科学通报 2010 年 第 55 卷 第 3 期: 255 ~ 260
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

川西甘孜黄土-古土壤序列的地球化学演化特征及其古气候意义

乔彦松[①②], 赵志中[①], 王燕[①], 傅建利[①], 王书兵[①], 蒋复初[①②]

① 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
② 国土资源部新构造运动与地质灾害重点实验室, 北京 100081
E-mail: yansongqiao@sohu.com

2009-04-20 收稿, 2009-07-15 接受
中国地质调查局地质调查项目(编号: 1212010741403 和 1212010541401)、国家自然科学基金(批准号: 40472088)和地质力学所基本科研业务费项目(编号: DZLXJK200711)资助

摘要 川西高原位于青藏高原的东南边缘, 气候主要受印度洋西南季风和高原季风的影响. 对川西甘孜地区甘孜寺黄土剖面地球化学特征的系统研究表明, 甘孜黄土在风尘源区经历了斜长石分解从而导致 Na, Ca 等活动性元素淋失的化学风化过程, 沉积后的化学风化主要表现为成壤过程中碳酸盐的淋溶淀积及 Fe^{2+}的氧化. 甘孜寺剖面 CIA, Na/K 以及 Fe^{2+}/ Fe^{3+} 等地球化学参数记录显示, 1.15 Ma BP 以来甘孜黄土的风化强度有逐步减弱的趋势, 反映了更新世中期以来青藏高原东南缘持续变干的气候变化特征, 是区域气候对全球气候变化的响应. 同时, 本区气候变化在与全球变化基本一致的基础上, 也存在着明显的差异, 其中最突出的表现就是自约 250 ka BP 以来干旱化程度明显加剧. 该气候事件的形成可能与青藏高原东南缘隆升对西南季风水汽输送的屏障作用有关.

关键词
甘孜
黄土-古土壤序列
化学风化
古气候

川西高原位于青藏高原的东南边缘, 气候主要受印度洋西南季风和高原季风的影响[1~3]. 广泛分布于该区的黄土-古土壤序列是高原周缘连续的古气候记录类型之一, 是研究上述环流系统演化过程及其与青藏高原阶段性隆升关系的理想地质材料, 对探讨高原东部大气环流演化模式及其与周边地区气候变化之间的关系等都具有非常重要的意义. 很多学者曾对川西黄土进行了深入研究, 并在地层时代及成因等方面取得了重要进展. 磁性地层学结合光释光测年研究表明川西黄土主要是更新世中期以来形成的[1~7]; 沉积学及地球化学特征研究显示该区的风尘物质主要来源于青藏高原及其周缘的冰水沉积[5,6,8]. 然而, 由于对川西黄土-古土壤序列的系统研究起步较晚, 目前对更新世中期以来整个堆积序列的古环境指标研究还比较薄弱, 仅对磁化率、碳酸盐含量、颜色等少数指标的古气候意义进行了分析[3,9], 其中蕴涵的大量古环境信息还有待进一步挖掘.

以前对中国北方黄土的研究表明, 风尘堆积的地球化学特征与古气候变化密切相关[10~18]. 因此, 地球化学分析是黄土—古土壤序列研究中提取古环境信息的重要途径. 本次研究我们对位于川西甘孜地区的甘孜寺黄土剖面[6]样品进行了系统的化学成分测试, 旨在: (1) 研究本区黄土经历的化学风化过程; (2) 分析更新世中期以来甘孜黄土-古土壤序列化学风化参数的变化特征, 并探讨其古气候意义.

英文版见: Qiao Y S, Zhao Z Z, Wang Y, et al. Variations of geochemical compositions and the paleoclimatic significance of loess-soil sequence from Ganzi County of western Sichuan Province, China. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 4697–4703, doi: 10.1007/s11434-009-0544-1

1 材料与方法

甘孜寺剖面(31°31′N, 99°59′E)位于甘孜县城北约 2 km 的甘孜寺附近, 剖面厚度 15.3 m. 根据地层的岩性、结构、颜色、接触关系等特征自上而下可以分为 26 层, 包括 13 层黄土和 13 层古土壤[6]. 系统的磁性地层学结合光释光测年研究表明, 该剖面典型风尘堆积的底界年龄约为 1.15 Ma BP[6], 是迄今为止在川西地区发现的最老的黄土-古土壤序列之一[3,6,7].

