

doi:10.3969/j.issn.0253-4967.2015.04.013

黄土地区粒度与磁化率分层对古地震研究的意义

——以山西洞峪沟黄土剖面为例

卫蕾华^{1,2)} 何宏林^{1)*} 蒋汉朝³⁾ 徐岳仁⁴⁾
魏占玉¹⁾ 高 伟¹⁾ 邹俊杰¹⁾

1) 中国地震局地质研究所, 活动构造与火山重点实验室, 北京 100029

2) 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002

3) 中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

4) 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

摘 要 探槽技术虽然已经发展成为古地震研究的重要手段, 结合定年技术可以识别出古地震事件与地震重复间隔, 但是仍然存在较大的不确定性和局限性。例如, 目视解译难以区分黄土沉积内部的细层理, 严重影响了古地震事件发生位置或时间的判定。如何提高古地震研究的精度和准确性, 降低古地震事件判定的不确定性, 是目前面临的一个迫切问题。山西洞峪沟剖面位于山西临汾盆地东北角, 横跨霍山山前断裂带, 不仅揭示了较好的黄土沉积序列, 还揭露了明显的地层错断事件。因此, 该剖面是一个开展高精度探槽古地震研究, 降低判定古地震事件不确定性的理想场所。根据高精度的粒度与磁化率变化曲线, 结合目视分层解译结果, 对洞峪沟黄土剖面进行了精细分层, 界定了各层的厚度和边界。依据细分层和断层两盘地层的对应关系, 将 u6 层沉积以来的 3 次断错事件的发生位置和时间作了再限定, 它们分别发生在 u5-7、u4 以及 u2 的顶部, 对应断层上盘埋深 7.1m、4.7m 与 2.9m。根据释光测年结果以及断层上盘地层的平均沉积速率, 推测 3 次断错事件发生的时间分别在 $(48.1 \pm 1.5) \sim (43.2 \pm 2.5)$ ka BP 接近 45.8ka BP、 $(35.0 \pm 2.4) \sim (30.6 \pm 1.3)$ ka BP 接近 32.8kaBP、 $(26.4 \pm 0.8) \sim (20.9 \pm 0.7)$ ka BP 接近 23.3ka BP。根据 3 次黄土-古土壤沉积旋回的厚度差, 判定 3 次地震的同震垂直位移分别为 0.5m、0.4m 和 1.3m, 累计位移 2.2m。依据高精度粒度与磁化率变化曲线的地层层分方法, 为有效降低黄土地区古地震研究的不确定性提供了一种很好的参考。

关键词 古地震研究 粒度与磁化率分析 目视分层 霍山山前断裂带 山西地塬系

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

文章编号: 0253-4967(2015)04-1096-19

0 引言

古地震学是一门揭露和研究地质记录中保存的过去地震信息的科学(冉勇康等, 1997), 它能有效地延长地震活动记录, 提高地震危险性评价的准确性。探槽技术是古地震研究的一

[收稿日期] 2015-03-23 收稿, 2015-10-20 改回。

[基金项目] 国家自然科学基金(41372210, 41502204)、中央级公益性科研院所基本科研业务专项重点项目(IGCEA1416)和地震行业科研专项重大项目(200908001)共同资助。

* 通讯作者: 何宏林, 研究员, E-mail: honglin@ies.ac.cn。

种重要手段,通过探槽所揭露的地层位错关系,崩积楔、砂土液化等现象,能够有效地识别出古地震事件(朱海之,1979;朱海之等,1982;邓起东等,1984),结合测年技术,还可以直接估算古地震事件发生的时间和重复间隔(Clark *et al.*, 1972; Sieh *et al.*, 1978; 冉勇康等, 1988)。然而,探槽古地震研究在事件发生的时间与古地震序列识别的完整性等方面仍存在较大的不确定性和局限性。这种不确定性主要是由探槽开挖地点的合理性,野外肉眼识别沉积地层及其与断层之间交切关系的准确性,以及地层样品采集的可靠性等诸多因素引起的(程绍平等, 1991; 冉勇康等, 1999; 许洪泰, 2010)。在这些不确定因素中,地层单元的识别不仅影响到古地震事件判定的合理性,更重要的是直接关系到古地震事件发生时间估计的准确性。断层两盘准确的地层划分与对比及其与断层的交切关系的正确认识,是更好地识别古地震事件以及限定古地震发生时间的重要依据。

传统的地层划分的主要依据是沉积地层的颜色与成分、结构与构造等特征(张宗祜等, 1989; 田明中等, 2009),以及个人经验。这种目视分层方法只能识别出那些肉眼可以分辨的分层特征,但对那些肉眼无法分辨的分层特征却无能为力,特别是对巨厚或块状堆积等分层结构不明显的地层,比如黄土。黄土是形成于干燥气候条件下的多孔性具有柱状节理的黄色粉性土,本身的分层特征不明显,除了依靠古土壤层作为分层标志进行肉眼识别与对比外,通常需要通过年代地层、磁性地层以及气候地层等多种方法研究黄土地层。中国的黄土主要分布在西北的黄土高原和华北的黄土平原,这些地区又是中国地震危险性较强的地区,在这些地区开展古地震研究就无法避开黄土。因此,为了有效降低因地层单元的识别与划分所引起的古地震事件判定的不确定性,提高在黄土地区古地震研究的准确性,有必要在开展探槽古地震研究时增加定量化的地层学研究,提高地层划分的精度和可信度。

粒度是沉积物的主要特征之一,可以作为沉积物分类和地层划分的定量指标(肖晨曦等, 2006)。早在20世纪五六十年代,粒度的平均粒径和标准差等特征就被用作马兰黄土与离石黄土下部第四纪黄土分段的指标。后有学者根据平均粒径值对洛川黄土各层进行了岩石学分类,提出洛川剖面各层黄土大部分为粉质重亚黏土,少数为粉质中亚黏土或粉质轻亚黏土,而古土壤和埋藏风化层绝大部分属粉质轻黏土(刘东生等, 1966, 1985)。根据粒度频率曲线特征和粒度众数分布特征,张璞等(2005)将厦门湖滨西路钻孔沉积物分成了多个组段及沉积旋回,与测年数据、地震探测、孢粉及藻类组合特征等手段的分析结果一致,证明了粒度分析曲线可以作为地层划分的重要依据。而磁化率可以较好地反映陆相地层粒度的差异,其纵向上的波动特征与地层层序的旋回性有较好的对应关系。将层序地层学、岩性岩相分析、磁化率测定与第四纪测年相结合,可望实现高精度地层对比的目标(张世民等, 2007)。因此,首先选用粒度与磁化率2个定量指标,重点尝试在黄土地区进行断层两侧地层精细划分和对比研究,以期提高在黄土地区古地震研究的准确性。

山西洞峪沟剖面(位置见图1中的五角星)揭示的黄土沉积连续性较好、堆积速率相对较高,是紧邻黄土高原东南部地区的山间盆地中常见的保存较好的粉尘沉积记录(Zheng *et al.*, 2007; 胡小猛等, 2014),较好地揭示了黄土-古土壤序列。该剖面还揭示了明显的断层活动痕迹和古地震事件。因此,选择山西洞峪沟剖面作为本研究的目标剖面。

1 区域背景

霍山山前断裂带是山西断陷盆地中重要的活动断裂带之一,发生过1303年洪洞8级大

地震。依据几何结构特点,该断裂带可分为南段(霍州以南段)和北段(霍州以北段)。全新世以来该断裂带的活动方式以倾滑为主,并有一定的水平分量。断裂带东侧为霍山山脉,其南、北两端的岩性分别以古生代灰岩、白云质灰岩为主,中段则以中太古代的变质片麻岩和片麻岩为主;断裂带的西侧主要为盆地边缘和黄土丘陵,广泛发育晚第四纪黄土,特别在近山麓处发育了厚层黄土台地或黄土参与形成的坡麓堆积(王克鲁等,1996)(图1)。

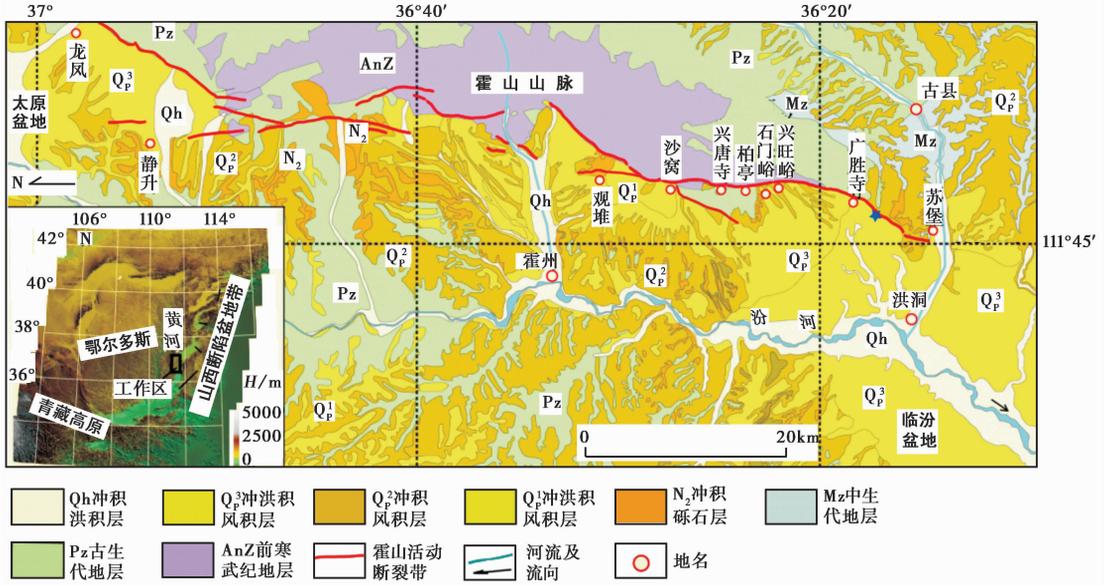


图1 霍山山前断裂带及地层分布(徐岳仁, 2013)

Fig. 1 Geologic map of Huoshan piedmont fault(after Xu Yue-ren, 2013).

