPR 1 e 3.....	44
Tabela 6.1	A primeira coluna apresenta os valores das velocidades obtidas com GPR. A segunda, as respectivas permissividades relativas. A terceira, quarta e quinta colunas apresentam os valores de umidade obtidos com TDR e com as Equações de Topp e Roth.....	52
Tabela 6.2	Comparação entre os valores de umidade estimados com TDR e os valores obtidos com a equação de calibração. Em vermelho, os valores emprestados da Equação de Roth.....	55

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	14
2	FUNDAMENTOS ELETROMAGNÉTICOS.....	18
2.1	AS EQUAÇÕES DE MAXWELL.....	18
2.2	EQUAÇÕES CONSTITUTIVAS.....	19
2.3	ONDAS ELETROMAGNÉTICAS.....	19
3	RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR).....	26
3.1	HISTÓRICO.....	26
3.2	AQUISIÇÃO DE DADOS.....	27
3.2.1	UTILIZANDO ONDAS REFLETIDAS.....	27
3.2.2	UTILIZANDO ONDA DE SUPERFÍCIE.....	29
3.2.3	UTILIZANDO POÇOS.....	31
3.2.4	UTILIZANDO REFLEXÕES DE SUPERFÍCIE.....	32
3.3	PROCESSAMENTO DE DADOS.....	33
3.4	GPR E AS PROPRIEDADES ELÉTRICAS DA ÁGUA.....	34
4	O MÉTODO TDR.....	36
4.1	HISTÓRICO.....	36
4.2	INSTRUMENTAÇÃO E AQUISIÇÃO DE DADOS.....	37
5	METODOLOGIA.....	40
5.1	LOCAL DO ESTUDO.....	40
5.2	AQUISIÇÃO DE DADOS COM GPR.....	41
5.3	AQUISIÇÃO DE DADOS COM TDR.....	43

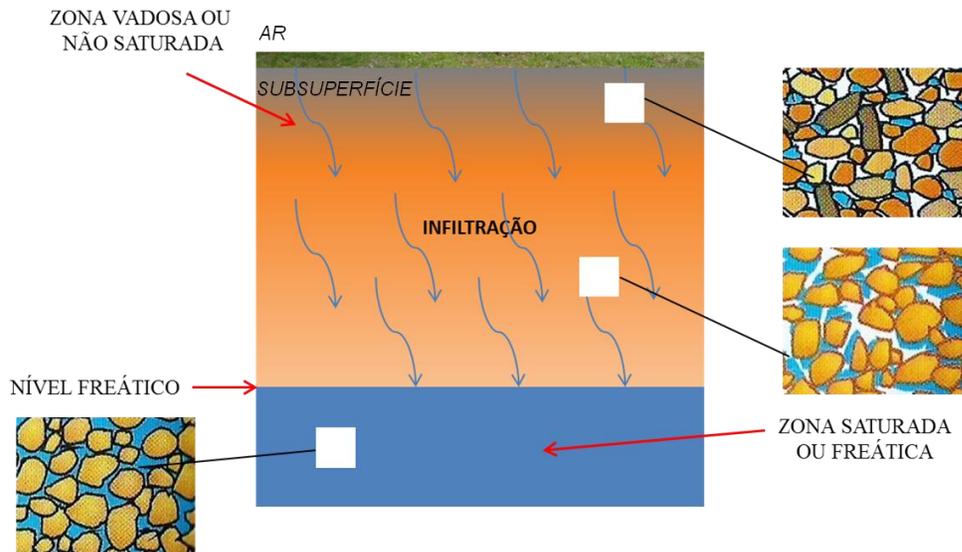
6	RESULTADOS.....	45
6.1	EQUAÇÕES UTILIZADAS PARA ESTIMATIVA DE UMIDADE.....	45
6.2	COMPARAÇÃO ENTRE PERFIS DE GPR E MEDIDAS COM TDR.....	47
6.3	EQUAÇÃO DE CALIBRAÇÃO.....	53
7	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES.....	57
	REFERÊNCIAS.....	58

1 INTRODUÇÃO

A água é uma fonte vital para os seres humanos e para o ecossistema, e a avaliabilidade de seu conteúdo no solo é de fundamental importância para atividades envolvendo agricultura, arborização, hidrologia e engenharia. O conhecimento de seu volume sob extensivas áreas é necessário para otimizar produções, colheitas e ajuda no controle de enchentes (TOPP et al., 1980).

A zona vadosa, que pode ser definida como a zona de transição entre a atmosfera e o reservatório de água subterrânea, tem papel fundamental na gestão das fontes de água, pois regula sua disponibilidade à vegetação, incluindo plantações e, ao mesmo tempo, representa uma espécie de zona de proteção contra solutos e poluentes (RUBIN, 2003). A Figura 1.1 apresenta um esquema ilustrativo da distribuição de água no subsolo.

Figura 1.1 - Esquema da distribuição da água no subsolo. A zona vadosa é composta de espaços vazios parcialmente preenchidos por água, contendo também ar. Na zona saturada, todos os poros estão cheios de água.



Fonte: Adaptado de Teixeira et al. (2008).

O volume e a velocidade de infiltração de água no solo dependem de vários fatores, tais como: a presença de materiais porosos e permeáveis; a cobertura vegetal, em que a infiltração é favorecida pelas raízes que abrem caminho para a água descendente no solo; a topografia, pois superfícies suavemente onduladas permitem o escoamento superficial menos veloz, aumentando a possibilidade de infiltração; precipitação, pois chuvas regularmente distribuídas ao longo do tempo promovem uma infiltração maior; ocupação do solo (urbanização e devastação da vegetação) (TEIXEIRA et al., 2008)

Em regiões de escala continental, a troca de umidade e energia entre solo, vegetação e atmosfera tem impacto em parâmetros, tais como umidade atmosférica e temperatura, que definem o clima do local (HUISMAN et al., 2003).

Informações sobre a distribuição espacial da umidade do solo são de suma importância para os programas de agricultura de precisão. Com muita água, a qualidade da colheita pode diminuir devido aos efeitos adversos (redução da transpiração das raízes devido à depleção de O_2 e aumento de íons tóxicos no solo) causados pelo alagamento das raízes das plantas. Com pouca água, as culturas podem ser irreversivelmente danificadas devido a *stress* causado pela seca. Além disso, os gastos com recursos, energia e irrigação de lavouras, são bastante elevados em regiões onde há escassez de água, principalmente em locais onde existe competição por recursos hídricos (HUISMAN et al., op. cit.).

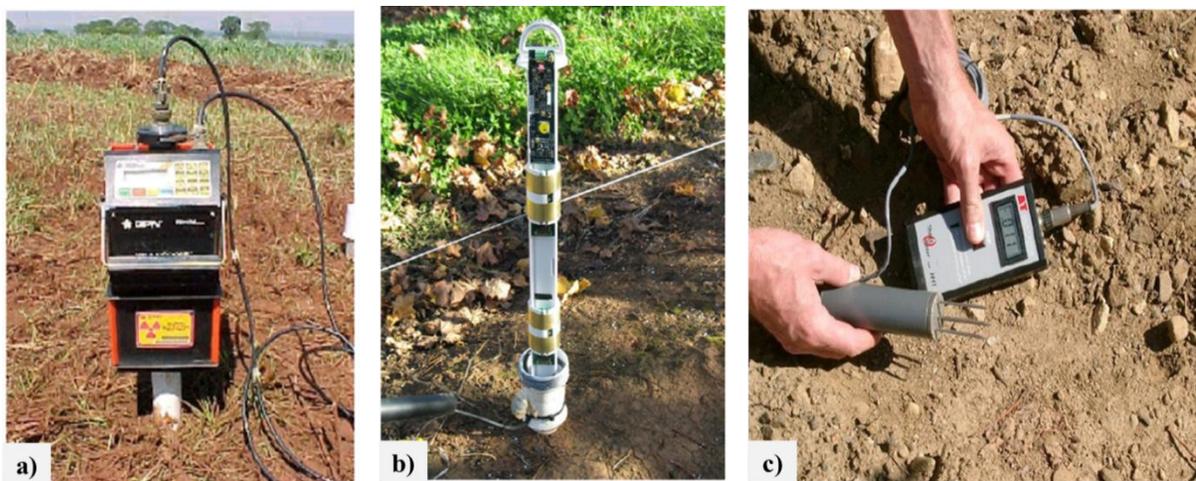
Os métodos eletromagnéticos são ideais para esse tipo de estudo, pois as propriedades eletromagnéticas na superfície rasa são controladas principalmente pela presença de água (TOPP et al., 1980), devido ao alto valor de sua constante dielétrica (ou permissividade elétrica relativa) em contraste com a maioria dos materiais geológicos, cuja permissividade relativa varia entre valores muito baixos se comparados a água.

Uma bem sucedida técnica de medição em campo para inferir teores de umidade é o TDR (*Time Domain Reflectometry*), que foi introduzido para estudos do solo em meados de 1980 (TOPP et al., op. cit.). Embora o TDR seja altamente recomendado para medições em locais com alta resolução temporal, a medição de volumes muito pequenos ($< dm^3$) é difícil, pois ele é muito sensível a variações em pequena escala devido à presença de macroporos e bolhas de ar causadas

pela introdução das sondas (HUISMAN et al., op. cit.). Além do mais, é uma técnica muito trabalhosa porque os sensores precisam ser instalados em cada local de medida.

Os métodos convencionais para estimativa de umidade no solo são aqueles de pequena escala que incluem métodos gravimétricos (secagem e pesagem em laboratório), TDR, FDR (*Frequency Domain Reflectometry*), Sonda de Nêutrons e Sonda de Capacitância (Figura 1.2). Esses métodos são invasivos e dão somente uma cobertura espacial limitada (LUNT et al., 2005).

Figura 1.2 - a) Sonda de Nêutrons. b) Sonda de Capacitância. c) FDR.



Fonte: a) Vanzela et al. (2002). b) Sentek Technologies (2003). c) Jong (2011).

Historicamente, o foco inicial do GPR (*Ground Penetrating Radar* ou Radar de Penetração no Solo) era mapear estruturas na subsuperfície, mas seu uso com o intuito de estimar a umidade do solo tem crescido recentemente. Provavelmente, o fator principal para o atraso em seu uso com esse propósito é o complicado comportamento das ondas não guiadas usadas no GPR em comparação às guiadas do TDR.

Muitas pesquisas referentes ao tema têm sido realizadas em todo mundo. Por exemplo: a) com o objetivo de determinar se o GPR pode ser usado como sensor de umidade *in situ* em solos arenosos, Weiler et al., (1998) propuseram examinar se uma equação de calibração para o TDR é válida também para o GPR, obtendo sucesso.

b) Stoffregen et al., (2002), com o objetivo de estudar a acurácia do GPR, realizaram medidas sobre lisímetros (utilizados para medir evapotranspiração) e concluíram que as ondas refletidas

de altas frequências só puderam ser usadas para solo arenoso, sendo que, para aplicar o método em campo, o refletor não poderia estar abaixo de 1 - 1,5m.

c) Lunt et al., (op. cit.) mostraram que as reflexões na configuração GPR *commom-offset*, com antena de 100 MHz, podem ser usadas para estimar o teor de umidade do solo sob várias condições de saturação com erro (RMS) de 0,018 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), e o método pode ser comparado aos principais métodos usados: sonda de nêutrons, TDR, sonda de capacitância e GPR em outras configurações, além da vantagem da rapidez em relação da aquisição em áreas grandes.

d) Paixão et al., (2006), a partir de um estudo na cidade de São Paulo, obtiveram resultados bastante coerentes com GPR de diferentes frequências: 50 MHz, 100 MHz e 200 MHz. Foi empregada a técnica *multi-offset* WARR em uma área de estudos hidrológicos no campus da USP. Os dados de GPR foram comparados aos do método de pesagem e secagem em laboratório. As estimativas dos teores de umidade corresponderam às profundidades inferiores a 0,5 m. A melhor resposta foi obtida com a antena de 200 MHz.

Este trabalho teve por objetivo analisar a eficiência do GPR como medidor de umidade em comparação ao consagrado sistema TDR. O primeiro capítulo apresenta, de forma resumida, os fundamentos do Eletromagnetismo com ênfase no método do GPR. O capítulo 3 descreve o histórico, princípios físicos, instrumentação, métodos de aquisição e processamento de dados do sistema GPR, e inclui uma seção que mostra as características físico-químicas da água na presença do campo elétrico proveniente do radar. O capítulo 4 descreve o sistema TDR, de forma semelhante ao que foi feito no capítulo 3 com o GPR. Os capítulos 5, 6 e 7 apresentam a metodologia do estudo, os resultados e as conclusões, respectivamente.

2 FUNDAMENTOS ELETROMAGNÉTICOS

Eletromagnetismo é a parte da Física que lida com os fenômenos elétricos, magnéticos e óticos. Essa teoria é essencial para o entendimento dos métodos eletromagnéticos aplicados em geociências.

