

程 凭,程勤波,陈 喜,等. 基于频域电磁法反演喀斯特表层土—岩结构研究[J]. 中国岩溶, 2022, 41(5): 675-683.
DOI: 10.11932/karst20220501

基于频域电磁法反演喀斯特表层土—岩结构研究

程 凭^{1,2},程勤波³,陈 喜^{1,2},刘金涛³,张志才³,高 满^{1,2}

(1. 天津大学地球系统科学学院表层地球系统科学研究院, 天津 300072; 2. 天津市环渤海关键带科学与可持续发展重点研究室, 天津 300072; 3. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098)

摘 要:喀斯特地区浅表层土壤分布极不均匀,探测土—岩界面和土壤分布对区域水文以及生态环境研究具有重要意义。文章基于麦克斯韦方程组构建了频域电磁法(FDEM)探测的电导率(EC)一维反演模型,实现了喀斯特浅表剖面EC可视化表述。根据设定的理想地层EC数据以及南方喀斯特峰丛洼地两个剖面 and 出露的三个实测剖面的FDEM实测视电导率,结合高密度电法、剖面实测土—岩界面,检验了反演模型可靠性。结果表明:FDEM法反演结果能较好的描述理想地层EC变化,以及土壤与灰岩、白云岩界面EC分布,进而可辨识土壤厚度分布,但基于反演的EC值判别尺度较小的溶沟(槽)以及泥岩区土—岩界面误差较大。

关键词:土壤厚度; 土岩界面; 频域电磁法; 反演算法; 喀斯特地区

中图分类号: P631 **文献标识码:** A

文章编号: 1001—4810 (2022) 05—0675—09 **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



0 引 言

西南喀斯特地区碳酸盐岩在溶蚀、侵蚀等作用下,发育众多被土壤填满的溶沟(槽)^[1],浅表土壤分布极不均匀^[2],辨识浅表土—岩结构对该区域碳水循环、水土漏失和生态恢复具有重要作用^[3]。土壤、岩石及裂隙发育程度的不同,其电导率等地球物理特性存在差异^[4-6],由此可采用高密度电法(ERT)、地质雷达(GPR)、频域电磁法(FDEM)等地球物理方法探测和解译地层结构、土壤和裂隙中水分、盐分、有机质含量等^[7-9]。相比于ERT和GPR,FDEM不需要接触地面,可实现快速大范围测量,具有操作方便、省时省力的优点^[10-11]。

FDEM电磁感应仪由一个电磁波发射器和多个接收器(如CMD Explorer具有三个接收器)构成(图1),

将发射器沿长轴 90°旋转,可以实现水平(HCP)和垂直(VCP)两种探测模式,由此可采集 HCP、VCP 模式下各三组视电导率 EC_a (*Apparent Electrical Conductivity*)数据。

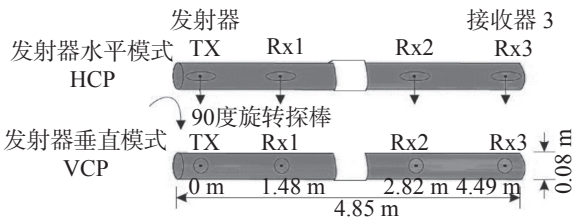


图 1 CMD Explorer 频域电磁仪示意图
(改自 Jadoon et al^[12])

Fig. 1 Diagram of CMD Explorer frequency domain electromagnetic induction instrument
(modified from Jadoon et al^[12])

基金项目: 国家自然科学基金项目(42030506, 42071039)
第一作者简介: 程凭(1997—),男,理学硕士,主要研究方向为水文地球物理。E-mail: chengping0221@163.com。
通信作者: 陈喜(1964—),男,教授,主要研究方向为流域水文模拟、地下水数值计算等。E-mail: xi_chen@tju.edu.cn。
收稿日期: 2021—12—09

CMD 探测时,杆内发射线圈中的高频交流电(图 2 中绿线)产生主磁场(图 2 中红虚线),被探测的地下物体产生感应电流(图 2 中蓝线),此电流又产生出次生磁场(图 2 中黄线)。因此,接收线圈接收到的是主磁场和次生磁场的叠加磁场^[13]。根据自由空间磁感强度理论公式,可以计算出主磁场的磁感强度;接收线圈观测到的磁感强度减去主磁场强度即为次生磁场强度。次生磁感强度与地下被探测物体的导电性质有关。

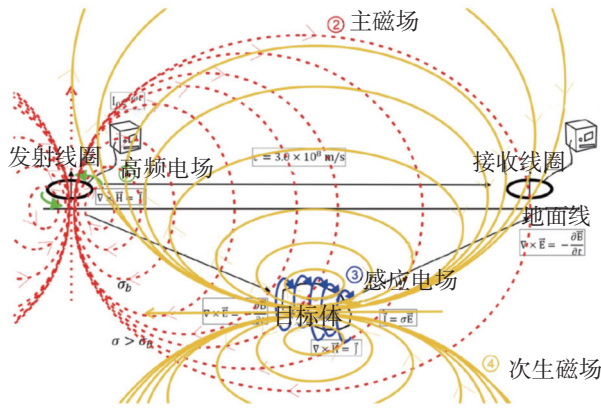


图 2 频域电磁感应仪工作原理图
(改自 SELEPENG^[13])

