

DOI: 10.11766/trxb202008080247

钟陈, 宋效东, 杨顺华, 张甘霖. 地震折射层析法在红壤关键带地层划分中的应用研究[J]. 土壤学报, 2022, 59 (1): 92–104.

ZHONG Chen, SONG Xiaodong, YANG Shunhua, ZHANG Ganlin. Application of Seismic Refraction Tomography in Stratigraphic Division of Critical Zones in Red Soil Area[J]. Acta Pedologica Sinica, 2022, 59 (1): 92–104.

地震折射层析法在红壤关键带地层划分中的应用研究*

钟 陈^{1, 2}, 宋效东¹, 杨顺华^{1, 2}, 张甘霖^{1, 2}

(1. 土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 地球关键带结构的识别对于理解关键带系统中发生的地球物理化学过程有重要意义, 以往基于钻井和剖面来研究关键带地下结构的方法不足以充分反映关键带地下构造全貌, 近些年地震折射层析方法在浅层地表勘探中兴起。为探究关键带地下结构的变异特征, 本研究以红砂岩基岩的鹰潭孙家流域和板岩基岩的长沙沿江阶地为研究区, 通过高精度地震折射层析(SRT)方法, 绘制了关键带地震剖面速度图, 将关键带划分为覆盖层、半风化层、基岩层。基于钻井实测数据定量评估地震勘探反演精度。结果表明: (1) 红壤关键带深度为 8.2~22.9 m, 半风化层上界面深度为 3.0~13.2 m, 红壤关键带基岩面对应的地震波纵波速度在 2 000~2 400 m·s⁻¹ 之间。(2) 含水层中的地下水会使地震折射法划分的关键带覆盖层厚度偏小; 地下水水位与地震纵波 1 000 m·s⁻¹ 速度等值线有一定协同关系。(3) 鹰潭研究区覆盖层下界面预测值与观测值的均方根误差(RMSE)为 1.7 m, 长沙研究区覆盖层下界面预测值与观测值的 RMSE 为 2.4 m; 鹰潭研究区基岩面预测值与观测值的 RMSE 为 7.0 m, 长沙沿江阶地基岩面预测值与观测值的 RMSE 为 0.9 m。综上所述, 地震折射层析方法在预测关键带覆盖层深度上效果较好, 而在预测关键带基岩面深度尤其是鹰潭孙家流域基岩面深度上效果有待进一步提升。

关键词: 地震仪; 关键带; 地震折射层析; 红壤; 板岩

中图分类号: S152 **文献标志码:** A

Application of Seismic Refraction Tomography in Stratigraphic Division of Critical Zones in Red Soil Area

ZHONG Chen^{1, 2}, SONG Xiaodong¹, YANG Shunhua^{1, 2}, ZHANG Ganlin^{1, 2}

(1. State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: 【Objective】 It is of great significance to identify structure of the critical zones (CZs) of the earth for better understanding the geochemical, ecological and hydrological processes occurring in the CZs. However, previous studies relied mainly on borehole drilling and profiles, which is far from enough to help draw a full picture of the underground structure of the

* 中国工程院咨询研究项目(2019-XZ-24)、国家自然科学基金项目(41771251)和国家重点研发计划政府间国际科技创新合作重点专项项目(2018YFE0107000)资助 Supported by Consulting Research Project of Chinese Academy of Engineering (No.2019-XZ-24), the National Natural Science Foundation of China (No. 41771251), the National Key Research and Development Program of Inter-governmental International Scientific and Technological Innovation Cooperation (No.2018YFE0107000) .

† 通讯作者 Corresponding author, E-mail: glzhang@issas.ac.cn

作者简介: 钟 陈(1994—), 男, 湖北黄石人, 硕士研究生, 研究方向为地震仪图像处理与应用。E-mail: c.zhong@issas.ac.cn

收稿日期: 2020-08-08; 收到修改稿日期: 2020-10-29; 网络首发日期(www.cnki.net): 2020-11-17

CZs. To overcome this problem, in this study, attempts were made to combine borehole drilling with the seismic refraction tomography (SRT) method to test if the seismological method can effectively detect the structure of CZs of highly weathered regolith. 【Method】 To that end, case studies were carried out of the Sunjia Catchment of Yingtan and the terraces of slat bedrock along the Yangtze River in Changsha. The study areas are both located in the red soil region, but different in bedrock composition. The bedrock is red sandstone in the Sunjia Catchment and sedimentary slate in the terraces along the Yangtze River. Ten seismic lines were arranged in the two study areas, and each had a detection depth ranging between 25~30 m. In addition, a total of 13 boreholes were drilled in the two study areas. In the field investigation recognition capability and error range of the SRT method were evaluated. 【Result】 Results show: SRT can effectively discern propagation velocity of p-wave at different depths in the CZs, and determine depth of key interfaces. In Yingtan, the identified lower boundary of the Overburden layer varies in the range of 3.0~5.2 m, with root mean square error (RMSE) being 1.7 m, and the identified bedrock surface does in the range between 8.2 and 22.0 m, with RMSE being 7.0 m. In Changsha, the identified lower boundary of the first layer falls in the range of 8.1~13.2 m, with RMSE being 2.4 m, and the identified bedrock surface does between 18.8 and 22.9 m, with RMSE being 0.9 m. The prediction is in good agreement with the drilling observation. The seismic wave travels at 2400 m/s in red sandstone and at 2 000 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ in sedimentary slate. Under flat terrain the overburden and bedrock are stable, while under sloping terrain, the overburden is thick on the top slope, and gets thinner on the mid slope. Landfills reduce the precision of seismograph in predicting underground structure for they have great impacts on the structure of the overburden layer, but not much on the structure of the deep underground. Groundwater in aquifers makes the overburden of the critical zones divided with the seismic refraction method tend to be thinner. 【Conclusion】 The longitudinal wave traveling through the subterranean layers of the CZs varies in velocity with the layer, which is the key to identification of the structural layers of the CZs by seismograph. SRT can not only improve the efficiency of field investigations, but also advance the development of the CZ three-dimensional mapping.

Key words: Seismograph; Critical zone structure; Seismic refraction tomography; Red soil; Slate

地球关键带 (Earth's Critical Zone) 是指地球浅层岩石—土壤—大气—水—生物及人类活动相互作用, 为生命系统提供支撑资源的异质地球表层系统^[1-6]。地球关键带概念最早由美国国家研究理事会 (National Research Council) 于 2001 年提出^[7]。在水平维度上, 关键带覆盖了不同的生态系统类型; 在垂直维度上, 关键带自上边界植物冠层向下贯穿土壤层、非饱和包气带和饱和含水层, 下边界通常为基岩面^[8]。关键带是一个复杂的系统, 其能量传递、水文和生物地球化学循环^[9-12]与土壤、风化层和地下水等结构特征密切相关^[13-19]。

地震勘探是一种成熟且应用广泛的地球物理测量方法, 它利用人工制造的地震波在不同地层中的传播速度来勘探地下的结构分层情况。其基本工作方法是在地表测线上或浅井中布置炸药或非炸药震源, 激发地震波, 地震波向下传播遇到弹性不同的分界面时, 就会发生反射、透射和折射, 可沿测线的不同位置用专门的地震勘探仪器记录这些地震波^[20-21]。由于地震波在介质中传播时, 其传播路径、振动强度和波形将随所通过的介质的结构和弹

