

文章编号: 1003-8035 (2001) 02-0044-07

利用微波侦测地下水位与河川变化

刘格非, 黄名村

(台湾大学土木工程学系 台湾 台北)

摘要: 论文探讨藉由电磁波照射地表, 从反射讯号中去判断地下水水位与土石流移动观测之可行性, 期能提供一新的土石流预警方法。电磁波在土壤中的行为受土壤的介电系数所控制。我们首先以地下水模式仿真出地层中的含水量分布状况, 同时搜集过去关于土壤介电系数的实验资料和模型, 将其运用于层状介质法来仿真电磁波照射在不同含水量剖面下之反射波, 以建立含水量分布与反射讯号间的对比模块。最后则是以砂箱实验, 量测含水量剖面后, 藉由天线与网络分析仪来发射电磁波与记录反射波。由理论计算与实验测量结果之比较可知所选择的土壤介电系数模型可以仿真简单潮湿土壤的电磁行为; 而由实验量测可知电磁波至少可以打进 50 cm 的微湿砂子。若以雷达扫描河道, 可对土石流或洪水前锋的速度作准确之估计。

关键词: 电磁波; 地下水位; 微波

中图分类号: P642.2

文献标识码: B

1 引言

台湾地区, 每遇台风豪雨常有崩塌、土石流等严重的灾害发生。然而可能发生土石流的危险区域甚多, 如要一一加以整治, 则费用将十分庞大且耗时甚久。因此用预警系统于土石流发生前或发生后提出警告, 以保障下游居民之生命安全, 为一较经济之办法。在许多土石流的成因中, 其诱发运动之原因均为土壤中水分含量高而地下水位也高, 因而造成土石之整体运动。也有学者如 Sitar (1992) 等认为土壤内的孔隙水压突然上升, 是导致土体不稳定转变成土石流的重要因素。促使水压上升的原因可能为雨水的入渗, 或者是暴雨带来的充沛水量由底岩向上涌升而导致土石流 (王幼行, 1994)。不论导致孔隙水压上升的原因为何者, 地下水位过高均是导致土石流发生的重要因素。

因此, 地下水位的位置是决定土石流是否发生之重要因素。故我们提出一个预警系统之基本构想首先调查并判定出会发生土石流的危险区域, 再用地下水模式计算该区域之危险地下水位。以此为依据来监测地下水位。在水位即将达到临界值前一段时间发布警讯, 使下游居民有时间逃离。而因为此种危险水位均离地面不远, 因此本研究之着重点是在浅层地下水位 (离地表 2 m 以内)。而以电磁波接近光速的波速而言, 地下水位的变化可视作静止,

即可以做到实时的测量。而在土石流发生后, 反射之讯号更可用来计算土石流之前锋速度与剖面, 因此可以用来记录土石流之运动。

2 电磁波之仿真

2.1 控制方程式

电磁波的控制方程式为麦克斯韦尔 (Maxwell) 方程式:

$$\begin{aligned} \nabla \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} & \nabla \times \vec{H} &= \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \\ \nabla \cdot \vec{D} &= \rho & \nabla \cdot \vec{B} &= 0 \end{aligned} \quad (1)$$

其中 \vec{E} 为电场, \vec{J} 为电流, \vec{H} 为磁场, ρ 为电荷密度, \vec{D} 为电感强度, \vec{B} 为磁感强度。而电感强度 \vec{D} 与电场 \vec{E} 则以线性介质处理 (Chen, 1989), 因此

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \vec{B} = \mu \vec{H} \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2)$$

其中, ϵ 为介质的介电常数 (dielectric constant), μ 为介质的磁导率 (permeability), σ 为介质的电导率 (conductivity)。只要介质中不含磁性物质, 则 μ 为定值 ($\mu = \mu_0$, μ_0 为真空中的磁导率)。和 σ 则视介质可能为空间和时间的函数。

收稿日期: 2001-02-27; 修回日期: 2001-03-04

作者简介: 刘格非 (1958—), 男, 福建省人, 教授, 美国麻省理工学院博士, 研究方向为土石流、环境流体力与设计自动化。

本文将室内实验土壤视为等向性之介质，因此用层状介质法 (Ulaby, Moore and Fung, 1986) 来仿真电磁波。层状介质法是把土壤在深度上分层，每一层之间的土壤特性与介电常数不同，而同一层内则有相同的土壤特性与介电常数。由 (1) 式与 (2) 式化简后可得