2.1 AS EQUAÇÕES DE MAXWELL

Os sinais do GPR são ondas eletromagnéticas e os princípios quantitativos que os descrevem são as Equações de Maxwell. Em termos matemáticos, essas equações são expressas da seguinte forma:

$$(Lei\ de\ Amp\grave{e}re) \quad \nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$(Lei\ de\ Faraday) \quad \nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$(Lei\ de\ Gauss) \quad \nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (2.3)$$

$$(Inexist\ência\ do\ Monopolo\ Magn\acute{e}tico) \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.4)$$

em que,

\mathbf{H} (A/m) é o vetor campo magnético;

\mathbf{J} (A/m²) é o vetor densidade de corrente elétrica;

\mathbf{D} (C/m²) é o vetor densidade de fluxo elétrico;

\mathbf{E} (V/m) é o vetor campo elétrico;

\mathbf{B} (T) é o vetor densidade de fluxo magnético;

t (s) e ρ (C/m³) são tempo e densidade de carga elétrica, respectivamente.

2.2 EQUAÇÕES CONSTITUTIVAS

As relações constitutivas são o meio de quantificar as propriedades físicas dos materiais. No método do GPR as propriedades elétricas e magnéticas são de suma importância e as equações constitutivas são uma descrição de como elétrons, átomos, moléculas e íons respondem em massa a aplicação de um campo eletromagnético (ANNAN, 2001). Para o GPR, elas são:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (2.5)$$

sendo, σ (S/m) a condutividade elétrica, que descreve como o fluxo de cargas forma uma corrente quando um campo elétrico está presente;

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (2.6)$$

em que, ϵ (F/m) é a permissividade dielétrica, que descreve como cargas são deslocadas em resposta a presença de um campo elétrico, e;

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (2.7)$$

sendo, μ (H/m) a permeabilidade magnética, que descreve como o momento magnético molecular responde a presença de um campo magnético (ANNAN, op. cit.).

2.3 ONDAS ELETROMAGNÉTICAS

As considerações a respeito da propagação de ondas eletromagnéticas têm como fundamentos as equações de Maxwell. Como ponto de partida, podemos representar essa propagação pela equação da onda plana para um campo elétrico unidimensional. No caso de meios isotrópicos e homogêneos, ela é expressa matematicamente da seguinte forma (DANIELS, 2004):

$$\frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial z^2} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \quad (2.8)$$

A propagação é dada ao longo do eixo z , com os vetores campo elétrico (\mathbf{E}) e campo magnético (\mathbf{H}) perpendiculares entre si, como mostra a Figura 2.1.

A *velocidade de propagação da onda* é dada por:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} \quad (2.9)$$

em (m/s), e a *velocidade da luz no vácuo* por:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\epsilon_0}} \quad (2.10)$$

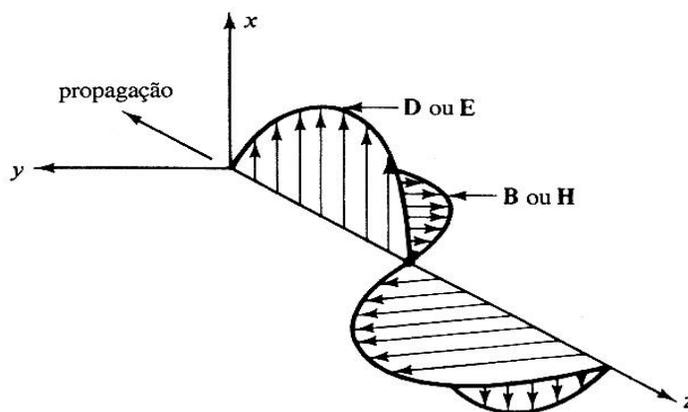
sendo,

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ (H/m) a permeabilidade magnética no vácuo;

$\epsilon_0 = 8,86 \cdot 10^{-12}$ (F/m) a permissividade dielétrica no vácuo.

Substituindo esses valores na Eq. (2.10), obtemos o valor para c no vácuo, que é de $2,992939 \cdot 10^8$ (m/s), ou aproximadamente 0,3 (m/ns).

Figura 2.1 - Propagação da onda eletromagnética.



Fonte: Edminister (1993).

Chamamos de permissividade dielétrica relativa (ou constante dielétrica) a razão

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (2.11)$$

e de permeabilidade magnética relativa

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \quad (2.12)$$

O valor de ϵ_r para a maioria dos materiais geológicos varia de 1 a 80. Para meios geológicos não magnéticos, podemos considerar $\mu_r = 1$ (DANIELS, 2004).

Para a maioria dos materiais de interesse do GPR a resposta magnética é fraca e não precisa ser considerada complexa. Diferente da permissividade e da condutividade que, em geral, podem ser representadas por:

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (2.13)$$

e

$$\sigma = \sigma' - j\sigma'' \quad (2.14)$$

em que, ϵ' e σ' são as partes reais e ϵ'' e σ'' são as partes imaginárias, com $j = \sqrt{-1}$. A parte imaginária da permissividade está associada a dissipação de energia, e a parte real a capacidade de armazenar energia quando um campo elétrico alternado é aplicado. A grandeza ϵ'' da maioria dos materiais varia consideravelmente com a frequência do campo aplicado e, no caso das medidas com GPR, ela é muito pequena comparada a ϵ' , de modo que se pode considerar $\epsilon = \epsilon'$ (HUISMAN et al., 2003). Na aplicação do GPR, a condutividade σ deve ser menor que 0,1 S/m para que a onda seja pouco atenuada e possa penetrar no ambiente (DANIELS, op. cit.).

A Tabela 2.1 apresenta os valores da permissividade relativa, condutividade e velocidade da onda eletromagnética para uma variedade de materiais geológicos comumente encontrados na natureza.

A propagação de um campo elétrico E_0 em um meio condutivo, com origem em $z = 0$ e $t = 0$, pode ser descrita pela solução da Eq. (2.8), dada por:

$$E(z, t) = E_0 e^{-\alpha z} e^{j(\omega t - \beta z)} \quad (2.15)$$

sendo z a profundidade de penetração e t o tempo. A primeira exponencial ($e^{-\alpha z}$) está relacionada à atenuação da onda e a segunda ($e^{j(\omega t - \beta z)}$) a sua propagação. Se na primeira exponencial tivermos $z = 1/\alpha$, a atenuação será $1/e$.

Tanto a atenuação quanto a dispersão limitam a profundidade de penetração do sinal do GPR no meio. Essa profundidade de penetração é controlada por sua frequência de operação e pela resistividade do meio. Essa profundidade é conhecida como *skin depth*, dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad (2.16)$$

Tabela 2.1 - Permissividade relativa, condutividade elétrica e velocidade da onda eletromagnética em materiais geológicos nas frequências utilizadas com GPR (10 MHz - 1 GHz).

Material	ϵ_r	σ (mS/m)	v (m/ns)
Ar	1	0	0,3
Água Destilada	81	0,01	0,033
Água Doce	81	0,5	0,033
Água do Mar	81	$3 \cdot 10^3$	0,01
Areia Seca	3 – 5	0,01	0,15
Areia Saturada	20 – 30	0,1 – 1	0,06
Calcário	4 – 8	0,5 – 2	0,12
Folhelho	5 – 15	1 – 10	0,09
Siltito	5 – 30	$1 - 10^2$	0,07
Argila	5 – 40	$2 - 10^3$	0,06
Granito	4 – 6	0,01 – 1	0,13
Sal Seco	5 – 6	0,01 – 1	0,13
Gelo	3 – 4	0,01	0,16

Fonte: Adaptado de Annan (2001).

Definimos como relação de dispersão

$$k^2 = j\mu\sigma\omega - \mu\epsilon\omega^2 \quad (2.17)$$

e como constante de propagação (ou *número de onda complexo*)

$$k = \alpha + j\beta \quad (2.18)$$

em (m^{-1}), cuja parte real

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1)} \quad (2.19)$$

e a parte imaginária

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1)} \quad (2.20)$$

são reais positivos. A constante α é denominada fator de atenuação e β de constante de deslocamento de fase. Para uma onda plana propagando-se com frequência angular ω , definimos como tangente de perda:

$$\tan \delta = \frac{\sigma}{\omega\epsilon} \quad (2.21)$$

que é a relação entre as correntes de condução e de deslocamento e está associada ao limite entre os fenômenos de difusão e propagação (OLIVEIRA Jr et al., 2008).

Em meios onde o GPR é mais efetivo, a tangente de perda é considerada muito pequena ($\tan \delta \ll 1$), de tal modo que a velocidade de propagação

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r \frac{1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta}}{2}}} \quad (2.22)$$

pode ser aproximada por

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.23)$$

A impedância intrínseca de um meio é a razão entre os campos elétrico e magnético

$$\eta = \frac{\mathbf{E}}{\mathbf{H}} \quad (2.24)$$

em que η (Ω) é uma quantidade complexa calculada pela expressão

$$\eta = \sqrt{\frac{-j\omega\mu}{\sigma - j\omega\epsilon}} \quad (2.25)$$

Para meios não condutivos ($\sigma = 0$), obtemos da Eq. (2.26):

$$\eta = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (2.26)$$

No limite entre dois meios, uma parte da energia incidente é refletida e a outra transmitida. A energia refletida é descrita pelo coeficiente de reflexão, dado por:

$$R = \frac{\eta_2 - \eta_1}{\eta_2 + \eta_1} \quad (2.27)$$

em que, η_1 e η_2 são as impedâncias dos meios 1 e 2, respectivamente. Em meios não condutivos e quando consideramos apenas uma frequência, a expressão pode ser simplificada, tornando-se:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad (2.28)$$

ou ainda, substituindo a Eq.(2.23) em (2.28), e pondo-a em função da velocidade, obtemos:

$$R = \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1} \quad (2.29)$$

O coeficiente de reflexão varia entre +1 e -1 e tem valor positivo quando $\epsilon_{r1} > \epsilon_{r2}$, que pode ocorrer em locais onde existem fraturas cheias de ar.

Daí, notamos que o coeficiente de reflexão depende exclusivamente da permissividade relativa de cada meio. Portanto, a resposta do GPR é sensível a presença de água que, em grande volume, pode prejudicar a penetração do sinal.

3 RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GPR)

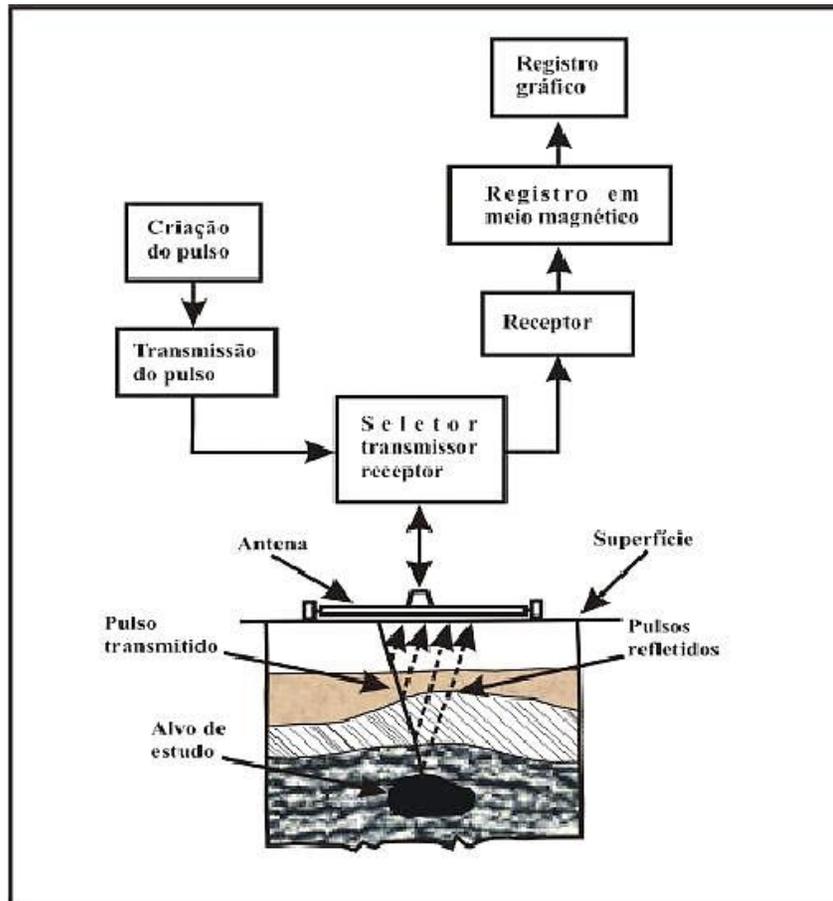
3.1 HISTÓRICO

Uma vez que as propriedades eletromagnéticas na subsuperfície rasa são principalmente controladas pelo conteúdo de água, o emprego de métodos eletromagnéticos em estudos hidrogeológicos assume grande importância. O método do GPR consiste na radiação de ondas eletromagnéticas com frequências que variam de 10 a 2500 MHz, e que se propagam sofrendo reflexão, refração e difração a partir de uma antena transmissora colocada nas proximidades da superfície do terreno. As ondas refletidas que retornam à superfície são detectadas na mesma antena transmissora ou em outra antena colocada próximo. É um método geofísico que gera imagens de alta resolução de estruturas e feições rasas presentes na subsuperfície.

A resolução do GPR é determinada pelas características de suas antenas e o sinal empregado. Em geral, para obter uma resolução aceitável são necessárias antenas de alta frequência, em compensação, há uma perda na profundidade. No caso de antenas com baixa frequência, há uma alta profundidade de penetração, mas a perda agora é na resolução das imagens obtidas. A Figura 3.1 apresenta um diagrama simplificado de um sistema GPR, que vai desde a criação do pulso até o registro gráfico dos dados.

