

末次间冰期古土壤的 Zr/Rb 值时空分布特征及其影响因素

汪海斌¹, 刘连友², 冯兆东¹

¹ 北京师范大学资源学院地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;

² 兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000

E-mail: wanghb@ires.cn

2007-07-16 收稿, 2007-11-12 接受

教育部重点项目基金(批准号: 200065)和美国自然科学基金(批准号: NSF BCS-0078557)资助

摘要 Zr/Rb 比值被认为比粒度更为可靠的冬季风指标, 该指标的使用基于两项假设: (1) Zr 在粗颗粒中富集而 Rb 在细颗粒中富集, 因此 Zr/Rb 可记录到粒度的分选信息; (2) Zr 和 Rb 在风化过程中都稳定, 因而沉积后的风化或成壤作用不会改变原先的 Zr/Rb. 研究沿黄土高原的西北-东南断面 3 个末次间冰期古土壤(S1)的 Zr, Rb, Ti, Hf 等元素和元素比值在空间上的分布特征, 并对这两项假设进行检验. 结果表明, 从黄土高原西北部到东南部, 在末次间冰期 Zr 和 Rb 元素丰度均表现出增加的趋势. 但在末次冰期早期和倒数第 2 次冰期晚期, Zr 元素丰度由西北向东南呈现递减的趋势, Rb 元素丰度则仍表现为递增的趋势. 同一剖面间冰期的 Rb 元素丰度总是高于冰期时段的水平. 在黄土高原西北部风化作用较弱的定西剖面, 间冰期的 Zr 元素丰度低于冰期时段的水平. 在远离源区、风化作用较强的天水和蓝田剖面, 间冰期的 Zr 元素丰度高于冰期时段的水平. Zr/Hf 值在较窄的范围内波动, 定西剖面的 Zr/Hf 值相对恒定, 天水和蓝田剖面 S1 土体部分的 Zr/Hf 值略高于 L1 和 L2 部分. 这些结果支持 Rb 在细颗粒富集的假设和实验观察, 但不完全支持 Zr 在粗颗粒中富集的假设和实验观察. 在假定 Zr 不淋失的基础上, Rb 变化率的结果表明 Rb 的淋失随着风化作用的增强而逐渐增加. 因而也不支持关于 Rb 的稳定性的假设. 无疑, Zr/Rb 值的最终展现是源区因素、搬运以及沉积后的风化作用之间平衡的结果. 在化学风化作用较强的情况下(CIA>65), 使用 Zr/Rb 来反映粒度变化或者冬季风强度的波动需要谨慎. 此外我们发现, Zr/Rb 始终被约束在 1.7 以上.

关键词

Zr
Rb
搬运
风化
源区

中国黄土的风成成因已得到广泛承认且东亚冬季风被认为黄土搬运和沉积的主要载体^[1]. 黄土的粒度被认为是反映冬季风变化信息的一个重要指标^[2]. 由于沉积后较强的风化成壤作用可改造全样的粒度分布, Xiao 等人^[3]以及 Porter 和 An^[4]引入了抗风化能力较强的石英颗粒粒度(中值粒径)及其粗颗粒组分含量(>40 μm%)作为反映冬季风变化的更为可靠的代用指标. 然而有研究表明, 在有有机酸出现的情况下, 石英颗粒也会经受一定的化学风化作用^[5]. 因此, 刘连文等人^[6]和 Chen 等人^[7]提出, Zr/Rb 是与搬运过程密切相关且不受风化作用影响的更为可靠的反映

冬季风强度的指标.

沉积物的化学组成取决于源区物质的化学组成、搬运过程、风化作用和成岩过程^[8,9]. Zr/Rb 作为冬季风强度的指标的建议主要基于两项假设前提^[6,7]. 其一, Zr 主要赋存于较粗颗粒中, Rb 则赋存于细颗粒中, 因而粒度的分选特征可以为 Zr/Rb 所记录; 其二, Zr 和 Rb 在风化过程都很稳定, 几乎不会淋失. 对第一项假设, 刘连文等人^[6]对风化最弱的末次冰期黄土进行了粒度分级提取实验, 结果表明 Zr 的相对含量(μg/g 或 ppm)在 >32 μm 部分最高^[6,7], 不过他们并未分析古土壤中 Zr 在各粒级的分布情形. 事实上, 与

Rb元素丰度随搬运距离增加而增加不同, Zr元素丰度在空间上随搬运距离变化的趋势表现为两个方面: 其一、末次冰期黄土L1段, Zr元素丰度由北向南逐渐减少; 其二、在末次间冰期S1内, Zr的丰度却呈增高趋势(见文献 [6]之表 1). 这可能表明Zr的富集粒级在时间段上是有差别的. 第二项假设中关于Zr的假设有一定的合理性, 因为Zr通常存在于重矿物(如锆石)中, 在化学风化过程中非常稳定, 它和Ti元素通常被作为稳定元素来衡量其他元素的迁移情况 [10]. Rb的稳定性如何? Chen等对黄土样品的乙酸淋溶实验表明, Rb的淋失程度不大, Zr/Rb值在实验前后没有大的差别. 但是另外一些作者有不一致的实验结果或观察. 如, Hodson对花岗岩质灰化土的索氏提取(Soxhlet extraction)实验表明Rb相对Zr的淋失较显著 [11]. 另外, Nesbitt和Markovics对澳大利亚Toorongo的花岗闪长岩的风化剖面的研究表明, 当化学蚀变指数(CIA)超过 65 时, Rb的淋失比Zr的淋失更显著(见文献 [12]表 2). 可见, 上述两项假设前提成立与否仍值得怀疑. 本文选择黄土高原西北-东南断面 3 个剖面, 主要目的是: () 明晰Zr元素丰度在空间上和时间上的变化规律, 讨论搬运作用对Zr元素丰度的影响; () 以上大陆地壳(UCC)为参照, 利用稳定元素Zr考察Rb的亏损或盈余情况, 讨论风化和搬运作用

对Rb元素丰度的影响; () 探讨源区因素对Zr/Rb比值的可能影响.