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (3)$$

因 (3) 式为线性，可考虑谐和 (time-harmonic) 的情况，仿真电磁波之入射反射时，可针对某一特定频率的入射波，以解析的方式解出该频率下的反射波；最后再把各个频率的反射波组合，经过傅利叶变换 (Fourier transform) 后得到时域 (time domain) 上的解答。令 $E(r, t) = E(r) e^{i\omega t}$ 之实部代入上式，可得

$$\nabla^2 \vec{E}(r) + \epsilon \mu_c \vec{E}(r) = 0 \quad (4)$$

在这里 $\epsilon = -i = -i$ 为一般所谓介质的介电常数。下面 2.2 节中所提的各种模型所建立的即为用于此。

电磁波遇到非金属物质的边界条件为电场的切线分量要连续

$$E_{1t} = E_{2t} \quad (5)$$

与磁场的切线分量要连续

$$H_{1t} = H_{2t} \quad (6)$$

其中下标 t 表示切线方向之分量。

考虑有分成 m 层的介质 (图 1)，每一层有不同的 ϵ_m 和 μ_m ，由于电磁波在每一层都满足 (4) 式，若控制入射的电场 \vec{E} 为只有 y 分量，则 (4) 式可简化成

$$\left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} + \epsilon \mu_m \right] E_{ym} = 0 \quad (7)$$

上式可解得传递波之解为

$$E_{ym} = (A_m e^{ik_{zm}z} + C_m e^{-ik_{zm}z}) e^{-ik_0 x \sin \theta_0} \quad (8)$$

其中 $k_{zm} = (\epsilon \mu_m - k_0^2 \sin^2 \theta_0)^{1/2}$ ， k_0 为入射波之波数 (wave number)， $k_0 = \omega / C$ ， C 为电磁波于空气中之传播速度。 θ_0 为入射波入射于土壤表面之入射角。而 A_m 为入射波之电场大小， C_m 为反射波之电场大小。

再把 (1) 式以谐和情况 (time harmonic) 化简，可得

$$\nabla \times \vec{E}(r) = -i \mu \vec{H}(r) \quad (9)$$

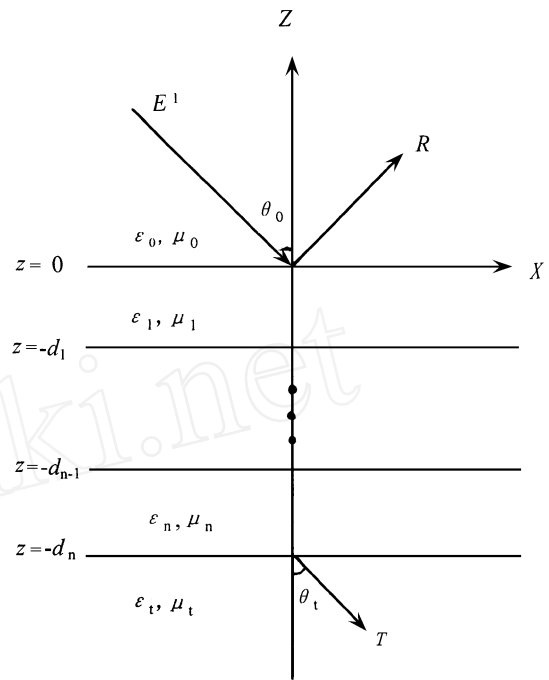


图 1 层状介质法示意图

Fig. 1 Sketch of layered media method

将 (8) 式代入 (9) 式可求得磁场为：

$$H_{xm} = \frac{k_{zm}}{\mu_m} (A_m e^{ik_{zm}z} - C_m e^{-ik_{zm}z}) e^{-ik_0 x \sin \theta_0} \quad (10)$$

$$H_{zm} = \frac{k_0 \sin \theta_0}{\mu_m} (A_m e^{ik_{zm}z} + C_m e^{-ik_{zm}z}) e^{-ik_0 x \sin \theta_0} \quad (11)$$

接着由边界条件，在每一条边界，即在 $z = -d_m$ 的地方，均可运用 (5) 与 (6) 两式，产生两条方程式：

$$A_m e^{-ik_{zm}d_m} + C_m e^{ik_{zm}d_m} = A_{m+1} e^{-ik_{z(m+1)}d_m} + C_{m+1} e^{ik_{z(m+1)}d_m} \quad (12)$$

$$\mu_{m+1} k_{zm} (A_m e^{-ik_{zm}d_m} - C_m e^{ik_{zm}d_m}) = \mu_m k_{z(m+1)} (A_{m+1} e^{-ik_{z(m+1)}d_m} - C_{m+1} e^{ik_{z(m+1)}d_m}) \quad (13)$$