性性质的不同而变化, 如果掌握了这些变化规律, 根据接收到的地震波旅行时间和速度资料, 就可推断解释地层结构和地质构造的形态, 而根据波的振幅、频率、速度等参数, 则能推断地层或岩石的性质, 从而达到地震勘探的目的^[22-23]。地震勘探简称“震探”, 常被用于进行“水、工、环”(水文、工程与环境的简称)地质调查。在地震勘探中, 根据地震波的类型不同可分为纵波、横波和瑞利波勘探, 根据地震波传播特点的不同又可分为反射波法、折射波法和面波法。

我国红壤关键带面临严重的水土流失问题, 土壤形成与侵蚀速率相对大小共同决定了土壤厚度的变化, 土壤形成速率与基岩埋深, 半风化层厚度有直接关系, 而关键带地下结构空间变异特征对土壤形成和侵蚀速率有控制作用^[19]。地球关键带地下结构的识别对于理解关键带系统中发生的地球物理化学过程有重要意义。然而以往研究多用钻井和剖面方法来研究关键带地下结构, 前者耗费成本高且只能得出简单的关键带一维结构, 后者探测深度较浅, 不足以反映关键带地下结构全貌。迫切需要新方法,

新手段来观察与之相关的机制机理。地震勘探提供了一个新手段来量化关键带的地下结构特征。

国外利用地震勘探技术预测关键带地下结构的研究已经有了一定进展。Befus 等^[24]利用地震法对博尔德克里克流域关键带地下结构成像,从纵向上将关键带分为覆盖层、半风化层、基岩层三层,其中覆盖层定义为土壤、松散堆积物和沉积物、半风化层定义为有部分裂隙的疏松岩石、基岩层定义为含轻微风化、不含裂隙的致密岩石。构建了该区域关键带地下结构的三维栅格图。Yaede 等^[25]利用地震法对夏威夷玄武岩地区关键带地下结构进行成像,获取了该地区不同降雨量情况下基岩的风化速率。Grelle 和 Guadagno^[26]利用地震折射剖面,定义了与地下水位相关的地震参数,结果表明该参数与地下水位有很好的 consistency。而基于地震勘探方法对红壤关键带地下结构的分层研究尚不多见,为探明地震勘探方法应用于红壤关键带地下层次划分的效果和精度,选取红壤区两个不同种基岩类型的关键带,采用地震折射层析方法,沿用 Befus 的关键带分层方式对关键带地下结构进行层次划分。并将地震仪预测结果与地质钻井观测结果进行验证,以期获得准确的区域关键带结构信息,提高对水、土资源的可持续利用和管理水平。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

鹰潭研究区位于江西省鹰潭市余江县孙家流域

($28.228^{\circ}6' \sim 28.236^{\circ}7'N$, $116.900^{\circ}1' \sim 116.908^{\circ}0'E$), 流域面积为 50.5 km^2 (图 1a)。流域内的坡度大约为 6° , 海拔高度介于 $48.1 \sim 66.9 \text{ m}$ 。年平均降水量约 $1 \sim 789 \text{ mm}$, 年平均气温和无霜期分别为 $17.6^{\circ}C$ 和 258 d 。研究区的土壤母质主要为残坡积物, 基岩为红砂岩, 土地利用方式以水田和旱地为主。

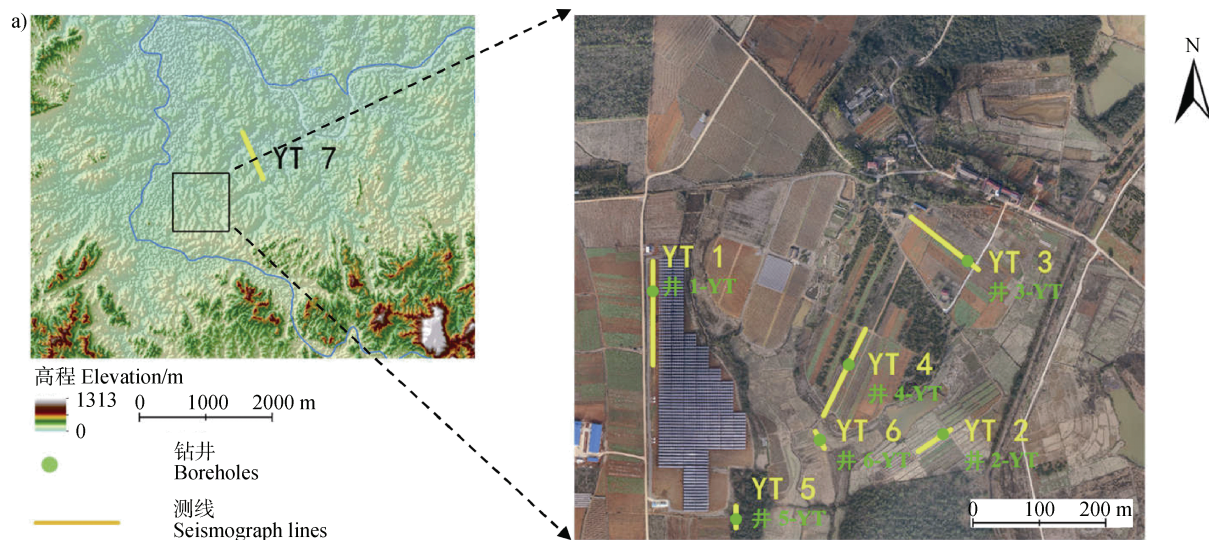
长沙研究区位于湖南省长沙市岳麓区 ($28.262^{\circ}6' \sim 28.264^{\circ}5'N$, $112.958^{\circ}4' \sim 112.960^{\circ}9'E$), 场地面积为 7 km^2 (图 1b)。场地内坡度大约为 3° , 海拔高度介于 $18.5 \sim 34.3 \text{ m}$ 。年平均降水量约 $1 \sim 361 \text{ mm}$, 年平均气温和无霜期分别为 $16.8^{\circ}C$ 和 258 d 。研究区的土壤母质主要为河流冲洪积物, 基岩为板岩, 土地利用类型为建设用地。

1.2 浅层勘探仪器设备

采用美国劳雷公司生产的高分辨分布式 Geometrics GEODE48 地震仪。在人工地震勘探工作中, 考虑到炸药震源的不安全性及该探测场地干扰背景小的特点, 采用人工锤击震源。采用 10 kg 铜锤敲击 2.5 cm 圆饼钢板, 敲击能产生有效地震信号。在实际探测中采用 3 次叠加敲击方法以减少噪音影响。数据采集时根据探测深度的大小和地震信号的强弱合理地选择地震检波器, 达到既压制低频干扰又增强地震信号的效果。根据探测区覆盖层较薄、探测深度较浅的特点, 选择 40 Hz 检波器进行数据采集。