蓝色五角星指示洞峪沟剖面位置,插图表示目标断层的空间位置

山西洪洞广胜寺镇曹生村洞峪沟剖面,位于霍山断裂带南段的苏堡—广胜寺段,位于风成黄土沉积形成的山前黄土丘陵前缘,坐标为 36°16'44.07"N, 111°47'29.67"E, 海拔 616m(位置见图 1 中的五角星),剖面走向 325°,长 60m,平均高 10m(图 2)。该剖面揭露了晚更新世以来自底至顶的黄土-古土壤序列和断层系列活动。根据目视解译,徐岳仁(2013)将主断层(F₁)的上、下盘分别划分出 10 层和 12 层,在断层上、下盘分别识别出 4 层和 5 层古土壤(表 1)。同时,采用从上至下逐步对应的方法,以两盘的古土壤层作为对应的标志层(d₂与 u₂对应, d₄与 u₄对应, d₆与 u₆对应, d₉与 u₉对应),识别出了 5 次古地震事件:最老的 2 次分别发生在 d₈和 d₆形成之前;第 3 次地震事件发生在 d₆形成之后;第 4 次地震事件发生在 d₄形成之后;第 5 次地震事件发生在 d₂形成之后。其中,最后 2 次地震事件只有主断层产生了错动。如果将古土壤层作标志层, u₂、u₄和 u₆三层古土壤分别被主断层(F₁)垂直位错了 0.7m、1.6m 和 2.7m,记录了断层的累积位移,反映 3 次古地震事件分别产生了 0.7m、0.9m 和 1.1m 垂直同震位移。

2 研究方法

首先,对洞峪沟剖面进行了表面清理,在主断层两侧以 5mm 间隔自顶至底分别采集粒度

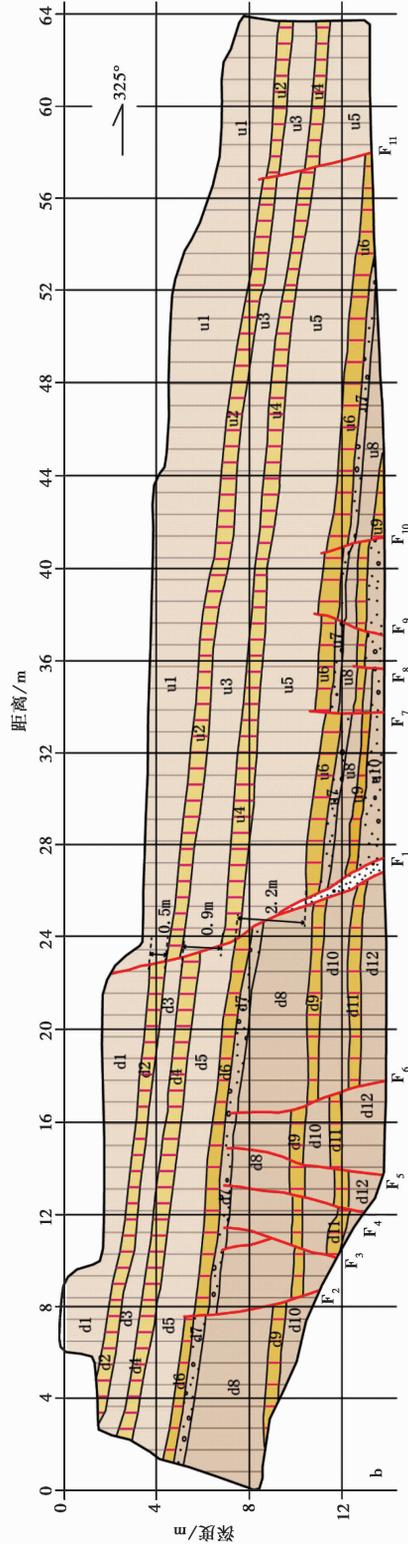


图2 山西洞峪沟剖面照片(a)和剖面解释图(b) (修改自徐岳仁, 2013)

Fig. 2 Photograph(a) and interpretation(b) of the Dongyugou section (adapted from XU Yue-ren, 2013).

a 中的黄色条带指示粒度与磁化率分析层位, 黑色三角形指示 OSL 采样位置及编号; b 中黄色条带指示 OSL 采样位置及编号; b 中的黄色条带指示粒度与磁化率分析层位, 黑色三角形指示 OSL 采样位置及编号(表 1)

表1 山西洞峪沟断层剖面地层表

Table 1 The description table of strata revealed by the geologic section in Dongyugou village, Shanxi Province

断层下盘		断层上盘	
No	地层描述	No	地层描述
d1	厚 1~3m, 灰黄色粉砂层, 受地形切割和人为改造, 断层上、下盘顶部被人工改造成 W 向 4 级台阶	u1	厚约 3m, 浅灰黄色粉砂层, 无位错的张裂隙发育, 分布了少量植被根系, 近地表 30cm 为灰黑色腐殖层, 含少量炭屑
d2	厚约 1m, 灰黑色粉砂黏土层, 为第 1 层古土壤	u2	厚 0.5~1.0m, 灰色粉砂黏土层, 为第 1 层古土壤
d3	厚约 1m, 灰白色粉砂层, 裂隙发育	u3	厚 1.5m, 灰黄色、浅红色粉砂黏土层, 含少量直径 1cm 的钙质结核
d4	厚约 1m, 灰黑色粉砂黏土层, 为第 2 层古土壤	u4	厚约 1m, 分布连续的浅褐红色粉砂黏土层, 为第 2 层古土壤
d5	厚约 2m, 灰黄色厚层粉砂层, 张裂隙发育	u5	厚 3~4m, 灰黄色粉砂层, 张裂缝发育
d6	厚约 1m, 红褐色粉砂黏土层, 为第 3 层古土壤	u6	厚约 1m, 鲜红色黏土层, 被多条断层错断, 为第 3 层古土壤层
d7	厚约 0.3m, 灰白色粉砂层, 含直径 1~3cm 的灰白色钙质结核	u7	厚 0.3~0.5m, 薄层灰白色黏质粉砂层, 含直径 1~3cm 的钙质结核
d8	厚 2~5m, 厚层灰黄色粉砂层, 张裂缝发育	u8	厚 0.3m, 浅黄色粉砂层
d9	厚 0.5~1m, 浅红褐色粉砂黏土层, 为第 4 层古土壤层	u9	厚 0.3~0.5m, 薄层红褐色含粉砂黏土层, 为第 4 层古土壤层
d10	厚约 1m, 灰白色、浅黄色粉砂层, 顶部 15cm 厚层中富含钙质结核	u10	厚 1~3cm, 灰白色含钙质结核粉砂层
d11	厚 0.3~0.5m, 浅红褐色粉砂黏土层, 为第 5 层古土壤		
d12	粉砂层, 未见底。顶部 70cm 厚层中含少量钙质结核; 近断层处地层破碎, 混合了古土壤碎块及黄土层团块		

和磁化率样品。其中, 上盘的采样柱厚约 10.5m, 距离主断层约 11m; 下盘采样柱厚约 12.2m, 距离主断层约 7m (图 2a 中的黄色条带)。光释光样品以 0.5~2.9m 不等间距采样, 在断层上盘和下盘分别采集了 9 个和 5 个光释光测年样品 (图 2a 中的黑色三角)。