(12)、(13) 式中只有 A_m 、 C_m 与 A_{m+1} 、 C_{m+1} 为未知，针对上面两式，假设我们一共有 m 层介质，则有 $m - 1$ 个界面，每一个界面均可有电场连续 (5) 与磁场连续 (6) 两条方程式，所以一共可有 $2(m - 1)$ 条方程式。而在 m 层介质中，每一个均有入射与反射两个未知数，则共有 $2m$ 个未知数，但减去第一层入射波 A_0 为已知和最后一层只有透射波 (即反射波 $C_m = 0$)，则只剩 $2m - 2$ 个未知数。所以，(12)、(13) 两式可改写成矩阵形式，并且可将每一层的方程式合并起来，若令入射波强度为 1，

则可求得每一层之反射系数 R_m ，透射系数 T_m ，所求出的 R_m 和 T_m 为对各个频率下的反射和透射系数，如果要得到由许多不同频率组成的时域上的讯号，需对这些 R_m 和 T_m 做傅氏变换 (Fourier transform)。

2.2 土壤与水的介电常数

要运用层状介质法，土壤之 μ 、 ϵ 和 σ 均得先知道，其中 $\mu = \mu_0$ 为真空中的磁导率，为一常数 (其值为 $1/4 \times 10^7$)； ϵ 可由介电系数的虚部得到。在此要利用水分含量来计算。

关于土壤介电常数 (ϵ) 的研究，一般认为土壤可视为土壤颗粒、空气和水的组合。其中水可分成仅包含在土壤颗粒边缘一层薄膜内的包覆水 (bound water) 和可以四处流动的自由水 (free water)。由于包覆水被土壤颗粒紧密吸引，使得电磁波入射在包覆水和自由水中的行为有很大的不同，所以土壤的介电常数之行为表现需视为这 4 种成分的组合 (Ulaby, 1985; Wang, 1980; Shutko, 1982)。同时土壤的介电常数大致可视为盐度、含水量、土壤级配、温度和入射波频率的函数；其中盐度、频率、和温度只会影响土壤中自由水的介电常数，而土壤级配会造成土壤颗粒表面积很大的变化，而影响到包覆水的多寡，进而影响到土壤的介电常数。在现存的文献中，大部份研究都集中于含水量、频率和土壤组成对介电常数的影响，关于盐度和温度的影响多并入水之介电常数中 (Ulaby, 1986)。

2.2.1 水的介电常数

水的介电常数主要受温度、频率和盐度的影响；而纯水的介电常数可用 Debye equation 表示为：

$$\epsilon_{fw} = \epsilon_w + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_w}{1 + i2f\tau_w} \quad (14)$$

其中 ϵ_{fw} 为水的介电常数， f 为入射波频率。而根据 Lane and Saxton (1952) 在频率趋近无穷大时之介电常数 ϵ_w 为 4.9。且其受温度影响很小，一般均视为常数。而温度因子 ϵ_0 则可由下式求得 (Stogryn, 1971)：

$$\begin{aligned} 2 \epsilon_0 = & 1.1109 \times 10^{-10} - 3.824 \times 10^{-12} T \\ & + 6.938 \times 10^{-14} T^2 - 5.096 \times 10^{-16} T^3 \end{aligned} \quad (15)$$

ϵ_0 则可由下式求得 (Klein and Swift, 1977)：

$$\begin{aligned} \epsilon_0 = & 88.045 - 0.04147 T + 6.295 \times 10^{-4} T^2 \\ & + 6.295 \times 10^{-4} T^2 + 1.75 \times 10^{-5} T^3 \end{aligned} \quad (16)$$

其中 T 为温度 ($^{\circ}\text{C}$)。至于盐度则会造成电磁波衰

减得非常严重 (Klein and Swift (1977), Ho and Hall (1977), Ho et. al (1974))。本次实验中采用纯水的式子来求水的介电常数。例如在温度为 25 $^{\circ}\text{C}$ ，入射波频率为 2.56GHz 时，自由水之相对介电常数为 77.98 ~ 12.43i。