A primeira utilização de sinais eletromagnéticos para determinar a presença de objetos metálicos é atribuída a Hülsmeier em 1904, mas a primeira descrição sobre seu uso para a localização de objetos enterrados surgiu seis anos depois em uma patente de Leimbach e Löwy na Alemanha. Esses autores descrevem uma técnica alternativa para detectar reflexões de uma interface na subsuperfície devido à presença de água ou depósito de minério. Técnicas envolvendo pulsos foram desenvolvidas a partir de 1930, com objetivos relacionados a investigações em áreas congeladas, água subterrânea, depósitos de sal, areia do deserto e formação de rochas. Durante a Segunda Guerra Mundial, teve como objetivo localizar armas, bombas e galerias subterrâneas. O interesse foi renovado na década de 70 devido ao progresso nas investigações lunares e, até os dias atuais, o número de aplicações tem se expandido, principalmente na área da Engenharia Civil (DANIELS, 2004). A Tabela 3.1 apresenta as áreas de aplicação do GPR e seus respectivos propósitos.

Figura 3.1 - Esquema de aquisição de dados com GPR.



Fonte: Adaptado de Davis e Annan (1989).

3.2 AQUISIÇÃO DE DADOS

Existem três principais técnicas para aquisição de dados com GPR: 1ª) perfis de reflexão com afastamento constante; 2ª) sondagens de velocidade; e 3ª) os modos de transiluminação ou tomografia. Todos podem ser utilizados para estimativas de umidade e são descritos, com ênfase neste objetivo, nas subseções seguintes.

3.2.1 UTILIZANDO ONDAS REFLETIDAS

Duas classes de métodos para determinar ϵ_r por meio da análise do tempo de chegada das ondas refletidas podem ser empregadas. A primeira contém os métodos que usam separação única entre antenas e a segunda medidas envolvendo diferentes separações. Elas são:

Tabela 3.1 - Principais aplicações do método GPR.

ÁREA	PROPÓSITO
Aplicações Militares	Localização de minas explosivas.
Engenharia Civil	Deformações em estruturas de concreto.
Planejamento Urbano	Localização de tubulares e dutos metálicos enterrados.
Pesquisas Arqueológicas	Localização de sítios arqueológicos.
Investigação Criminal	Localização de cadáveres.
Geotecnia	Localização de cavernas e vazios em estruturas de concreto
Exploração Mineral	Localização de depósitos de "placers"; Localização de zonas mineralizadas; Desenvolvimento de minas.
Hidrogeologia	Determinação da profundidade do nível freático; Localização de paleocanais; Estudos de intrusão salina em áreas litorâneas; Estudos de assoreamentos.
Meio Ambiente	Localização de plumas de contaminação; Localização de tanques e barris enterrados contendo rejeito de petróleo.
Geologia	Estudo estratigráfico detalhado em escala de afloramentos; Localização de estruturas tectônicas (diques, zonas de falhas, fraturas); Localização de fraturas em rochas graníticas.

Fonte: Adaptado de Porsani, 2002.

a) Common-offset (afastamento comum) - A energia transmitida pelo GPR ao solo é parcialmente refletida quando são encontrados contrastes produzidos por objetos. Como ele emite ondas em todas as direções, a energia refletida é medida antes que o GPR esteja diretamente sobre o objeto (Figura 3.2 (a)). Com isso, as reflexões nas seções de radar formam uma hipérbole. A maioria dos softwares para análise de dados fornecem rotinas onde a velocidade pode ser

determinada interativamente por ajustes manuais das hipérbolas e, assim, a permissividade e o teor de umidade do solo podem ser determinados.

Apesar da facilidade e simplicidade em determinar a velocidade a partir da reflexão proveniente de objetos enterrados, é uma configuração que não tem sido usada com muita frequência. O principal inconveniente desse método é que ele só pode ser usado em solos onde os objetos podem ser observados na seção de GPR, e só estima o teor de umidade médio na profundidade do refletor. Para ser útil, essa configuração requer suficiente sinal de penetração, presença de contrastes dielétricos na subsuperfície e controle da profundidade do refletor. Por esses motivos, em estudos sob condições naturais, ela não é muito consagrada (HUISMAN et al., 2003).

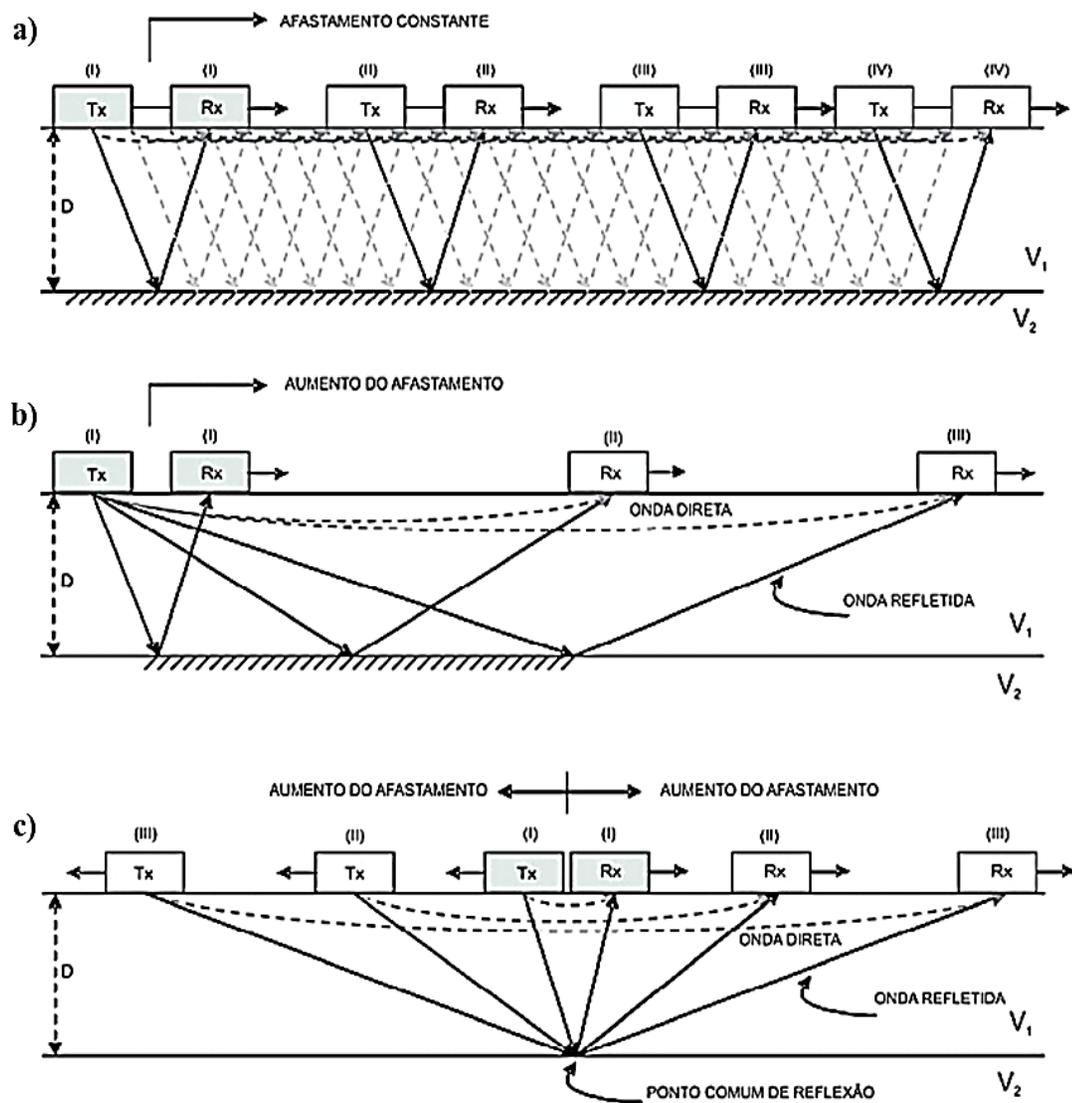
b) Multi-offset - Duas geometrias de aquisição são frequentemente utilizadas: CMP (*Common Mid Point*) e WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*). No CMP a distância entre as antenas é aumentada a cada etapa enquanto mantemos um ponto médio comum entre elas (Figura 3.2 (c)). Na aquisição WARR, a distância entre as antenas é aumentada a cada passo com o transmissor em uma única posição (Figura 3.2 (b)). Esse método também permite a determinação da velocidade através da análise da chegada de outras ondas além da refletida. Apesar do extensivo uso desta configuração, existem algumas desvantagens: não há controle sobre a resolução da profundidade nas medições; é trabalhoso; e não há estudos de reconhecimento de variação na umidade (HUISMAN et al., op. cit.).

3.2.2 UTILIZANDO ONDA DE SUPERFÍCIE

Para medidas de onda de superfície com GPR, é necessário que o receptor e o transmissor estejam ambos sobre a superfície. A velocidade desta onda pode ser determinada usando a configuração *common-offset*, desde que o tempo aproximado de sua chegada seja conhecido por meio de uma medida usando *multi-offset*.

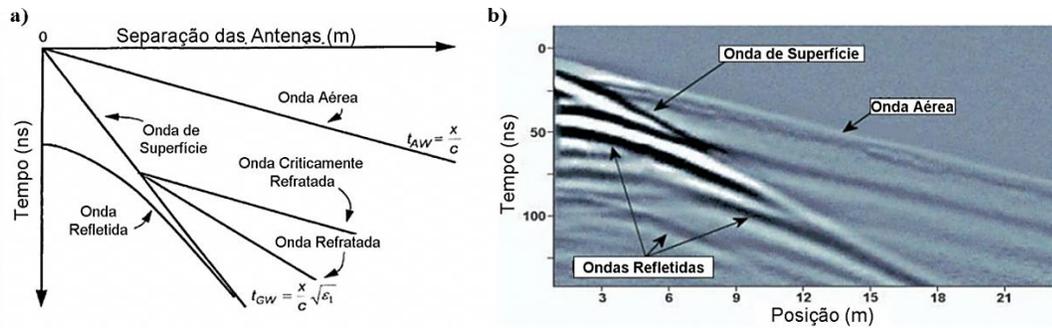
Os resultados com onda de superfície são promissores, mas ainda existem incertezas associadas a este método. Outros fatores que afetam seu uso estão associados a dificuldades em reconhecê-la entre ondas refratadas e refletidas e a escolha da separação entre as antenas, pois a onda de superfície é atenuada mais rapidamente e isso limita esta escolha (HUISMAN et al., op. cit.). Um esquema representativo dessas ondas é mostrado na Figura 3.3 (a).

Figura 3.2 – Configurações do posicionamento do transmissor e do receptor para a determinação de velocidade. a) Common-offset (afastamento comum), b) WARR (Wide Angle Reflection and Refraction) e c) CMP (Common Mid-Point).



Fonte: Adaptada de Reynolds (1997).

Figura 3.3 - a) Ondas provenientes de medida realizada com WARR. b) Medida CMP feita com antena de 100 MHz.



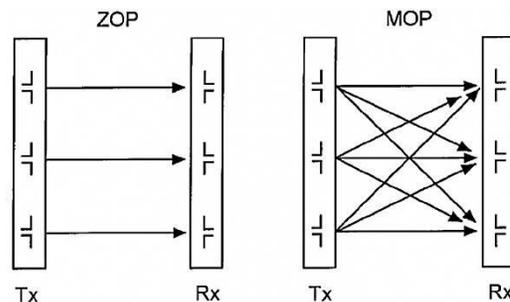
Fonte: Adaptado de Huisman et al. (2003).

3.2.3 UTILIZANDO POÇOS

Consiste em colocar as antenas, transmissora e receptora, em poços lateralmente adjacentes. No modo *zero-offset profile* (ZOP), as antenas são colocadas de forma que seus pontos médios estejam sempre na mesma profundidade. O tempo de chegada da onda direta e a distância entre os poços são usados para calcular a velocidade, e assim, a permissividade. Cada medida em poço requer poucos segundos e é capaz de medir processos transientes dentro da zona insaturada.

O teor de umidade também pode ser calculado de perfis *multi-offset* (MOP) através da construção de uma imagem 2D de sua distribuição entre os poços, sendo mais adequado a condições de umidade fixas. Medidas também podem ser realizadas em poços horizontais (e.g. PARKIN et al., 2000; GALAGEDARA et al., 2002). A Figura 3.4 ilustra os métodos de aquisição ZOP e MOP.

Figura 3.4 - Configurações de aquisição em poços.



Fonte: Huisman et al. (op. cit.).

Existem muitos pontos que merecem atenção ao realizar medições através de poços: é importante reconhecer e corrigir os erros causados pelos processos de aquisição e transmissão; é importante considerar o impacto das ondas refratadas, especialmente aquelas propagadas no solo; a distância entre as antenas e a frequência tem um impacto na máxima resolução espacial alcançada (HUISMAN et al., 2003).

3.2.4 UTILIZANDO REFLEXÕES DE SUPERFÍCIE

Neste caso, as antenas são operadas a certa distância da superfície em um veículo ou em uma plataforma suspensa bem baixa (Figura 3.5). A propriedade medida é o coeficiente de reflexão da interface ar-superfície. As medidas são mais práticas com antenas de alta frequência, pois o coeficiente de reflexão é mais sensível a baixos teores de umidade (HUISMAN et al., op. cit.).

