

# 甘肃西峰黄土-古土壤剖面的碳酸盐与有机碳的碳同位素差值( $\Delta\delta^{13}\text{C}$ )的变化及其古环境意义

宁有丰 刘卫国\* 安芷生

(中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075; 西安理工大学水利水电学院, 西安 710048; 西安交通大学能源与动力工程学院, 西安 710049. \* 联系人, E-mail: liuwg@loess.llqg.ac.cn)

**摘要** 选取位于黄土高原中部的甘肃西峰剖面作为研究对象, 分析了该剖面末次间冰期以来土壤有机碳和全岩碳酸盐的碳同位素组成变化. 该剖面的土壤有机碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ )变化范围为 $-23.8\text{‰}$ ~ $-20.2\text{‰}$ , 间冰期偏高, 冰期偏低. 全岩碳酸盐的碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ )变化范围为 $-8.5\text{‰}$ ~ $-3.6\text{‰}$ , 但总体显示出与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ 值相反的变化趋势, 即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TC}}$ 值在冰期偏高, 而在间冰期偏低. 土壤无机碳酸盐碳同位素与有机碳同位素的差值( $\Delta\delta^{13}\text{C}$ )的变化范围为 $14.1\text{‰}$ ~ $19.4\text{‰}$ ,  $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 值的大小反映了源区原生碳酸盐物质在全岩碳酸盐中所占相对比例的多少. 据此, 计算了西峰剖面源区碳酸盐的贡献: 在黄土沉积阶段,  $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 值较大, 源区碳酸盐与次生碳酸盐的相对比例最高可达6:4; 而在古土壤(弱古土壤)阶段,  $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 值较小, 原生碳酸盐物质的相对比例低. 同时, 由于风尘颗粒包含了原生碳酸盐物质, 研究认为黄土沉积中的 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 值变化指示了粉尘对黄土高原的贡献程度.

**关键词** 黄土-古土壤 有机碳 碳酸盐 碳同位素 末次冰期-间冰期

黄土高原地区的黄土-古土壤沉积序列保存和记录了丰富的古气候和古环境信息<sup>[1~3]</sup>. 由于 $\text{C}_3$ 和 $\text{C}_4$ 植物的碳同位素组成有明显的不同<sup>[4]</sup>( $\text{C}_3$ 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围为 $-32\text{‰}$ ~ $-20\text{‰}$ , 平均值为 $-27\text{‰}$ ;  $\text{C}_4$ 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围为 $-15\text{‰}$ ~ $-9\text{‰}$ , 平均值为 $-13\text{‰}$ ), 人们通过研究黄土-古土壤沉积中的土壤碳同位素组成, 来反演古植被的变化和相应的古气候、古环境变化. 但是人们发现, 在黄土沉积中, 土壤有机碳同位素和无机碳同位素反映的古植被和古环境状况有很大差别, 有的甚至恰恰相反<sup>[5~15]</sup>. 黄土高原地区的土壤有机碳同位素研究结果表明, 在古土壤发育阶段 $\text{C}_4$ 植物相对比例增加; 而在黄土沉积阶段,  $\text{C}_3$ 植物占有明显优势<sup>[8]</sup>. 但土壤碳酸盐的无机碳同位素研究却显示, 在间冰期,  $\text{C}_3$ 植物的相对比例增加; 而在冰期,  $\text{C}_3$ 植物的相对比例则下降<sup>[10]</sup>.

关于土壤碳酸盐和有机质的碳同位素组成的差异, 前人已做过相关的研究工作<sup>[16~18]</sup>. Cerling等<sup>[16,17]</sup>曾对现代土壤样品的碳同位素组成进行过非常好的研究, 研究结果表明在通常条件下, 土壤碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要比土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正 $13.5\text{‰}$ ~ $16.5\text{‰}$ 左右. Wang等<sup>[18]</sup>研究了西安刘家坡黄土-古土壤剖面的碳同位素组成, 获得的 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 值在 $9.4\text{‰}$ ~ $17.4\text{‰}$ 之间变化. 文献<sup>[18]</sup>作者认为, 土壤有机质碳同位素反

映的是长期平衡的平均生物状况, 而土壤碳酸盐碳同位素反映的只是植物生长季节的生物状况, 二者的碳来源不同, 而且形成时期的温度也不同,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ 之间的差异主要受控于不同季节的差异程度. 在该黄土-古土壤剖面中,  $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 值的变化主要反映了黄土高原地区不同季节的季风强弱和季风控制状况. 以前的研究<sup>[16~18]</sup>都集中在成土碳酸盐的碳同位素组成上, 成土碳酸盐的土壤 $\text{CO}_2$ 主要来自于生物地球化学过程. 至今, 黄土沉积中的碳酸盐和有机质的碳同位素差值的地质学意义仍然不清楚.