Fig. 2 Working principle diagram of frequency domain electromagnetic induction instrument (FDEM)
(modified from SELEPENG^[13])

FDEM 探测的视电导率 EC_a 是探测深度内岩层 EC 的加权值,不足以解译不同深度地层 EC 分布,为此需要基于 EC_a 数据建立反演模型,以解译不同深度地层 EC 分布。Santos 等^[14] 采用某一点 EC 与周

$$H^{VCP} = \frac{-\left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3}\right) \int_0^\infty -r_{TE} e^{u_0(z-h)} \lambda J_1(\lambda r) d\lambda - \frac{x^2}{r^2} \int_0^\infty -r_{TE} e^{u_0(z-h)} \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda}{-\left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3}\right) \int_0^\infty e^{-u_0(z+h)} \lambda J_1(\lambda r) d\lambda - \frac{x^2}{r^2} \int_0^\infty e^{-u_0(z+h)} \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda} \times 10^6 \quad (2)$$

式中: HCP 和 VCP 分别为发射、接收线圈水平和垂直模式(图 1), x 和 z 为接收线圈的横向和垂向坐标(m, 向下为正, 地面 z 为 0 m), h 为发射线圈的高度(m), r 为发射与接收线圈的水平距离(m), J_0 和 J_1 分别为 0 阶和 2 阶贝塞尔函数, u_0 为真空磁导率($H \cdot m^{-1}$), λ 为 Hankel 变换系数, r_{TE} 为半无限均匀地层的反射系数,通过递归方程求得。

式(1)、(2)中 H 为复数,分为实部 P 与虚部 Q 。研究表明,其虚部 Q 与地下介质的导电性质有关^[18]。

边点 EC 之间的平滑作用,建立了一维横向约束反演算法,根据两种设定的理想模型合成数据,成功描绘了地下电导率分布。Dafflon 等^[15] 提出了一种基于网格的一维分层模型的反演算法,估计地层 EC 的分布,结合野外调查信息以增加反演模型的先验参数,解译多年冻土属性的空间变异性。Moghadas 等^[16] 运用随机抽样技术,建立了 DREAM(the Differential Evolution Adaptive Metropolis)反演方法,实现对土壤水动态变化的反演。但由于 EC_a 仅反映有限深度电导的平均值,当地层数较多(如超过 4 层)时,反演模型的解存在不唯一等问题^[17]。另外,目前已有反演模型大都基于 EC 梯度建立优化方法,高度依赖 EC 的初始值。

本文针对 CMD Explorer(GF-Instruments, Czech Republic)设备,基于麦克斯韦方程组,提出一维 EC 反演算法,该算法可以实现多组数据(不同间距、不同模式)的联合反演,通过将反演的 EC 合成数据与设定的理想地层 EC 数据、野外出露的典型喀斯特剖面实测土岩界面对比分析,对该方法进行检验,为岩溶地区土—岩结构探测和解译提供技术支撑。

1 分层电导率 (EC) 反演算法

基于麦克斯韦方程,Wait 推导出归一化磁场强度 $H(\times 10^{-6})$ 的估计式^[18]:

$$H^{HCP} = \frac{\int_0^\infty r_{TE} e^{u_0(z-h)} \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda}{\int_0^\infty e^{-u_0(z+h)} \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda} \times 10^6 \quad (1)$$

在弱感应(LIN)条件下,视电导率(EC_a)可简化为:

$$EC_a = \frac{4}{\mu_0 \omega r^2} Q \quad (3)$$

式中: ω 为角频率($\text{rad} \cdot \text{s}^{-1}$); Q 为归一化磁场强度 H 的虚部。

CMD Explorer 探测的视电导率 EC_a 是仪器发射器与三个接收器(距发射器离分别为 1.48、2.82 和 4.49 m)探测范围内各目标层岩土电导率的综合反映(即加权平均值)。实际应用中需要辨识每一岩层(如 1~n 层)EC,如图 3 所示。

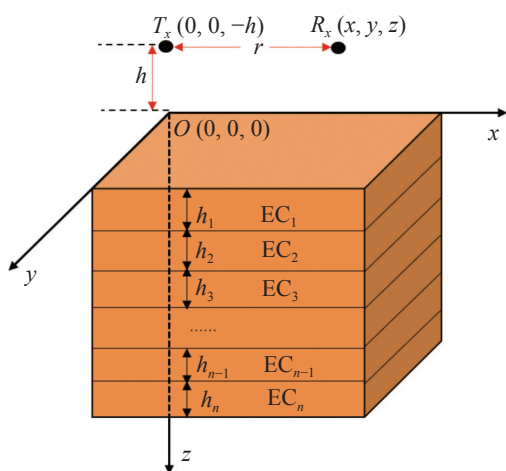
图 3 土壤或岩石分层示意图(改自 Deidda et al., 2017^[19])

Fig. 3 Schematic diagram of soil or rock stratification
(modified from Deidda et al., 2017^[19])

由于需要推求的 n 层 EC 值远多于 FDEM 仪探测的 EC_a 值, 由此反演模型求解 EC 存在奇异性和过拟合问题。本文采用正则化方法, 在式(3)正演模型中引入额外信息, 以便防止反演各地层 EC 值的过拟合和提高模型泛化性能, 即构造如下目标函数(L^2 范数型)^[17]:

$$\Psi = \Psi_d + \alpha \Psi_m = \|W_d(F(EC) - EC_a)\|^2 + \alpha \|W_m(EC - EC_0)\|^2 \quad (4)$$

