

风成沉积物 4~16 μm 石英氧同位素记录 及其物质来源意义*

侯圣山 杨石岭 孙继敏 丁仲礼

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 通过对灵台剖面 7.0 MaBP 以来的黄土-红粘土堆积以及黄土高原和北京 6 个马兰黄土剖面的石英氧同位素分析, 发现石英氧同位素比值受沉积后作用的影响不明显, 同一粒径颗粒的石英氧同位素比值比较能够较好地反映源区变化特征; 灵台剖面红粘土的氧同位素比值的变化范围以及波动特征和第四纪黄土-古土壤相似, 表明红粘土和其上的黄土有类似的沉积物源系统; 此外, 整个剖面上的石英氧同位素比值的波动可能仅反映了物源区域的变化。

关键词 石英氧同位素比值 大气粉尘 物质来源

近年来, 晚新生代亚洲内陆干旱化的研究越来越受到全球古气候学家的重视. Rea 等^[1]把北太平洋 ODP885/886 孔 12MaBP 以来风尘物质的来源归因于亚洲内陆晚新生代的干旱化; Ding 等^[2-5]通过对灵台剖面红粘土的沉积学, 磁性地层学和元素地球化学研究, 提出晚中新世以来的红粘土具有和第四纪黄土-古土壤类似的成因, 由此把黄土高原连续风尘序列的底界年龄从以前认为的 2.4~2.6 MaBP^[6-8]下推到至少 7.0 MaBP; 最近, Guo 等^[9]的研究又进一步表明, 黄土高原风尘堆积可下推到 22 MaBP. 但是, 不同的学者对红粘土的沉积成因尚有争议^[10-12], 要确定其风成成因, 还有待做多方面的研究工作。

石英是构成黄土-红粘土物质的最主要的矿物. 在第四纪的黄土-古土壤中, 石英的含量要占 48%~65%^[7,13]. 石英在表生过程中极为稳定, 沉积后难以发生大的变化, 因此能够很好地保存粉尘来源物质的原始状况. Xiao 等^[13,14]和孙有斌等^[15]曾经报道过黄土中石英粒度数据, 认为石英粒度组成能够更为敏感地反映搬运风力的状况. 因此, 风尘物质中的石英最近受到研究者的较多关注。

不同成因的石英具有不同的氧同位素比值, 分析沉积物中石英氧同位素比值能够较好地指示其物源系统. Rex 等^[16]就曾经通过测定夏威夷岛屿上的土壤和太平洋深海沉积物中的石英氧同位素比值, 提出它们来源于高空搬运的大陆粉尘. Gu 等^[17]研究了我国黄土中的石英氧同位素, 并且把石英氧同位素比值与风尘物质的来源联系起来. 由此可见, 利用石英氧同位素比值, 有可能为黄土高原红粘土的成因及其物源系统的研究提供重要的证据. 本研究通过采集空间上的马兰黄土样品和灵台黄土-红粘土剖面上的样品, 分析其石英氧同位素比值, 主要

2002-09-04 收稿, 2003-02-21 收修改稿

* 国家自然科学基金重大项目(批准号: 49894170)和中国科学院创新项目(编号: KZCX2-108)共同资助

目的为进一步探讨红粘土的成因和物质来源问题.

1 样品采集和实验方法

灵台剖面位于黄土高原中部(图 1), 厚约 305 m, 上部的第四纪黄土-古土壤厚约 175 m, 下部的第三纪红粘土厚约 130 m, 底界年龄约为 7.0 MaBP^[2]. 本研究采集了灵台剖面的 9 个黄土样品、11 个古土壤样品和 33 个红粘土样品. 黄土和古土壤样品分别来自 S0, L1, S1, S2, L3, S3, S5, L6, L9, S13, S14, L15, S19, L24, S26, L27, S31, L32, S32 和 L33, 红粘土样品基本上以 4 m 为间隔采集. 空间上马兰黄土样品分别采自洪德(HD)、庆阳白马铺(BM)、宁县(NX)、彬县(BX)、杨陵(YAL)和北京附近官厅(GT)地区(图 1), 每个地点对应于深海氧同位素阶段 2, 3 和 4 的层位分别采样 1 块. 此外, 我们还采集了 2 块榆林蔡家沟(CJG, 图 1)的马兰黄土, 分别对应于深海氧同位素阶段 2 和 4. 本研究总共采集和分析样品 73 块.