1.3 地震资料收集

为了获得良好的探测结果, 根据现场试验情况, 采用单边追逐激发、多次覆盖的地震观测系统(图 2)。孙家流域布置 7 条测线(图 1a), 覆盖了不同的土



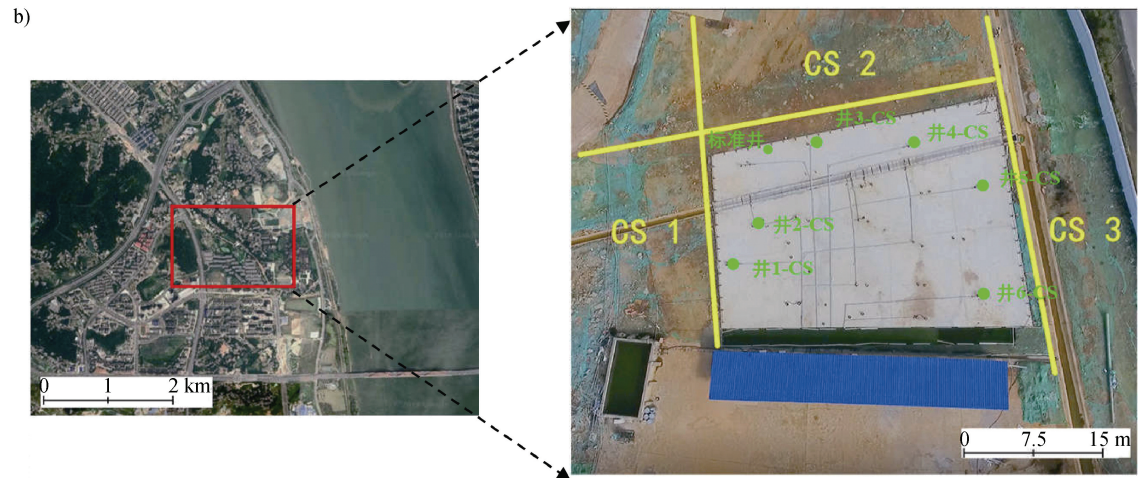


图 1 鹰潭研究区测线示意图 (a) 和长沙研究区测线示意图 (b)
Fig. 1 Survey lines in the Yingtan pilot area (a) and the Changsha pilot area (b)

地利用类型：旱地、水田、裸地与林地。测线 YT 1-6 布置在研究区内，由于需要寻找一块裸岩地块来推定当地基岩的地震波速度背景值^[2]，但在研究区内找不到裸露基岩，因此在鹰潭研究区东北边界 1 km 处的一块裸岩上布置 YT 7。

长沙研究区布置 3 条测线，地震测线沿研究区分散交叉放置（图 1b）。每组测线采样时间间隔为 0.25 ms，记录时间长度 0.128 s。最大测量深度 25~30 m 之间，激发点位置如图 2，5 锤击点激发，排列中间 1 锤击点，排列两端各 1 锤击点，距排列有一定距离（大偏移距）的两端各 1 锤击点。每锤击点设

置 3 个重复以增强信噪比，提高地震勘探精度^[27]。观测系统其他参数见表 1。

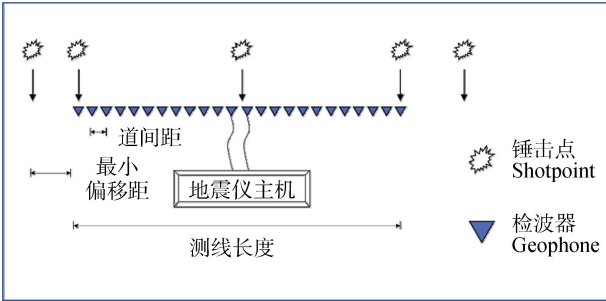


图 2 地震仪观测系统示意图
Fig. 2 Schematic diagram of the seismograph observation system

表 1 地震仪测线基本信息

Table 1 Basic information of the seismometer lines

测线名称	道间距	接收道数	最小偏移距	测线长度	微地形	土地利用类型	高程
Serial number	Track pitch/m	Receiving number	Minimum offset/m	Length of line/m	Small terrain	Land use type	Elevation / m
YT 1	3	48	30	141	平地	旱地	44.0
YT 2	1	48	37	47	平地	水田	45.6
YT 3	3	48	30	141	微坡	旱地	46.9
YT 4	3	48	30	141	微坡	旱地	45.6
YT 5	1	24	13	23	平地	林地	50.4
YT 6	1	24	20	23	平地	水田	42.1
YT 7	1	24	20	23	平地	裸地	41.1
CS 1	1	48	0	47	平坦阶地	建设用地	25.3
CS 2	1	24	20	23	平坦阶地	建设用地	25.3
CS 3	1	24	0	23	平坦阶地	建设用地	25.3

注：1) YT，鹰潭；CS，长沙。2) 测线高程为测线中点的高程。Note: 1) YT: Yingtan; CS: Changsha. 2) the elevation of the line is the elevation at the midpoint of the line.

1.4 地震资料解译

浅层地震勘探的资料处理追求“高信噪比”和“高分辨率”。因此，在室内数据处理过程中有效地保护和恢复地震记录中的有效宽、高频反射信息是资料处理的关键，而压制干扰、提高地震资料的信噪比和分辨率是资料处理的目的。本次地震折射层析勘探的资料处理采用 Geogiga Seismic Pro™地震折射层析处理系统。根据本次浅层地震勘探工作的方法特点和资料特征，建立了基本数据处理流程^[27]：装入地震数据→提取初至波→层析成像→创建初始速度模型→反演地下速度结构。根据勘探区内干扰背景强、探测目的层埋深较浅的特征，在数据处理中采用了二维滤波技术。地震原始资料经过以上一系列的处理过程后，先生成时距曲线，最后经过时深转换得到地层剖面速度图。

1.5 钻井

本研究在 2 个研究区域内共布设 13 口钻井，岩芯深度至基岩，以期完全识别基岩面，运用野外岩芯分层方法观察关键带结构的分层情况。鹰潭研究区布设 6 个钻井。每个钻井上有对应的测线穿过。为获取当地基岩地震波传播速度的背景值，YT 7 设置在基岩上，未布设钻井。图 3 是鹰潭研究区井 5-YT

岩芯，从上至下依次为：黄棕色覆盖层、半风化层和基岩，红色直线为分界线。本文将质地松散，孔隙度较大红色黏质残积物定义为覆盖层，覆盖层下界面为网纹红土层底部；有部分裂隙的风化砂岩定义为半风化层；无明显裂隙，质地坚硬的层次定义为基岩。

长沙研究区布设 7 个钻井，每条测线穿过 2 个钻井。测线 CS 2 穿过了标准井，标准井用来校正当地关键带覆盖层和基岩的地震波传播速度背景值。钻井所取岩芯均可观察到土壤的分层情况（图 4），从上至下依次为：褐黄色覆盖层、褐黄色-灰色半风化层和灰色基岩并在部分井位观察到地下水水位。本文将质地疏松，孔隙发育的杂填土，圆砾层定义为覆盖层；节理裂隙发育，浅灰黄色的强风化板岩确定为半风化层；灰色、不透水、质地坚硬部分定义为基岩。

1.6 地震波纵波传播速度

不同的岩、土介质由于其弹性性质的差异具有不同的传播速度和波阻抗，地震勘探正是利用这种弹性性质的差别来解决地质问题的^[20]。岩石的弹性性质（主要表现为地震波的传播速度）不同，地震波在其中的传播规律和特点也就不同，地震勘探正是