式中: Ψ_d 为正演模型(式(3))推求的视电导率 $F(EC)$ 与探测的 EC_a 之间误差; Ψ_m 为惩罚函数(也叫平滑约束); $\alpha \in [0, 1]$ 为正则化参数, 权衡范数惩罚项的相对贡献; W_d 、 W_m 为权重系数, EC 为地层电导率, EC_0 为给定的 EC 初始值。

采用最优化方法(如牛顿梯度法)并借助迭代技术搜索式(4)的最小值, 若 EC 与 EC_0 较为接近, 则此

时地层电导率分布值 EC 即为所求, 否则用 EC 代替 EC_0 继续迭代搜索。

2 方法验证与结果分析

从三个方面检验反演结果的可靠性: (1) 设定四种理想地层剖面 EC 分布与反演 EC 对比, (2) 电磁法反演 EC 与高密度电法(ERT)成像结果对比, (3) 出露的典型剖面岩—土界面 EC 分布与实测土—岩界面分布对比。分析反演的 EC 与设定或探测的 EC 之间相关性和误差。

2.1 基于理想地层 EC 数据的验证

设定 4 种地层类型电导率 EC 垂向分布(图 4 中实线), 即 EC 埋深分布函数为: (a) 平方指数型; (b) 中部较大的阶梯函数性; (c) 浅层较大的分段函数型; (d) 深层较大的分段函数型。

基于 MATLAB 求解式(1)~(3), 由 FDEM 法正演模型模拟三个接收器 HCP、VCP 模式探测深度的 EC_a 值(表 1), 将其作为观测值, 输入到 FDEM 法反演模型(式(4)), 反演出 60 层电导率分布(图 4 中虚线)。再根据反演的 EC 分布计算三个接收器 HCP、VCP 模式下探测深度平均值, 即 EC_a 值, 将其与正演 EC_a 模拟值对比, 两者之间的残差见表 1, 可以看出, 模拟与反演 EC_a 值十分接近, 残差较小。图 4 中反演与设定的地层 EC 分布的拟合表明, Nash 效率系数(NSE)大于 0.7, 相关性系数(R^2)大于 0.8, 说明 FDEM 法反演模型能够较准确捕捉地层 EC 变化。但由于反演模型中使用了平滑约束条件, 反演结果

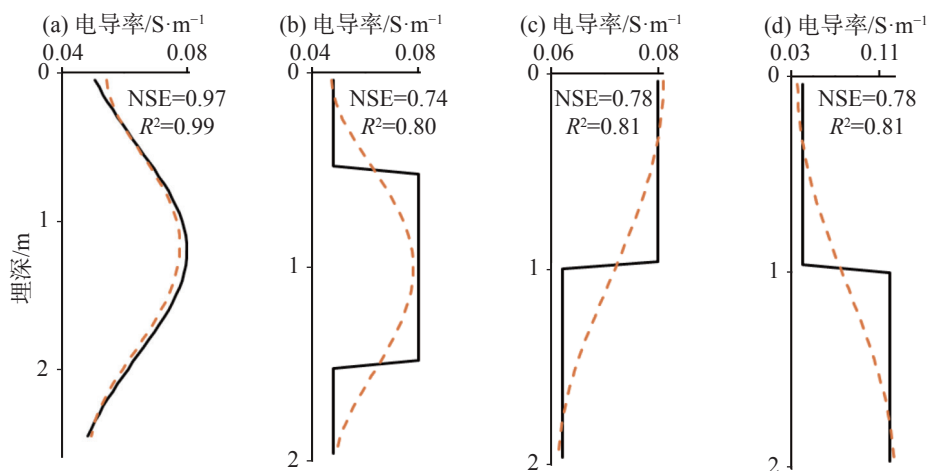


图 4 地层 EC 反演(虚线)与设定(实线)分布对比图

Fig. 4 Comparison of the inversion EC line (dotted line) and the set line (solid line) of the profiles

填充管道的边界(图 6(b)、图 7(b));再将该等值线绘制于 ERT 反演结果中(图 6(a)、图 7(a)),显示 FDEM 与 ERT 解译的土壤区相匹配,但 FDEM 解译的管道区偏大。这可能是由于土壤层状分布特征较明显,而管道无层状分布特征,违背了一维频域电磁模型假设。

图 8 为 FDEM 反演与实测的视电导率之间相关关系,点据大都分布在 $y=x$ 线附近,确定性系数(R^2)在 Line 1、Line 2 分别为 0.91 和 0.78。两者之间误差

