

论文

黄土物源碎屑锆石示踪方法与应用

谢静*, 杨石岭, 丁仲礼

中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

* E-mail: xiejing@mail.igcas.ac.cn

收稿日期: 2011-11-30; 接受日期: 2012-03-12

国家自然科学基金(批准号: 40802037)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2010CB950204)和中国科学院知识创新工程青年人才领域前沿项目(编号: 80972970)资助

摘要 分析单颗粒碎屑锆石组成特征是示踪黄土源区、进而探讨粉尘物质形成和搬运机制的有效手段. 本文介绍了利用碎屑锆石内部结构特征、微量元素、锆石 U-Pb 年龄谱和 Hf 同位素组成进行物源示踪的原理和方法, 并对科尔沁沙地及其外围黄土末次冰期样品进行了碎屑锆石示踪研究. 结果显示, 科尔沁黄土碎屑锆石 U-Pb 年龄谱主要为 2600~2300, 2100~1600 和 600~100 Ma. 2600~2300 Ma 的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值偏正(-3.4~8.7), 2100~1600 Ma 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值偏负(-10.1~6.8), 600~100 Ma 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值范围较宽(-21~15.9). 黄土沉积的锆石 U-Pb 年龄谱和 Hf 同位素组成与科尔沁沙地相同, 但与黄土高原和中西部沙漠有很大差异, 说明末次冰期时科尔沁沙地是其外围黄土的主要源区. 通过与周围构造单元对比, 发现 2600~2300, 2100~1600, 600~100 Ma 且 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为负值的锆石可能来源于华北克拉通东北部, 600~100 Ma 且 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为正值的锆石可能来源于中亚造山带东部. 半定量估计表明: 二源区对科尔沁沙地和外围黄土物质的贡献约各占一半.

关键词黄土物源
碎屑锆石
U-Pb 年龄
Hf 同位素
科尔沁沙地

作为风成沉积, 黄土在最终堆积之前, 应在干旱区经历过一系列过程, 包括细颗粒物质的产生、分选、混合、搬运等. 了解这些过程对重建干旱区地表过程以及大气环流格局演变有重要意义. 到目前为止, 学术界较为一致的观点是: 我国黄土高原的黄土物质本身产生于西部山区和高原, 然后在沙漠环境下由风力搬运至黄土高原或更远的区域. 但这只是粗线条的刻画, 对诸如不同物源区的相对贡献、黄土物质的搬运路径等问题还缺少有效的评估手段. 比如, 在追踪物质源区时, 各研究者多运用地球化学(如元素, Nd, Sr, Pb, Hf 和 Os 同位素)^[1-7]、矿物学(如石英氧同位素、电子自旋共振信号强度和结晶度、白

云石含量等)^[8-10]和沉积学(如沉积速率、粒度分异)手段^[11-14]. 地球化学和常规的矿物学方法多测量混合样品, 虽然有时可以指示粉尘矿物和化学组分的最初来源地, 但对确定不同源区贡献量的能力有限, 而黄土往往是多个源区的混合物, 甚至其化学组分被视为上地壳的平均值^[15-18]. 利用地球化学手段示踪黄土物源时, 如果黄土的地化特征介于几个可能源区的特征值之间, 那么其物质既可能来自某单一源区, 也可能来自两个源区或多个源区. 此外, 这些手段也难以示踪粉尘颗粒从剥蚀区到沉积区的搬运过程. 沉积学手段则只能指示粉尘在黄土高原沉积之前的最后一站源区, 并不能指示粉尘物质的最初来

源地. 由于这些示踪方法各有局限性, 加之粉尘本身来源复杂, 不同方法获得的数据往往会得出不同的认识, 因此, 避免数据的多解性应当是粉尘物源研究的着力点.

比较而言, 碎屑锆石示踪法可能是一种更为有效的方法. 锆石($ZrSiO_4$)广泛存在于各种沉积岩、岩浆岩和变质岩中. 锆石中含有长周期的放射性元素 U 和 Th, 且对 U-Th-Pb 系统有极高的封闭温度 ($>900^\circ C$)^[19], 因而是理想的测年对象. 锆石还有很强的抗风化能力, 地球上已知的最古老岩石的年龄就是通过锆石定年获得的. 锆石除了可用于测定 U 和 Th 外, 还含有 Hf 和稀土元素, 它们对母源岩浆的演化过程是很好的指示剂. 近年来, 原位微探针技术的发展使得微米尺度的研究成为可能, 从而可以在单个锆石晶体中揭示出多期次地质事件, 包括引起锆石溶蚀、改造和新生锆石形成的各种岩浆或变质过程. 因此, 通过同时测量锆石颗粒的 U-Pb 年龄与元素组成, 可以较为肯定地确定此颗粒的来源区, 对黄土这样的多源区物质而言, 将多个锆石的信息作统计, 就有可能探讨不同源区的相对贡献量. 如对黄土的潜在源区, 即沙漠同时做锆石颗粒测量, 就可较为深入地了解黄土在堆积前经历的一些过程.

本文旨在简要介绍黄土物源碎屑锆石示踪方法, 并以科尔沁沙地和其外围黄土为例, 半定量地估算了其来源.

1 碎屑锆石示踪方法

用碎屑锆石示踪源区, 简单地说就是比较沉积区和潜在源区的锆石特征, 以达到确定不同源区对该沉积物相对贡献之目的. 这种比较, 主要通过分析锆石内部结构特征、微量元素组成、U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成而完成.

1.1 内部结构

锆石内部结构常通过背散射电子(BSE)图像和阴极发光电子(CL)图像获得. BSE 图像揭示的是锆石表面平均分子量的差异^[20], CL 图像显示的则是锆石表面部分微量元素(如 U, Y, Dy 和 Tb 等)的含量或晶格缺陷的差异. 一般锆石中 U, REE 和 Th 等微量元素含量越高, 锆石阴极发光强度越弱^[21,22]. 在大多数情况下, CL 图像反映的锆石内部结构最为清楚.

岩浆锆石一般具有特征的岩浆振荡环带. 岩浆锆石中还可能出现扇形分带结构, 它是由于锆石结晶时外部环境的变化导致各晶面的生长速率不一致造成的^[23]. 部分地幔岩石中的锆石则表现出无分带或弱分带的特征.

变质锆石一般具有无分带、弱分带、云雾状分带、扇形分带、冷杉叶状分带、面状分带、斑杂状分带、海绵状分带和流动状分带等复杂的结构类型^[24].