光释光样品测试由中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室的释光实验室完成。测试流程包括前处理、光释光等效剂量和环境剂量率测试、数据处理 4 个部分 (Lu *et al.*, 2007)。在前处理中, 提取 4~11 μm 纯净细颗粒石英, 每个样品分别制备 20 个测片供测量使用。采用简单多片再生法获得样品的等效剂量 (Zhou *et al.*, 2001; 王旭龙等, 2005), 样品吸收的环境剂量率是通过石英矿物吸收环境剂量率与环境中 U 和 Th、K 之间的换算关系, 以及样品含水量和宇宙射线的环境剂量的贡献计算出来的 (Aitken, 1998)。最后, 样品的等效剂量除以环境剂量率得到样品的测年结果。

粒度与磁化率分析测试在中国地震局地质研究所活动构造与火山重点实验室完成。样品的磁化率值测试使用 Bartington M_s2 磁化率仪, 样品自然晾干以后, 每个样品称取 10g, 低频

(0.47 kHz)连续测量5次并求取平均值,最后平均值除以质量乘以10就得到磁化率值。粒度测试包括前处理和实验测试。前处理过程分以下几个步骤:首先加入10ml的10%双氧水(H₂O₂)和10ml的10%盐酸(HCL)溶液,分别去除有机质和碳酸盐物质;静置1夜后,抽取蒸馏水,加入10ml浓度为0.05ml/L的六偏磷酸钠(NaPO₃)₆分散剂在超声波中震荡10min(鹿化煜等,1997)。粒度分析采用美国麦克奇S3500系列激光粒度分析仪,该仪器的测量范围为0.02~2800μm,测量精度达到0.6%。

3 实验结果

光释光测年结果的分析是地层划分的基础。图3给出了2个代表样品的生长和衰退曲线,反映洞峪沟剖面的样品具有较好的OSL信号。结合含水量、α计数测量的U-Th贡献以及K含量测量,获得了14个样品的可靠年龄结果(表2)。其中DYW01-DYG02对应断层上盘自上而下的9个年龄,DYE01-DYG04对应断层下盘自上而下的5个年龄。根据主断层上盘9个样品的采样位置及其年龄值,获得了洞峪沟黄土剖面的平均沉积速率为0.18m/ka(图4)。高分辨率的粒度与磁化率测试结果(图5)显示,曲线的变化与地层相吻合。古土壤层对应磁化率高值、粒度低值;黄土层则相反。结合断层上下盘的释光测年结果,发现断层上、下盘u6以上的地层具有很好的可比性,即上盘8.4m深度以上的地层对应于下盘6.1m深度以上的地层。对断层上、下两盘的黄土与古土壤层进行对比分析,根据粒度与磁化率曲线的变化将每层进行细分层,具体细分层的结果如下。

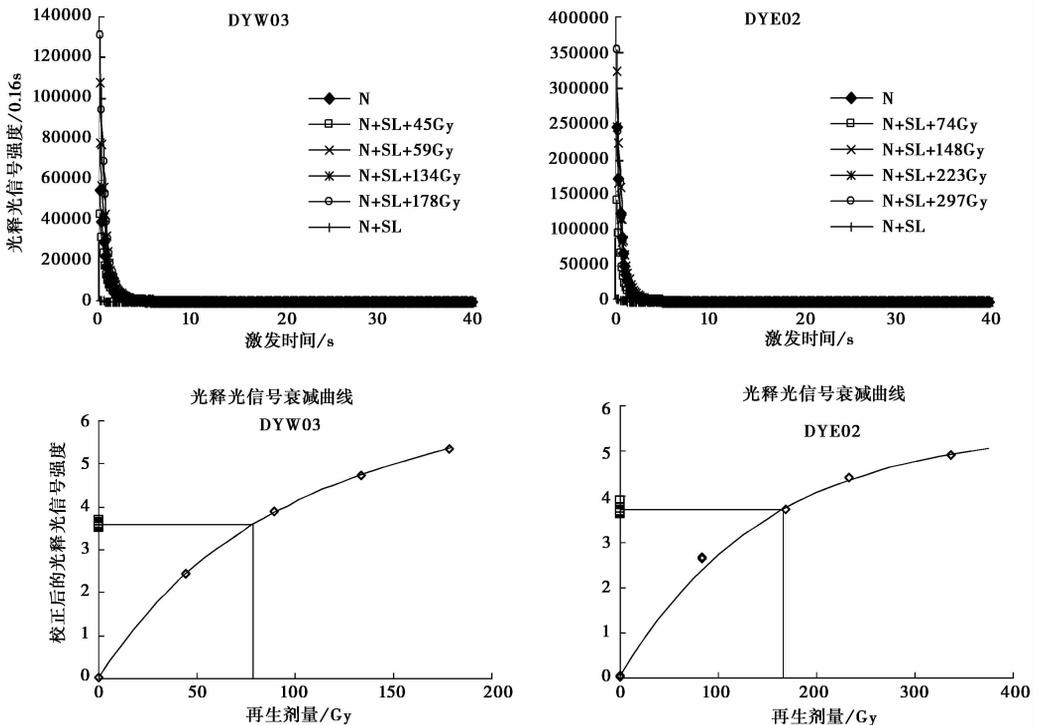


图3 两个OSL样品(DYW03和DYE02)的生长与衰退曲线

Fig. 3 OSL growth curves and decay curves for two representative samples(DYW03 and DYE02).

表 2 山西洞峪沟剖面光释光样品测试表

Table 2 Testing table of OSL samples taken from the Dongyugou geologic section, Shanxi Province

送样号	采样层位	埋深 /m	α 计数率 /counts·ka ⁻¹	K ₂ O /%	实测含水量 /%	环境剂量率 /Gy·ka ⁻¹	等效剂量 /Gy	年龄 /ka
DYW01	u1	1.5	9.3±0.3	2.06	1.6	3.4±0.2	54.3±1.2	16.2±0.6
DYW03	u1	2.6	10.4±0.3	2.41	1.2	3.8±0.2	78.6±1.8	20.9±0.7
DYW04	u2	3.3	10.6±0.3	2.18	1.1	3.5±0.2	92.0±2.1	26.4±0.8
DYW05	u3	4.2	10.8±0.3	2.44	1.8	3.8±0.2	117.4±4.2	30.6±1.3
DYW07	u4	5.2	11.4±0.4	2.32	1.5	3.8±0.2	131.4±8.7	35.0±2.4
DYW09	u5	6.3	10.8±0.4	2.36	1.0	3.6±0.2	157.5±8.6	43.2±2.5
DYG05	u6	7.8	11.5±0.4	2.67	2.1	4.1±0.2	196.8±4.9	48.1±1.5
DYW13	u8	9	11.1±0.3	2.62	1.6	3.9±0.2	223.2±12.3	57.9±3.3
DYG02	u9	9.4	9.5±0.3	2.37	2.2	3.4±0.2	208.4±7.8	60.5±2.5
DYE01	d6	5.5	10.7±0.3	2.42	1.5	3.8±0.2	178.4±8.5	47.5±2.4
DYE02	d6	6.1	9.3±0.3	2.16	1.3	3.3±0.2	165.2±7.7	50.8±2.5
DYE04	d10	9.1	9.5±0.3	2.24	2.5	3.3±0.2	242.4±12.5	72.0±3.8
DYG03	d11	9.6	10.9±0.3	2.43	2.0	3.8±0.2	284.0±21.3	74.7±5.7
DYG04	d13	11.75	10.0±0.3	2.18	2.0	3.3±0.2	311.4±28.3	95.8±8.8

注 DYW01—DYG02 为断层上盘自上而下的光释光样品, DYE01—DYG04 为断层下盘自上而下的光释光样品。

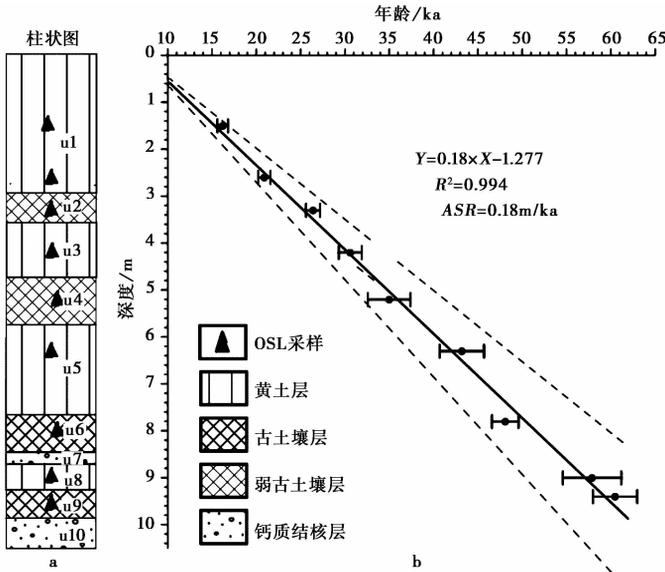


图 4 断层上盘地层柱状图(a)与黄土沉积速率图(b)

Fig. 4 Stratigraphic column diagram of the hanging wall(a); The deposition rate chart of loess in hanging wall(b).