图 3 鹰潭研究区井 5-YT 岩芯（1.5~9 m）^[5]（a）、井 5-YT 岩芯（9~15 m）（b）和井 5-YT 岩芯部分基岩（c）

Fig. 3 Rock core（1.5~9 m）from Well 5-YT（a），Rocj core（9~15 m）from Well 5-YT（b），and Rock core of part of the bedrock from Well 5-YT（c）in the Yingtan pilot area



图 4 长沙研究区井 4-CS 岩芯（0~15 m）（a）、井 4-CS 岩芯（15~22 m）（b）和井 4-CS 岩芯部分基岩（c）
Fig. 4 Rock core from Well 4-CS（0~15 m）（a），Rock core from Well 4-CS（15~22 m）（b）and Rock core of part of the bedrock from Well 4-CS core（c）in the Changsha pilot area

利用这种关系来研究地下地层的地质构造。理论研究和大量的实际资料表明，地震波在岩层中的传播速度和岩层的性质（如弹性常数或岩石的成分、密度、地质年代、埋藏深度、孔隙度等因素）紧密相关，表 2 列出了部分常见岩土介质的地震波传播速度范围^[28]。

2 结 果

2.1 鹰潭研究区关键带剖面解译图像

浅层地震层析能探测到测线剖面的速度结构分层图，进而区分关键带的不同层次。为获取鹰潭研究区基岩面地震波速度背景值，测线 YT 7 布置在附近的裸露基岩上，图 5a 为测线 YT 7 的地震剖面速

度图，图 5b 为基岩面的自然景观，该岩石为红砂岩，是当地的基岩出露岩。拟定纵波在该岩石表面的传播速度为该片研究区基岩传播速度，根据图 1 和前人的参考值（表 2）定义鹰潭研究区基岩面的地震波传播速度为 2 400 m·s⁻¹，覆盖层与半风化层界面的地震波传播速度为 1 000 m·s⁻¹。

根据测线解译图像（图 6），将得到的地震剖面速度图分为三层：低速层 350~1 000 m·s⁻¹，中速层 1 000~2 400 m·s⁻¹，以及高速层>2 400 m·s⁻¹。分别与该研究区关键带的第四纪红黏土层、半风化层与基岩层相对应。从地面向下，离地表深度越大，地震波速度值越大。本实验重点关注关键带不同结构层次界面的深度位置。

表 2 地震波在不同类型介质的传播速度

Table 2 Transmission velocity of the seismic wave relative to type of the medium			
传播介质类型	地震波速度	传播介质类型	地震波速度
Propagation medium type	$V_p / (m \cdot s^{-1})$	Propagation medium type	$V_p / (m \cdot s^{-1})$
砾石、干砂 Sandstone	200 ~ 800	水 Water	1 430 ~ 1 590
黏土 Clay	1 200 ~ 2 500	沉积岩 Sedimentary rock	1 500 ~ 6 000
疏松岩石 Loose rock	1 500 ~ 2 500	致密岩石 Dense rock	1 800 ~ 4 000

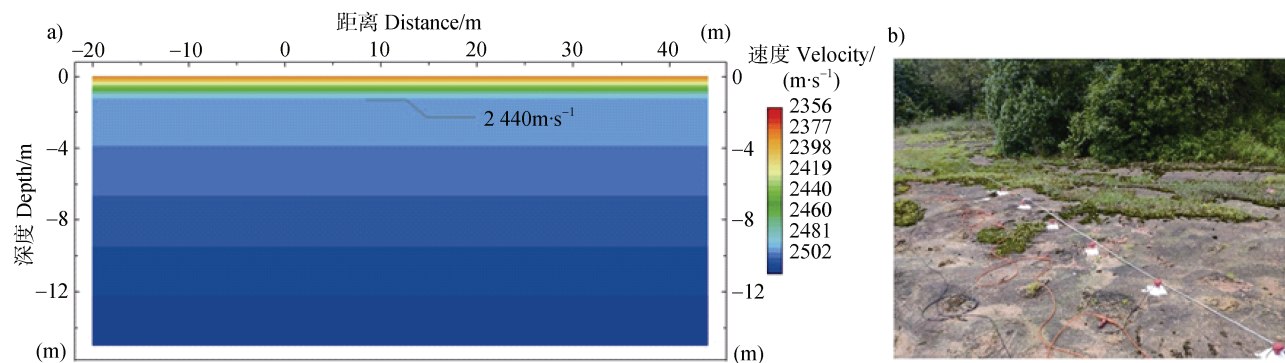


图 5 测线 YT 7 (裸露岩石地表) 的地震仪解译图像 (a) 和自然景观 (b)

Fig. 5 Seismograph interpretation of Line YT 7 (exposed rock surface) (a) and nearby natural landscape (b)

