

岷江上游新磨村湖相沉积物粒度端元反演 及其记录的构造和气候事件

钟宁¹⁾, 蒋汉朝²⁾, 李海兵¹⁾, 徐红艳²⁾, 梁莲姬³⁾, 时伟²⁾

1) 自然资源部深地动力学重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037;

2) 中国地震局地质研究所, 北京, 100029; 3) 北京工业大学建筑工程学院, 北京, 100124

内容提要:应用沉积物粒度端元分析模型对岷江上游新磨村湖相沉积高分辨率粒度数据序列进行了反演, 分离出2个端元。根据端元的频率分布曲线和沉积学分析, 并结合岷江上游的地质构造背景, 分析了各端元与研究区物源和古地震活动的对应关系。EM1为震间期的湖泊沉积, 代表风力近源搬运的极细颗粒组分; EM2为极端灾变(地震等)期间的湖泊沉积, 代表风力为主和部分水力近距离搬运的细颗粒组分。对新磨村剖面分离出的EM2百分含量与中值粒径、20~63 μm 、63~200 μm 粒径组分、磁化率值及地球化学比值($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Sr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Rb/Sr 、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$)进行对比分析, 各指标的突变明显受粒度变化控制, 指示可能的地震事件, 进而识别出26次地震事件。为确定地震事件所代表的地震震级, 基于震级与累积砂层厚度关系进行估算, 共获得16次5~6级, 5次6~7级, 5次>7级地震。因此, 采用粒度端元模拟不仅可以分离出不同的粒径组分和各组分百分含量, 有效识别出不同动力组分和沉积动力环境, 还可以较好地厘定出沉积记录的构造事件(地震等)等, 更好地理解构造活动在地质、地貌演化中的作用。

关键词: 粒度; 端元分析模型; 湖相沉积; 古地震; 岷江上游

重建区域的古地震记录, 有助于我们预测未来地震发生的时间和地点。只有对地震多发地区古地震(震级、复发周期等)的了解, 才有可能制定出合理保护人类生命财产和基础设施的方案 (Atakan et al., 2002; Sørensen et al., 2007)。然而, 高山峡谷地貌区缺少第四纪沉积, 有些中强地震也没有明显的地表破裂 (Chen Lichun et al., 2014; Yang Xiaoping et al., 2016; Xu Xiwei et al., 2017), 不利于开挖探槽研究古地震, 揭露的古地震事件也相对较少。迫切需要转变思路, 寻找连续的, 长时间尺度的地震记录。湖泊沉积被认为是最适合古地震研究 (Sims, 1975; Karlin and Abella, 1992; Leroy et al., 2009; Avsar et al., 2014; Jiang Hanchao et al., 2014, 2016, 2017b; Liang Lianji et al., 2018; Zhong Ning et al., 2017, 2019), 因为它们通常形成一个连

续的, 长时间尺度的沉积记录。湖相沉积的粒度、磁化率等指标经常被用来恢复古气候与古环境, 然而在构造活跃地区, 上述指标突然升高、缓慢降低的现象却常常是对古地震或灾变事件的响应 (Karlin and Abella, 1992; St-Onge et al., 2004; Howarth et al., 2012; Jiang Hanchao et al., 2014, 2017b; Liu Weiming et al., 2014; Avsar et al., 2014)。考虑到沉积物向湖泊等输运受物源、地形以及水动力条件等因素的影响, 造成同一沉积环境中沉积物往往是由不同输运机制的组分组成 (Zhang Xiaodong et al., 2006)。因此, 在利用粒度数据进行湖相沉积记录的气候和构造事件研究时, 必须进行子体粒度组分的分离。

随着对沉积古环境、构造过程、人类影响等定量研究的深入, 端元分析模型 (End Member

注: 本文为国家自然科学基金项目 (编号 41807298, 41572346) 和中国博士后基金 (编号 2019M650788) 及中国地质调查局项目 (编号 DD20160271, DD20190059) 资助的成果。

收稿日期: 2019-06-04; 改回日期: 2019-08-20; 网络发表日期: 2019-08-27; 责任编辑: 张永双; 责任编辑: 周健。

作者简介: 钟宁, 男, 1986年生。现为中国地质科学院地质研究所博士后, 构造地质学专业, 研究方向为活动构造与灾变沉积学。Email: zdn2018@126.com。

引用本文: 钟宁, 蒋汉朝, 李海兵, 徐红艳, 梁莲姬, 时伟. 2020. 岷江上游新磨村湖相沉积物粒度端元反演及其记录的构造和气候事件. 地质学报, 94(3): 968~981. doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2019099.
Zhong Ning, Jiang Hanchao, Li Haibing, Xu Hongyan, Liang Lianji, Shi Wei. 2020. End member inversion of Xinmocun lacustrine sediments in the upper reaches of the Minjiang River and its recorded tectonic and climate events. Acta Geologica Sinica, 94(3): 968~981.

Modeling) (Weltje, 1997; Weltje and Prins, 2003, 2007; Dietze et al., 2012; Paterson and Heslop, 2015)已成为地学领域中用来反演多组分沉积物粒度数据的有力工具。成功地对许多沉积类型的沉积物粒度数据进行了反演,包括浊流沉积(Weltje and Prins, 2003)、冰川沉积(Prins et al., 2002; Weltje and Prins, 2007)、风成沉积(Moreno et al., 2002; Jiang et al., 2017a)、湖相沉积(Liu Xingqi et al., 2009; Dietze et al., 2012; Jiang Hanchao et al., 2017b)和海洋沉积(Zhang Xiaodong et al., 2006, 2015; Wan Shiming et al., 2007)等,分离出了风力、河流、海流、冰川等对沉积物输运与沉降的影响。通过分离出端元相对含量的变化来揭示风力、河流、海流等变化规律,进而在古气候等重建方面显示出巨大的应用价值。

2008 年以来,青藏高原东缘发生了汶川、玉树、芦山、九寨沟等 4 次 7 级以上的地震,区域上更是超过 20 个 $>M5$ 历史地震,显示该区具有很强的地震活动性(Zhong Ning, 2017)。然而,青藏高原东缘为高山峡谷地貌,长期快速剥蚀、滑坡等地质灾害频繁,人为破坏严重,因而同震的地表破裂不宜保存,使得探槽开挖困难,阻碍了区域古地震的研究。岷江上游至少发育 5 个晚第四纪的古堰塞湖群(Wang

Lansheng et al., 2007),有大量且连续的湖相沉积,无论是软沉积物变形还是高分辨率指标变化,可能较好地记录了地震信号(Wang Ping et al., 2011; Jiang Hanchao et al., 2014, 2016, 2017b; Liang Lianji and Jiang Hanchao, 2017; Zhong Ning et al., 2019)。因此,本文将利用端元模拟方法,对岷江上游茂县叠溪新磨村古堰塞湖沉积粒度数据(Jiang Hanchao et al., 2014)进行分析,结合地球化学数据(Liang Lianji and Jiang Hanchao, 2017),试图提取湖相沉积记录的构造(地震等)等信息,并讨论其记录的震级大小。

1 研究区背景

新磨村湖相沉积剖面位于岷江上游茂县叠溪海子旁($32^{\circ}4'3.19''N$, $103^{\circ}42'45.65''E$, 海拔 2219.81m),地处青藏高原东缘向四川盆地过渡地带(图 1a)。地貌类型复杂,以高山峡谷为特征,河谷深切,岭谷高差悬殊。本区受西风带、高原季风、东亚冬季风和西南季风的影响,夏季主要受西南季风以及太平洋副热带高压控制,降雨较多,冬季主要受来自高原和北方的冷高压控制,降水少。区域出露主要是三叠纪石英砂岩、钙质粉砂岩及千枚岩;二叠纪碎屑岩和千枚岩;石炭纪千枚岩和灰岩;泥盆纪

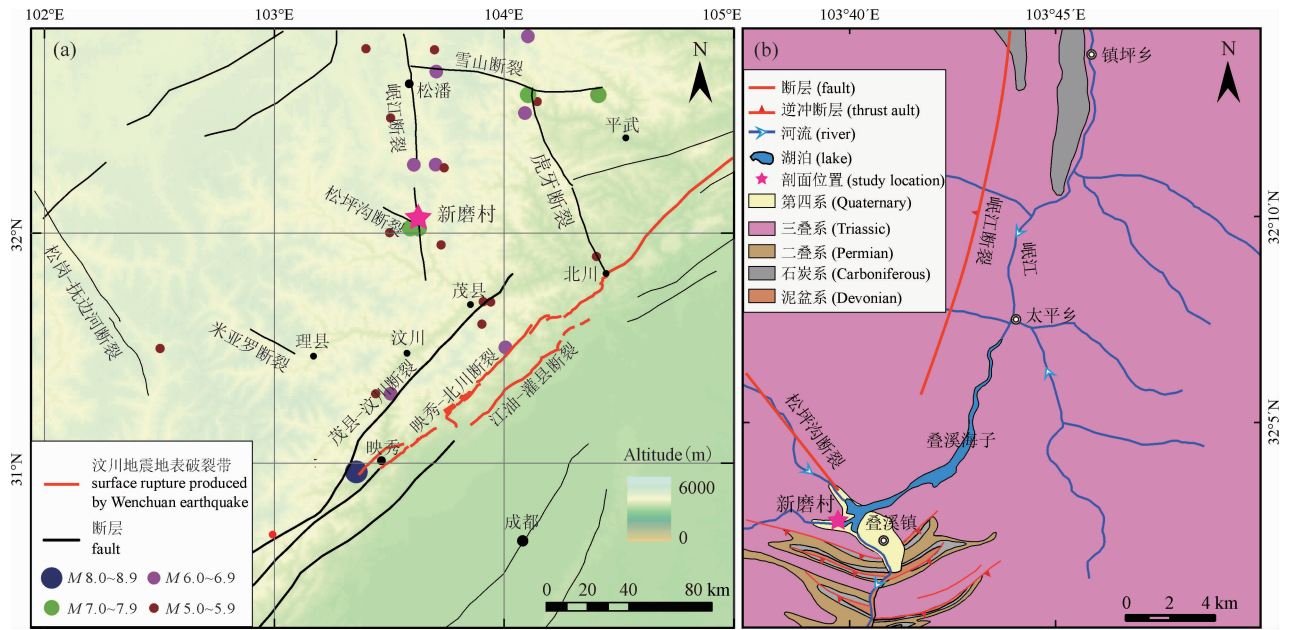


图 1 青藏高原东缘主要活动断裂分布(据 Ran Yongkang et al., 2014 修改)、 ≥ 5.0 级历史地震分布(据 Zhong Ning, 2017)、新磨村区域位置图(a)及区域地质简图和新磨村湖相沉积剖面位置(b)

