

## 锆石 U-Pb 同位素测年原理及应用

王海然,赵红格,乔建新,高少华

(西北大学 大陆动力学国家重点实验室/地质学系,陕西 西安 710069)

**摘 要** :U-Pb 法是国内目前最重要的同位素测年方法.通过分析锆石 U-Pb 同位素测年的基本原理、不同成因锆石的特征及常用测试技术,综述了该方法在母岩形成年龄、地质演化事件、碎屑沉积物来源、沉积时代等方面的应用.指出锆石微区 U-Pb 年龄测定技术的引进对我国的地质科学研究起到了巨大的推动作用,并且其应用领域仍在进一步扩展.

**关键词** :锆石 U-Pb 测年;岩浆锆石;变质锆石

## THEORY AND APPLICATION OF ZIRCON U-Pb ISOTOPE DATING TECHNIQUE

WANG Hai-ran, ZHAO Hong-ge, QIAO Jian-xin, GAO Shao-hua

(State Key Laboratory of Continental Dynamics/ Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China)

**Abstract** :The U-Pb method is one of the most important isotopic dating methods in China. With analysis on the theories of zircon U-Pb isotopic dating, the characteristics of zircons of different genesis and the common testing technique, this paper summarizes the application of this method in forming age of parent rock, evolution of geological events, sources of clastic sediment, sedimentary time and so on. The introduction of zircon U-Pb dating technique has played a significant role in promoting geological research in China. The application area is expanding.

**Key words** :zircon U-Pb dating; magmatic zircon; metamorphic zircon

同位素地质年代学已经成为探索地质体时、空演化及大陆动力学等问题的基础工具<sup>[1]</sup>.同位素测年方法最常用的是副矿物 U-Pb 定年方法.锆石是自然界中广泛存在的一种副矿物,普遍存在于各种岩石中,包括沉积岩、岩浆岩和各种变质岩.锆石 U-Pb 年龄与其形成温度、微量元素和 Hf-O 同位素等结合,为确定地质作用的时空演化提供了重要的地化参数.

### 1 锆石 U-Pb 体系基本原理

在封闭体系中,岩石、矿物就像一座天然的时钟一样,按照放射性衰变的定律,母体衰减,子体积累,不断地记录下时间参数,这就是同位素地质年龄测定的基本原理.据此原理,给出同位素地质年龄测定的基本公式:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{D}{N} \right)$$

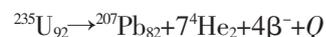
式中  $\lambda$  为衰变常数;  $D$  为累积的子体量;  $N$  为现在的母体量;  $t$  为至今的时间.

锆石中含有长周期的放射性元素 U 和 Th,对 U-Tu-Pb 系统有极高的封闭温度(>900 °C)及较低的普通铅含量而成为理想的定年首选对象.另外,锆石以其在自然界中存在的普遍性、化学成分的多样性以及经受各种物理化学作用而基本不变的耐久性等特点而成为最适合进行 U-Pb 同位素定年的矿物之一.

U 主要由两种放射性同位素  $^{235}\text{U}$  和  $^{238}\text{U}$  组成,这些放射性同位素衰变成 Pb 同位素,其衰变规律为<sup>[2]</sup>:



$Q$  代表系列衰变总发射能量(47.4 J/原子)



$Q$  代表系列衰变总发射能量(45.2 J/原子)

这两个系列中没有一个同位素出现在两个不同的系列中,即每一衰变系列最终仅产生一种特定的 Pb 同

位素. 根据方式衰变定律, 放射成因 Pb 的增长方程式是:

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} \times (e^{\lambda_5 t} - 1)$$

其中,  $^{206}\text{Pb}^*$  和  $^{207}\text{Pb}^*$  表示放射成因的 Pb 同位素;  $t$  表示矿物结晶年龄, 即 U-Pb 自成为封闭体系以来至今所经历的时间;  $\lambda_8$  和  $\lambda_5$  表示  $^{238}\text{U}$  和  $^{235}\text{U}$  的衰变常数.

一个含 U 的岩石或矿物, 当它们从岩浆中结晶出来时, 与 U 同时进入矿物晶格或多或少会有一些初始铅. 现在测定单位重量中  $^{206}\text{Pb}$  和  $^{207}\text{Pb}$  的总原子数, 应该是这部分初始铅与子矿物结晶以来, 由矿物中 U 衰变所产生放射成因铅之和.

