

金红石研究现状综述

An Overview of Current Research on Rutile

2007109009 吴佳林

前言：本文主要是对国内外关于金红石在变质岩及沉积岩中的应用进行综述。查阅文献过程：首先详细翻译了 Earth-science Reviews, 2010,102:1-28. Rutile and its applications in earth sciences.这篇文章主要综述了金红石在地质学方面的应用，并在上述文献基础上进行追溯，查阅了相关外文文献。同时对国内有关金红石的研究资料进行收集。总结目前金红石研究热点及存在问题。文章中难免会有认识和书写错误，还请老师指正。

摘要：近年来关于金红石的研究，主要集中在中-高级变质岩，沉积岩中，总结其应用如下：1) 金红石对 Nb、Ta 的强相容性与对 Nb、Ta 的分异作用的对立统一及其对壳幔体系演化的指示意义和存在问题；2) 金红石多型的在中高级变质岩中的标型意义；3) 金红石放射性测年体系研究：U-Pb、U-Th/He、Lu-Hf 同位素体系的应用；4) 利用金红石中微量元素 Cr/Nb 判别变原岩及沉积物源区属性；5) Zr-金红石温度计的应用，提高 P-T-t 轨迹精度，对变质作用过程进行反演。关于以上几个方面学者们已有较深入的研究，本文主要是对金红石研究的综述。

关键词：金红石；榴辉岩；Nb/Ta；U-Pb；U-Th/He；Lu-Hf；Cr/Nb；原岩判别；Zr-金红石温度计

金红石(Rutile)是一种分布于中-高级变质岩，少数岩浆岩(如科马提岩、钾质煌斑岩)，月岩，陨石，碎屑沉积岩，砂积矿床，热液矿床中的较常见的副矿物(Deer et al.,1992; Luvizotto et al., 2009; Guido Meinhold,2010)。金红石在地质学中有很广泛的应用：金红石 Nb、Ta、Nb/Ta 变化对壳幔作用的指示意义；金红石多型在中高级变质作用中的意义；金红石放射性测年体系的应用；金红石对原岩、沉积物源区性质的判别；Zr-金红石温度计对温度的制约等。由于金红石的以上属性和功能，都使得金红石成为继锆石之后的“明星矿物”，倍受地质学家的青睐。

1 金红石 Nb、Ta 地球化学研究

1.1 金红石 Nb、Ta 研究

金红石富含 HFSE，是 Ni、Ta 等微量元素的主要寄主矿物，对 Ni、Ta 的富集、分异有重要的作用。Green (1995) 首次提出 Nb/Ta 的比

值变化对壳幔相互作用的地球化学过程有重要的指示意义。前人对 Nb、Ta 分布及 Nb/Ta 比值的研究如下：CI 球粒陨石 Nb/Ta=17.3~17.6 (Sun,S.S.,McDonough,W.F.,1989); 亏损地幔 Nb/Ta=15.5±1.0；大陆地壳：Nb/Ta= ~ 11 ~ 12(Green,1995)。我们有两个基本假设：①CI 球粒陨石代表地球平均 Nb/Ta 比值；②不同圈层之间 Nb/Ta 比值不同。

由于亏损地幔、大陆地壳的 Nb/Ta 均低于地球平均比值，因此必然存在一个“隐藏的储库”来平衡大陆地壳、亏损地幔和地球平均值之间的质量差异 (McDonough, 1991; Rudnick et al., 2000)。

Rudnick et al., (2000) 分析了地幔捕虏体榴辉岩中金红石的 Nb、Ta 含量，认为金红石基本上控制了全岩 Nb、Ta 的含量及 Nb/Ta 比值。Kalfoun et al. (2002),Zack et al.(2002)也认为金红

石可以作为全岩 Nb/Ta 比值的载体。基于这一点,结合俯冲带亏损 Nb、Ta 的特点,对比认为,金红石的存在可能是控制俯冲带 Nb、Ta 及 Nb/Ta 变化的主要机制(McDonough,1991; Foley et al., 2000; Klemme et al., 2005).

Rudnick et al. (2000)认为大陆地壳、亏损地幔的 Nb/Ta 低于球粒陨石是由于板片俯冲过程中金红石的出现,因而提出金红石榴辉岩可能是平衡大陆地壳、亏损地幔的高于 CI 球粒陨石 Nb/Ta 比值的“隐藏的”储库。Wade and Wood, (2001)则认为这个储库可能存在于地核中。

但是,实验岩石学通过对含金红石的榴辉岩进行部分熔融实验,结果表明熔体中 Nb/Ta 值高于 CI 球粒陨石,残留体亏损 Nb,而 Ta 易于保存到金红石固相中,表明金红石中 Ta 的分配系数大于 Nb,即 $D_{Nb} < D_{Ta}$,也就是说残留部分 Nb/Ta 较小,不可能作为高于 CI 球粒陨石的储库(Foley et al., 2000, 2002; Klemme et al., 2005)。可见,上述学者的认识与实验岩石学并不相符。