u1 层是顶部的黄土层, 沉积厚度大。断层上盘沉积厚度为 2.9m(深度 2.9~0m), 根据粒度与磁化率曲线的变化特征, 将其划分为 u1-1 至 u1-4 四层。断层下盘沉积厚度为 1.6m, 将

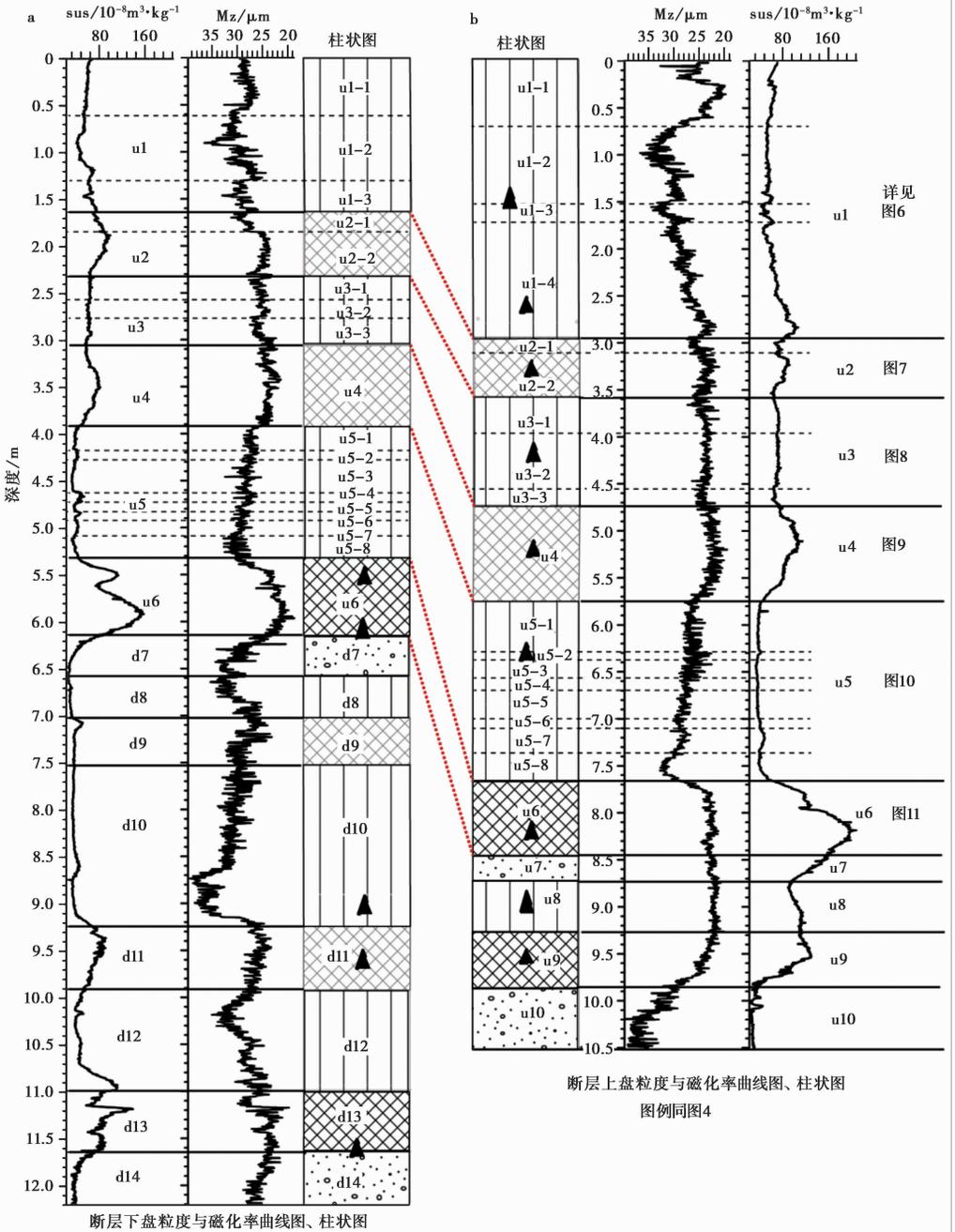


图5 断层两盘地层柱状图及其对应的粒度与磁化率曲线-深度图

Fig. 5 Stratigraphic column diagrams of hanging wall and footwall, and their corresponding average grain size (Mz)-depth and magnetic susceptibility (SUS)-depth curves.

a 下盘：自左向右分别代表断层下盘的磁化率 SUS 曲线图、平均粒径 Mz 曲线图、地层柱状图；b 上盘：自右向左分别代表断层上盘的磁化率 SUS 曲线图、平均粒径 Mz 曲线图、地层柱状图；实线为地层界线，虚线代表亚层界限，红色虚线连接了断层两盘对应的古土壤层；断层下盘 u6 以下的地层粒度和磁化率都难以与断层上盘的相应地层对应、比较，因此用 d7—d14 编号以示与断层上盘相应地层的区别

其细分了3层,它们与断层上盘 u1 层中的上部3个亚层对应。断层上盘的 u1-4 亚层(2.9~1.7m)粒度呈自底向上递增趋势,平均粒径由 20 μm 增大至 32 μm ,磁化率值从 100 减小到 46,这种变化趋势在下盘没有找到对应的层位(图 6)。u2 层为 1 层古土壤层,断层上、下盘的沉积厚度均为 0.7m(上盘 3.6~2.9m,下盘 2.3~1.6m)。两盘粒度与磁化率的曲线变化一致,都表现为一峰一谷模式。根据峰谷变化,将两盘再细分为 u2-1 与 u2-22 亚层(图 7)。

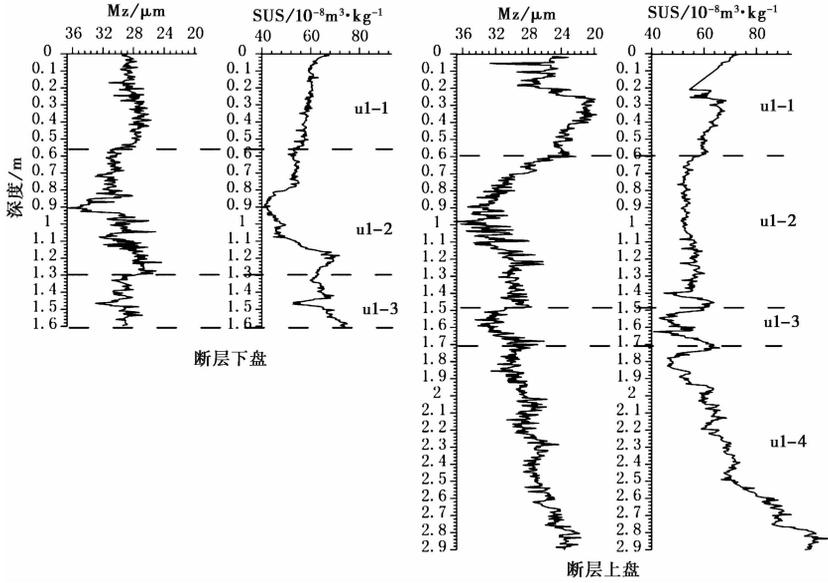


图 6 断层两盘 u1 黄土层平均粒径和磁化率曲线对比
Fig. 6 The comparison of Loess u1 between two fault walls.

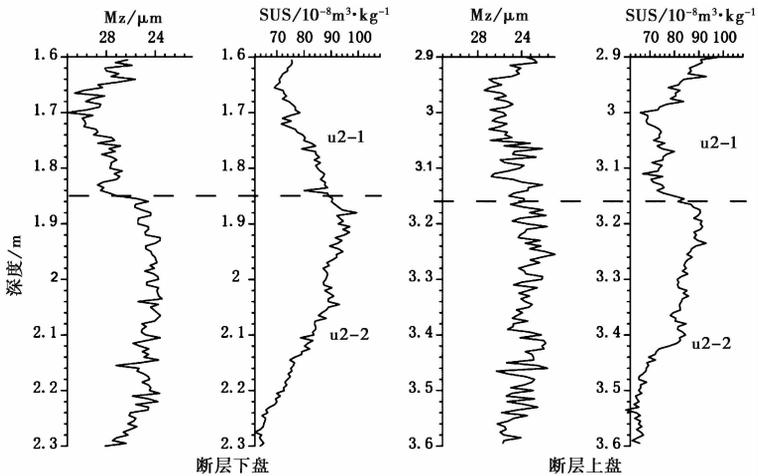


图 7 断层两盘 u2 古土壤层平均粒径和磁化率曲线对比
Fig. 7 The comparison of Paleosol u2 between two fault walls.

