

# 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述

李长民<sup>1,2,3</sup>

(1 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083;2 中国地质大学 岩石圈构造、深部过程及探测技术教育部重点实验室,北京 100083;3 中国地质大学 地球科学与资源学院,北京 100083)

**摘要:** 锆石是岩浆岩、变质岩和石英脉型金矿床中的一种常见副矿物,对锆石成因类型的准确判断是正确理解锆石 U-Pb 年龄意义的关键。本文中笔者对不同成因类型锆石的判别标志及年龄意义进行系统的总结,并认为将锆石的阴极发光图像(CL)、背散射电子图像(BSE)、痕量元素组成及矿物包裹体特征的研究相结合是进行锆石成因鉴定的有效方法。近年来同位素质谱技术的发展使得人们对同一锆石颗粒内部不同成因类型的锆石晶域进行原位年龄测定成为可能。通过微区原位定年技术,能够给出有关寄主岩石的地质演化历史等重要信息,这可以为地质过程的精细年代学格架的建立提供有效的证据。来自不同类型岩石中的锆石可能经历了 Pb 的扩散丢失作用、晶格损伤导致的蜕晶化作用以及变质重结晶作用。这些过程对锆石计时的准确性和有效性带来了不同程度的影响。为了对测定锆石年龄的地质意义进行合理解释,在进行锆石 U-Pb 定年前,必需对锆石进行成因矿物学和矿物内部结构的深入研究,特别是阴极发光和背散射电子成像研究,通过内部结构特征确定锆石的成因类型和形成环境。笔者认为,组成单一的岩浆锆石是理想的 U-Pb 定年对象,变质重结晶锆石域常是重结晶锆石和继承晶质锆石的混合区,容易给出混合年龄,只有变质增生锆石和完全变质重结晶锆石才能给出准确的变质时代,而从继承锆石中鉴别出的热液锆石可以获得可靠的流体活动时间。

**关键词:** 岩浆锆石; 变质锆石; 热液锆石; 蜕晶化作用; 重结晶作用; 年代学制约

**中图分类号:** P578.94

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1672-4135(2009)03-0161-14

锆石是自然界中一种常见的副矿物,普遍存在于沉积、岩浆和变质岩中。这是因为锆石具有极低的吉布斯能<sup>[1]</sup>,从而具有特别稳定的晶体结构,使得它很容易在各种地质环境中结晶,并被完好地保存下来。传统意义上,锆石一直被视为具有高度稳定性的矿物,具有能持久保持矿物形成时的物理和化学(特别是元素和同位素)特征,普通铅含量低,富含 U、Th 等放射性元素,离子扩散率低,封闭温度高等特点,因此被广泛应用于岩石学、矿物学和地球化学研究中,特别是近些年来,以精细的锆石矿物学研究为基础,开展同位素定年工作,锆石已成为 U-Pb 法定年的最理想对象<sup>[2~4]</sup>。

在花岗岩类,特别是前寒武纪花岗岩类和变质岩年代学以及金矿成矿年代学研究中,通常可以发现多种成因类型的锆石,如碎屑锆石、继承锆石、岩浆锆石、变质锆石、热液锆石和深熔锆石等<sup>[5~8]</sup>。这种复杂性对锆石的成因判别及其年龄数据的解读提

出了更高的要求。除通常要求利用显微镜观察锆石的外部形态,或者利用 BSE 和 CL 成像技术观察锆石的内部构造,或者利用锆石的 Th/U 比值来判别和区分不同类型的锆石外,还需要对锆石进行细致的形态学、地球化学和微区特征等方面的研究来综合判别锆石的成因类型<sup>[9]</sup>。由于锆石在形成后,还要经受变形变质和热液作用的改造,锆石群的组成往往会变得更加复杂。如花岗片麻岩中可以出现残留锆石、岩浆锆石、变质锆石、热液锆石等。有时甚至在同一个锆石颗粒中可以包含不同成因类型、不同形成时代的锆石相。近些年来我国有不少研究者对一些花岗岩、火山岩以及石英脉型金矿床开展 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究,得到十分分散的年龄结果,后经研究发现这是由于测试前没有进行很好的锆石成因矿物学和锆石微区研究,得到的不少年龄实际上是没有地质意义的混合年龄。因此,在进行锆石地质年代学研究之前应先对锆石进行

收稿日期: 2009-07-19 责任编辑: 刘新秒

基金项目: 国土资源部计划项目(1212010711814); 国家自然科学基金重点项目(40234048)

作者简介: 李长民(1962),男,理学博士在读,岩石学专业, E-mail: lchangmin62@yahoo.com.cn。

阴极发光电子(CL)图像和(或)背散射电子(BSE)图像等成因矿物学和锆石内部结构的深入研究,这样才有可能使测得的年龄数据得到合理的地质解释,才有可能对岩石成因、成矿年代学和地质体的构造演化历史有更深入的了解。

现把岩浆锆石、变质锆石、热液锆石的特征以及锆石原位微区 U-Pb 定年的年代学制约和地质意义分别综述如下:

## 1 不同成因锆石的内部结构特征

用来揭示锆石内部结构的方法有 HF 酸蚀刻图像、背散射电子(BSE)图像和阴极发光电子(CL)图像等。HF 酸蚀刻法的应用原理是由于锆石不同区域表面的微量元素含量和蜕晶化程度的差异导致其稳定性和抗 HF 酸腐蚀能力的不同,在 HF 酸的作用下,这些锆石的内部结构就会显示出来<sup>[10]</sup>(图 1(a))。这种方法简单易行,不需要大型仪器设备,但它可能会对锆石表面造成不同程度的破坏作用。BSE 图像揭示的是锆石表面平均分子量的差异<sup>[11]</sup>。除可以揭示锆石的内部结构外,锆石的 BSE 图像还可以很好地显示锆石的表面特征(如包裹体的分布和裂隙的发育情况等)(图 1(b))。而 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)的含量和(或)晶格缺陷的差异,一般锆石中 U、REE、Th 等微量元素含量越高,锆石阴极发光的强度越弱<sup>[11~14]</sup>。锆石的 CL 图像和 BSE 图像的明暗程度往往具有相反的对立关系。在绝大多数情况下,CL 图像反映锆石的内部结构较清楚(图 1c),也是锆石内部结构研究中最常用和最有效的方法。BSE 图像显示热液成因锆石的表面特征(如包裹体的分布和裂隙的发育情况等)以及不同成因锆石域图像的明暗程度的差异方面效果显著。在同一颗锆石中,

锆石 U 含量高的区域,在 CL 图像上颜色就深一些,呈黑到暗灰色,在 BSE 图像上则呈亮灰白到白色,说明这些区域更富大离子半径的微量元素(如 U、Th、Y 等);而 U 含量较低的锆石区域,在 CL 图像上颜色较浅,呈亮灰白色,在 BSE 图像上则呈黑到暗灰色,说明这些区域具有较低的大离子半径的微量元素(如 U、Th、Y 等)含量。

### 1.1 岩浆锆石

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,晶体呈四方柱与四方双锥、复四方双锥的聚形。一般碱性岩或偏碱性的花岗岩中锆石的锥面{111}发育,呈短柱状或四方双锥状(图 2(c)、(d));在酸性岩中锆石的柱面{110}、{100}及锥面{111}均较发育,晶体呈柱状;在中基性岩中,锆石发育柱面和复四方双锥,而锥面{111}发育很差或不出现。由于岩浆锆石一般结晶早,所以常呈包裹体产于其它矿物中。在 BSE 图像、CL 图像上可见明显的岩浆振荡生长环带或宽缓的岩浆生长环带。岩浆锆石通常结晶温度较高,一般具有均匀的内部构造和岩浆包裹体(如金红石、磷灰石和熔体包裹体),有时少量颗粒可见残留锆石晶核。火山岩中的锆石具有较大的长宽比值(比值可以高达 12),一般为长柱状或针状的外形特征<sup>[17]</sup>。

岩浆锆石一般具有特征的岩浆振荡环带(图 2)。振荡环带的宽度可能与锆石的寄主岩石的成分以及锆石结晶时岩浆的温度有关。一般中基性岩浆岩通常形成于高温条件下,微量元素扩散快,常常形成较宽的结晶环带(如辉长岩和闪长岩中的锆石)(图 2(a)、(b));酸性岩浆岩通常形成温度相对较低,在低温条件下微量元素的扩散速度慢,一般形成较窄的岩浆环带(如:花岗岩中的锆石)(图 2(e)、