A aplicação desta metodologia em superfícies acidentadas e em locais com variações na umidade causam significativo espalhamento nas ondas e, com isso, variações no coeficiente de reflexão e falhas nas estimativas. A profundidade de medida efetiva e o impacto na variação do teor de umidade com a profundidade são tópicos de ativas pesquisas, mas pouco é conhecido no momento.

Figura 3.5 - Medidas usando reflexões de superfície.



Fonte: Huisman et al. (2003).

3.3 PROCESSAMENTO DE DADOS

O GPR é usado atualmente para uma variedade de aplicações em diferentes campos. Processadores de dados de GPR podem explorar muitos dos métodos aplicados na análise de dados sísmicos, pois as técnicas de processamento, assim como aquisição e softwares utilizados, são herdadas da sísmica (ANNAN, 2001).

Após a aquisição dos dados, o primeiro passo é a edição dos mesmos. Ela engloba questões relativas à reorganização, junção, análise de possíveis atualizações ou acontecimentos recentes, reposição e inclusão de outras informações relevantes. Esta é a parte que consome mais tempo no processamento, pois uma grande quantidade de informações deve ser sistematizada com o objetivo de evitar idiosincrasias.

O passo seguinte é o processamento básico, que envolve a aplicação de algumas das manipulações fundamentais para produzir resultados mais aceitáveis para uma primeira avaliação. Na maioria dos casos, essa etapa é feita em tempo real.

Ele inicia, frequentemente, com a filtragem para remover frequências baixas, pois elas estão associadas a alguns fenômenos indutivos ou possíveis limitações do instrumento. A seguir é aplicado o ganho. Ele é muito subjetivo, pois depende muito dos resultados a serem alcançados e se é necessário, ou não, que algumas amplitudes sejam visualizadas. O próximo passo é a filtragem espacial e temporal. A ordem na qual esse processo é aplicado pode variar produzindo diferentes resultados, pois, como dito anteriormente, depende dos objetivos do estudo.

Em seguida é aplicado o processamento avançado, que modifica significativamente os dados brutos iniciais. Tal processo inclui operações conhecidas do processamento sísmico, tais como, análise de atributos do traço, filtragem F-K, *selective muting*, *normal move-out correction*, filtragem de mergulho, deconvolução e análise de velocidade *semblance*, além das específicas do GPR como *background removal* e mixagem de polarização (TILLARD & DUBOIS, 1992).

O principal foco do processamento avançado é fazer com que os sinais mais fracos tornem-se visíveis, melhorando características específicas para uma melhor interpretação, ou obtendo informações quantitativas, tais como, velocidade e atenuação versus profundidade.

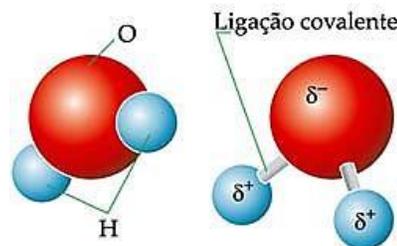
Quando uma grande quantidade de informações sobre o local estudado está disponível, é comum o uso de processamentos visuais. Eles incluem processo de migração (usando vários tipos de algoritmos), *event picking*, aumento no ganho e análise de amplitude. Para uma leitura mais aprofundada é sugerido Annan (2001) e Ficher et al., (1992).

3.4 GPR E AS PROPRIEDADES ELÉTRICAS DA ÁGUA

A água é o principal fator na determinação das propriedades elétricas da maioria dos materiais na Terra. Ela está presente, em algum grau, em todos os materiais. A principal razão de sua importância está no fato de que ela é, intrinsecamente, uma molécula polar¹. Isso significa que a molécula de água (Figura 3.6) possui uma embutida rede de deslocamento de cargas positivas e negativas em sua estrutura (ANNAN, op. cit.).

A água é extremamente polarizável porque o momento de dipolo de sua molécula se alinha com a presença de um campo elétrico, e isso resulta em uma permissividade relativa em torno de 81 para a água e a torna capaz de dissolver materiais iônicos. Quando substâncias iônicas são colocadas na água elas se dissociam formando íons carregados positiva e negativamente que produzem eletricidade por serem móveis na água, sendo que, a condutividade é proporcional ao número de íons dissolvidos (ANNAN, op. cit.).

Figura 3.6 - Molécula de água com um átomo de oxigênio no vértice (carregado negativamente) ligado a dois átomos de hidrogênio (carregados positivamente) nas pontas.



Fonte: Franco (2009).

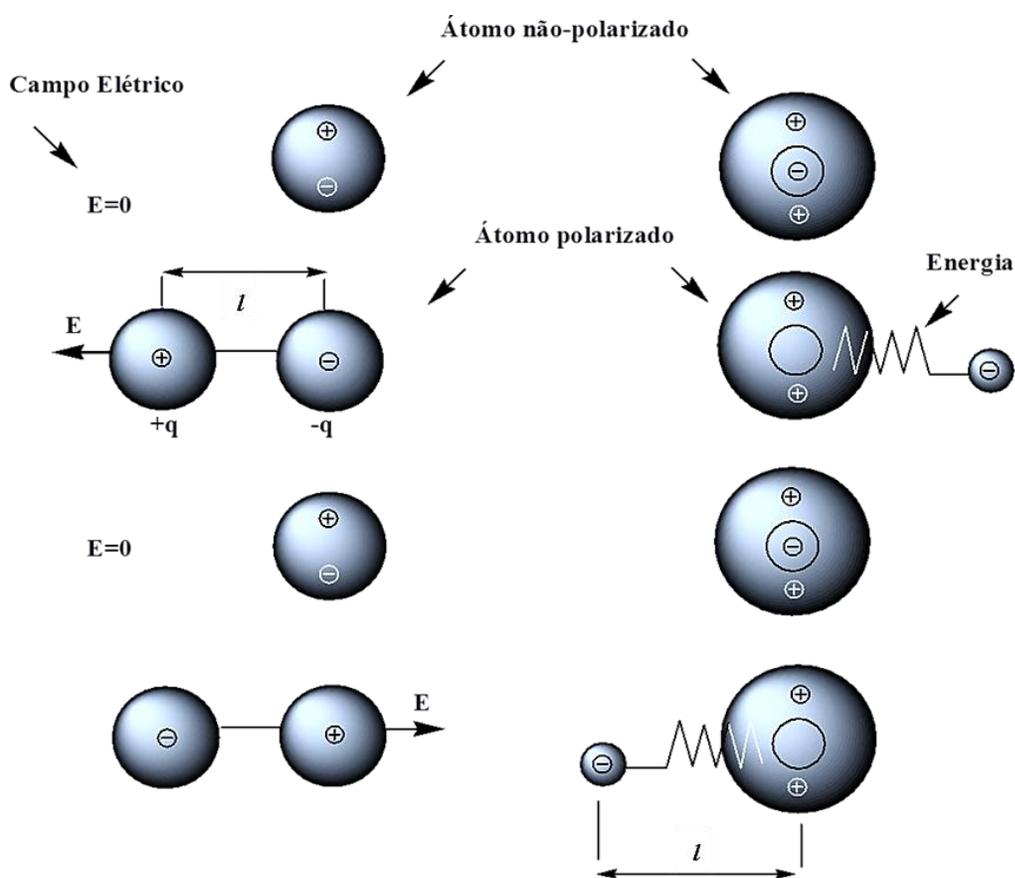
Ela comporta-se como um material polarizável até frequências que excedem um pouco centenas de MHz. Geralmente, por volta de 10000 MHz, o momento de dipolo da molécula de

¹ Moléculas polares possuem dipolos internos permanentes randomicamente orientados.

água pode não mais se alinhar com o campo elétrico, ou seja, este alinhamento não é sincronizado, o que causa dissipação de energia em um material. Este fenômeno é conhecido como processo de relaxação natural (ANNAN, 2001).

A Figura 3.7 apresenta um esquema ilustrativo em que a nuvem elétrica de um átomo desloca-se rapidamente quando um campo elétrico é aplicado. Isso produz um dipolo e o átomo é dito polarizado. Quando o campo é removido, o átomo retorna ao seu estado normal. Se o campo é aplicado novamente, mas na direção oposta, o dipolo será invertido.

Figura 3.7 - À esquerda, a representação do dipolo atômico e, à direita, seu sistema mecânico equivalente.



Fonte: adaptado de Siddiqui et al., (1995).

As implicações para o GPR estão no fato de que, como as frequências utilizadas excedem 500, ou até 1000 MHz, a presença da água se torna mais importante, pois há um aumento substancial na dissipação de energia com o aumento da frequência.

4 O MÉTODO TDR

4.1 HISTÓRICO

O TDR (*Time Domain Reflectometry*) é uma tecnologia originalmente utilizada pelas indústrias de telecomunicações e energia elétrica para testar cabos e encontrar possíveis falhas. É um método relativamente novo para medição do conteúdo de água no solo e tem sido usado com esta finalidade desde meados dos anos 70.

O início de seu desenvolvimento com esse objetivo começou um pouco por acaso e, apesar da falta de suporte, alguns dos primeiros pesquisadores (os *Core Players*: os geofísicos Peter Annan e Les Davis da *Geological Survey of Canada*, e Clarke Topp da *Agriculture Canada*) trabalhavam e pesquisavam por conta própria (TOPP et al., 2003).

Nesse período, na Universidade de Wisconsin, Clarke desejava trabalhar nas bases físicas do TDR, na construção de componentes e na criação de instrumentos mais completos. Peter era estudante e pesquisador na Universidade de Toronto, no departamento de Geofísica sob orientação de David. Este departamento estava envolvido com experimentos usando frequências de rádio para determinar as propriedades elétricas da superfície lunar em 1972, como parte da missão Apollo 17. Les era estudante no Instituto de Pesquisa Scott Polar na Universidade de Cambridge trabalhando com ondas de rádio na sondagem de geleiras (TOPP et al., op. cit.).

O primeiro problema enfrentado foi determinar como as propriedades elétricas variavam com o teor de água em diferentes solos e temperaturas. Os *Core Players* gastaram muito tempo fazendo experimentos com TDR em diferentes solos e materiais na tentativa de mostrar quão forte era a relação entre permissividade relativa e teor volumétrico de água.

Em 1976, após meses de pesquisas, apareceu uma oportunidade para tornar públicas as recentes descobertas envolvendo aplicações do TDR em estudos do solo, quando a *Canadian Aeronautics and Space Institute* patrocinou um workshop sobre sensoriamento remoto de água subterrânea e umidade do solo. Os resultados foram muito bons e os dados adquiridos durante as pesquisas mostraram que havia uma forte relação entre permissividade dielétrica e teor de água, e

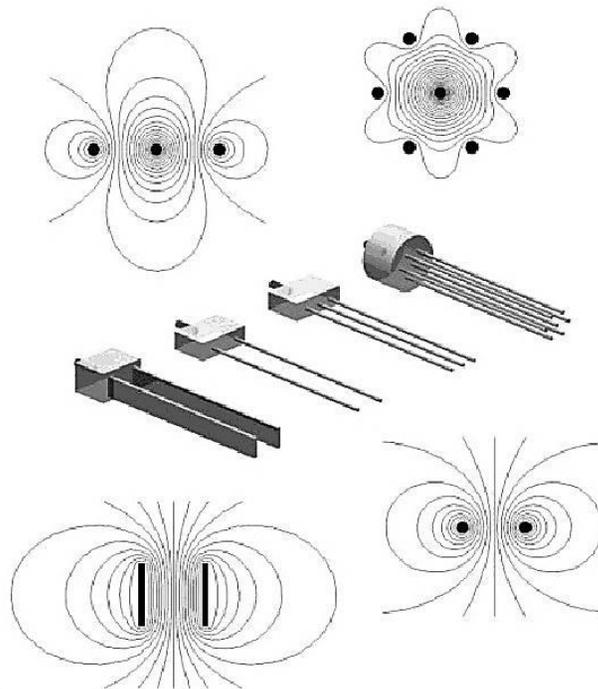
logo um extensivo artigo sobre o assunto foi publicado na *Water Resources Research* (ver TOPP et al., 1980) (TOPP et al., op. cit.).

Desde então, este método tem estimulado o interesse de vários pesquisadores na tentativa de encontrar melhorias, avanços do sistema e redução de custos.

4.2 INSTRUMENTAÇÃO E AQUISIÇÃO DE DADOS

Basicamente, o TDR é composto de um gerador de pulso elétrico e um osciloscópio. Ele mede a velocidade das ondas eletromagnéticas que viajam por uma linha de transmissão, e essa velocidade é calculada usando a Eq. 2.23. Em síntese, os princípios físicos do TDR são semelhantes aos do GPR. Ambos emitem ondas eletromagnéticas, mas cada um mede a permissividade relativa de forma ligeiramente diferenciada. No TDR a onda viaja ao longo de (e entre) sondas, já o GPR usa a onda que se propaga no solo e que é refletida nas interfaces com diferentes permissividades (WEILER et al., 1998).