1 材料和方法

本研究选取了黄土高原西北-东南断面上的 3 个剖面, 分别位于蓝田(34°10'N, 109°19'E)、天水(34°34'N, 105°46'E)和定西(35°35'N, 104°37'E) (见图 1). 蓝田处落叶阔叶林带, 年均温为 12.5 , 年降水量为 668 mm; 天水处森林草原带, 年均温为 10.7 , 年降水量为 540 mm; 定西处草原带, 年均温为 6.4 , 年降水量为 413 mm. 野外采样除蓝田剖面底部 0.5 m 厚的部分按 10 cm 间隔采样外, 所有其他的样品均按 2 cm 间隔在剖面上连续采样, 地层包括主体部分的末次间冰期发育的古土壤(S1)、倒数第二次冰期黄土(L2)的顶部以及末次冰期黄土(L1)的底部. 蓝田剖面厚 5.5 m, L1 部分厚 0.4 m, S1 部分厚 4.1 m, L2 部分厚 1 m; 其中 S1 由厚约 0.4 m 的 A 层和厚约 2.6 m 的 Bt 层以及 1.1 m 厚的 BC 层构成, 野外观测属淋溶土(Alfisol). 天水剖面厚 5 m, L1 部分厚 0.3 m, S1 部分厚 4.5 m, L2 部分厚 0.2 m; 其中 S1 由厚约 0.8 m 的 A 层和厚约 2.5 m 的 Bt 层以及厚约 1.2 m 的 Bk 层构成, 野外观测属软土(Mollisol). 定西剖面厚 6 m, L1 部分厚 0.7 m, S1 部分厚 4.9 m, L2 部分厚 0.4 m. 与天水和蓝田剖面不同的是, 这里的 S1 属于土壤复合体

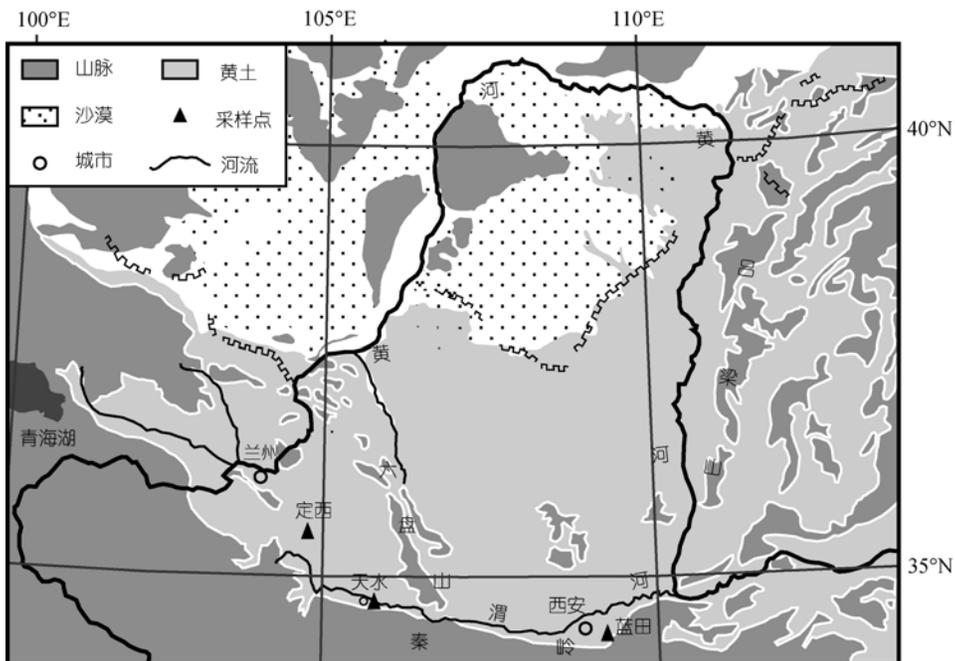


图 1 研究剖面位置示意图

(Pedocomplex), 即 S1 由 S1S1, S1S2 和 S1S3 三层土壤与 S1L1 和 S1L2 二层黄土组成. S1S1 和 S1S2 为软土型 A 层, 而 S1S3 分化为 A 层和 Bk 层, 属软土.

在实验室中, 先将样品烘干, 并研磨至 200 目(75 μm)以下. 然后使用 YYJ-40 型半自动油压仪将样品压制直径 4 cm 厚约 8 mm 的外层裹硼酸的圆饼状标本. 制备好的标本的元素含量的测试采用 Panalytical Magix PW2403 型 X 荧光分析仪. 该仪器一次可以测量 40 种元素的含量, 对同一样品的测量标准差为 2% 左右. 样品的制备和测试在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

2 结果

2.1 Rb 和 Zr 元素时空分布特征

Rb 元素丰度的变化有以下趋势: () 从西北到东南, 各相应层位的 Rb 元素丰度均是逐渐增加的; () 从各层位上看, S1 的 Rb 元素丰度总是高于 L1 和 L2 的部分. 这与黄土高原中部南北断面上剖面的观测 [6] 是类似的. 碳酸盐是黄土中常见的易溶成分, 其淋溶和淀积会对剖面中元素的分布造成显著的影响. 在对测量值进行去碳酸盐校正后, 上述趋势依然清晰 (见图 2 和表 1). 可见, 无论冰期还是间冰期 Rb 总在细颗粒 (尤其是黏粒) 部分富集, Yang 等人 [13] 对 L1 和 S1 样品的粒度分级测试结果则直接证明了这一点.