1.2 微量元素组成

大量研究表明, 不同成因锆石含有不同的 Th, U 含量及 Th/U 值: 岩浆锆石的 Th, U 含量较高、Th/U 值较大(一般 >0.4); 变质锆石的 Th, U 含量低、Th/U 值小(一般 <0.1)^[25]. 但是, 一些组成特殊的岩浆中结晶的锆石也会出现异常的 Th/U 值^[26-28], 用 Th/U 值区别岩浆和变质成因的锆石还需结合其他指标.

岩浆锆石的微量元素(特别是稀土元素)特征主要用来判断其寄主岩石类型. Belousova 等^[28]对大量的岩浆锆石进行了微量元素分析, 发现不同类型的岩浆锆石可以通过微量元素含量分类和回归树形分析来区分. 岩浆锆石的微量元素含量从超基性岩→基性岩→花岗岩有总体增长的趋势. 金伯利岩中锆石的稀土元素总量一般小于 50 ppm ($1 \text{ ppm} = 1 \mu\text{g g}^{-1}$), 煌斑岩为 600~700 ppm, 基性岩约为 2000 ppm, 而花岗岩类和伟晶岩则可达百分含量级.

通过变质锆石微量元素特征的研究, 可以判断锆石的形成条件. 麻粒岩相变质锆石一般具有重稀土(HREE)相对亏损和明显的 Eu 负异常特征^[29,30], 榴辉岩相变质锆石具有 HREE 相对亏损、无明显 Eu 负异常和较低的 Nb, Ta 含量和 Nb/Ta 比值等特征^[25], 角闪岩相变质增生锆石具有 HREE 相对富集和 Eu 负异常明显的特征^[31].

1.3 U-Pb 年龄

目前, 锆石 U-Pb 年龄测定的方法主要有三种: 1) TIMS(热电离质谱)方法, 它用酸将锆石溶解, 经过阴离子树脂分离 U, Pb 后, 再用同位素稀释法测定 U, Pb 同位素比值^[32]. 该方法获得的年龄精度较高, 但需要对锆石进行溶解, 前处理复杂, 且不能实现原位测量. 2) SIMS(二次电离质谱)方法, 它毋需溶样, 可对锆石进行原位测量, 空间分辨率较高(束斑直径一般 20~50 μm , 最小可达到 5~8 μm), 可以用来研究锆

石的精细部位定年^[33]. 但该方法测试时间较长(每个测试点约需 20 min), 费用昂贵. 这两种定年方法都不宜开展大量样品的测试. 3) LA-ICP-MS(激光剥蚀电感耦合等离子体质谱)方法, 它采用激光剥蚀进样, 可以实现原位分析^[34]. 在一定条件下, 它获得与 SIMS 技术相媲美的准确度与精确度, 且分析时间短(每个测试点耗时<4 min), 费用相对低廉, 因而是目前理想的碎屑锆石分析手段. 与 SIMS 法相比, 该方法要求的样品数量较大, 对样品的破坏大(分析束斑一般 30~60 μm, 剥蚀深度 10~20 μm). 虽然其空间分辨率和分析精度低于 SIMS, 但可以满足黄土碎屑锆石的分析要求.

碎屑锆石年龄分析包括两种方法. 一种方法是针对不同颜色和形态的碎屑锆石进行分析, 而不考虑其含量^[35]. 该方法的优点是在分析锆石颗粒较少的情况下, 能比较全面地获得可能的源区信息. 碎屑锆石进行 TIMS 和 SIMS 分析时, 一般采用这种方法. 但该方法不能反映不同源区组分的相对贡献量. 另一种分析方法是任意分析至少 117 个碎屑锆石的 U-Pb 年龄, 并对不同年龄组的含量进行统计^[36], 进而从统计意义上确定不同源区的贡献. LA-ICP-MS 技术的发展使该方法得到广泛应用.

锆石 U-Pb 年龄数据可用谐和图展示, 它可以提供每个样品分析颗粒的数量, 每个分析点的精度和谐和度信息. 但是, 当碎屑锆石颗粒较多时, 谐和图会很拥挤, 因而一般多用柱状图和概率密度分布图来展示谐和锆石的年龄谱. 通过对比沉积物与可能源区的锆石年龄谱, 可以很好地限定沉积物的源区, 推测搬运途径. 年龄谱的对比通常使用两种数学方法, 一种是 Sambridge 和 Compston^[37]基于最大似然算法建立的去卷积方法, 它可以获得 U-Pb 年龄谱的优势年龄组及其数量和比例; 另一种是两组样品的 Kolmogorov-Smirnov(K-S)检验法, 用来比较沉积物和潜在源区锆石年龄谱的相似程度^[38].

1.4 Hf 同位素组成

Hf 元素的地球化学行为与 Zr 非常相似, 因此 Hf 易替代 Zr 而富集在锆石中(含量约为 0.5%~2%)^[39]. 用稳定的 ¹⁷⁷Hf 同位素标准化就可以得到 Hf 同位素比值 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf. 其中, ¹⁷⁶Hf 可由 ¹⁷⁶Lu 经过一个 β 衰变而成, 半衰期为 37Ga. 锆石中 Lu 的含量极低, 由 ¹⁷⁶Lu 衰变生成的 ¹⁷⁶Hf 极少, 因此, 锆石的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf

比值可以代表该锆石形成时的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值, 从而为讨论其成因提供重要信息^[40]. 单颗粒碎屑锆石 U-Pb 年龄谱和 Hf 同位素组成相结合, 不但可以给出源岩年龄组成的信息, 而且可以限定其母岩岩浆源区的性质.

通过锆石 Hf 同位素比值来解释锆石母岩岩浆源区的信息, 主要考虑两个参数. 一个是 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, 它表示的是岩石形成时的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 相对于球粒陨石均一库 (CHUR) 差异的万分分数:

$$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 10000 \left\{ \left[\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_s - \left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_s \times e^{\lambda t} - 1 \right] / \left[\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR},0} - \left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right] - 1 \right\}.$$

地球的初始 Lu/Hf 值大约与球粒陨石的 Lu/Hf 值相等, 通过阶段性上地幔部分熔融, 它可随时间逐步演变. 在产生玄武质岩浆的过程中, 剩余地幔相对亏损 Hf (Hf 相对于 Lu 更不相容), 而玄武质地壳相应的富集 Hf. 随着时间的演化, 亏损地幔 (Lu/Hf > 球粒陨石) 和富集地壳 (Lu/Hf < 球粒陨石) 的 Hf 同位素组成与地球未分异物质 (Lu/Hf = 球粒陨石) 相比存在差别. 当 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) > 0$ 时, 表示岩石来源于亏损地幔 (DM); 当 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) < 0$ 时, 表示岩石来源于富集地幔 (EM) 或源区受到了地壳物质的同化混染.