2.2.2 土壤介电常数模型

有关土壤介电常数的模型，早在 50 年代就有学者提出，这些早期的公式均是在特定的实验条件 (土壤种类、频率等) 下所得到的结果，大多只视土壤为土壤颗粒和水两种成分所组成，但这些公式都只能预测出土壤介电常数的趋势，而无法准确预测实验值。而且，由于没有需检定之参数，所以它们大致上都只能适用于特定的土壤种类和特定的频率。

Shutko (1982) 把这些公式做一整理，并以一些公认较准确且泛含各种土壤组成及实验频率的实验值来做比较，结果发现只有 refractive formula (Birchak, 1974) 较好，其余不是只适合于特定土壤就是只能用于极窄的频率范围内。在频率 1 ~ 30 GHz，土壤种类从纯砂 (pure sand) 到纯粘土 (pure clay) 的范围内，refractive formula 都可得到很接近之值，再加上简单易用，适合作为初步估计用的公式。

自 1980 年开始，学者们基于 4 种组成物混合 (four component mixing) 的概念，开始提出半经验甚至理论的模型。这些模型中，由于多考虑了空气和包覆水 (bound water) 的存在，较能准确预测出电磁波在土壤中的行为，借着一些需校正的参数，已能充分反应出土壤成分和入射波频率对介电常数的影响，所以较能适用于复杂的土壤成分。但此类公式较复杂，一般都有 3 ~ 4 个参数要检定，所以必须先对现地的土壤进行采样，了解其成分，并在使用前加以检定。

目前经最多人使用且经试验证明适合土壤用之模式为 Ulaby (1985) 所提出之模式。刘格非，黄名村 (2000) 也将 Ulaby 模式、Wang (1980) 所提出之模式及 refractive formula 与实验值做比较，证实 Ulaby 模式确实优于其它之模式。Ulaby 根据 4 种组成物混合的概念，视土壤为土壤颗粒、包覆水、自由水和空气所组成，提出一个半经验模型，其所测试的实验资料几乎包含了各种土壤级配，频率也由 1 GHz 到 18 GHz 都有，该公式之准确性也很好，所以本文用此模型来仿真土壤的介电常数。其概述如下：

$$\epsilon_s = V_g \epsilon_g + V_a \epsilon_a + V_{fw} \epsilon_{fw} + V_{bw} \epsilon_{bw}$$

$$m_{v\ fw} = V_{f_w} f_w + V_{b_w} b_w \quad (17)$$

其中 s 、 g 、 f_w 分别代表土壤、土壤颗粒、空气与自由水之介电常数， V_g 与 V_a 为土壤颗粒和空气所占的体积百分比， m_v 为土壤的体积含水量，而与 s 为要校正的参数。根据 Ulaby 所做的研究

$$\begin{aligned} &= 0.65 \quad = (127.48 - 0.519S - 0.152C)/100 \\ &= (1.33797 - 0.603S - 0.166C)/100 \quad (18) \end{aligned}$$

其中 S 与 C 为砂与粘土之体积百分比。土壤颗粒之介电常数 s 亦可用土壤颗粒之干比重 b_s 表为

$$g = (1.01 + 0.44 b_s)^2 - 0.062 \quad (19)$$

例如石英砂之孔隙率 0.55，含水量 $m_v = 0.375$ ，入射波频率 2.56GHz 时，其相对介电常数为 33.28 - 4.18i。

3 地下水位之探测

3.1 非饱和层水分分布之逆问题

在现地测量地下水位时，我们将电磁波打入土壤中，可得到一组实时的反射讯号。如何从反射讯号中估计出水位的位置，便是此研究中最重要之课题。由于随着地层的土壤种类分布及含水量分布的不同，会得到不同的反射讯号，因此，这个问题便成为一个由反射讯号去反推出地层含水量分布的逆问题。此处，我们是先利用 3DFEMWATER 地下水模拟程序来仿真出地层中的含水量分布。3DFEMWATER (A Three - Dimensional Finite Element Model of WATER Flow through Saturated-Unsaturated Media, Yeh G.T, 1987) 是一个有限元素法程序，它能够仿真饱和及非饱和地层中地下水流动的数值程序。其特点为可以仿真非均质 (heterogeneous)、非等向性 (anisotropic) 的任何形状地层，也可仿真点源、非点源或随时间变化的边界条件 (如 Dirichlet boundary、Neumann boundary、Cauchy boundary)，而程序会自动决定土壤表面的边界条件，其可能为蒸散 (evaporation)、或入渗 (infiltration)。程序中会自动重新设定时间计算间距 (reset time step size)，而且在每一个时间间距 (time step) 均对整个计算区域做质量守恒的检查。以 3DFEMWATER 配合电磁波数值程序，可计算出某一含水量剖面所对应的反射讯号，建立一套含水量分布与反射讯号间的对比模块，利用此对比模块来解非饱和水层水分分布之逆问题。