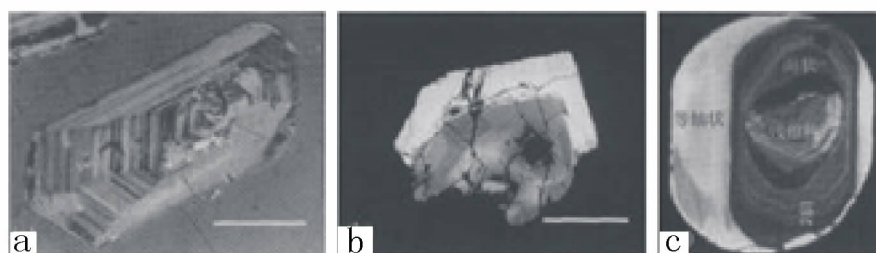


图 1 HF 酸蚀刻、BSE 和 CL 图像

Fig.1 Zircon micro-photograph of HF etching, BSE and CL

(a)HF 酸蚀刻图像,引自 Pidgeon 等<sup>[10]</sup>;(b)BSE 图像,引自 Nasdala 等<sup>[15]</sup>;(c)CL 图像,引自 Vavra 等<sup>[16]</sup>

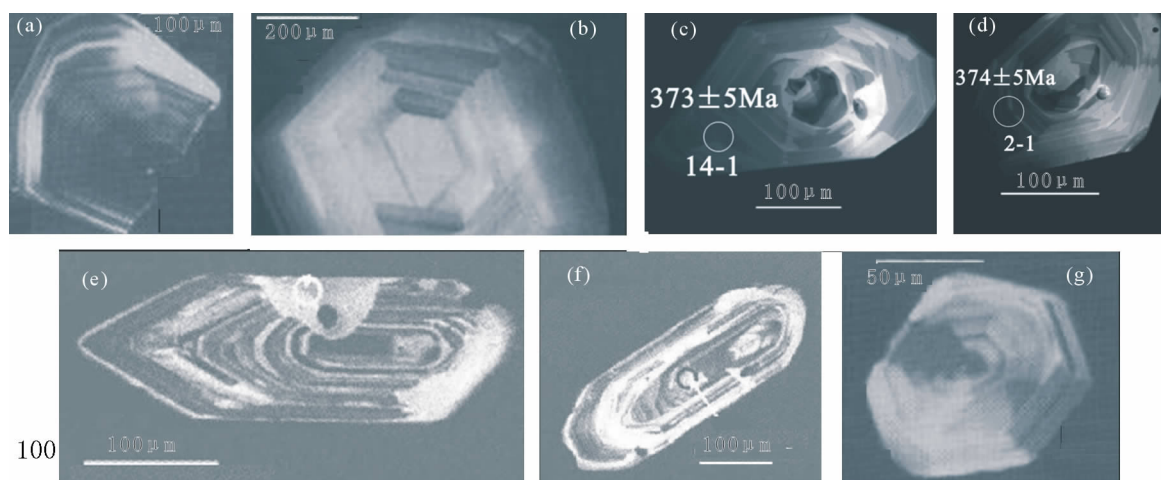


图2 不同类型岩浆岩中的锆石 CL 图像

Fig.2 CL images of zircons from different type of magmatite

(a) 辉长岩中的岩浆锆石, 引自赵子福等<sup>[18]</sup>; (b) 二长闪长岩中的岩浆锆石, 引自 Shuan-Hong Zhang 等<sup>[19]</sup> (有改动); (c)、(d) 碱性正长岩中的岩浆锆石, 水泉沟杂岩体中的锆石 (本文资料); (e)、(f)、(g) 花岗岩中的锆石, (e)、(f) 引自曾乔松等<sup>[20]</sup>; (g) 引自吴元保等<sup>[21]</sup>。

(f)<sup>[14]</sup>。岩浆锆石中还可能出现扇形分带的结构 (图 2(g)), 这种扇形分带结构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>[22]</sup>。部分地幔岩石中的锆石表现出无分带或弱分带的特征。另外, 在岩浆锆石中往往有继承锆石的残留晶核 (图 2(c))。

## 1.2 变质锆石

变质锆石是指在变质作用过程中形成的锆石。变质锆石主要有如下五种形成机制: 1) 深熔过程中从熔体中结晶<sup>[23,24]</sup>, 2) 固相矿物分解产生的 Zr 和 Si, 成核和结晶<sup>[25,26]</sup>, 3) 从变质流体中结晶<sup>[27,28]</sup>, 4) 原岩锆石的变质重结晶作用<sup>[17,29,30]</sup>, 5) 热液蚀变作用对原有锆石的淋滤和溶蚀<sup>[31,32]</sup>。因此, 变质锆石的形成既可以是变质过程中新生长的锆石, 又可以是变质作用对岩石中原有锆石不同程度的改造, 如蜕晶质化的锆石在有流体存在且温度  $\geq 400^{\circ}\text{C}$  时就可以发生重结晶作用形成变质重结晶锆石。其中变质新生锆石既可以形成独立的新生颗粒, 还可以在原有锆石基础上形成变质增生边。总之, 变质成因锆石包括新形成的变质结晶锆石、变质增生锆石和变质重结晶锆石<sup>[29,32]</sup>。由于变质重结晶过程只是锆石晶格的重新调整, 没有新的锆石生成, 因此重结晶锆石常常为自形到半自形, 且外形与原岩岩浆锆石环带形状相似, 与原岩锆石之间没有明显的生长界限。而变质增生锆石则是指变质过程中发生成核和结晶作用, 有新的锆石从周围的介质中结晶出来。所以变质新

生锆石具有多晶面状 (小晶面发育) - 不规则状 - 规则外形, 与原岩残留锆石之间界限清楚。在目前认识条件下, 对锆石的外形和内部结构进行详细研究是区分变质增生锆石与变质重结晶锆石最为直接和有效的方法。

变质锆石的外部形态从它形到非常自形, 并有特征的内部结构, 主要包括: 无分带 (图 3(a))、斑杂状分带 (图 3(c))、扇形分带 (图 3(b,d))、冷杉叶状分带 (图 3(e))、面状分带 (图 3(f,j))、片状分带 (图 3(g)) 以及变质热液成因锆石的海绵状分带、流动状分带等复杂的结构类型。一般不同变质条件下形成的锆石具有不同的外形和内部结构特点。麻粒岩相变质增生锆石一般为半自形、它形到等轴状, 内部分带特征为扇形分带、面状分带、冷杉叶状分带、弱分带或无分带等<sup>[16]</sup>。榴辉岩相变质增生锆石一般为半自形、椭圆形和它形等, 内部分带特征主要有无分带、弱分带、云雾状分带或片状分带等<sup>[34-36]</sup>。角闪岩相变质增生锆石通常具有规则的外形, 且以柱面发育为其主要特点, 在 CL 图像中一般为无分带或弱分带的特征<sup>[33,35]</sup>。Vavra 等人<sup>[33]</sup>对 Ivrea 地区的角闪岩相变质岩石、角闪岩到麻粒岩过渡相变质岩石和麻粒岩相变质岩石中的变质增生锆石进行了详细的外形和内部结构特征的对比研究, 他们认为锆石的外形和内部结构特征受锆石生长时的温度条件控制, 温度条件控制了锆石各晶面生长速度, 导致锆石出现不同的外形和内部结构。并推测寄主岩石的性质



