

我们关于球结核成因的结论证明卡什塔涅拉岩体是较大的弗雷塔山岩体的顶板相,这个岩相富含卤素挥发份且粘度较低。球结核的形态分析结果表明,卡什塔涅拉岩体是强力侵位的,而且它与相邻主干剪切带中的横推剪切作用是近同期产生的。因此我们认为,卡什塔涅拉岩体是下伏弗雷塔山深成岩体底辟活化的低粘度相(图 8)。

译自《Geol. Mag. 》,1993,130(2), p. 145—153

汤质华 译 涂绍雄 校

# 用单颗粒锆石碎片常规测年法研究 显生代花岗质岩石成因

Rudolf H. Steiger Ruth A. Bickel 等

**摘要** 副矿物锆石的研究已经成为岩石成因研究的一个重要手段。锆石不但抗溶蚀、抗晶体熔融,由此储存有关母岩信息,而且其中的分带现象同时记载了与地质事件有关的不连续生长。为了获得精确的年龄信息,有必要将这种锆石的生长带分离出来单独进行测年分析。我们在这里展示了从 $>125\mu\text{m}$  锆石颗粒中用机械方法分离出单个的几何上局部的锆石碎片的可行性。单颗粒锆石首先嵌入加拿大树胶中,用两块玻璃片夹住,用液态空气冷冻及裂碎。在放大 250~400 倍下监控裂碎过程并用显像仪记录。这种显像仪如换一个方向放出来,可让我们看到锆石碎片由裂碎后的状态返回到原始状态的过程。采用常规 U-Pb 同位素稀释技术,我们证实:对于显生宙单颗锆石碎片,即使重量小于  $1\mu\text{g}$ ,也可以成功地测年,并达到足够的准确度和精度。碎片给出一定展布的 U/Pb 比值,因而可用来区别不同年龄组份。我们成功地将这种方法应用于以往曾测过年的锆石群。这种测过年的锆石采自东格陵兰经多次造山运动成因的加里东造山带花岗质岩石。这些测定证实了在选定一颗锆石,裂碎后挑选几个完好的碎片作 U-Pb 分析,结合形态学研究可最终满足这种岩石演化所提供的地质事件的年龄及特征的确定。

## 一、引 言

过去 25 年中对锆石微量分析及形态学研究的进展充分证明了锆石作为岩石学成因研究示踪剂的重要性。由于熔体中元素锆的饱和性及锆石的不易溶解的动力机制加上锆石围岩中相关微量元素的缓慢固态扩散,岩石成因信息在经历地壳熔融事件后在这种矿物中得以保存下来。锆石研究者对锆石的内部分带及继承核是司空见惯的,年轻锆石中老的继承锆石核尤为明显。用单颗粒锆石测年法测定阿尔卑斯第三纪花岗质岩石年龄表明:很难找到不含继承老锆石核的颗粒。具内部分带的晶体表现出截然不同的生长阶段,因此是了解寄主岩体不连

续演化阶段性的一把钥匙。此外,地质事件的特性经常反映在这种生长带的内部和外部形态学变化上。

澳大利亚国立大学高精度离子探针质谱(SHRIMP)是特意为测定单颗锆石给定区域精确同位素比值而设计的。这种仪器固有精度的局限性激发我们努力建立一种从单颗锆石晶体上给定区域的制样技术,而同时又保持用同位素稀释法所能获得的高精度 U/Pb 比等的优点。这种技术包括将单颗锆石晶体破碎成能代表不连续的地质事件中形成的生长带的碎片。T. Krogh (口头交流)曾多次进行过多碎片 U-Pb 测年。而单颗碎片测年最初是由 Schärer 和 Allègre 在 1982 年报导的,他们所研究的是一颗大的副矿物锆石颗粒。后来单颗粒碎片方法只应用于太古代锆石测年。我们成功地将这种方法的应用范围扩大到更年轻的岩石及常见锆石群体的粗颗粒部分。这个研究进展使得对显生宙造山带改造型花岗岩的成因研究更方便而重新活跃起来。在这种量级上要提高分析精度的先决条件是必须具备超净实验室,保证低而稳定的 Pb 空白,而且质谱上须配有稳定而且呈线性反馈的二次电子倍增器,以放大微小的离子束。