Xiao et al.(2006)根据大别—苏鲁地区榴辉岩 Nb、Ta 的研究,提出一种模式:在板片俯冲早期,并不存在金红石相(<15kbar),热的俯冲板片脱水在经历蓝片岩相向角闪榴辉岩相进变质过程中,释放出低于 CI 球粒陨石 Nb/Ta 的流体,而高于 CI 球粒陨石 Nb/Ta 的部分保留在角闪榴辉岩中。这些流体最后将被保存在低温含水榴辉岩中,其 Nb/Ta 低于 CI 球粒陨石。板片继续俯冲到达一定深度是,金红石出现(>15kbar),此时金红石成为控制 Nb、Ta 分配的主要载体矿物。因此,含水低温榴辉岩的部分熔融将产生亏损的 Nb、Ta 及低于 CI 球粒陨石 Nb/Ta 的岩浆;而早期脱水的高温榴辉岩是地幔中较难熔的组分, Nb/Ta 总体高于 CI 球粒陨石,可以作为隐藏的储库。显然, Xiao 给出了一种较合理解释,但有必要检验其是否符合现实。

1.2 存在争议

纵观以上争论,可以看出其基本假设为:①地球各圈层中分别有均一的 Nb、Ta 及 Nb/Ta; ②金红石中 Nb/Ta 近似等同于全岩 Nb/Ta 比值。对于金红石 Nb/Ta 含量是否等同于全岩 Nb/Ta,很多学者提出了质疑。

高长贵等, 2008, 对 CCSD-MH 超高压榴辉岩中金红石进行原位微区微量元素分析,发现榴辉岩中金红石与全岩的 Nb/Ta 比值并不一致,没有完全的耦合关系。金红石的 Nb/Ta 比值并不一定能完全代表全岩的特征,而与全岩 Nb、Ta 和 TiO_2 的含量有关。因此金红石榴辉岩并不能作为地球上高于 CI 球粒陨石 Nb/Ta 比值“储库”的观点。

陈振宇等, 2009, 对 CCSD 榴辉岩的全岩 Nb/Ta 比值研究后,得出金红石的微量元素与其全岩成分具有不同的相关关系。金红石中的 Nb、Ta 元素含量不同程度地受控于全岩 Nb 和 Ta 含量。而全岩 Nb/Ta 比值普遍低于其中金红石的 Nb/Ta 比值,并不支持金红石是全岩 Nb/Ta 比值的耦合载体,也就是说金红石 Nb、Ta 并不代表全岩 Nb、Ta 组分。

因此,对于金红石与全岩 Nb、Ta 和 Nb/Ta 比值的关系的争论以及探讨 Nb、Ta 分布、分异的基本假设是否成立,仍然需要必须做进一步的研究。

1.3 流体、熔体对 Nb、Ta 的分异作用

再者,俯冲带岛弧火山岩、埃达克岩总是以 Nb、Ta、Ti 不同程度的亏损为特征,而含金红石榴辉岩的源区为产生这种岩浆给予了合理的解释。但岛弧火山岩之间明显差异的 Nb/Ta 比值很让学者们困惑。影响 Nb/Ta 比值的因素可能是金红石/流体与金红石/熔体之间 D_{Nb}/D_{Ta} 的差异。Green 建议部分熔融期间由于金红石的存在导致熔体 Nb/Ta 升高(Nb 较 Ta 易进入熔体);而脱

挥发分形成的流体 Nb/Ta 低(Nb、Ta 为金红石相强相容元素, Nb、Ta 在残留固相中)。因此, Nb/Ta 比值的差异程度受控于金红石与流体、熔体之间的分配行为。然而到目前为止, 金红石/流体、金红石/熔体之间 Nb、Ta 分配系数的差异研究还只是处于初步阶段。

2 金红石多型在高压-超高压变质作用中的标型意义

一般而言, TiO_2 常见三种变体: 板钛矿、锐钛矿、金红石。金红石为四方晶系, 空间群为 $\text{P4}_2/\text{mmn}$, $a_0=0.459\text{nm}$, $c_0=0.296\text{nm}$, $Z=2$; 氧离子近六方紧密堆积, Ti^{4+} 位于变形八面体空隙中, 构成 $[\text{TiO}_6]$ 配位八面体; Ti^{4+} 配位数为 6, 氧离子配位数为 3; $[\text{TiO}_6]$ 配位八面体沿 C 轴共棱成链状排列, 链间由配位八面体共角顶相连, 与斯石英等结构。锐钛矿为四方晶系, 板钛矿为斜方晶系(李胜荣等, 2008)。三者的结构中, 都有一半的八面体空隙被占据, 但占据的方式不同, 金红石中, 每个八面体的两条棱共用, 板钛矿中三条棱共用, 锐钛矿每个八面体的四条棱共用(施倪承等, 1992)。锐钛矿和板钛矿较金红石为较低温低压相变体。而金红石的分子体积最小, 趋于形成于高温高压相中(吴秀玲等, 2000)。