大的点主要分布在地下管道附近。

2.3 FDEM 反演的土岩界面与实测结果对比分析

2.3.1 典型剖面土-岩分布及探测和反演方法

西南喀斯特地区主要可溶性碳酸盐岩为灰岩、白云岩、泥灰岩等^[2]。选取厚层灰岩、白云岩—泥岩互层、白云岩—泥灰岩互层三个剖面(图 9(a),

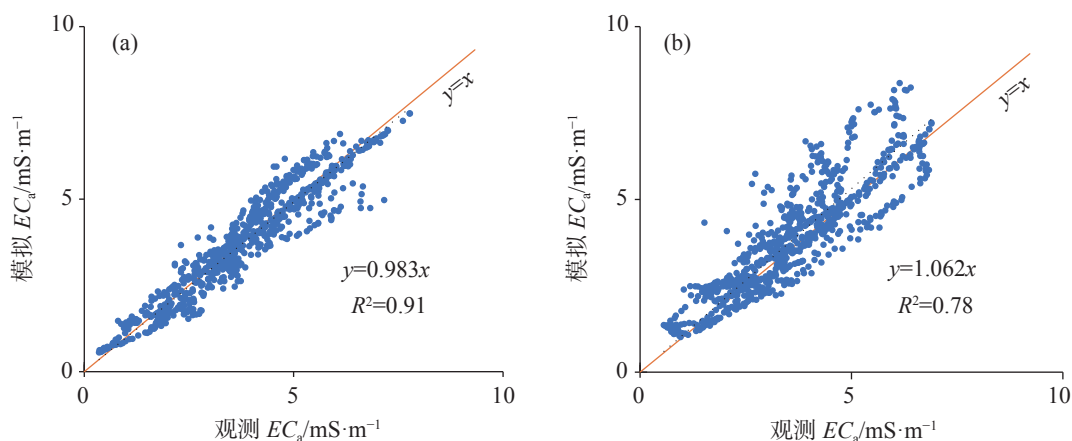


图 8 FDEM 反演的视电导率与观测值相关关系

Fig. 8 Comparison of the measured and the inverted ECa values

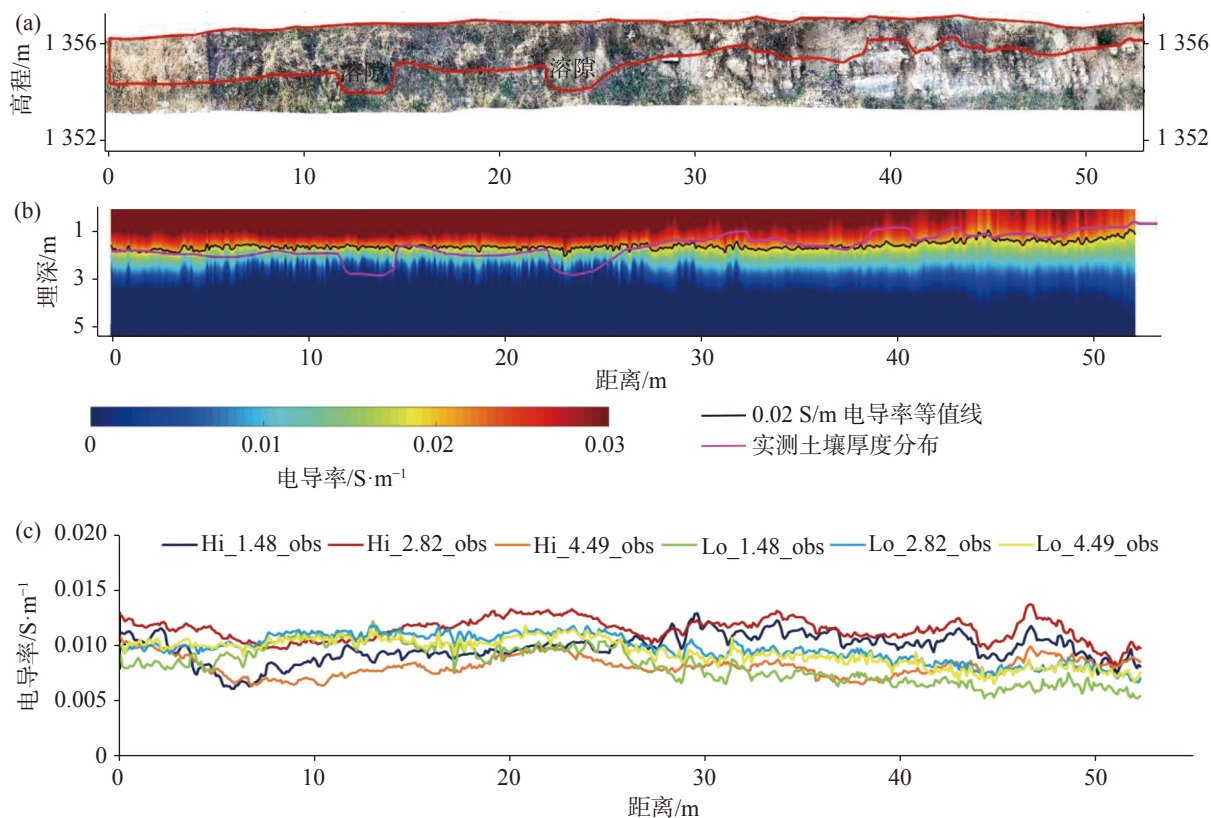


图 9 厚层灰岩剖面(a.实景照片,b.反演的 EC,c.探测的 ECa)

Fig. 9 Thick limestone profile (a. real photo, b. inverted EC, c. measured ECa)

图 10(a)、图 11(a)), 采用摄影技术获取剖面影像信息, 数字化后点绘土—石界面, 提取剖面土壤层厚度。使用 CMD Explorer 在剖面上部探测, 采集水平(HCP)和垂直(VCP)两种探测模式三个接收器(图 1 中收发距分别为 1.48、2.82 和 4.49 m)探测视电导率, 即 6 个通道探测的 EC_a 值。