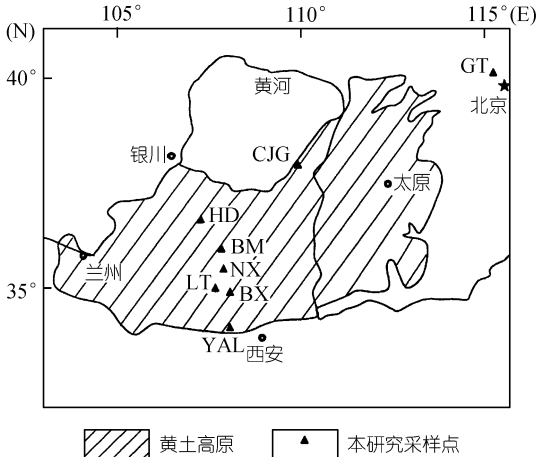


图 1 研究剖面位置图

HD, BM, NX, BX, YAL, LT, CJG, GT 分别示洪德、庆阳白马铺、宁县、彬县、杨陵、灵台、榆林蔡家沟和官厅

考虑到不同样品分析结果之间的可对比性, 我们对榆林蔡家沟的两个黄土样品分别分离了小于 16, 16 ~ 63, 63 ~ 125 μm 以及大于 125 μm 的石英, 用以研究不同粒径石英之间的氧同位素组成的差异. 而对其他马兰黄土样品和灵台剖面的黄土-红粘土样品, 选取了粒径在 4 ~ 16 μm 之间的石英.

碎屑沉积物中石英颗粒的提取, 已经有了较为成熟的化学方法^[18-20]. 本研究采用 $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$ 熔融- H_2SiF_6 浸泡法提取石英. 对蔡家沟的砂黄土样品, 先用标准筛把小于 63, 63 ~ 125 μm 和大于 125 μm 的部分进行分离. 再用玛瑙研钵分别把 63 ~ 125 μm 和大于 125 μm 的部分研磨后, 用 $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$ 熔融- H_2SiF_6 浸泡法分别取得代表原始样品中 63 ~ 125 μm 和大于 125 μm 粒级的石英. 对蔡家沟两个样品的小于 63 μm 的部分和所有其他样品, 我们先进行 $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$ 熔融- H_2SiF_6 浸泡法提取石英, 然后用沉降法分离不同粒级的石英. 这样, 我们就获取了蔡家沟黄土中的小于 16, 16 ~ 63, 63 ~ 25 μm 和大于 125 μm 粒级的石英, 和所有其他样品中的 4 ~ 16 μm 粒级的石英来进行氧同位素分析. 提取的石英用 X 射线衍射法检验纯度在 98% 以上.

接下来称取按粒级分离出的石英样品 12 mg, 用 BrF_5 法进行氧元素的提取^[18-20], 并在高真空下和碳棒高温反应完全转化为 CO_2 气体. 然后用 Finnigan DeltaS 质谱仪把获得的 CO_2 气体进行氧同位素测定. 测定结果以标准平均大洋水(SMOW)作为标准表示:

$$\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{sample}}/({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} - 1] \times 1000\text{‰},$$

对于石英氧同位素的 BrF_5 法前处理和质谱测定, 我们用国际标准样品 NBS28 进行了实验误差的标定, 平行 7 次测定的误差为 0.11‰(表 1). 精密度和精确度均为良好.

表 1 BrF₅ 法和质谱分析国际标准 NBS28 误差表

分析编号	样品量/mg	$\delta^{18}\text{O}/(\text{‰}, \text{SMOW})$
46-1	12	9.5
48-2	12	9.7
54-1	12.2	9.8
55-1	12.2	9.6
56-5	12	9.7
56-6	12	9.6
61-1	12.1	9.8
平均值		9.67
标准偏差		0.111
IAEA 推荐值		9.597