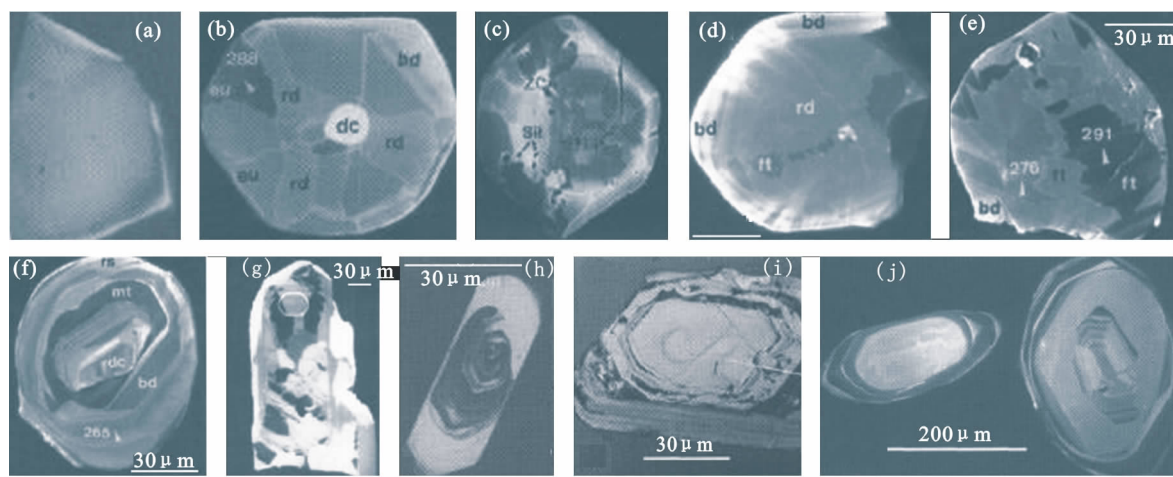


图 3 变质锆石中的典型 CL 图像

Fig.3 Typical CL images of metamorphic zircons

(a) 无分带结构,引自吴元保<sup>[21]</sup>; (b) 扇形分带结构(rd); (c) 斑杂状分带; (d) 扇形分带结构(rd); (e) 冷杉叶状分带(ft); (f) 面状分带(bd), (b)、(c)、(d)、(e)、(f)引自 Vavra 等<sup>[22,33]</sup>; (g) 片状分带,引自 Rubatto 等人<sup>[34]</sup>; (h) 边部变质重结晶锆石切割原岩岩浆锆石的环境,引自吴元保<sup>[21]</sup>; (i) 核部重结晶锆石中有明显的残留岩浆锆石岩浆环带,据 Pidgeon 等人<sup>[10]</sup>(有改动); (j) 面形分带增生锆石,引自吴元保<sup>[21]</sup>

可能也会对变质增生锆石的外部形态和内部结构产生一定的影响。

### 1.3 热液锆石

传统意义上锆石一直被视为具有高度稳定性的矿物,具有普通铅含量低,富含 U、Th 等放射性元素,封闭温度高等特点,被广泛应用于矿物学和地球化学研究,成为 U-Pb 法定年的最理想对象<sup>[37~39]</sup>。随着锆石测年技术的不断开展,越来越多的研究结果对锆石稳定性说法提出了挑战,证明锆石在热液条件下很容易发生蚀变、改造、熔蚀作用,有时甚至形成具有“热液矿物”特征的锆石,即“热液锆石”<sup>[40~44]</sup>。“热液锆石”并不是一个精确的术语,顾名思义,它是指经过热液流体蚀变或热液改造了的锆石,或从热液流体中直接结晶的锆石。过去十几年来的研究表明,锆石可以直接从中低温热液流体中生长结晶。如 Claou é -Long 等<sup>[45]</sup>及 Kerrich<sup>[46]</sup>通过对加拿大 Abitibi 绿岩带金矿床石英脉中锆石的研究,提出这些锆石是在 260~380℃、约 200 MPa 的条件下与石英、自然金等热液矿物近于同时结晶形成的。Dempster 等<sup>[47]</sup>在苏格兰高地板岩中发现了颗粒细小(<10 μm)、无环带结构的新生锆石,认为它们是在绿片岩相变质条件(<350℃)下从变质流体中结晶形成的。最近 Dubinska 等<sup>[48]</sup>的一项研究发现,波兰 Sudetic 蛇绿岩的蛇纹石化过程中有大量热液锆石形成,这些锆石形成于 270~300℃及 100 MPa 的温

压条件<sup>[48]</sup>。以上研究结果表明,这些锆石形成的温压条件与含金石英脉的形成条件极为相似,证明中温热液条件是可以生产热液锆石的。虽然不同种类的热液锆石可以具有相似的微量元素特征,但其形成机制却不尽相同。前人已经提出,热液锆石可有如下几种形成机制: 1) 锆石颗粒内部孔穴中的溶解-再沉淀<sup>[49]</sup>, 2) 蜕晶锆石与热液的离子交换及结构恢复<sup>[50,51]</sup>, 3) 韧性剪切带的流体作用<sup>[52]</sup>, 4) 锆石饱和的残余岩浆热液直接结晶<sup>[53]</sup>, 5) 深源流体-熔体将原岩改造成为片麻状花岗岩的过程中所形成的热液增生锆石<sup>[54]</sup>。

## 2 岩浆锆石与变质锆石的区别

为了对测定锆石年龄的地质意义进行合理解释,在进行锆石 U-Pb 定年前,必需对锆石进行精细的内部结构研究,以便确定不同锆石的成因类型和同一锆石不同晶域的成因类型。然后通过锆石微区原位定年,获得锆石寄主岩石正确的地质年代演化历史。应该说,目前尚没有一种可以完全明确区分岩浆锆石与变质锆石的定量方法,只能根据测定锆石或锆石晶域的化学组成、内部结构、结晶习性,以及宏观地质环境进行综合判断。表 1 即是对两种锆石的一些最基本特征的描述。

### 2.1 晶体特征

岩浆锆石通常为半自形到自形,粒径 20~

表 1 岩浆锆石和变质锆石主要特征对比  
Table 1 Major characteristic comparison for magmatic and metamorphic zircons

分类 特点	岩浆锆石	变质锆石
形成环境	熔体中的结晶作用	高级变质岩的深熔作用、变质结晶作用、变质重结晶作用
化学特征	Th、U 含量较高、Th/U 比值较大（一般>0.4）且均匀较高的REE和陡立的HREE富集模型正Ce异常、适度的Eu负异常	Th、U 含量低、Th/U 比值小（一般<0.1）而分散不同程度的LREE富集，HREE 含量低
内部结构	振荡环带，亮色的CL，HF易蚀刻	黑色不分带CL，HF不易蚀刻，多种增生结构（冷杉状、星云状、辐射状等）
结晶习性	自形、晶面简单，其晶棱锋锐、清晰，柱状或细长柱状	外形多圆卵形、不规则状，一般延长度小，晶面复杂、晶棱圆滑、晶面有溶蚀
包裹体	金红石、磷灰石和熔体包裹体	绿泥石、石榴石、绿辉石、甚至出现金刚石、柯石英等超高压变质矿物包裹体
年龄意义	岩浆冷却年龄	形成年龄，冷却年龄

250 μm<sup>[17]</sup>。部分基性-超基性岩中的锆石具有不规则的形状和较大的粒径<sup>[37]</sup>，火山岩中的锆石具有较大的长宽比值（比值可以高达 12），一般为长柱状或针状的外形特征<sup>[17]</sup>。通常岩浆锆石均具有很好的柱状晶体（柱状或细长柱状），其晶棱锋锐、清晰；而变质锆石外形则多呈圆卵形、不规则状，一般延长度小，晶面复杂发育多晶面（常见小晶面发育）、晶面常有溶蚀。如果变质锆石是在长柱状岩浆锆石基础上重结晶或增生的，它也可以有柱状或长柱状外形，但其晶棱均已圆滑（晶棱变得不那么锋锐、清晰）<sup>[38]</sup>。

2.2 内部结构

为了获得有明确地质意义的锆石年龄，必须对锆石成因特别是锆石内部结构进行研究。在锆石内部结构研究中，BSE 和 CL 成像是最常用的研究方法，用 HF 化学蚀刻也是一种行之有效的方法。现已知道岩浆锆石通常具有岩浆振荡或韵律环带结构，这种细密的韵律环带的宽度通常只有几个微米，它反映了岩浆成分呈韵律性振荡变化，造成结晶环境的规律变化<sup>[39]</sup>；变质增生锆石一般不存在分带结构，它总是在继承锆石外围形成一个宽窄不均的增生边（内部无韵律环带），有时沿继承锆石核的不同晶面方向形成扇状结构。变质重结晶锆石带常在古老继承锆石中不规则分布，多集中于含 U 高的部位（阴极发光暗），如果原锆石是岩浆锆石，重结晶部分蜕晶化很彻底，则重结晶锆石不再保留原岩浆锆石环带的任何痕迹；如果重结晶部分蜕晶化不彻

底，则重结晶锆石区仍可有隐约可见的环带残留，但该区不如最外面的变质增生锆石边那么干净<sup>[38]</sup>。

2.3 包裹体矿物

锆石中矿物包裹体的性质可以作为判定锆石成因的一个重要判据<sup>[40]</sup>，岩浆锆石由于结晶温度较高，通常出现高温岩浆矿物（如金红石、磷灰石等）与熔体包裹体。但是岩浆锆石包裹体矿物一般较少，若有矿物包裹体则是非高压岩浆矿物，如金红石、斜长石、石英、磷灰石等；变质增生锆石包裹体矿物一般较常见，除常见的非高压矿物斜长石、石英、磷灰石等外，还可见石榴石、绿辉石、柯石英、金刚石等超高压矿物包裹体。