表 1 Zr, Rb 及各自校正值在各剖面地层中的分布^{a)}

剖面	地层	Zr/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Zr*/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Rb/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Rb*/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$
定西	L1	214.6	246.1	96.3	110.4
	S1	196.2	231.1	99.9	117.7
天水	L2	205.1	246.3	93.7	112.5
	总体	199.0	233.8	99.1	116.5
蓝田	L1	196.6	232.3	100.6	118.8
	S1	211.3	237.3	111.6	125.3
水田	L2	190.7	231.5	96.1	116.7
	总体	209.5	236.8	110.3	124.5
蓝田	L1	193.4	225.1	100.8	117.5
	S1	252.3	259.6	119.1	122.8
水田	L2	197.7	232.2	101.1	118.8
	总体	241.8	254.0	115.7	122.0

a) Zr*, Rb* 为去碳酸盐校正值, 计算公式为: 校正值 = 测量值 / (1 - CaCO₃%)

Zr 元素丰度的变化显得比 Rb 元素丰度的变化复杂: () 在对应的各黄土层 (L1, L2), 从黄土高原西北到东南, Zr 元素丰度呈降低的趋势, 而在古土壤层, Zr 元素丰度呈增高的趋势; () 就平均状况而言, 在离源区稍近的定西剖面, S1 的 Zr 元素丰度低于 L1 和 L2 部分的 Zr 元素丰度, 但在远离源区的天水和蓝田剖面, S1 的 Zr 元素丰度显然高于 L1 和 L2 部分的 Zr 元素丰度. 我们的结果与黄土高原中部南北断面上的环县-西峰-洛川等剖面 Zr 的表现是类似的. 先前的

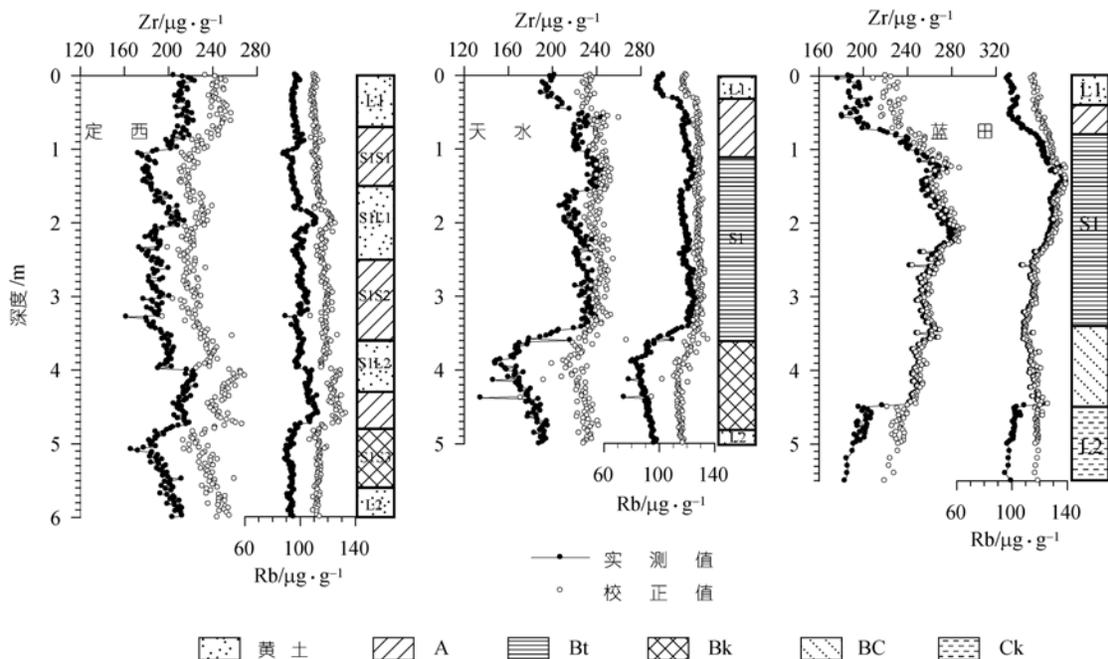


图 2 锆(Zr)、铷(Rb)元素丰度及其校正值在剖面中的分布

研究表明Zr主要在粉砂粒级富集,且在较粗的颗粒(如, >32 μm)中最为富集 [6], L1 和L2 部分的Zr丰度在区域上的上述变化特征强烈地映证了Zr的这一粒级特点. 但S1 部分的Zr元素丰度在区域上的增高趋势似乎不支持关于Zr在粗粉砂粒级富集的实验观察. 如我们所知, 锆石是Zr的常见赋存矿物, 因其稳定性在风化过程中相对富集. 在风化作用较强的间冰期, 锆石的稳定性无疑利于S1 的Zr的丰度由西北到东南相对提高. 不过Zr在成壤过程中的富集效应似乎不能完全解释S1 的Zr元素丰度在空间上的变化特征. 因为在进行去碳酸盐校正后, S1 部分的Zr*的丰度从黄土高原西部向东南仍保持增高的趋势. 因而我们猜测Zr*丰度因搬运距离增加逐渐增加还有可能意味着S1 内Zr在较细的颗粒(中、细粉砂)中富集. Zr在较细颗粒富集一方面是由于在利于化学风化的末次间冰期温暖的环境下源区的细颗粒含锆矿物的比重有所提高. 另一方面也可能是S1 的含锆矿物的组成(种类和比例)可能与L1 和L2 的不同. 对此, 我们将在下文通过Zr/Hf值加以讨论.