Fig. 1 Active tectonics of eastern Tibetan Plateau (modified from Ran Yongkang et al., 2014), the spatial distribution of historical earthquakes ($M\geq 5.0$) in the study area (after Zhong Ning, 2017) and location of the Xinmocun section (a); Geological map of the study area and location of the Xinmocun lacustrine section (b)

石英状砂岩、千枚岩及灰岩。千枚岩通常被强烈风化破碎成碎片(图 1b)。

岷江上游地处“南北向地震构造带”中段的北中部,受岷江断裂带、虎牙断裂及龙门山逆冲推覆构造带的影响(Wang Ping et al., 2011)(图 1a)。区域中强地震频发,曾发生 2017 年九寨沟 7.0 级地震、2008 年汶川 8.0 级地震、1976 年松潘-平武 7.2 级地震、1933 年叠溪 7.5 级地震等一系列强震。2008 年汶川地震后,研究区发现大量地震诱发型滑坡(Dai Fuchu et al., 2011; Xu Hongyan et al., 2015; Zhang Yongshuang et al., 2014)和堰塞湖(Mao Xue, 2011; Li Yanhao et al., 2015)。最近的地球物理和地球化学数据表明,研究区频繁的地震引发了大量的滑坡,从而产生大量的粉尘,随后由风力搬运到堰塞湖中并迅速沉积,因而记录了地震事件(Jiang Hanchao et al., 2014; Liang Lianji and Jiang Hanchao, 2017)。Li Yanhao et al. (2015)从区域降雨特点、滑坡坡形特点、地震震级大小与滑坡面积对应关系等方面入手对岷江上游大量滑坡成因展开探索性研究。初步认为,岷江上游地区晚更新世以来发育的大量滑坡由降雨触发的可能性很小,绝大部分可能为地震触发。因此,地震高烈度区,不仅是崩塌、滑坡(Zhang Yongshuang et al., 2017)和泥石流等地质灾害的频发区,也是堰塞湖的高发区(Nie Gaozhong et al., 2004)。1933 年叠溪地震后,岷江上游形成一系列的滑坡堰塞湖(Nie Gaozhong et al., 2004; Wang Ping et al., 2011; Xu Hongyan et al., 2015)。

2 样品和分析方法

对新磨村湖相沉积剖面按 1 cm 间隔取样,共 1100 个样品。取 0.2g 样品,放入 400 mL 的烧杯中,加入 20 mL 30% 的双氧水(H_2O_2),摇匀并加热煮沸至反应平静,目的是去除原样中的有机质;待烧杯温度降至室温后,加入 10mL 10% 的盐酸(HCl),去除样品中的碳酸盐,冷却 30min 后加入去离子水至满杯,静置 24h,以去除酸性离子。样品测量前,加入 10 mL 0.05N 的分散液($NaPO_3$)₆,并超声震荡 10min,使样品充分分散。然后使用英国 Malvern 2000 型激光粒度仪进行粒度测量。仪器测量范围为 0.01~2000 μm ,粒径分辨率为 0.01 μm ,重复测量相对误差 < 1% (Chang Zhigang et al., 2010)。实验在中国科学院地质与地球物理研究所新生代环境实验室完成。测量出的粒径主要分

布在 1~300 μm 范围内,样品的粒度分布曲线见图 2a,在 10 μm 和 30 μm 存在 2 个明显的峰。

利用 AnalySize 软件(Paterson and Heslop, 2015),在 Matlab 2012b 平台上对新磨村剖面粒度数据进行计算,参数选择广义的高斯偏度模型(SGG)(Egli, 2003, 2004)。根据 Weltje 的端元分析模型,复相关系数(r^2)表示粒度实测数据被端元拟合的程度(Weltje, 1997; Weltje and Prins, 2003);角度值(θ)表示实测数据与模拟数据的相似度(Paterson and Heslop, 2015)。为了能够得出较好拟合粒度数据的最小端元数目,在假设端元数为 2、3、4、5 的情况下,对每一粒级复相关系数及其角度平均值进行计算,计算结果见图 2b、c。端元数为 2 时(EM2),平均复相关系数为 0.977,角度平均值为 7.1;反演出 2 个端元的频率分布曲线刻画出了总体粒度分布曲线的 2 个峰,说明 2 个端元能够满足大部分粒级拟合的要求。端元数为 3(EM3)、4(EM4)和 5(EM5)时,平均复相关系数为 0.992、0.997 和 0.997,角度平均值为 4.1、2.6 和 2.5;平均复相关系数和角度值增加不明显(Zhang Xiaodong et al., 2006)。根据端元分析方法选取端元数量应尽量少的原则(Weltje, 1997),因此我们选择 2 个端元对该组粒度数据进行反演。

3 结果与讨论

3.1 对 2 个端元的解释

分离出 2 个端元(EM1、EM2)的粒度频率都是单峰的,其分布接近正态分布(图 2d)。EM1 的众数为 9.30 μm ,粒径范围主要集中在 0.3~40 μm ; EM2 的众数为 31.52 μm ;粒径范围集中在 4~200 μm 。EM1 和 EM2 的含量变化分别为 21.96%~100% 和 0~78.04%;平均值为 72.75% 和 27.25%。EM1 属于黏土和粉砂的范畴,EM2 属于粉砂和细砂的范畴。2 个端元与粒度频率分布曲线的 2 个峰对应很好(图 2a)。

早期已经证明新磨村湖相沉积显示风成因特点,多为风力搬运并快速沉积在湖泊中(Jiang Hanchao et al., 2014),其物源更多来自于近源地区(Liang Lianji and Jiang Hanchao, 2017)。对于湖相沉积物源为风力搬运来说:其粒度变化主要由风力强度变化或者物源突然增加所致,>63 μm 的百分含量可作为极端事件指标(Mao Xue, 2011);而 <20 μm 的百分含量则反映了正常情况下的粉尘和背景沉积(Cao Junji et al., 2001; Jiang Hanchao et al.,

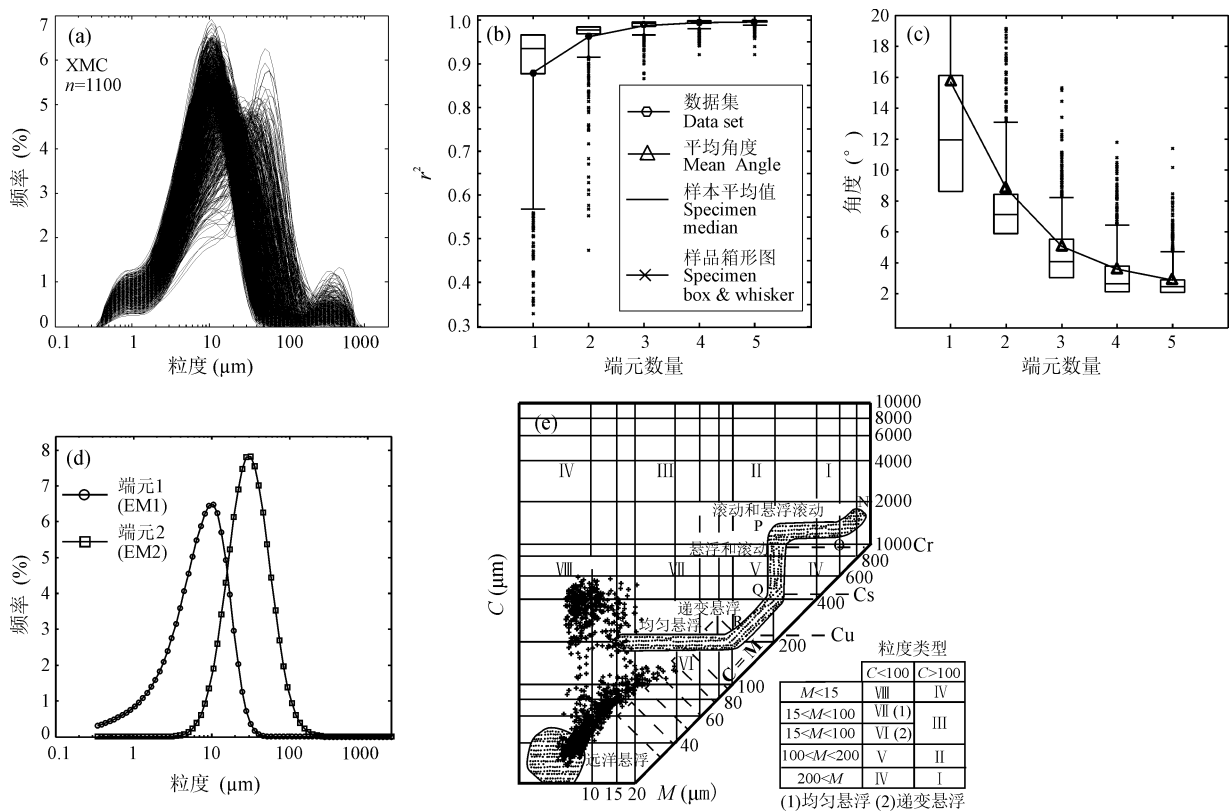


图 2 新磨村湖相沉积物粒度数据端元分析结果

Fig. 2 End member analysis results of the Xinmocun lacustrine sediment grain size data