2 结果和讨论

2.1 马兰黄土的石英氧同位素

榆林蔡家沟马兰黄土中不同粒级的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 11.5‰~20.4‰, 并且随着粒度的变粗而降低(图 2), 这与以前的研究结论相一致^[17]. 比如, 4 阶段沉积的黄土随着粒径变粗, 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值从 20‰线性下降到 11.5‰; 而 2 阶段黄土中的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值从小于 16 μm 的 20.4‰下降到 16~63 μm 的 14.6‰, 再下降到 63~125 μm 的 14.2‰, 但大于 125 μm 的部分又稍有增加, 为 15.8‰. 同一样品中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值随粒度变粗而减小的现象, 似可归因于黄土中不同粒级的石英颗粒有着不同的初始来源. 在结晶岩中, 石英矿物可以生长成很大的颗粒, 而且 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低, 如火成岩为 8‰~10‰, 变质岩为 10‰~16‰, 热液改造的岩石为 4‰~10‰; 在低温岩石中, 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值则显高值, 如白云岩和 10℃~40℃成因的玉髓中的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 24‰~33‰, 40℃~80℃成因的玉髓中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 14‰~24‰^[18]. 黄土物质在被风力搬运前, 一般为新生代沉积盆地中的水体沉积物, 这些物质中既有未经改造的结晶岩破碎而来的石英颗粒, 又有表生过程中形成的次生石英. 而次生石英的颗粒一般较为细小, 由此显示石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值随颗粒变细而增加的现象. 由于不同粒径石英来源上的不一致性和不确定性, 此次研究对所有的样品均提取了 4~16 μm 的石英. 通过对 4~16 μm 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的对比, 可以排除由粒径不同带来的差异, 从而保证不同样品之间的可对比性.

黄土高原和北京地区马兰黄土中对应于深海氧同位素 2, 3, 4 阶段样品的 4~16 μm 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 15.7‰~20.5‰之间, 平均为 18.73‰(图 3). 这个范围大致代表了中国大陆风尘物质的石英氧同位素的组成状况, 并表明其石英颗粒有很大部分形成于表生过程. 黄土高原的洪德(HD)、庆阳白马铺(BM)、宁县(NX)、彬县(BX)和杨陵(YAL)等几个采样点自北向南大致顺着黄土搬运的方向(图 1), 其平均年降水量和平均温度亦自北向南增加, 但其马兰黄土石英氧同位素组成并没有显示出从北到南的分异. 洪德的 3 个样品石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 19.63‰, 庆阳白马铺的平均值为 18.0‰, 宁县的平均值为 18.4‰, 彬县样品的平均值为 19.1‰, 杨陵样品的平均值为 17.3‰. 宁县和杨陵剖面的 3 个样品之间 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异较大, 2 阶段样品的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值比同一剖面其他两个点的要低得多. 洪德、庆阳和彬县剖面的 3 个不同时期的马兰黄土样品石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值相差不大. 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值没有显示出明确的从北到南分异现象, 意味着它们来自一个混和源区, 并且粉尘沉积后产生的次生石英可以忽略不计. 另外, 北京地区马兰黄土石英

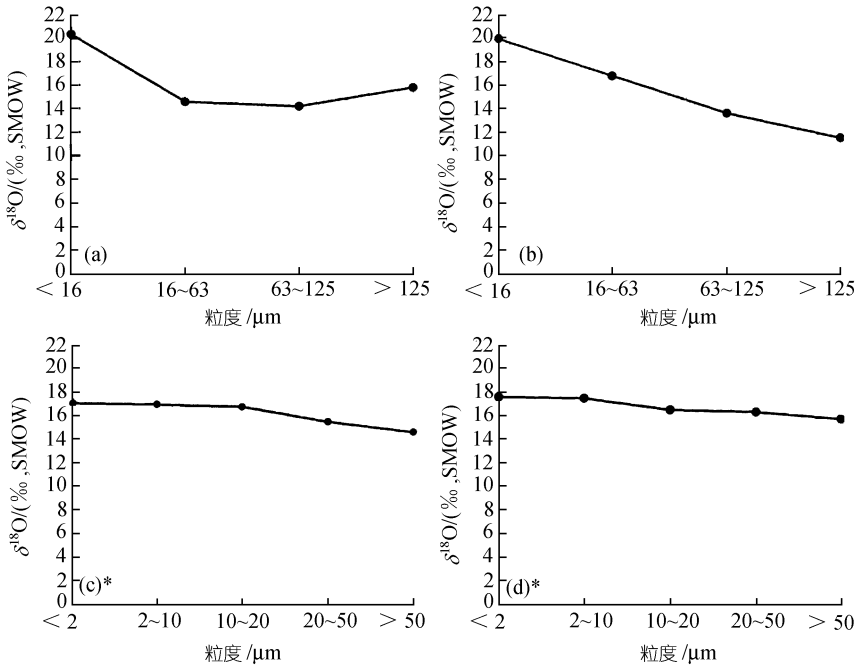


图 2 黄土高原马兰黄土分粒级石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值

(a) 蔡家沟马兰黄土(对应 MIS2); (b)蔡家沟马兰黄土(对应 MIS4); (c)洛川马兰黄土; (d)靖边马兰黄土. * 数据来自文献[17]