植物经过腐烂, 被分解为土壤有机质, 形成黏土-腐殖质胶结体, 并保存起来. 假设源区风尘颗粒带来的土壤有机质是可以忽略的, 那么土壤的有机碳同位素组成就直接记录了当时的植被组成状况, 被用来反演古植被变化是相对比较可靠的. 而黄土-古土壤序列中的无机碳酸盐则包括原生和次生两种来源, 只有次生碳酸盐信息才是当时植被和气候的真实反映, 其中的原生碳酸盐物质会干扰实验结果的解释. 区分黄土中的原生碳酸盐和次生碳酸盐是一项很困难的工作, 前人已开展过相关的研究<sup>[19,20]</sup>. 为了确定黄土中原生和次生碳酸盐的比例, 文启忠<sup>[19]</sup>曾在显微镜下根据矿物形态差异进行概率统计和面积比计算, 获得了黄土中这两种碳酸盐相对含量的数据. 陈

骏等 [20]对土壤碳酸盐进行了Sr同位素和部分微量元素的研究,认为黄土中原生碳酸盐以高Sr含量和低<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr的比值为特点,次生碳酸盐以低Sr含量和高<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr的比值为标志.

本研究选取了位于黄土高原中部的西峰黄土-古土壤剖面,分析了末次间冰期以来该剖面的土壤有机碳和全岩碳酸盐的碳同位素组成变化,假设土壤有机质和土壤碳酸盐的碳同位素达到了平衡,并且二者是同源的,即都来源于植物腐烂和植物根部呼吸作用所产生的CO<sub>2</sub>,根据已有的相关研究 [16,17],二者的差值(Δδ<sup>13</sup>C)应是定值.如果差值大于这个定值,较大的差值就指示了原生碳酸盐矿物的贡献.我们通过计算Δδ<sup>13</sup>C值的变化,探讨了不同沉积阶段全岩碳酸盐中原生碳酸盐和次生碳酸盐物质的相对比例,并以此来反映粉尘对黄土高原的贡献程度.

### 1 样品采集和分析

采样点位于黄土高原中部的甘肃省西峰市(107°38'E, 35°42'N),附近有一个砖瓦厂在此取土,剖面出露很好.该地区属干旱-半干旱区气候,年平均气温 9.2 ,最冷月均温-4.4 ,最热月均温 21.8 ;年均降水量约 480 mm,多集中在 7~9 月.本研究以 40 cm 间隔,连续采集了该剖面末次间冰期以来的黄土-古土壤粉末样品.样品在 40 °C 下烘干,保存.

土壤样品的有机碳同位素分析采用密闭安瓶法.取适量研磨(过 100 目筛)好的土壤样品在室温下同过量 HCl(2M)反应 24 h,以除去碳酸盐,然后用蒸馏水洗至中性,并在 40 °C 下烘干,研磨至 80 目以下.取土

样约 0.3 g 装入石英管内,加入 CuO 和箔金丝,抽好真空后密封,在 850 °C 条件下恒温灼烧 2 h.

土壤样品的无机碳同位素分析采用磷酸平衡法.取研磨好的土壤样品约 0.3 g 在真空条件下与 10 mL 纯磷酸在 75 °C 的水浴中反应 2 h.

碳同位素的测定在中国科学院地球环境研究所 MAT-251 型质谱仪上进行,样品的同位素比值以相对于 VPDB 标准的千分比(δ)表示,相对误差<0.3‰.样品的磁化率和粒度实验均在中科院地球环境研究所完成.

### 2 分析结果

西峰剖面的土壤有机碳同位素结果显示(图 1): δ<sup>13</sup>C<sub>SOM</sub> 值的变化范围为: -23.8‰~-20.2‰.其中最大值出现在 S<sub>0</sub> 古土壤层中,而最小值出现在 L<sub>1</sub> 黄土层中,古土壤层(S<sub>0</sub>, S<sub>1</sub>)中的 δ<sup>13</sup>C<sub>SOM</sub> 值要明显高于相邻的黄土层(L<sub>1</sub>)中的 δ<sup>13</sup>C<sub>SOM</sub> 值.