(a)—全部样品的粒度频率分布曲线;(b)—端元数复相关系数;(c)—端元数的角度平均值;
(d)—2 个端元粒度频率分布曲线;(e)—样品的 C-M 图

(a)—Grain size frequency distribution of the Xinmocun lacustrine sediment;(b)—correlation map between multiple correlation coefficient (r^2) and number of end-member;(c)—mean angle (degrees) and the number of end-member;
(d)—grain size frequency distributions for two selected end members;(e)—C-M plots of the Xinmocun lacustrine samples

2017b)。另有研究表明, $>32\text{ }\mu\text{m}$ 的颗粒即使在极其猛烈的风力下,也很难在空中进行长距离的搬运,至多几百千米(Tsoar and Pye,1987),多为近源沉积。根据以上结论以及 EM1 和 EM2 的频率分布特征,初步认为 EM1 为震间期的湖泊沉积;EM2 为极端灾变(地震等)期间的湖泊沉积。结合本区域风力和水动力环境,估计 EM1 对应于风力近源搬运的极细颗粒组分;EM2 对应于极端灾变事件(地震等),以风力为主和部分水力近距离搬运的细颗粒组分。

3.2 2 个端元记录的气候与构造事件

Jiang Hanchao et al. (2014)基于新磨村剖面粒度和磁化率值突然升高、缓慢降低的现象,识别出 26 个可能的地震事件层(编号 1~26,黑色数字,灰色框宽度代表事件层的厚度);编号 27~30(灰色数字)代表非事件层。基于新磨村剖面分离出 2 个端元的粒径范围,按照 $<20\text{ }\mu\text{m}$ 、 $20\sim63\text{ }\mu\text{m}$ 、 $63\sim200$

μm 对其粒径重新分类,分别代表黏土及细粉砂、粗粉砂和细砂的含量。选择 EM1 和 EM2 的百分含量与粒度($<20\text{ }\mu\text{m}$ 、 $20\sim63\text{ }\mu\text{m}$ 、 $63\sim200\text{ }\mu\text{m}$)和磁化率值进行对比,对早期识别的 26 个可能的地震事件层再次分析和验证(图 3)。结果显示各事件层在中值粒径、 $20\sim63\text{ }\mu\text{m}$ 、 $63\sim200\text{ }\mu\text{m}$ 粒径组分、EM2 百分含量和磁化率值曲线上,都具有突然升高,缓慢降低的趋势。各事件层的峰值均超过中值粒径(10.54%)、 $20\sim63\text{ }\mu\text{m}$ (19.37%)、 $63\sim200\text{ }\mu\text{m}$ (2.72%)、EM2(27.25%)及磁化率值(9.15)的平均值;而低于 $<20\text{ }\mu\text{m}$ (76.86%)和 EM1(72.75%)的平均值。EM1 和 EM2 的百分含量,分别与 $<20\text{ }\mu\text{m}$ 和 $20\sim63\text{ }\mu\text{m}$ 的粒径组分比较一致。

Liang Lianji and Jiang Hanchao(2017)通过传统 XRF 和高分辨率扫描 XRF 地球化学测量方法,对新磨村剖面开展系统的湖相沉积地球化学研究。结果表明,新磨村湖相沉积物 $>16\text{ }\mu\text{m}$ 的粒度组分、

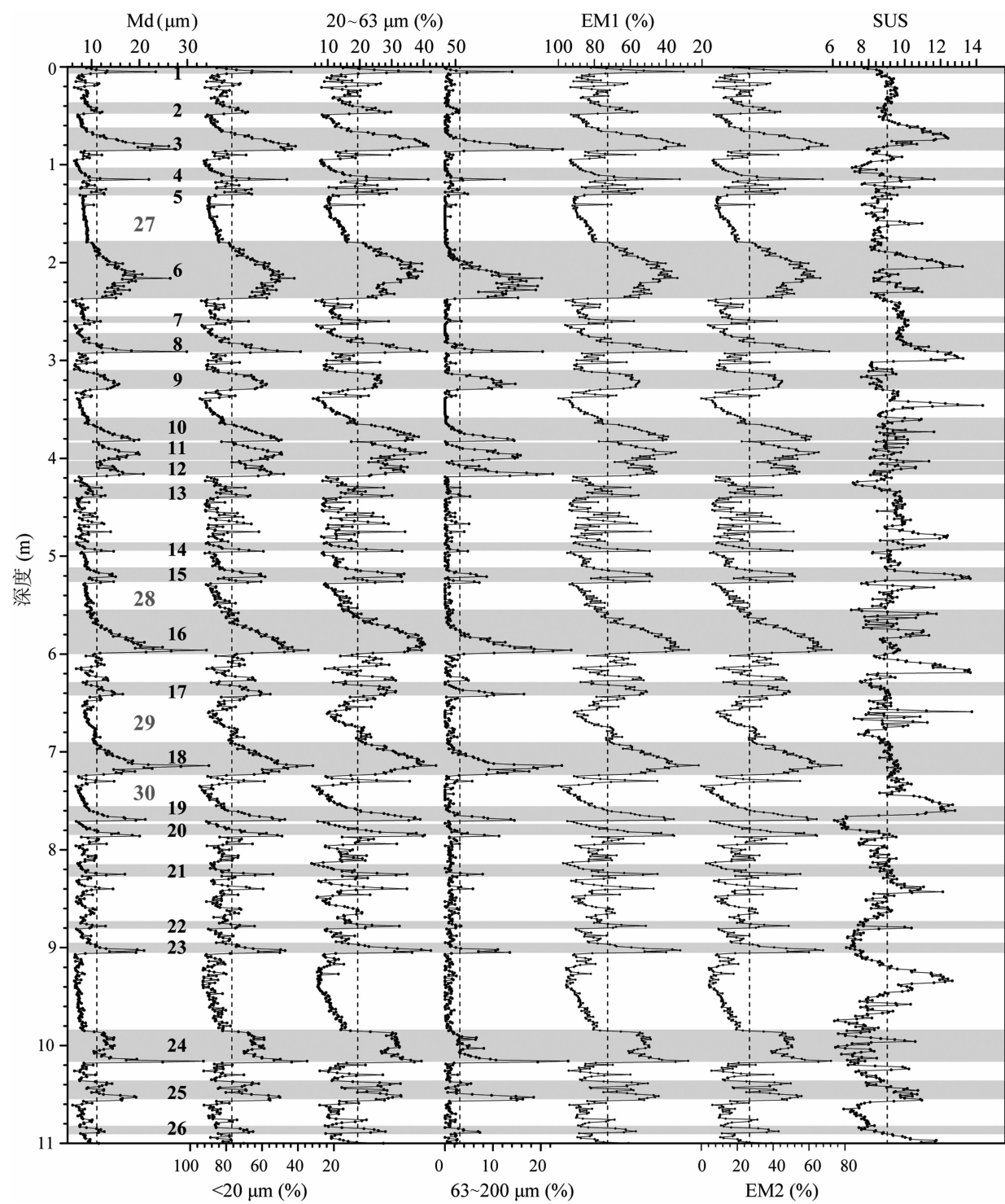


图 3 新磨村剖面端元百分含量、粒级组成及磁化率值变化(虚线代表平均值线)

Fig. 3 Variations of two end members, grain-size distribution and SUS record of the Xinmocun section (the dotted line represents the average line)

地球化学比值如 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Sr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Rb/Sr 、 $\text{NaO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 均反映近源地区物质来源的突然变化,可以作为构造活跃地区揭示地震事件的敏感指标。高分辨率扫描 XRF 元素强度比值与传统 XRF 测量的元素含量同步,如 Si/Al 、 Ti/Al 、 Ca/Al 、 Sr/Al 、 Zr/Rb 、 Rb/Sr 等指标均能反映短暂的地震事件。因此,我们把新磨村剖面的中值粒径、 $20\sim63\ \mu\text{m}$ 、 $63\sim200\ \mu\text{m}$ 粒径组分、EM2 百分含量、磁化率与 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Sr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Zr/Rb 、 Rb/Sr 比值

进行对比分析(图 4)。显然,新磨村剖面的端元百分含量、磁化率、常量元素及微量元素比值明显受粒度变化控制。各事件层(1、2、24、25、26 缺少地球化学数据)端元百分含量、磁化率值、常量元素及微量元素比值曲线上,都能清晰发现异常值的突然升高或降低,缓慢降低或升高的趋势,并与粒度的中值粒径、20~63 μm 和 63~200 μm 粒径组分变化同步,指示可能的地震事件。需要指出的是,粒度端元模拟终归也只是一种近似模拟多元混合的数学方法,由于多物源多传输动力和地质条件的复杂性,要真正的完全分离沉积记录的构造和气候事件所代表的组分是极其困难的,这还需要在以后的工作中进一

步检验和完善。

3.3 事件层与非事件层沉积学分析

C-M 图是应用每个样品的 C 值和 M 值绘制的图形。C 是粒度分析资料累积曲线上颗粒含量 1% 处对应的粒径, M 值是累积曲线上 50% 处对应的粒径,即粒度中值(Passeg,1964)。C 值与样品中最粗颗粒的粒径相当,代表风或水动力搅动开始搬运的最大能量;M 值是中值,代表风或水动力的平均能量。

图 2e 是新磨村剖面样品的 C-M 图, M 值分布在 5~35 μm , 而 C 值范围在 30~600 μm 。C 值 < 150 μm 的数据点基本上平行于 C=M 基线,类似递变悬浮沉积,由上往下粒度逐渐变细,代表分选较好