另一个参数是 Hf 相对于亏损地幔的模式年龄 (t_{DM}), 包括单阶段和两阶段模式年龄, 而对于锆石来说, 大多数情况下应该考虑其两阶段模式年龄^[41]. 锆石相对于亏损地幔的 Hf 模式年龄记录了锆石结晶的母源岩浆从地幔来源的年龄, 即地壳存留年龄:

$$t_{\text{DM}}^{\text{C}} = 1/\lambda \times \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S,r}} - \left(\frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM,r}} \right] / \left[\left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{C}} - \left(\frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] \right\} + t.$$

当锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为正, Hf 模式年龄接近于结晶年龄时, 表明源区岩石来源于新生的地幔来源的地壳; 当 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为负, Hf 模式年龄远远大于结晶年龄时, 表明源区岩石来源于老地壳重熔形成的岩石^[40].

锆石的以上几个方面特征结合起来可有效进行源区示踪. 比如, 青藏高原东北部三叠纪松潘-甘孜杂岩组成复杂, 用传统方法很难全面确定其物源. Weislogel 等^[38]对该套杂岩和周围潜在源区的碎屑锆石 U-Pb 年龄谱进行了系统研究, 发现碎屑锆石年龄谱有 3 种组合, 对应于 3 个沉积中心, 分别来自不同的构造单元, 从而很好地限定了该套杂岩的物质来源.

尽管碎屑锆石示踪十分有效, 但自然过程的复杂性以及锆石统计方法的差异都会影响其对源区的

解译. 这些复杂性可能包括源区本身的复杂性, 比如, 锆石并不是存在于所有的源岩中(基性和超基性岩浆岩基本不含锆石), 即使在含有锆石的岩石中, 随着岩石种类的不同, 锆石的含量也存在很大的差别, 因此, 可能会高估或低估一些类型源岩的贡献.

2 碎屑锆石方法在中国东北黄土物源研究中的应用

科尔沁沙地位于松辽盆地西南部, 面积约为 $4.23 \times 10^4 \text{ km}^2$, 年降水为 300~450 mm, 以固定、半固定沙丘为主^[42]. 沙地以南和以东地区有典型黄土堆积. 该区位于东亚夏季风的边缘地带, 对季风变迁十分敏感. 地质记录显示: 该区末次冰盛期沙地活化,

到全新世适宜期沙地基本被固定, 最近几千年来在人类活动和气候变化双重影响下又呈活化趋势^[43]. 迄今为止, 该地区黄土的研究主要集中在释光定年和古气候重建上^[44~46], 黄土物源的研究较少. 科尔沁沙地外围黄土堆积是否来自科尔沁沙地? 沙地物质又从何而来? 这些问题尚没有明确答案. 本研究对科尔沁沙地及外围黄土进行了系统采样, 分析了碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成, 并与周围造山带进行对比, 旨在确定黄土和沙地的物质来源.

2.1 区域地质背景和样品采集

科尔沁沙地及外围黄土区的南部为华北克拉通, 北部为中亚造山带(图 1(a)). 中亚造山带是位于西伯利亚克拉通和华北克拉通之间的一个巨型构造拼贴

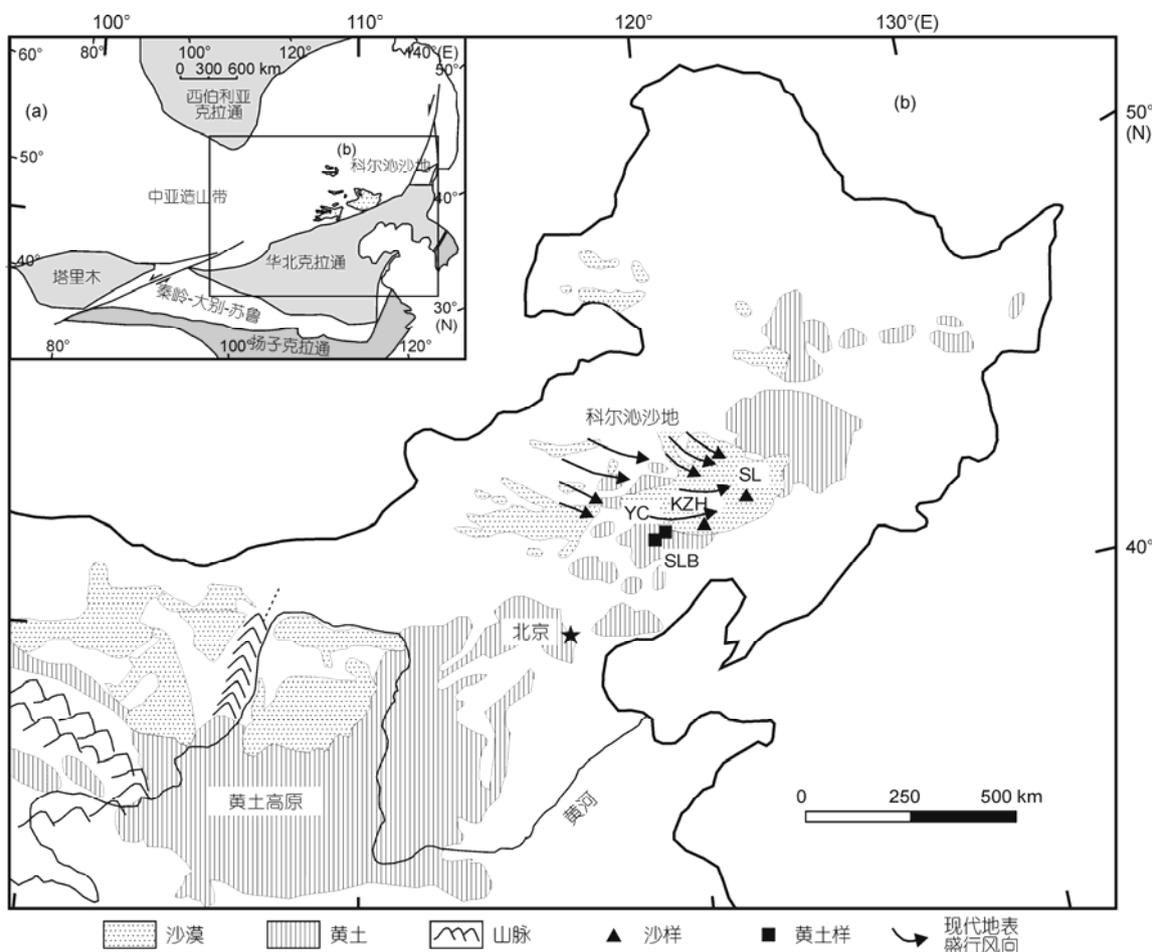


图 1 研究区构造背景图(a)及科尔沁沙地和外围黄土剖面位置图(b)