## 二、样品制备技术

样品制备的目的是从大约重 10  $\mu\text{g}$  的单颗锆石的给定位置上剥离碎片以供测年。我们采用了下列程序:先筛选出  $>125 \mu\text{m}$  并具有生长环带的锆石,研究其形态,特别注意的是其中的包裹体的存在、分布位置,并沿着主要棱面用摄像的办法将它们确定。只有当在颗粒破裂的时候能够观察到破裂的连续过程才能控制破裂过程。为了达到此目的,将锆石嵌入新鲜的加拿大树胶中,用两块玻片夹住,置于微型压碎台上。这个装置采用的是 Roedder[18]的设计,可以允许操作者通过偏光显微镜观察。为了避免爆发性碎裂,在旋转压碎台以缓慢施加压力之前,用液氮冷冻加拿大树胶。在放大 250~400 倍的情况下观察碎裂变化。在用肉眼可观察到颗粒的解体之前即释放已施加的压力。为保存裂碎后每个碎片的原始状态以方便定位,在盖玻片移去之前树胶一直保持冷冻。同样的原因,盖玻片在使用之前应用洗洁剂润滑以防止冷凝树胶从底玻片上脱离。大部分随后的操作在具长工作距和高放大倍数的立体变焦显微镜下进行。在用二甲苯分步溶解树胶过程中,二甲苯是用微型注射器注入的。用电解法削尖的钨针使锆石颗粒被破碎或被迫脱离,然后将碎片移出、清洗并保存在甘油中,在某些情况下这些锆石碎片需要进一步裂解。这步操作在甘油中用眼外科手术工具进行。碎片也可用水玻璃粘到玻片上以方便工具的使用。整个过程,从锆石碎裂到碎片回收都用摄像机摄下来。用反方向放出来的录相带帮助恢复碎片的原始状态。原图 1(略)示出了一个锆石的碎裂过程。

## 三、分析程序

表 1(略)中给出的 U-Pb 数据是用微量同位素稀释分析法获得的,除了所分析的样品微型化外,与参考文献的技术没有别的区别。碎片的放射成因铅含量平均为 5%,其误差置信度为 95%,因而经常小于 1 微微摩尔。分析中的总 Pb 绝不少于放射成因铅的 77%。在扣除微量的本底后,20 个锆石碎片中只有 3 个普通铅含量超过 3%,而 2 个碎片根本不含普通铅(表 1 中略)带有脚标本的)。在年龄为 400Ma 的岩石中, $^{207}\text{Pb}$  只占 5%,因而其对普通铅最敏感。扣除

本底之前,这个年龄范围的 11 个锆石碎片中,普通 $^{207}\text{Pb}$ +本底 $^{207}\text{Pb}$  占总 $^{207}\text{Pb}$  含量的比例为 36 摩尔%(总范围为 10~61mol%)。这当然是碎片体积太小的缘故。将不同颗粒相同碎片放在一起可增加  $^{207}\text{Pb}$  相对于 $^{207}\text{Pb}$ 本底的比例,因而得出的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比便更可靠,分析的数据也更可信。但是对于锆石群体的处理我们必须小心,因为这样做可能丢失某些地质信息,正如由数据点 11~13 所表示的,其所代表的锆石生长环带具有很宽的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  比值范围。为了减小污染,所有样品在分析之前都经酸洗(表 1(略)中的脚标本 f 和 g)。在 12 个淋滤物分析中,发现大多数 U 含量可忽略( $<1\%$ ),表明被淋滤的锆石碎片由抗酸锆石物质组成,但是溶液中的 Pb 含量是变化的,除了三个,其他都比样品中少 10%。获得的淋滤 Pb 同位素组成在误差范围内相当于本底普通 Pb。而 12 和 25 可能是例外,它们可能含有更老的 Pb。必须注意到,我们的酸洗程序实际上只减小普通铅含量,而不影响锆石中所储存的年龄信息。