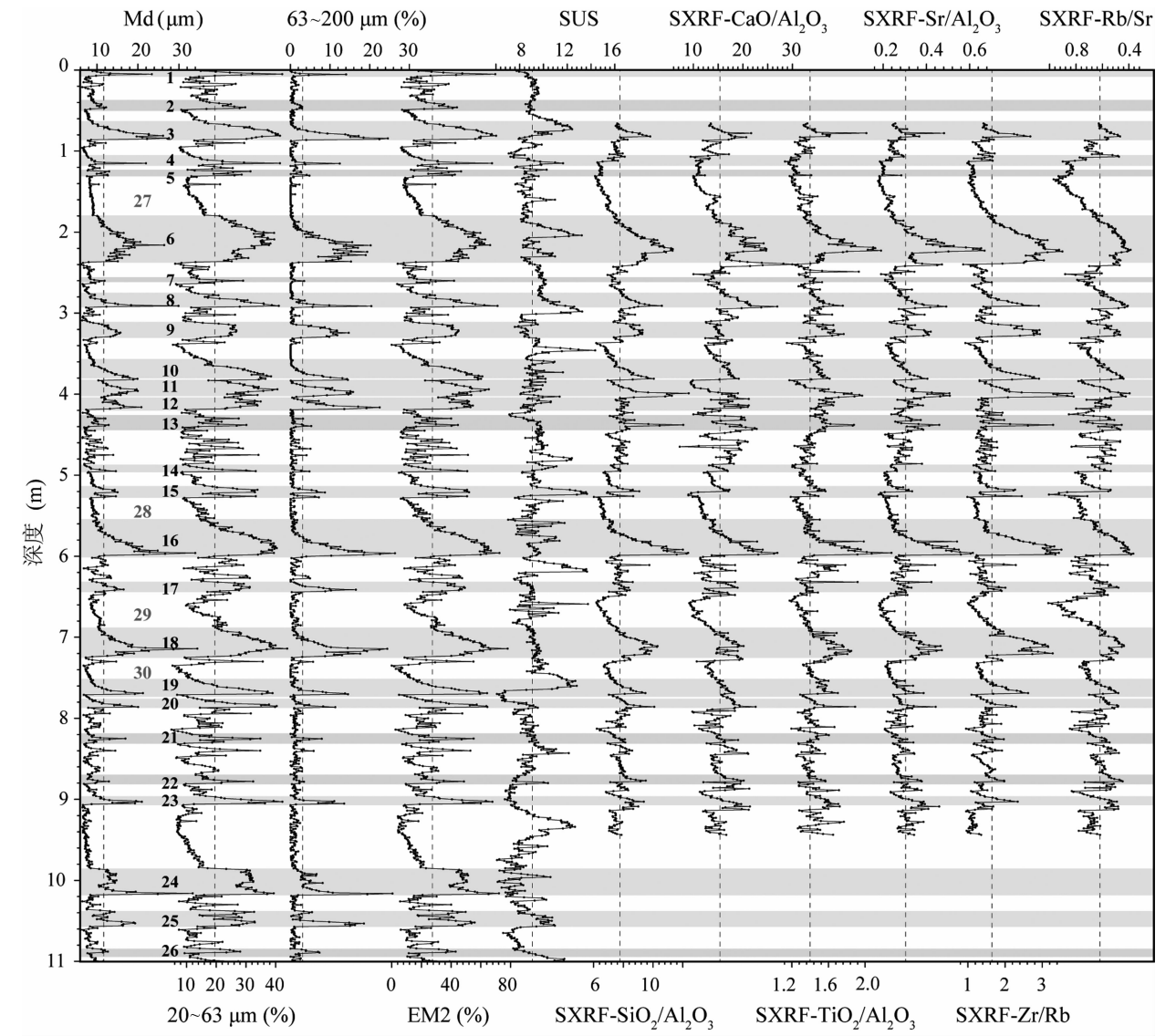


图 4 新磨村剖面 EM2 百分含量、粒径组成、磁化率值及元素比值 (Liang Lianji and Jiang Hanchao,2017)变化(虚线代表平均值线)

Fig. 4 Variations of two end members, grain-size distribution, SUS and element ratios (Liang Lianji and Jiang Hanchao,2017) record of the Xinmocun section (the dotted line represents the average line)

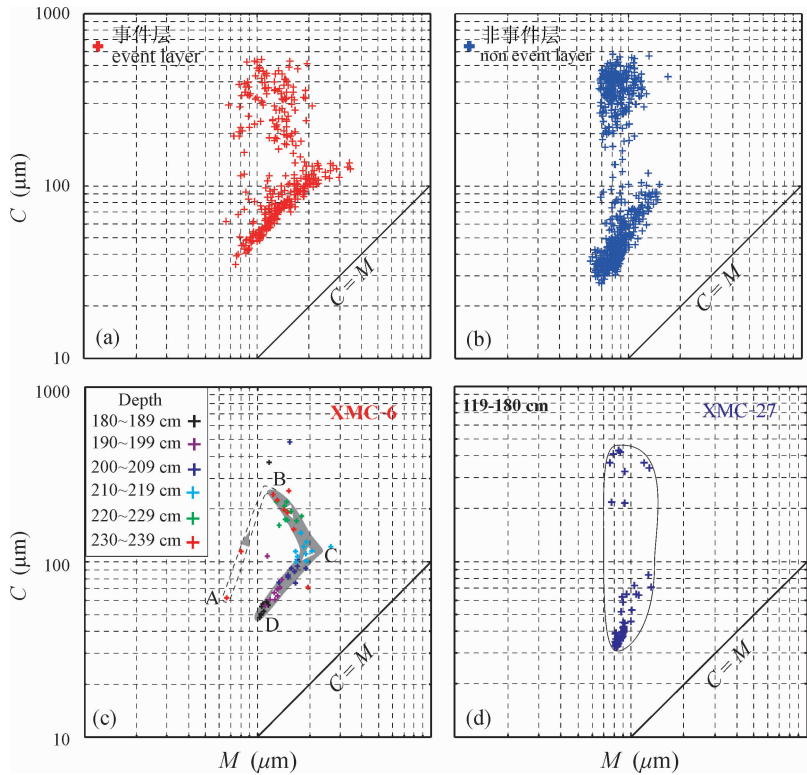


图 5 新磨村剖面样品的 C-M 图

Fig. 5 The Xinmocun lacustrine samples on the C-M plot

(a)—事件层;(b)—非事件层;(c)—6 事件层;(d)—27 非事件层

(a)—Event layers; (b)—non-event layers; (c)—the sixth event layer; (d)—the twenty-seventh non-event layer

的粉砂和黏土沉积。 C 值 $>150\text{ }\mu\text{m}$ 的数据点, M 值变化范围仅在 $7\sim20\text{ }\mu\text{m}$, C 值却变化很大,从 $100\sim600\text{ }\mu\text{m}$,类似均匀悬浮;而 M 值却很小,分选也较差。以上分析可知,新磨村湖相沉积至少有两个动力搬运组分,分为均变沉积(正常沉积作用)和灾变沉积(事件沉积作用)。

图 5a-b 为新磨村剖面事件层与非事件层的 C-M 图。事件层和非事件层的 C 值基本上都在 $30\sim500\text{ }\mu\text{m}$ 之间;表明二者都保持稳定且强劲的搬运动力。 M 值分别在 $7\sim40\text{ }\mu\text{m}$ 和 $6\sim15\text{ }\mu\text{m}$ 之间波动,说明事件层颗粒较粗,其可能的原因是地震等灾变事件导致物源突然增加所致。为了更清晰地展现事件层的沉积过程和搬运动力变化,我们选择 6 事件层(图 5c)与 27 非事件层(图 5d,f),按照事件层的沉积序列,从底到顶每 4~10 个样品(代表 4~10 cm 厚度)为一组,进行 C-M 投图。结果显示事件层具有相同或相似的变化趋势:最初位于 AB 段, C 值和 M 值突然增加;随后位于 BC 段, C 值减小, M 值增加的;最后位于 CD 段, C 值和 M 值都逐渐减小,并平行于 $C=M$ 基线(图 5c)。基本对应于地震发生时粗颗粒碎屑物质的突然释放;地震短时间尺度

内粗碎屑颗粒与细颗粒物充分混合阶段;震后长时间尺度,以分选好的细颗粒沉积阶段。而非事件层的 C 值和 M 值都比较小且比较集中,代表分选好的极细颗粒沉积(图 5d)。

沉积物的粒度参数如分选系数(St)、偏度(Sk)与平均粒径(Mz)之间的相关关系经常被用来探讨沉积环境的能量变化及物质来源(Vandenbergh et al., 1985; Miousse et al., 2003)。例如,平均粒径反映沉积物搬运动力的平均强度(Folk and Ward, 1957);标准偏差(Sd)通常用来量化粒度的分散和集中状态(Sun Youbin et al., 2003);偏度表示频率曲线对称性的参数,对粒度的分布变化比较敏感(Folk and Ward, 1957);峰度(Kg)表示概率分布形状,用以描述沉积动力的变化(Folk and Ward, 1957)。

图 6 是新磨村剖面 6 事件层和 27 非事件层的平均粒径、分选、偏度和峰度变化图。6 事件层的平均粒径有 AB 段($5.99\sim7.53\text{ }\Phi$, 平均 $6.55\text{ }\Phi$)、BC 段($5.63\sim6.20\text{ }\Phi$, 平均 $5.95\text{ }\Phi$)和 CD 段($5.96\sim6.73\text{ }\Phi$, 平均 $6.42\text{ }\Phi$) 3 个变化区间(图 6a~c),显示出粒度突然变粗,缓慢变细,进而逐渐变细的趋势。6 事件层的分选也具有 3 段式演化模式(图 6a),分