本次研究我们按照 5 cm 的间距对甘孜寺剖面的 306 个样品进行了磁化率测试和常量元素分析. 磁化率测量在英国产 Bartington MS2 磁化率仪上完成. 常量元素分析在国家地质实验测试中心完成. 样品首先经 105±5℃烘 1~2 h; 然后取 0.5 g, 以四硼酸锂为熔剂, 在 1150~1250℃高频感应炉中熔融. 样品测试在日本生产的 3080E 型 X-射线荧光光谱仪上进行, 除 MnO 和 P_2O_5 因含量较低而分析误差达到 ± 10%外, 其他元素的分析误差≤ ± 3%. FeO 含量用重铬酸钾容量法测定, 分析误差≤ ± 5%.

2 结果与分析

2.1 甘孜寺剖面黄土的元素组成

图 1 为甘孜寺剖面 306 个样品 8 种元素的 9 种氧化物以及烧失量(LOI)的分析结果. 由于 P_2O_5, MnO 含量较低(平均含量分别为 0.08%和 0.10%)且分析误差较大, 本文不做讨论. 从图 1 可以看出, 甘孜寺剖面化学成分变化具有以下几个显著特点: (1) 在整个黄土-古土壤序列中, 各个组分都有一定程度的变化. 其中, 变化较大的组分主要包括 CaO, LOI 和 FeO, 变异系数分别为 105%, 58%和 29%, 其他组分变化相对较小, 约在 10%左右; (2) SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, K_2O, TiO_2 含量由老到新逐渐减少, 而 FeO, CaO, Na_2O 含量则呈现不明显的增加趋势; (3) CaO 含量和烧失量变化呈高度正相关.