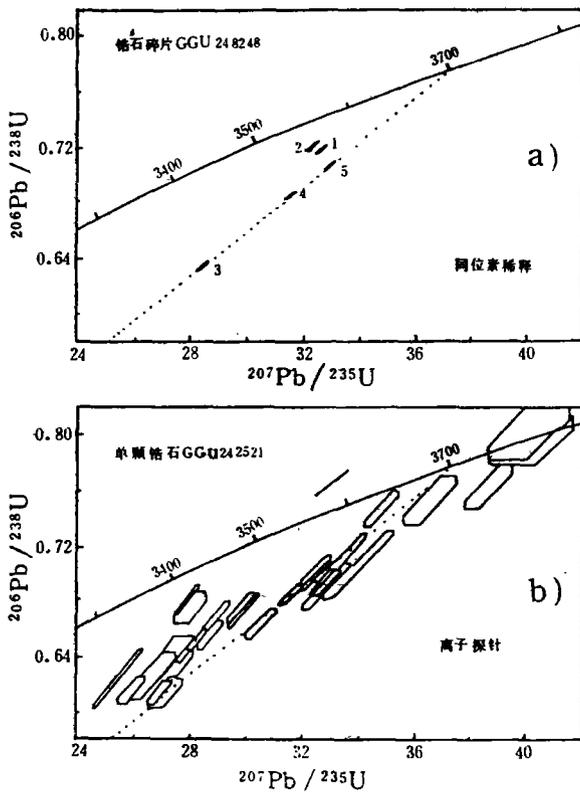


图 1 单颗碎片同位素稀释法与离子探针点微区分析所获结果的比较

每个数据点代表,(a)从 Isua 灰色片麻岩 GGU248248 同一单颗锆石中剥离的单个碎片,(b)每颗单颗锆石上作一个点的离子探针分析,锆石采自 Akilia 岩石样 GGU242521 的具不同型态的锆石群。离子探针数据取自图 2b,并移置到上述碎片所用的框架中。两图中误差对应于  $1\sigma$  两谱和线的坐标及区一样,以便对照。

较,它们的结果在有利环境下 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比值(1~2%, $2\sigma$ )精度比我们的好。但是离子探针所分析的锆石体积比我们的碎片小 1~2 个数量级,他们所达到的几何精度是以低的 U/Pb 比值精度为代价的,他们的 U/Pb 比值精度一

#### 四、数据质量评价 ——离子探针数据的比较

由我们的锆石群所获得的数据质量可与其他实验室用单颗粒锆石及高精度 U-Pb 同位素稀释法相媲美。由于分析的锆石碎片的重量不到那些单颗锆石测定中单粒锆石的十分之一,我们须用已发表的同位素稀释法分析单个锆石碎片及离子探针数据来检测我们的分析程序的能力。为此,我们选择了从西格陵兰 Isua 约 3700Ma 年龄的灰色片麻岩中挑出的一个约  $7\mu\text{g}$ ,  $240\times 80\mu\text{m}$  的锆石颗粒。我们将这颗锆石裂成碎片,选择锥顶、柱面及核(表 1 略)中小于  $1\mu\text{g}$  的碎片进行测定。这些碎片的 U、Pb 含量只有 Schärer 和 Allègre 所分析的 U、Pb 含量的一部分,但我们所获得的 U/Pb 比值精度可达 8~10%(95%置信度,而在  $2\sigma$  水平上范围通常为 5~7%), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  为 2~4%(95%置信度, $2\sigma$  水平上通常最大为 5%),这与 Schärer 和 Allègre 的结果一致。与澳大利亚国立大学 SHRIMP 离子探针微区分析结果比较,它们的结果在有利环境下 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

一般为 1~3% ( $2\sigma$ )。此外,在谐和线图上的数据点的高的入射角(incidence)偶尔使人们对离子探针给出的 U/Pb 比值的准确度产生怀疑。

图 1 中我们用作图方法表示我们的方法的优缺点。图中我们的结果在同样坐标下与已经发表的由离子探针分析的邻区经历似乎相同地质历史的岩石类型的结果进行了比较。由一个单锆石晶体的碎片(图 1a)给出的数据点与多个晶体上作的 31 个点的离子探针分析结果重叠(图 1b)。尽管同位素稀释法的精度明显比离子探针好,但一些点的离子探针分析更趋一致。然有一个探针分析点落于谐和线之上方,位于误差极限以外。

## 五、单个锆石碎片测年方法的应用

在证明了单个锆石碎片测年方法的可靠性之后,我们的注意力转到了该方法是否确能解决问题。我们特别对重新检验不一致线与一致线下交点的意义感兴趣。在因一子体对图上具有相同成因的数据点的线性排列受许多因素影响而使解释发生困难,诸如多阶段、多集合体以及在地质事件中 Pb 的连续和不连续丢失及 U 的加入等。此外,由不一致线外推所揭示的二次事件通常在野外及实验室无法识别。

在早期对东格陵兰中部加里东褶皱带花岗岩中的锆石研究中,我们所得到的不确定的结果正是说明这些问题。因而在现有问题的研究中,我们选择以往曾工作和分析过的两个侵入体的锆石物质,第一个是格伦维尔眼球状花岗岩,第二个是加里东期灰色—粉红色花岗岩。二者露头相距几公里,靠近斯科斯比松地区的  $\Phi$ fjord。对于这两个岩体的锆石,唯一可以制约与一致曲线下交点意义的是一个 405Ma 的加里东灰色—粉红色花岗岩 Rb-Sr 矿物等时线年龄。黑云母构成该等时线的一部分的事实表明,该地区的温度自那时以来不超过  $300\pm 50^\circ\text{C}$ 。