近 20 年来, 通过对超高压变质岩石学及矿物学研究, 学者普遍认为榴辉岩中柯石英和微粒金刚石, 可以作为超高压变质的标型矿物, 而这一发现改变了板块构造中大陆壳不能俯冲的经典理论, 使得大陆壳的俯冲及超高压变质岩的形成过程和折返机制成为地球科学研究中最具挑战性的课题之一(宋衍茹, 金振民, 2002)。

近年来, 对 TiO_2 超高压型多型变体的发现和实验岩石学研究方兴正艾。黄士龙等, 2000, 在含金刚石长英质片麻岩的石榴石中发现纳米级 $\alpha\text{-PbO}_2$ 型 TiO_2 。Goresy et al., 2001, 在 Ries 陨

石冲击坑中发现超致密型 TiO_2 , 与斜锆石等结构。Muscat et al., 2002, 对 TiO_2 的高压实验表明, 金红石在超高压 $>4\text{GPa}$ 条件下可以存在 4 种多型变体, $\alpha\text{-PbO}_2$ 型 ($4\sim 7\text{GPa}$)、斜锆石型 ($16\sim 20\text{GPa}$)、萤石型和氯铅矿型 (Hwang S L et al., 2000; Goresy A E et al., 2001)。因而这些金红石变体的发现对于高压-超高压变质作用物理化学条件有非常好的制约, 是很好的标型矿物。

对于金红石精细结构的分析也在深入的研究中。吴秀玲等, 2000, 在 TEM 中观察到金红石不同晶带中的 (011) 方向出现卫星衍射斑点, 显示金红石可能存在调制结构。曲晶、刘祥文, 2004, 对苏鲁超高压变质带东海地区的金红石榴辉岩和多硅白云母榴辉岩的两个样品中的金红石进行了透射电镜研究, 发现其普遍存在调制结构, 并认为这种现象可能是每隔 3 个单胞引入一个 $D = 3 d_{011}$ 的长周期所引起或者每隔 3 个晶胞引入一个 $1/2[011]$ 位移的反相畴结构。

此外, 还有一些学者对金红石中结构水的研究, 发现金红石晶格中结构水分布具有不均一性, 在不同样品之间和颗粒内部都有明显表现, 指示超高压变质过程中有限的流体活动和快速的板块俯冲一折返过程(盛英明等, 2007; 梁金龙等, 2007)。

3 金红石放射性测年体系

3.1 U-Pb 测年

金红石是高级变质岩中较常见的一种含有一定量 U、低放射性成因 Pb 的副矿物, 使得金红石成为比较理想的 U-Pb 定年矿物, 并且为变质地体的冷却史提供制约。

3.1.1 与锆石相比其优点是:

1) 麻粒岩相岩石包含少量或几乎不含 Th, (因为金红石在麻粒岩相时, 体积收缩, 而 Th^{4+} 半径较大, 被逐出晶格), 允许通过 ^{208}Pb 进行普

通 Pb 校正。

2) 金红石中 Pb 同位素一般主要是放射成因的, U-Pb 年龄是几乎很和谐;

3) 金红石在后期的变化过程中, Pb 丢失较少(机制还没研究清楚)。

3.1.2 缺点:

1) 低 U, 含量低;

2) 很少有均一的, 常见的标准, 进行对比测量结果和校正, 即参考标准难找(如锆石 91500)。

关键点:

1) 普通 Pb 校正(榴辉岩含 U 少, 放射成因 Pb 少, 含有较多的普通 Pb);

2) Pb 扩散, 体系封闭温度的确定 (Dodson, 1986; Mezger et al., 1989; Cherniak, 2000).

3) 参考标准的选取。关于这一点本文不作陈述, 可参考 G.L. Luvizotto, et al., 2009。

3.1.3 金红石 U-Pb 定年实例:

国内对金红石 U-Pb 定年的主要集中在苏鲁超高压榴辉岩中, 李秋立等(2001), Li et al.(2003), chen et al.(2006), 周红英、李惠民(2008), 对金河桥榴辉岩的金红石和绿辉石进行了 ID-TIMS U-Pb 同位素分析, 利用等时线方法和依据绿辉石 Pb 同位素组成扣除普通 Pb 方法获得了一致的高精度金红石 U-Pb 年龄 (218 ± 1.2) Ma。

国外对于金红石定年成功的例子可以追溯到 20 多年前, Mezger et al., 1989 利用金红石测定并建立了北美地区高级变质地体自太古代到元古代的温度、压力演化过程, 并提出金红石中 U-Pb 扩散的封闭温度大致在 380-420°C, 封闭温度与金红石颗粒粒径有关。SHRIMP、SIMS、LA-ICP-MS、ID-TIMS 等方法的引进, 使得金红石 U-Pb 同位素体系得到了广泛的应用。学者也做了大量关于高级变质岩系中金红石和沉积物中碎屑金红石测年工作, 都取得了相当好