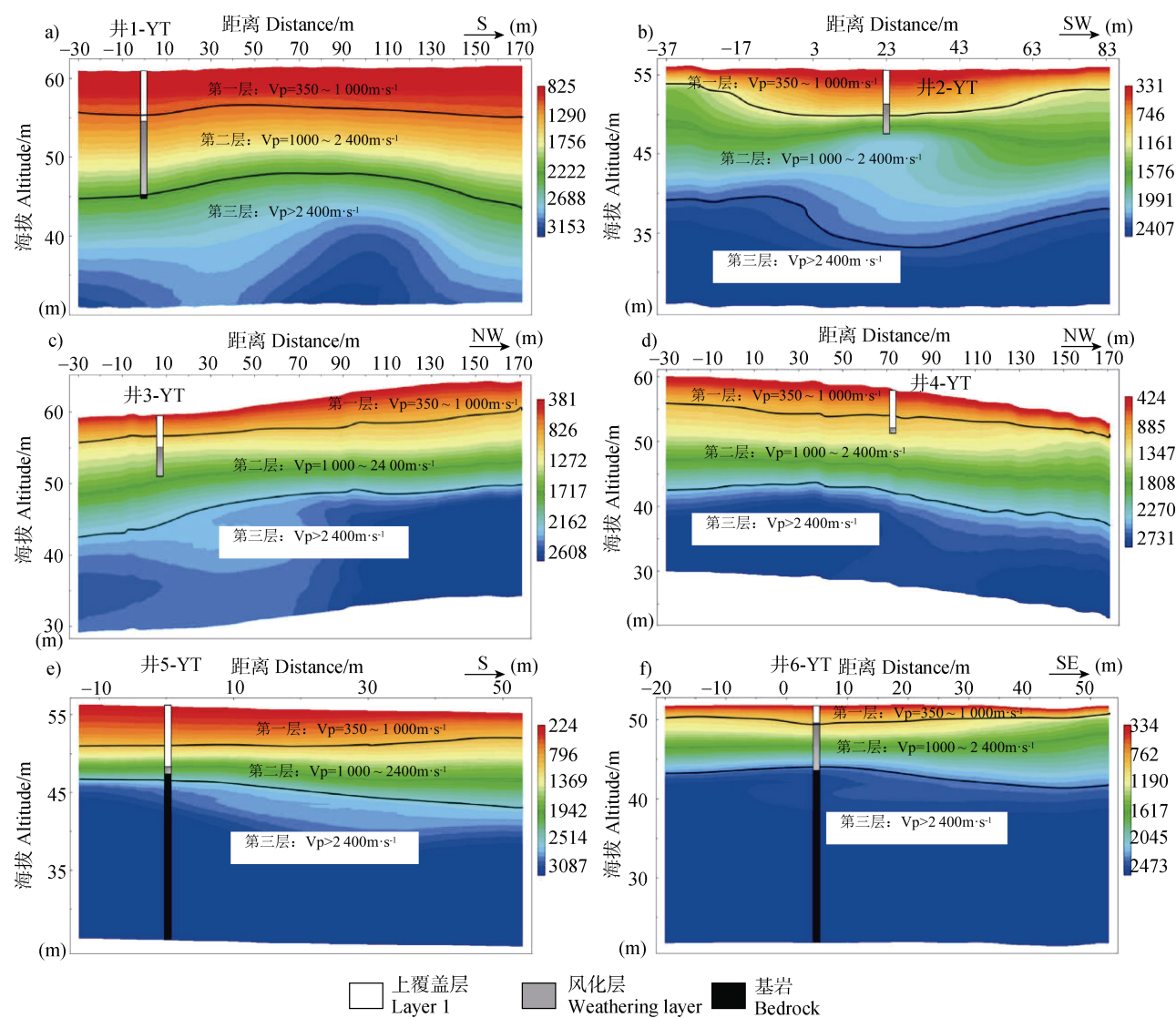


图 6 鹰潭研究区测线 YT 1 (a)、YT 2 (b)、YT 3 (c)、YT 4 (d)、YT 5 (e)、YT 6 (f) 解译图像

Fig. 6 Seismic tomography interpretation images of Survey Lines YT 1 (a), YT 2 (b), YT 3 (c), YT 4 (d), YT 5 (e) and YT 6 (f) in the Yingtan pilot area

鹰潭研究区 6 条测线解译图像中,一部分解译图像与钻井勘测结果吻合,一部分表现出差异(图 6)。测线 YT 1(图 6a)人工地震解译图结果显示井 1-YT 处关键带的覆盖层界面预测值为地下 4.9 m,钻井观测值为 6.2 m,基岩界面预测值为 15.3 m,钻井观测值为 14.5 m;测线 YT 6(图 7f)显示井 6-YT 覆盖层预测值为 3.0 m,钻井观测值为 2.9 m,基岩界面预测值为 8.2 m,钻井观测值为 8.6 m。两条测线解译图像 4 个位置的预测结果和钻井观测结果相吻合。而测线 YT 4(图 6d)人工地震解译图显示井 4-YT 处关键带的覆盖层界面预测值为地下 4.0 m,钻井观测值为 6.1 m,基岩界面预测值为 15.5 m,钻井观测值为 7.1 m。预测结果和钻井观测结果偏差较大。造成这种现象的因素主要有两方面,一是在记录钻井观测值时,采用的是野外观察法,目视观测手段界定覆盖层界面和基岩界面存在人为误差;二是在解译人工地震图像建模时,常用的解译方法会预设层状模型地震参数,预设参数与实际环境的偏差也会影响预测精度。

地震折射层析解译的关键带剖面覆盖层深度预测值普遍小于钻井观测值。井 1、3、4 和 5-YT(图 7)

的覆盖层下界面预测值为 4.8 m、3.0 m、4.0 m 和 5.0 m,而钻井观测值为 6.2 m、4.5 m、6.1 m 和 8.2 m,观测值均大于预测值。这可能是由于地下水的影响,在不饱和含水层和饱和含水层中,地下水停留在土壤孔隙,形成水土混合物,水土混合物的地震波速率高于干燥土壤。

2.2 长沙研究区关键带剖面解译图像

本研究在长沙研究区关键带布置了 3 条测线,覆盖了 7 个钻井点位。井 1-6-CS 和标准井,标准井用来确定当地关键带地下结构上覆盖界面和基岩界面地震波速度的背景值。图 7a 为测线 CS 2 的地震剖面速度图,中间矩形为标准井。图 7b 为标准井岩芯基岩层照片,运用野外观察岩芯方法,界定该井的覆盖层为 0~12.1 m,半风化层为 12.1~23.0 m,覆盖层下界面和基岩面界面为 12.1 m 和 23.0 m,对应地震仪解译图像的地震波传播速度为 $995\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $2\,019\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。根据图 8 和前人的参考值(表 2),将长沙研究区关键带地下速度结构分为三层,低速层 $350\sim1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、中速层 $1\,000\sim2\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和高速带 $>2\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。对应长沙研究区关键带的覆盖层、半风化层与基岩层。

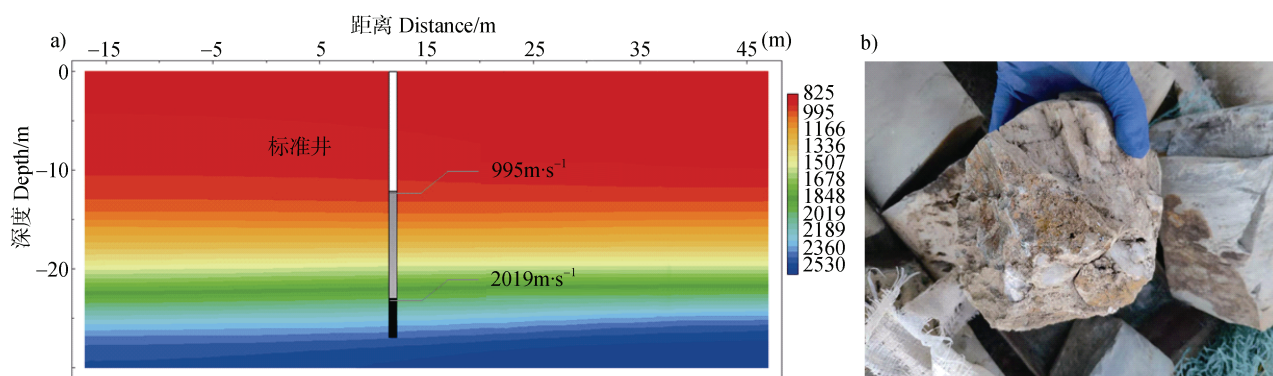


图 7 测线 CS 2(经过标准井)的地震仪解译图像(a)和岩芯基岩(b)

Fig. 7 Seismographic interpretation of Line CS 2 (through the standard well) (a) and core bedrock (b)

地下水水位与地震纵波 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线有密切联系,地下水水位普遍位于 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线附近。井 3、4 和 5-CS 的地下水水位分别为 $953\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1\,037\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $1\,165\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 8),都在 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线附近。其原因是 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线被定义为覆盖层下界面,距离地表约 11 m,主要由圆砾,节理裂隙发育的岩石组成,其间孔隙大小适中,地下水能有效地在其内部流动。而深度再往下,岩石越来越致密,裂隙孔隙越来越小,导致地下水无法穿过岩石。

故在 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线附近形成地下水含水层界面。

2.3 关键带解译精度

根据钻井资料,获取研究区关键带地下结构的分层观测值,并将其与同位置的地震仪预测值进行对比分析。

鹰潭研究区关键带覆盖层下界面的预测深度为 3.0~5.1 m(表 3);长沙研究区关键带覆盖层下界面的预测深度为 8.0~13.1 m。鹰潭研究区关键带基岩面的预测深度为 8.2~22.0 m;长沙研究区关键带