**地质概况:**Steiger 等人的地质年代学研究结果意指格伦维尔侵入时代之后跟着是加里东期眼球状花岗岩的变质叠加;而加里东期晚期的变质侵入年龄是由灰色—粉红色花岗岩确定的。这种解释与 Chadwick 的野外及岩石学研究结果一致,可作如下概括:位于南斯科斯比松地区的具格伦维尔年龄的眼球状花岗岩以席状和块状熔体侵位于副片麻岩中,这种副片麻岩同时经历低压麻粒岩相(即混合岩化第一阶段)条件下的混合岩化。随后眼球状花岗岩形成叶片状构造并变形成似推覆体的平卧褶皱,这种构造形成于  $475\pm 14\text{Ma}$  年前的早加里东期紫苏辉石二长岩贯入之前(Rb-Sr 全岩等时线)。这种二长岩与一些紫苏花岗岩有亲缘关系,受到延续至晚加里东期的高温变质作用(闪岩—麻粒岩过渡相,现为堇青石带)的影响。这种变质作用最终导致附近片麻岩的混合岩化(第二期混合岩化)以及灰色—粉红色花岗岩的形成,这种灰色—粉红色花岗岩脉切割二长岩岩席。与叶片状构造的眼球状花岗岩相反,加里东期侵入体保留了它们的岩浆特性。

**眼球状花岗岩:**起初对眼球状花岗岩多颗粒锆石测年所得的上、下交点年龄分别为  $443\pm 20\text{Ma}$  和  $1051\pm 60\text{Ma}$ 。最终,斯科斯比松眼球状花岗岩总体上被解释为是被加里东期变质作用叠加的格伦维尔期侵入体,因为三个地质上相似但分开的眼球状花岗岩 Rb-Sr 全岩误差等时线给出的年龄为  $987\pm 23\text{Ma}$ 。而且,另外两个眼球状花岗岩株的锆石数据与上述  $443\sim 1051\text{Ma}$  弦相吻合,甚至比眼球状花岗岩 GGU136618 点更靠近上交点( $1051\text{Ma}$ )。

早些时候用各种经典的方法都不能拉开眼球状花岗岩 GGu136618 锆石群的 U/Pb 比值

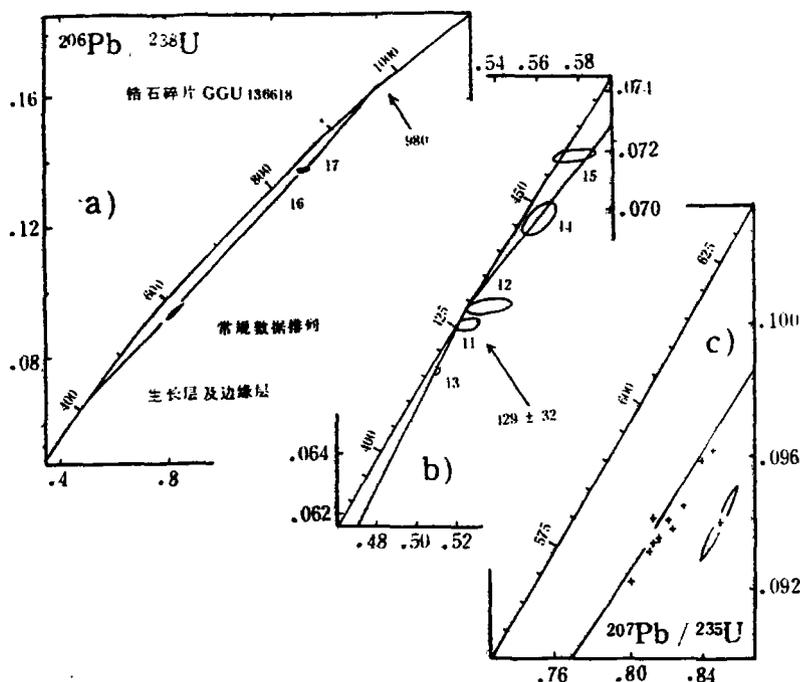


图2 格林维尔期眼球状花岗岩锆石碎片一致曲线图

(a)边缘层与生长层碎片(11~15)及核碎片(16~17)数据综合,十个6~8mg 锆石部分用常规分离方法所获得的U/Pb 比值有限的分布范围也给出来以对照。(b)颗粒115的14~17号四个碎片所得的不一致线(MSWD=1.531)的下交点429Ma 年龄(上交点为980Ma)的放大。误差椭圆与不一致线误差(外离散)对应于95%置信区间。此外,作了一根现代Pb 丢失的参考线与一致线交点在年龄429Ma。(c)据粒级及磁性组分所得初始数据线性排列的放大及其平均误差椭圆。为了参考,也给出429~980Ma 不一致线。