2.4 痕量元素

Th/U 比值：大量研究表明，不同成因锆石具有不同的 Th、U 含量及 Th/U 比值。岩浆锆石的 Th、U 含量较高，Th/U 比值较大（一般 > 0.4）；变质锆石的 Th、U 含量低，Th/U 比值小（一般 < 0.1）<sup>[35,54]</sup>。岩浆锆石的 Th/U 比值与 Th 和 U 在岩浆中的含量以及它们在锆石与岩浆之间的分配系数有关<sup>[41,42]</sup>，具体对应关系为： $(Th/U)_{\text{锆石}} \cong (D^{Th}/D^U)_{\text{锆石/熔体}} \times (Th/U)_{\text{熔体}}$ 。一般情况下  $(D^{Th}/D^U)_{\text{锆石/熔体}} \cong 0.2$ ，地壳物质中 Th/U 平均比值约为 4，所以通常岩浆锆石的 Th/U 比值接近 1，但是一些组成特殊的岩浆中结晶的岩浆锆石具有异常的 Th/U 比值，例如有些岩浆岩锆石的 Th/U 比值非常低，可以小于 0.1<sup>[43,44]</sup>，而部分碳酸盐岩样品中岩浆锆石具有异常高的 Th/U 比值，可以高达 10 000<sup>[45]</sup>。所以，仅凭锆石的 Th/U 比值有时并不能有

效地鉴别岩浆锆石和变质锆石。

由于  $\text{Th}^{4+}$  比  $\text{U}^{4+}$  具有更大的离子半径,  $\text{Th}$  比  $\text{U}$  在锆石晶格中更不稳定, 变质重结晶作用过程中  $\text{Th}$  比  $\text{U}$  更容易被逐出锆石的晶格, 导致重结晶变质锆石区域具有相对较低的  $\text{Th}/\text{U}$  比值<sup>[10,46]</sup>。一般变质重结晶作用越强, 变质重结晶锆石晶域的  $\text{Th}/\text{U}$  比值会越低。此外, 由于变质流体中  $\text{Th}$  含量很低, 从而导致变质增生锆石的  $\text{Th}/\text{U}$  比也很低 ( $< 0.1$ )<sup>[47]</sup>。需要指出的是麻粒岩相中的变质增生锆石有时会出现  $\text{Th}/\text{U} > 0.1$  的例外。

**Zr/Hf 比值:** 已有数据表明, 岩浆锆石一般具有非常低的  $\text{Hf}$  含量<sup>[48]</sup>, 变质重结晶作用不会对锆石  $\text{Hf}$  含量产生明显的影响。因此岩浆锆石和变质重结晶锆石  $\text{Zr}/\text{Hf}$  比值相近且高。在变质流体中  $\text{Zr}$  比  $\text{Hf}$  更容易形成稳定的络合物而使更多的  $\text{Hf}$  进入锆石晶格<sup>[49]</sup>, 从而使其具有高的  $\text{Hf}$  含量。因此变质增生锆石具有较低的  $\text{Zr}/\text{Hf}$  比值特征, 这明显不同于岩浆锆石和变质重结晶锆石具有高  $\text{Zr}/\text{Hf}$  比值的特征。

**稀土元素:** 稀土元素丰度, 尤其是 HREE 富集程度是区分岩浆锆石、变质重结晶锆石和变质增生锆石的重要指标。岩浆锆石含有较高的 REE 含量和具有陡立的 HREE 富集模型<sup>[38]</sup>。对于变质重结晶锆石, 其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>[50]</sup>, 从而可以导致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。变质增生锆石具有较低的重稀土富集程度<sup>[47]</sup>, 因而对于具有核幔结构的锆石, 其 REE 分析显示变质增生边的 HREE 含量明显低于岩浆锆石核 HREE 的含量。

**Nb、Ta 及 Nb/Ta 比值:** 一般变质锆石的 Nb、Ta 含量及 Nb/Ta 比值均低于岩浆锆石。如大别山黄镇榴辉岩岩浆锆石和变质锆石的 Nb、Ta 含量及 Nb/Ta 比值有显著差别。其中岩浆锆石 Nb、Ta 含量及 Nb/Ta 比值分别为  $(3.8 \sim 19.7) \times 10^{-6}$ ,  $(2.7 \sim 12.7) \times 10^{-6}$  和  $1.0 \sim 4.6$ 。而变质锆石 Nb、Ta 含量及 Nb/Ta 比值分别为  $(0.5 \sim 1.4) \times 10^{-6}$ ,  $(0.7 \sim 1.5) \times 10^{-6}$  和  $0.3 \sim 1.3$ <sup>[43]</sup>。因此, Nb、Ta 含量及 Nb/Ta 比值也是区分岩浆锆石与变质锆石的很好指标。

由于锆石成岩的复杂性, 单独使用上述任何一种判别指标都可能出现例外的情况, 从而影响不同成因锆石类型的准确判定。在实际工作中, 应将锆

石的晶型、内部结构特征、包裹体类型和痕量元素结合起来进行综合研究, 才有可能对不同成因锆石做出正确的区分, 从而对锆石  $\text{U}-\text{Pb}$  年龄的地质意义做出正确的解释。

### 3 岩浆锆石与热液锆石的区别

一般而言, 热液锆石与岩浆锆石具有明显不同的矿物结构, 目前对锆石的内部结构的观测主要借助于背散射(BSE)图像和阴极发光(CL)图像技术。综合前人对热液锆石的研究成果, 热液锆石一般具有如下一些共性特征: 1) 热液锆石颗粒呈半自形至它形, 半透明, 晶体的棱线一般不明显, 双目镜下呈暗棕色或浅棕红色。2) 热液锆石一般以岩浆锆石的再生边形式出现, 或呈细脉状或肠状穿插在其它矿物中。3) 热液锆石的内部结构常以多孔状为特征, 并且或多或少存在矿物包裹体(如磷铀矿<sup>[55]</sup>、钍石<sup>[56]</sup>等), 流体包裹体含量高时可形成海绵状结构<sup>[57]</sup>。4) 当岩浆锆石与热液锆石出现在同一颗粒中时, 岩浆锆石常具有明显或不明显的韵律环带, 而热液锆石多呈脉状、交代状、多孔状、海绵状或无结构状, 借助于 CL 图像或 BSE 图像不难把它们分开。另外, 在同一样品中, 岩浆锆石  $\text{U}-\text{Pb}$  年龄较老, 热液锆石  $\text{U}-\text{Pb}$  年龄较新, 也容易将两者区分开来。5) 不同条件下形成的锆石具有特定的矿物或(和)流体包裹体组成, 因此锆石中包裹体的研究对于锆石的成因和形成环境具有很好的指示意义。岩浆锆石由于结晶温度较高, 通常不会出现热液矿物包裹体和流体包裹体, 可能包含高温岩浆矿物(如金红石、磷灰石等)<sup>[58,59]</sup>与熔体包裹体。热液锆石, 一般出现典型的热液矿物(如电气石、黄铁矿、绢云母等)包裹体与丰富的低盐度  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  流体包裹体, 这说明锆石是在热流体环境中沉淀结晶的。如 Claoué-Long 等<sup>[45]</sup>发现加拿大 Abitibi 绿岩带金矿床含金石英脉中的锆石含有自然金颗粒和大量原生流体包裹体, Kerrich<sup>[60]</sup>对同一金矿区的研究发现石英脉中的锆石包含石英、电气石、白钨矿、黄铁矿、自然金等典型热液矿物包裹体, 并与低盐度  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  流体包裹体及富  $\text{CO}_2$  包裹体共存, 充分表明这些锆石是直接成矿流体中沉淀的。我国广东河台金矿含金石英脉中的锆石也广泛存在硫化物包裹体<sup>[61]</sup>。Hu 等<sup>[62]</sup>在胶东乳山金矿含金石英脉体中的锆石边-核部发现原生流体包裹体, 其激光拉曼图谱出现明显的液相



CO<sub>2</sub> 和 H<sub>2</sub>O 峰值, 这说明锆石在生长过程中处于富 H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 流体的环境。

锆石中最主要的微量元素包括 Hf、U、Th、Pb、Y, 以及重稀土元素。尽管一般认为导致热液锆石形成的热液流体属于岩浆分异成因, 但热液锆石和岩浆锆石仍具有各自独立的微量元素特征。

岩浆锆石与热液锆石具有明显不同的稀土配分特征。Hoskin 对比研究了澳大利亚 Boggly 平原带状岩体(BPZP)中的岩浆和热液锆石<sup>[53]</sup>, 发现它们的球粒陨石配分曲线明显不同, 岩浆锆石从 La 至 Lu 之间急速增加, 具有 Ce 和 Eu 异常, 而热液锆石通常具有明显较高的 REE 含量, 比较平缓的轻稀土图形, 而 Ce 异常较小, 见图 4(b)。我国咸水泉片麻状花岗岩中的岩浆锆石和热液锆石也有类似的稀土配分特征<sup>[54]</sup>, 见图 4(a)。