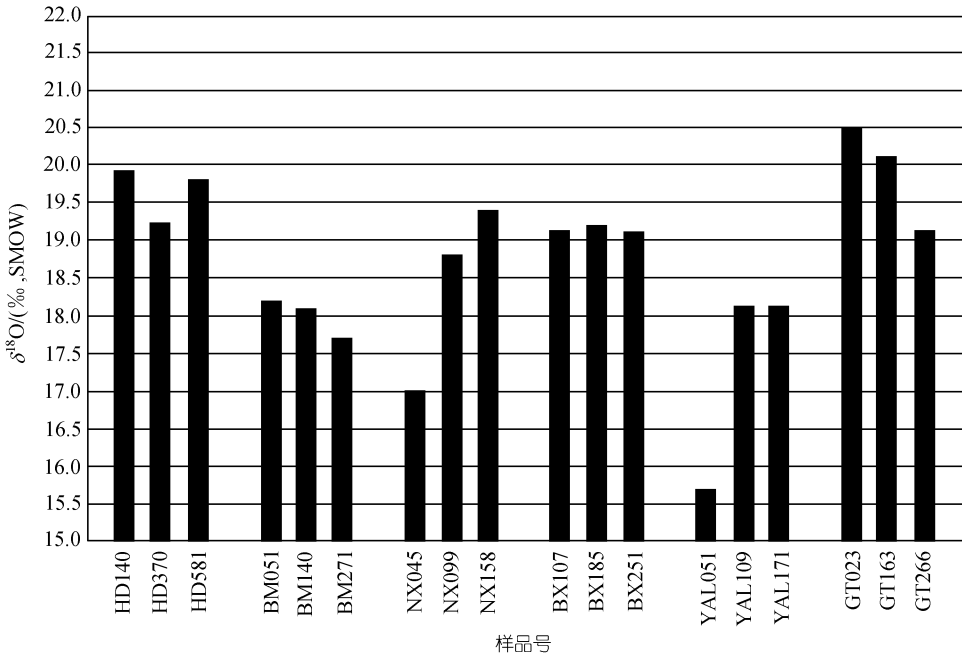


图 3 黄土高原和北京地区马兰黄土 4~16 μm 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值

分别来自洪德(HD)、庆阳白马铺(BM)、宁县(NX)、彬县(BX)、杨陵(YAL)和北京官厅(GT)剖面. 每个剖面 3 个样品
从左到右分别对应深海氧同位素 2, 3, 4 阶段

$\delta^{18}\text{O}$ 值平均为 19.9‰, 总体上要高于黄土高原的 马兰黄土. 据 Xiong 等^[21] 的研究, 北京黄土主要来自其北面的 浑善达克沙漠. 从石英氧同位素组成特征上, 也可反映出北京地区 马兰黄土有一定的独特性.

2.2 灵台黄土-红粘土剖面的石英氧同位素

灵台黄土-红粘土剖面 4~16 μm 石英氧同位素比值示于图 4, 所有样品均集中在 17.3‰~21.6‰, 平均为 19.20‰, 这略高于空间上 马兰黄土的石英同位素比值. 灵台剖面黄土样品的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 17.4‰~19.4‰ 之间, 平均为 18.66‰; 古土壤样品的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 18.1‰~20.2‰ 之间, 平均为 18.88‰; 红粘土样品的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 17.3‰~21.6‰ 之间, 平均为 19.46‰. 从上面的结果可以看出, 灵台剖面红粘土的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值稍高于黄土和古土壤, 变化范围亦较大, 但是总体上和黄土、古土壤相当, 因此可以认为红粘土的物质来源和黄土、古土壤相似. 黄土和古土壤分别为冰期和间冰期堆积的粉尘物质, 然而它们石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值却没有明显差别, 说明了源区物质组成并不完全受控于冰期间冰期的气候变化, 均是高度混合的来自于新生代沉积盆地的细粒物质.