u3层是黄土层,断层两盘的黄土层粒度变化趋势大体一致,但厚度有很大的差异,上盘厚1.1m(4.7~3.6m),下盘厚0.7m(3~2.3m)。断层上盘可分为3个亚层:u3-1(3.98~3.6m),磁化率自底向上逐渐变小,粒度逐渐变粗;u3-2(4.5~3.98m),粒度与磁化率值相对稳定只有小幅度波动;u3-3(4.7~4.5m),磁化率出现u3层的最小值,粒度值较u3-2层有增大的趋势。断层下盘的也可分为3个亚层(u3-1:3~2.78m;u3-2:2.78~2.58m和u3-3:2.58~2.3m),但与上盘不同的是,每个亚层都表现出磁化率与粒度同步变化的特征,磁化率增大,粒度也同步增大(图8)。

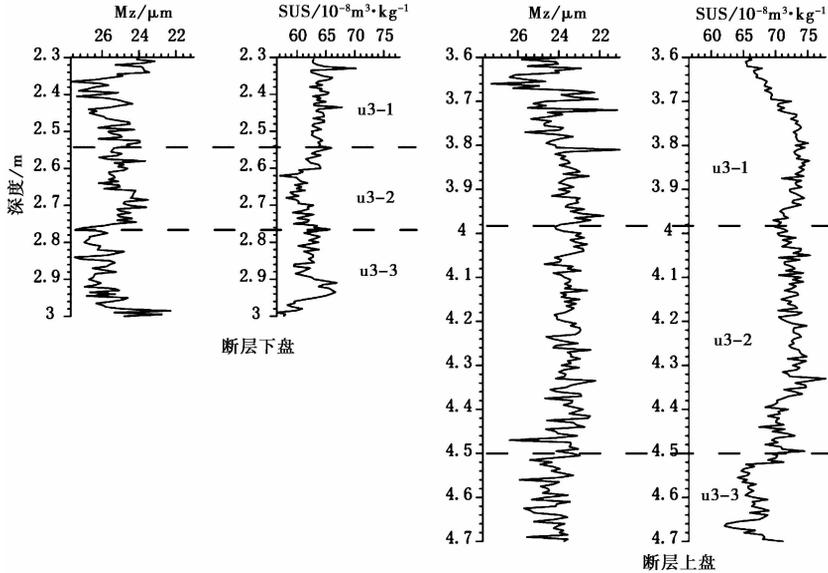


图8 断层两盘u3黄土层平均粒径和磁化率曲线对比

Fig. 8 The comparison of Loess u3 between two fault walls.

u4是发育相对较弱的古土壤层,颜色呈浅红褐色。上、下盘沉积厚度差别不大,上盘(5.7~4.7m)厚度只比下盘(3.9~3m)多0.1m;粒度与磁化率曲线变化一致,总体都呈现1个大的波峰,因此未再细分亚层(图9)。

u5是1厚黄土层,断层上、下盘的沉积厚度分别为1.9m(7.6~5.7m)和1.4m(5.3~3.9m),上盘比下盘厚0.5m。断层两盘的粒度和磁化率曲线变化特征基本一致,根据层内曲线的峰谷相间变化特征,将上、下盘的u5都细分为8个亚层。8个亚层又可分为上、下2个部分:上部6个亚层(u5-1至u5-6),下盘的磁化率曲线波动幅度较大而上盘相对较平稳,厚度下盘小于上盘;下部2个亚层(u5-7和u5-8),无论是横轴的变化范围还是纵轴的沉积区间,或者是曲线的变化形态,粒度和磁化率都表现出高度的一致性(图10)。

u6层是整个剖面中颜色较深,发育相对较好的古土壤层。上、下两盘的沉积厚度一致,都是0.8m(上盘8.4~7.6m,下盘6.1~5.3m)。断层两盘的粒度与磁化率曲线变化较为平稳一致,没有出现明显的波动,因此没有进行分层(图11)。

u1—u6的分层结果显示(图12),断层上、下盘的u6、u4、u2三层古土壤层的曲线形态一致,厚度也近乎相等,本次研究仅对u2层分了2层,u4与u6未再细分层。相比之下,对应的

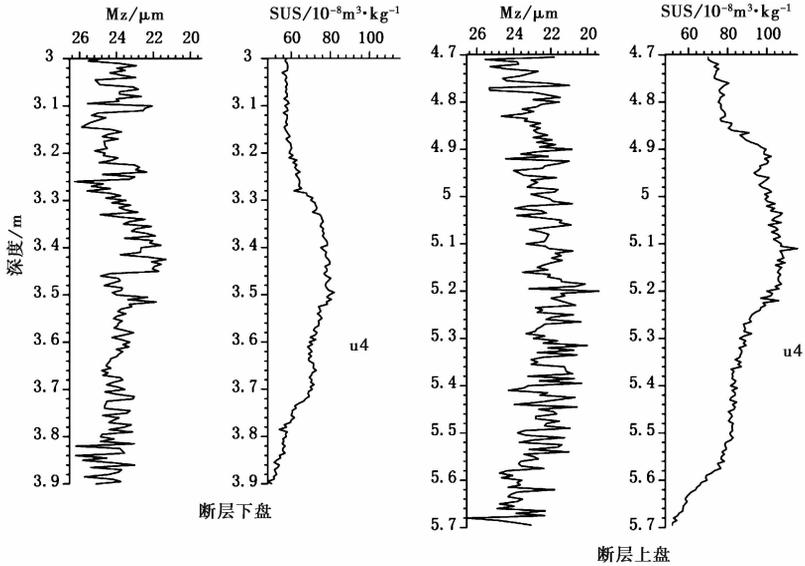


图9 断层两盘 u4 古土壤层平均粒径和磁化率曲线对比
 Fig. 9 The comparison of Paleosol u4 between two fault walls.

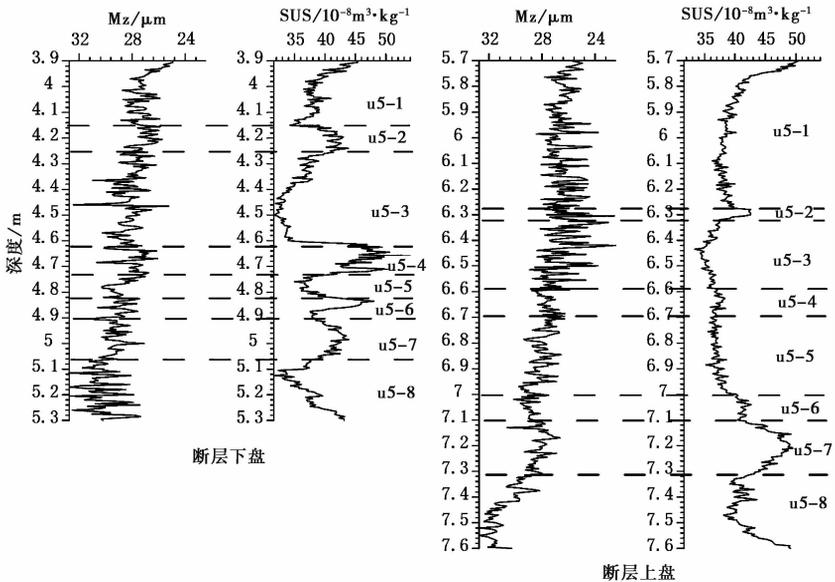


图10 断层两盘 u5 黄土层平均粒径和磁化率曲线对比
 Fig. 10 The comparison of Loess u5 between two fault walls.

3层黄土层粒度和磁化率曲线形态变化较大。首先,断层下盘相对于上盘缺失层 u1-4;其次,断层上、下盘粒度和磁化率曲线变化趋势一致,但粒度与磁化率横轴的值域以及纵轴所示的沉积厚度都有很大差异,如 u5-1 至 u5-6 亚层。当然,在黄土层中也存在两盘粒度与磁化率值的变化一致,沉积厚度一致的亚层,如 u1-1 至 u1-3、u5-7 至 u5-8。u6 以下的地层,断层两

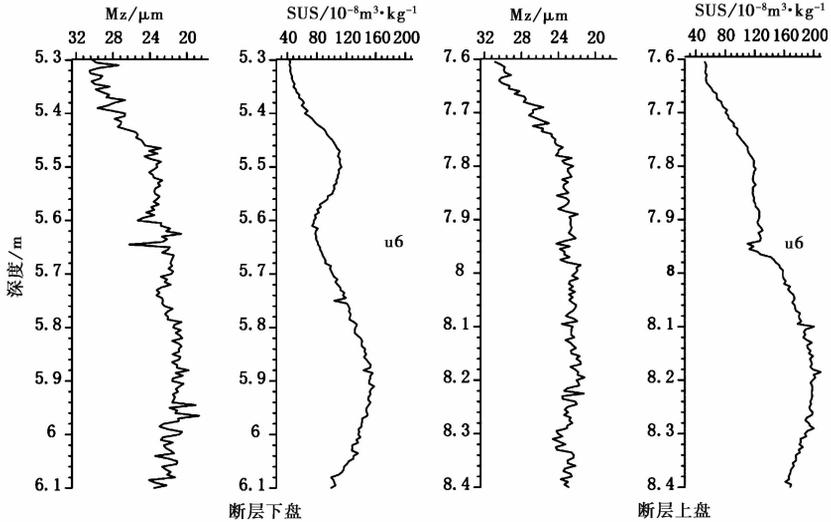


图 11 断层两盘 u6 古土壤层平均粒径和磁化率曲线对比

Fig. 11 The comparison of Paleosol u6 between two fault walls.