热液锆石通常富集 Hf。Sierra Blanca<sup>[63]</sup>流纹岩中的热液增生和“细脉”状锆石表现出较高的 Hf 含量, HfO<sub>2</sub> 约 5.1wt% ~ 7.6wt%, 而岩浆期锆石颗粒变化范围为 3.9% ~ 6.3%。虽然增生部分的 Hf 含量与岩浆期锆石颗粒有部分重叠, 但增生部分总体表现出比相同样品中岩浆期锆石具有相对较高的 Hf 含量。Kerrich 和 King<sup>[60]</sup>描述了 Abitibi 的热液锆石富集 Th 和 Hf, 其 HfO<sub>2</sub> 含量范围至少达到 4.2 wt%。

热液锆石通常具有高的 Y 含量。如 BPZP 中热液锆石 Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 2.09 wt%<sup>[53]</sup>, Abitibi 中热液锆石 Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 1.27 wt%<sup>[60]</sup>, 均远远大于未蚀变的岩浆和变质锆石的 Y 含量(Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 0.64 wt%)<sup>[64]</sup>。

锆石中含有的流体包裹体成分会影响热液锆

石测定的成分。BPZP 的热液锆石较之同一岩石中的岩浆锆石而言, 富集所有的微量元素(包括 V、Ti、Nb、Hf、Sc、Mn、U、Y、和 Th)<sup>[53]</sup>。岩浆锆石和热液锆石的一些最基本的特征对比描述见表 2。

前述资料表明, 热液锆石形成的温压条件与含金石英脉的形成条件极为相似, 证明中温热液条件是可以生产锆石晶体的。因此, 通过寻找含金矿脉和蚀变岩中的热液锆石, 用锆石微区 U-Pb 定年, 可以为确定金矿床的形成时代提供精确可靠的年代制约。本文作者对河北省张宣地区东坪金矿田钾长石化中细粒正长岩(金矿围岩)和含金钾长石石英脉两个样品以及后沟金矿田韧性剪切带中的中细粒石英正长岩一个样品研究表明, 热液锆石除少数以单独颗粒存在外, 大多数是以不规则状具明显交代(或热液改造)结构的形态存在于岩浆锆石中(图 5), 在 BSE 图像上呈现出黑白颜色明亮程度明显不同的两种锆石域, 代表两种不同成因的锆石类型。其中暗灰色区域锆石具有自形、半自形结构, 在对应的 CL 图像上可见岩浆生长环带(图略), 年龄较老, 为岩浆锆石, LA-ICP MS 锆石 U-Pb 年龄为 380.5 Ma, 表明水泉沟杂岩体形成于加里东晚期; 亮灰白色区域大多数是以不规则状具明显交代(或热液改造)结构的锆石, 年龄较新, 为热液锆石, LA-ICP MS 锆石 U-Pb 年龄为 140.2 Ma, 表明东坪金矿成矿时代为燕山期。后沟金矿 150 Ma 左右的年龄代表韧性剪切带活动的年龄(图 5d、h)。

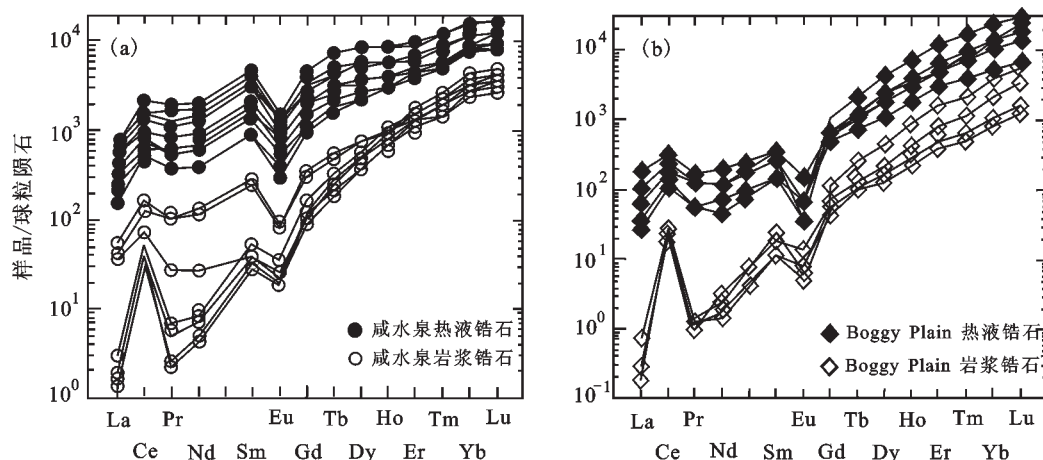


图 4 热液锆石、岩浆锆石稀土元素球粒陨石配分图解

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of hydrothermal, magmatic zircons

Boggly Plain 岩体资料引自 Hoskin<sup>[53]</sup>, 咸水泉岩体资料引自唐俊华等人<sup>[54]</sup>

表 2 岩浆锆石和热液锆石主要特征对比

Table 1 Major characteristic comparison for magmatic and hydrothermal zircons

分类 特征	岩浆锆石	热液锆石
形成环境	从熔体中的结晶作用形成的锆石。	经过热液流体蚀变或热液改造了的锆石，或从热液流体中直接结晶的锆石
化学特征	Th、U含量、Th/U比值较低LREE低、富集HREE，REE配分曲线陡倾斜。Ce高正异常、Eu适度负异常	Th、U、Th/U比值较高（高出数十倍）。LREE富集（高2 ~ 3个数量级），REE标准化曲线轻微倾斜。较小正Ce异常、适度Eu负异常
内部结构	振荡环带，强烈的阴极发光（亮色的CL图像）	无振荡环带，无阴极发光（暗黑色不分带CL图像）
结晶习性	自形、晶面简单，其晶棱锋锐、清晰，柱状或细长柱状	不规则状、多孔洞状、海绵状、环带状、细脉状。晶体的棱柱不明显。
包裹体	金红石、磷灰石和熔体包裹体	电气石、黄铁矿、白钨矿、绢云母、自然金与低盐度H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> 流体包裹体共存
年龄意义	岩浆冷却年龄	热液矿物的形成年龄，即成矿年龄

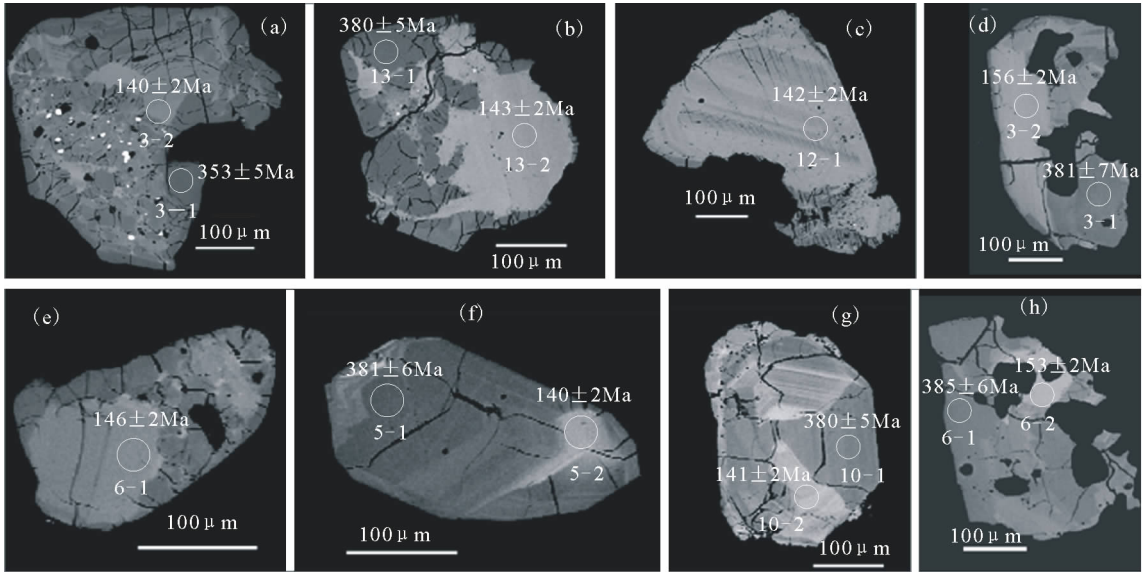


图 5 河北省东坪与后沟金矿田岩浆锆石和热液锆石 BSE 图解(资料来源:本文)