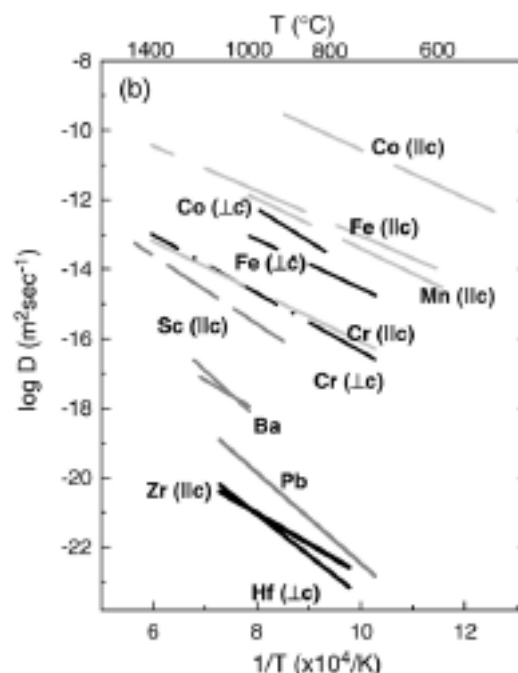
的 U-Pb 年龄。

3.1.4 Pb 扩散与体系封闭温度

金红石 U-Pb 体系封闭温度与金红石的粒径关系密切 (Dodson, 1973; Mezger et al., 1991; Cherniak, 2000)。Dodson, 1973 给出封闭温度公式

$$T_c = \frac{E/R}{\ln[(A \times R \times T_c^2 \times D_0/a^2)/E \times C_r]}$$

公式中 $R=8.3145 \text{ JK}^{-1}/\text{mol}$, E 代表反应能量, A 代表金红石颗粒粒径因子, D 代表相对扩散因子, a 代表扩散半径, C_r 代表扩散速率, T_c 代表封闭温度。下图给出了不同价态离子扩散情况 (D.J. Cherniak, J. Manchester, E.B. Watson, 2007)。



Arrhenius plots summarizing tracer and self-diffusion in rutile 据 D.J. Cherniak, J. Manchester, E.B. Watson (2007)

Cherniak (2000)在假定冷却速度为 $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$, 给出一些球形颗粒的封闭温度, 如 70 微米球形颗粒封闭温度为 567°C , 而 200 微米球形颗粒封闭温度为 617°C 。也就是说, 金红石的封闭温度和冷却速率, 颗粒大小及形状等有关。

Li et al. (2003)等指出, 金红石年龄往往比共存的榍石、角闪石 Ar-Ar 年龄要新, 而这很可能

和 Mezger et al., 1989 提出的与金红石的基于场 (field-based) 有关,即不同电价离子扩散速率不同。Kramers et al. (2009) 通过对锆石的研究,认为 Pb 的电价是影响 Pb 丢失的主要原因,而放射成因 Pb 为四价,与 U^{4+} 、 Th^{4+} 的化学性质相近,因此活动性较小。一般认为 U-Pb 年龄新是有放射成因 Pb 丢失造成的,而 Pb^{4+} 不易丢失,唯有 Pb^{4+} 被还原为 2 价,然后丢失。而变质体缓慢冷却过程中流体的影响可能会使 Pb^{4+} 变为 2 价,造成 Pb 的丢失,使得金红石 U-Pb 年龄较新。

3.2 金红石(U-Th)/He 热年代学

(U-Th)/He 热年代学研究还只是处于起步阶段,但却受到了很多学者的青睐,该方法可以约束较低温的地质作用过程,诸如矿化作用、地质体的折返速率、源区的侵蚀时代及持续时间等 (Farley, 2002; McInnes et al., 2005; Reiners and Brandon, 2006)。该方法主要基于对 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 衰变产生的 4He , 子体 4He 会被保存在母体晶格中,直到体系遭受后期某些物化条件的改变,导致温度超过封闭温度或使系统开放,造成 He 丢失。

Crowhurst et al. (2002) 首先把(U-Th)/He 热年代学应用到金红石上,并提出金红石的 He 封闭温度为 $>180\sim 200\text{ }^{\circ}C$, 高于磷灰石的 He 封闭温度 ($75\sim 100\text{ }^{\circ}C$; Farley, 2002), 与锆石对 He 的封闭温度较一致 ($171\sim 196\text{ }^{\circ}C$; Reiners et al., 2004)。Stockli et al. (2005, 2007) 和 Wolfe et al. (2007) 对 He 进行阶段加热实验, 建议 He 的封闭温度为 $220\sim 235\text{ }^{\circ}C$ 。Reiners and Brandon, 2006, 认为体系封闭温度与冷却速率有关。对于从封闭温度快速冷却的金红石(U-Th)/He 年龄能够反映特殊的地质事件 (Dodson, 1973; McInnes et al., 2005), 而慢速冷却的年龄不一定反应一定的地质事件 (McInnes et al., 2005)。