2.2 甘孜黄土经历的化学风化过程

甘孜黄土、古土壤的形成经历了粉尘的形成、搬运、堆积和成壤等一系列的复杂过程. 在上述过程中

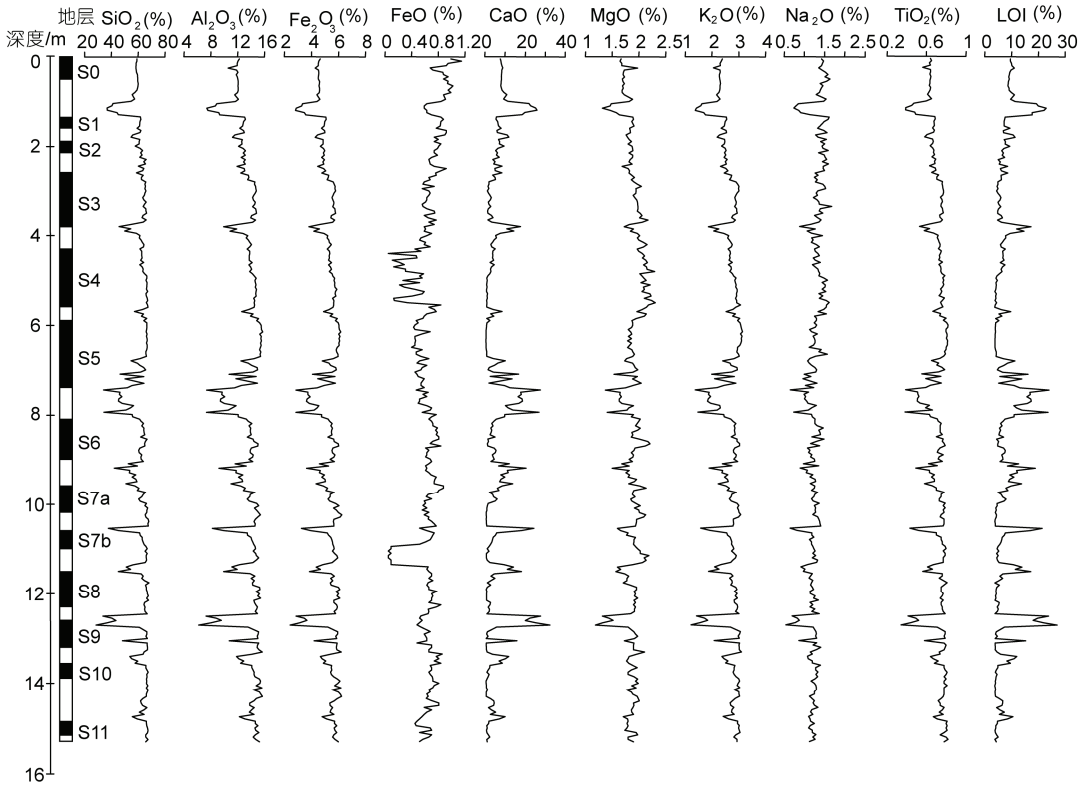

图 1 甘孜寺剖面主要化学成分

原始粉尘不同程度地遭受了后期的风化和改造作用. 因此, 正确理解粉尘在不同阶段的风化过程和特征是进一步提取古环境演化信息的关键.

图 2 为甘孜寺剖面 30 个典型黄土和 30 个典型古土壤样品主要化学元素平均值的对比. 其中, 30 个古土壤样品选自古土壤发育较好、厚度较大的 S3, S4, S5, 而 30 个黄土样品选自黄土厚度较大、风化较弱的 L1, L4, L6, L7. 从图 2 可以看出, CaO 和 FeO 含量投影点偏向黄土坐标轴, 特别是 CaO 显著偏离斜率为 1 的直线. 其他成分尤其是 SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O 等的投影点均相对于斜率为 1 的直线右偏. 甘孜寺剖面中 CaO 的平均含量为 5.66%, 仅次于 SiO_2 和 Al_2O_3. 并且, CaO 含量在黄土、古土壤样品中差别也非常大, 上述 30 个典型黄土及古土壤样品 CaO 的平均含量分别为 17.82%和 1.99%. 黄土中的 Ca 主要是以 $CaCO_3$ 的形式存在[11], 使黄土层具有富含碳酸盐的典型特征. 黄土和古土壤层碳酸盐含量的剧烈变化, 对其他组分起到了相对稀释或富集作用, 这种影响有时比组分本身的变化还要明显. 因此, 甘孜寺剖面各化学成分在黄土、古土壤样品中的上述变化主要是由碳酸盐的淋溶作用造成的. 在没有去除成壤碳酸盐影响的情况下, 测试获得的黄土、古土壤样品化学成分的含量变化并不能代表风化成壤过程中元素变化的真实情况.