西峰剖面的无机碳酸盐碳同位素结果显示: δ<sup>13</sup>C<sub>TC</sub> 值的变化范围为: -8.5‰~-3.6‰.其中最大值出现在紧靠 S<sub>0</sub> 层底部的 L<sub>1</sub> 中的黄土层中,而最小值出现在 L<sub>1</sub> 层中部的弱古土壤层中.各层位的 δ<sup>13</sup>C<sub>TC</sub> 值如下: S<sub>1</sub>: -8.1‰~-7.1‰, L<sub>1</sub>LL<sub>2</sub>: -6.6‰~-6.0‰, L<sub>1</sub>SS<sub>1</sub>: -8.5‰~-6.6‰, L<sub>1</sub>LL<sub>1</sub>: -6.0‰~-3.7‰, S<sub>0</sub>: -4.6~-4.4‰(见图 1).

### 3 讨论

#### 3.1 西峰剖面的土壤有机碳同位素组成

西峰剖面的土壤有机碳同位素结果显示,在气

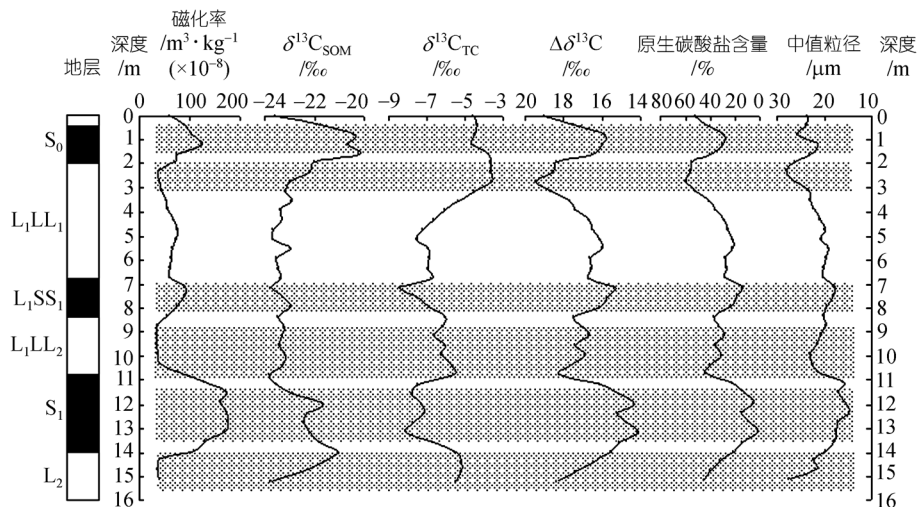
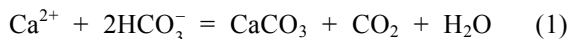


图 1 西峰黄土-古土壤序列土壤磁化率、碳同位素组成及原生碳酸盐相对含量变化

候相对暖湿的古土壤(弱古土壤)发育期( $S_0$ ,  $L_1SS_1$ ,  $S_1$ ), 其 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值要明显偏高, 表明在间冰期阶段, 该地区 $C_4$ 植物的相对比例增加; 而在气候相对冷干的黄土沉积期( $L_1LL_1$ ,  $L_1LL_2$ ,  $L_2$ ), 土壤的 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值偏低, 表明在冰期阶段, 该地区 $C_4$ 植物的相对比例减少, 而 $C_3$ 植物的相对比例增加. 这与前人的研究结果是一致的 [5,8,9,11-13]. 在西峰黄土-古土壤沉积序列中,  $L_1$ 黄土层中较低的 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值(-23.8‰)反映了当时 $C_3$ 植物占据主导地位; 而 $S_0$ 古土壤层中较高的 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值(-20.2‰)则反映了 $C_3$ ,  $C_4$ 植物共存的古植被环境.