侧在地层的颜色与厚度、钙质结核层的厚度、粒度与磁化率的曲线特征上差异较大,难以对应(图 5),不在本文展开详细讨论。

4 分析讨论

利用粒度与磁化率划分的黄土地层,分辨率远高于野外目视解译分层的结果,更重要的是可以进行断层两盘准确的地层对比(图 2, 5)。首先,根据断层上、下盘的粒度与磁化率变化曲线对比,可以将地层划分为 2 个层次。第 1 个层次黄土与古土壤相间排列的地层划分,与通过目视解译获得的地层划分相互对应。而且,从粒度和磁化率的角度证实了主断层两侧的地层可以对比,并以此判断断层的垂直位错量。在第 1 个层次里,与目视解译最显著的差别是在层 d8 中识别出 1 层古土壤,这样将断层下盘的一级地层由目视解译的 12 层增加为 14 层(图 5, 12)。第 2 个层次的地层划分,根据粒度与磁化率的变化曲线,将黄土与古土壤层再细分成若干亚层。其次,根据粒度与磁化率的变化曲线划分的地层,具有更明确的界限和厚度。比如断层上盘的 u1 层,目视分层的深度范围大约为 0~2.5m;而根据粒度与磁化率的变化, u1 层的范围明确为 0~2.9m。断层下盘的 u5 层,目视分层的深度范围大约为 3.6~5m,粒度与磁化率分层的范围明确在 3.9~5.3m。

相对于目视定性分层,根据粒度与磁化率的变化曲线的定量分层方法使我们对该剖面 u6 层以上的 3 次古地震事件有了更准确的认识。目视分层只能依据古土壤的错断情况将 3 次古地震事件发生的时间大致限定在 u6、u4、u2 古土壤形成之后,3 次事件造成的位错量分别为 0.7m、0.9m、1.1m(徐岳仁, 2013)。根据高分辨率的粒度与磁化率的定量变化特征,将 u6 及其以上地层归纳为 3 个沉积演化旋回(u1 与 u2、u3 与 u4、u5 与 u6),而且每一次旋回都记录到了 1 次地震事件。

u1 层是顶部的黄土层,沉积厚度大,而且断层上盘(厚 2.9m)比断层下盘(厚 1.6m)多沉

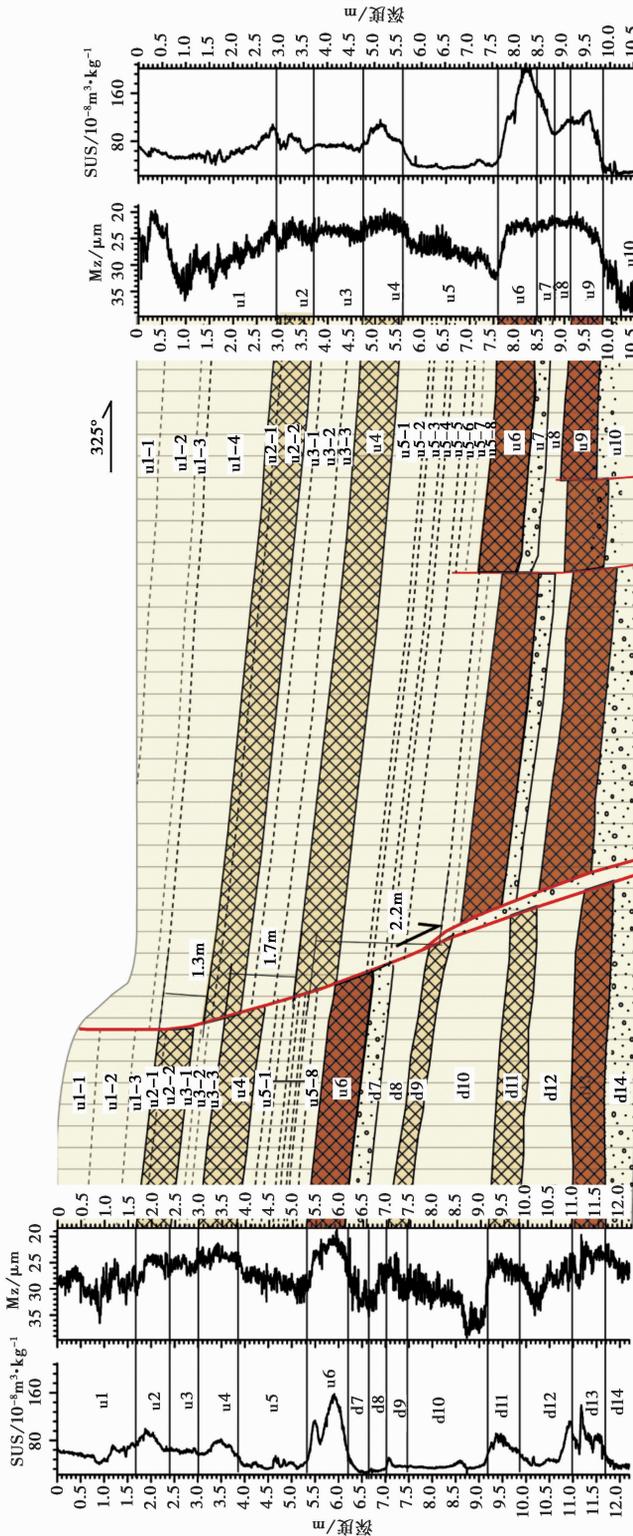


图 12 根据粒度与磁化率曲线变化特征解译的洞峪沟地层剖面
 Fig. 12 Dongyugou strata section interpreted based on Mz-depth and SUS-depth curves.
 左右两侧分别为断层面上、下盘的粒度和磁化率-深度曲线, 中间为根据粒度与磁化率曲线变化特征解译的地层剖面

积了 1.3m。根据粒度与磁化率的变化,将断层上、下盘的 u1 分别细分为 4 个亚层(u1-1 至 u1-4)和 3 个亚层(u1-1 至 u1-3),上、下盘的 u1-1 至 u1-3 三个亚层对应得非常好,上盘的 u1-4 亚层在下盘没有对应层,其 1.2m 的厚度基本上与上、下盘地层厚度的差值对应(图 6)。u2 层为 1 古土壤层,断层上、下盘的沉积厚度均为 0.7m,两盘粒度与磁化率的变化曲线有较好的一致性,都表现为一峰一谷模式(图 7)。u1-u2 组合对应 1 次地震事件及其后续坎前堆积过程:0.7m 厚的 u2 古土壤层形成后,发生 1 次地震并形成 1.3m 高的断层崖;地震发生后在 1 个较长的时期内,只在断层崖前的上盘沉积黄土 u1-4,其后断层上下盘才同时接受 u1-3 沉积,直到 u1-1 开始沉积前仍然可以辨别出该断层坎的存在。

u3 黄土层在主断层上、下盘的沉积厚度差为 0.4m,根据粒度与磁化率曲线的变化特征断层上、下盘的黄土层都可以细分为 3 个亚层(u3-1、u3-2 和 u3-3)。尽管曲线长周期优势波的峰-谷组合在上、下盘都能基本对应,但是,断层上、下盘黄土沉积的每 1 个亚层的曲线高频域频率和厚度都存在差异(图 8)。u4 古土壤层相对单一,长周期的优势波只有半波长,特别是磁化率。而且,u4 古土壤层的沉积厚度不一致,上盘比下盘厚约 10cm。从粒度与磁化率曲线的变化趋势看,这 10cm 的差是对 u4 堆积之前原始地形的继承(图 9)。u3-u4 组合对应 1 次地震事件及其后续坎前堆积过程:u3 古土壤层形成时,上一次地震形成的断层坎仍然还存在约 10cm 的残留,当 u3 发育成 1 层相对稳定的古土壤层后,发生 1 次地震并形成 0.4m 高的断层崖;地震发生后断层上、下盘同时接受沉积,但是断层两盘上的沉积速率不同,上盘的大于下盘(图 8)。

u5 黄土层在主断层上、下盘的沉积厚度差为 0.5m。根据粒度与磁化率的变化曲线的长周期优势波的特征,断层上、下盘的黄土层均可以细分为 8 个亚层(u5-1 至 u5-8)(图 10)。这 8 个亚层,根据粒度与磁化率的变化曲线的相似程度,又可分成 2 段。上段包括 u5-1 至 u5-6,尽管长周期优势波的峰-谷组合在上、下盘都能基本对应,上、下盘每 1 个亚层的曲线高频域频率和厚度都存在差异,反映了主断层上、下盘在沉积环境上存在的差异;下段包括 u5-7 和 u5-8,无论是长周期优势波还是高频变化,上、下盘之间的相似度都极高,特别是磁化率。u6 古土壤层相对单一,长周期优势波还是高频变化都十分相似,特别是磁化率。而且,u6 古土壤层的沉积厚度也一致,约 0.8m(图 11)。u5-u6 组合对应 1 次地震事件及其后续坎前堆积过程:这一次地震发生在 u6 古土壤层和 u5-7、u5-8 两层黄土亚层形成之后;地震造成了 0.5m 的断层坎(图 10),该断层坎直到 u4 古土壤层形成时仍然还存在约 10cm 的残留(图 9)。