Fig.5 BSE images of magmatic and hydrothermal zircons from the Shuiquangou alkalic complex at the Dongping and hougou gold deposit, Hebei Province

4 定年意义讨论

对于结构简单、成因意义明确的锆石(如岩浆锆石),通过对其进行显微结构和化学组成的综合研究,选择未受后期地质作用影响的晶域和(或)颗粒进行微区定年,可以使测年结果更加准确合理<sup>[18,65,66]</sup>。

复杂演化历史地区,具有复杂内部结构的锆石,通过锆石微区 U-Pb 定年(如:LA-ICP-MS 和 SHRIMP)可以得到多组 U-Pb 年龄。通过对锆石不同的区域进行系统的内部结构、微量元素特征和包

裹体成分的综合研究,能够给出不同锆石晶域的成因机制,也可以对这些年龄赋予更加合理的地质解释。

4.1 继承岩浆锆石的年代学意义

变质岩或岩浆岩从其源岩或母岩继承的锆石称为继承锆石。继承锆石可以作为晶核存在于锆石的核部,也可以作为单独的晶体颗粒存在。如果继承锆石是岩浆锆石,并且这些锆石没有蜕晶化,则该晶质锆石可有很高的 U-Pb 封闭温度,即使在很高的温度条件下,也不能使 Pb 完全通过扩散丢失。



例如,许多花岗岩中含有继承锆石组分<sup>[67,68]</sup>,花岗岩的岩浆温度可高达700~900℃,然而经历了这一岩浆作用的继承锆石的U-Pb体系并没有完全重置,仍保留有它自己原有的古老年龄信息。再如北哈萨克斯坦的含金金刚石超高压变质岩峰期变质温度高达950~1 000℃,峰期变质年龄为(530±7)Ma,它们当中的继承锆石仍保留了原岩的年龄(2 000 Ma)信息,并落在U-Pb年龄谐和线上<sup>[69]</sup>。又如,在地幔金伯利岩的环境(1 200℃)下,结晶完好的锆石也没有完全重置其U-Pb体系<sup>[70]</sup>。这些都说明锆石中U-Pb体系的封闭温度应在900℃以上。这样高的封闭温度表明,对于单纯的热扰动事件,即使是区域或超高压变质作用等高温地质过程也不能完全重置锆石U-Pb体系。即,结晶完好的锆石U-Pb体系是迄今为止用于年代学中具有最高封闭温度的同位素体系,它能够抵御各种高温地质过程。因此,结晶锆石在高温条件下很少有Pb丢失,如果变质岩的原岩为火成岩,它的继承锆石的U-Pb年龄可能代表其原岩年龄<sup>[71,72]</sup>。

#### 4.2 变质重结晶锆石的年代学意义

由辐射损伤引起的部分蜕晶锆石,由于晶格受损变得松软、不稳定,它易通过化学蚀变、淋滤和扩散作用而丢失铅。另一方面,处于低温下的部分蜕晶锆石,由于变质作用和热扰动使其温度升高时,又可以通过重结晶作用使辐射损伤的晶格愈合,重新有序化。在这个过程中,由于Pb<sup>4+</sup>离子半径比Zr<sup>4+</sup>离子半径大,在晶格愈合的过程中锆石会把放射成因铅随着空隙流体一起排除在晶格之外,导致铅丢失。因此部分重结晶作用是锆石产生不一致年龄的重要原因之一。

锆石变质重结晶作用是指结构上不稳定的锆石(如蜕晶化锆石),在一定温压条件下(一般温度>400℃),锆石晶格进行重新愈合和调整,使锆石在结构上更加稳定<sup>[10,13,73,74]</sup>。现在一般认为,在大约600~650℃温度下,最容易发生锆石的重结晶作用<sup>[75]</sup>。锆石的重结晶作用一般优先发生在锆石边部以及锆石内部矿物包裹体周围等结构不稳定的区域,多集中在含U高的部位(阴极发光暗),一般时间越长,U、Th含量越高,越容易发生蜕晶化作用<sup>[71,72]</sup>。蜕晶化的岩浆锆石在变质作用过程中会产生重结晶作用,这时伴随U、Th、Pb从锆石中被逐出,振荡环带结构退化和消失。完全重结晶的锆石有可能失去以往的年

龄信息<sup>[76]</sup>。经历变质重结晶作用的锆石一般为半自形到自形,无分带、弱分带或斑杂状分带,局部有残留的岩浆环带,有较低的Th/U比值。重结晶作用较彻底的均匀变质重结晶锆石区域得到的U-Pb年龄代表了变质重结晶发生的时代;岩浆环带结构清楚、未受变质重结晶作用影响的锆石区域的年龄代表了原岩相应岩石的形成年龄<sup>[64,76]</sup>;而部分受变质重结晶作用影响的区域(锆石颗粒未全部蜕晶化,蜕晶化锆石呈弥散状分布)给出的U-Pb年龄是混合年龄(界于原岩形成和变质重结晶作用发生之间的年龄结果),并且在U-Pb年龄谐和图上形成一条不一致线,不一致线与谐和线的上交点年龄最有可能代表其形成年龄(继承锆石的年龄),不一致线与谐和线的下交点年龄最有可能代表重结晶作用发生的时间(变质重结晶锆石的年龄)<sup>[64,73]</sup>。

#### 4.3 热液锆石的年代学意义

锆石作为一种地球化学性质稳定的副矿物,具有较高的U-Pb封闭温度,即使在动力变质过程中其U-Pb系统的封闭性仍保持良好,在低于高角闪岩相或麻粒岩相的温度、压力条件下形成锆石的可能性极小。然而,在流体相参与条件下,绿片岩相的变质条件下(<450℃)也可能形成热液锆石,导致锆石边缘U-Pb体系的重置<sup>[52]</sup>。热液流体对锆石U-Pb体系的封闭性的影响显然远远超过变质作用的温度和压力的影响。锆石内部由放射性损伤等形成的缺陷为热液改造提供了通道,热液流体沿锆石晶体边缘、裂隙或晶格缺陷对锆石的交代,造成交代部分U-Pb体系封闭性的破坏,形成复杂的锆石内部结构<sup>[13]</sup>。受热液作用影响明显的锆石,在锆石颗粒的边部和(或)不同生长阶段锆石的边部会出现晶棱圆化、港湾状结构等外形特征,锆石多为半自形到它形,无分带、弱分带或海绵状分带,常常具有溶蚀结构或骨架状结构。当热液蚀变作用进一步增强时,在锆石的周围会出现较宽的蚀变边,其U-Pb体系完全重置。对这些热液蚀变作用较为彻底的锆石晶域进行微区定年,可以得到热液蚀变作用的准确年龄,对其中没有受热液蚀变作用影响的锆石晶域进行U-Pb定年,可以得到原岩的形成年龄<sup>[74,75]</sup>。另外,在糜棱岩化过程中,流体交代花岗岩中的岩浆锆石,形成了热液锆石边,这种热液锆石在CL图像中呈暗灰色,年龄较岩浆锆石相对年轻,表明花岗质岩石在韧性剪切过程中能结晶出热液锆石,这

些热液锆石的年龄可代表韧性剪切带变形的年龄<sup>[52,54]</sup>。

由此可见,热液蚀变作用,特别是伴随韧性剪切作用有关的热液作用对含金石英脉等热液矿床中的锆石 U-Pb 体系封闭性有重要的影响,通过对受热液蚀变作用影响较为彻底的锆石微区和(或)颗粒进行 U-Pb 定年,可以得到热液蚀变作用发生的准确时代,即热液矿床的形成时代。但由于锆石本身的稳定性,在受交代蚀变的锆石中仍会有保留锆石 U-Pb 体系的封闭性而未被重置的微区。对这些没有受热液蚀变作用影响的锆石微区进行 U-Pb 定年,仍旧可以得到反映这些原生锆石或岩石形成的地质年代。因此,不同成因的锆石具有其特征的内部结构、微量元素特征和包裹体组成。通过对这些方面的综合研究,可以限定锆石的成因类型和形成环境,对这些锆石微区进行 U-Pb 定年,可以为寄主岩石经历各种不同的地质作用过程提供更加严格的年代学制约。

## 5 结论

(1)不同环境中形成的锆石具有不同的结构类型,通过对锆石的内部结构进行详细研究可以区分锆石的生长期次和不同期次锆石的成因类型。

(2)锆石中的矿物包裹体组成可以限定锆石和锆石晶域的形成环境,通过对锆石中的包裹体进行详细的研究,可以对不同锆石和同一锆石的不同微区的形成环境提供很好的制约。

(3)锆石的成因往往是复杂的,单独使用任何一种判别指标都可能影响锆石成因类型的准确判定。因此,只有将锆石的晶型、内部 CL 特征、矿物包裹体及微量元素特征等相结合进行综合研究,才可能对锆石成因做出正确的区分,才可能对锆石 U-Pb 年龄的地质意义做出正确的解释。