基于 6 个通道的 EC_a 值, 利用式(3)、(4)反演 n 层(60 层)EC 分布, 由 MATLAB 实现反演结果的可视化, 将反演的 EC 分布(图 9(b), 图 10(b)、图 11(b))与影像得出的土—岩界面进行对比。

图 9(c), 图 10(c), 图 11(c) 分别为三个剖面 6 个通道探测的 EC_a 曲线图, 图中 Lo 对应 VCP 模式, Hi 对应 HCP 模式, 后面的数字为线圈的收发距, obs 为观测值。例如: Lo_1.48_obs 对应仪器在 VCP 模式下

收发距为 1.48 m 的线圈所观测到的 EC_a 值。可以看出, EC_a 曲线只代表某一探测深度内的电导率, 并不能描述不同深度电导率变化。

2.3.2 石灰土—厚层灰岩剖面反演结果

图 9(a) 厚层灰岩岩层向左下方倾斜, 土壤厚度从右到左增大。土壤属于石灰土, 黏粒含量较高, 湿度较大, 因而土壤电导率较大。图 9(b) 为反演的 EC 分布, 以 $0.02 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ 电导率等值线(图 9(b) 黑线), 可以划分为两层。等值线上部与剖面影像中提取的土壤厚度(图 9(b) 紫线)一致, 表明反演的 EC 能较准确地估计该剖面土壤的厚度。

图 9(c) 为 6 个通道 EC_a 数据, EC_a 变化较小, 这与图 9(a) 中的土岩界面分界线趋近水平相对应, 但

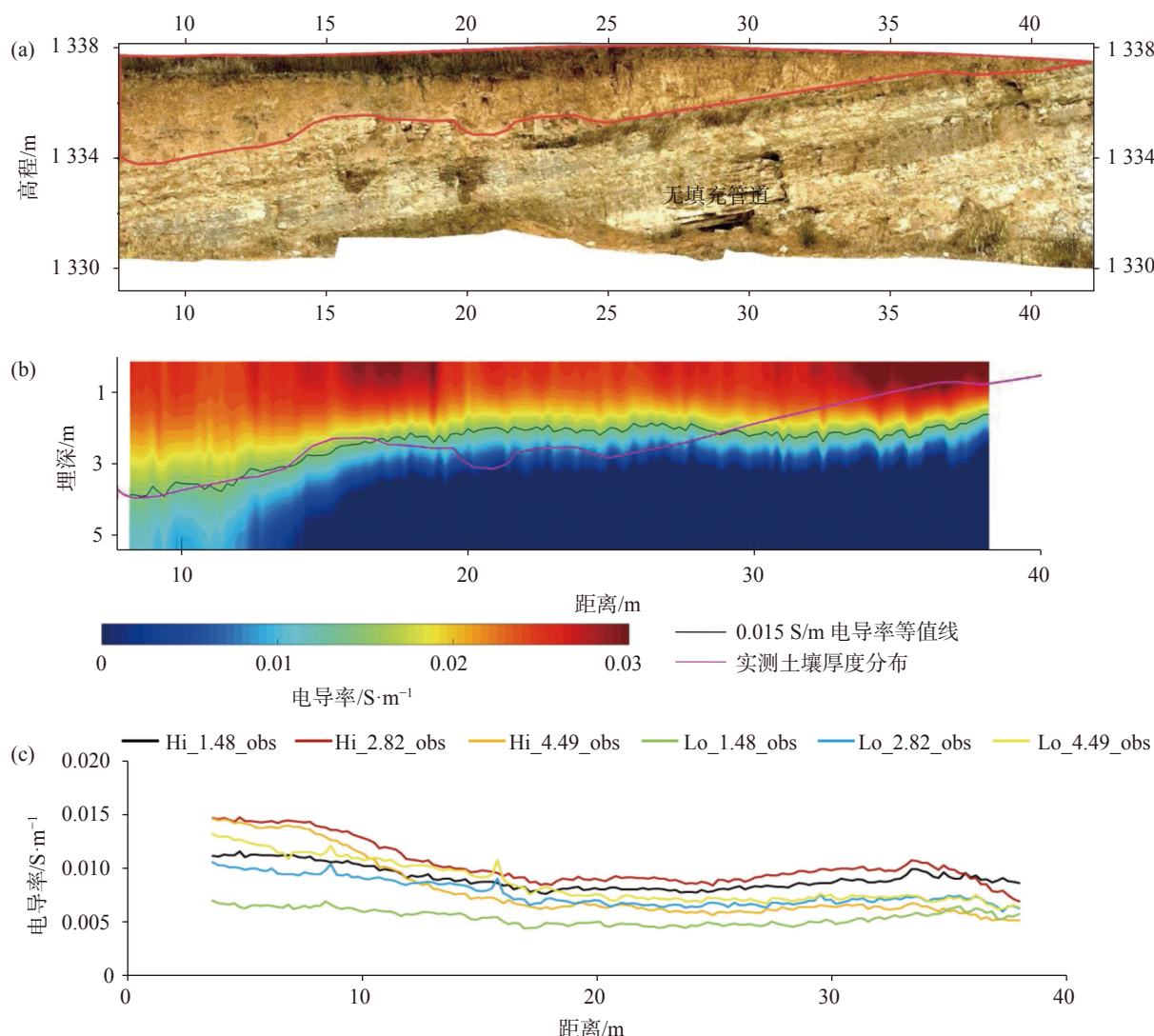


图 10 黄土-白云岩/泥岩互层剖面(a.实景照片, b.反演的 EC, c.探测的 EC_a)