Crowhurst et al. (2002) 对来自澳大利亚南部变质岩中的金红石进行(U-Th)/He 年代学研究, 获得平均年龄为 $(472\pm 20)\text{ Ma}$, 被解释为 Delamerian 造山带晚期隆升冷却时间; McInnes et al. (2005) 对 Iran 的斑岩铜矿中的金红石和锆石进行研究, 获得了一致的年龄, 并认为两者具有一致的 He 封闭温度; Stockli et al. (2007) 对美国西部中生代火山岩中携带的下地壳和地幔捕虏体中的金红石进行(U-Th)/He 研究, 发现金红石 (U-Th)/He 年龄和 $40Ar/39Ar$ 及锆石 (U-Th)/He 年龄十分吻合; Dunkl and von Eynatten (2009) 通过对 Oman 地区中生代经历热液蚀变的绿片岩相砂岩中金红石进行研究, 试图研究晚白垩世蛇绿岩的侵位所造成的流体及热事件的影响。

尽管对于(U-Th)/He 热年代学的研究还是处于初步阶段, 但是(U-Th)/He 所能带来的信息却是其他方面难于供给的, 我们相信结合 U-Pb 年龄, 能够提供更详实的岩体形成及冷却历史信息。因此这一方法, 有望应用于更广阔的范围。

3.3 Lu-Hf 同位素体系:

金红石的 Hf 含量 $>5\sim 120\text{ ppm}$, 有时较高, Lu/Hf 比值低。和锆石一样, 金红石也可用 Lu-Hf 同位素体系进行研究, 由于 ^{176}Lu 的半衰期 (3.71 Ga) 介于长半衰期体系 (Rb-Sr, 49.9 Ga ; Sm-Nd, 106 Ga) 和短半衰期体系 (U-Pb, ^{235}U , 0.7 Ga ; ^{238}U , 4.468 Ga) 之间, 因而一般可以用于进行较老岩石年代学, 甚至宇宙年代学研究, 也可用于较新岩石年代学研究。但同一体系 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值变化较小, 使得体系难以建立高质量的等时线, 使得 Lu-Hf 同位素年代学应用较少, 仅仅应用于一些单矿物, 如石榴子石、磷灰石、锆石等。但是 Hf 同位素对于壳幔演化的示踪却倍受青睐。现在用于 Lu-Hf 体系的主要测试手段为 LA-MC-ICP-MS 技术, Hf 的检出限为

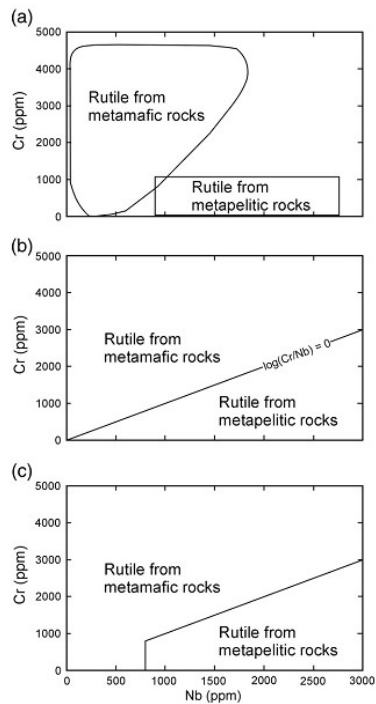
<25ng (Blichert-Toft and Albarède, 1997; Amelin et al., 1999) 及 ID-MC-ICP-MS 技术, 该方法对 Hf 同位素的检测限更小。

Aulbach et al. (2008) 对加拿大北部 Lac de Gras 地区金伯利岩筒中的榴辉岩捕虏体的金红石研究发现, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化较大 (0.28156–0.28568, $\varepsilon_{\text{Hf}} = (-43 \sim +103)$), 而 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.000039 \pm 0.000077$ (1σ), 因此可以忽略金伯利岩侵位过程中的放射成因 ^{176}Hf 。同时, 他们也发现①榴辉岩中金红石的 Nb/Ta 比值和低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 相关, 并解释为金红石中低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 与高于球粒陨石 Nb/Ta 比值, 是由于有古老交代岩石圈地幔中组分的相互作用; ②通过对比, 他们认为金红石中高的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 和低于球粒陨石 Nb/Ta 比值的部分代表原始 HSFE 与同位素特征。

4 金红石微量元素研究

4.1 Cr、Nb 判别原岩

Zack et al. (2002, 2004b) 等通过对金红石中

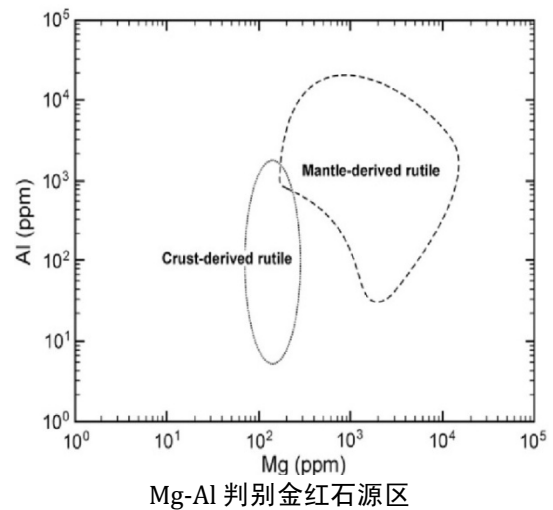


Nb-Cr 原岩判别图解, 据 Zack (2002, 2004)