3.1.1 对比模块的建立

当我们输入所要仿真的地层的边界条件、土壤种类分布、土壤水力参数 (水力传导系数、孔隙率、田间含水量等) 后，3DFEMWATER 模式便可计算出各个时间的土壤含水量分布剖面，每一个含水量剖面均可藉由电磁波数值程序计算出在某一入射波下的反射讯号，也就是一个含水量分布对应到一个反射讯号。如图 2 所示，同一个地层在不同的地下水

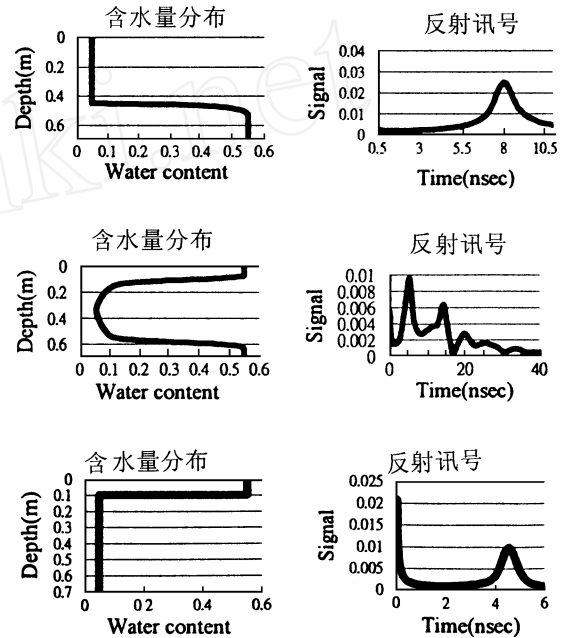


图 2 含水量分布与反射讯号之对比模組

Fig. 2 Contrast of water content and reflected signal

及降雨边界条件之下，便会有不同的含水量分布和反射电波 (此图是用 3DFEMWATER 加上层状介质法所得)，如此，便建立了求解非饱和层水分分布之逆问题的对比模块。于现地量测时，首先需对地层的土壤种类分布及其水力参数做资料搜集，必要时得采样。将这些资料与量测当时的水文资料配合，输入至 3DFEMWATER 中，便可建立对比模块，从现场测得的反射讯号去得到其对应的含水量剖面，以为判断水位的依据。

3.1.2 探测水位变化与水位之真实位置

由于电磁波可做到实时的测量，如何从不同发射时间所得之不同反射讯号中，估计出水位上升的速度，也是非常重要的。如果能对水位上升的速度作准确的预估，便可掌握住发布警报的时效性，让下游的居民有较充分的撤离时间，确保生命安全。如前所述，我们将测得的反射讯号经由对比模块的比对后，便可得到土壤中的含水量随深度的分布情

形, 配合着已知的土壤种类分布及其孔隙率, 来判断出何处的土壤水分是饱和的, 如此便可得到地下水的位置。不同时间有不同的地下水位置, 便可估计水位上升的速度。以下举一个例子来说明。如图 3 所示, 我们以 3DFEMWATER 来仿真砂箱中水位上升的情形。分别记录下 $t = 10$ s 及 $t = 20$ s 时砂箱中的含水量剖面, 并且, 以层状介质法计算出, 发射脉冲波 (pulse) 后这两个含水量剖面下的反射讯号。假设我们实际上所量测到的讯号便是这两个, 经由对比模块的比较可得到图 3 中的两个含水量剖面。若由含水量剖面来看, 在 $t = 10$ s 及 $t = 20$ s 时地下水分别位于地表下 0.53 m 及 0.45 m 之处, 也就是水位在 10s 内上升了 0.08 m, 这便是水位的上升速度。若实际运用于工程上, 我们可采取较保守的方式, 例如将估计速度放大一个倍数, 或是提早地发布警报等等。