2.2 Rb 相对 UCC 的盈亏率

为了评估风化过程对 Rb 的可能影响, 我们需要选择一个稳定元素作为参比元素, 然后将土壤中的 Rb 与母质或未风化的土壤 C 层中的 Rb 含量进行对比. 此处, 我们将 UCC 的平均成分视为母质的成分并假定 Zr 是稳定的, 则 Rb 的盈亏率可表示为

$$\Delta Rb\% = (Rb \times Zr_{UCC} / Zr - Rb_{UCC}) / Rb_{UCC} \times 100\%, \quad (1)$$

由公式(1)可得

$$\Delta Rb\% = ((Zr_{UCC} / Rb_{UCC}) / (Zr / Rb) - 1) \times 100\%. \quad (2)$$

Rb和Zr分别表示Rb, Zr的测量值, Rb_{UCC} 和 Zr_{UCC} 表示地壳中Rb, Zr的丰度. 计算结果若为正值, 则表明Rb相对UCC盈余, 若为负值, 则表明Rb相对UCC亏损. 在理想情形下, Zr的丰度因搬运距离增加而减低, Rb的丰度则随搬运距离的增加而增高, 因而母质的Zr/Rb值也因地而变. 这里我们选用两套UCC平均组成作为参照标准: 一套来自Wedepohl [14], Zr, Rb的丰度分别为 237, 110 μg/g, $Zr_{UCC} / Rb_{UCC} = 2.15$; 另一套来自Taylor等人 [9], Zr和Rb的丰度分别为 190 和 112 μg/g, $Zr_{UCC} / Rb_{UCC} = 1.70$. 在同等标准下, 随着搬运距离的增加, 可以预见Rb的盈余会愈来愈多抑或(和)亏损愈来愈少. 遗憾的是, 预见的情况仅在黄土层发生, 古土壤层Rb的变化在空间上则出现了相反的趋势(图3). 这表明风化作用较显著的古土壤层

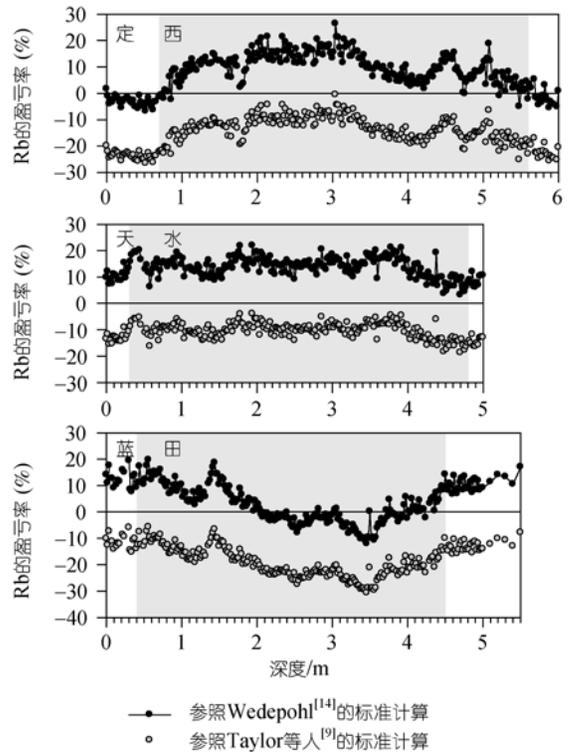


图3 Rb 相对 UCC 的盈亏率

中 Rb 的淋失在一定程度上抵消了风力分选的效应. 若在蓝田剖面采用 $Zr_{UCC} / Rb_{UCC} = 1.70$, 可以看到 Rb 在 S1 中的亏损十分显著(图3). 当然, 考虑到末次间冰期 Zr 的丰度随搬运距离的增加而增高的事实, 事先设定母质的 Zr/Rb 沿西北-东南断面逐渐降低可能并不合理, 因而精确地估计 Rb 在各个剖面中究竟盈余或(和)亏损了多少仍是一个待解的问题.

2.3 Zr/Rb 值的时空分布特征

在黄土高原西北部的定西剖面, Zr/Rb与平均粒径(M_s)之间的相关系数(r)高达 0.785($P < 0.001$), 可见, Zr/Rb值变化与粒度变化的对应关系良好. 且Zr/Rb值良好地映射了粒度的3个层次的变化 [15]. () Zr/Rb值在黄土层(L1 底部和L2 顶部)和古土壤层(S1)存在显著的差异(见图4(a)), L1 和L2 部分的Zr/Rb平均值分别为 2.23, 2.19, S1的平均值为 1.97. 这意味着间冰期源区供应的物质本身就比较细或(和)间冰期与源区的距离比之冰期更远 [15-17]. () Zr/Rb值在末次间冰期表现为“弓形”曲线: 早晚两端值大, 中间时段值小. 这与粒度的“弓形”曲线的产生过程 [15]应当是一致的: 起初随着气候的逐渐改善, 粒度开始变细, 对应的Zr/Rb也逐渐减小. 在末次间冰期的气候最佳