范围。原来的根据颗粒大小及磁性分离的10个部分(图2c),各自重6~8mg,由几千颗锆石组成,最大的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  比值差为6%。将从 $>125\mu\text{m}$  粒级中挑出来的一颗锆石裂成碎片得到近于和谐的数据点,其从边缘层上剥离的碎片14<sup>a</sup>的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  比值为0.56,而核碎片17<sup>a</sup>的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  为1.3,这样U/Pb 比值的展布范围显著增加了。

由颗粒115的四个碎片外推所获得的新的年龄信息在误差范围内与我们以往的工作结果一致。碎片分析数据上、下交点年龄分别为 $429\pm 32\text{Ma}$  和 $980\pm 79\text{Ma}$ (95%置信度)。如果上面引用的早期数据用与现在同样的标准计算,则我们这里的年龄数据更精确。与颗粒111号的生长层碎片部分的数据相结合,下交点应更适于定在 $418\pm 16\text{Ma}$ (95%置信度)。由于颗粒111的生长层碎片(11和13)U 含量高(4000~5000ppm),必须同时考虑到这些碎片在加里东期以后微量铅的丢失。这意味下交点年龄可能受到了影响,也就是说下交点偏低是由于包含了颗粒111的数据点。因为碎片12似乎含有较少的铀,得出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为 $429.2\pm 1.2\text{Ma}$ 。单独由颗粒115所得出的最好的下交点年龄可能更接近于429Ma。

现在的碎片测年技术所得到的有趣结果是眼球状花岗岩中锆石最外边缘带和内部生长环带都明显表现出近于一致的加里东期年龄。早期根据粒级及磁性分离(图2c和图3中28)所得到的中间年龄及它们在弦上处于中间位置则反映了这些外部带与具有格伦维尔年龄的某些

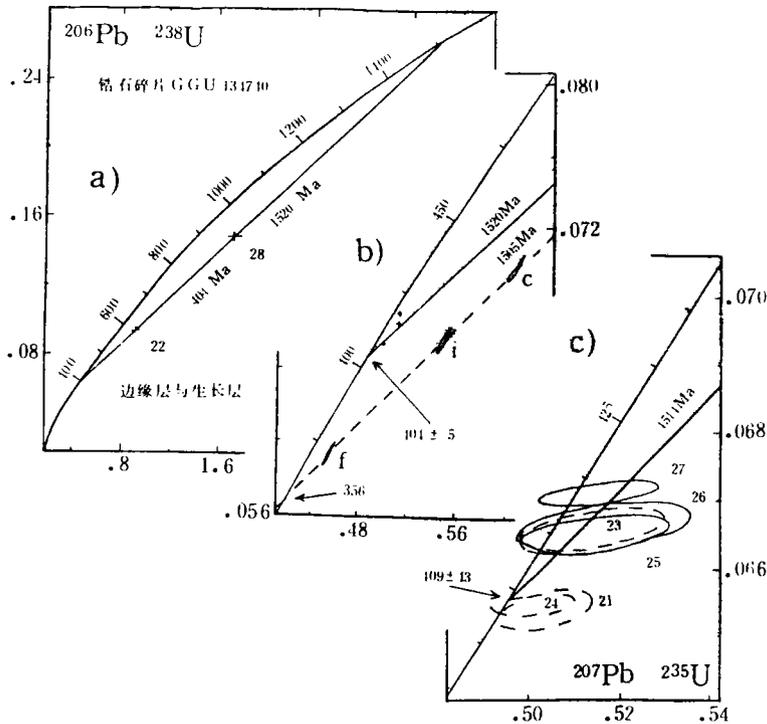


图3 加里东期灰色—粉红色花岗岩锆石碎片的一致线图

(a)边缘与生长层碎片(21及23~27)与核碎片概观。(b)放大的部分,并表示晶体28的粒级组分c、i和f的原始数据点,给出的线是基于所有分析的碎片数据的最佳拟合( $MSWD=0.986$ ),相关的年龄误差(外离散)对应于95%置信区间。(c)放大部分,误差椭圆对应于95%置信区间。这里给出的最佳拟合线( $MSWD=0.750$ )及误差计算同(b),得自具较大误差的点(25~27)及核碎片(28),即仅是由109号颗粒得出的碎片的。