(a) 据文献[47]改编; (b) 据文献[48]改编

带. 它主要由寒武纪微陆块、岛弧、增生组合、蛇绿岩和被动大陆边缘带通过不断俯冲增生拼合而成^[49]. 中亚造山带发育大量古生代和中生代侵入岩和火山岩. 华北克拉通东北部主要由早太古代到早元古代的基底岩石和上覆的中元古代到新元古代未变质的火山-沉积地层以及未变质的显生宙盖层组成. 显生宙盖层主要为寒武纪到中奥陶纪的浅海碳酸盐岩沉积, 晚石炭到早二叠的海相碳酸盐岩和陆相含煤岩石的互层, 晚二叠到三叠的红层和砾岩以及早侏罗到早白垩的陆相火山岩和碎屑沉积岩.

我们在科尔沁一带选择了末次冰期以来的2个代表性沙地沉积剖面——KZH(42.70°N, 121.97°E)和SL(43.51°N, 123.38°E)和2个黄土剖面——YC(42.12°N, 119.85°E)和SLB(41.87°N, 119.39°E)(图1). 风成砂剖面从下到上由黄色砂层(未见底)和黑色砂层组成. 释光结果^[50]显示, 黄色砂层与黑色砂层界线的年龄为末次冰期晚期至全新世早期, 说明黄色砂层主要为末次冰期沉积物, 富含有机质的黑色砂层为全新世的沉积. 黄土剖面由末次冰期黄土(L1)和全新世土壤(S0)组成(图2), 在野外观测和磁化率曲线上能很好地反映出来. 我们从末次冰期的砂层和黄土中, 各采1个样品(图2).

2.2 实验方法

将1 kg样品经过淘洗、电磁选和重液分选, 在双目镜下挑选, 得到含包裹体少, 无明显裂隙的锆石. 用双面胶固定锆石颗粒, 灌环氧树脂制靶, 然后抛光

露出锆石平面, 在反射光和透射光下照相. 锆石的CL图像在中国科学院地质与地球物理研究所CAMECA SX51型电子探针上完成. U-Pb年龄测定在西北大学地质学系大陆动力学实验室完成, 使用配有193 nm的ArF准分子激光器GeoLas200M的Perkin-Elmer Sciex Elan6100DRC四极杆ICP-MS进行测量. 分析时采用91500标准锆石作为外部校正, 激光束斑直径为30 μm, 详细分析过程和参数见Yuan等^[51]. 普通Pb的校正采用Andersen^[52]的方法. 样品的同位素比值及元素含量计算采用Glitter(ver.4.0)程序, 年龄计算及年龄谱图的绘制采用Isoplot(ver3.0)程序完成^[53]. 每个样品随机分析120个颗粒. 对于²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄<1000 Ma的锆石颗粒, 采用更精确的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄; 对于²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄>1000 Ma的锆石颗粒, 采用²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄. 去掉不谐和度(discordance)超过10%的颗粒, 来进行碎屑锆石年龄谱的分析.

锆石Hf同位素测试在中国科学院地质与地球物理研究所Neptune多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)上进行, 激光束斑直径63 μm. 测定时用国际标准锆石91500作外标. 仪器的运行条件及详细的分析过程见徐平等^[54]. 数据的校正过程参见Wu等^[55].

2.3 实验结果

砂样KZH-24和SL-5的锆石粒径为50~330 μm, 黄土样品YC-2和SLB-L1的锆石粒径为40~150 μm.

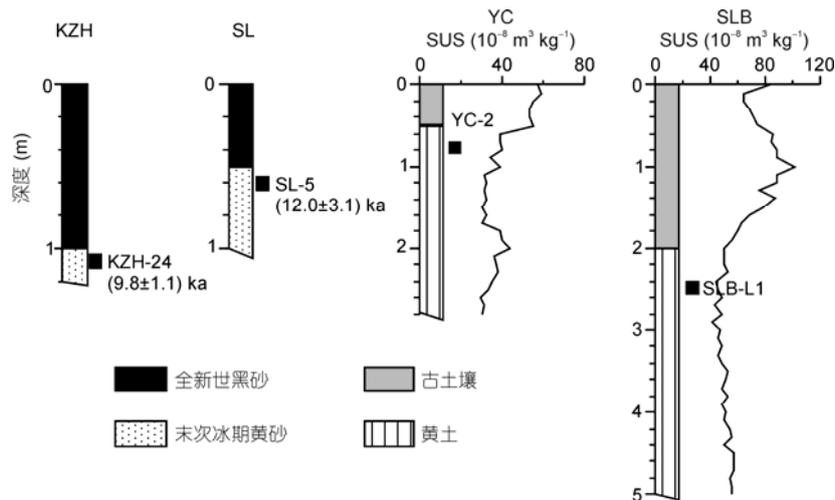


图2 科尔沁沙地和外围黄土地层记录
剖面中年龄为光释光年龄^[50], ■为碎屑锆石层位

沙地和黄土的碎屑锆石晶形主要有自形的长柱状、针状, 半自形的短柱状、他形的椭圆状或浑圆状, 颜色有无色、淡黄色、淡粉色、深棕色. 碎屑锆石具有各种成因锆石的内部结构特征: 1) 典型的振荡环带(图 3(a))、扇形分带(图 3(b))和内部有继承残留核, 外部为振荡环带的岩浆锆石(图 3(c)); 2) 可能为火山成因的长柱状或针状锆石(图 3(d)); 3) 变质锆石: 变质增生锆石(图 3(e))、变质新生锆石, 如: 无分带(图 3(f))、弱分带(图 3(g))和冷杉叶状分带(3(h))锆石结构、变质重结晶锆石(图 3(i))等.