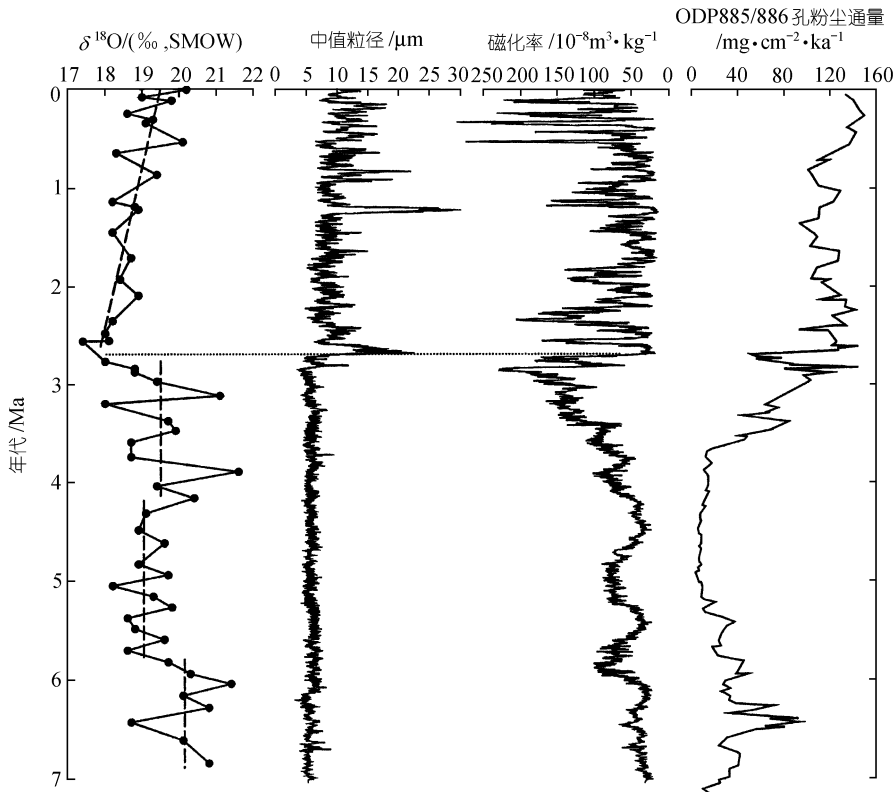


图 4 灵台剖面 4~16 μm 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全样粒度、磁化率及北太平洋 ODP885/886 孔粉尘通量对比图
图中 7~2.6 Ma 的 3 段虚线分别代表不同时期的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值, 2.6 Ma 以来的虚线代表 $\delta^{18}\text{O}$ 趋势. 横的点线代表黄土、红粘土的分界

灵台剖面石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全样粒度, 磁化率的关系如图 5 所示. 可以看出, 4~16 μm 的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值与样品粒度, 磁化率都不相关. 大量的黄土研究证明, 全样的粒度反映了风成沉积物的搬运风系风力强度的变化, 全样的磁化率则主要受控于沉积后的成壤作用^[22]. 这意味着

4~16 μm 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值所反映的粉尘物质来源状况,基本上与粉尘的搬运和沉积后成壤作用无关,而主要受源区物质成分和源区环境所控制.关于黄土高原粉尘堆积所记录的其物源区环境的研究已经进行了很多尝试,提出了一些反映源区状况的地球化学指标^[23~25].本研究的4~16 μm 的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值也可以做为一个反映源区状况的一个指标.

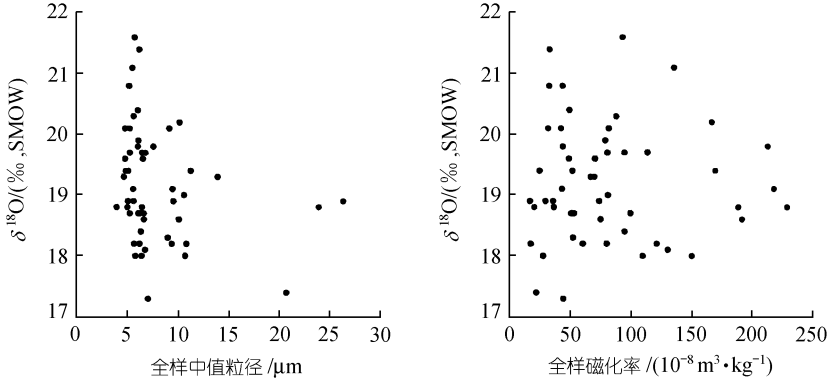


图 5 灵台剖面 4~16 μm 石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值与全样中值粒径、磁化率关系图