依据细分层和断层两盘地层的对应关系,将 u6 层沉积以来的 3 次断错事件的发生位置和时间作了再限定,它们分别发生在 u5-7、u4 以及 u2 的顶部,对应断层上盘埋深 7.1m、4.7m、2.9m(图 12)。结合本次地层划分、释光年代以及断层上盘的沉积速率,推断第 1 次地震事件(E1)发生在距今 $(48.1 \pm 1.5) \sim (43.2 \pm 2.5)$ ka 接近 45.8ka,第 2 次地震事件(E2)发生在距今 $(35.0 \pm 2.4) \sim (30.6 \pm 1.3)$ ka 接近 32.8ka,第 3 次地震事件(E3)发生在距今 $(26.4 \pm 0.8) \sim (20.9 \pm 0.7)$ ka 接近 23.3ka。这 3 次地震事件都发生在晚更新世,揭示的地震重复间隔约为 11ka(13ka 和 9.5ka)。根据 3 次黄土-古土壤沉积旋回的厚度差,判定 3 次地震的同震垂直位移分别为 0.5m、0.4m 和 1.3m,累计位移 2.2m。

晚更新世以来古地震的研究结果显示,洞峪沟所在断层段的地震活动有 2 个特点:1)地震活动周期长(11ka);2)地震规模不大,除最近一次(23ka)垂直同震位移达到 1.3m 外,其他

2次的同震垂直位移都没有超过0.5m。这与在兴旺峪-柏亭的探槽研究结果(徐岳仁, 2013)存在较大的差异。探槽研究(徐岳仁, 2013)发现了4次古地震, 最老的1次发生在晚更新世(距今(28.6~26.4)ka), 其他3次都发生在全新世中晚期, 分别是距今709a(即1303年洪洞大地震)、距今2655~3300a和5370~5808a, 平均复发间隔约2000a, 而3次地震的同震垂直位移量平均约为2.0m。这种显著的差异表明, 洞峪沟所在断层段的地震活动性明显弱于其北段(探槽揭示的段)。

此外, 洞峪沟剖面揭示了接近10万a以来约14.5m厚的黄土堆积。根据u5-7层以来的3次地震事件所形成的2.2m的累积垂直位移, 获得该段断裂的平均垂直滑动速率约为0.048mm/a。该结果也与以北段的活动速率存在较大差异, 相差1个数量级。其以北段上新世以来的平均垂直滑动速率为0.69mm/a(徐锡伟等, 1993), 全新世以来的垂直滑动速率为0.76~1.49mm/a(徐岳仁等, 2013)。这种差异也同样反映出洞峪沟剖面所在断层段的地震活动性明显弱于其北段(探槽揭示的段)。

5 结论

相对于目视解译与地层划分, 根据高精度粒度与磁化率曲线, 结合释光年代测试结果的精细黄土地层分层, 精度显著提高。不仅可以识别出目视解译难以识别的地层, 矫正目视分层的厚度及地层边界, 还可以提高断层两盘地层的对比精度, 更好地限定古地震发生的时间和同震位移量。据洞峪沟剖面的高精度粒度与磁化率分析得出如下认识:

(1) u6层古土壤形成以来在洞峪沟断层段发生过3次断错事件, 它们分别发生在u5-7、u4以及u2的顶部, 对应断层上盘埋深7.1m、4.7m、2.9m, 发生的年代分别是距今(48.1±1.5)~(43.2±2.5)ka接近45.8ka、(35.0±2.4)~(30.6±1.3)ka接近32.8ka和(26.4±0.8)~(20.9±0.7)ka接近23.3ka。这3次地震事件都发生在晚更新世, 揭示的地震重复间隔约为11ka(13ka和9.5ka)。根据3次黄土-古土壤沉积旋回的厚度差, 判定3次地震的同震垂直位移分别为0.5m、0.4m和1.3m, 累计位移2.2m。

(2) 洞峪沟剖面揭示了接近10万a以来约14.5m厚的黄土堆积。根据u5-7层以来的3次地震事件所形成的2.2m的累积垂直位移, 该断裂的平均垂直滑动速率估计为0.048mm/a。该结果也与以北段的活动速率存在较大差异, 相差1个数量级。

(3) 依据高精度粒度与磁化率曲线变化特征的分层方法, 尽管有效地减小了黄土地区古地震研究的不确定性, 在资料解释方面还存在一定的局限性和不确定性, 有待于做进一步的研究。例如, 粒度分析测试只适用于 $<2000\mu\text{m}$ 的细粒沉积物, 不适用于非黄土地层或者粗颗粒沉积地层。

参 考 文 献

- 程绍平, 杨桂枝. 1991. 活断层研究中的槽探技术 [J]. 世界地震译丛, 13(3): 1—10.
- CHENG Shao-ping, YANG Gui-zhi. 1991. Trenching technology application to active fault research [J]. Translated World Seismology, 13(3): 1—10(in Chinese).
- 邓起东, 汪一鹏, 廖玉华, 等. 1984. 断层崖崩积楔及贺兰山山前断裂全新世活动历史 [J]. 科学通报, 29(9):

557—560.

- DENG Qi-dong, WANG Yi-peng, LIAO Yu-hua, *et al.* 1984. Colluvial wedges of fault scarp and history of faulting on the Helan Shan piedmont fault [J]. *Chinese Science Bulletin*, 29(9): 557—560 (in Chinese).
- 胡小猛, 王杜涛, 陈美君, 等. 2014. 山西临汾盆地末次冰期时段湖相沉积中的 H、D/O 事件记录 [J]. *第四纪研究*, 34: 354—363.
- HU Xiao-meng, WANG Du-tao, CHEN Mei-jun, *et al.* 2014. The study of the records of H and D/O paleoclimatic events during the last glacial period from the lacustrine sediment in Linfen Basin, Shanxi Graben [J]. *Quaternary Sciences*, 34: 354—363 (in Chinese).
- 刘东生. 1966. 黄土的物质成分和结构 [M]. 北京: 科学出版社.
- LIU Dong-sheng. 1966. The Material Composition and Structure of Loess [M]. Science Press, Beijing (in Chinese).
- 刘东生. 1985. 黄土与环境 [M]. 北京: 科学出版社.
- LIU Dong-sheng. 1985. Loess and Environment [M]. Science Press, Beijing (in Chinese).
- 鹿化煜, 安芷生. 1997. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究 [J]. *科学通报*, 42(23): 2535—2538.
- LU Hua-yu, AN Zhi-sheng. 1997. Experimental study on the influence of different pretreatment procedures on the particle-size measurement of loess sediments [J]. *Chinese Science Bulletin*, 42(23): 2535—2538 (in Chinese).
- 冉勇康. 1997. 我国几个典型地点的古地震细研究和大地震重复行为探讨 [D]: [学位论文]. 北京: 国家地震局地质研究所.
- RAN Yong-kang. 1997. Detailed research of paleoearthquakes at several typical regions in China and exploration of recurrence behavior of large earthquakes [D]: Ph D Thesis. Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing (in Chinese).
- 冉勇康, 邓起东. 1999. 古地震学研究的历史、现状和发展趋势 [J]. *科学通报*, 44(1): 12—20.
- RAN Yong-kang, DENG Qi-dong. 1999. History, status and development of paleoseismology [J]. *Chinese Science Bulletin*, 44(1): 12—20 (in Chinese).
- 冉勇康, 李志义, 尤惠川, 等. 1988. 河西走廊黑河口断层上的古地震及年代学研究 [J]. *地震地质*, 10(4): 118—126.
- RAN Yong-kang, LI Zhi-yi, YOU Hui-chuan, *et al.* 1988. The study and dating of paleoearthquake along Heihekou Fault in Hexi Corridor [J]. *Seismology and Geology*, 10(4): 118—126 (in Chinese).
- 田明中, 程捷. 2009. 第四纪地质学与地貌学 [M]. 北京: 地质出版社.
- TIAN Ming-zhong, CHENG Jie. 2009. Quaternary Geology and Geomorphology [M]. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- 王克鲁, 盛学斌, 严富华, 等. 1996. 山西临汾盆地黄土及其形成古环境 [J]. *地震地质*, 18(4): 339—348.
- WANG Ke-lu, SHENG Xue-bin, YAN Fu-hua, *et al.* 1996. The loess and the paleo-environment for its formation in the Linfen Basin of Shanxi Province [J]. *Seismology and Geology*, 18(4): 339—348 (in Chinese).
- 王旭龙, 卢演涛, 李晓妮. 2005. 细颗粒石英光释光测年: 简单多片再生法 [J]. *地震地质*, 27(4): 615—623.
- WANG Xu-long, LU Yan-chou, LI Xiao-ni. 2005. Luminescence dating of fine-grained quartz in Chinese loess—Simplified multiple aliquot regenerative-dose (MAR) protocol [J]. *Seismology and Geology*, 27(4): 615—623 (in Chinese).
- 肖晨曦, 李志忠. 2006. 粒度分析及其在沉积学中应用研究 [J]. *新疆师范大学学报(自然科学版)*, 25(3): 118—123.
- XIAO Chen-xi, LI Zhi-zhong. 2006. The research summary of grain size analysis and its application in the sedimentation [J]. *Journal of Xinjiang Normal University (Natural Sciences Edition)*, 25(3): 118—123 (in

Chinese).