(4)含金石英脉中的锆石组成通常较复杂,除热液锆石外,还可能出现从围岩中捕获的岩浆锆石和变质锆石。在进行锆石 U-Pb 定年前,应先对锆石进行系统分析和综合研究,区分出不同成因锆石。在此基础上对石英脉中的热液锆石进行原位微区定年,可获得金矿可靠的成矿年龄。

(5)对岩浆-变质-构造-流体成矿复杂系统中锆石的形成环境进行准确的限定和锆石微区原位定年,可以对多组锆石的 U-Pb 年龄进行科学合

理的地质解释,从而为寄主岩石的演化历史提供准确的年代学制约。

**致谢:** 本文在成文过程中得到陆松年、李惠民两位研究员的帮助,李惠民、陆松年两位研究员对东坪金矿床中的锆石 U-Pb 微区定年的有关内容提出了建设性修改意见,特此致谢。

## 参考文献:

- [1] Ellison AJG, Navrotsky A. Enthalpy of formation of zircon[J]. J. Am. Ceramic Soc. 1992, 75: 1430-1433.
- [2] Goldfarb R J, Phillips G N, Nokleberg W J. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim[J]. Ore Geol. Rev. 1998, 13: 185-218.
- [3] Buick R, Thorne J R, M C Naughton N J, Smith J B, Barley M E, Savage M. Record of emergent continental crust similar to 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia[J]. Nature, 1995, 375: 574-575.
- [4] Wilde S A, Valley J W, Peck W H, Graham CM. 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.
- [5] 甘晓春, 李惠民, 孙大中, 等. 闽北前寒武纪基底地质年代学研究[J]. 福建地质, 1993, 12: 17-32.
- [6] 甘晓春, 李惠民, 孙大中, 等. 浙西南早元古代花岗质岩石的年代[J]. 岩石矿物学杂志, 1995, 14: 1-8.
- [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: 183-191.
- [8] 胡芳芳, 范宏瑞, 杨进辉, 等. 胶东乳山含金石英脉型金矿的成矿年龄: 热液锆石 SHRIMP 法 U-Pb 测定[J]. 科学通报, 2004, 49(12): 1191-1198.
- [9] 汪相, 陈洁, 罗丹. 浙西南淡竹花岗闪长岩中锆石的成因研究及其地质意义[J]. 地质论评, 2008, 54(3): 387-398.
- [10] Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages [J]. Contrib Mineral Petrol, 1998, 132: 288-299.
- [11] Hancher J M, Miller C F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories[J]. Chemical geology, 1993, 110: 1-13.
- [12] Hancher J M, Rudnick R L. Revealing hidden structures: The application of cathodoluminescence and back-scatter electrical imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths[J]. Lithos, 1995, 36: 289-303.

- [13] Crofu F, Hanchar J M, Hoskin P W O, et al. Atlas of zircon textures [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53:469–495.
- [14] Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U–Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the western Alps [J]. *Cathodoluminescence in Geoscience*, Springer–Verlag Berlin Heidelberg, Germany. 2000, 373–400.
- [15] Nasdala L, Wenzel M, Vavra G, et al. Metamictisation of natural zircon: Accumulation versus thermal annealing of radioactivity–induced damage [J]. *Contrib to Mineral and Petrol*, 2001, 141: 125–144.
- [16] 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.
- [17] Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 2003, 53:27–55.
- [18] 赵子福,郑永飞,魏春生,等.大别山沙村和椒子岩基性–超基性岩锆石 U–Pb 定年、元素和碳氧同位素地球化学研究[J].*高校地质学报*,2003,9(2):139–171.
- [19] Shuan–Hong Zhang ,Yue Zhao ,Biao Song ,Dun–Yi Liu . Petrogenesis of the Middle Devonian Gushan diorite pluton on the northern margin of the North China block and its tectonic implications [M]. Cambridge University Press ,2007,144(3): 553–568.
- [20] 曾乔松,陈广浩,王核,等.阿尔泰冲乎尔盆地花岗岩类锆石 SHRIMP–Pb 定年及其构造意义[J].*岩石学报*, 2007,23(8):1911–1932.
- [21] 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.
- [22] 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.
- [23] Dickin AP. Radiogenic isotope Geology [M] Cambridge : Cambridge University Press, 1995.
- [23] Keay S, Lister G, Buick I. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece[J]. *Tectonophysics*, 2001, 342: 275–312.
- [24] Roberts M, Finger F. Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions [J]? *Geology*, 1997, 25 (4): 319–32.
- [25] Bingen B, Austrheim H, Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high–grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology [J]. *Jour of Petrology*, 2001, 42(2): 355–375.
- [26] Fraser G, Ellis D, Eggins S. Zirconium abundance in granulite–facies minerals, with implications for zircon geochronology in high–grade rocks [J].*Geology*,1997,25(7): 607–610.
- [27] Dubinska E, Bylinab P, Kozłowska A, et al. U–Pb dating of serpentization: Hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland) [J].*Chemical Geology*, 2004, 203: 183–203.
- [28] Liati A, Gebauer D. Constraining the pregrade and regrade P–T–t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating difference zircon domain: Inferred rates of heating–burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 135: 340–354.
- [29] Geisler T, Ulonska M, Schleicher H, et al. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions [J]. *Chemical Geology*, 2001, 141: 53–65.
- [30] Tomaschek F, Kennedy A K, Villa I M, et al. Zircons from Syros, Cyclades, Greece–recrystallization and mobilization of zircon during high–pressure metamorphism [J]. *Jour of Petrology*, 2003, 44(11): 1977–2002.
- [31] Liati A, Gebauer D, Wysoczanski R. U–Pb SHRIMP–dating of zircon domains from UHP garnet–rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece):Evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism[J].*ChemGeology*,2002,184:281–299.
- [32] Rizvanova N G, Lenchenkov O A, Belous A E, et al. Zircon reaction and stability of the U–Pb isotope system during the interaction with carbonate fluid: Experimental hydrothermal study[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 139: 101–134.
- [33] 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.
- [34] Rubatto D, Gebauer G, Compagnoni R. Dating of eclogite–facies zircons: The age of Alpine metamorphism in the Sesia–Lanzo Zone(Western Alps) [J].*Earth and Planetary Science Letters*,1999,167:141–158.
- [35] 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.



- [36] Rubatto D, Gebauer D, Fanning M. Jurassic formation and Eocene subductions for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 132: 269–287.
- [37] Goldfarb R J, Phillips G N, Nokleberg W J. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim [J]. *Ore Geol Rev.* 1998, 13:185–218.
- [38] Buick R, Thorne J R, M C Naughton N J, Smith J B, Barley M E, Savage M. Record of emergent continental crust similar to 3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia[J]. *Nature*, 1995, 375:574–575.
- [39] Wilde S A, Valley J W, Peck W H, Graham CM. 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.
- [40] Rubin J N, Henry C D, Price J G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas [J]. *Am Mineral*, 1989, 74: 865–869.
- [41] Geisler T, Rashwan A A, Rahn M k W. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt [J]. *Mineral Mag.* 2003, 67 (3): 485–507.
- [42] Geisler T, Ulonska M, Schleicher H, Pidgeon R T, van Bronswijk W. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2001. 141:53–65.
- [43] Tomaschek F, Kennedy A, M. Villa, Lagos, Lagos M, Ballhaus C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece. Recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism [J]. *Jour of Petrology*, 2003, 44: 1977–2002.
- [44] Rayner N, Stern R A and Carr S D. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2005, 148: 721–734.
- [45] Clau é -Long J C, King R W, Kerrich R. Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralization [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 98(1): 109–128.
- [46] Kerrich R. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: Characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization [J]. *Canada Journal of Earth Sciences*, 1993, 30: 2 334–2 351.
- [47] Dempster T J, Hay D C, Bluck B J. Zircon grows in slate[J]. *Geology*, 2004, 32: 221–224.
- [48] Dubinska E, Bylina P, Kozłowski A, et al. U–Pb dating of serpentization: Hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland)[J]. *Chemical Geology*, 2004, 203(3–4): 183–203.
- [49] Tomaschek F, Kennedy AK, Villa IM, et al. Zircons from Syros, Cyclades, Greece—recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism [J]. *Jour of Petrology*, 2003, 44:1977–2002.
- [50] Geisler T, Pidgeon RT, Kurtz R, et al. Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon [J]. *Am Mineral*, 2003, 88: 1496–1513.
- [51] Geisler T, Rashwan AA, Rahn MKW, et al. Low temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt[J]. *Mineral Mag*, 2003, 67: 485–508.
- [52] 朱永峰, 宋 彪. 新疆天格尔糜棱岩化花岗岩的岩石学及其 SHRIMP 年代学研究: 兼论花岗岩中热液锆石边的定年[J]. *岩石学报*, 2006, 22(1): 135–144.
- [53] Hoskin P W O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, 69 (3): 637–648.
- [54] 唐俊华, 顾连兴, 张遵忠等. 咸水泉片麻状花岗岩锆石热液增生边阴极发光及稀土元素特征 [J]. *自然科学进展*, 2008, 18(7): 769–777.
- [55] Tomaschek FK, Kennedy AM, Lagos M, Ballhaus C. Zircons from Syros, Cyclades, Greece. Recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism[J]. *Jour of Petrology*, 2003, 44: 1977–2002.
- [56] Xie L, Wang RC, Chen XM, Qiu JS, Wang DZ. 2005. Th-rich zircon from peralkali A-type granite: Mineralogical features and petrological implications [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(8): 809–817.
- [57] Hack AC, Mavrogenes JA, Hoskin PWO, Scott RJ. A turbidite-hosted gold (–bismuth) quartz vein deposit, Union Hill Mine, Maldon, central Victoria [J]. *Geol Soc Austral (abstr)*, 1998, 49: 194.
- [58] 刘福来, 许志琴, 杨经绥, 等. 苏鲁地体超高压和非超高压花岗质片麻岩的判别标志——来自锆石中矿物包裹体的证据[J]. *地质论评*, 2003, 47(2): 164–169.
- [59] 李秋立, 李曙光, 侯振辉, 等. 青龙山榴辉岩高压变质新生锆石 SHRIMP U–Pb 定年、微量元素及矿物包裹体研究[J]. *科学通报*, 2004, 49(22): 2329–2334.
- [60] Kerrich R, King R. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val d'Or Archean mesothermal gold deposits: Characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization [J].