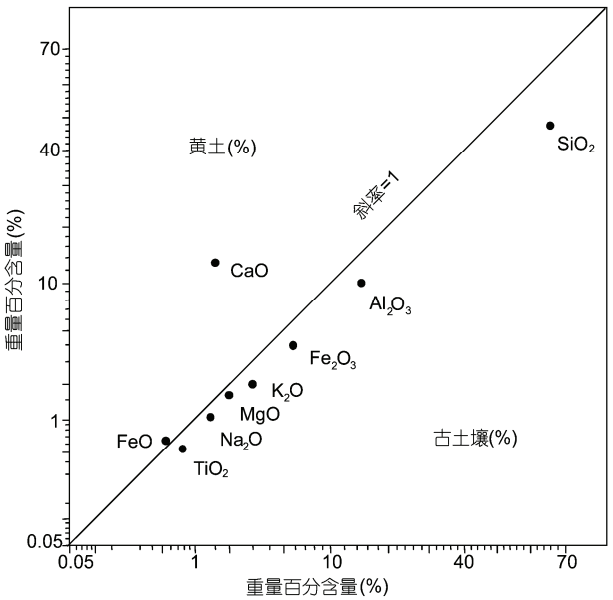

图 2　甘孜寺剖面典型黄土、古土壤样品主要元素含量的比较

为了消除碳酸盐淋溶作用对化学组分含量变化的影响, 有的学者采用了这样的处理方法[12]: 在假定黄土是古土壤形成母质的基础上, 选择风化过程中保持稳定的 Al 元素作为参照, 计算其他元素相对于 Al 值的变化. 甘孜寺剖面典型黄土和古土壤样品的分析结果表明(图 3), 除 CaO 以外, 古土壤中 FeO 也明显相对亏损. 以前对黄土高原地区黄土、古土壤样品的研究也发现[16,19,20], 在风化成壤过程中铁本身确实发生了明显变化, 主要表现为在古土壤发育期风化作用使 Fe^{2+}氧化为 Fe^{3+}, 最后变成相对稳定的针铁矿或赤铁矿保存于地层当中. 与 CaO 和 FeO 相比, 其他化学成分在黄土、古土壤中并未发生明显的亏损或富集(图 3), 说明风尘堆积形成以后, 在风化成壤过程中除去碳酸盐的淋溶淀积以及铁价态的转变外, 其他化学成分并未遭受明显的化学风化, 基本保持了粉尘堆积时的特征.

以前的研究表明[21,22], 黄土去除碳酸盐以后的化学组成与上部陆壳平均成分相似. 本次研究中, 虽然我们在样品测试之前没有经过去除碳酸盐的前处理过程, 但是从典型黄土、古土壤样品主要元素与上部陆壳(UCC)平均化学成分[23]的对比(图 4)也可以看出以下特点: (1) 黄土、古土壤样品大多数元素的分布特征与 UCC 非常相似, 其中 Si, Al ,Fe, K, Mg, Ti 等元素的平均含量与 UCC 更加接近, 只是由于受成壤碳酸盐的影响, 黄土样品中上述元素的 UCC 标准化值与古土壤样品相比总体偏低; (2) 古土壤中 CaO 含量与 UCC 相比明显亏损, 而在黄土中则明显富集; (3) Na_2O 含量与 UCC 相比, 具有明显的亏损特征, 但黄土与古土壤样品的 UCC 标准化值几乎相同. 甘孜