样品的碎屑锆石 Th/U 比值大多 >0.4 , 只有少数颗粒 <0.1 , 因此, 碎屑锆石可能大部分为岩浆成因的, 少部分为变质成因的.

科尔沁砂样 U-Pb 年龄谱主要分为 3 组: 2600~2300 Ma (峰值为 2500~2400 Ma)、2100~1600 Ma(峰值为 1800~1700 Ma)、600~100 Ma. 其中, 600~100 Ma 组分中有许多峰值分布, 最显著的在 250 Ma 左右. 黄土样品与砂样类似, 也主要是这 3 组年龄(图 4).

科尔沁沙地和黄土样品的锆石 Hf 同位素组成也

具有相同的特征(图 5). 根据锆石的 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成, 可以将碎屑锆石组成大致分为 4 组(图 5). 2600~2100 Ma 组的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的范围在 $-9.3\sim 8.7$ 之间, 大部分值偏正. 2000~1500 Ma 组的锆石大部分有较负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值($-10.1\sim 6.8$). 显生宙的锆石(546~121 Ma)按 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分为两组: $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值较低($-21\sim 0.8$)的锆石, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值较高的锆石($-1.7\sim 16.0$).

2.4 讨论和结论

科尔沁沙地和黄土样品具有相同的碎屑锆石 U-Pb 年龄谱和 Hf 同位素组成特征, 说明末次冰期时科尔沁沙地是其外围黄土的主要源区.

根据 Yang 等^[56]的统计, 中亚造山带东部的岩浆锆石年龄范围主要在 531~111 Ma 间, 几乎没有太古宙和元古宙的岩石(图 4). 中亚造山带的古生代到中生代花岗岩和火山岩有正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 表明中亚造山带在显生宙有重要的新生地壳物质增长^[57]. 相对应的中亚造山带中岩浆岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值也主要为正值^[58]. 据统计, 中亚造山带东部的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-4.2\sim 16.3$,