不一致的中间核的简单混合。这些碎片数据中不显示铅的连续丢失现象。因此,早期数据(图2c)的不一致性不大可能是先存锆石的幕式Pb丢失的结果,而可能是在新的锆石物质的幕式生长过程中U加入的结果。

灰色—粉红色花岗岩 134740:对这种花岗岩的锆石碎片测年是为了解决下述问题:如图3b所示,多颗粒锆石分析所产生的拟合很好的不一致线是基于三个略显不一致的粒级组分落于弦上靠近下交点一端而得出的。但是,所得出的356Ma的侵入年龄明显地与地质及地质年代学结果不一致,因为该岩石Rb-Sr矿物等时线年龄为 $405 \pm 3\text{Ma}$ ,而一个横切的钾长伟晶岩为 $411 \pm 10\text{Ma}$ ,表明侵入年龄不应低于400Ma。

将三颗锆石(107、108和109,原图4,略)裂成碎片,分离出核、边缘及中间环带。原来的多颗粒方法中粒级f和c(图3b)之间的最大U/Pb比值差为25%,而现在的碎片方法从颗粒109的碎片25和28可高达350%(图3a、c)。

体积较大的生长环带及薄而清晰的边缘层都形成于加里东事件(图3c),它们都未受干扰,其数据点都靠近一致曲线。所有新数据点(图3a)拟合的最佳直线点( $MSWD=0.986$ )与一致曲线的交点年龄为 $404 \pm 5\text{Ma}$ 和 $1520 \pm 35\text{Ma}$ (95%置信度)。如果最好的拟合线( $MSWD=0.750$ )只用单颗粒109的碎片25-28,那么交点年龄为 $409 \pm 13\text{Ma}$ (图3c)和 $1514 \pm 145\text{Ma}$ (95%置信度)。现在这些与侵入年龄相对应的下交点年龄与Rb-Sr所得结果吻合,而上交点年

龄由锆石核部外推而来,在误差范围内与原来的数据一致,如图 3b 所示。

由于用碎片法所得到的 U/Pb 比值范围大,可将具不同历史及来源的锆石核区分开。图 3a 中这些数据点相关的线性分布表明中元古代母岩可能含有实质上相同年龄的一组锆石。

常规锆石测年(图 3b)所给出的灰色—粉红色花岗岩的 356Ma 的侵入年龄原来归因于造山运动后压力释放所导致的幕式 Pb 丢失。我们现在的解释是沿着观察到的内部颗粒边缘及裂隙中分布的可疑锆石型物质的幕式蚀变。因为我们已经知道锆石晶体含有生长环带,沿着这些内带的边缘及裂隙锆石物质易于遭受幕式蚀变及铀、普通铅或放射成因铅的积累。在磨光的颗粒薄片用 HF 蒸气腐蚀,产生的蚀变用肉眼即可观察到,它们可能代表了锆石不一致的一个原因。与图 3b 锆石组分相反,现在所分析的近于一致的边缘及生长环带显然是由曾抵抗住就地地质及地球化学变化的锆石物质组成。这可能正是我们碎片法最受欢迎的一个副产品,即:如果不沿着解理或内部自然生长环带边界裂解,碎片不可能形状一致,而这种碎片趋向于代表一个特定生长期的均一相。而且这种碎片更可能是由固态具封闭体系的锆石物质组成,因为在实验中分析之前的超声波及酸处理可将粘附的蜕晶质成分不和谐的及来路不明的物质除去。

## 六、侵入与变质年龄之间的区别

尽管对于两个花岗岩体的锆石碎片分析肯定地确立了这些锆石的边缘及生长环带在加里东期呈幕式生长的结论,但我们早期的地质及地质年代学观察结果表明,这种增生的特性对于两种岩石类型肯定是不同的:格林维尔期眼球状花岗岩中锆石生长环带及边缘层是在准固相变质作用条件下形成,而晚加里东期灰色—粉红色花岗岩中锆石却形成于侵入过程中的熔融体。这种情况为我们提供一个独特的机会来确定是否这种信息可被单独从锆石中发掘出来而无需地质观察的辅助。与此有关的事实是,所观察到的内、外部形态学及两个锆石群体的 U/Th 比值均有区别。