用下标  $p$  表示单位重量样品中 Pb 的总原子数 (即实测原子数);  $i$  表示初始铅的原子数, 那么从上式可得:

$$(^{206}\text{Pb})_p = (^{206}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}(e^{\lambda_8 t} - 1)$$

$$(^{207}\text{Pb})_p = (^{207}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}(e^{\lambda_5 t} - 1)$$

$^{204}\text{Pb}$  是唯一非放射性成因的铅同位素, 方程式两边同除以  $^{204}\text{Pb}$  经变化得 U-Pb 年龄公式:

$$t_{206/238} = \frac{1}{\lambda_8} \ln \left[ \frac{(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_p - (\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_i}{(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}})_p} + 1 \right]$$

$$t_{207/235} = \frac{1}{\lambda_5} \ln \left[ \frac{(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_p - (\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_i}{(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}})_p} + 1 \right]$$

另外, 运算过程中还可以得到  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄计算公式:

$$\frac{(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_p - (\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_i}{(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_p - (\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}})_i} = \frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}} \cdot \frac{e^{\lambda_5 t} - 1}{e^{\lambda_8 t} - 1} = \frac{1}{137.88} \cdot \frac{e^{\lambda_5 t} - 1}{e^{\lambda_8 t} - 1}$$

综上, U-Pb 法的一个重要特点即测定一个样品可以同时获得  $t_{206/238}$ 、 $t_{207/235}$ 、 $t_{207/206}$  3 个年龄, 这 3 个年龄应该在误差范围内一致, 可以彼此验证. 而测定  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄, 只需测定 Pb 同位素组成, 而不需要测 U、Pb 浓度.

## 2 不同成因锆石的特征

### 2.1 内部结构

岩浆锆石是指直接从岩浆中结晶形成的锆石. 一般锆石自形程度较高, 双目镜下无色透明, 有时带淡黄、淡褐色或淡紫色. 岩浆锆石一般具有特征的岩浆振荡环带, 在 BSE 图像、CL 图像上可见明显的岩浆振荡

生长环带或韵律环带结构, 这是岩浆成分呈韵律性振荡变化造成的结晶环境的规律性变化, 这种细密的韵律环带的宽度通常只有几个微米<sup>[3]</sup>. 振荡环带的宽度可能与锆石结晶时岩浆的温度及锆石寄主岩石的成分有关. 高温条件下形成中基性岩浆岩, 微量元素扩散快, 通常形成的结晶环带较宽 (如辉长岩中的锆石). 而在相对低温的条件下形成酸性岩浆岩, 微量元素的扩散速度慢, 一般形成较窄的岩浆环带 (如 I 型和 S 型花岗岩中的锆石). 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<sup>[4]</sup>. 部分地幔岩石中锆石的特征表现为无分带或弱分带.

变质锆石是指在变质作用过程中形成的锆石. 在双目镜下, 变质锆石呈粒状, 表面光洁、清晰<sup>[5]</sup>. 变质锆石的内部结构, 情况比较复杂, 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<sup>[6]</sup>. 典型的变质锆石最显著特征是由众多的晶面组成, 包括浑圆粒状、椭圆粒状及长粒状等形态的锆石. 在一些锆石中还可观察到明显的压痕. 变质锆石常具圆滑的外形, 这是由于多晶面所造成的假象. 此类锆石以往被误认为是受磨损的或受变质溶蚀的沉积锆石. 研究表明, 多晶面和压痕是变质锆石基本特征之一, 晶面小而平直, 但并非机械磨损和变质溶蚀所造成<sup>[7]</sup>.