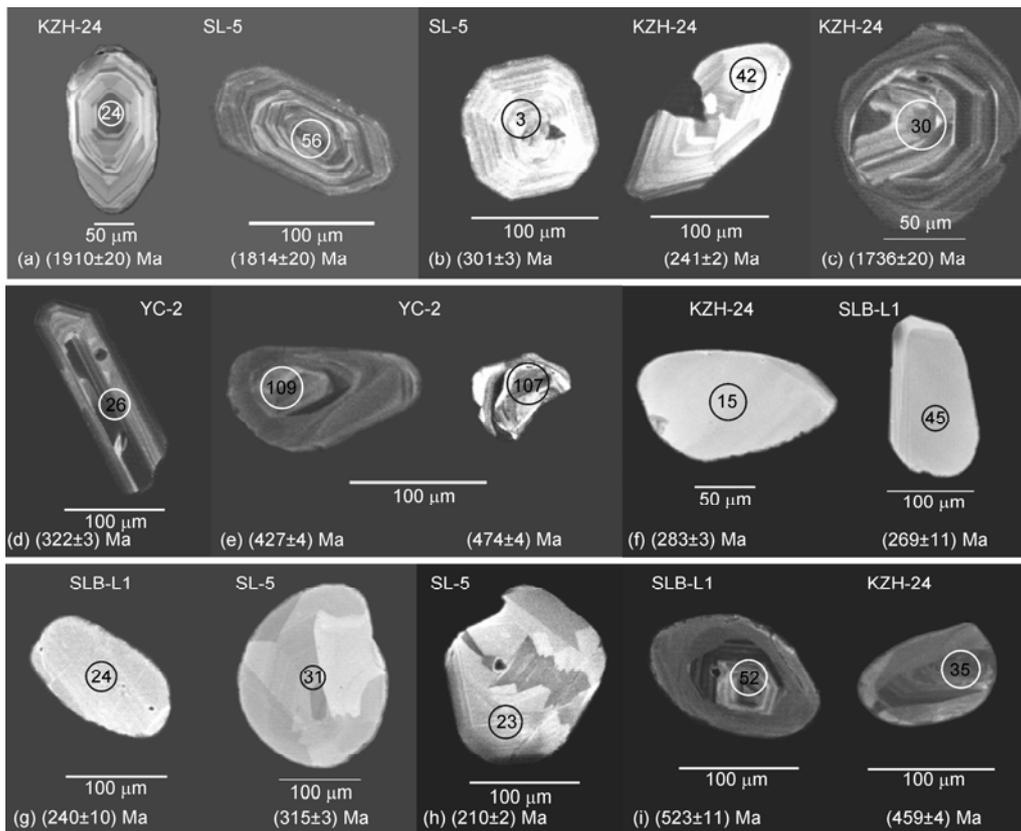


图 3 科尔沁沙地和外围黄土代表性碎屑锆石 CL 图像

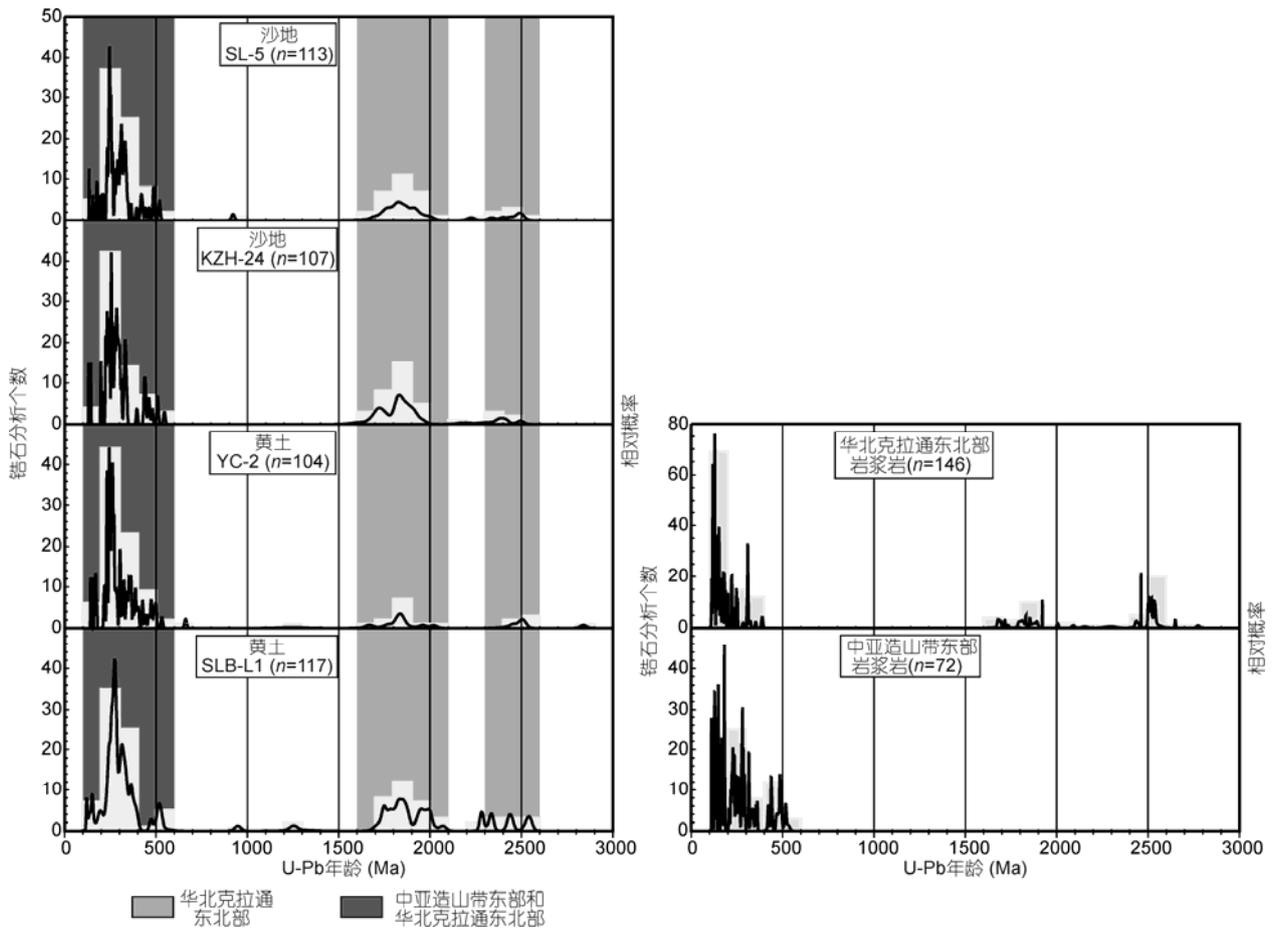


图4 科尔沁沙地和南部黄土碎屑锆石 U-Pb 年龄谱及可能物源区——华北克拉通东部和中亚造山带东部岩浆岩锆石 U-Pb 年龄统计
据文献[56]及其中的参考文献

峰值约为 6.0 和 10.0^[56] (图 5). 华北克拉通东北部岩浆锆石 U-Pb 年龄的主要峰值分布在 2600~2400 Ma, 1900~1700 Ma 和 390~111 Ma (图 4). 其中显生宙锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与中亚造山带东部的显生宙锆石差别比较大, 主要为较大的负值. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值大致的范围为 -3.8~-22.8^[56] (图 5).

科尔沁沙地和黄土的碎屑锆石中, 较老的太古代-早元古代年龄组 (2800~2100 Ma) 具有比较偏正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 早元古代年龄组 (2000~1500 Ma) 具有较负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 这些都与华北克拉通东北部的基底岩石组成特征一致, 表明这两组锆石主要源于华北克拉通东北部. 显生宙的锆石 (546~121 Ma) 根据 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值将其分为两组, 正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的锆石可能主要来源于中亚造山带东部, 而负 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值的锆石可能来源于华北克拉通东北部. 中晚元古代锆石只在一些样品中零

星存在, 锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围非常大, 可能来源于多个源区, 其中 900 Ma 左右的碎屑锆石可能与华北克拉通北部新元古代岩浆活动相吻合^[59].

根据上述数据, 我们统计了来源于华北克拉通东部和中亚造山带东部的碎屑锆石颗粒数, 通过不同来源锆石颗粒数的百分比可以大致估算两个源区的相对贡献. 华北克拉通东北部物质对科尔沁沙地和外围黄土的贡献大致为 49%~61% (平均 54%), 中亚造山带东部的贡献约为 46%. 华北克拉通东部和中亚造山带东部物质可能先通过流水和风力搬运到科尔沁沙地, 再通过风力系统搬运到沙地的下风向地区, 堆积成黄土. 科尔沁沙地和周边黄土的锆石特征与黄土高原黄土和中西部沙漠有很大差异^[60], 黄土高原黄土碎屑锆石主要分布在早古生代 243~382 Ma (峰值为 ~280 Ma) 和晚古生代 400~540 Ma, 在中-