### 3.2 西峰剖面无机碳酸盐碳同位素组成

原生碳酸盐物质在土壤 $CO_2$ 和 $H_2O$ 的作用下, 重新溶解, 再结晶, 形成次生的碳酸盐物质. 在溶解-再结晶的过程中, 碳酸盐实现了与外界环境的同位素交换. 成土次生碳酸盐的形成过程可由下式表示 [21]:



在此过程中, 由于土壤 $CO_2$ 的流通速率(约 $5 \times 10^{-3} \text{ mol/cm}^2 \cdot \text{a}$ )比土壤碳酸盐的形成速率(约 $10^{-5} \sim 10^{-6} \text{ mol/cm}^2 \cdot \text{a}$ )要高几个数量级, 所以, 土壤 $CO_2$ 气体控制土壤次生碳酸盐的碳同位素组成 [16]. 温带地区土壤 $CO_2$ 的含量变化在0.3‰~11.5‰, 平均为0.9‰, 而大气中 $CO_2$ 约占0.03‰, 由于土壤 $CO_2$ 的分压远远高于大气层, 故而大气 $CO_2$ 对土壤碳酸盐的作用不大, 土壤 $CO_2$ 气体主要由植物根系呼吸和植物残体分解作用产生 [22]. 只有在土壤呼吸速率极低时, 空气中的 $CO_2$ 气体才可能有较大影响 [17]. 因此, 土壤次生碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值与植被类型密切相关, 次生碳酸盐的碳同位素组成能够很好地记录和反映碳酸盐形成时期的植被类型和气候状况. 另外Quade等 [23]在美国内华达州选取了两处土壤剖面做过对比试验, 一处土壤母质是石灰岩, 另一处土壤母质是火山岩. 该实验结果表明, 两处土壤剖面的碳同位素组成变化是相似的, 说明溶解的原生碳酸盐的碳同位素组成对次生碳酸盐的碳同位素组成无明显的影响.

但是, 在黄土-古土壤沉积序列中, 风尘带来的源区碎屑碳酸盐并不能被完全溶解, 未溶解的原生碳酸盐也是黄土-古土壤中全岩碳酸盐的重要组成部分, 相对于次生碳酸盐占有重要的比例 [24]. 源区碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值相对较高, 黄土高原粉尘源区碳酸盐物质的 $\delta^{13}C$ 值约在0左右 [25,26]. 这样, 在我们运用黄土-古土壤沉积中的全岩碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值来解释古植被和古气候变化时, 由于未溶解的源区碳酸盐物质

的干扰, 势必会产生较大的影响.

西峰剖面的全岩碳酸盐的碳同位素结果显示出与有机碳同位素不同的结果. 在整个剖面中古土壤发育最好的 $S_1$ 阶段,  $\delta^{13}C_{TC}$ 值最低, 在 $S_0$ 古土壤阶段和 $L_1SS_1$ 弱古土壤阶段,  $\delta^{13}C_{TC}$ 也都显示较低值;  $\delta^{13}C_{TC}$ 的较高值均出现在黄土沉积阶段( $L_1LL_1$ ,  $L_1LL_2$ 和 $L_2$ ), 最高值出现在 $L_1LL_1$ 中.

Frikes等 [10]研究认为, 洛川黄土-古土壤沉积序列中, 较低的 $\delta^{13}C_{TC}$ 值, 指示了间冰期的古植被以森林为主; 而较高的 $\delta^{13}C_{TC}$ 值, 则指示了冰期的 $C_4$ 植被扩张. 李玉梅等 [7]研究了大荔黄土-古土壤序列的 $\delta^{13}C_{TC}$ 值, 认为由于植物呼出的 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 值相对原生碳酸盐要偏低, 土壤中低 $\delta^{13}C_{TC}$ 值指示了植被相对丰富、降水较多的环境状况. 然而, 在黄土-古土壤沉积中, 土壤碳酸盐实际上是原生和次生碳酸盐的共同贡献, 因此 $\delta^{13}C_{TC}$ 与 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值之间的差异, 主要是由于全岩碳酸盐中原生碳酸盐与次生碳酸盐相对比例所造成的.

### 3.3 $\delta^{13}C_{TC}$ 与 $\delta^{13}C_{SOM}$ 的差值 $\Delta\delta^{13}C$

我们将西峰剖面中相同深度土壤的 $\delta^{13}C_{TC}$ 与 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值作了一个差值 $\Delta\delta^{13}C$ (即 $\Delta\delta^{13}C = \delta^{13}C_{TC} - \delta^{13}C_{SOM}$ ), 结果显示(图1):  $\Delta\delta^{13}C$ 值的变化范围为14.1‰~19.4‰, 最大值位于 $L_1LL_1$ 层中, 最小值位于 $S_1$ 层中, 黄土层中的 $\Delta\delta^{13}C$ 值要明显高于相邻的古土壤和弱古土壤层.