### 2.2 地球化学特征

锆石常量和微量元素地球化学特征可用来研究锆石的成因. 岩浆成因锆石成分变化总的趋势:  $\text{ZrO}_2$  含量及  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$  的值从晶体核部至边缘呈降低趋势, 而  $\text{HfO}_2$ 、 $\text{UO}_2$  +  $\text{ThO}_2$  含量升高, 拉曼光谱吸收峰强度呈减弱特征<sup>[8]</sup>, 变质成因锆石恰与岩浆锆石相反. 不同成因锆石的 Th、U 含量及 Th/U 值不同. 通常, 岩浆锆石的 Th、U 含量较高, Th/U 值较大 (一般大于 0.4); 变质锆石的 Th、U 含量低, Th/U 值小 (一般小于 0.1)<sup>[9]</sup>. 但判别岩浆锆石和变质锆石不能仅依据锆石的 Th/U 比值, 一些岩浆锆石具有非常低的 Th/U 比值<sup>[10]</sup>, 变质增生锆石中也存在 Th/U 比值高达 0.7 的情况<sup>[11]</sup>. 因此, 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征可以用来判断其寄主岩石类型. 从基性到中性至酸性岩中  $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$  值下降, 从超基性岩到基性岩到中性岩至酸性岩 Th、U 含量上升<sup>[12]</sup>. Belousova<sup>[13]</sup> 等对大量的岩浆锆石进行了微量元素分析, 认为从超基性岩→基性岩→花岗岩, 岩浆锆石

中的微量元素含量总体呈增长趋势. 岩浆锆石含有较高的 REE 含量和陡立的 HREE 富集模型<sup>[14]</sup>. 而变质重结晶锆石比岩浆锆石具有更陡直的重稀土富集模型, 原因在于轻稀土元素较重稀土元素有较大的离子半径而更容易在变质重结晶过程中从锆石晶格中排除出来<sup>[15]</sup>. 对于具有核幔结构的变质增生锆石, 其重稀土富集程度较低<sup>[16]</sup>. 岩浆锆石具有明显的负 Eu 异常, 形成于有熔体出现的变质锆石具有与岩浆锆石类似的特征: 富 U、Y、Hf、P, REE 配分模式陡, 正 Ce 异常、负 Eu 异常<sup>[13]</sup>. 麻粒岩相变质锆石一般具有 HREE 相对亏损和明显的 Eu 负异常特征<sup>[17]</sup>. 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<sup>[18]</sup>. 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<sup>[9]</sup>. 来源不同的锆石具有明显不同的微量元素分布特征, 因此通过对锆石中微量元素分布特征来反演源区较为有效.

锆石成岩的复杂性决定了单独使用任何一种判别指标都不可能准确判定其成因类型. 研究中要正确区分不同成因的锆石, 须将锆石的晶型、内部结构特征和痕量元素等结合起来进行综合判断, 进而得出正确的锆石 U-Pb 年龄的地质解释.

### 2.3 微区原位测试技术 U-Pb 年龄

原位分析测试技术的快速发展, 是锆石等副矿物在地学中广泛应用的有力支柱. 目前, 被广泛应用的微区原位测试技术主要有同位素稀释-热电离子质谱法(以下简称 ID-TIMS 法)、二次离子质谱法(以下简称 SIMS 法)、激光烧蚀-电感耦合等离子体质谱法(以下简称 LA-ICPMS 法).

#### 2.3.1 TIMS 稀释法

锆石 TIMS 同位素稀释法是 20 世纪 80 年代发展起来的. 该方法要点是<sup>[19]</sup>: 用化学方法(通常用氢氟酸、盐酸和硝酸等化学试剂)将待测矿物在适当的温压条件下溶解. 矿物溶解后, 将 U 和 Pb 用离子交换色谱分别从样品溶液中分离出来, 然后通过热电离子质谱仪进行 U 和 Pb 的相关测定. 经计算可得矿物的 U-Pb 同位素年龄. 随着测年技术的不断提高, 所用锆石从几百毫克降至毫克级, 甚至可对单颗粒锆石进行测年. 利用 ID-TIMS 法进行矿物 U-Pb 同位素测年的优点: 单次测定的精度较高, 可分辨十分相近的同位素年龄; 可测定的矿物年龄范围广(从中生代到太古宙), 并且不需要相应的标准矿物作校正, 避免了寻找和制备标准矿物的困难. 其不足是<sup>[20]</sup>: 对实验室的要求高, 专业性

强, 处理程序比较繁杂, 费时费力, 成本很高, 无法进行矿物的微区原位 U-Pb 同位素年龄测定.