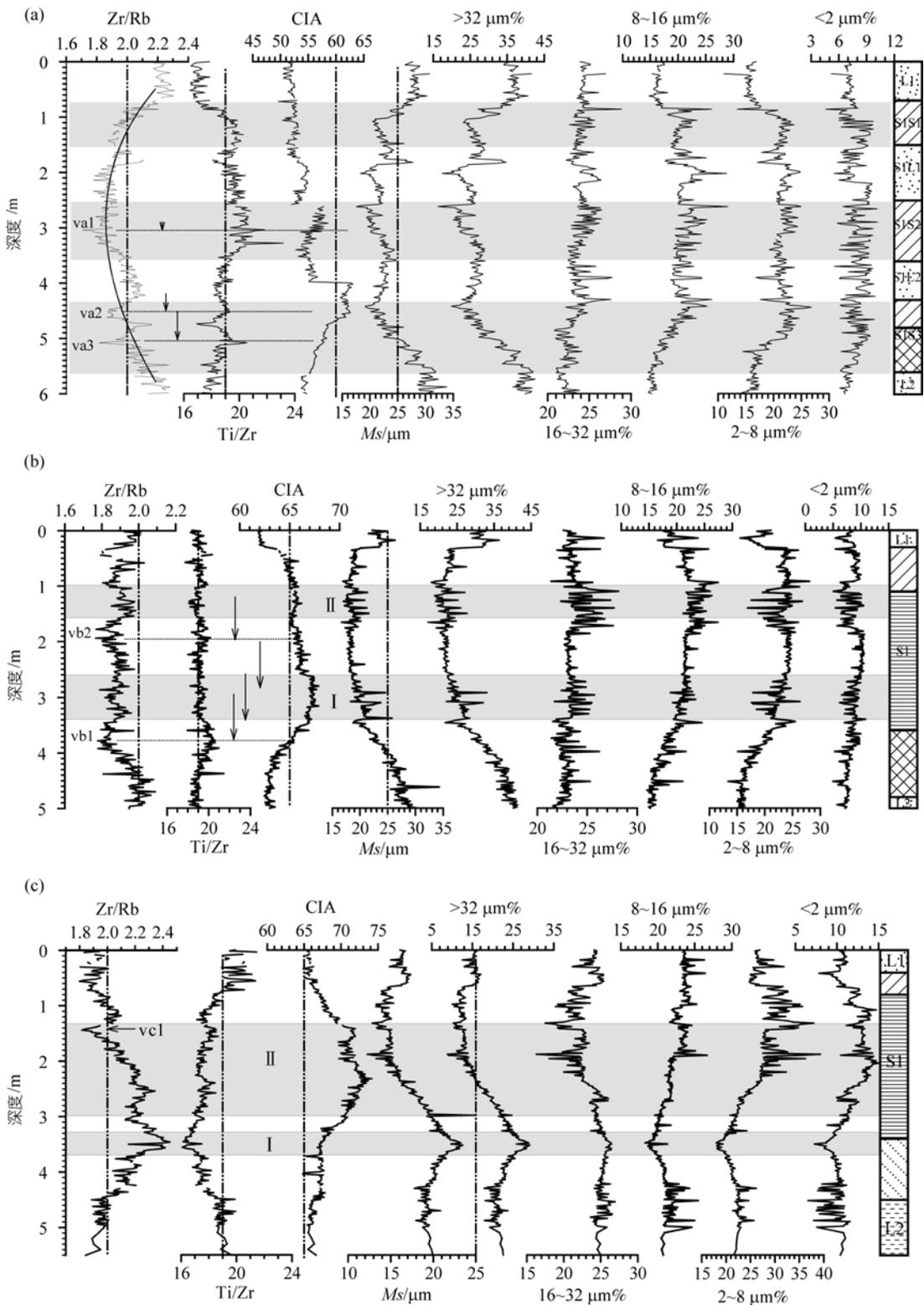


图 4

(a) 定西剖面 Zr/Rb, Ti/Zr, CIA 以及各粒度参数的变化; (b) 天水剖面 Zr/Rb, Ti/Zr, CIA 以及各粒度参数的变化; (c) 蓝田剖面 Zr/Rb, Ti/Zr, CIA 以及各粒度参数的变化

期(对应于MIS 5e亚阶段)之后,气候趋于恶化,但5e时段的风化作用在源区储备了大量的细物质,在随后一段时间(即5d和5c)仍持续向黄土高原供给,直至5c(S1中部)堆积的粉尘最细,Zr/Rb也最低。末次间冰期中期(5c)之后的粒度粗化趋势和Zr/Rb的增高与5e之后的气候逐渐恶化的总体趋势有关^[15]。() Zr/Rb谷值(如, va1, va2, va3)出现在化学蚀变指数(CIA)峰值的下部,与粒度的第三层次的变化^[15]有一定的错位(图4(a)),这表明风化作用造成了Rb在剖面中的迁移。不过,Rb的淋溶深度非常有限(如图4(a)中的竖箭头所示)。

向东南到天水剖面,Zr/Rb值与平均粒径仍保持较好的对应关系,但两者之间的相关系数降至0.525($P < 0.001$)。Zr/Rb值的变化因袭了粒度第一层次的变化,S1的Zr/Rb值高于L1和L2的Zr/Rb值。不过,间冰期和冰期之间Zr/Rb值的差距缩小了:S1的Zr/Rb值平均为1.90,L1和L2的Zr/Rb平均值分别为1.96,1.98。这可能暗示了风化作用造成的Rb的淋失在很大程度上抵消了分选过程引起的Rb的富集。显然,天水剖面Zr/Rb值的变化似隐去了类似粒度第二层次的变化,这应该归因于风化作用对潜在的“弓形”曲线的改造。风化成壤改造引起了Zr/Rb第三层次的变化。例如,Bk层顶部和Bt层上部出现的Zr/Rb低谷vb1和vb2,分别同 , 带(图中阴影)较强的风化淋滤作用有关。有意思的是,尽管 带的CIA较 带的CIA高,但 带未似 带出现相应的较高值。我们认为,