Ding 等^[2, 3]通过灵台剖面磁性地层学研究,给出了整个剖面的时间序列.以此时间序列为框架,图 4 给出了约 7.0 MaBP 以来石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化,并与中值粒径曲线、磁化率曲线^[2, 3]以及北太平洋 885/886 孔风尘堆积速率曲线^[1]作了对比.从时间上看,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值在不同的时间段显示出不同的变化特点.具体表现在:在大约 7~5.8 MaBP 时期,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度较大,平均值较高;在大约 5.8~4.2 MaBP 时期,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度小,平均值较低;在大约 4.2~2.6 MaBP 时期,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化幅度又一次增大;从 2.6 MaBP 开始,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值总体上呈增加的趋势,可能意味着这个时期源区表生地球化学过程向有利于低温石英形成的方向发展. $\delta^{18}\text{O}$ 值在时间序列上的振荡,意味着源区物质、源区范围或者源区环境中的某个要素,或此 3 个要素的组合发生了变化.从这个意义上说,7.0 MaBP 以来粉尘的源区诸条件并不稳定,其中最重要的变化发生在红粘土与黄土的界限附近,即 2.6 MaBP 前后.

据 Ding 等的研究^[2~4, 8, 26, 27],在黄土高原南部, S32-L33 的黄土-古土壤组合为第四纪黄土沉积的基底.以 L33 的堆积为标志,黄土高原发生了一次重大的气候转型事件,即从古土壤密集的红粘土转变为古土壤层被不同厚度的黄土层所分隔,同时风成粉尘堆积的速率大大增加.孙有斌和安芷生^[28]的研究表明,2.6 MaBP 前后黄土高原风尘通量的平均值和变率发生了变化.这次转型事件可能与北半球大冰盖的形成有关联,同时也可能与青藏高原的抬升相联系.从红粘土上部到第四纪黄土的下部,石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值大幅度下降,可能意味着这个时期粉尘源区周边山脉的侵蚀速率大大增加,从而在沉积物中含有大量的内生石英,使表生成因的石英含量相应降低.太平洋粉尘堆积速率记录(如图 4)对这个过程亦有一定程度的指示. Clayton 等^[29]曾指出,太平洋沉积物中粉尘石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于典型高温成因石英和次生石英之间,可以归因于粉尘中石英的来源为高温和低温石英的混合.粉尘中石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化则反映了这两种类型石英混合比例的变化.粉尘中高温成因的石英主要通过结晶岩石(岩浆岩和变质岩)经过物理风化破碎而形成,低温成因石英主要在地表风化和成壤作用过程中形成.灵台 4~16 μm 石英

$\delta^{18}\text{O}$ 值在时间序列上的变化, 揭示了这两类来源不同的石英在粉尘中所占比例的变化。 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏高, 反映了有较多的次生石英的混入, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低, 则意味着较少的次生石英。 因此, 我们认为, 2.6 MaBP 前后粉尘石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化, 可以用源区周围山脉物理风化作用的加强来解释。

3 结论

通过对灵台剖面 and 黄土高原及北京地区马兰黄土石英氧同位素组成的研究, 可以得到以下主要结论。

(1) 灵台剖面的晚第三纪红粘土沉积有和第四纪黄土-古土壤一致的成因, 均为从西部的干旱区被风力吹扬而来的粉尘堆积。

(2) 灵台剖面石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值和全样中值粒径和磁化率都不相关, 显示黄土高原粉尘中的石英氧同位素组成与源区物质组成有关, 而与粉尘搬运过程和沉积后的成壤作用无关。

(3) 7.0 MaBP 以来的石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值记录揭示了源区环境演变有 4 个大的阶段: 即 7 ~ 5.8, 5.8 ~ 4.2, 4.2 ~ 2.6 和 2.6 MaBP 至今。 其中 7.0 ~ 5.8 MaBP 和 4.2 ~ 2.6 MaBP 时期源区环境相对不稳定, 5.8 ~ 4.2 MaBP 时期则比较稳定, 2.6 MaBP 以来源区环境总体上呈现向表生作用石英增加的趋势。