Fig. 10 Loess-Dolomite/Mudstone interbedded profile (a. real photo, b. inverted EC, c. detected EC_a)

仅依据图 9(c) 不足以区分土-岩界面位置。

2.3.3 黄土-白云岩/泥岩互层反演结果

图 10(a) 白云岩-泥岩互层剖面, 显示土-岩界面向左下方倾斜, 土壤显著增厚; 土壤属黄土, 其黏粒含量、持水能力等弱于黏土, 因此其电导率相对较小。图 10(b) 为反演的 EC 分布, 根据电导率 $0.015 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ 等值线划分出土-岩界面(黑线), 等值线上部与影像中提取的土壤厚度(图 10(b) 紫线)较为接近。在右边土壤较薄处存在偏差, 这可能是因为湿润的泥岩是低阻(高电导)介质, 与高电导的土壤电性差异不明显, 导致土岩界面 EC 值识别偏差较大。

图 10(c) 为该剖面六个通道的 EC_a 数据。在仪器有效探测深度(6.7 m)内, 垂向某一深度内平均 EC_a 左侧较高而往右逐渐降低且趋于平稳, 这与图 10(b) 反演的 EC 对应。同样, 仅依据图 10(c) 不足以区分土-岩界面位置。

2.3.4 黄土-白云岩/泥灰岩剖面反演结果

图 11(a) 剖面浅表地质条件较为复杂, 左侧以白云岩为主, 右侧以泥岩和泥灰岩为主, 中部存在断裂, 岩石较为破碎且富水(实测时可见水渗出)。土壤也属于黄土。图 11(b) 剖面为反演的 EC 分布, 依据电导率 $0.015 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ 等值线划分出土-岩界面(图 11(b) 黑线), 左侧(黄土-白云岩)反演 EC 辨识的土壤厚度与实测厚度基本吻合, 而右侧(黄土-泥岩)反演 EC 辨识的土壤厚度明显大于实测值, 这主要也是由于右侧受高电导的泥岩影响。剖面中间反演的 EC 明显大于其他部位, 这主要由于中部岩石破碎, 泥岩层富水, 整体电导率偏高, 对反演影响较大。

图 11(c) 为该剖面六个通道的视电导率 EC_a 数据, EC_a 呈中间高两边低分布, 且右侧比左侧略高, 这与剖面中间富水电导率高、右侧富水泥灰岩电导率高于左侧白云岩相吻合。仅根据图 11(c) 也不足以