Cr、Nb 的研究, 认为利用金红石中 Cr/Nb 可以

有效地判别铁镁质和泥质变质岩的原岩 (如上图)。除 Cr、Nb 含量较低的岩石外 Zack et al. (2002, 2004b) 在大量文献基础上, 变泥质岩石中金红石的 Nb 含量为 900–2700 ppm。Meinhold et al. (2008) 建议将变泥质岩石中金红石的 Nb 含量最低限变为 800 ppm, 并认为金红石中 $\text{Cr} < \text{Nb}$ 且 $\text{Nb} > 800$ ppm, 那么原岩应为泥质; 而 $\text{Cr} > \text{Nb}$ 且 $\text{Nb} < 800$ ppm, 则原岩应为铁镁质。Triebold et al. (2007) 等引入 $\log(\text{Cr}/\text{Nb})$ 简化了判别图解。

4.2 其他微量元素



Mg-Al 判别金红石源区

Smythe et al. (2008) 认为 Mg、Al 含量是判别金红石来自幔源或者壳源很好的工具, Mg 是金红石中含量最少不相容元素之一, 因此富 Mg 金红石主要产出于 HP、UHP 中再者, 来自于幔源的岩石中的金红石可能含有 Al, 而这些 Al 主要以细小棒状、针状或瘤状的刚玉 (Sobolev and Yefimova, 2000)。金红石中含有较多的 V, Ni, Cu, Sn, Sb 和 W 时, 那么金红石可能来源于金属矿床。

4.3 应用实例

Zack et al. (2004b) 首先利用金红石微量元素来判别沉积物来源。Stendal et al. (2006) 通过对 Cameroon 南部年轻的冲积残积矿床中的金红石地化研究, 认为这些矿床的源区应为 Yaoundé

群新元古代云母片岩; [Triebold et al. \(2007\)](#) 分析了德国 Erzgebirge 全新世河流沉积物的微量元素组成, 认为河流沉积物微量元素的组成反映了旁边早古生代变沉积岩的微量元素组成。因此得出金红石能够很好的代表原岩微量元素特征, 因此能够用来示踪源区性质。 [Meinhold et al. 2008](#), 分析了希腊 Chios Island 地区石炭到早三叠砂岩中的碎屑金红石, 发现石炭地层主要以铁镁质金红石为主, 早三叠以变泥质金红石为主, 反映了源区自石炭到早三叠的变化, 他们解释这与晚古生代古特提斯洋向 Laurussia 南部边缘俯冲有关。

[王汝成等, 2005](#), 将 CCSD 主孔 100~2000m 岩心样品中的榴辉岩分为三类: 金红石榴辉岩、多硅白云母榴辉岩、蓝晶石榴辉岩, 三类榴辉岩含有不同量的金红石。金红石主要以两种形式存在于榴辉岩中: 矿物包裹体和粒间颗粒。并利用电子探针分析了金红石的主要元素组成和 Nb、

金红石榴辉岩中的金红石表现为低 Cr (<500ppm)、Nb 变化大, (0~670ppm) 的特征; 2) 多硅白云母榴辉岩中的金红石以中等 Cr 含量(500~1200ppm)、Nb 变化较大(0~480ppm) 为特征; 3) 蓝晶石榴辉岩中金红石显著富 Cr (2000~3630ppm), 而 Nb 则非常贫乏。余金杰等(2006)对苏北三类榴辉岩中金红石 Cr、Nb、Zr 的研究, 利用 [Zack et al., 2002](#) 的 Nb-Cr 图解, 认为三类榴辉岩原岩均为铁镁质组分。[陈振宇等, 2006](#), 对毛北榴辉岩、青龙山榴辉岩、班庄榴辉岩中的金红石进行了 Nb、Cr、Zr、Fe、V 等微量元素的分析, 发现不同产状的榴辉岩中金红石具有不同的 Nb、Cr、Zr、Fe、V 等微量元素特征, 同样可以很好的与原岩对应。