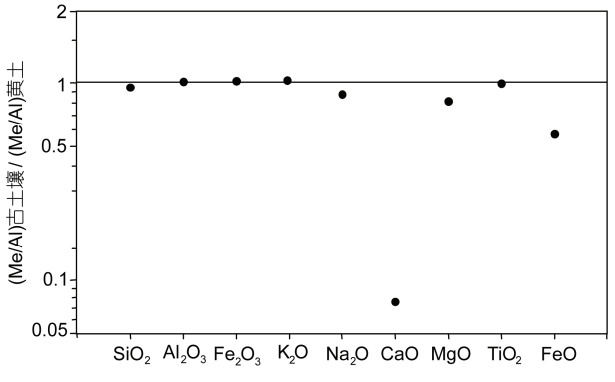

图 3　甘孜寺剖面典型黄土、古土壤样品主要元素相对 Al 的比值变化特征

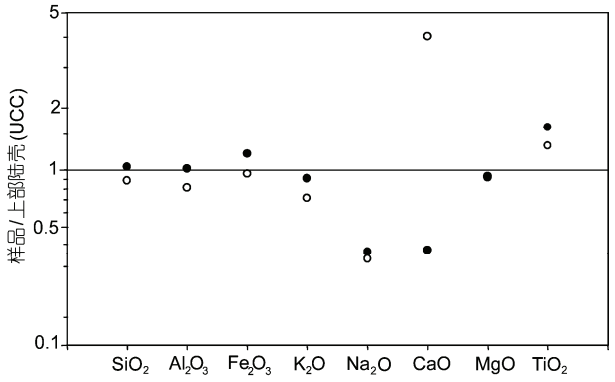

图 4 甘孜寺剖面典型黄土、古土壤样品主要元素平均含量的 UCC 标准化值分布图

○ 示典型黄土样品主要元素平均含量的 UCC 标准化值; ● 示典型古土壤样品主要元素平均含量的 UCC 标准化值

寺剖面黄土、古土壤样品中 Na 元素的 UCC 标准化值的分布特点说明甘孜黄土在风尘源区经历了斜长石分解从而导致 Na 元素淋失的化学风化过程. 以前对中国北方黄土、古土壤样品酸不溶相的分析结果[12]显示, 与 Na_2O 相似, 以硅酸盐形式存在的 CaO 与 UCC 相比也存在明显的亏损特征. 甘孜黄土、古土壤样品 Ca 元素 UCC 标准化值的差异是由风化成壤过程中碳酸盐的淋溶淀积作用造成的.

综上所述, 川西甘孜黄土的形成经历了斜长石风化、碳酸盐淋溶以及铁价态的转变过程. 其中, 碳酸盐淋溶以及铁价态的转变主要是在风尘堆积形成以后的风化成壤过程中形成的; 而斜长石风化导致 Na, Ca 元素的大量淋失主要是在粉尘源区发生的. 因此, 通过对甘孜寺剖面不同化学风化参数的分析, 可以进一步探讨 1.15 Ma BP 以来风尘物源区和堆积区古气候变化的历史.

2.3 甘孜黄土化学风化参数在时间序列上的变化特征及其古气候意义

图 5(a)列出了甘孜寺剖面 3 种化学风化参数及磁化率随深度的变化曲线. *CIA* 是常用的反映化学风化强度的指标, 其计算公式为: $CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]\times 100$ [24]. 式中 CaO^*是指存在于硅酸盐矿物中的 CaO. 由于硅酸盐矿物中 CaO 与 Na_2O 通常以 1∶1 的比例存在, 所以 Mclennan[25]认为, 在不明确碳酸盐含量的情况下, 当 CaO 的摩尔数大于 Na_2O 时, 可以认为 $m_{CaO^*}=m_{Na_2O}$, 而当 CaO 的摩尔数小于或等于 Na_2O 时, 则 $m_{CaO^*}=m_{CaO}$. 这个参数可以有效地指示样品中长石风化成黏土矿物的程度. 图 5(a)显示, 甘孜寺剖面中 *CIA* 值具有从下到上逐步降低的趋势, 反映了 1.15 Ma BP 以来黄土物源区的化学风化强度逐步减弱. 另一方面, 在总体降低的趋势上, *CIA* 值同时呈现冰期、间冰期的旋回变化特征, 表现为冰期时 *CIA* 值低, 化学风化弱, 间冰期 *CIA* 值高, 化学风化相对较强.

Na/K 比是衡量样品中斜长石风化程度的指标[12,27]. 因为斜长石的风化速率远大于钾长石, 所以风化剖面中的 Na/K 比与其风化程度呈反比. 在甘孜寺剖面中, Na/K 比与 *CIA* 参数的变化特征相反(图 5(a)), 同样指示了 1.15 Ma BP 以来黄土物源区化学风化强度逐步降低的特征.

Fe^{2+}/Fe^{3+}是反映含铁矿物氧化程度的重要指标[16,28]. 甘孜寺剖面 Fe^{2+}/Fe^{3+}曲线(图 5(a))呈现出与 *CIA* 相反的变化趋势. 并且, 该参数在黄土、古土壤中也呈现明显的旋回变化特征, 在黄土层中呈现高值, 而古土壤层中呈现低值.