#### 2.3.2 离子探针

离子探针 (SHRIMP), 是目前国内外测定锆石 U-Pb 年龄的最高水平, 可用于矿物稀土元素、同位素的微区原位测试. SHRIMP 技术是目前微区原位测试技术中最先进且精确度最高的测年方法, 具有高灵敏度、高空间分辨率(对 U、Th 含量较高的锆石测年, 束斑直径可达到 8  $\mu\text{m}$ )、对样品破坏小等特点(束斑直径 10~50  $\mu\text{m}$ , 剥蚀深度小于 5  $\mu\text{m}$ ). 不足之处是购置费用昂贵、分析速度较慢和成本较高, 特别是在多元素分析时需要的测定时间更长<sup>[21]</sup>.

#### 2.3.3 激光探针

激光剥蚀微探针-感应耦合等离子体质谱分析法 (LAM-ICPMS), 即激光探针技术可实现对固体样品微区点常量元素、微量元素和同位素成分的原位测定. 近年来, 随着激光剥蚀技术的发展和 ICP-MS 仪器测试精度的提高, 使得激光等离子体质谱(LA-ICP-MS)定年方法广泛应用于各种锆石 U-Pb 同位素定年. 该技术具有原位、实时、快速的分析优势和灵敏度高、空间分辨率较好的特点. 对成因关系清楚的锆石进行原位分析, 实现了原地原位测年. 可以以最低的费用产出大量的数据, LA-ICPMS 分析方法尤其适合于厘定构造亲缘关系的碎屑锆石研究. 该方法的缺陷是测定过程中烧蚀掉的样品多, 对样品有严重的破坏性, 无法对测试结果进行重现性检测. 另外 U-Pb 测年精度较低, 影响因素主要来自于同位素分馏和质量歧视<sup>[22]</sup>.

## 3 锆石年龄的地质意义

### 3.1 谐和曲线

矿物形成后, 若其 U-Pb 同位素体系保持封闭, 则其  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  和  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  将给出谐和的年龄  $t$ , 即经历了一定的衰变过程后, 由矿物的两组 Pb/U 比值将计算出相同的年龄. 当把一系列这样的样品, 表示在  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  直角坐标图上时, 可以得到一条 Pb/U 同位素比值随时间而变化的单调曲线. 该曲线称为一致曲线或谐和曲线, 该图示方法称谐和曲线图. 若自然界样品自形成以来其 U-Pb 同位素体系保持了封闭, 样品的  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  和  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  比值将落在谐和曲线上, 其对应的年龄称谐和年龄.

### 3.2 不一致线

若矿物在形成后的某一时期( $t_1$ )遭受某地质事件扰动(如变质作用、热液活动、风化作用等), 发生了铅

的丢失或铀的加入,则样品所测  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  和  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  年龄就不一致。此时,把同一物源、同结晶年龄,并遭受同一次后期地质作用而发生不同铅丢失、铀的加入或铀的丢失的各锆石数据点投在  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  坐标上,将拟合成一条直线,此直线称为不一致线。不一致线与一致曲线有 2 个交点,两者有不同的地质意义。

### 3.2.1 上交点年龄

上交点年龄一般代表矿物结晶的年龄,而根据不同岩石类型,还应有更进一步的含义。对变质岩来说,当被测锆石为残留锆石时,如果变质岩石为正变质岩,那么上交点年龄反映的是原生岩浆岩侵入(位)或喷发作用年龄;如果变质岩为副变质岩,上交点年龄则代表这些沉积物质的源区年龄。当被测锆石为变质成因锆石时,上交点年龄一般是变质作用历史上最强一次前进变质作用发生的时间。

### 3.2.2 下交点年龄

从蚀变锆石中丢失铅的确切机制事实上在不同的环境中可能是不同的。因此,可得出 U-Pb 锆石不一致线的下交点年龄,如果它得到其他地质证据的支持才具真实的年龄意义。下交点地质年龄的意义,依靠多种模式解释<sup>[2]</sup>。幕地质事件模式中下交点为岩体形成后一次幕地质事件发生的时间,或锆石重结晶的年龄。混合模式解释下交点年龄为花岗岩侵入年龄或火山岩喷发年龄。膨胀模式认为下交点年龄代表地壳上升隆起及遭受剥蚀的时间。低温退火模式和蚀变模式中下交点年龄无地质意义。连续扩散模式无下交点。