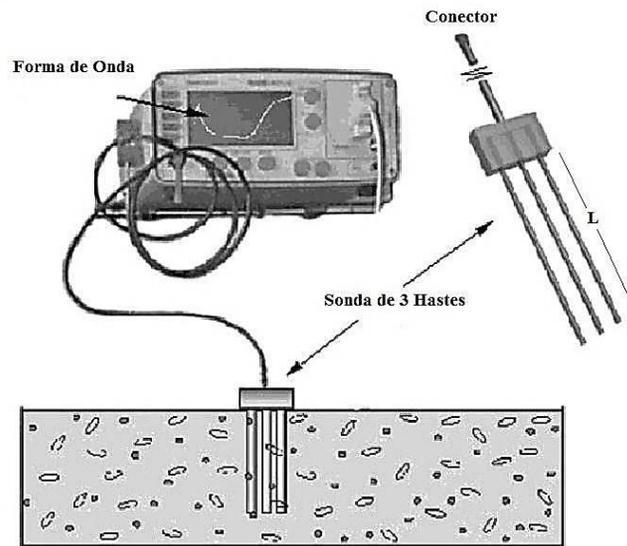
Figura 4.1 - Diferentes sondas de TDR e respectivas linhas de campo geradas de acordo com suas configurações.



Fonte: Jones et al. (2002).

Uma sonda de TDR utilizada para medição de teor de umidade no solo (Figura 4.1) é, na verdade, uma linha na qual o meio dielétrico é o solo. Esta sonda é conectada ao equipamento via cabo coaxial pelo qual o dispositivo envia um sinal (Figura 4.2). Quando este sinal chega ao início da sonda uma parte é refletida de volta ao dispositivo, e quando o resto do sinal chega ao final da sonda, outra reflexão ocorre. Estas reflexões causam duas descontinuidades no sinal mostrado na tela do equipamento (SIDDIQUI & DRNEVICH, 1995).

Figura 4.2 - TDR Cable Tester (Tektronix 1502B) com sonda de 3 hastes colocada verticalmente na subsuperfície.



Fonte: Adaptado de Jones et al. (2002).

A velocidade de propagação da onda no solo para o TDR é dada por:

$$v = \frac{2L}{t} \quad (4.1)$$

em que t é a diferença de tempo entre as duas descontinuidades, necessária para que o sinal percorra duas vezes a distância L . A permissividade relativa do solo é calculada por:

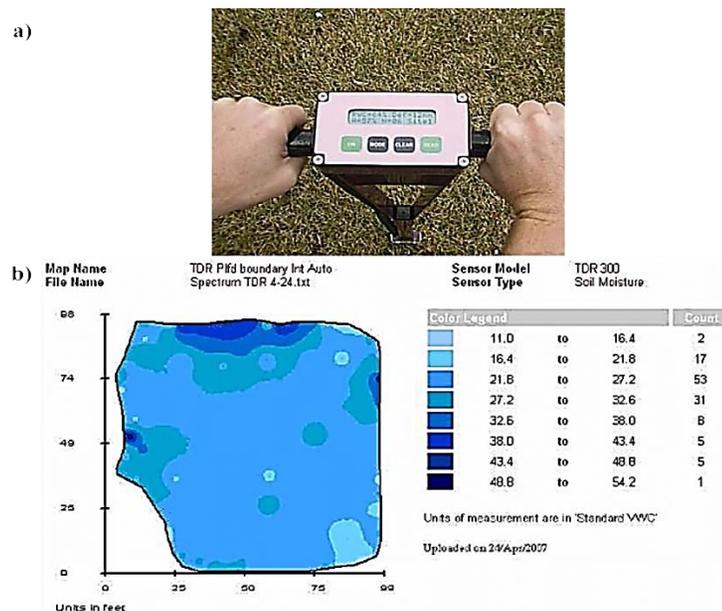
$$\epsilon_r = \left(\frac{c}{v}\right)^2 = \left(\frac{ct}{2L}\right)^2 \quad (4.2)$$

É importante que as sondas estejam totalmente introduzidas no solo, caso contrário, parte do volume da amostra será composto de ar e a medição não será exata. Outro fato a considerar, é que as sondas devem permanecer sempre paralelas, por isso é sugerido o uso de uma base fixadora e evitar medições em áreas com rochas e materiais que possam causar danos ao aparelho.

O modelo *1502B TDR cable tester* (Figura 4.2) era um instrumento ideal para medições de TDR nos anos de 1970, mas a análise dos dados era feita de forma muito precária. Muitos pesquisadores tiravam fotos das formas de onda na tela do equipamento, que então, eram analisadas manualmente com caneta e régua (TOPP et al., 2003).

Com o surgimento de novas tecnologias isso não é mais necessário, pois os equipamentos atuais usam mostradores digitais que, muitas vezes, já apresentam os valores de umidade (Figura 4.3 (a)), além da possibilidade de acoplagem de uma unidade de GPS. Os dados são armazenados automaticamente e não há a necessidade de anotações. Após, com auxílio de software, é possível adquirir os dados coletados fazendo o download pela internet, e então, executar a análise (Figura 4.3 (b)).

Figura 4.3 - a) Exemplo de mostrador de equipamento atual para estimativa de umidade. b) Mapa interpolado de dados obtido com auxílio de software.



Fonte: Spectrum Technologies (2009).

5 METODOLOGIA

Foram efetuados, a princípio, estudos teóricos, pesquisas bibliográficas e testes em laboratório com GPR para comprovar sua eficácia em relação aos objetivos propostos. Após isso, medições em campo foram realizadas com auxílio de pesquisadores da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal do Pará.

Foram utilizados dois sistemas de aquisição em campo, um com TDR e outro com GPR. O primeiro, comumente usado na obtenção de umidade, serviu como parâmetro na comparação de resultados com o GPR.

5.1 LOCAL DO ESTUDO

O estudo foi realizado no campo de testes do Instituto de Geociências da UFPA (Figura 5.1) localizado em Cuiarana, uma vila de pescadores no município de Salinópolis - PA, a 220 km de Belém, no Nordeste do Estado.

Figura 5.1 - Campo de testes do Instituto de Geociências da UFPA.



O local é caracterizado pela presença de uma vegetação rasa e várias árvores de médio porte. A subsuperfície apresenta, nos primeiros 30 cm, uma camada arenosa escura que se

mistura com as raízes da vegetação. A partir daí, até 1 m (que foi possível visualizar), há a presença de argila amarelada, muito comum na região (TORRES, 2011), como é possível ver nas Figuras 5.4 (a) e (b).

5.2 AQUISIÇÃO DE DADOS COM GPR

Foram realizados três perfis com um equipamento do modelo SIR System-3000 da *Geophysical Survey Systems, Inc* (GSSI) com antena monostática de 400 MHz (Figura 5.2) e registro com janela de tempo de 50 ns. Os perfis são descritos a seguir:

Perfil 1 - Extensão de 12 m com marcas a intervalos de 2 m na direção N80E (Figura 5.3). A posição zero está localizada 1 m a norte de uma árvore e a posição 12 m localizada próxima a uma torre de coleta de dados meteorológicos. O perfil passa a cerca de 0,3 m oeste de uma trincheira (localizada na posição 8 m em relação à posição zero do perfil GPR) com dimensões de 0,3 x 0,8 x 1 m e que possui 3 sensores de umidade: 2 horizontais nas profundidades de 0,5 e 1 m; e 1 na vertical entre 0 e 0,12 m de profundidade (Figura 5.4 (b)).

Perfil 2 - Paralelo ao perfil 1, possuindo a mesma extensão e mesmas marcações, sendo que, passa sobre a trincheira já preenchida.

Perfil 3 - Extensão de 10 m com marcas a intervalos de 2 m. Aproximadamente perpendicular aos perfis 1 e 2 e sob uma árvore (Figura 5.5).

Figura 5.2 - GPR modelo SIR System - 3000 da GSSI.



Figura 5.3 - Linha indicativa dos Perfis 1 e 2.

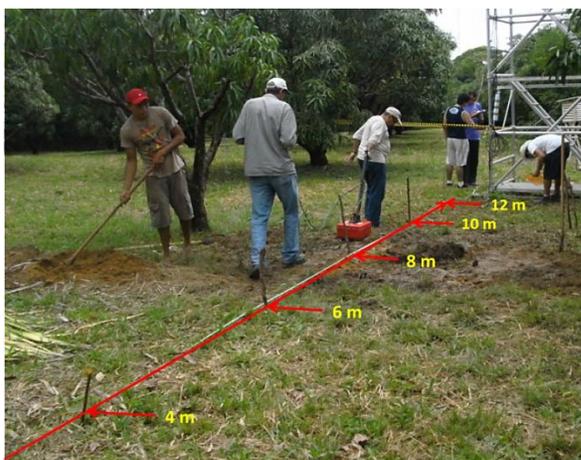


Figura 5.4 - a) Dimensões da trincheira. b) Três sondas para medida de umidade.

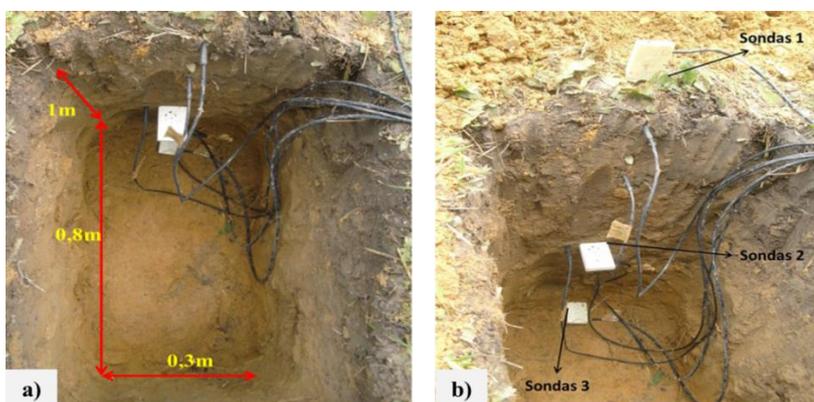


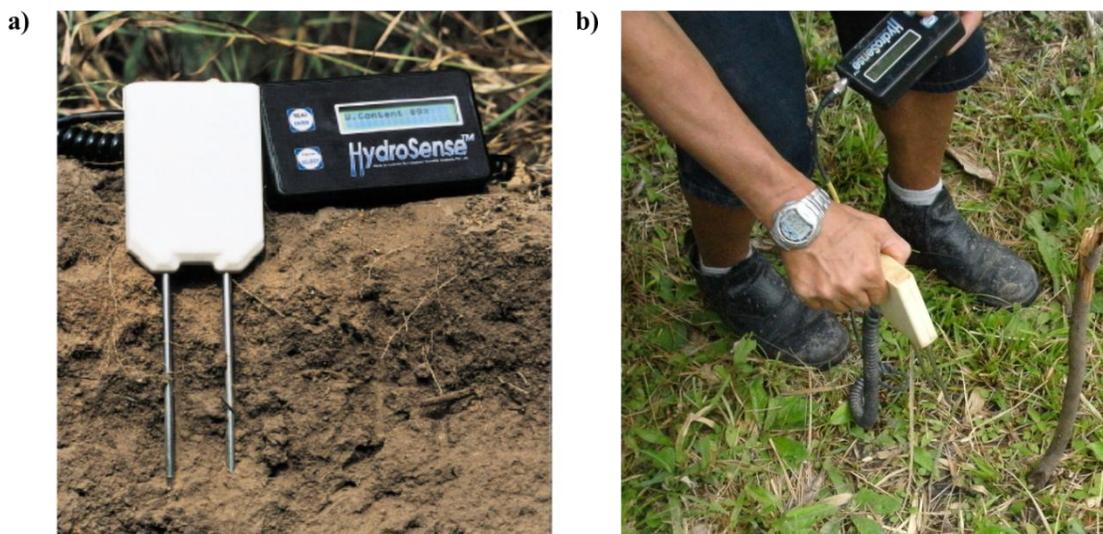
Figura 5.5 - Linha indicativa do Perfil 3.



5.3 AQUISIÇÃO DE DADOS COM TDR

As medidas foram realizadas com um Hydrosense Soil water Measurement System da *Campbell Scientific, Inc*, com uma unidade de display e sensor com duas sondas de 0,12 m cada, como mostram as Figuras 5.6 (a) e 5.6 (b). Sua acurácia é de $\pm 3\%$ do teor de umidade em ambientes com condutividade elétrica menor que 0,02 S/m (CAMPBELL SCIENTIFIC, 2010).

Figura 5.6 - a) *Hydrosense Soil water Measurement System*. b) Coleta de dados em Cuiarana.



Fonte: a) CAMPBELL SCIENTIFIC (op. cit.).

Os pontos escolhidos para a obtenção dos teores de umidade coincidem com os pontos marcados nos perfis de GPR. A Tabela 5.1 mostra os valores para cada marcação nos perfis 1, 2 e 3.

Tabela 5.1 - Valores de umidade obtidos para as marcações dos perfis de GPR 1 e 3.

	PERFIS 1 e 2	PERFIL 3
POSIÇÃO (m)	UMIDADE (%)	UMIDADE (%)
0	30	23
2	28	25
4	25	27
6	20	32
8	25	29
10	30	30
12	22	-

6 RESULTADOS

6.1 EQUAÇÕES UTILIZADAS PARA ESTIMATIVA DE UMIDADE

A maioria das equações utilizadas deriva de experimentos com TDR, mas se adequam muito bem em estudos com GPR. Muitos pesquisadores (e.g. WEILER et al., 1998; HUISMAN et al., 2001) têm mostrado que equações de calibração desenvolvidas usando TDR, em escalas decimétricas, têm sido aplicadas com bastante sucesso em estudos em larga escala com GPR (LUNT et al., 2005).