基岩面的预测深度为 18.7~22.8 m。两者分界面深度有一定差异,这是因为长沙研究区的基岩为板岩,鹰潭研究区的基岩为红砂岩,在不同地质条件下,

其内部所发生的地球化学过程、生态过程和水文过程的方向和速率均会有较大差异,进而导致关键带结构层次发生差异。

表 3 不同研究区的地下结构预测精度误差

Table 3 Accuracy deviation of the prediction of the underground structure relative to pilot area

层次 Layer	参数 Statistics	鹰潭 Yingtan		长沙 Changsha	
		预测值	实际值	预测值	实际值
		Predictive value/m	Observations/m	Predictive value/m	Observations/m
覆盖层 Overburden	中值 Median	4.4	5.6	12.4	12.8
	最大值 Maximum	5.1	8.2	13.15	13.0
	最小值 Minimum	3.0	2.9	8.09	12.6
	平均绝对误差 MAE	1.3		1.6	
	均方根误差 RMSE	1.7		2.4	
基岩界面 Bedrock	中值 Median	15.1	8.5	20.6	21.9
	最大值 Maximum	22.0	14.4	22.8	22.0
	最小值 Minimum	8.2	7.1	18.7	18.8
	平均绝对误差 MAE	5.0		0.8	
	均方根误差 RMSE	7.0		0.9	

3 讨 论

3.1 地震折射层析法在红壤区的应用效果

本研究表明,红壤关键带厚度为 8.2~22.9 m,半风化层上界面深度为 3.0~13.2 m,这与多数研究结果一致^[29-30]。红壤关键带基岩面对应地震纵波速度在 2 000~2 400 m·s⁻¹ 之间,这与前人的研究结论大多一致^[31-32]。曹莉苹等^[33]在划分移民点场地地下层次时,认为关键带基岩地震纵波速度在 3 300~3 670 m·s⁻¹ 间,高于本研究定义值,双方关于基岩的定义不同,本研究将无明显裂缝的红砂岩、板岩定义为基岩上界面,而曹莉萍将更加致密的变质砂岩定义为基岩上界面。本研究表明同一个剖面内,随着深度的增加,地震波传播速度趋增,(图 6b)地震波速度在地表为 300 m·s⁻¹,在地下 10 m 处达到 1 500 m·s⁻¹,在地下 20 m 处达到 2 500 m·s⁻¹,速度随深度趋增现象与已有的大多研究一致^[34-37],这是因为不同深度介质,其密度、孔隙度、空隙填充物、风化程度不一样。一般而言,下层介质较上层介质密度大,孔隙度小,半风化层弱。地震波纵波在密

度大、孔隙度小的介质中传播速度要大于密度小、孔隙度大的介质^[28]。然而,本研究选取的鹰潭和长沙研究区无法全面代表整个红壤区,在后续的研究中需要增加研究区,选择第四纪红土发育的红壤作为对比研究。

本研究中鹰潭研究区的基岩面预测值和观测值偏差远大于长沙,鹰潭研究区基岩面预测值与观测值的均方根误差(RMSE)为 7.0 m,长沙研究区基岩面预测值与观测值的 RMSE 为 0.9 m(表 3),鹰潭研究区的基岩面预测结果不足以定量表征关键带地下结构。其原因不仅仅是地震仪的精度,变幅较大的钻井观测值也是其主要影响因素,在鹰潭研究区本研究选用野外观测法求取钻井观测值,该方法在关键带上下层介质物化属性差异较大的使用时适用,但在关键带上下层介质物化属性平稳变化时效果一般,求得的观测值变幅大。例如(图 4)长沙研究区关键带的基岩为板岩,母质为冲洪积物,属运积母质,母质和基岩的物化性质存在突变的现象。运用野外观察法界定其基岩上界面分界线时,可以依据土柱的颜色、有无裂痕、密度等多种差异明显的因素较为快速可靠的得出分界结果,而(图 3)

鹰潭研究区的母质为残坡积物,基岩为红砂岩,残坡积物母质由出露的岩石和地下的红砂岩基岩经物理、化学和生物风化形成,在适当条件下残坡积物也可以沉积转化为红砂岩基岩。其在纵向尺度上,介质的物化属性呈现平稳渐变,当运用野外观察法界定其基岩上界面分界线时,土柱的基岩上界面分界线模糊,变幅大^[2],钻井观测值的变幅甚至达到3~4 m。为了减少野外观测法在上下介质物化属性平稳变化的研究区的影响,后续研究可以补充一些地球化学指标来补充界定土柱基岩分界面,如风化指数,硅铝率等,减少观测值变幅。

3.2 地下水对地震折射法的影响

地下水是关键带的重要组成部分,地震勘探方法划分关键带层次时不能忽略地下水的影响。本研究表明含水层中的地下水会使地震折射法划分的关键带覆盖层厚度偏小(图6)。这与陆基孟和王永刚的研究结论一致^[28]。水的地震波传播速度为 $1\,400\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,砾石、砂岩和干砂的地震波传播速度为 $300\sim 800\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,水土混合物的地震波速率介于两者之间^[28]。本研究表明地下水水位与地震纵波 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线有密切联系,饱和含水层界面普遍位于 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 等值线附近。李宏等^[38]运用地震勘探方法勘测塔里木河地下水水位,认为饱和含水层界面对应的地震纵波速度值为 $1\,300\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。杜平安^[39]用地震折射波法探测黑河水库输水渠地下水水位,认为饱和含水层界面

应的地震纵波速度值为 $2\,500\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这与土水混合物中“土”部分的介质有关,本研究中“土”是疏松的砂土,干燥状态下地震波传播速度为 $300\sim 800\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,李宏等所研究的塔里木河中的“土”也属于疏松的砂土,质地上差异不大,故其地下水位分层速度值为 $1\,300\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。而杜平安所研究的河水库输水渠中“土”是半风化花岗岩,花岗岩干燥状态下地震波传播速度为 $4\,500\sim 6\,500\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,故其地下水位分层速度值为 $2\,500\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,远远大于本研究中的 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

3.3 建筑垃圾填埋对关键带结构的影响

建筑垃圾填埋使地震仪界定关键带覆盖层误差增大,影响预测精度。对比人工地震法在预测CS 1、CS 2和CS 3覆盖层精度,经过建筑垃圾,铬渣填埋等人类活动影响的区域预测误差增加(图8)。这是由于人类活动使该区域地震介质的不均匀性扩大,使解译后的地震剖面速度图发生偏差^[24]。本研究表明,人类活动显著影响关键带覆盖层结构,但对关键带深层结构影响有限。CS 1、CS 2和CS 3位置相近,但经过建筑垃圾,铬渣填埋的区域的CS 3覆盖层界面弯曲回旋(图9c),其他两条测线覆盖层界面平坦。垃圾填埋只能影响到关键带的覆盖层,对关键带深层影响有限。本研究中(图8)CS 3虽然有填埋铬渣,浇筑水泥等因素影响,但其深层位置的基岩面与CS 1、CS 2基本处于相同位置,均在20 m左右,且界面平坦一致。