带的Rb起初虽然遭受了淋溶,不过风化作用又将随后加积的粉尘中的部分Rb淋溶至 带,反而造成这里的Zr/Rb有所降低。可见多期的土壤发生过程以及土壤的融合过程^[15,18]使Zr/Rb值的指示意义变得复杂。而 带Zr/Rb保持较高值可能同后期的风化淋滤作用不够强有关。比较而言,天水剖面Rb的淋溶深度超过定西剖面(如箭头所示)。

在黄土高原东南边缘的蓝田剖面,虽然Zr/Rb值与平均粒径之间的相关系数仍有0.523($P < 0.001$),但是S1的Zr/Rb值(平均值为2.12)明显高于上覆和下伏的黄土(平均值各为1.92,1.95),这显然与平均粒度的第一层次的变化特征是背离的。而且,Zr/Rb值与CIA值也显著相关($r = 0.382, P < 0.001$),无疑表明强烈的风化作用对蓝田剖面S1原始的Zr/Rb值施加了极其显著的改造作用。引人注意的是 带的Zr/Rb值的峰值对应于平均粒径的峰值,似乎表明Zr/Rb值是粒度的

可靠反映者。但 带的Zr/Rb值比之天水剖面和宝鸡剖面^[9]黄土层的Zr/Rb值还高,这显然是由于原先较大的Zr/Rb值因Rb的淋失而进一步被抬高了。 带经历了强烈的风化作用($CIA > 70$),除了出现vc1谷值(应是上部的Rb迁移至此造成的)外,Zr/Rb值整体表现为一个次峰。因此,在蓝田剖面,类似定西剖面的第一和第二层次的Zr/Rb值的变化不复存在,风化和成壤作用成为控制S1的Zr/Rb值变化的主导因素。

3 讨论

3.1 Zr/Hf值及其对含Zr矿物的指示

末次间冰期Zr在空间上的增加趋势令我们推测可能的原因之一是末次间冰期的含Zr矿物与冰期的含锆矿物(颗粒大小和种类)存在差异。这需要通过Zr/Hf值来进行检验。Zr和Hf属于高场强元素,它们的离子半径很小并且非常接近(分别为8.4,8.3 nm)^[19],它们的价态较高(+4)且拥有中等程度的电负值。因此Zr和Hf具有非常相似的地球化学行为^[20]。洋岛玄武岩(OIB)Zr/Hf值的分馏主要与造岩过程中斜辉石的结晶作用有关^[21,22],OIB的Zr/Hf值通常高于大洋中脊玄武岩(MORB)和陆壳的Zr/Hf值^[21]。陆壳物质的Zr/Hf值相对恒定,并且接近陨石的值(如Weaver等人^[23]测定的更为精确的 $Zr/Hf = 34.2 \pm 0.3$)。就各种含Zr,Hf矿物而言,它们的Zr/Hf值分布范围有显著差异^[24]。本研究中定西、天水、蓝田3个剖面的Zr/Hf平均值分别为32.04,32.71,33.95,与UCC的Zr/Hf值(32.76)接近,这说明黄土是一种高度混合的物质。进一步观察可以发现,定西剖面的Zr/Hf值较为恒定,天水和蓝田剖面的Zr/Hf值在古土壤层有增高的趋势(图5)。假定锆石的Zr/Hf值是恒定的,天水和蓝田剖面S1拥有较高Zr/Hf的原因可能在于高Zr/Hf值矿物(较细颗粒)的集聚效应的增加或者低Zr/Hf值矿物(较粗颗粒)的稀释效应的减弱。综观Zr丰度和Zr/Hf值的变化趋势,我们倾向于认为高Zr丰度且高Zr/Hf值矿物的分选是主要原因。如果以UCC的Zr丰度作为高Zr丰度的底线,则符合该标准的矿物很可能包括钛铁矿^[24]。换言之,末次间冰期源区风化产出的钛铁矿可能比冰期的多。

3.2 黄土高原 Zr/Rb 与 V21-146 钻孔的风尘通量之间的对比问题

西北太平洋 V21-146 钻孔位于盛行西风带之下,正好处于中国-蒙古源区的下风向,并且其所处位置

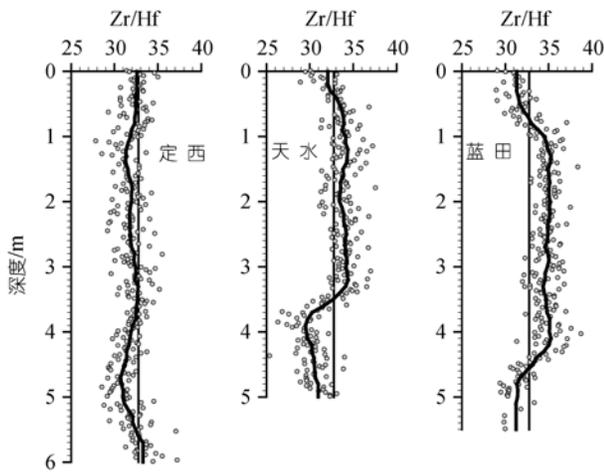


图5 Zr/Hf 值的变化

粗实线为 5 点移动平均趋势线, 参考线(竖线)示 UCC 的 Zr/Hf 值: 32.76

无论在冰期还是间冰期都属于最大风尘通量供给的纬度范围。因而V21-146 钻孔的风尘通量反映了亚洲内陆的干旱程度 [25]。然而, 由该孔风尘通量指示的干旱程度与KK75-02 钻孔指示的干旱程度 [26]以及其他钻孔显示的近 3 万年以来的干旱程度 [27]是矛盾的。Pye和Zhou [28]因而认为西风带纬度位置的迁移、粉尘垂向抬升事件的频率和强度的变化是更为重要的控制北太平洋风尘通量变化的因素。刘连文等人 [6]将 V21-146 钻孔的风尘通量视为冬季风的指示者与 Zr/Rb 值进行了对比, 并推断 MIS 3 冬季风非常弱, 强度与 MIS 5 时期相当。此对比和推断值得商榷, 因为 () 冰期和间冰期西风带的纬度位置是不一致的 [29]; () 含 Zr 矿物的组成和 Zr 的富集粒级在冰期和间冰期可能存在差异。