## 4 应用

目前该方法绝大多数以火成岩中的锆石为测试对象,测定火成岩的年龄,为区域构造岩浆活动提供年代信息<sup>[23-24]</sup>。火成岩中耐熔的继承锆石可以保持 U-Pb 同位素体系和 REE 的封闭,从而可以包含关于深部地壳和花岗岩来源的重要信息,可用于基底性质的示踪。

沉积岩中找到的锆石,通常源于碎屑。碎屑锆石地质年代学也为盆地沉积物源分析和构造划分提供了依据。碎屑锆石为古老大陆地壳提供了证据。Wilde<sup>[25]</sup>等给出最古老的碎屑锆石年龄为  $(4.408 \pm 0.008)$  Ga,说明 4.4 Ga 之前就可能有大陆地壳和海洋的存在。碎屑沉积岩,尤其粒碎屑沉积是对源区物质的有效平均。碎屑沉积岩所含的锆石多数是岩浆成因的<sup>[26]</sup>。这些锆石可能来自不同年龄和不同地质单元,因此测定一定数量的单个锆石晶体,或者至少测定晶形、颜色相同的同一类型的锆石,才能得出具有地质意义的年代资料。理论

证明:对于碎屑岩中所含锆石进行 U-Pb 定年,测定颗粒数至少达 117 颗,并对不同年龄组的含量进行统计<sup>[27]</sup>。碎屑锆石的年龄谱系和群组特征给出了碎屑沉积物基本亲缘关系的重要制约,从而可以建立起沉积物与物源区的沉积学联系,能有效地示踪源区背景、性质,能获取盆地沉降与重要热构造事件之间的内在联系。虽然 U-Pb 年龄谱在提取沉积物年龄信息,判断源区方面具有其明显的优势,但它所反映的主要是锆石的形成年龄(锆石 U-Pb 体系封闭温度约为 900℃),因此对再沉积锆石年龄的解释和示踪便存在不足。所以,需要结合其他示踪方法,解决相应的地质问题。

综上所述,锆石 U-Pb 同位素定年是地质研究中一种强有力的工具,通过对它的形态学研究、微区原位定年及地球化学的讨论研究,可以确定其母岩形成年龄和成因及重要的地质演化事件。另外,根据沉积岩碎屑锆石年龄分布确定碎屑沉积岩物质来源、沉积时代和形成的构造环境,也已成为研究热点。因此,在科研和生产工作中掌握和应用锆石研究原理和工作方法,关注这一科学领域的进展具有重要意义。

## 参考文献:

- [1] 孙金凤, 杨进辉, 吴福元, 等. 榴石原位微区 LA-ICPMS U-Pb 年龄测定[J]. 科学通报, 2012, 57(18): 1603—1615.
- [2] 李志昌, 路远发, 黄圭成. 放射性同位素地质学方法与进展[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2004.
- [3] Wilde S A, Valley J W, Peck W H, et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago [J]. Nature, 2001, 409: 175—178.
- [4] 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 [J]. Contrib Mineral Petrol, 1996, 122: 337—358.
- [5] 简平, 刘敦一, 杨巍然, 等. 大别山西部熊店加里东期榴辉岩锆石岩相学特征及 SHRIMP 分析[J]. 地质学报, 2000, 74(3): 259—264.
- [6] 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[J]. 科学通报, 2004, 49(16): 1589—1604.
- [7] 简平, 程裕淇, 刘敦一. 变质锆石成因的岩相学研究——高级变质岩 U-Pb 年龄解释的基本依据[J]. 地学前缘, 2001, 8(3): 183—191.
- [8] 谢桂青, 胡瑞忠, 蒋国豪, 等. 锆石的成因和 U-Pb 同位素定年的某些进展[J]. 地质地球化学, 2001, 29(4): 64—70.
- [9] Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and link between U-Pb ages and metamorphism [J]. Chem Geol, 2002, 184: 123—138.
- [10] 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 [J]. Chem Geol, 2002, 187: 278—293.

巷道前方岩体较破碎且硬度较低的情况,影响地震波的传播速度,信号且有明显的衰减,TRT预报的距离要酌情减少.为了保证工程的施工安全,建议设计适量钻孔,对探测异常区进行钻探验证.