眼球状花岗岩 136618:这些样品的一个典型特征是均具不规则他形的外部形态(原图 4,略),因而无法归于 Pupin 分类中的具体类别。这些颗粒含多个偏心的呈圆形的核并被模糊成层状多面 S 型层所包围,而这些 S 型环层之上又生长有薄层光学上无结构的边缘带。

用来测年的锆石核代表了原始母岩阶段生长的锆石物质。它们被破碎、侵蚀,沿着裂隙部分溶解,随后——即加里东期,形成生长环带和边缘。加里东期生长可能分两步,这可从带状生长层具明显边缘层证明。尽管这些核最初形成于有利于结合更大比例 Th(相对于铀)的条件,加里东造山运动期间的生长必然产生于准固相环境。这可以从眼球状花岗岩锆石(表 1,略,颗粒 115)的核与生长环带及边缘层之间 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的显著区别推测。由该 Pb 同位素比值所计算出的 Th/U 比对应于核(计算的 U 含量 1100ppm)为 0.090,对应于生长环带为 < 0.025。在颗粒 111(碎片 11~13)中,占主导的边缘/生长环带物质含 U 约 5000ppm,其计算的 Th/U 比为 < 0.035。

Th/U 比 < 0.2 的锆石经常被认为是变质成因的。在斯科斯比松地区三个被研究的眼球状花岗岩体中所有锆石组分的表观 Th/U 比值为  $\leq 0.17$ 。进一步的证据是眼球状花岗岩 136618 的锆石组分的表观 Th/U 比随颗粒粒级的减小及 U 含量的升高而减小。因为粒级小的部分结

晶晚,这些颗粒假定是与我们边缘/生长带碎片分类的大晶体的增生部分同时形成,这种晚阶段的高铀含量、低 Th/U 比揭示出可能是流体循环激发变质生长。因为加里东期(第二阶段)混合岩化过程中变质条件接近于角闪岩到麻粒岩的过渡相,富铀流体的释放是非常可能的,Williams 和 Claesson 也证实在这种条件下具极低 Th/U 比的锆石确实发生重结晶或变质生长。

灰色—粉红色花岗岩 GGU134740:原图 4a-c 和 g(略)给出了所分析的锆石颗粒的自形的外部形态类型,面(100)是主要的柱面,而(211)和(101)锥面发育同样完好。所研究的锆石颗

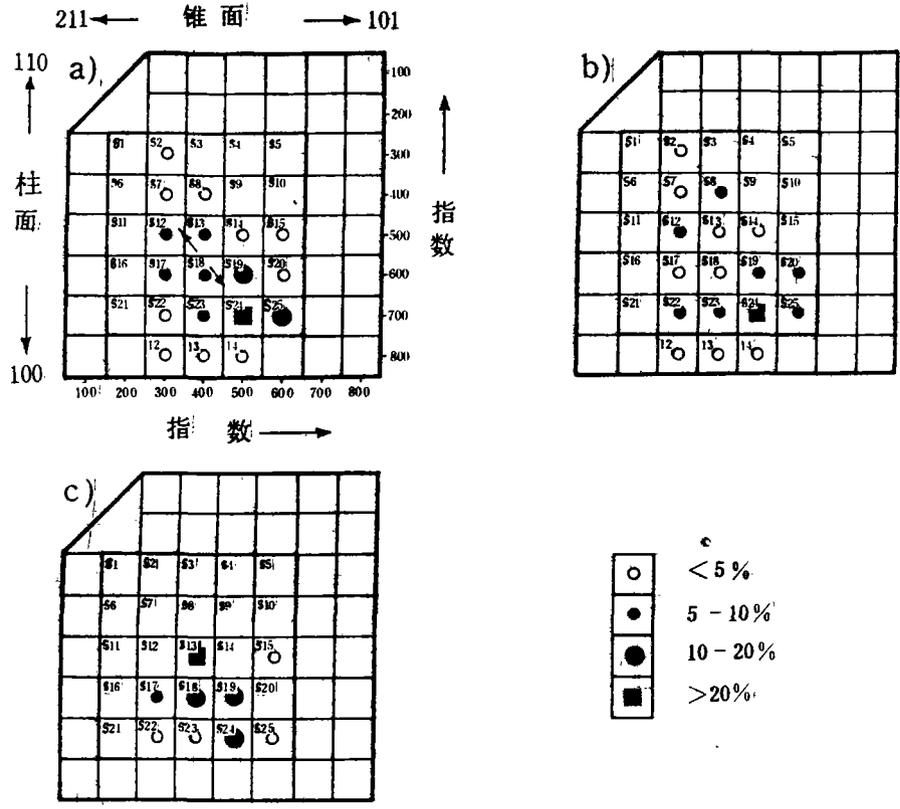


图 4 据 Pupin 对灰色—粉红色花岗岩 GGu134740 中锆石外部形态所作的类型图

(a) 锆石总体(100 颗,其中 69 颗可分析),星号表示指数 A 和 T 的平均值,箭头表示类型演化趋势, TET。(b) 36 颗含有明显核的颗粒的类型分布。(c) 20 颗无核锆石的类型分布。