在Cerling等 [16,17]进行的研究中, 土壤样品中的碳酸盐都是次生的土壤碳酸盐(Pedogenic carbonate), 排除了原生碳酸盐物质的干扰. 他们的研究表明植物呼出的 $CO_2$ 气体在扩散为土壤 $CO_2$ 气的过程中, 会有至少4.4‰的扩散分馏效应, 在土壤次生碳酸盐的形成过程中, 还会产生碳同位素的分馏, 分馏的大小与温度有关. 在 $0^\circ\text{C}$ 和 $25^\circ\text{C}$ 不同条件下, 次生碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值比土壤 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 值要分别偏正12‰和9‰左右. 因此, 在 $0^\circ\text{C}$ 和 $25^\circ\text{C}$ 不同条件下, 形成的次生碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值要比植物呼出 $CO_2$ 气体的 $\delta^{13}C$ 值(即 $\delta^{13}C_{SOM}$ 值)偏正16.5‰和13.5‰左右. 也就是说在通常条件下, 无原生碳酸盐干扰的土壤的 $\Delta\delta^{13}C$ 值约在13.5‰~16.5‰之间.

西峰剖面的 $\Delta\delta^{13}C$ 值在14.1‰~19.4‰间变化, 超出了Cerling等研究的现代土壤 $\Delta\delta^{13}C$ 值的变化范围(13.5‰~16.5‰) [16,17], 这主要是由于黄土-古土壤沉积序列中土壤有机碳和无机碳的碳来源不同所造成

的。黄土-古土壤沉积中的土壤有机碳直接来自于植被，与土壤形成期的植被类型有关。在黄土-古土壤沉积序列中碳酸盐则包括原生碳酸盐和次生碳酸盐两部分，其中的次生碳酸盐中的碳来源于植物呼吸所释放的CO<sub>2</sub> 气体，与土壤有机碳是同源的，与植被类型相关；而原生碳酸盐物质则是风尘带来的源区物质，与当地的植被类型无关。由于源区碳酸盐物质的δ<sup>13</sup>C值较高，如果原生碳酸盐在全岩碳酸盐中的相对比例越大，Δδ<sup>13</sup>C值也就会越大，也就是说，Δδ<sup>13</sup>C值反映了源区碳酸盐物质贡献的多少。我们可以看出(图 1)，西峰剖面的Δδ<sup>13</sup>C值变化与磁化率变化有很好的负相关性，在气候暖湿的古土壤(弱古土壤)阶段，Δδ<sup>13</sup>C值较小，原生碳酸盐含量较低；在黄土沉积阶段，Δδ<sup>13</sup>C值较大，原生碳酸盐含量高。

如果我们假定源区碳酸盐的δ<sup>13</sup>C 值是一定的，就可以简单的估算出原生碳酸盐物质在全岩碳酸盐中的相对比例。具体计算方法可以表示如下：

$$\delta^{13}C_{TC} = F_{PC} * \delta^{13}C_{PC} + F_{SC} * \delta^{13}C_{SC} \quad (2)$$

由于：
$$\Delta\delta^{13}C = \delta^{13}C_{SC} - \delta^{13}C_{SOM} \quad (3)$$

(2)式即可表示为：

$$\delta^{13}C_{TC} = F_{PC} * \delta^{13}C_{PC} + (1 - F_{PC}) * (\delta^{13}C_{SOM} + \Delta\delta^{13}C) \quad (4)$$

其中：F<sub>PC</sub> 为原生碳酸盐的相对比例；F<sub>SC</sub> 为次生碳酸盐的相对比例；δ<sup>13</sup>C<sub>PC</sub> 为原生碳酸盐的δ<sup>13</sup>C 值(‰)；δ<sup>13</sup>C<sub>SC</sub> 为次生碳酸盐的δ<sup>13</sup>C 值(‰)；δ<sup>13</sup>C<sub>TC</sub> 为全岩碳酸盐的δ<sup>13</sup>C 值(‰)；Δδ<sup>13</sup>C 为土壤次生碳酸盐和有机质δ<sup>13</sup>C 值的差值。

由于黄土-古土壤沉积中的原生碳酸盐主要来自沙漠、湖相和古海相碳酸盐地层，其δ<sup>13</sup>C值在 0 左右 [19,25,26]，在本次计算中，取δ<sup>13</sup>C<sub>PC</sub> = 0。根据Cerling [17] 的研究，不同温度条件下，土壤次生碳酸盐和与同源土壤有机质δ<sup>13</sup>C值的差值大致在 13.5‰~ 16.5‰之间，本次计算中取Δδ<sup>13</sup>C = 14‰。