(4) 2.6 MaBP 前后粉尘石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大幅度变小, 显示了源区格局的一次重大变化。 推测与北半球冰盖发展和区域上的构造因素有关。 这些事件不但造成了红粘土沉积转变为黄土沉积, 而且为物源区提供了大量来自结晶岩石的碎屑石英。

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所矿物资源调查研究中心稳定同位素实验室霍卫国研究员对氧同位素分析及 BrF_5 法提供指导。 张振禹研究员帮助进行 X 射线衍射石英纯度检验。 作者在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13(3): 215~224
- 2 Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, et al. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152: 49~66
- 3 Ding Z L, Sun J M, Yang S L, et al. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clayloess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25: 1225~1228
- 4 Ding Z L, Sun J M, Liu T S, et al. Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 135~143
- 5 Ding Z L, Sun J M, Yang S L, et al. Geochemistry of the Pliocene red clay formation in the Chinese Loess Plateau and implications for its origin, source provenance and paleoclimate change. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(6): 901~913
- 6 Heller F, Liu T. Magnetostratigraphical dating of loess in China. *Nature*, 1982, 300: 431~433
- 7 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 1~481
- 8 Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quaternary Science Reviews*,

- 1994, 13: 39~70
- 9 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159~163
- 10 张云翔, 薛祥煦. 甘肃武都龙家沟三趾马动物群化石的埋藏特点及该地区“三趾马红层”的成因. *科学通报*, 1995, 40(19): 1782~1784
- 11 Mo D W, Derbyshire E. The depositional environment of the late Pliocene “red clay”, Jing-Le Basin, Shanxi Province, China. *Sedimentary Geology*, 1991, 70: 33~40
- 12 Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, et al. Origin of the Miocene-Pliocene Red-Earth Formation at Xifeng in northern China and implications for paleoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 170: 11~26
- 13 Xiao J L, Porter S C, An Z S, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130000 Yr. *Quaternary Research*, 1995, 43: 22~29
- 14 Xiao J L, Inouchi Y, Kumai H, et al. Eolian quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 Years. *Quaternary Research*, 1997, 48: 48~57
- 15 孙有斌, 鹿化煜, 安芷生. 黄土-古土壤中的石英颗粒的粒度分布. *科学通报*, 2000, 45(19): 2094~2097
- 16 Rex R W, Syers J K, Jackson M J, et al. Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments. *Science*, 1969, 163: 277~279
- 17 Gu Z Y, Liu T S, Zheng S H. A preliminary study on quartz isotope in Chinese loess and soils. In: Liu T S ed., *Aspects of Loess Research*. Beijing: China Ocean Press, 1987. 291~301
- 18 Jackson M L. Oxygen isotopic ratios of quartz as an indicator of provenance of dust. in: Péwé T L, ed. *Desert Dust: Origin, Characteristics, End Effect on Man*, 1981. 27~36
- 19 Syers J K, Clayton S L, Jackson M L, et al. Quartz isolation from rocks, sediments and soils for determination of oxygen isotopes composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1968, 32: 1022~1025
- 20 Clayton R N, Mayeda T K. The use of pentafluoride in the extraction from oxides and silicates for analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1963, 27: 43~52
- 21 Xiong S F, Ding Z L, Liu T S. Climatic implications of loess deposits from the Beijing region. *Journal of Quaternary Science*, 2001, 16(6): 575~582
- 22 Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26: 111~145
- 23 陈 骏, 季峻峰, 仇 刚, 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*, 1997, 27(6): 531~536
- 24 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*, 2001, 31(2): 136~145
- 25 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): 357~365
- 26 Ding Z L, Rutter N W, Sun J M, et al. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-paleosol and red clay sequences. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 547~558
- 27 Ding Z L, Rutter N W, Han J T, et al. A coupled environmental system formed at about 2.5 Ma over eastern Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992, 94: 223~242
- 28 孙有斌, 安芷生. 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的亚洲内陆干旱化的历史和变率. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(9): 769~776
- 29 Clayton R N, Rex R W, Syers J K, et al. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific Ocean sediments. *Journal of Geophysical Research*, 1972, 77(21): 3907~3915