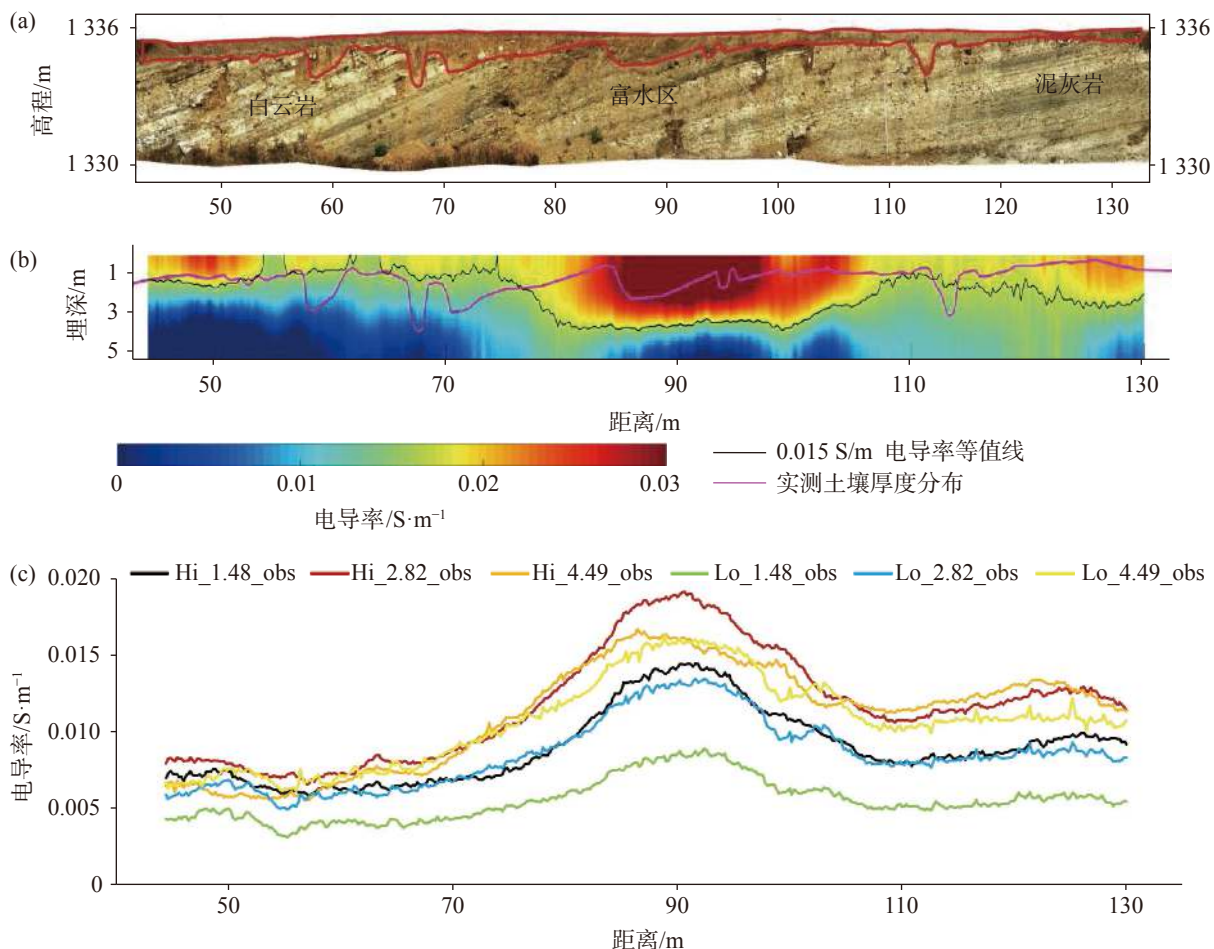


图 11 黄土-白云岩/泥灰岩剖面(a.实景照片, b.反演的 EC, c.探测的 EC_a)

Fig. 11 Loess-Dolomite/Marl profile (a. real photo, b. inverted EC, c. detected EC_a)

区分土—岩界面位置。

图 12 为三个剖面反演的 EC_a 与实测 EC_a 的相关关系,反演和实测 EC_a 基本分布在 $y=x$ 线附近,确定

性系数 R^2 大于 0.95。但厚层灰岩剖面的误差较大,主要是由于该剖面地形起伏较大,野外实测视电阻率易受地形干扰。

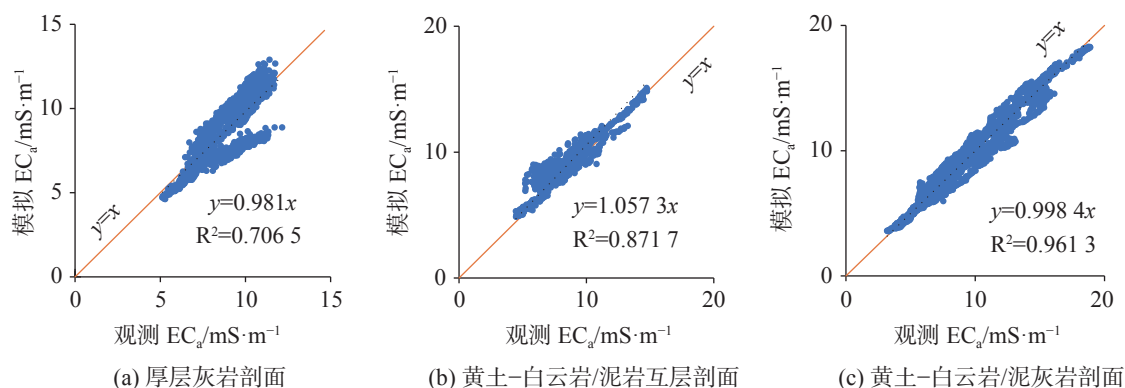


图 12 各剖面反演与实测 EC_a 对比图

Fig. 12 Comparison of inverted and measured EC_a of each profile

3 结 论

本文基于麦克斯韦方程组构建了频域电磁法(FDEM)一维反演模型,实现了对仪器采集的 EC_a 的反演和可视化表示,并通过将反演 EC 与设定的理想地层 EC 对比,理论上分析反演模型可靠性及可能存在的误差;然后在野外将 FDEM 反演结果与 ERT 探测结果、实测土—岩界面对比,进一步检验了该方法的适用性。研究表明:

(1)反演模型能较为准确地辨识地层电导率变化过程,特别是在电导率差异大的土壤与灰岩、白云岩界面辨识精度高,可较为准确地解译出喀斯特表层土壤分布;

(2)受反演模型对实际地层电导率的水平分层假设、平滑作用影响,一维反演结果难以准确刻画犬牙交错的土—岩界面以及高电导率的泥岩区土—岩界面;

(3)在此基础上构建二维、三维正演模型,并引入先验信息,有望克服 FDEM 一维反演模型的局限性,提高对喀斯特地区土、岩异质性的探测能力。

参考文献

- [1] Ford D, Williams P D. Karst hydrogeology and geomorphology[M]. New York: John Wiley & Sons, 2013.
- [2] 陈喜. 西南喀斯特地区水循环过程及其水文生态效应[M]. 北京: 科学出版社, 2014.
- CHEN Xi. Water cycle processes and hydro-ecological effects in the southwest karst region[M]. Beijing: Science Press, 2014.
- [3] 王甲荣, 陈喜, 张志才, 张润润, 朱彪, 龚铁芳, 刘皓, 袁瞬飞. 喀

斯特溶槽岩—土界面优势流及其对土壤水分动态的影响[J]. 中国岩溶, 2019, 38(1): 109-116.

WANG Jiarong, CHEN Xi, ZHANG Zhicai, ZHANG Runrun, ZHU Biao, GONG Yifang, LIU Hao, YUAN Shunfei. Preference flow at rock-soil interface and its influence on soil water dynamics in the karst troughs[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(1): 109-116.