5 Zr-金红石温度计

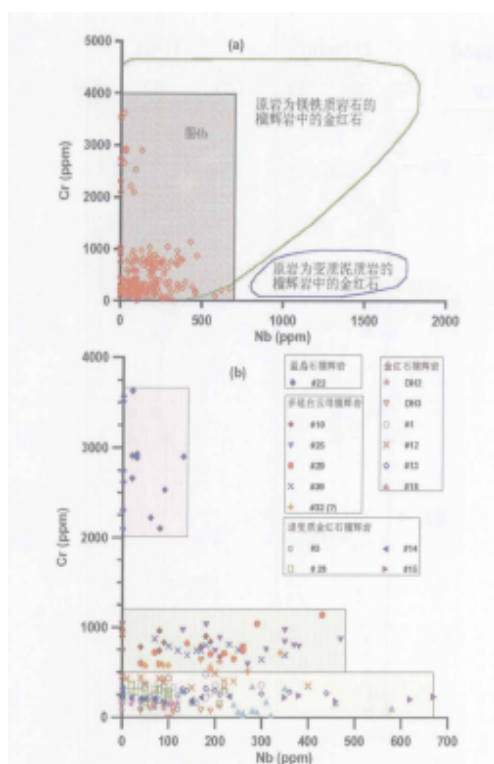
金红石中 Zr 的含量很大程度取决于温度, 与压力关系很小, 因此金红石成为很好的温度计。[Zack et al. 2004](#), 以经验为基础, 对 31 个变质岩中金红石-锆石-石英组合分析总结出公式: $T = 127.8 \times \ln(Zr_{ppm}) - 10$, 误差 $\pm 50^\circ\text{C}$, 温度变化范围 $430\sim 1100^\circ\text{C}$ 。 [Watson et al. 2006](#), 结合实验及变质岩中自然金红石的数据, 给出一个修正过的含 Zr 金红石温度计公式:

$$T = \frac{4470}{7.36 - \lg Zr_{ppm}} - 273$$

误差 20°C , 该公式使得该温度计对于碎屑金红石和变质结晶金红石中有普遍适用性, 无论原岩是铁镁质或泥质组分 ([Zack et al., 2004](#); [Zack and Luvizotto, 2006](#); [Triebold et al., 2007](#))。

[Ferry and Watson 2007](#), 认为金红石中 Zr 的含量不仅与温度有关, 同时也与 SiO_2 的活动性有关, 关于这一点已经被实验所证明。当温度在 750°C 时, 由 SiO_2 所引起的不确定性在 $60\sim 70^\circ\text{C}$ 。

[Watson et al., 2006](#), 强调了压力对 Zr 含量



王汝成等, CCSD 榴辉岩 Nb-Cr 判别图解

Cr、Zr。总结出: 1) 金红石榴辉岩以及退变质

的影响。Tomkins et al., 2007, 讨论了压力对 Zr 影响的定量关系, 并且给出了 3 个公式: P 单位 Kbar, $R=0.0083144\text{kJ/K}$.

$$\alpha\text{-石英域} \quad T = \frac{83.9 + 0.410 * P}{0.4128 - R * \ln(Zr_{\text{ppm}})} - 273$$

$$\beta\text{-石英域} \quad T = \frac{88.1 + 0.206 * P}{0.1412 - R * \ln(Zr_{\text{ppm}})} - 273$$

$$\text{柯石英域} \quad T = \frac{85.7 + 0.473 * P}{0.145 - R * \ln(Zr_{\text{ppm}})} - 273$$

因此 Tomkins 给出的温度计公式适用于源区压力知道的情况, 但该公式则不适用于碎屑金红石。

存在问题: Chen and Li, 2008, 利用 Zr-金红石温度计对大别地区榴辉岩中的金红石进行研究后, 对数据进行直方图统计分析, 发现利用 Tomkins 和 Watson 公式获得的温度分布形状相似, 而不同于 Zack 温度计的分布; 但 Tomkins 温度比 Watson 温度约高 70°C 。

尽管如此, 结合其他方法该温度计仍能够有效地约束地质作用过程中的温压条件, 因而在地质学中有很广的应用, 特别是对高级变质作用中的温度条件的定量估计, 比较有效地限制了变质作用的物理条件。

应用实例

Zack et al., 2004, 首先将 Zr-金红石温度计和碎屑金红石地化研究结合起来进行定量物源分析; Triebold et al., 2007; and von Eynatten et al., 2005, 认为碎屑金红石可能保存了低于 550°C 的退变质过程; Stendal et al., 2006, 表示碎屑金红石在经历低-中级变质作用过程中仍然能够保存原岩的组成, 并指出金红石可以稳定在 $<620^{\circ}\text{C}$ 。

国内对于 Zr-金红石温度计的应用主要集中于大别苏鲁榴辉岩上, 王汝成等, 2005, 利用 Zack et al., 2004, 提出的 Zr-金红石温度计, 计

算得到 CCSD 主孔 $100\sim 2000\text{m}$ 岩心样品中榴辉岩的金红石的形成温度介于 $690\sim 787^{\circ}\text{C}$ 。余金杰等, 2006, 利用 Zack et al., 2004, Zr-金红石温度计, 计算出金红石榴辉岩中金红石形成温度介于 $608\sim 746^{\circ}\text{C}$, 石英榴辉岩的金红石温度介于 $629\sim 680^{\circ}\text{C}$, 钛铁矿榴辉岩的金红石形成温度介于 $609\sim 704^{\circ}\text{C}$, 蓝晶石多硅白云母榴辉岩的金红石形成温度 600°C , 角闪岩的金红石形成温度为 629°C 。