甘孜寺剖面上述 3 个地球化学参数指示了 1.15 Ma BP 以来甘孜黄土的风尘物源区和堆积区化学风化程度逐步降低的变化特征. 黄土物质化学风化强弱受气候、地形等多种因素控制. 其中, 气候尤其是降水量是决定其风化程度的一个重要因素[12]. 在暖湿气候条件下, 植被发育, 矿物的风化速度提高, 风化程度增强, 反之则风化程度减弱. 因为川西黄土的风尘物质主要来源于高原本身的冰水沉积[5,6,8], 所以 1.15 Ma BP 以来甘孜黄土化学风化程度的逐渐降低实际上指示了更新世中期以来青藏高原东南缘逐步趋向干旱化的气候变化特征. 通过甘孜寺剖面地球化学(图 5(a))与深海氧同位素(图 5(b))[26]记录的对比可以看出, 它们具有相似的变化趋势, 说明本区气候变化主要受全球冰量控制, 更新世中期以来气候逐步变干是区域气候对全球气候变化的响应.

然而, 甘孜黄土地球化学(图 5(a))与深海氧同位素(图 5(b))[26]记录在总体变化趋势一致的基础上, 也存在着明显的差异. 最突出的表现就是 *CIA* 值自 L3(约 250 ka BP)开始急剧降低, 而 Na/K 及 Fe^{2+}/Fe^{3+}值则急剧升高, 与夏季风强度变化密切相关的磁化率值也显著降低(图 5(a)), 反映了青藏高原东南缘约 250 ka BP 以来迅速变干的气候变化特征. 以前对甘孜黄土粒度以及有机质稳定碳同位素等指标的分

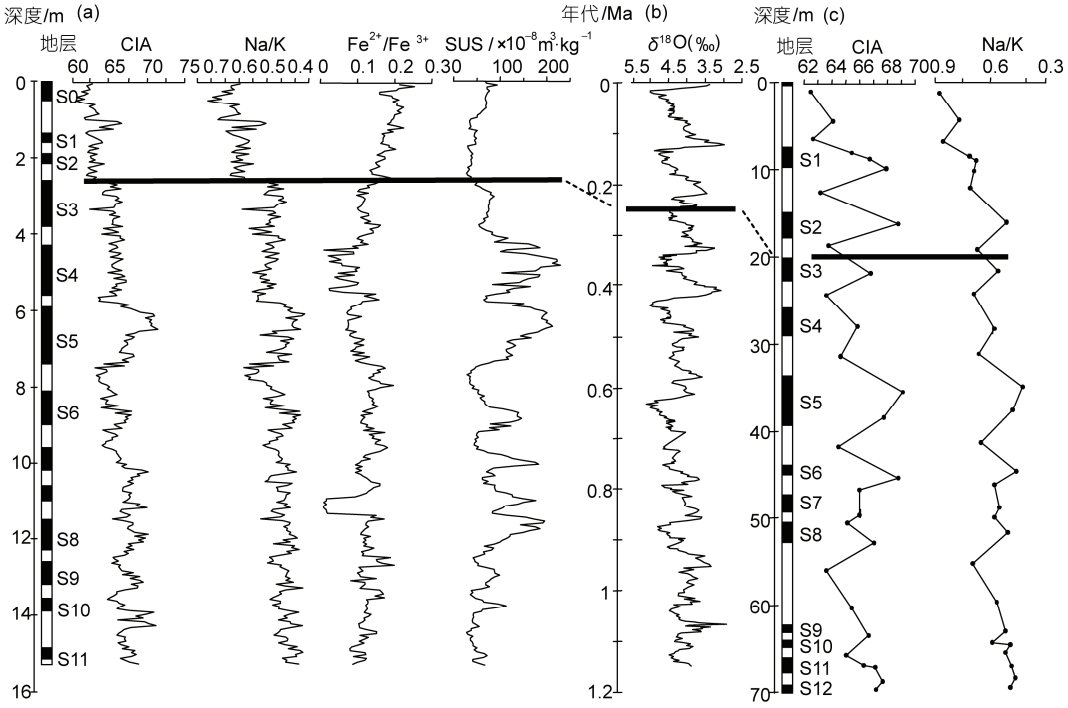

图 5　甘孜寺剖面地球化学参数和磁化率随深度变化特征及其与深海有孔虫 $\delta^{18}O$ 以及中国北方黄土地球化学记录的对比

(a)为甘孜寺黄土剖面地球化学参数及磁化率记录; (b)为北太平洋 846 孔深海有孔虫 $\delta^{18}O$ 记录[26]; (c)为洛川黄土剖面地球化学参数记录[12]

析也证明了这一气候事件的存在[29].