Neste estudo, três equações foram utilizadas. Elas são:

a) Equação de Topp – Relação empírica entre permissividade relativa e teor volumétrico de umidade ($m^3.m^{-3}$). Foi proposta por TOPP et al., (1980) através de dados experimentais de laboratório com diferentes texturas de solo. É descrita matematicamente por:

$$\theta_v = -5,3.10^{-2} + 2,92.10^{-2}\epsilon_r - 5,5.10^{-4}\epsilon_r^2 + 4,3.10^{-6}\epsilon_r^3 \quad (6.1)$$

Esta equação descreve adequadamente o teor de umidade para valores de $\theta_v < 0,5 (m^3.m^{-3})$, com erro na estimativa de aproximadamente $0,013 (m^3.m^{-3})$ e acurácia de $0,022 (m^3.m^{-3})$, além de independer de densidade, temperatura e salinidade do solo. Muitos autores tem mostrado sua aplicabilidade com sucesso, apesar de não ser adequada para solos orgânicos² (ou solos minerais com alto teor de material orgânico) e vermiculita³. Sua representação gráfica é mostrada na Figura 6.1.

b) Equação de Roth – Equação obtida a partir de um estudo realizado por ROTH et al., (1992), no qual aspectos práticos de calibração e uma abordagem empírica para estabelecer a existência de uma função de calibração universal são discutidos. Para inferir a respeito da relação entre θ_v e ϵ_r , foram utilizadas no estudo amostras de onze solos minerais e sete orgânicos com diferentes

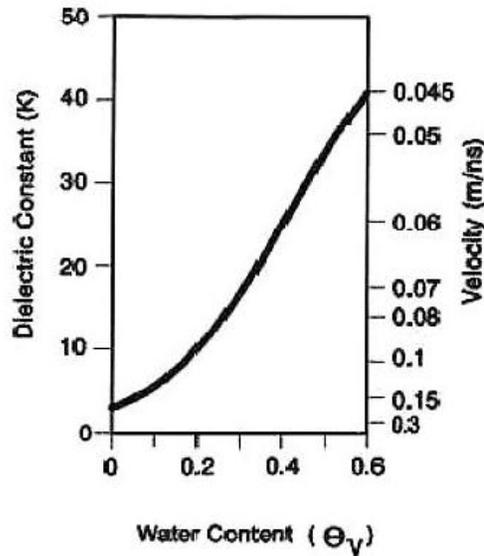
² São aqueles com considerável teor de matéria proveniente da decomposição de origem vegetal ou animal.

³ É um mineral semelhante à mica, formado essencialmente por silicatos, hidratados de alumínio e magnésio.

produtos químicos e propriedades físicas (incluindo propriedades magnéticas). Como resultado, obtiveram a seguinte equação de calibração:

$$\theta_v = -7,8.10^{-2} + 4,48.10^{-2}\epsilon_r - 1,95.10^{-3}\epsilon_r^2 + 3,61.10^{-5}\epsilon_r^3 \quad (6.2)$$

Figura 6.1 - Representação gráfica da Equação de Topp.



Fonte: Annan, 2001.

c) Equação de Modelo Trifásico – Equação semi-empírica que relaciona θ_v e ϵ_r , e é baseada em modelos de permissividades misturadas, levando em conta o volume e a permissividade dielétrica de cada elemento constituinte do solo (e.g., DOBSON et al., 1985; ROTH et al., 1990). Neste modelo, a permissividade do sistema solo-água-ar (ϵ_b) pode ser expressa com o Modelo de Índice de Refração Complexo (CRIM):

$$\epsilon_b = [\theta_v \epsilon_w^\alpha + (1 - n) \epsilon_s^\alpha + (n - \theta_v) \epsilon_a^\alpha]^{\frac{1}{\alpha}} \quad (6.3)$$

em que, n ($m^3.m^{-3}$) é a porosidade do meio; ϵ_w , ϵ_s e ϵ_a representam as permissividades relativas da água, do solo e do ar, respectivamente; α é o fator relacionado a orientação do campo

elétrico em relação a geometria do meio ($\alpha = 1$ para um campo elétrico paralelo às camadas do solo, $\alpha = -1$ para um campo elétrico perpendicular às camadas do solo e $\alpha = 0,5$ para um meio isotrópico). Rearranjando a Eq. (6.3) para que possamos obter a umidade, temos:

$$\theta_v = \frac{\epsilon_b^\alpha - (1-n)\epsilon_s^\alpha - n\epsilon_a^\alpha}{\epsilon_w^\alpha - \epsilon_a^\alpha} \quad (6.4)$$

Realizando as substituições necessárias ($\epsilon_a = 1$ e $\alpha = 0,5$), temos uma interpretação física simples entre permissividade relativa e umidade sugerida por LEDIEU et al., (1986) e HERKELRATH et al., (1991):

$$\theta_v = a\sqrt{\epsilon_b} - b \quad (6.5)$$

em que,

$$a = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_w} - 1} \quad (6.6)$$

e

$$b = \frac{(1-n)\sqrt{\epsilon_s} + n}{\sqrt{\epsilon_w} - 1} \quad (6.7)$$

são chamados de parâmetros de calibração e ϵ_b pode ser considerada (em estudos práticos, por exemplo) a permissividade relativa do meio.

6.2 COMPARAÇÃO ENTRE PERFIS DE GPR E MEDIDAS COM TDR

Após a obtenção dos dados em campo e a análise dos perfis de GPR, uma comparação entre os valores de umidade nos pontos medidos com TDR e as hipérboles de ajuste de

velocidade foi necessária. Os dados de GPR foram processados utilizando o Software ReflexW 6.0 .

Com os valores das velocidades, foi possível encontrar os valores das permissividades relativas do meio através da Eq. (2.23), e então os valores de umidade utilizando as Equações de Topp e Roth. Foram consideradas as hipérboles acima de 1m, pois estão mais bem relacionadas aos interesses do estudo. Cada perfil é explicado com mais detalhes a seguir.

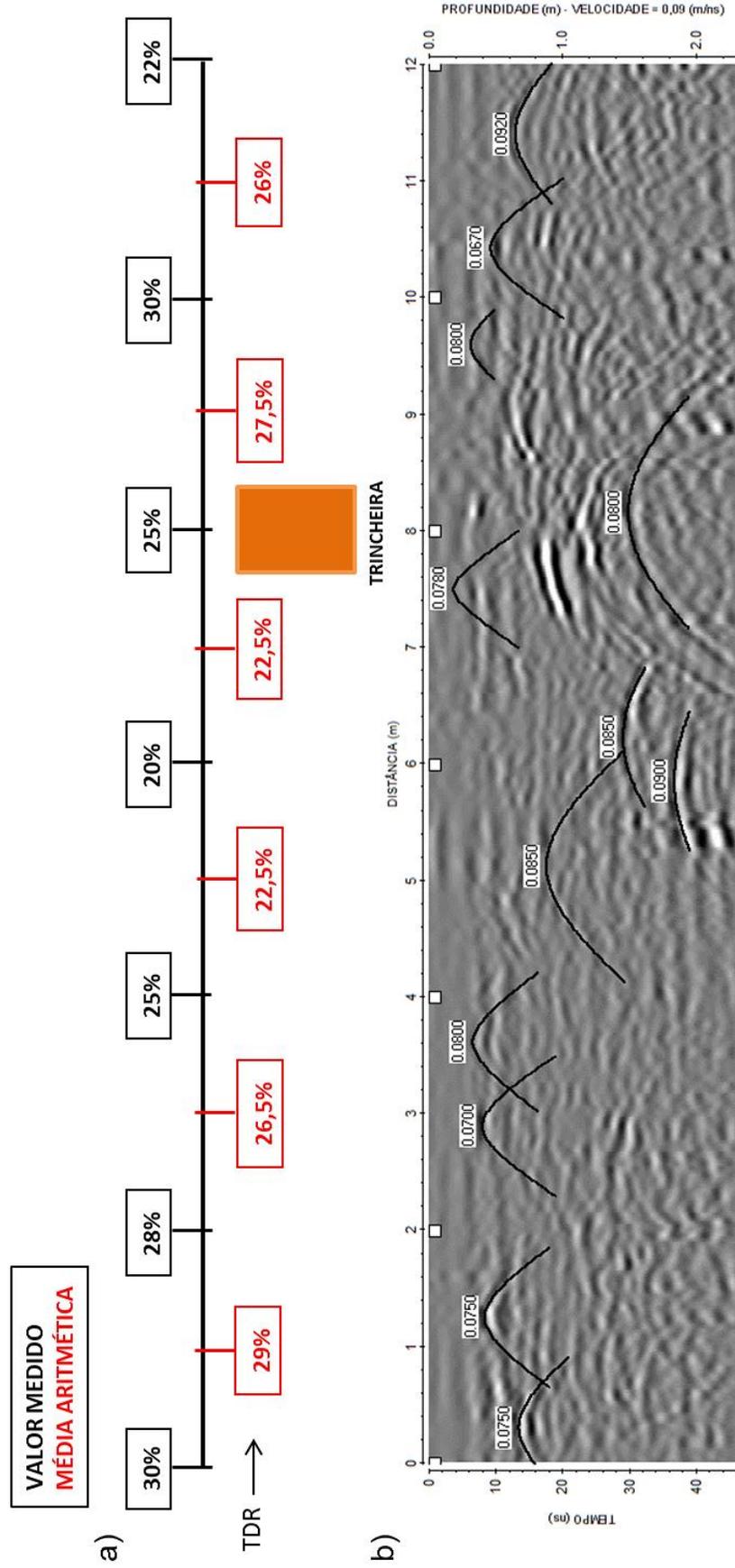
Perfil 1 – A Figura 6.2 (b) apresenta o radargrama obtido e logo acima os valores de umidade relativos a cada ponto do perfil. Como explicitado anteriormente, os dados de TDR foram colhidos a cada 2m no perfil (Figura 6.2 (a)), e devido à presença de muitas hipérboles de reflexão entre cada par de pontos, foi razoável considerar a umidade neste ponto como a média aritmética desses pares (representada na cor vermelha). Também é possível notar a presença de uma grande anomalia em 8m relativa à trincheira.

Perfil 2 – Ao visualizarmos a Figura 6.3 (b), podemos notar que não há muita diferença entre os perfis 1 e 2. Isso ocorre porque os dois foram realizados muito próximos, paralelos e com uma distância de aproximadamente 0,5m um em relação ao outro, por isso, os valores de umidade foram considerados os mesmos (Figura 6.3 (a)). Desta vez o radar passou sobre a trincheira e isso fez com que a anomalia em 8m ficasse mais forte.

Perfil 3 – A Figura 6.4 (b) mostra o radargrama e a Figura 6.4 (a) os valores de umidade obtidos. Devido à presença de uma árvore nas proximidades da linha do perfil (aproximadamente 2m à esquerda do sentido da linha) é possível notar várias hipérboles de reflexão que, provavelmente, tem relação com suas raízes.

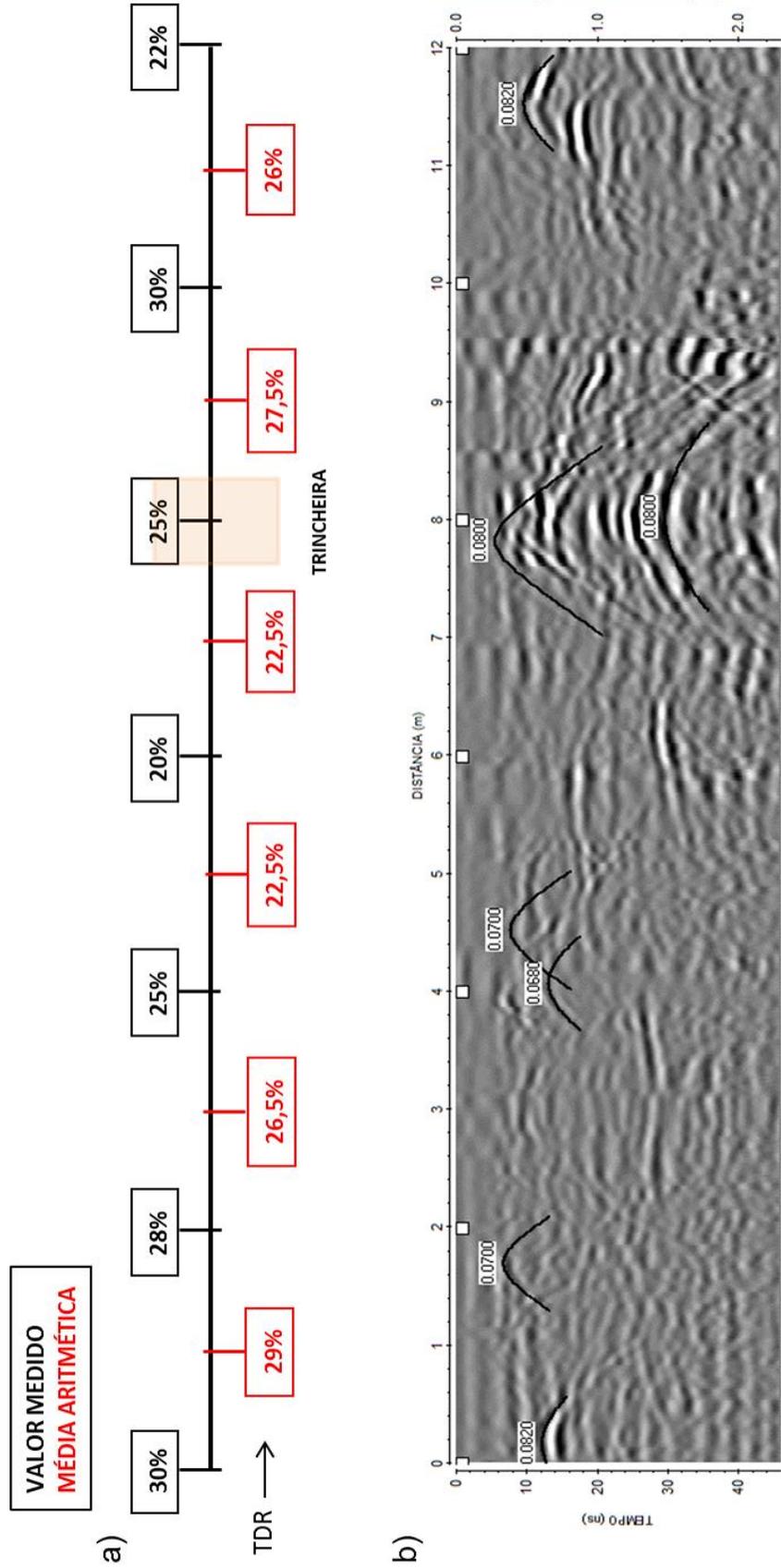
A) PERFIL 1

Figura 6.2 – a) Valores de unidade relativos a cada ponto do perfil. b) Radargrama com as marcações do perfil (a cada 2m) e respectivas hipérbolas de velocidade.