3.3 源区因素和风化作用的重要性

沉积物的化学组成取决于源区的物质化学组成、搬运过程、沉积后风化作用和成岩作用 [8,9]。搬运过程对 Zr 和 Rb 在空间上的分选作用以及 Zr/Rb 对搬运能量的反映得到了充分的认识 [16,7,30]。然而, 沙漠的扩张和收缩以及戈壁的动态演化表明中国黄土的源区在位置甚至在风化程度上存在变化 [16,17,31,32]。其次, 沉积后土壤的发生过程中 Rb 与 Zr 的命运并不一致。因此, 我们认为还应就沉积后风化作用和源区因素对 Zr/Rb 值的影响进行探讨。

我们的结果已经表明沉积后的风化作用多少会改造原始的 Zr/Rb 值。因此, 为 Zr/Rb 寻找一个适用或

不适用的风化强度的边界是非常必要的。澳大利亚 Toorongo 的花岗闪长岩可以反映 UCC 的平均组成, Nesbitt 和 Markovics [12] 对其风化剖面的研究显示, 当 CIA > 65 时, Rb 和 Zr 的淋失趋于显著。众所周知, 黄土也可以作为 UCC 的代表 [33,34], 本文研究似乎也表明 CIA = 65 是一个边界条件, 即当 CIA > 65 时, Zr/Rb 值反映搬运能量(冬季风)的强度的可靠程度值得怀疑。

源区因素对 Zr/Rb 值的影响可能来自 2 个方面。首先, 与源区的距离是控制粒度变化的重要因素, 尽管在离沙漠边缘较远的黄土高原中间和南部地带的粒度受影响可能减小 [35]。因此, 与源区的距离也应该是决定 Zr/Rb 大小的因素之一。其次, 含 Zr 矿物的组成和 Zr 的富集粒级在冰期和间冰期可能有所不同。即, 冰期由于源区的化学风化较弱, 含 Zr 矿物主要在较粗的颗粒中富集; 间冰期因源区化学风化较冰期有所增强, 含 Zr 矿物的组成可能发生变化且 Zr 趋于在较细的颗粒中富集。有意思的是, 我们发现, 本文和其他研究(见文献 [7]) 中的 S1 的 Zr/Rb 值都被约束在 1.7 之上。需要指出的是, 此处的 1.7 与 UCC 的 Zr/Rb 值 [9] 显然只是一个巧合。基于 Chen 等的研究 [7], 我们猜测 1.7 (~5% 的误差) 可能是整个第四纪黄土-古土壤的 Zr/Rb 值的最小值。第三纪红黏土 Zr/Rb 值的最小值则低于 1.7 (见文献 [7])。这意味着源区的 Zr/Rb 背景借由风化和搬运作用控制沉积区的 Zr/Rb 值最小值(图 6)。构造和气候变化引起的源区的位置、风化程度的重大调整 [31,36] 才可能导致沉积区 Zr/Rb 值的最小值的改变。

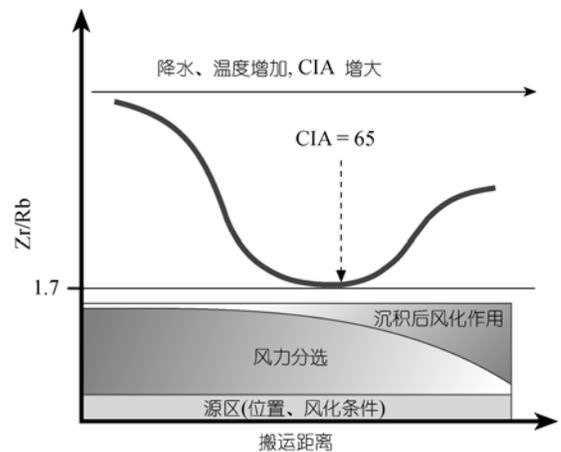


图6 黄土高原 Zr/Rb 值随搬运距离变化的分布模式

4 结论

通过对定西、天水、蓝田三剖面的 Zr 和 Rb 分布特征以及 Zr/Rb 值时空变化的研究, 我们可以得到以下结论:

() 本研究再次表明无论冰期或是间冰期 Rb 在细颗粒中富集. 关于 Zr 的富集粒级具有不确定性: 冰期 Zr 在较粗颗粒中富集, 而间冰期 Zr 有可能在较细颗粒中富集. 另外, 含 Zr 矿物的组成在冰期和间冰期可能有差异.

() 搬运过程固然是控制 Zr/Rb 值的重要因素, 但源区的位置以及源区的物质组成和风化作用对 Zr/Rb 值具有先导性的影响. Rb 在风化和成壤过程中发生了迁移, 因此叠加在搬运分选过程和源区因素之上, 沉积后的风化和成壤作用也调节着 Zr/Rb 值的变化. 当 CIA>65 之后, 用 Zr/Rb 值指示冬季风的强度需要引起谨慎.