250 ka BP 前后发生于青藏高原东南缘的气候干旱化事件在受东亚季风影响的黄土高原区没有明显反映(图 5(c))[12], 在深海氧同位素记录中也没有显示(图 5(b))[26], 说明全球冰量变化不是形成这次气候事件的主要原因. 本区降水主要是由西南季风从印度洋带来的, 根据西南季风的海洋沉积记录[30], 季风环流本身在 250 ka BP 前后也没有减弱的表现. 因此, 对该气候事件一种可能的解释就是青藏高原在该时期有过进一步的隆升过程, 从而造成了对水汽的阻挡作用. 已有研究证明, 位于青藏高原东南缘的横断山区 700~500 ka BP 以来确实经历了大幅度的隆升, 总幅度至少达到 800 m[31], 其中 300 ka BP 以来有将近一半(约 400 m)的隆升幅度[32]; 川西高原在中更新世后期因构造隆升造成甲洼组沉积地层的结束以及大青梁子组的变形[33]; 高原中南部错鄂湖沉积中的孢粉记录也显示[34], 在 300 ka BP 前后高原存在较大幅度的抬升; 雅砻江在约 270~330 ka BP[35]、岷江重要支流杂谷脑河在 248 ka BP 前后[36]因构造隆升形成 T4 阶地. 因此, 川西甘孜黄土记录的青藏高原东南缘在 250 ka BP 前后的气候干旱化事件说明青藏高原东南缘在此期间发生过明显的隆升过程, 并对西南季风水汽的向北输送构成了更高的屏障.

3　结论

通过对川西甘孜地区甘孜寺黄土剖面地球化学成分的系统分析, 可以得到以下初步认识:

(1) 甘孜黄土形成过程中经历了斜长石风化、碳酸盐淋溶以及铁价态转变的化学风化过程. 其中, 碳酸盐淋溶以及 Fe^{2+}的氧化主要是在风尘堆积形成以后的风化成壤过程中形成的, 而斜长石风化导致 Na 和 Ca 元素的淋失主要是在粉尘源区发生的.

(2) 甘孜寺剖面地球化学演化特征指示, 在全球冰量不断增加的背景下, 1.15 Ma BP 以来青藏高原东南缘气候有逐步变干的特征, 是区域气候对全球气候变化的响应.

(3) 更新世中期以来, 青藏高原东南缘气候在与全球变化基本一致的前提下, 也存在着明显的差异, 其中最突出的表现就是该区自约 250 ka BP 以来气候急剧变干, 此时青藏高原东南缘隆升对西南季风水汽输送的屏障作用可能是形成这一气候事件的直接原因.

致谢 郝青振博士对论文初稿提出了很多宝贵意见, 在此表示感谢.