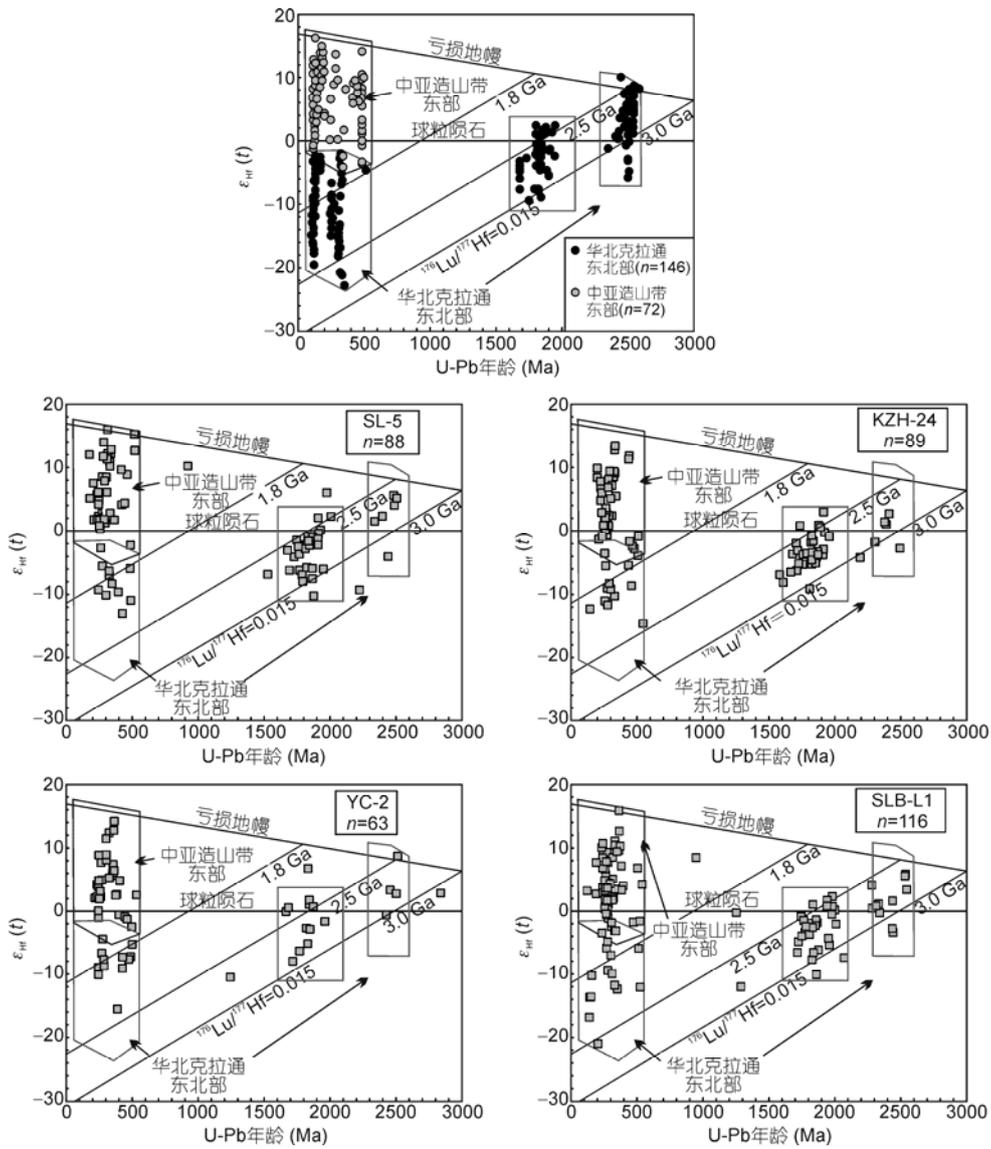


图5 科尔沁沙地和南部黄土碎屑锆石及可能物源区——华北克拉通东北部和中亚造山带东部岩浆岩锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 对U-Pb年龄图

据文献[56]及其中的参考文献

新元古代 590, 656, 800~1100, 1200~1500 Ma 也有峰值出现, 早元古代 1600~1900 Ma 和晚太古代也有个别颗粒出现, 缺少年轻的中生代锆石. 而科尔沁沙地和周边黄土与它区别较大, 晚古生代年龄组含量很少, 缺少中-新元古代锆石, 含有 100~200 Ma 的中生代锆石. 因此科尔沁沙地外围黄土是由近地表风搬运的近源粉尘堆积, 其物质来源与中西部黄土和沙漠关系不大.

从这个应用实例可以看出, 碎屑锆石示踪方法

对黄土物源研究是比较有效的. 不但可以确定黄土与哪个沙漠的源区组成相似, 而且通过与周围不同构造单元进行对比, 可以明确黄土与沙漠最终来源于哪些结晶基岩, 估计不同源区的贡献情况. 碎屑锆石示踪方法可以建立从结晶基岩剥蚀区经沙漠沉积区再到黄土堆积区的物质联系, 在此基础上可以探讨粉尘形成机制和搬运途径. 当然, 受仪器技术和锆石颗粒挑选的限制, 目前大部分实验室测量的锆石粒径相对偏粗. 最近, 已有部分实验室可以开展细颗

粒锆石的定年研究, 并有数据报道^[61,62]. 相信随着技术手段的提高, 细颗粒锆石的测量也将逐渐普及. 因此, 碎屑锆石示踪黄土物源的研究有非常广阔的应用前景.

致谢 柳小明、袁宏林、谢烈文、杨岳衡高工对实验工作提供热情帮助, 杨利荣博士提供了沙地样品的光释光年龄数据, 唐自华、王旭博士和匿名审稿专家对本文提出宝贵意见, 在此一并致谢. 文中锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素数据, 感兴趣的读者可以通过邮件向作者索取.

参考文献

- 1 Guan Q Y, Pan B T, Gao H S, et al. Geochemical evidence of the Chinese loess provenance during the Late Pleistocene. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoeconol*, 2008, 270: 53–58
- 2 Ferrat M, Weiss D J, Strekopytov S, et al. Improved provenance tracing of Asian dust sources using rare earth elements and selected trace elements for palaeomonsoon studies on the eastern Tibetan Plateau. *Geochim Cosmochim Acta*, 2011, 75: 6374–6399
- 3 陈骏, 李高军. 亚洲风尘系统地球化学研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2011, 41: 1211–1232
- 4 Chen J, Li G J, Yang J D, et al. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 3904–3914
- 5 李锋. 中国北方沙尘源区铅同位素分布特征及其示踪意义的初步研究. *中国沙漠*, 2007, 27: 738–744
- 6 Pettke T, Lee D, Halliday A N, et al. Radiogenic Hf isotopic compositions of continental eolian dust from Asia, its variability and its implications for seawater Hf. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 202: 453–464
- 7 Hattori Y, Suzuki K, Honda M, et al. Re-Os isotope systematics of the Taklimakan Desert sands, moraines and river sediments around the Taklimakan Desert, and of Tibetan soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 1195–1205
- 8 Aleon J, Chaussidon M, Marty B, et al. Oxygen isotopes in single micrometer-sized quartz grains: Tracing the source of Saharan dust over long-distance atmospheric transport. *Geochim Cosmochim Acta*, 2002, 66: 3351–3365
- 9 Sun Y B, Tada R, Chen J, et al. Distinguishing the sources of Asian dust based on electron spin resonance signal intensity and crystallinity of quartz. *Atmos Environ*, 2007, 41: 8537–8548
- 10 Li G J, Chen J, Chen Y, et al. Dolomite as a tracer for the source regions of Asian dust. *J Geophys Res*, 2007, 112: D17201, doi: 10.1029/2007JD008676
- 11 Derbyshire E, Meng X M, Kemp R A. Provenance, transport and characteristics of modern eolian dust in western Gansu Province, China, and interpretation of the Quaternary loess record. *J Arid Environ*, 1998, 39: 497–516
- 12 Lu H Y, Sun D H. Pathways of dust input to the Chinese Loess Plateau during the last glacial and interglacial periods. *Catena*, 2000, 40: 251–261
- 13 Muhs D R, Bettis E A. Geochemical variations in Peoria Loess of western Iowa indicate paleowinds of midcontinental North America during last glaciation. *Quat Res*, 2000, 53: 49–61
- 14 Yang S, Ding Z. Advance-retreat history of the East-Asian summer monsoon rainfall belt over northern China during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 499–510
- 15 刘东生, 等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 1–481
- 16 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. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65: 901–913
- 17 Gallet S, Jahn B M, Morii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chem Geol*, 1996, 133: 67–88
- 18 Jahn B M, Gallet S, Han J M. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: Eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. *Chem Geol*, 2001, 178: 71–94
- 19 Moller A, O'Brien P J, Kennedy A, et al. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): Constraints for Pb diffusion in zircon. *J Metamorph Geol*, 2002, 20: 727–740
- 20 Hanchar J M, Miller C F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol*, 1993, 110: 1–13
- 21 Crofu F, Hanchar J M, Hoskin P W O, et al. Atlas of zircon textures. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 469–495
- 22 Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: some examples from the western Alps. In:

- Pagel M, Barbin V, Blanc P, et al, eds. Cathodoluminescence in Geoscience. Berlin: Springer-Verlag, 2000. 373–400
- 23 Vavra G, Gebauer D, Schmid R. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 122: 337–358
- 24 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. *科学通报*, 2004, 49: 1589–1604
- 25 Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem Geol*, 2002, 184: 123–138
- 26 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 大别山黄镇榴辉岩锆石的微区微量元素分析: 榴辉岩相变质锆石的微量元素特征. *科学通报*, 2002, 47: 859–863
- 27 Hidaka H, Shimizu H, Adachi M. U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: Evidence for an Archean provenance. *Chem Geol*, 2002, 187: 278–293
- 28 Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol*, 2002, 143: 602–622
- 29 Whitehouse M J, Platt J P. Dating high-grade metamorphism constraints from rare-earth elements in zircons and garnet. *Contrib Mineral Petrol*, 2003, 145: 61–74
- 30 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 大别山黄土岭麻粒岩中锆石 LAM-ICPMS 微区微量元素分析和 Pb-Pb 定年. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 20–28
- 31 Hermann J, Rubatto D, Korsakov A. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Contrib Mineral Petrol*, 2001, 141: 66–82
- 32 Krogh T E. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim Cosmochim Acta*, 1973, 37: 485–494
- 33 Ireland T R, Williams I S. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 215–241
- 34 Kosler J, Sylvester P J. Present trends and future of zircon in geochronology: Laser ablation ICPMS. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 243–275
- 35 Gehrels G E, Dickinson W R. Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. *Am J Sci*, 1995, 295: 18–48
- 36 Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 224: 441–451
- 37 Sambridge M S, Compston W. Mixture modeling of multi-component data sets with application to ion-probe zircon ages. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 128: 373–390
- 38 Weislogel A L, Graham S A, Chang E Z, et al. Detrital zircon provenance from three turbidite depocenters of the Middle-Upper Triassic Songpan-Ganzi complex, central China: Record of collisional tectonics, erosional exhumation, and sediment production. *Geol Soc Am Bull*, 2010, 122: 2041–2062
- 39 Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 27–55
- 40 Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. *Rev Mineral Geochem*, 2003, 53: 327–341
- 41 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 2007, 23: 185–220
- 42 朱震达, 吴正, 刘恕, 等. 中国沙漠概论. 北京: 科学出版社, 1980. 1–107
- 43 Sun J M, Ding Z L, Liu T S. Desert distributions during the glacial maximum and climatic optimum: Example of China. *Episodes*, 1998, 21: 28–31
- 44 赵华, 卢演涛, 尹金辉. 科尔沁沙地全新世风沙沉积物的石英单测片蓝光释光测年和风沙活动年代学. *核技术*, 2005, 28: 367–374
- 45 裘善文. 中国东北平原西部沙漠化现状、成因及其治理途径研究. *中国沙漠*, 2004, 24: 124–128
- 46 戈双文, 鹿化煜, 周亚利, 等. 晚第四纪科尔沁沙地干湿变化的黄土记录. *中国沙漠*, 2006, 26: 869–874
- 47 Li J Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: Closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate. *J Asian Earth Sci*, 2006, 26: 207–224
- 48 Sun J M. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 845–859
- 49 Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 2003, 22: 1069, doi: 10.1029/2002TC001484
- 50 杨利荣. 末次冰盛期以来中国东部沙地空间分布特征及环境记录. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院. 2007. 1–113
- 51 Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled

- Plasma-Mass Spectrometry. *Geostand Geoanal Res*, 2004, 28: 353–370
- 52 Andersen T. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem Geol*, 2002, 192: 59–79
- 53 Ludwig K R. User's manual for Isoplot version 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication. 2003, 4
- 54 徐平, 吴福元, 谢烈文, 等. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素. *科学通报*, 2004, 49: 1403–1410
- 55 Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2006, 234: 105–126
- 56 Yang J H, Wu F Y, Shao J A, et al. Constraints on the timing of uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 246: 336–352
- 57 Jahn B M, Wu F Y, Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, 2000, 23: 82–92
- 58 谢静, 吴福元, 丁仲礼. 浑善达克沙地的碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成及其源区意义. *岩石学报*, 2007, 23: 523–528
- 59 Peng P, Bleeker W, Ernst R E, et al. U-Pb baddeleyite ages, distribution and geochemistry of 925 Ma mafic dykes and 900 Ma sills in the North China Craton: Evidence for a Neoproterozoic mantle plume. *Lithos*, 2011, 127: 210–221
- 60 Steven T, Palk C, Carter A, et al. Assessing the provenance of loess and desert sediments in northern China using U-Pb dating and morphology of detrital zircons. *Geol Soc Am Bull*, 2010, 122: 1331–1344
- 61 Pullen A, Kapp P, McCallister A T, et al. Qaidam Basin and northern Tibetan Plateau as dust sources for the Chinese Loess Plateau and paleoclimatic implications. *Geology*, 2011, 39: 1031–1034
- 62 Liu Y, Li X H, Li Q L, et al. Precise U-Pb zircon dating at <5 micron scale by Cameca 1280 SIMS using Gaussian illumination probe. *J Anal At Spectrom*, 2011, 26: 845–851