() 源区因素、搬运过程以及沉积后的风化作用将 S1 的 Zr/Rb 值约束在 1.7 之上.

致谢 感谢段引弟女士在样品制备过程中提供大量帮助, 兰州大学孙爱芝和潘美惠博士以及李守波先生协助完成样品测试.

参考文献

- Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the palaeomonsoon. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1998, 26: 111—145[[doi](#)]
- An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long-term palaeomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quat Int*, 1990, (7-8): 91—95
- 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. *Quat Res*, 1995, 43: 22—29[[doi](#)]
- Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305—308[[doi](#)]
- Pope G A. Internal weathering of quartz grains. *Phys Geography*, 1995, 16: 315—338
- 刘连文, 陈骏, 陈昉, 等. 最近 130 ka 以来黄土中 Zr/Rb 值变化及其对冬季风的指示意义. *科学通报*, 2002, 47(9): 702—706
- Chen J, Chen Y, Liu L W, et al. Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter monsoon strength. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 1471—1482[[doi](#)]
- Condie K C, Dengate J, Cullers R L. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59(2): 279—294[[doi](#)]
- Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 9—49
- Hutton J T. Titanium and zirconium minerals. In: Dixon J B, Weed S B, eds. *Minerals in Soil Environment*. Soil Science Society of America, Madison, WI, 1977. 673
- Hodson M E. Experimental evidence for mobility of Zr and other trace elements in soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66(5): 819—828[[doi](#)]
- Nesbitt H W, Markovics G. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61(8): 1653—1670[[doi](#)]
- Yang S L, Ding F, Ding Z L. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 1695—1709[[doi](#)]
- Wedepohl K H. The composition of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59(7): 1217—1232[[doi](#)]
- Feng Z D, Wang H B. Geographic variations in particle size distribution of the last interglacial pedocomplex S1 across the Chinese Loess Plateau: Their chronological and pedogenic implications. *Catena*, 2006, 65(3): 315—328[[doi](#)]
- Sun J M, Yin G M, Ding Z L, et al. Thermoluminescence chronology of sand profiles in the Mu Us Desert, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1998, 144: 225—233[[doi](#)]
- Sun J M, Ding Z L, Liu T S, et al. 580000 year environmental reconstruction from aeolian deposits at the Mu Us Desert margin, China. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1351—1364[[doi](#)]
- Feng Z D, Wang H B, Olson C G, et al. Chronological discord between the last interglacial paleosol (S1) and its parent material in the

- Chinese Loess Plateau. *Quat Int*, 2004, 117: 17—26[[doi](#)]
- 19 Jochum K P, Seufert H M, Spettel B, et al. The solar-system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile elements in differentiated planetary bodies. *Geochim Cosmochim Acta*, 1986, 50: 1173—1183[[doi](#)]
- 20 Shannon R D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr Sect A*, 1976, 32: 751—767[[doi](#)]
- 21 David K, Schiano P, Allègre C J. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 178: 285—301[[doi](#)]
- 22 Linnen R L, Keppler H. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66(18): 3293—3301[[doi](#)]
- 23 Weaver S, Münker C, Rehkämper M, et al. Determination of ultra-low Nb, Ta, Zr and Hf concentrations and the chondritic Zr/Hf and Nb/Ta ratios by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS. *Chem Geol*, 2002, 187: 295—313[[doi](#)]
- 24 Bea F, Montero P, Ortega M. A LA-ICP-MS evaluation of Zr reservoirs in common crustal rocks: Implications for Zr and Hf geochemistry, and zircon-forming processes. *Can Mineral*, 2006, 44(3): 693—714[[doi](#)]
- 25 Hovan S A, Rea D K, Pisias N G. Late Pleistocene continental climate and oceanic variability recorded in northwest Pacific sediments. *Paleoceanography*, 1991, 6: 349—370
- 26 Janecek T R, Rea D K. Quaternary fluctuations in the Northern Hemisphere trade winds and westerlies. *Quat Res*, 1985, 24(2): 150—163[[doi](#)]
- 27 Rea D K, Leinen M. Asian aridity and the zonal westerlies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the northwest Pacific Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1988, 66: 1—8[[doi](#)]
- 28 Pye K, Zhou L P. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the northwest Pacific Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1989, 73: 11—23[[doi](#)]
- 29 Rea D K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev Geophys*, 1994, 32: 159—195[[doi](#)]
- 30 Dypvik H, Harris N B. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. *Chem Geol*, 2001, 181: 131—146[[doi](#)]
- 31 Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3.5 Ma and implications for monsoon evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 237: 45—55[[doi](#)]
- 32 Feng Z D, Zhai X W, Ma Y Z, et al. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past ~35000 yr. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2007, 245: 505—517[[doi](#)]
- 33 Taylor S R, McLennan S M, McCulloch M T. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim Cosmochim Acta*, 1983, 47: 1897—1905[[doi](#)]
- 34 Gallet S, Jahn B M, Torii M. Geochemical characterization of loess – paleosol sequence from the Luochuan section, China, and its paleoclimatic implications. *Chem Geol*, 1996, 133: 67—88[[doi](#)]
- 35 Ding Z L, Sun J M, Rutter N W, et al. Changes in sand content of loess deposits along a north-south transect of the Chinese Loess Plateau and the implications for desert variations. *Quat Res*, 1999, 52: 56—62[[doi](#)]
- 36 Sun J M. Nd and Sr isotopic variations in Chinese eolian deposits during the past 8 Ma: Implications for provenance change. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 240(2): 454—466[[doi](#)]