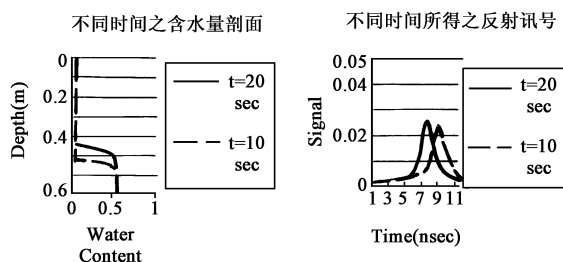


图 3 不同时间之含水量剖面及模拟之反射讯号

Fig. 3 Moisture profile and simulated reflected signal in different time

3.2 实验设备

为了验证本方法之可行性, 本研究用室内砂箱实验将实验结果与层状介质法计算出之结果做比对, 实验在台湾大学之电机工程系之无反射实验室进行。

实验设备布置

因为压克力之介电常数较接近空气的介电常数, 在碰到电磁波时只会产生很小的反射, 因此整个砂箱以压克力制成。实验用之砂装在一个长、宽、高均为 1 m 之压克力箱子, 在箱子底部每隔 2 cm 便钻一个洞, 而每 4 个小洞便钻一个较大的洞以让水位计的管子通过。在这个钻过洞的箱子底部另有一 1 m 长, 1 m 宽, 4 cm 高的充水段; 当进水时, 水会先进入充水段, 把充水段填满后再透过上方箱底的小洞慢慢进入土体; 同样的, 排水时水先进入充水段再由出水口排出。如此才能确保水位会均匀的抬

升与下降。是否均匀更可用水位计来检视箱内水位。实验用粒径均在 # 20 号筛和 # 40 号筛之间的石英砂来试验。

我们需先量测土壤的含水量分布, 来验证层状介质法。因为量测之精度要求为 cm, 故选定用电阻片来量。电阻片为一 26 mm 长、12 mm 宽、3 mm 厚之金属片, 并在金属片上有小开口; 其内部之构造为两电线分别接在两片 0.8 mm 长、0.8 mm 宽、0.1 mm 厚之金属薄片。

发射电波之天线架于一个底座有轮子且高度可调整之天线架上, 整个架子也以压克力制成以减少噪声。天线并与 HP8722 网络分析仪 (精度 - 50dB) 相接。HP8722 网络分析仪为一可以产生 0.6 GHz 到 7 GHz 的讯号源, 并可以接收、分析与记录讯号的机器。由网络分析仪所产生之讯号, 经由同轴电缆传输至天线, 再以波的形式发射出去。本研究使用频率由 1 GHz 到 4 GHz 的波频。

3.3 实验结果与分析

先把水位降到离地表 40 cm 处, 静置 7d 来使含水量剖面有较明显的急变段, 接着把水位往上抬升, 分别在离地表 15 cm、20 cm、29 cm、34 cm、40 cm 时记下讯号。因为环境噪声较难定义, 因此我们将离砂土表面 40 cm 深处之数据当成环境噪声, 因此分别把水位于 15 cm、20 cm、29 cm、34 cm 时之实验资料在频域 (frequency domain) 的强度 (amplitude) 值减去水位于 40cm 之强度值, 而相位 (phase) 保持不变; 再利用此强度与相位去做傅氏反交换 (Fourier inverse transform) 成时域上的信息, 以藉此消去环境与近场的噪声。而由于砂子已经静置 7d, 在水位以上的砂之含水量应该接近干砂。将利用电阻片所测量出之含水量分布代入 Ulaby 模式, 即可求得相对介电系数在深度上之剖面。再配合层状介质法来仿真水位于 15 cm、20 cm、29 cm、34 cm、40 cm 的反射讯号, 并以同样的消减噪声方式得到仿真讯号, 与实验讯号一起绘于图 4。如图 4 可知, 水位于 15 cm、20 cm、29 cm、34 cm 之反射讯号峰值于实验中分别出现于 1.82、2.61、3.65、4.04 nsec 之时; 而用层状介质法仿真后得到的水位讯号峰值分别出现于 1.89、2.53、3.64、4.14 nsec 之时, 两者非常接近。