我们以西峰剖面为例，大致估算出了该剖面末次间冰期以来原生碳酸盐物质占全岩碳酸盐的相对比例(图 1)。在古土壤发育时期，全岩碳酸盐中原生碳酸盐所占的相对比例相对较低，在 S<sub>1</sub> 中的全岩碳酸盐几乎全为次生的碳酸盐。而在黄土堆积时期，原生碳酸盐所占的相对比例就相对要大，最大可达 60%左右，次生碳酸盐只占小部分，这样原生碳酸盐对全岩碳酸盐的影响就会很大。

由于黄土-古土壤沉积序列中原生碳酸盐主要来自源区贡献，全岩碳酸盐中原生碳酸盐相对比例的

多少可能反映源区粉尘物质的贡献程度。黄土-古土壤中的沉积物粒度指标已被广泛用于指示东亚季风强度的变化 [3,27,28]，黄土粒度分布的中值指示了搬运粉尘的风场强度，中值越大，风力越强，黄土高原接受的源区粉尘物质也越多。这里，我们对比了西峰黄土/古土壤剖面中土壤中值粒径与Δδ<sup>13</sup>C值的相关关系(图 2)，可以看出二者有很好的正相关性(图中除去了一个异常点)，较高的Δδ<sup>13</sup>C值对应于较粗的土壤粒径，指示黄土高原粉尘堆集程度较强。从西峰剖面各指标的比较我们可以看出(图 1)，在黄土沉积阶段，Δδ<sup>13</sup>C值较大，土壤的中值粒径也较大，对应于黄土高原接受较多的源区粉尘物质；反之在气候暖湿的古土壤(弱古土壤)阶段，土壤的Δδ<sup>13</sup>C值较小，土壤的中值粒径也较小，对应于黄土高原接收较少的源区粉尘物质。

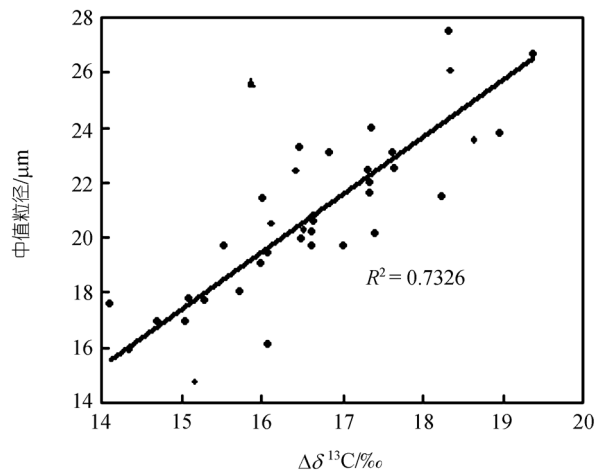


图 2 西峰黄土-古土壤序列土壤中值粒径与Δδ<sup>13</sup>C 值的相关关系

#### 4 结论

通过对甘肃西峰剖面末次间冰期以来土壤碳同位素的研究，我们认为由于原生碳酸盐物质的干扰，δ<sup>13</sup>C<sub>TC</sub> 值的变化不能直接用来反演古植被和古气候的变化，而δ<sup>13</sup>C<sub>TC</sub> 和δ<sup>13</sup>C<sub>SOM</sub> 的差值(Δδ<sup>13</sup>C)变化有着重要的地质意义。

( ) 西峰剖面的Δδ<sup>13</sup>C 值变化大致反映了不同时期源区碳酸盐物质贡献的多少，Δδ<sup>13</sup>C 高值对应于较高的原生碳酸盐相对比例，Δδ<sup>13</sup>C 低值则对应于较低的原生碳酸盐相对比例。我们对西峰剖面进行了原生碳酸盐物质占全岩碳酸盐相对比例的估算，发现：在黄土沉积阶段，Δδ<sup>13</sup>C 值较大，源区碳酸盐的

相对比例最高可达 60%左右;而在古土壤(弱古土壤)阶段,  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  值较小, 原生碳酸盐物质的相对比例低。

( ) 黄土-古土壤沉积序列中的  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  值变化可以作为黄土高原粉尘堆积程度的指示。