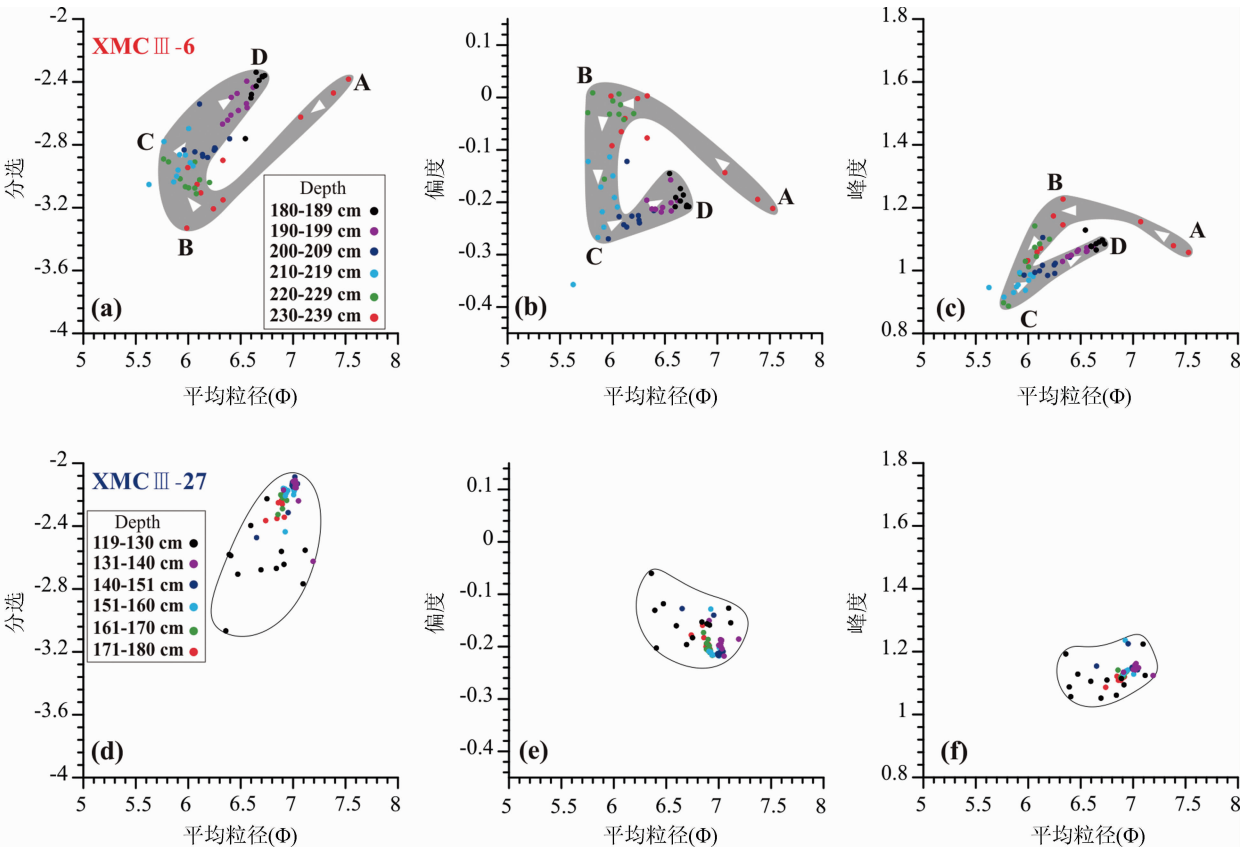


图 6 新磨村剖面 6 事件层与 27 非事件层样品的平均粒径与分选、平均粒径与偏度、平均粒径与峰度对比图

Fig. 6 Correlation maps of M_s (mean grain size) vs. sorting, M_s vs. skewness, M_s vs. Kurtosis, for event layers (6) and non-event layers (27) of samples from the Xinmocun section

选好的 AB 段(−3.33~−2.38, 平均−2.91), 分选好的 BC 段(−3.11~−2.70, 平均−2.96)和分选更好的 CD 段(−2.88~−2.34, 平均−2.60), 与平均粒径具有很好的对应关系。6 事件层的偏度也具有 3 段式演化模式(图 6b), 负偏到近对称的 AB 段(−0.21~0.00, 平均−0.09), 极负偏到近对称的 BC 段(−0.36~0.01, 平均 0.01)和负偏到正偏的 CD 段(−0.27~−0.12, 平均−0.21)。6 事件层的峰度也具有 3 段式演化模式(图 6c), 窄的 AB 段(1.03~1.23, 平均 1.11), 中等到窄的 BC 段(0.89~1.14, 平均 0.99)和中等到窄的 CD 段(0.98~1.13, 平均 1.05)。27 非事件层的平均粒径为 6.36~7.19 Φ , 平均 6.9 Φ (图 6d-f), 分选为−3.07~−2.09, 平均−2.30(图 6d), 偏度为−0.22~−0.06, 平均−0.19(图 6e), 峰度为 1.05~1.24, 平均 1.13(图 6f), 粒度总体较细, 分选好, 分布比较集中且无明显变化趋势。

4 古地震震级讨论

强烈地震($M \geq 5$)不仅会导致饱含水未固结沉

积物液化或流化作用形成软沉积物变形, 还会产生大量的碎屑物质(滑坡、粉尘等), 通过风或水搬运到湖泊沉积, 形成一系列的浊积岩(Howarth et al., 2012)。地震震动还会引发湖盆斜坡或湖泊岸坡沉积物的不稳定, 导致近端块体搬运(滑坡、崩塌等)(Katz et al., 2009)和远端的浊流沉积(地震浊积岩等)(Aydın et al., 2014)。当地震发生时, 首先会导致未固结的湖相沉积物形成软沉积物变形, 随后滑坡、粉尘等碎屑物质被搬运到湖泊中, 堆积到软沉积物变形层之上, 形成地震事件层(地震后快速沉积的砂层)(Jiang Hanchao et al., 2014, 2017b)。进一步的研究发现, 青藏高原东缘理县湖泊沉积中软沉积物变形层上部均存在不同厚度的砂层(地震事件层), 这些软沉积物变形与粒度和磁化率记录显示出良好的一致性(Jiang Hanchao et al., 2016, 2017b); 分别代表同震的变形层和震后快速沉积的砂层。早期研究者证实了软沉积物变形的扰动层或液化均一层厚度与地震强度或震级具有一定的正相关关系(Hibsch et al., 1997; Rodríguez Pascua et al., 2003)。那么, 地震事件层或者块体搬运沉积累积的

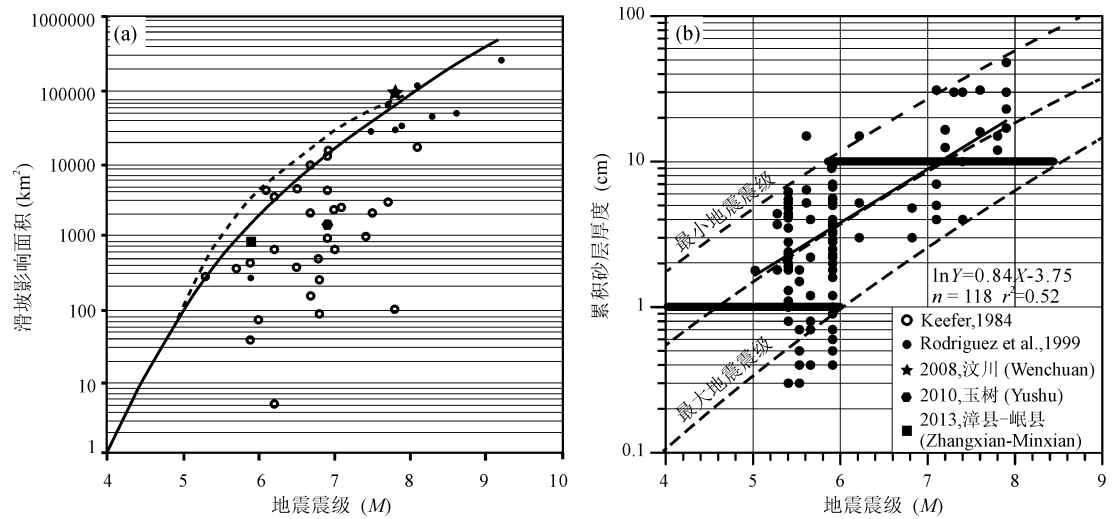


图 7 滑坡面积与地震震级关系(a) (据 Keefer,1984;Xu Chong et al.,2014;Li Yanhao et al.,2015 整理) 及累积的砂层沉积厚度与地震震级关系(b) (据 Zhong Ning,2017)

Fig. 7 Area affected by landslides in earthquakes of different magnitudes(a)

(according to Keefer,1984;Xu Chong et al.,2014;Li Yanhao et al,2015 compilation)

and cumulative sand sediment thickness in earthquakes of different magnitudes(b)(after Zhong Ning,2017)

厚度(地震后快速沉积的砂层)与地震强度是否存在相关关系? 前人研究表明,本研究剖面的地震事件层与研究区频繁的地震引发大量的滑坡、粉尘等碎屑物质,随后由风力搬运到堰塞湖中并迅速沉积有关(Jiang Hanchao et al.,2014;Liang Lianji and Jiang Hanchao,2017)。也就是说,地震事件层与区域范围内的滑坡存在某种必然的联系。

Keefer(1984)较早利用 1911~1980 年间全球范围内 40 次地震滑坡的资料对滑坡与地震参数定量关系进行了研究,给出了地震诱发滑坡的最小震级为 4.0 级,并绘制了地震滑坡影响面积与地震震级的统计曲线(图 7a)。后来,Rodríguez et al.(1999)和 Xu Chong et al.(2014)又对其进行了补充和完善。总的来说,滑坡随地震震级的增大而增加,尤其是在高山峡谷地区,一次大型地震可以诱发数以万计的滑坡。滑坡、崩塌产生的粗颗粒和粉尘等碎屑物质,通过风力或水力搬运在湖泊中迅速沉积,堆积形成厚层的砂层,代表其沉积时期的地震事件。理论上震级越大,产生的滑坡面积越大,滑坡量也越多,流域范围内或其附近湖泊中快速堆积的砂层也越厚,即为累积的沉积砂层厚度。基于这种假设,Zhong Ning (2017)统计了公元 181~2010 年间法国、土耳其、新西兰、智利等 32 次地震导致流域内或其周围湖泊中块体搬运沉积的碎屑物质急剧增加,并堆积形成向上变细的砂层(地震事件层);并建立了震级与累积的砂层厚度关系图(图 7b)。统计