3.4 现场应用

当现地降雨时, 其可能产生的 3 种含水量剖面

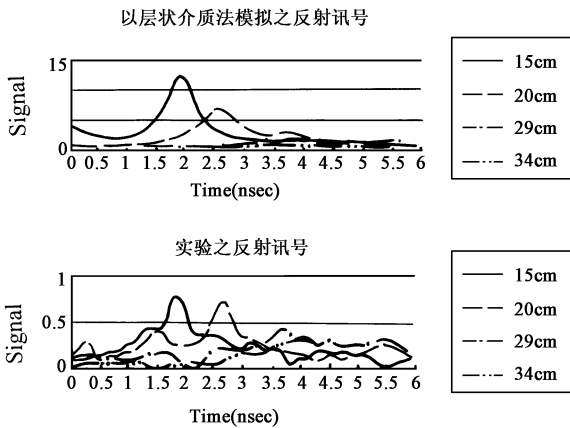


图 4 经杂讯消减处理后, 不同水位下的反射讯号
Fig. 4 Reflected signal at different ground water level

如图 2 所示, 由上而下分别为 (1) 地下水位上升而地表土壤未达饱和; (2) 地表已有入渗且地下水位已上升至地表附近; (3) 地表有入渗但地下水位仍然甚深。这 3 种情况所对应的反射讯号形态均不相同。因此, 当我们由现场得到一组反射讯号时, 首先将其依此 3 种形态分类, 确定其为某一类之后, 再与先前由 3DFEMWATER 及电磁波程序所仿真出来的反射讯号做进一步的比对, 来得到其正确的含水量分布情形与地下水位的位置。加上崩塌条件或土石流发生条件之判断即可构成一土石流预警系统。

4 洪峰之反射

因为许多的天然灾害如洪水、土石流等, 对于下游居民的生命财产安全都造成极大的威胁。我们若能准确的估计其前锋的速度, 将可在下游提前做好防范的准备 (例如洪水来临前先关闭闸门或是让居民疏散等等), 以减少损失。在本研究中所使用的雷达技术, 亦可以达到这个目的。我们可将天线置于河道旁, 当得知上游有土石流或洪水发生时, 便可以开始监测, 其示意图如图 5 所示。假设洪水前锋距离河道中某监测点 75m 时, 我们同样发射 1GHz 到 4GHz 的电磁波, 记录下其反射讯号, 如图 6 所示。由于天线架设于河岸之上, 所以入射波会有一入射角, 假设为 15°。因为电磁波的发射频率设定在 1GHz 到 4GHz, 所以反射讯号每隔一段时间会出现一个小小的峰值 (peak), 但于 525nsec 时出现的峰值则远大于其它的峰值, 因此这便是代表洪水前锋位置的反射讯号。若以光速将时间 525nsec 换算成距离则为 78.75 m, 再乘上入射角 15° 的余弦值, 得

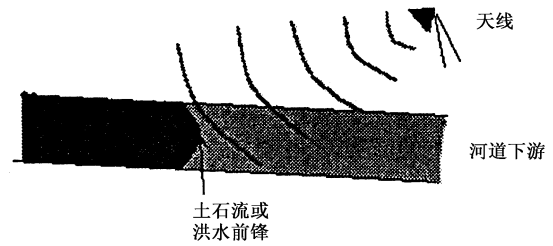


图 5 利用微波侦测土石流或洪水前锋之示意图
Fig. 5 Sketch of detecting the front of debris flow or flood with microwave

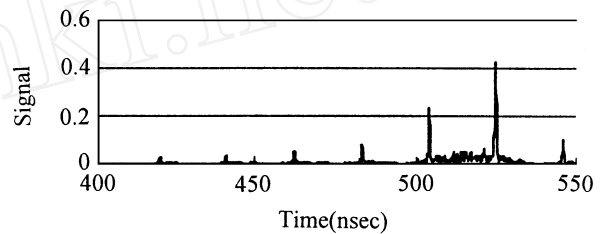


图 6 洪水前锋之反射讯号 (入射角为 15°)
Fig. 6 Reflected signal of the front of flood (incident angle 15°)

到其沿着河道的距离为 76 m, 相当接近实际的 75 m。由于天线与洪水或土石流前锋之间的介质是空气, 而电磁波在空气中的速度并不受到入射波频率的影响, 所以, 我们可以准确的计算出前锋目前的位置。在不同时间发射的电磁波, 得到不同的前锋位置, 我们便可估计出土石流或洪水前锋的速度。因单点测量需时极短, 因此雷达可以 360° 旋转来做全域之测量, 因地面反射讯号与水面或土石流表面之反射讯号不同 (水面反射为一窄频 (narrow band)), 因此可区分出此两种表面。所以可用反射讯号来做该地区高程之探测, 地下水位与河道水位的变化均可获得。由于电磁波的速度很快, 因此以雷达来进行前锋的监测也具有能够做到实时测量的优点。而且电磁波在空气中几乎不会衰减, 使得我们的量测范围能够非常广泛。