粒 107 和 109 属于 Pupin 分类中的 S19, S22 和 S25(图 4a),所分析的锆石及许多其他晶体含有半自形核,镶嵌于生长层中,显示出清晰的自形内部生长环带且与光学上无结构的清晰边缘层具明确的自形界线。边缘层的厚度是变化的,经常在柱面上变薄,但有近于完整的锥顶。

经过对锆石总体类型进行测定,得出一个中心在 S18 亚类区域的分布(图 4a)。在 Pupin 将锆石的类型分布与岩石成因相联系的经验图解上,这些灰色—粉红色花岗岩锆石投于混染钙-碱系列花岗岩高温端,重叠在岩浆成因紫苏花岗岩区域并延伸到壳源花岗岩(混合岩)区域。这与推测的灰色—粉红色花岗岩成因一致。有趣的是,我们注意到:计算出来的类型演化趋势(TET,见图 4a 中箭头)相当于从 S24(图 4b)到 S13(图 4c)含核颗粒丰度减少而无核颗粒占优势的区域得出的趋势。假定正在冷却的岩浆中新生锆石首先沉淀于先存颗粒之上,就能

独立地确定锆石群中外部形态的时间演化意义。

所研究的灰色-粉红色花岗岩中锆石颗粒的形态学与地球化学特征揭示出一个三阶段历史,即在不同的、变化的环境中形成了核、环带状生长层及明显的边缘层。拉克斯福德(Laxfordian)造山运动过程中沉淀的核,根据他们的U含量为400~1200ppm、Th/U比为0.33~0.57,可能形成于花岗岩类成分的熔体中,因为这些值是花岗岩和花岗质片麻岩的特征值。锆石的带状生长层及边缘层形成于加里东事件。与此相反,在眼球状花岗岩中,核在形态上是自形的并不表明生长层结晶作用之前有长的溶解期。生长层中清晰的自形生长带及与清楚的边缘层之间清晰的界线表明是非粘性熔体中阶段生长形成,这里很少出现物理干扰。边缘带及生长环带U含量在710到1040ppm之间变化,没有明显的趋势;而Th/U比明显从生长环带的0.299~0.221降到边缘带的0.200~0.171,这可归因于加里东期锆石结晶作用期间富Th副矿物的沉淀。

## 七、应用前景

目前还没有一种单一的高精度测年技术可完满地从锆石中提取所有综合信息,但有几种理由可以证明锆石碎片法是一个行之有效的可替代离子探针的方法。用光学或阴极发光研究锆石内、外部形态所建立起来的地质事件序列及特性,可以在一颗锆石上一阶段一阶段地定年。由于碎片法使用方便,能做单颗粒锆石同位素稀释法的实验室用现有设备即可采用此法。只要Pb本底足够低,就可以达到高的分析精度。如果更多的特殊的酸淋洗或磨损技术能够被应用到单锆石碎片上来,以增加一致性,便可以进一步提高交点年龄的精度和准确度。单个晶核碎片的蒸发分析使得鉴别锆石早期历史中光学上不可见的残留物更容易。样品制备技术正在进一步研究,最终目的是在每个碎片分析前都要经过对相同颗粒的阴极发光及离子探针分析。最后我们希望采用每一种测年技术的所特有的优点。

译自《Earth and Planetary Science Letters》,1993,Vol. 115, p. 197-209

王可法 译 张自超 校

# 钡-铷-锶比值是花岗岩类成因 和演化的指示剂

П. Г. 涅达什科夫斯基 A. M. 连尼科夫

**摘要** 本文应用数学统计法对大量分析资料进行了综合,查明源于地幔和地壳的岩浆继承了原始基底所固有的钡-铷-锶比值。由于这些元素在熔融体结晶时不组成独立矿物,而是均匀地分散于矿物之中,所以它们的比值成为不同类型岩浆岩(首先是花岗岩类)成因的地球化学指示剂。在钡-铷-锶关系图中,不同类型的花岗岩类分布