资料显示,随着地震震级越大($M4.0\sim M9.0$),累积的砂层厚度($0.1\sim 50\text{ cm}$)越厚,并具有一定的正相关关系,协方差 $r^2=0.52$ 。当累积砂层厚度为 1 cm,对应的震级为 $M4.0\sim M6.0(5.0\pm 1.0)$;累积砂层厚度为 10 cm,对应的震级为 $M5.8\sim M8.4(7.1\pm 1.3)$ 。假设湖泊流域范围内或周围的滑坡、粉尘等碎屑物质是由地震触发,并被搬运到湖泊中沉积,那么就可以利用事件层累积的砂层厚度,推测地震事件层沉积期对应的地震震级或强度。早期研究已经证明岷江上游地区晚更新世以来发育的大量滑坡由降雨触发的可能性很小,绝大部分可能为地震触发(Li Yanhao et al.,2015)。因此,根据新磨村事件层的厚度,推测各事件沉积时期的古地震震级,初步识别了 16 次 5~6 级,5 次 6~7 级,5 次 >7 级地震。新磨村剖面的沉积时代为 10.63~18.65 ka (Jiang Hanchao et al.,2014),推测大地震($M>7$)复发周期约 1600 年。

5 事件层与非事件层粒度和磁化率值变化的受控因素

为探讨新磨村剖面事件层的粒度和磁化率是否受到气候因素影响,基于已有的年代学数据(Jiang Hanchao et al.,2014),选取中值粒径(Md)、磁化率和 EM1 百分含量,与同时期青藏高原东部西门错的平均温度和降水量(Herzschuh et al.,2014)、黄土高原邠山平均温度(Peterse et al.,2011)、山西公

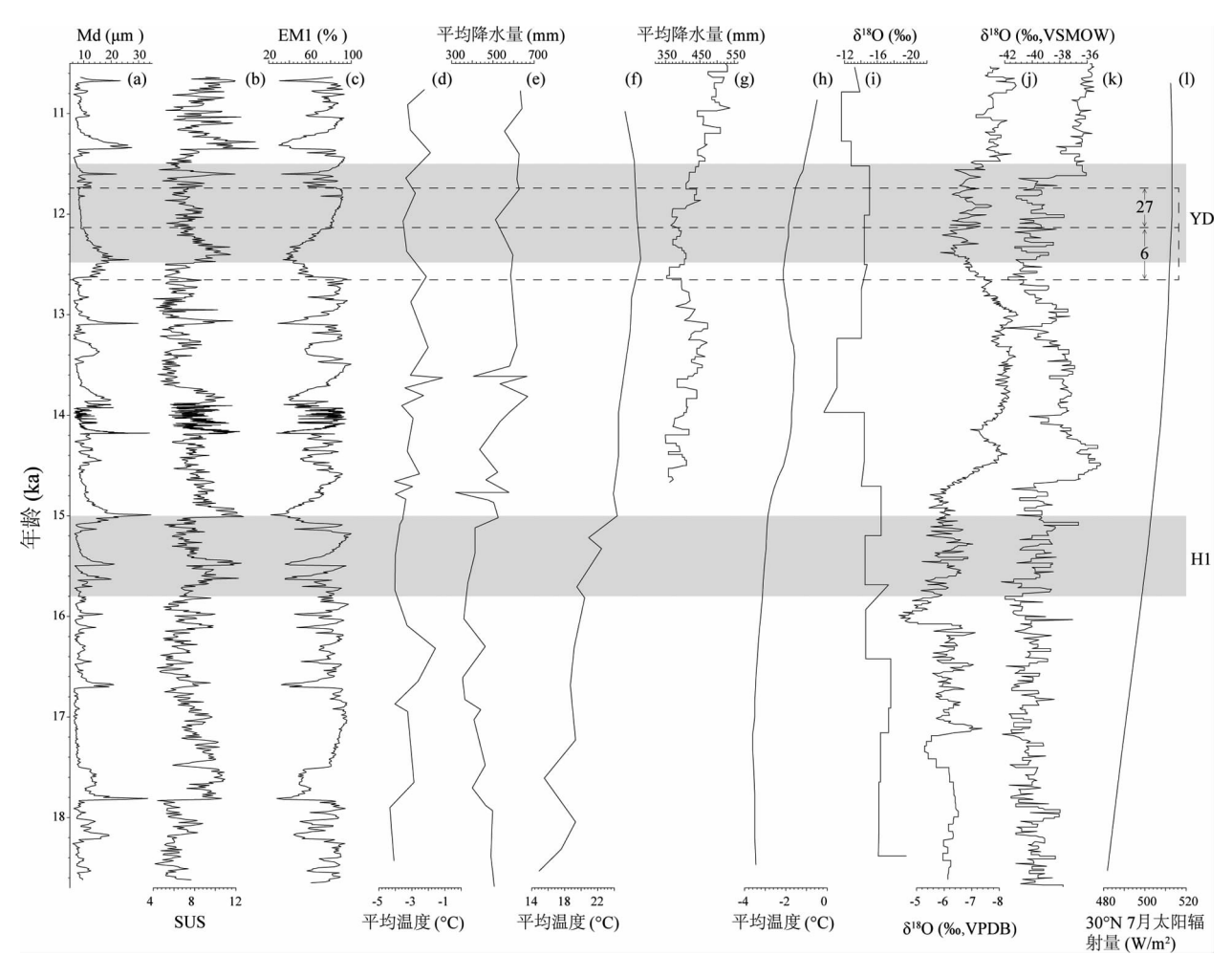


图 8 10.63~18.65 ka 期间新磨村剖面中值粒径(*Md*)、磁化率 SUS 和 EM1 百分含量与区域古气候资料对比图

Fig. 8 Comparison of Xinmocun grain-size distribution, SUS and EM1 records with other paleoclimatic indicators records during 10.63~18.65 ka

(a~c)—新磨村剖面中值粒径、磁化率和 EM1 百分含量(本研究);(d~e)—青藏高原东北部西门错的平均温度和降水量(据 Herzs Schuh et al., 2014);(f)—黄土高原邛山平均温度(据 Peterse et al., 2011);(g)—山西公海平均降水量(据 Chen Fahu et al., 2015);(h)—北半球平均温度(据 Shakun et al., 2012);(i)—古里雅冰芯氧同位素(据 Thompson et al., 1997);(j)—南京葫芦洞石笋氧同位素(据 Wang Yongjin et al., 2001);(k)—格陵兰冰芯氧同位素(据 Rasmussen et al., 2006);(l)—北纬 30°N 7 月太阳辐射量(据 Berger and Loutre, 1991)

(a-c)—Variations of grain-size distribution, SUS and EM1 record of the Xinmocun section (this study); (d-e)—mean annual precipitation (mm) and temperature (°C) from Lake Ximencuo in the Nianbaoyeze Mountains on the northeastern Tibetan Plateau (after Herzs Schuh et al., 2014); (f)—mean annual temperature (°C) at Mangshan on the southeastern margin of the CLP (after Peterse et al., 2011); (g)—annual precipitation from Gonghai Lake in Shanxi Province (after Chen Fahu et al., 2015); (h)—northern Hemisphere temperature (after Shakun et al., 2012); (i)—Guliya ice δ¹⁸O records (after Thompson et al., 1997); (j)—Nanjing Dongge cave speleothem δ¹⁸O records (after Wang Yongjin et al., 2001); (k)—NGRIP δ¹⁸O records (after Rasmussen et al., 2006); (l)—average summer insolation for 30°N (after Berger and Loutre, 1991)

海平均降水量 (Chen Fahu et al., 2015)、北半球平均温度 (Shakun et al., 2012)、古里雅冰芯 (Thompson et al., 1997), 反映水汽变化的南京葫芦洞石笋氧同位素 (Wang Yongjin et al., 2001) 和反映温度变化的格陵兰冰芯氧同位素 (Rasmussen et al., 2006), 以及北纬 30°N 太阳辐射量 (Berger and Loutre, 1991) 进行对比。结果显示, 新磨村剖

面事件层的粒度和磁化率值高频波动, 以及突然升高缓慢降低的特征, 无法用古气候指标波动变化进行解释 (图 8)。极端寒冷干燥的 YD 事件期间, 新磨村的粒度却逐渐变细 (图 8a), 磁化率值逐渐降低 (图 8b), 暗示其粉尘物源逐渐减少 (Liang Lianji and Jiang Hanchao, 2017), 同时期的古里雅冰芯氧同位素 (图 8i) 波动幅度却很小。H1 事件期间, 新

磨村剖面的粒度和磁化率值存在高频振荡,而同时期的西门错平均温度(图 8d)、降水量(图 8e)和北半球平均温度(图 8h)波动幅度不大。此外,北纬 30° N 太阳辐射量逐渐增加(图 8l),葫芦洞石笋(图 8j)和格陵兰冰芯(图 8k)的氧同位素表现为水汽增加和气候变暖,黄土高原邙山平均温度(图 8f)逐渐升高,公海平均降水量(图 8g)也逐渐增加。同样,新磨村 6 事件层的粒度和磁化率值变化曲线,与区域古气候指标指示的环境变化趋势相反(图 8)。27 非事件层与区域气候事件具有较好的一致性,特别是 EM1 百分含量(图 8c)。这进一步说明新磨村事件层粒度和磁化率值变化与区域构造活动(地震等)有关,特别是地震释放粉尘等物源控制;非事件层沉积指标变化则受控于区域甚至全球气候变化。

6 结论

通过对新磨村湖相沉积剖面高分辨率粒度数据进行端元分析模型,分离出 2 个端元,分别为震间期风力近源搬运的极细颗粒组分(EM1);极端灾变(地震等)期间,风力为主和部分水力近距离搬运的细颗粒组分(EM2)。对新磨村剖面分离出的 EM2 百分含量与中值粒径、20~63 μm 、63~200 μm 粒径组分、磁化率值及地球化学比值($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Sr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 Rb/Sr 、 $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$)进行对比分析,各指标的突变明显受粒度变化控制,指示可能的地震事件,进而识别出 26 次地震事件层。地震事件层具有阶段性演化趋势,即地震发生时粗颗粒碎屑物质的突然释放;地震短时间尺度内粗碎屑颗粒与细颗粒物质充分混合阶段;震后长时间尺度,以分选好的细颗粒沉积阶段。基于震级与累积砂层厚度关系进行估算,共获得 16 次 5~6 级,5 次 6~7 级,5 次 >7 级地震。