5 结论

我们的研究显示 1 GHz 左右之波在入射能量不大时 (0.01 W) 可穿透约 50 cm 以上之砂土层。若将能量提高到 1 W, 则对砂层之穿透能力可达 10 m, 而微波对表面植生在 30 cm 以下时亦具有穿透之能力, 但对岩层则效果不佳。初步的室内试验已证实用微波测得地下水位技术上可行。在现地测量地下

水位时,我们将用地下水仿真来提供反射讯号之对比,将电磁波打入土壤后,即可由反射讯号得到其相对应的含水量分布。同时,此技术将可应用于对洪水或土石流前锋速度的估计。未来所面临的技术问题为雷达的聚焦功能在现地调整所带来之测点误差如何克服。

6 致谢

本研究谢谢国科会计画之支持。同时,非常感谢台大电机系瞿大雄教授在仪器使用与检定上之协助。没有瞿教授,本研究将不可能完成。

参考文献:

- [1] Debye P. Polar Molecules [M]. New York, 1929.
- [2] Lane J and J Saxton. Dielectric dispersion in pure polar liquids at very high radio frequencies [A]. The Effect of Electrolytes in Solution [C]. Proc. Roy. Soc, 1952. 214A: 531 - 545.
- [3] Stogryn A. Equations for calculation the dielectric constant of Saline Water [J]. IEEE Trans Microwave Theory Techn, 1971, MIT- 19: 733 - 736.
- [4] Ho W, A W Love, M J VanMelle. Measurements of the Dielectric Properties of Sea Water at 1.43 GHz [J]. NASA Contractor Re. CR - 2458, NASA Langley Research Center, Langley, VA. 1973.
- [5] Ho W, W F Hall. Measurements of dielectric properties of seawater and NaCl solutions at 2.65 GHz [J]. J. Geophys Res, 1973, 78: 98 - 103.
- [6] Klein L A, C T Swift. An improved model for dielectric constant of sea water at microwave frequencies [J]. IEEE Trans Antennas Propag, 1977, AP- 25: 104 - 111.
- [7] Wang J R, T J Schumge. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content [J]. IEEE Trans Geosci Remote Seneing, 1980, GE 18: 288 - 295.
- [8] Shutko A M, E M Reutov. Mixture formula applied in estimation of dielectric and radiative characteristics of soils and grounds at microwave frequencies [J]. IEEE Trans Geosci Remote Sensing, 1982, GE20: 29 - 32.
- [9] Dobson M C, F T Ulaby, M Hallikainen, and M El-Ray. Microwave dielectric behavior of wet soil-part II : four-component dielectric mixing models [J]. IEEE Trans Geosci Remote Seneing, 1985, GE23: 35 - 46.
- [10] Ulaby F T, R K Moore, A K Fung. Microwave Remote Sensing [M]. Dedham, MA: Artech House, 1986.
- [11] Yeh G T. 3DFEMWATER: A Three-Dimensional Finite Element Model of WATER Flow Through Saturated&Unsaturated Media [M]. Environmental Sciences Division Publication, 1987.
- [12] Cheng D K. Field and Wave Electromagnetics [M]. Addison Wesley, 1989.
- [13] Sitar N, S A Anderson, K A Johnson. Conditions for initiation of rainfall-induced debris flow [A]. Stability and Performance of Slopes and Embankments: Proceedings of a Special Conference at U. C. Berkley [C]. ASCE, 1992.
- [14] 刘格非, 黄名村. 微波探测浅层地下水位 [A]. 第 24 届全国力学会议论文集 [C]. 2000. ATM 24: O-1-O-8.

Detecting groundwater level and river elevation variation by micro wave

LIU Ge-fei, HUANG Ming-cun

(Department of Civil Engineering National Taiwan University, Taiwan Taipei, China)

Abstract: This study is to evaluate the feasibility of detecting the groundwater level and debris flow motion from the reflect signals by emitting electromagnetic waves to the ground. The propagation of electromagnetic wave in soil is controlled by the dielectric constant that varies according to the water content distribution. We first simulate the soil moisture profiles by the groundwater flow model. Then apply the results to the "layered media method" to simulate the reflective waves under different water content distribution. A sandbox experiment with a premeasured moisture profile was conducted. The recorded reflective signals by network analyzer system show good agreement with theoretical results. We can also use this kind of radar to detect the front of debris flow or flood.

Key words: electromagnetic wave; ground water level; microwave