(3)在利用 TRT 进行探测时,要综合考虑各探测参数(震源、最小偏移距、炮间距).根据在矿山进行的应用试验研究结果,建议激发震源的锤子重量 5~6 kg 为宜,震源点布设在坚实、完整的岩壁上.最小偏移距在 10.0~20.0 m 之间为宜.炮间距(即震源的排距)在 2 m 左右为宜<sup>[5]</sup>.

## 5 结语

TRT 地质超前预报是众多预报方法中的一种,其具有操作简便、成本低、采集信息全面、直观等特点,越来越受到人们的关注.实践证明,2011 年在矿区深

部(稳定水位以下)共进行了 30 多次 TRT 探测,设计验证孔 40 多个,有效地保证了 2000 m 以下深部开拓工程安全顺利完成.因而,TRT 地质超前预报技术在矿山的应用具有良好的前景.

## 参考文献:

- [1]杨果林,杨立伟.隧道施工地质超前预报方法与探测技术研究[J].地下空间与工程学报,2006(4):627—630.
- [2]陈刚毅.TR T 地质超前预报技术及其在三峡翻坝高速公路中的应用[J].资源环境与工程,2009(3):304—307.
- [3]宋先海,顾汉明,等.我国隧道地质超前预报技术述评[J].地球物理学进展,2006(2):605—613.
- [4]李树德,柯福奎,洪长久.气举反循环钻探技术在复杂地层应用中的探讨[J].煤炭技术,2007(11):137—138.
- [5]王云海,马海涛,等.西石门铁矿深部开拓工程民采区突水危害地质超前预报技术研究[R].北京:中国安全生产科学研究院,2011(11):33—119.
- [11]Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: Geochronology of the Ivren Zone (Southern Alps) [J]. Contrib Mineral Petrol, 1999, 134: 380—404.
- [12]闫义,林炯,李自安.利用锆石形态、成分组成及年龄分析进行沉积物源区示踪的综合研究[J].大地构造与成矿学,2003,27(2):184—190.
- [13]Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type [J]. Contrib Mineral Petrol, 2002, 143: 602—622.
- [14]Buick R, Thorne J R, McNaughton N J, et al. Record of emergent continental crust similar to 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia [J]. Nature, 1995, 375: 574—575.
- [15]Geisler T, Pidgeon R T, Kurtz R, et al. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon [J]. Am Mineral, 2003, 88: 1496—1513.
- [16]Dempster T J, Hay D C, Bluck B J. Zircon grows in slate [J]. Geology, 2004, 32: 221—224.
- [17]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[J].中国科学·D辑(地球科学),2003,46(11):20—28.
- [18]Hermann J, Rubatto D, Korsakov A. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) [J]. Contrib Mineral Petrol, 2001, 141: 66—82.
- [19]李惠民,李怀坤,陈志宏,等.基性岩斜锆石U-Pb同位素定年3种方法之比较[J].地质通报,2007,26(2):128—135.
- [20]陈文,万渝生,李华芹,等.同位素地质年龄测定技术及应用[J].地质学报,2011,85(11):1917—1947.
- [21]周红英,李惠民.U-Pb同位素定年技术及其地质应用潜力[J].地质调查与研究,2011,34(1):63—70.
- [22]王勤燕,陈能松,刘嵘.U-Th-Pb副矿物的原地原位测年微束分析方法比较与微区晶体化学研究[J].地质科技情报,2005,24(1):7—13.
- [23]马芳芳,孙丰月,李碧乐.黑龙江东安金矿床锆石U-Pb年龄及其地质意义[J].地质与资源,2012,21(3):227—230.
- [24]徐学纯,李雪菲,赵庆英.蒙古哈尔乌拉花岗岩的锆石U-Pb定年及其岩石地球化学特征[J].地质与资源,2011,20(3):161—166.
- [25]Wilde S A, Valley J W, Peck W H. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the earth 414 Gyr ago [J]. Nature, 2001, 409(6817): 175—178.
- [26]Chen Y L, Li D P, Zhou J, et al. U-Pb ages of zircons in western Qinling Shan, China and their tectonic implications [J]. Earth Science Frontiers, 2008, 15(4): 88—107.
- [27]Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 224: 441—451.

(上接第 232 页 /Continued from Page 232)