致谢:感谢中国地质科学院地质研究所乔秀夫研究员在文章修改过程中的帮助和指导。最后,感谢审稿专家提出的宝贵意见和建议,使本文得到进一步提升。

References

- Atakan K, Ojeda A, Meghraoui M, Barka A A, Erdik M, Bodare A. 2002. Seismic hazard in Istanbul following the 17 August 1999 Izmit and 12 November 1999 Düzce earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1):466~482.
- Avşar U, Hubert-Ferrari A, De Batist M, Lepoint G, Schmidt S, Fagel N. 2014. Seismically-triggered organic-rich layers in recent sediments from Göllüköy Lake (North Anatolian Fault, Turkey). *Quaternary Science Reviews*, 103:67~80.
- Berger A, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10(4):297~317.
- Chang Zhigang, Xiao Jule, Lü Lingqing, Yao Haitao. 2010. Abrupt shifts in the Indian monsoon during the Pliocene marked by high-resolution terrestrial records from the Yuanmou basin in southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2):166~175.
- Chao Junji, Zhang Xiaoye, Cheng Yan, Lu Huayu. 2001. Size distribution of the late Cenozoic red clay and the winter monsoon variations. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 21(3):99~106 (in Chinese with English abstract).
- Chen Fahu, Xu Qinghai, Chen Jianhui, Birks H J B, Liu Jianbao, Zhang Shengrui, Jin Liya, An Chengbang, Telford R J, Cao Xiangyong, Wang Zongli, Zhang Xiaojian, Selvaraj K, Lu Hongyuan, Li Yuecong, Zheng Zhuo, Wang Haipeng, Zhou Aifeng, Dong Guanghui, Zhang Jiawu, Huang Xiaozhong, Bloemendal J, Rao Zhiguo. 2015. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Scientific Reports*, 5:11186.
- Chen Lichun, Wang Hu, Ran Yongkan, Lei Shengxue, Li Xi. 2014. The 2013 Lushan Ms 7.0 earthquake: varied seismogenic structure from the 2008 Wenchuan earthquake. *Seismological Research Letters*, 85(1):34~39.
- Dai Fuchu, Xu Chong, Yao Xin, Xu Ling, Tu Xinbin. 2011. Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(4):883~895.
- Deng Qidong, Cheng Shaoping, Ma Ji, Du Peng. 2014. Seismic activities and earthquake potential in the Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(7):2025~2042 (in Chinese with English abstract).
- Dietze E, Hartmann K, Diekmann B, Ijmker J, Lehmkuhl F, Opitz S, Stauch G, Wünnemann B, Borchers A. 2012. An end-member algorithm for deciphering modern detrital processes from lake sediments of Lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau, China. *Sedimentary Geology*, 243:169~180.
- Egli R. 2003. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2):1~26.
- Egli R. 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. *Physics and Chemistry of the Earth*, 13(29):851~867.
- Folk R L, Ward W C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1):3~26.
- Hibsch C, Alvarado A, Yepes H, Perez V H, Sébrier M. 1997. Holocene liquefaction and soft-sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. *Journal of Geodynamics*, 24(1):259~280.
- Howarth J D, Fitzsimons S J, Norris R J, Jacobsen G E. 2012. Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine fault, New Zealand. *Geology*, 40(12):1091~1094.
- Jiang Hanchao, Mao Xue, Xu Hongyan, Ma Xiaolin, Zhong Ning, Li Yanhao. 2014. Provenance and earthquake signature of the last deglacial Xinmocu lacustrine sediments at Diexi, East Tibet. *Geomorphology*, 204:518~531.
- Jiang Hanchao, Zhong Ning, Li Yanhao, Xu Hongyan, Yang Huili, Peng Xiaoping. 2016. Soft sediment deformation structures in the Lixian lacustrine sediments, eastern Tibetan Plateau and implications for postglacial seismic activity. *Sedimentary Geology*, 344:123~134.
- Jiang Hanchao, Wan Siming, Ma Xiaolin, Zhong Ning, Zhao Debao. 2017a. End-member modeling of the grain-size record of Sikouzi fine sediments in Ningxia (China) and implications for temperature control of Neogene evolution of East Asian winter monsoon. *PloS one*, 12(10):e0186153.
- Jiang Hanchao, Zhong Ning, Li Yanhao, Ma Xiaolin, Xu Hongyan, Shi Wei, Zhang Siqi, Nie Gaozhong. 2017b. A continuous 13.

- 3-ka record of seismogenic dust events in lacustrine sediments in the eastern Tibetan Plateau. *Scientific Reports*, 7:15686.
- Jiang Wenqi, Wu Haibin, Li Qin, Lin Yating, Yu Yanyan. Spatiotemporal changes in C4 plant abundance in China since the Last Glacial Maximum and their driving factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 518: 10~21.
- Karlin R E, Abella S E. 1992. Paleoequakes in the Puget Sound region recorded in sediments from Lake Washington, USA. *Science*, 258(5088):1617~1620.
- Katz A, Agnon A, Marco S. 2009. Earthquake-induced barium anomalies in the Lisan formation, Dead Sea rift valley, Israel. *Earth and Planetary Science Letters*, 286:219~229.
- Keefer D K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4):406~421.
- Leroy S A, Boyraz S, Gürbüz A. 2009. High-resolution palynological analysis in Lake Sapanca as a tool to detect recent earthquakes on the North Anatolian Fault. *Quaternary Science Reviews*, 28(25):2616~2632.
- Li Yanhao, Jiang Hanchao, Xu Hongyan, Liang Lianji. 2015. Large quantities of landslides in the upper reaches of the Min River, Sichuan Province. *Seismology and Geology*, 37(4):1147~1161 (in Chinese with English abstract).
- Liang Lianji, Jiang Hanchao. 2017. Geochemical composition of the last deglacial lacustrine sediments in East Tibet and implications for provenance, weathering, and earthquake events. *Quaternary International*, 430:41~51.
- Liang Liangji, Dai Fuchu, Jiang Hanchao, Zhong Ning. 2018. A preliminary study on the soft-sediment deformation structures in the late Quaternary lacustrine sediments at Tashkorgan, northeastern Pamir, China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 92(4):1574~1591.
- Liu Weiming, Cui Peng, Lai Zhongping, Ge Yonggang, Hu Kaiheng, Zhang Wenjing, Yi Zhiyu. 2014. Sediment rock magnetic properties indicate outburst events for Gega dammed lake at the Tsangpo Gorge in the Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Geophysics*, 57(09):2869~2877 (in Chinese with English abstract).
- Liu Xingqi, Dong Hailing, Yang Xiaodong, Herzsuh U, Zhang Enlou, Stuu J B W, Wang Yongbo. 2009. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1):276~284.
- Mao Xue. 2011. Preliminary Study on lacustrine sediments at Dixi in the upper reach of the Minjiang River during the last deglaciation. Master's thesis of China University of Geosciences (Beijing), 1~75.
- Miousse L, Bhiry N, Lavoie M. 2003. Isolation and water-level fluctuations of Lake Kachishayoot, northern Quebec, Canada. *Quaternary Research*, 60(2):149~161.
- Moreno A, Cacho I, Canals M, Prins M A, Sánchez-Goni F, Grimalt J O, Weltje G J. 2002. Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research*, 58(3):318~328.
- Nie Gaozhong, Gao Jianguo, Deng Yan. 2004. Preliminary study on earthquake induced dammed lake. *Quaternary Science*, 24(3):293~301 (in Chinese with English abstract).
- Passega R. 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Research*, 34(4):830~847.
- Paterson G A, Heslop D. 2015. New methods for unmixing sediment grain size data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(12):4494~4506.
- Peterse F, Prins M A, Beets C J, Troelstra S R, Zheng H B, Gu Z Y, Schoutena S, Damsté J S S. 2011. Decoupled warming and monsoon precipitation in East Asia over the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2):256~264.
- Prins M A, Bouwer L M, Beets C J, Troelstra S R, Weltje G J, Kruk R W, Kuijpers A, Vroon P Z. 2002. Ocean circulation and iceberg discharge in the glacial North Atlantic: Inferences from unmixing of sediment size distributions. *Geology*, 30(6):555~558.
- Ran Yongkang, Chen Wenshan, Xu Xiwei, Chen Lichun, Wang Hu, Li Yanbo. 2014. Late Quaternary paleoseismic behavior and rupture segmentation of the Yingxiu-Beichuan fault along the Longmenshan fault zone, China. *Tectonics*, 33(11):2218~2232.
- Rasmussen S O, Andersen K K, Svensson A M, Steffensen J P, Vinther B M, Clausen H B, Siggaard-Andersen M L, Johnsen S J, Larsen L B, Dahl-Jensen D, Bigler M, Rothlisberger R, Fischer H, Goto-Azuma K, Hansson M E, Bigler M. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6):1~16.
- Rodriguez C E, Bommer J J, Chandler R J. 1999. Earthquake-induced landslides; 1980~1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5):325~346.
- Rodriguez Pascua, De Vicente G, Calvo J P, Pérez-López R. 2003. Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late Miocene in the external Betic Chain (Spain): relationship by 'b' value and the fractal dimension. *Journal of Structural Geology*, 25(5):749~763.
- Shakun J D, Cla P U, He F, Marcott S A, Mix A C, Liu Z Y, Otto-Bliesner B, Schmittner A, Bard E. 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484:49~54.
- Sims J D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29:141~152.
- Sørensen M B, Atakan K, Pulido N. 2007. Simulated strong ground motions for the great M 9.3 Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A):S139~S151.
- St-Onge G, Mulder T, Piper D J, Hillaire-Marcel C, Stoner J S. 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews*, 23(3):283~294.
- Sun Youbin, Gao Shu, Li Jun. 2003. Primary analysis on the sensitive grain-size of terrigenous sediment to environments in marginal sea. *Chinese Science Bulletin*, 48(1):83~87.
- Thompson L O, Yao T, Davis M E, Henderson K A, Mosley-Thompson E, Lin P N, Beer J, Synal H A, Cole-Dai J, Bolzan J F. 1997. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 276(5320):1821~1825.
- Tsoar H, Pye K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34(1):139~153.
- Vandenbergh J, Mûcher H J, Roebroeks W, Gemke D. 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands. *Analecta*, 18:7~18.
- Wan Shiming, Li Anchun, Clift P D, Stuu J B W. 2007. Development of the east Asian monsoon: mineralogical and sedimentologic records in the northern south china sea since 20 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3):561~582.
- Wang Lansheng, Wang Xiaoqun, Xu Xiangning, Cui Jie. 2007. What happened on the upstream of Minjiang River in Sichuan Province 20, 000 years ago. *Earth Science Frontiers*, 14(4):189~196 (in Chinese with English abstract).
- Wang Ping, Zhang Bin, Qiu Wei, Wang Jancun. 2011. Soft-sediment deformation structures from the Dixi paleo-dammed lakes in the upper reaches of the Minjiang River, east Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(4):865~872.
- Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R L, An Zhisheng, Wu Jiangying, Shen Chuanchou, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550):2345~2348.