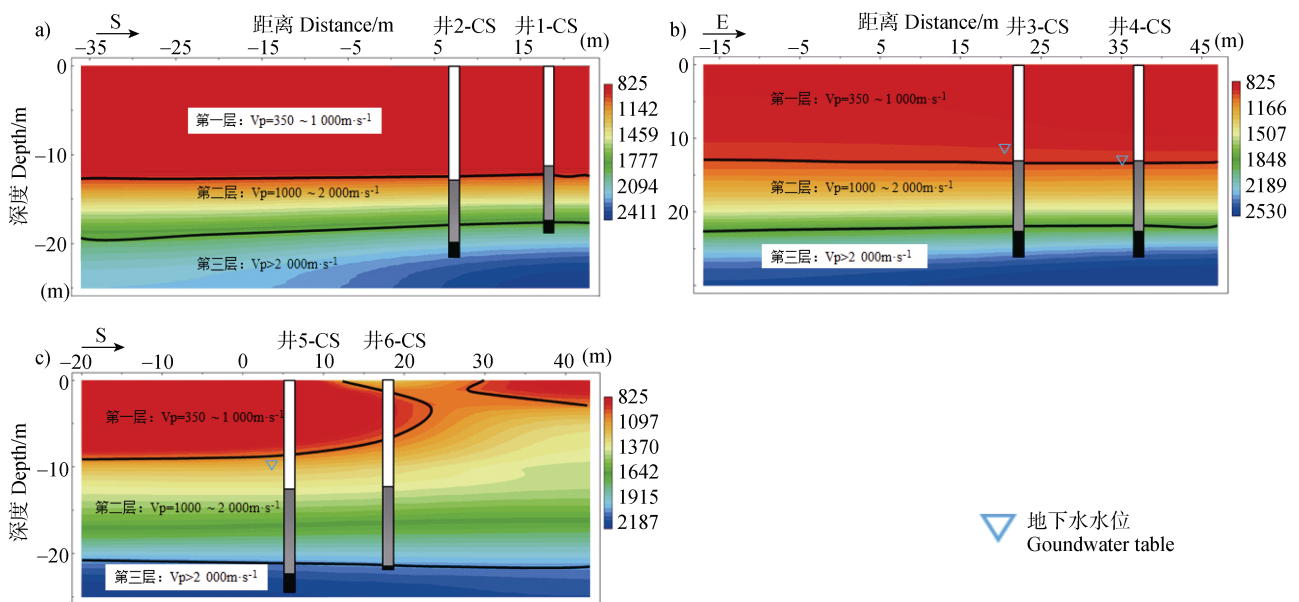


图8 长沙研究区测线CS 1(a)、CS 2(b)、CS 3(c)解译图像

Fig. 8 Seismic refraction tomography interpretation of Survey Lines CS 1 (a), CS 2 (b), CS 3 (c) in the Changsha pilot area

4 结 论

关键带地下层次间纵波传播速度的差异是地震仪识别关键带结构层次的关键。地震折射层析方法在预测关键带覆盖层深度上效果较好,而在预测关键带基岩面深度尤其是鹰潭孙家流域基岩面深度上效果有待进一步提升。基于地震折射层析法勘探,鹰潭孙家小流域关键带覆盖层下界面在 3.0~5.2 m 之间,基岩面在 8.2~22.0 m 之间,覆盖层下界面的地震波速度为 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,基岩的地震波速度分层值为 $2\,400\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;长沙沿江阶地关键带覆盖层下界面在 8.1~13.2 m 之间,基岩面在 18.8~22.9 m 之间,覆盖层下界面的地震波速度为 $1\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,基岩的地震波速度分层值为 $2\,000\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。含水层中的地下水会使地震折射法划分关键带的覆盖层厚度偏小。垃圾填埋影响关键带覆盖层结构,但对关键带深层结构影响有限。相比较与土壤剖面开挖,土钻等传统土层厚度调查,浅层地震勘探技术的应用大大缩减了野外工作量。如若能有效结合空间预测方法,将有力推进土壤三维变异研究的发展。

参考文献 (References)

- [1] Parsekian A D, Singha K, Minsley B J, et al. Multiscale geophysical imaging of the critical zone[J]. *Reviews of Geophysics*, 2015, 53 (1): 1—26.
- [2] Holbrook W S, Riebe C S, Elwaseif M, et al. Geophysical constraints on deep weathering and water storage potential in the Southern Sierra Critical Zone Observatory[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2014, 39 (3): 366—380.
- [3] Novitsky C G, Holbrook W S, Carr B J, et al. Mapping inherited fractures in the critical zone using seismic anisotropy from circular surveys[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45 (7): 3126—3135.
- [4] de Pasquale G, Linde N, Greenwood A. Joint probabilistic inversion of DC resistivity and seismic refraction data applied to bedrock/regolith interface delineation[J]. *Journal of Applied Geophysics*, 2019, 170: 103839.
- [5] Wu H Y, Song X D, Zhao X R, et al. Accumulation of nitrate and dissolved organic nitrogen at depth in a red soil Critical Zone[J]. *Geoderma*, 2019, 337: 1175—1185.
- [6] Wen X F, Zhang X Y, Zhang C L, et al. Understanding the biogeochemical processes and mechanisms of carbon in ecosystems from the perspective of the critical zone[J]. *Advances in Earth Science*, 2019, 34(5): 471—479. [温学发, 张心昱, 张春来, 等. 地球关键带视角理解生态系统碳生物地球化学过程与机制[J]. *地球科学进展*, 2019, 34 (5): 471—479.]
- [7] An P J, Zhang Z Q, Wang L W. Review of earth critical zone research[J]. *Advance in Earth Sciences*, 2016, 31 (12): 1228—1234. [安培浚, 张志强, 王立伟. 地球关键带的研究进展[J]. *地球科学进展*, 2016, 31 (12): 1228—1234.]
- [8] Anderson R S, Aufdenkampe A K, Bales R, et al. Future directions for critical zone observatory (CZO) science. CZO Community, 2010
- [9] Wang J, Zhao W W, Zhang X, et al. Hydropedology and sustainable use of natural resources in the critical zone -- Review of the 2016 international conference on hydropedology[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2016, 36(22): 7501—7504. [王晶, 赵文武, 张骁, 等. 地球关键带水文土壤学与自然资源可持续利用——2016 年水文土壤学国际会议述评[J]. *生态学报*, 2016, 36 (22): 7501—7504.]
- [10] Fu B J, Li S G, Yu X B, et al. Chinese ecosystem research network : Progress and perspectives[J]. *Ecological Complexity*, 2010, 7 (2): 225—233.
- [11] Lin H. Earth's Critical Zone and hydropedology : Concepts, characteristics, and advances[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2010, 14 (1): 25—45.
- [12] Hartemink A E. Soils are back on the global agenda[J]. *Soil Use and Management*, 2008, 24 (4): 327—330.
- [13] Wang Y J, Gao L, Peng X H. Effects of runoff components on nitrogen loss dynamics in small watershed of red soil farmland[J]. *Scientia Sinica Terrae*, 2019, 49 (12): 1960—1973. [汪亚及, 高磊, 彭新华. 红壤农田小流域径流组分对氮素流失动态的影响[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49 (12): 1960—1973.]
- [14] Liu M. Distribution characteristics and control mechanism of soil organic carbon in the karst critical zone in southwest China[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2018. [柳满. 中国西南喀斯特关键带土壤有机碳分布特征及其控制机理[D]. 北京: 中国地质大学, 2018.]
- [15] Li X Y, Ma Y J. Research progress of earth key belt science and hydrology and soil science[J]. *Journal of Beijing Normal University (Natural Science)*, 2016, 52 (6): 731—737. [李小雁, 马育军. 地球关键带科学与水文土壤学研究进展[J]. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2016, 52 (6): 731—737.]
- [16] Yang J F, Zhang C G. Earth's critical zone: A holistic framework for geo-environmental researches[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2014, 41 (3): 98—104, 110. [杨建锋, 张翠光. 地球关键带: 地质环境研究的新框架[J]. *水文地质工程地质*, 2014, 41 (3): 98—104, 110.]
- [17] Zhu Y G, Li G, Zhang G L, et al. Soil security: From earth's critical zone to ecosystem services[J]. *Acta*