参考文献

1 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 等. 川西高原甘孜黄土地层学. 地球学报, 1997, 18: 413—420
2 潘保田, 王建民. 末次间冰期以来青藏高原东部季风演化的黄土沉积记录. 第四纪研究, 1999, 4: 330—335
3 陈诗越, 方小敏, 王苏民. 川西高原甘孜黄土与印度季风演化关系. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22: 41—45
4 陈富斌, 高生怀, 陈继良, 等. 甘孜黄土剖面磁性地层初步研究. 科学通报, 1990, 35: 1600
5 方小敏, 陈富斌, 施雅风, 等. 甘孜黄土与青藏高原冰冻圈演化. 科学通报, 1996, 41: 1865—1867
6 乔彦松, 赵志中, 王燕, 等. 川西甘孜黄土磁性地层学研究及其古气候意义. 第四纪研究, 2006, 26: 250—256
7 乔彦松, 刘冬雁, 李朝柱, 等. 川西甘孜黄土的磁性地层学研究. 地质力学学报, 2007, 13: 289—295
8 方小敏. 青藏高原东部边缘及马兰黄土成因与来源的初步研究. 中国科学 B 辑: 化学, 1994, 24: 540—546
9 颜茂都, 方小敏, 陈诗越, 等. 青藏高原更新世黄土磁化率和磁性地层与高原重大气候变化事件. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 182—186
10 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 238—255
11 文启中, 等. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 23—63
12 陈骏, 安芷生, 刘连文, 等. 最近 2.5 Ma 以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 136—145
13 Gu Z Y, Lal D, Liu T S, et al. Five million year ^{10}Be record in Chinese loess and red-clay: Climate and weathering relationships. Earth Planet Sci Lett, 1996, 12: 701—709
14 Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. Glob Planet Chang, 1998, 18: 113—128
15 Gallet S, Jahn B M, Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. Chem Geol, 1996, 133: 67—88
16 顾兆炎, 丁仲礼, 熊尚发, 等. 灵台红粘土和黄土-古土壤序列的地球化学演化. 第四纪研究, 1999, 4: 357—363
17 Han J T, Fyfe W S, Longstaffe F T. Climatic implications of S5 paleosol complex on the Southermost Chinese Loess Plateau. Quat Res, 1998, 50: 21—33
18 陈骏, 季峻峰, 仇纲, 等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27: 531—536
19 刁桂仪, 文启中. 黄土风化成土过程中主要元素迁移序列. 地质地球化学, 1999, 27: 21—25
20 文启中, 刁桂仪, 贾蓉芬, 等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录. 第四纪研究, 1995, 3: 223—231
21 Taylor S R, Mclennan S M, McCulloch M T. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. Geochem Cosmochim Acta, 1983, 47: 1897—1905
22 文启中, 刁桂仪, 潘景瑜, 等. 黄土高原黄土的平均化学成分与地壳克拉克值的类比. 土壤学报, 1996, 33: 225—231
23 Taylor S R, Mclennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. London: Blackwell, 1985. 277
24 Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major chemistry of lutites. Nature, 1982, 299: 19—40
25 Mclennan S M. Weathering and global denudation. J Geol, 1993, 101: 295—303
26 Shackleton N J, Hall M A, Plate D. Pliocene stable isotope strategraphy of Site 846. Proc ODP Sci Res, 1995, 138: 337—355
27 Nesbitt H W, Markovices G, Price R C. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. Geochem Cosmochim Acta, 1980, 44: 1659—1666
28 孙福庆, 文启中, 刁桂仪, 等. 古土壤地球化学的某些问题——黄土风化过程中元素的变化. 土壤学报, 1983, 20: 101—111
29 吴海斌, 郭正堂, 方小敏, 等. 250 ka BP 前后中国北方干旱区的扩张及原因. 科学通报, 2002, 47: 1341—1346
30 Clemens S C, Prell W L. One million year record of summer monsoon winds and continental aridity from the Owen ridge (Site 722), northwest Arabian Sea. Proc ODP Sci Res, 1991, 117: 365—388
31 姚小峰, 郭正堂, 赵希涛, 等. 玉龙山东麓古土壤的发现及其对青藏高原隆升的指示. 科学通报, 2000, 45: 1671—1676
32 郭正堂, 吴海斌, 魏建晶, 等. 用古土壤有机质碳同位素探讨青藏高原东南缘的隆升幅度. 第四纪研究, 2001, 21: 392—398
33 钱方, 周兴国. 元谋第四纪地质与古人类. 北京: 科学出版社, 1991. 155—157
34 吕厚远, 王苏民, 吴乃琴, 等. 青藏高原错鄂湖 2.8 Ma 来的孢粉记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31(增刊): 234—240
35 许学汉, 裴静娴. 渡口-西昌区域第四系形成与新构造活动的热发光年龄及发展史研究. 地质科学, 1987, 4: 374—383
36 刘勇, 赵志军, 李才林, 等. 川西高原杂谷脑河阶地的形成. 地理学报, 2006, 61: 249—254