- [4] Archie, G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics[J]. Transactions of the Aime, 1942, 146(1): 54-62.
- [5] Revil A, Cathles L M, Losh S, Nunn J A Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications[J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 1998, 103(B10): 23925-23936.
- [6] Corwin D L, Lesch S M, Shouse P J, Soppe R, Ayars J E. Identifying soil properties that influence cotton yield using soil sampling directed by apparent bulk soil electrical conductivity[J]. Agronomy Journal, 2003, 95(2).
- [7] Zhang Z, Routh P S, Oldenburg D W, Alumbaugh D L, Newman G A. Reconstruction of 1-D conductivity from dual-loop EM data[J]. Geophysics, 2000, 65(2): 492-501.
- [8] Moghadas D, Jadoon K Z, McCabe M F. Spatiotemporal monitoring of soil moisture from EMI data using DCT-based Bayesian inference and neural network[J]. Journal of Applied Geophysics, 2019, 169: 226-238.
- [9] Akramkhanov A, Brus D J, Walvoort D J J. Geostatistical monitoring of soil salinity in Uzbekistan by repeated EMI surveys[J]. Geoderma, 2014, 213: 600-607.
- [10] Cheng Qinbo, Tao Min, Chen Xi, Binley A. Evaluation of electrical resistivity tomography (ERT) for mapping the soil-rock interface in karstic environments[J]. Environmental Earth Sciences, 2019, 78(15): 1-14.
- [11] Cheng Qinbo, Chen Xi, Tao Min, Binley A. Characterization of karst structures using quasi-3D electrical resistivity tomography[J]. Environmental Earth Sciences, 2019, 78(9):

- 1-12.
- [12] Jadoon K Z, Moghadas D, Jadoon A, Missimer T M, Al-Mashharawi S K, McCabe M F. Estimation of soil salinity in a drip irrigation system by using joint inversion of multicoil electromagnetic induction measurements[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51 (5):3490-3504.
- [13] Selepeng A T. Three Dimensional Numerical Modeling of Loop-Loop Electromagnetic Data at Low Induction Numbers[J]. 2016.
- [14] Santos F. 1-D laterally constrained inversion of EM34 profiling data[J]. *Journal of Applied Geophysics*, 2004, 56(2): 123-134.
- [15] Dafflon B, Hubbard S S, Ulrich C, Peterson J E. Electrical Conductivity Imaging of Active Layer and Permafrost in an Arctic Ecosystem, through Advanced Inversion of Electromagnetic Induction Data[J]. *Vadose Zone Journal*, 2013, 12(4): 1742-1751.
- [16] Moghadas D, Jadoon K Z, McCabe M F. Spatiotemporal monitoring of soil water content profiles in an irrigated field using probabilistic inversion of time-lapse EMI data[J]. *Advances in Water Resources*, 2017, 110: 238-248.
- [17] McLachlan P, Blanchy G, Binley A. EMagPy: open-source standalone software for processing, forward modeling and inversion of electromagnetic induction data[J]. *Computers & Geosciences*, 2020: 104561.
- [18] Wait J. *Geo-electromagnetism*[M]. Amsterdam: Elsevier, 2012.
- [19] Deidda G P, Diaz De Alba P, Rodriguez G. Identifying the magnetic permeability in multi-frequency EM data inversion[J]. 2017.
- [20] Chalikakis K, Plagnes V, Guerin R, Valois R, Bosch F. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview[J]. *Hydrogeology Journal*, 2011, 19(6): 1169-1180.
- [21] Loke M H, Chambers J E, Rucker D F, Kuras O, Wilkinson P B. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method[J]. *Journal of Applied Geophysics*, 2013, 95(8): 135-156.

Exploration of superficial soil-rock structure for karst area based on frequency domain electromagnetic method

CHENG Ping^{1,2}, CHENG Qinbo³, CHEN Xi^{1,2}, LIU Jintao³, ZHANG Zhicai³, GAO Man^{1,2}

(1. *Institute of Surface-Earth System Science, School of Earth System Science, Tianjin University, Tianjin 300072, China*; 2. *Tianjin Key Laboratory of Earth Critical Zone Science and Sustainable Development in Bohai Rim, Tianjin University, Tianjin 300072, China*;
3. *College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China*)

Abstract Soil thickness as a key hydrological and ecological factor, is distributed extremely uneven in karst areas. The explorations of the soil thickness and soil-rock interfaces are still challenge. In this study, a 1-D electrical conductivity (*EC*) inversion model was developed for the frequency domain electromagnetic method (EMI) based on Maxwell's equation system. The visualization of *EC* distribution for soil profile in karst area could be realized by the model. The inversion model was validated according to the given ideal stratigraphic *EC* data and applied to two detection lines and the three exposed profiles at a karst depression. The detected apparent electrical conductivities and soil-rock interfaces from EMI are further compared with those from high-density electrical method. The results showed that the inversion from EMI can capture the variation of *EC* at ideal strata and interfaces of soil layer and underlying limestone and dolomite bedrock at field. The distribution of soil thickness could be estimated with the detected soil-rock interface. However, there is relatively low accuracy when the model is applied to detect trench (trough) at the small scale or the soil-rock interfaces with mudstone.

Key words soil thickness, soil-rock interface, frequency domain electromagnetic method, inversion method, karst area

(编辑 张 玲)