在我们的计算中,没有考虑不同时期温度效应对碳同位素分馏的影响,而是将  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  值统一取值为 14‰。在黄土沉积阶段,土壤次生碳酸盐形成时候的温度相对较低,  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  值会大于 14‰, 原生碳酸盐物质在全岩碳酸盐中所占的实际比例比计算结果要偏少一些。另外,不同沉积时段风尘带来的原生碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值可能也有较大的差别。更精确的计算还有待更深入的研究。

致谢 感谢武振坤,宋少华博士在野外工作中给予的帮助。本工作受国家自然科学基金项目(批准号:40599422,40523002,40121303)和国家重点基础研究发展规划项目(批准号:2004CB720200)资助。

### 参 考 文 献

- 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
- An Z, Kukla G, Porte S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000 years. *Quat Res*, 1991, 36: 29—36[DOI]
- 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(3): 278—283
- Ehleringer J R. Implications of quantum yield differences to the distributions of  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  grasses. *Oecologia*, 1978, 31: 255—267
- 林本海, 刘荣谟. 最近 800 Ka 黄土高原夏季季风变迁的稳定同位素证据. *科学通报*, 1992, 37(18): 1691—1693
- 韩家懋, 姜文英, 刘东生, 等. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(5): 399—404
- 李玉梅, 刘东生. 大荔黄土-古土壤序列  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sc}}$  值及其古环境意义. *科学通报*, 2003, 48(5): 486—490
- 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(10): 830—836
- 顾炎炎, 刘强, 许斌, 等. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植物相对丰度的控制. *科学通报*, 2003, 48(13): 1458—1464
- Frikes L A, Sun J. A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence: Estimates of plant types during stadials and interstadials. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeool*, 1994, 108: 183—189
- An Z, Huang Y, Liu W, et al. Expansion of  $\text{C}_4$  vegetation in Loess Plateau and stages uplifts of Qing-Tibet Plateau. *Geology*, 2005, 33(9): 705—708
- Liu W, Yang H, Cao Y, et al. Did an extensive forest ever develop on the Chinese Loess Plateau during the past 130 ka?: a test using soil carbon isotopic signatures. *Appl Geochem*, 2005, 20: 519—527[DOI]
- Vidic N J, Montañez I P. Climatically driven glacial-interglacial variations in  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  plant proportions on the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 2004, 32(4): 337—340[DOI]
- Zhang Z, Zhao M, Lu H, et al. Lower temperature as the main cause of  $\text{C}_4$  plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 214: 467—481[DOI]
- 王国安. 稳定碳同位素在第四纪古环境研究中的应用. *第四纪研究*, 2003, 23(5): 472—484
- Cerling T E, Quade J. Stable Carbon and Oxygen Isotopes in Soil Carbonates. In: Swart P, Mckenzie J A, eds. *Continental Isotopic Indicators of Climate*. Washington DC: American Geophysical Union, 1993. 217—231
- Cerling T E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 71: 229—240[DOI]
- Wang H, Follmer L R. Proxy of monsoon seasonality in carbon isotopes from paleosols of the southern Chinese Loess Plateau. *Geology*, 1998, 26: 987—990[DOI]
- 文启忠. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 115—159
- 陈骏, 仇纲, 杨杰东. 黄土碳酸盐 Sr 同位素组成与原生和次生碳酸盐识别. *自然科学进展*, 1997, 7(6): 731—734
- 耿安松, 文启忠. 陕西洛川黄土中碳酸盐的某些地球化学特征. *地球化学*, 1988, 3: 267—275
- 韩家懋, 姜文英, 吕厚远, 等. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(二): 碳同位素及其古环境意义. *第四纪研究*, 1995, 4: 367—377
- Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Systematic variations in the stable carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, USA. *Geol Soc Amer Bull*, 1989, 101: 464—475[DOI]
- 刘东生. 黄土的物质成分和结构. 北京: 科学出版社, 1966. 59—71
- 王亚强, 曹军骥, 张小曳, 等. 中国粉尘源区表土碳酸盐含量与碳氧同位素组成. *海洋地质与第四纪地质*, 2004, 24(1): 113—117
- 曹军骥, 王亚强, 张小曳, 等. 大气中碳酸盐的碳同位素分析及其来源指示意义. *科学通报*, 2004, 49(17): 1785—1788
- Porter S C, An Z. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305—308[DOI]
- Xiao J, Porter S C, An Z, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130000yr. *Quat Res*, 1995, 43: 22—29[DOI]

(2006-01-20 收稿, 2006-03-30 接受)