许洪泰. 2010. 探槽技术在古地震研究中的应用 [J]. 华北地震科学, 28(3): 21—23.

XU Hong-tai. 2010. One way to expose paleoseismology trench [J]. North China Earthquake Sciences, 28(3): 21—23(in Chinese).

徐锡伟, 邓起东, 韩竹君. 1993. 霍山山前断裂晚第四纪活动和古地震研究 [A]. 见: 马宗晋主编. 山西临汾地震研究与系统减灾. 北京: 地震出版社. 136—148.

XU Xi-wei, DENG Qi-dong, HAN Zhu-jun. 1993. The late Quaternary activity of the piedmont fault of Mt. Huoshan and paleoearthquake study [A]. In: MA Zong-jin(ed). Earthquake Research and Systematical Disaster Reduction in Linfen, Shanxi. Seismological Press, Beijing. 136—148(in Chinese).

徐锡伟, 计凤桔, 于贵华, 等. 2000. 用钻孔地层剖面记录恢复古地震序列: 河北夏垫断裂古地震研究 [J]. 地震地质, 22(1): 9—19.

XU Xi-wei, JI Feng-ju, YU Gui-hua, *et al.* 2000. Reconstruction of paleoearthquake sequence using stratigraphic records from drill logs: A study at the Xiadian Fault, Beijing [J]. Seismology and Geology, 22(1): 9—19(in Chinese).

徐岳仁. 2013. 山西霍山山前断裂带晚第四纪活动特征研究[D]:[学位论文]. 北京: 中国地震局地质研究所.

XU Yue-ren. 2013. A study on the late Quaternary faulting of the Huoshan piedmont fault zone in the central Shanxi faulted basin belt [D]. Ph D thesis. Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing(in Chinese).

张璞, 陈建强, 田明中, 等. 2005. 沉积物粒度分析在厦门市第四纪环境研究和地层划分对比中的应用 [J]. 地球科学与环境学报, 27(1): 88—94.

ZHANG Pu, CHEN Jian-qiang, TIAN Ming-zhong, *et al.* 2005. Application of sediments grain-size analysis in Quaternary environmental research and its stratum compartmentalization and contrast function in Xiamen Island, Fujian Province [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 27(1): 88—94(in Chinese).

张世民, 王丹丹, 刘旭东, 等. 2007. 北京南口—孙河断裂带北段晚第四纪活动的层序地层学研究 [J]. 地震地质, 29(4): 729—743.

ZHANG Shi-min, WANG Dan-dan, LIU Xu-dong, *et al.* 2007. Sequence stratigraphy study of late Quaternary activities of Nankou-Sunhe Fault in its northern segment, Beijing [J]. Seismology and Geology, 29(4): 729—743(in Chinese).

张宗祜, 张之一, 王芸生. 1989. 中国黄土 [M]. 北京: 地震出版社.

ZHANG Zong-hu, ZHANG Zhi-yi, WANG Yun-sheng. 1989. Chinese Loess [M]. Geological Publishing House, Beijing(in Chinese).

朱海之. 1979. 宁夏中宁发现古地震剖面 [J]. 地震地质, 1(4): 26.

ZHU Hai-zhi. 1979. An ancient earthquake profile in Zhongning County, Ningxia Hui Autonomous Region [J]. Seismology and Geology, 1(4): 26(in Chinese).

朱海之, 陈建英. 1982. 宁夏中卫古地震的若干特点 [A]. 见: 中国地震学会地震地质专业委员会编. 中国活动断裂. 北京: 地震出版社. 282—290.

ZHU Hai-zhi, CHEN Jian-ying. 1982. Some characteristics of paleo-earthquakes in Zhongning County, Ningxia Hui Autonomous Region [A]. In: Committee on Seismogeology, the Seismological Society of China(ed). The Active Faults in China. Seismological Press, Beijing. 282—290(in Chinese).

Aitken M J. 1998. An Introduction to Optical Dating [M]. Oxford University Press, Oxford. 39—50.

Clark M M, Grantz A, Rubin M. 1972. Holocene activity of the Coyote Creek Fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla [J]. U S Geol Surv Prof Paper, 787: 112—130.

Sieh K E. 1978. Pre-historic large earthquake produced by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California

[J]. *J Geophy Res*, 83: 3907—3939.

Zheng H B, Huang X T, Ji J L, *et al.* 2007. Ultra-high rates of loess sedimentation at Zhengzhou since Stage 7: Implication for the Yellow River erosion of the Sanmen Gorge [J]. *Geomorphology*, 85: 131—142.

Zhou L P, Shackleton N J. 2001. Photon-stimulation luminescence of quartz from loess and effects of sensitivity change on palaeodose determination [J]. *Quaternary Science Reviews*, 20: 853—857.

Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. 2007. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130, 000 yr for the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Research*, 67: 152—160.

SIGNIFICANCE OF HIGH-RESOLUTION LOESS STRATIFICATION BASED ON GRAIN SIZE AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITY ANALYSIS TO PALEO-EARTHQUAKE STUDY: A CASE STUDY OF DONGYUGOU LOESS SECTION, AT HONGTONG, SHANXI PROVINCE

WEI Lei-hua^{1,2)} HE Hong-lin¹⁾ JIANG Han-chao³⁾
XU Yue-ren⁴⁾ WEI Zhan-yu¹⁾ GAO Wei¹⁾ ZOU Jun-jie¹⁾

1) *Key Laboratory of Active Tectonics and Volcano, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*

2) *Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China*

3) *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*

4) *Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*

Abstract

As an important technology to paleoseismologic research, trenching has been used to identify paleo-earthquakes recorded in strata, combined with dating technology. However, there have been some bigger uncertainties and limitations. For instance, subtle strata in loess sediment cannot be interpreted only by naked-eye, which seriously affects identifying paleo-earthquake horizon and time. Therefore, how to improve the accuracy and reduce the uncertainty of paleo-earthquake identification is the important problem we are currently facing. Dongyugou loess section, located in the northeastern corner of Linfen Basin, Shanxi Province, cuts across the Huoshan piedmont fault. The section exposes not only the well-developed loess sequence, but also several obvious faulting events. Thus, this loess section is a better site to make a high resolution study to improve the accuracy and reduce the uncertainty of paleo-earthquake identification. Based on the high-resolution grain size and magnetic susceptibility analysis, and associated with visual interpretation by naked-eye, we made a high-resolution stratification of Dongyugou loess section, including high-resolution thickness of each stratum and its upper and bottom boundaries. Based on the high-resolution stratification and their comparison between two fault walls, we identified three earthquake events, which occurred after formation of

u5-7, u4 and u2, corresponding to their stratification depth of 7.1m, 4.7m and 2.9m in hanging wall. Based on results of OSL dating and average sedimentation rate of hanging wall, we estimated that the three events occurred around 45.8ka (between $(48.1 \pm 1.5) \sim (43.2 \pm 2.5)$ ka), 32.8ka (between $(35.0 \pm 2.4) \sim (30.6 \pm 1.3)$ ka) and 23.3ka (between $(26.4 \pm 0.8) \sim (20.9 \pm 0.7)$ ka). According to the thickness difference of three loess-paleosol sedimentary cycles between two fault walls, we calculated the coseismic vertical displacements of the three events as 0.5m, 0.4 and 1.3m, respectively. Compared with other segments of the Huoshan piedmont fault zone, we found the southernmost segment is the weakest, with longer recurrence interval of about 11ka and lower vertical slip rate of 0.048mm/a. The high-accuracy grain size and magnetic susceptibility analysis offers an effective method for reducing the uncertainties of the paleo-earthquake research in loess area.

Key words paleoseismology, grain-size and magnetic susceptibility analysis, visual interpretation by naked-eye, Huoshan piedmont fault, Shanxi graben systems

[作者简介] 卫蕾华, 女, 1990年生, 2015年于中国地震局地质研究所获活动构造专业硕士学位, 电话: 18800184367, E-mail: weilh0216@163.com。