B) PERFIL 2

Figura 6.3 – a) Perfil 2 do TDR. Os valores de umidade foram considerados os mesmos do perfil 1. b) Radargrama referente ao perfil 2 realizado a uma distância de aproximadamente 0,5m em direção ao perfil do GPR.



C) PERFIL 3

Figura 6.4 - a) Perfil 3 do TDR. b) Radargrama referente ao perfil 3 do GPR.

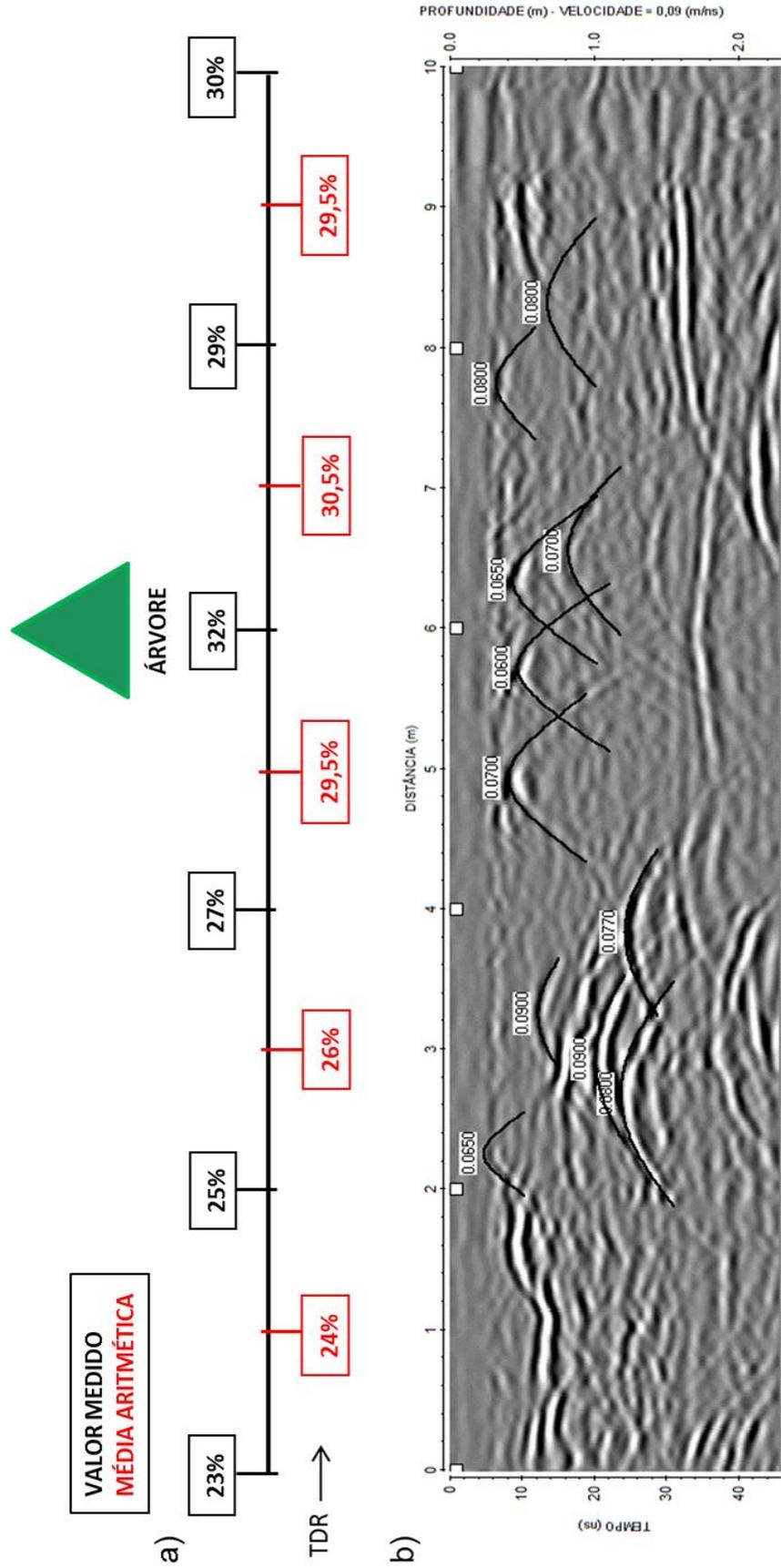


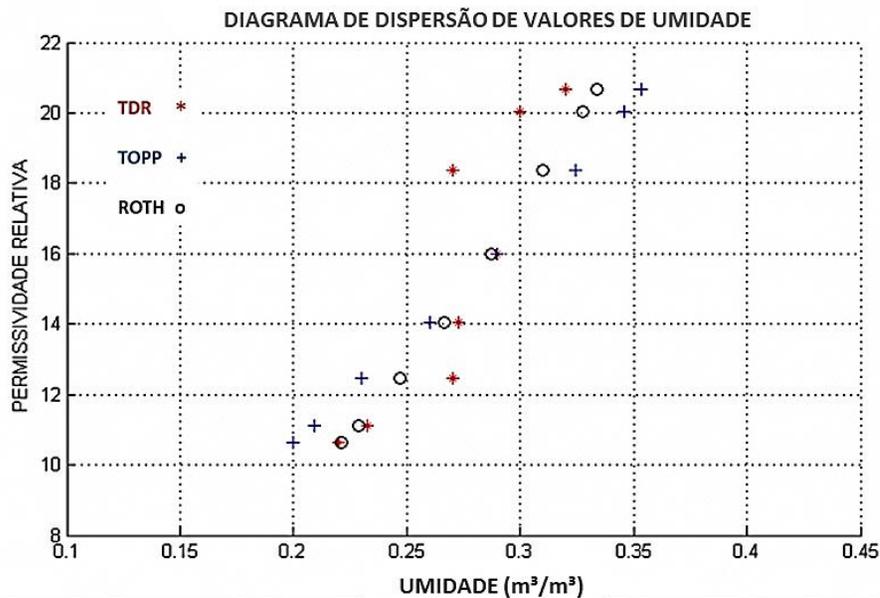
Tabela 6.1 – A primeira coluna apresenta os valores das velocidades obtidas com GPR. A segunda, as respectivas permissividades relativas. A terceira, quarta e quinta colunas apresentam os valores de umidade com TDR e com as Equações de Topp e Roth.

VELOCIDADE COM GPR (m/ns)	PERMISSIVIDADE RELATIVA	UMIDADE COM TDR ($m^3 \cdot m^{-3}$)	UMIDADE COM EQUAÇÃO DE TOPP ($m^3 \cdot m^{-3}$)	UMIDADE COM EQUAÇÃO DE ROTH ($m^3 \cdot m^{-3}$)	DIFERENÇA TDR – TOPP ($m^3 \cdot m^{-3}$)	DIFERENÇA TDR – ROTH ($m^3 \cdot m^{-3}$)
0,066	20,66	0,32	0,3534	0,3336	0,0334	0,0136
0,067	20,05	0,3	0,346	0,3273	0,046	0,0273
0,07	18,37	0,265; 0,25; 0,295 (0,27)	0,3244	0,31	0,0544	0,04
0,075	16	0,29	0,29	0,287	0	0,003
0,08	14,06	0,25; 0,3; 0,25; 0,29 (0,2725)	0,26	0,2667	0,0125	0,0058
0,085	12,46	0,27	0,23	0,247	0,04	0,023
0,09	11,11	0,2; 0,22; 0,25; 0,26 (0,2325)	0,2094	0,2286	0,0231	0,0039
0,092	10,63	0,22	0,2	0,2213	0,02	0,0013

A Tabela 6.1 descreve de forma sistemática os resultados obtidos após análise. É possível notar que para um único valor de velocidade de propagação para o GPR, há mais de um valor de umidade com TDR (coluna 3) nos diferentes perfis, por isso foi considerada a média aritmética (colocada entre parênteses) desses valores em alguns casos.

As equações utilizadas para estimativa de umidade apresentaram bons resultados, sendo que, na média, a Equação de Roth apresentou melhores resultados se comparada a Equação de Topp. Esses valores são apresentados em forma de diagrama de dispersão na Figura 6.5. As duas últimas colunas da Tabela 6.1 mostram os valores absolutos das diferenças entre os valores de umidade.

Figura 6.5 - Diagrama de dispersão a partir dos dados da Tabela 6.1.



6.3 EQUAÇÃO DE CALIBRAÇÃO

As Equações de Topp e Roth valem para uma variedade enorme de solos, por isso são consideradas “gerais”, e nos dão resultados muito bons. Contudo, para obter uma melhor acurácia nos resultados, a calibração de uma equação específica para o tipo de solo estudado às vezes é necessária e nos dá resultados bastante significativos (e.g. SIDDIQUI & DRNEVICH, 1995).

A partir da análise dos dados da Tabela 6.1, foi possível ajustar uma curva e encontrar uma equação de calibração através do Método dos Mínimos Quadrados, relacionando a permissividade relativa do meio (ou permissividade aparente) e o teor de umidade volumétrica. Foi considerada a equação do modelo trifásico na forma simplificada (Eq. (6.5)), e então encontrados os parâmetros de calibração em função de θ_v e ϵ_r com auxílio de um algoritmo produzido em FORTRAN.

A ideia principal consistiu em relacionar as permissividades relativas, encontradas a partir das hipérbolas de velocidade, com os valores de umidade do TDR. Como os valores do TDR não foram superiores a 32%, e inferiores a 20%, foi necessário “pedir emprestado” três pares de valores da Equação de Roth a fim de serem usados como pontos extremos durante o processo de regressão. Um dos pontos está sobre o valor 0,1 (m³/m³), e os outros dois entre 0,36 e 0,39 (m³/m³).

A equação de calibração obtida em função da permissividade relativa é dada por:

$$\theta_v = 0,0943\sqrt{\epsilon_r} - 0,0926 \quad (6.8)$$

Substituindo $\sqrt{\epsilon_r}$ por (c/v) (a partir da Eq. (2.23)) na Eq. (6.8), podemos expressar a relação em função da velocidade da onda refletida, tornando-a:

$$\theta_v = \frac{0,0283}{v} - 0,0926 \quad (6.9)$$

e específica para medidas com GPR.

Para fins de comparação, foi estabelecida a equação polinomial equivalente a Eq. (6.8), para umidade no intervalo de 10 – 40 (m³/m³) e semelhante às equações de Topp e Roth. O processo consistiu na expansão em *Série de Taylor* da Eq. (6.8) para obter o polinômio do 3º grau, dado por:

$$\theta_v = 3,067 \cdot 10^{-2} + 2,113 \cdot 10^{-2}\epsilon_r - 4,0253 \cdot 10^{-4}\epsilon_r^2 + 4,6 \cdot 10^{-6}\epsilon_r^3 \quad (6.10)$$

A Figura 6.6 apresenta a comparação entre as curvas das Eqs. (6.8) e (6.10).

Tabela 6.2 - Comparação entre os valores de umidade estimados com TDR e os valores obtidos com a equação de calibração. Em vermelho, os valores emprestados da Equação de Roth.