- Geographica Sinica, 2015, 70 (12): 1859—1869. [朱永官, 李刚, 张甘霖, 等. 土壤安全: 从地球关键带到生态系统服务[J]. 地理学报, 2015, 70 (12): 1859—1869.]
- [18] Wang Y Q, Shao M G, Hu W, et al. Spatial variations of soil water content in the critical zone of the Chinese Loess Plateau[J]. Earth and Environment, 2016, 44 (4): 391—397. [王云强, 邵明安, 胡伟, 等. 黄土高原关键带土壤水分空间分异特征[J]. 地球与环境, 2016, 44 (4): 391—397.]
- [19] Zhang G L, Zhu Y G, Shao M A. The critical zone processes of earth and the mechanism of sustainable utilization of soil and water resources[J]. Scientia Sinica (Terrae): Earth sciences, 2019, 49 (12): 1945—1947. [张甘霖, 朱永官, 邵明安. 地球关键带过程与水土资源可持续利用的机理[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49 (12): 1945—1947.]
- [20] Xiong Z Q, Fang G X. Shallow seismic exploration [M]. Beijing: Seismological Press, 2002. [熊章强, 方根显. 浅层地震勘探[M]. 北京: 地震出版社, 2002.]
- [21] Cai H M. Geophysical exploration and its application[J]. Management & Technology of SME, 2017 (9): 55—56. [蔡会梅. 地球物理勘探及其应用[J]. 中小企业管理与科技, 2017 (9): 55—56.]
- [22] Wang Q. Application of shallow seismic refraction wave method in engineering[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2010. [王奇. 浅层地震折射波法在工程应用中的研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2010.]
- [23] Liu J W, Geng S M, Zhou P. Exploration of structural distribution of bedrock by shallow seismic technique[M]. Proceedings of the 2011 national conference on engineering geology, 2011. [刘加文, 耿生明, 周鹏. 用浅层地震技术探查基岩构造分布的探讨[M]. 2011 年全国工程地质学术年会论文集, 2011.]
- [24] Befus K M, Sheehan A F, Leopold M, et al. Seismic constraints on critical zone architecture, boulder creek watershed, front range, Colorado[J]. Vadose Zone Journal, 2011, 10 (3): 915—927.
- [25] Yaede J R, McBride J H, Nelson S T, et al. A geophysical strategy for measuring the thickness of the critical zone developed over basalt lavas[J]. Geosphere, 2015, 11 (2): 514—532.
- [26] Grelle G, Guadagno F M. Seismic refraction methodology for groundwater level determination: “Water seismic index”[J]. Journal of Applied Geophysics, 2009, 68 (3): 301—320.
- [27] Geogiga Technology Corp. Introduction to the Seismic software package Geogiga Seismic Pro™[R]. Beijing: 2017. [骄佳技术公司. 地震软件包 Geogiga Seismic Pro™简介 [R]. 北京: 2017.]
- [28] Lu J M, Wang Y G. Principle of seismic exploration[M]. Dongying, Shandong: Petroleum University Press, 2009. [陆基孟, 王永刚. 地震勘探原理[M]. 山东省东营市: 中国石油大学出版社, 2009.]
- [29] Jin W M, Du B J. Shallow seismic exploration is applied in landslide exploration[J]. Coal Geology of China, 2004, 16 (B05): 91—93. [金维民, 杜兵建. 浅层地震勘探在滑坡勘查中应用[J]. 中国煤田地质, 2004, 16 (B05): 91—93.]
- [30] Sun J, Zhang Y, Ma X Q. Quaternary activity in Nanyang Basin of Shangdan Fault[J]. Seismological and Geomagnetic Observation and Research, 2020, 41 (1): 48—55. [孙杰, 张杨, 马兴全. 商丹断裂南阳盆地第四纪活动研究[J]. 地震地磁观测与研究, 2020, 41 (1): 48—55.]
- [31] Shen X T. The buried depth of bedrock was measured by seismic transverse line difference method[J]. Electric Power Survey & Design, 1994 (2): 49—54. [沈晓天. 用地震横测线差值法测基岩埋藏深度[J]. 电力勘测设计, 1994 (2): 49—54.]
- [32] Li J B, Cui Y, Wu H L. Application of shallow seismic exploration in Quaternary stratification and bedrock investigations[J]. Journal of Geology, 2015, 39 (2): 314—317. [李家棒, 崔勇, 吴昊龙. 浅层地震勘探在第四系分层及基岩调查中的应用[J]. 地质学刊, 2015, 39 (2): 314—317.]
- [33] Cao L P, Zhang G D, Yu C H. Application of comprehensive geophysical exploration in stability evaluation of new Site in Jizhen[J]. Acta Geologica Sichuan, 2019, 39 (4): 651—657. [曹莉苹, 张光大, 余长恒. 综合物探在集镇新址场地稳定性评价中的应用[J]. 四川地质学报, 2019, 39 (4): 651—657.]
- [34] Flinchum B A, Holbrook W S, Grana D, et al. Estimating the water holding capacity of the critical zone using near-surface geophysics[J]. Hydrological Processes, 2018, 32 (22): 3308—3326.
- [35] Wang W, Chen P, Keifer I, et al. Weathering front under a granite ridge revealed through full-3D seismic ambient-noise tomography[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2019, 509: 66—77.
- [36] Fan J. Application of shallow seismic refraction wave method in railway survey[J]. Scientific and Technological Innovation, 2012, 10: 37—38. [范剑. 浅层地震折射波法在铁路勘察中的应用[J]. 科学技术创新, 2012, 10: 37—38.]
- [37] Cao L M. The application of shallow seismic exploration in dividing the construction of soft foundation[J]. Chinese Journal of Engineering Geophysics, 2007, 4 (3): 251—255. [曹令敏. 应用浅层地震勘探划分地下软土结构[J]. 工程地球物理学报, 2007, 4 (3): 251—255.]
- [38] Li H, Zhao Z X, Wang X S. The application of elastic wave technique to detecting underground water table of lower Tarim river valley[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2005, 29 (4): 319—322. [李

宏, 赵忠贤, 王新生. 弹性波技术在探测塔里木河下游地下水位中的应用[J]. 物探与化探, 2005, 29 (4): 319—322.]

[39] Du P A. The seismic refraction wave method is used to

divide the quaternary strata and detect the groundwater level[J]. Shaanxi Water Resources, 1989 (6): 5—6. [杜平安. 用地震折射波法划分第四系地层及探测地下水位[J]. 陕西水利, 1989 (6): 5—6.]

(责任编辑: 檀满枝)