- Canada Journal of Earth Sciences, 1993, 30: 2334–2352.
- [61] 翟伟, 李兆麟, 孙晓明, 等. 粤西河台金矿锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义[J]. 地质论评, 2006, 52(5): 690–699.
- [62] Hu F F, Fan H R, Yang J H, et al. Mineralizing age of the Rushan lode gold deposit in the Jiaodong Peninsula: SHRIMP U–Pb dating on hydrothermal zircon [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(15): 1 629–1 636.
- [63] Rubin JN, Henry CD, Price JG. hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas [J]. Am Mineral, 1989, 74: 865–869.
- [64] Hoskin P W O, Black LP. Metamorphic zircon formation by solid–state recrystallization of protolith igneous zircon. J. Metamorphic Geol., 2000, 18: 423–439.
- [65] Tomaschek F, Kennedy A K, Villa I M, et al. Zircons from Syros, Cyclades, Greece–recrystallization and mobilization of zircon during high–pressure metamorphism [J]. Jour of Petrology, 2003, 44(11): 1977–2002.
- [66] Liati A, Gebauer D, Wysoczanski R. U–Pb SHRIMP–dating of zircon domains from UHP garnet–rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece): Evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism[J]. Chem Geology, 2002, 184: 281–299.
- [67] Harrison TM, Aleinikoff JN and Compston W. Observations and controls on the occurrence of inherited zircon in concord–type granitoids, New Hampshire [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987, 52: 2549–2558.
- [68] Willams IS. Some observations on the use of zircon U–Pb geochronology on the study of granitic rocks[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburge: Earth Sciences, 1992, 83: 447–458.
- [69] Claou é –Long J C, Sobolev N V, Shatsky V S, et al. Zircon response to diamond–Pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR[J]. Geology, 1991, 19: 710–713.
- [70] Scharer U, Corfu F and Demaiff D. Heterogeneity of the subcontinental mantle: U–Pb and Lu–Hf isotopes in megacrysts of baddeleyite and zircon from the Mbuji–Mayi kimberlite[J]. EOS, 1992, 73: 339.
- [71] 陈道公, 李彬贤, 夏群科, 吴元保, 程昊. 变质岩中锆石 U–Pb 计时问题评述——兼论大别造山带锆石定年[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 129–138.
- [72] 李曙光, 候振辉, 李秋立. 超高压变质岩的放射性同位素体系及年代学方法[J]. 岩石学报, 2005, 21(4): 1229–1242.
- [73] 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.
- [74] Tomaschek F, Kennedy A K, Villa I M, et al. Zircons from Syros, Cyclades, Greece–recrystallization and mobilization of zircon during high–pressure metamorphism [J]. Jour of Petrology, 2003, 44(11): 1977–2002.
- [75] Liati A, Gebauer D, Wysoczanski R. U–Pb SHRIMP–dating of zircon domains from UHP garnet–rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece): Evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism[J]. Chem Geology, 2002, 184: 281–299.
- [76] Pidgeon RT. Recrystallization of oscillatory–zoned zircon: some geochronological and petrological implications [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1992, 110: 463–472.

## A Review on the Minerageny and Situ Microanalytical Dating Techniques of Zircons

LI Chang-min<sup>1,2,3</sup>

(1. State Key laboratory of Geological processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083, China;

2. Key Laboratory of Lithosphere Tectonics and Lithoprobe Technology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing, 100083, China; 3. School of Earth Science and Mineral Resources,

China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract** : Zircon is one of the most important accessory minerals in igneous rocks, metamorphic rocks and quartz–vein–type gold deposit. Carefully study on zircon origin is a key for understanding of geological meaning for zircon U–Pb age. The differentiation criterions for zircon origin and their geological meanings are summarized in this paper. A combined study of cathode luminescence (CL) image, backscattered electron (BSE) imaging, trace elements and

mineral inclusions on zircon from rocks is an effective way to correctly distinguish different origins. Recent development in mass spectrometry makes it possible to determine the age of individual growth domains within single crystals. Thus the information on source and the geological history of host rock can be attained. Zircon from various rocks may suffer from Pb diffusion loss, metamictization caused by lattice radiation damage, and recrystallization. All of these processes would affect the accuracy and validity of zircon ages to some extent. In order to get geological meaningful ages, one must pay particular attention to mineral genesis and texture of zircons, and decide firmly zircon genetic type and environment through internal structure observation, especially CL and BSE image before zircon U-Pb dating. In the end, the author get a conclusion that magmatic zircons with simple composition are ideal minerals for zircon U-Pb dating. However, the metamorphic recrystallized zircon domain is often a mixture between metamorphic recrystallized zircons and inherited crystalline zircons, and often gives a mixing age. Only complete recrystallized zircon domain can yield a meaningful metamorphic age. Hydrothermal zircons to be distinguish from the inherited zircons can provide reliable age constraints of fluids activity.

**Key words :** magmatic zircon; metamorphic zircon; hydrothermal zircon; metamictization; recrystallization; constraints for geochronology

---

## 《地质调查与研究》征订启事

经国家科委和新闻出版署批准,我刊《前寒武纪研究进展》于 2003 年起更名为《地质调查与研究》。办刊宗旨:本刊为地质科学领域中的学术性刊物,执行党的基本路线及国家的出版政策法规,坚持“百花齐放,百家争鸣”的双百方针,面向地质调查和研究工作,为地质调查和研究成果提供交流载体,推动我国地质调查和研究工作的开展,为我国的经济建设和发展服务。主要刊登内容:地质调查和研究中的新认识、新成果、新进展,地区性、专业性焦点、难点问题讨论,新理论、新技术、新方法、新工艺的研究和引进。内容涉及基础地质、矿床地质、同位素地质年代、第四纪地质、水资源与环境、灾害地质、城市地质、农业地质、地球物理勘查、地球化学勘查、地质调查信息等领域,以及国民经济和社会发展对地质工作的需求等方面的文章,亦刊登国外相关领域的研究动态和成果。主要开设栏目:基础地质、矿产资源、水文地质、灾害地质、环境地质、技术方法等,非常适合地质工作者、地质院校师生和有关单位的管理者阅读参考。

本刊为 80 页的季刊,每期约 12 万字,铜版印刷,公开发行,可全年订阅,也可分期订阅。订阅办法:1)单位和个人均可向我刊编辑部订阅;2)邮局汇款地址:天津市河东区大直沽八号路 4 号编辑部,邮编:300170;3)银行信汇:天津市河东区工商行大直沽分理处,账号:0302040109006621382。

联系电话:022-84112950

《地质调查与研究》编辑部