PERMISSIVIDADE RELATIVA	UMIDADE COM TDR ($m^3 \cdot m^{-3}$)	EQUAÇÃO DE CALIBRAÇÃO ($m^3 \cdot m^{-3}$)	DIFERENÇA ($m^3 \cdot m^{-3}$)
24,5	0.3954	0,3741	0,0213
22	0.3689	0,3497	0,0192
20,66	0,32	0,336	0,016
20,05	0,3	0,329	0,029
18,37	0,27	0,31	0,04
16	0,29	0,2846	0,0054
14,06	0,2725	0,261	0,0115
12,46	0,27	0,24	0,03
11,11	0,2325	0,2217	0,01
10,63	0,22	0,2148	0,0052
5	0.1018	0,1182	0,0164

O erro padrão da estimativa foi determinado pela expressão

$$s = \sqrt{\frac{\sum (\theta_{v_{tdr}} - \theta_{v_{eq}})^2}{N}} \quad (6.11)$$

em que consideramos $\theta_{v_{tdr}}$ como os valores estimados com TDR, $\theta_{v_{eq}}$ como os valores de umidade correspondentes a valores de ϵ_r , avaliados por meio da Eq. (6.8) e N o número de pontos usados na regressão. Substituindo valores da Tabela 6.2 na Eq. (6.11), obtivemos o erro padrão da estimativa para a equação de calibração que ficou em torno de 0,021 ($m^3 \cdot m^{-3}$). Da mesma forma, para as Equações de Topp e Roth e por meio da Tabela 6.1, obtivemos 0,033 ($m^3 \cdot m^{-3}$) e 0,02 ($m^3 \cdot m^{-3}$), respectivamente.

A qualidade do ajuste foi verificada em função do *coeficiente de determinação*, dado por:

$$r^2 = 1 - \frac{\sum (\theta_{v_{tdr}} - \theta_{v_{eq}})^2}{\sum \theta_{v_{tdr}}^2 - \frac{1}{N} (\sum \theta_{v_{tdr}})^2} \quad (6.12)$$

Para o nosso estudo, o coeficiente de determinação apresentou valor $r^2 \cong 0,92$. Isso mostra que o ajuste possui uma boa aderência com os pontos do diagrama de dispersão (Figura 6.6) representados pelos valores de umidade estimados com TDR.

Figura 6.6 - Comparação entre as curvas da equação de Cuiarana e sua forma polinomial obtida através do Polinômio de Taylor.

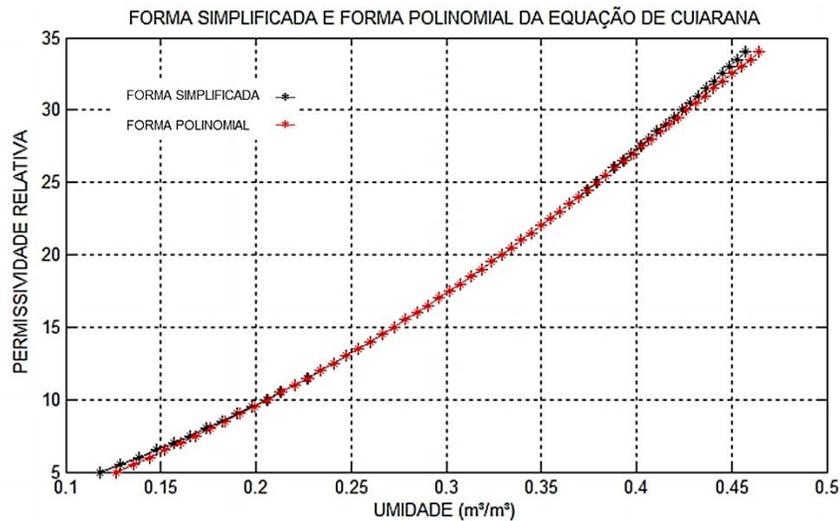
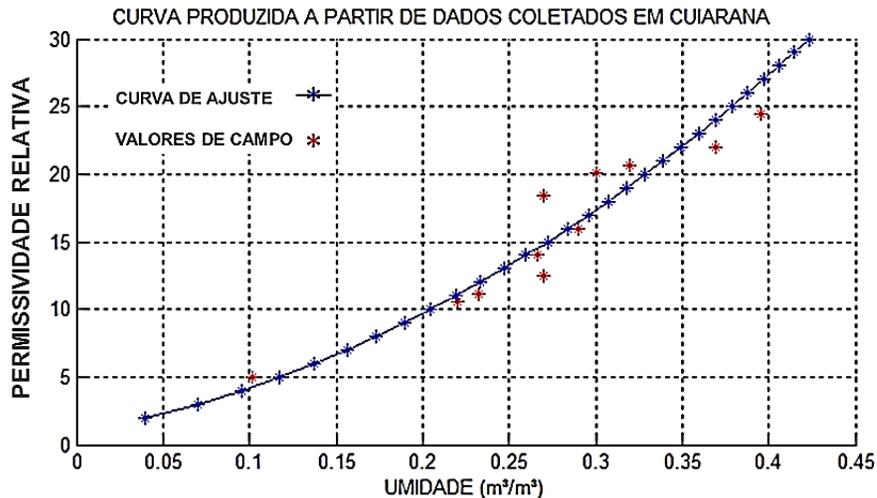


Figura 6.7 - Diagrama de dispersão e curva de regressão a partir da Eq. (6.1).



7 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

Os métodos geofísicos eletromagnéticos desempenham um papel fundamental nos estudos hidrogeológicos, em particular, em estudos relacionados às estimativas de umidade em solos. Estas estimativas são importantes em muitos ramos do conhecimento, pois definem parâmetros que podem determinar gastos, prejuízos, climas e até desastres naturais.

O objetivo principal deste estudo foi analisar a utilização do GPR para estimar teores de umidade a partir de medições realizadas em Cuiarana, no município de Salinópolis - PA. A partir dos resultados obtidos, é possível concluir que o objetivo foi alcançado.

A configuração utilizada para aquisição de dados com GPR foi a *Common-offset*. Apesar de não ser muito consagrada em estudos sob condições naturais, mostrou-se eficiente. Devemos levar em consideração a presença de refletores que contribuíram bastante (e talvez sejam essenciais) na hora de obter as velocidades médias das ondas e, então, encontrar as permissividades relativas para que fosse possível estimar os valores das umidades.

As tabelas mostraram os diferentes resultados para as diferentes equações, que apresentaram considerável acurácia se levarmos em consideração os erros médios e limitações de cada equipamento e de cada equação. A Equação de Roth apresentou excelentes resultados.

Outro ponto importante no estudo foi a análise estatística realizada. A partir dela, foi possível o estabelecimento de uma equação específica para aquele tipo de solo a partir da equação simplificada do modelo trifásico (esta é a principal contribuição do presente estudo). A curva de ajuste apresentou uma boa aderência aos pontos referentes aos valores de campo, considerável coeficiente de determinação, e sua forma simplificada facilita no momento de efetuar os cálculos.

Por fim, sugere-se que no momento da coleta de dados com TDR em estudos semelhantes a este, utilizem-se o máximo de pontos possíveis para, assim, evitar o excesso de aproximações. Outro fato que deve ser observado: dependendo do objetivo do estudo, é necessário considerar as profundidades dos refletores.

REFERÊNCIAS

ANNAN, A. P. **Ground penetrating radar**: workshop notes. Canada: Sensors & Software Inc, 2001. 33 p.

CAMPBELL SCIENTIFIC, inc. **Hydrosense soil water measurement system - instruction manual**. Revision: 7/10, 2010.

DANIELS, D. J. **Ground penetrating radar** - 2nd edition. The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom, 2004. 734 p.

DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. **Geophysical Prospecting**. v.37, p. 531-551. 1989.

DOBSON, M. C.; ULABY, F. T.; HALLIKAINEN, M. T.; EL-RAYES, M. A. Microwave dielectric behavior of wet soil - part II. dielectric mixing models. **IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing**. n. 23. p. 35-46. 1985.

EDMINISTER, J. A. **Eletromagnetismo**. São Paulo: Companhia Editora Ltda, 2006. 352 p. (Coleção Schaum).

FICHER, S. C.; STEWART, R. R.; JOL, H. M. Processing ground penetrating radar (GPR) data. **CREWES Research Report**, V. 4. 1992.

FRANCO, O. **Composição química da célula**. Disponível em: <<http://profs.ccems.pt/OlgaFranco/10ano/biomoleculas.htm>>. Acesso em: 29 de dezembro de 2009.

GALAGEDARA, L. W.; PARKIN, G. W.; REDMAN, J. D.; ENDRES, A. L. Temporal and spatial variation of soil water content measured by borehole GPR under irrigation and drainage. **Proc. of the Ninth Conf. on Ground Penetrating Radar**. Proc. SPIE 4758: p. 180-185. 2002.

HERKELRATH, W. N.; HUMBURD, S. P.; MURPHY, F. Automatic real-time monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry. **Water Resource Research**. n. 27, p. 857-864. 1991.

HUISMAN, J. A.; SPERL, C.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J. M. Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground penetrating radar. **Journal of Hydrology**. v. 254, n. 1-2, p. 48-58. 2001.

HUISMAN, J. A.; HUBBARD, S. S.; REDMAN, J. D.; ANNAN, A. P. Measuring soil water content with ground penetrating radar: a review. **Vadose Zone Journal**. n. 2, p. 476-491. 2003.

JONES, S. B.; WRAITH, J. M.; OR, D. Time domain reflectometry measurement principles and applications. **Hydrological Processes**. n. 16, p. 141-153. 2002.

JONG, S. de. **Examples of MSc thesis topics**. Disponível em:

<<http://www.geog.uu.nl/landdegradation/Fieldwork.htm>>. Acesso em: 13 de junho de 2011.

LENDIEU, J.; RIDDER, P. D.; CLERK, P. D.; DAUTREBANDE, S. A method of measuring soil moisture by time domain reflectometry. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, n. 88, p. 319-328. 1986.

LUNT, I. A., HUBBARD, S. S.; RUBIN, Y. Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data. **Journal of Hydrology**, n. 307, p. 254-269. 2005.

OLIVEIRA Jr, J. G.; MEDEIROS, W. E. Influência do conteúdo de água, granulometria e minerais resados sobre as reflexões de GPR em corpos arenosos inconsolidados. **Revista Brasileira de Geofísica (RBGF)**. v. 26, n.4, p. 437-449. 2008.

PAIXÃO, M. S. G.; PRADO, R. L.; DIOGO, L. A.; Análise do emprego do GPR para estimar o teor de umidade do solo a partir de um estudo na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Geofísica (RBGF)**. v. 24, n2, p. 189-198. 2006.

PARKIN, G.; REDMAN D.; von BERTOLDI, P.; ZHANG, Z. Measurement of soil water content below a wastewater trench using ground-penetrating radar. **Water Resource Research**. v. 36, n. 8, p. 2147-2154. 2000.

PORSANI, J.L. **Método GPR: aplicações em geologia, geotecnia, meio ambiente e planejamento urbano**. IAG - Universidade de São Paulo, Apostila de curso, 2002 (IV Escola de Verão de Geofísica).

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to applied and environmental geophysics**. New York: John Willey & Sons. 1997. 796 p.

ROTH, C. H.; MALICKI, M. A.; PLAGGE, R. Empirical avaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. **Soil Science**. n. 43, p. 1-13. 1992.

ROTH, K.; SCHULIN, R; FLÜHLER, H.; ATTINGER, W. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. **Water Resource Research**. n. 26, p. 2267-2273. 1990.

RUBIN, Y. **Applied stochastic hydrogeology**. Oxford University Press, Oxford, UK, 2003.

SENTEK TECHNOLOGIES, Ltd. **EnviroSmart**. Disponível em: <<http://www.sentek.com.au>>. Acesso em: 13 de junho de 2011.

SIDDIQUI, S. I.; DRNEVICH, V. P. Use of time domain reflectometry for determination of water content an density of soil. **Join Transportation Research Program**. 1995. Paper 219.

SPECTRUM TECHNOLOGIES. **Field scout TDR 300 soil moisture meter & spec maps (product manual)**. [S.l : s.n], 2009.

STOFFREGEN, H., YARAMANCI, U., ZENKER, T.; WESSOLEK, G. Accuracy of soil water content measurements using ground penetrating radar: comparison of ground penetrating radar and lysimeter data. **Journal of Hydrology**, n. 267, p. 201- 206. 2002.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M. de; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a terra**. 3ª reimp. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008. p. 118-119.

TILLARD, T.; DUBOIS, J. C. Influence and lithology on radar echoes: analysis with respect to electromagnetic parameters and rock anisotropy. **Geological Survey of Finland**, 1992. Special Paper 16, 365 p.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. **Water Resources Research**, v. 16, n 3, p. 574-582. 1980.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. The early development of TDR for soil measurements. **Vadose Zone Journal**, n. 2, p. 492-499. 2003.

TORRES, M. **Geografia do Pará**. Disponível em:

<<http://geomaurotorres.blogspot.com/2009/06/principais-tipos-de-solos-do-estado-do.html>>.

Acesso em: 26 de junho de 2011.

VANZELA, L. S.; ZOCOLER, J. L.; HERNANDEZ, F. B. T. **Uniformidade de distribuição de água acima e abaixo da superfície do solo em um sistema de irrigação por aspersão convencional**. Disponível em: <<http://www.agr.feis.unesp.br/lsvtrabalho.htm>>. Acesso em: 16 de junho de 2011.

WEILER, K. W.; STEENHUIS, T. S.; BOLL, J.; KUNG, K.-J. S. Comparison of ground penetrating radar and time-domain reflectometry as soil water sensors. **Soil Science Society of America Journal**, n. 62, p. 1237-1239. 1998.