- Weltje G J. 1997. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Journal of Mathematical Geology*, 29:503~549.
- Weltje G J, Prins M A. 2003. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sedimentary Geology*, 162(1):39~62.
- Weltje G J, Prins M A. 2007. Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. *Sedimentary Geology*, 202(3):409~424.
- Xu Chong, Xu Xiwei, Yao Qi, Wang Yanying. 2013. GIS-based bivariate statistical modelling for earthquake-triggered landslides susceptibility mapping related to the 2008 Wenchuan earthquake, China. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 46(2):221~236.
- Xu Chong, Xu Xiwei, Yao, Xin, Dai Fuchu. 2014. Three (nearly) complete inventories of landslides triggered by the May 12, 2008 Wenchuan Mw 7.9 earthquake of China and their spatial distribution statistical analysis. *Landslides*, 11:441~461.
- Xu Hongyan, Jiang Hanchao, Yu Song, Yang Huili, Chen Jie. 2015. OSL and pollen concentrate ^{14}C dating of dammed lake sediments at Maoxian, east Tibet, and implications for two historical earthquakes in AD 638 and 952. *Quaternary International*, 371(12):290~299.
- Xu Xiwei, Chen Guihua, Wang Qixin, Chen Lichun, Ren Zhikun, Xu Chong, Wei Zhanyu, Lu Renqi, Tan Xibin, Dong Shaopeng, Shi Feng. 2017. Discussion on seismogenic structure of Jiuzhaigou earthquake and its implication for current strain state in the southeastern Qinghai-Tibet Plateau. *Chinese Journal of Geophysics*, 60(60):4018~4026 (in Chinese with in English abstract).
- Yang Xiaoping, Wu Guo, Chen Lichun, Li Chuanyou, Chen Xiaoli. 2016. The seismogenic structure of the April 25, 2015 Mw 7.8 Nepal earthquake in the southern margin of Qinghai-Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Geophysics*, 59(7):2528~2538 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiaodong, Zhai Shikun, Xu Shumei. 2006. The application of grain size end member modeling to the shelf near the estuary of Changjiang River in China. *Acta Oceanologica Sinica*, 28(4):159~166 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Xiaodong, Ji Yang, Yang Zhuosheng, Wang Zhongbo, Liu Dongsheng, Jia Peimeng. 2015. End member inversion of surface sediment grain size in the south yellow sea and its implications for dynamic sedimentary environments. *Science China, Earth Sciences*, 45(10):1515~1523 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Yongshuang, Cheng Yuliang, Yin Yueping, Lan Hengxin, Wang Jun, Fu Xiaoxiao. 2014. High-position debris flow: a long-term active geohazard after the wenchuan earthquake. *Engineering Geology*, 180:45~54.
- Zhang Yongshuang, Yang Zhihua, Guo Changbao, Wang Tao, Wang Donghui, Du Guoliang. 2017. Predicting landslide scenes under potential earthquake scenarios in the Xianshuihe fault zone, Southwest China. *Journal of Mountain Science*, 14(7):1262~1278.
- Zhong Ning. 2017. Earthquake and provenance analysis of the lacustrine sediments in the upper reaches of the Min River during the Late Pleistocene. Doctor's thesis of Institute of Geology, China Earthquake Administration, 1~181 (in Chinese).
- Zhong Ning, Jiang Hanchao, Liang Lianji, Xu Hongyan, Peng Xiaoping. 2017. Paleoeearthquake researches via soft sediment deformation of load, ball-and-pillow structure: a review. *Geological Review*, 63(3):719~738 (in Chinese with English abstract).
- Zhong Ning, Jiang Hanchao, Li Haibing, Xu Hongyan, Shi Wei, Zhang Siqi, Wei Xiaotong. 2019. Last deglacial soft-sediment deformation at Shawan on the eastern Tibetan plateau and implications for deformation processes and seismic magnitudes. *Acta Geological Sinica (English edition)*, 93(2):430~450.

参 考 文 献

- 曹军骥, 张小曳, 程燕, 鹿化煜. 2001. 晚新生代红黏土的粒度分布及其指示的冬季风演变. *海洋地质与第四纪地质*, 21(3):99~106.
- 邓起东, 程绍平, 马冀, 杜鹏. 2014. 青藏高原地震活动特征及当前地震活动形势. *地球物理学报*, 57(7):2025~2042.
- 李艳豪, 蒋汉朝, 徐红艳, 梁莲姬. 2015. 四川岷江上游滑坡触发因素分析. *地震地质*, 37(4):1147~1161.
- 刘维明, 崔鹏, 赖忠平, 葛永刚, 胡凯衡, 张文敬, 易治宇. 2014. 雅鲁藏布大峡谷格嘎古堰塞湖沉积岩石磁学性质指示的溃决事件. *地球物理学报*, 57(09):133~141.
- 毛雪. 2011. 末次冰消期岷江上游叠溪湖相沉积记录初步研究. 中国地质大学(北京)硕士学位论文, 1~75.
- 聂高众, 高建国, 邓砚. 2004. 地震诱发的堰塞湖初步研究. *第四纪研究*, 24(3):293~301.
- 王兰生, 王小群, 许向宁, 崔杰. 2007. 岷江上游近两万年前发生了什么事件? *地学前缘*, 14(4):189~196.
- 徐锡伟, 陈桂华, 王启欣, 陈立春, 任治坤, 许冲, 魏占玉, 鲁人齐, 谭锡斌, 董绍鹏, 石峰. 2017. 九寨沟地震发震断层属性及青藏高原东南缘现今应变状态讨论. *地球物理学报*, 60(60):4018~4026.
- 杨晓平, 吴果, 陈立春, 李传友, 陈晓莉. 2016. 青藏高原南缘 2015 年尼泊尔 M_w 7.8 地震发震构造. *地球物理学报*, 59(7):2528~2538.
- 张晓东, 翟世奎, 许淑梅. 2006. 端元分析模型在长江口邻近海域沉积物粒度数据反演方面的应用. *海洋学报*, 28(4):159~166.
- 张晓东, 季阳, 杨作升, 王中波, 刘东生, 贾培蒙. 2015. 南黄海表层沉积物粒度端元反演及其对沉积动力环境的指示意义. *中国科学:地球科学*, 45(10):1515~1523.
- 钟宁. 2017. 岷江上游晚更新世湖相沉积的古地震及物源分析. 中国地震局地质研究所博士学位论文, 1~181.
- 钟宁, 蒋汉朝, 梁莲姬, 徐红艳, 彭小平. 2017. 软沉积物变形中负载-球-枕构造的古地震研究综述. *地质论评*, 63(3):719~738.

End member inversion of Xinmocun lacustrine sediments in the upper reaches of the Minjiang River and its recorded tectonic and climate events

ZHONG Ning^{*1)}, JIANG Hanchao²⁾, LI Haibing¹⁾, XU Hongyan²⁾, LIANG Lianji³⁾, SHI Wei²⁾

1) *Key Laboratory of Deep-Earth Dynamics, Ministry of Natural Resources, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

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

3) *College of Architecture and Civil Engineering, Beijing University of Technology, Beijing, 100124*

** Corresponding author: zdn2018@126.com*

Abstract

Two end members of the Xinmocun lacustrine sediment grain size in the upper reaches of the Minjiang River were inverted using the end member (EM) model of sediment grain size. The provenance of sediments and activity of paleoearthquake of each EM were discussed based on the frequency of the EMs, sedimentology analysis, geological and tectonic background. EM1 deposited in lacustrine environments during a seismic period and represents very fine particles brought by wind nearby; EM2 deposited in lacustrine environments in an extremely disastrous condition (e.g. earthquakes, landslides etc.) and represents the dust and few fluvial deposits from nearby sources. Comparative analysis of EM2 percentage, mean grain size, magnetic susceptibility and geochemical ratios (e.g. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Sr}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Rb/Sr , $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) indicates that all the indexes vary greatly with grain sizes and possibly point to seismic events. A total of twenty-six possible earthquake events have been identified. Based on the relation of the cumulative thickness of sand sediments with magnitudes of earthquakes, earthquake magnitudes representing seismic events were obtained in this study: sixteen earthquakes of magnitude 5.0 ~ 6.0, five 6.0 ~ 7.0 and five more than 7.0. Compared to the traditional method of sediment grain size analysis, the EM model can not only determine the EMs and percentage of each component, identify the sediment provenance and dynamic regional sedimentary environment, but also recognize the tectonic events (earthquake, etc.) of sedimentary record. Therefore, this method can better explain the role of tectonic activity in geological and geomorphological evolution.

Key words: grain size; end member model; lacustrine sediment; paleoearthquake; upper reaches of the Minjiang River