对比石榴子石-绿辉石 Fe-Mg 温度计或矿物对氧同位素温度计温度, Zr-金红石温度计温度普遍偏低 (王汝成等, 2005; 余金杰等, 2006a, 2006b; 高天山等, 2006)。

对这种现象的解释主要有: Zack et al., 2004; Watson et al., 2006 认为 Zr-金红石温度计所计算得数据是否能够代表金红石形成时的温度, 要看金红石形成之后体系对 Zr 的封闭程度, 是否有流体、温度、扩散速率的变化。余金杰等, 2006, 认为榴辉岩在折返过程中退变质作用明显, 流体活动强烈, 导致金红石中 Zr 扩散丢失, 金红石中 Zr 含量不同程度地受到角闪岩相退变质过程中再平衡作用的影响, 使其计算得温度偏低。同时镜下观察表明: 榴辉岩的后成合晶较发育, 榴辉岩主矿物中存在较多的微裂隙, 甚至主矿物包体中金红石均发育钛铁矿边, 表明可能有退变质流体参与, 并导致金红石的 Zr 扩散丢失。高长贵等, 2008, 认为影响 Zr-金红石温度计温度低的可能原因有: 1) 榴辉岩原岩中 Zr-Ti“不平衡”, 即 Zr 相对 Ti 不足; 2) 金红石不是在超高压变质峰期形成; 3) 金红石形成后, 后期作用导致 Zr 含量降低。高长贵等发现: ①CCSD-MH 榴辉岩全岩 Zr、Ti 存在明显的非耦合现象, 对于 TiO_2 ($>\sim 2.5\text{wt}\%$) 的榴辉岩, 在超高压变质过程中形成的金红石可能存在 Zr 不饱和, 那么必然导致高 Ti 榴辉岩的 Zr-金红石温度偏低; ②高 Mg

榴辉岩的 Zr 饱和, 所以温度可能更接近榴辉岩峰期变质温度; ③如果金红石形成于非变质峰期时, 且后期体系对 Zr 封闭, 那么测得的温度仍然低于峰期温度。CCSD-MH 榴辉岩中金红石主要以粒间颗粒形式存在, 而包裹体形式的金红石较少 (王硕等, 2006)。包裹体不易受后期的影响, 所记录的温度最有可能接近其形成时的真实温度。此包裹体记录的温度 (平均 614°C) 与大别苏鲁地区榴辉岩经历的角闪岩相进变质阶段温度一致 ($500\sim 600^{\circ}\text{C}$, 张泽明等, 2005)。因此包裹体金红石可能反映进变质过程中角闪岩相阶段的温度; 而粒间金红石 (平均 640°C) 虽然高于包裹体金红石温度, 但仍低于大别苏鲁地区榴辉岩的峰期变质温度 ($700\sim 860^{\circ}\text{C}$, Wang et al., 1993; Zhang et al., 1994, 1995, 1996; Yao et al., 2000)。同时粒间金红石边部温度均低于核部温度, 且核部温度与粒径成正相关关系, 这种关系充分反映了后期 Zr 扩散作用的影响。另一方面, 金红石边部有明显高的 Pb、Sr 特征, 与退变质过程中流体活动的特征一致 (张斌辉等, 2006)。这暗示了金红石形成之后 Zr 并没有封闭, 可能与退变质过程中流体作用有关。

金红石可以形成于进变质过程中, 或退变质过程中, 或变质峰期时等, 因此关于 Zr-金红石

温度计获得温度的解释需谨慎, 必须结合岩相学、俯冲折返过程中的动力学机制及变质 P-T-t 轨迹进行研究 (Zheng et al., 2011), 综合 Zr 饱和与否、封闭温度、扩散速率、流体影响等方面进行合理解释。

6 结论

金红石是一种分布较广的副矿物, 同锆石一样, 在地质学中有广泛的应用。金红石对 Nb、Ta 的强相容性及对 Nb/Ta 的分异作用成为对立统一的整体, 使得 Nb、Ta 的演化与壳幔相互作用存在有着密切的“镜像”关系。金红石富 U, 低放射性成因 Pb 和较高的封闭温度的属性, 使得其成为 U-Pb、U-Th/He 测年的良好载体。和锆石一样, 金红石也可用 Lu-Hf 同位素体系进行研究。金红石 Cr/Nb 比值能够有效判别地原岩并能够提供一些有效的源区信息。Zr-金红石温度计的使用, 能够有效地反演岩石形成时的温度条件。金红石在地质上的应用使得一些地质过程能够趋向于定量化或半定量研究, 为合理解释地质作用过程提供了一种有效的途径。

参考文献

- Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature* 399, 252–255.
- Aulbach, S., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Pearson, N.J., 2008. Subcontinental lithospheric mantle origin of high niobium/tantalum ratios in eclogites. *Nature Geoscience* 1, 468–472.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 243–258.
- Cherniak, D.J., 2000. Pb diffusion in rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 198–207.
- Chen, Z.Y., Li, Q.L., 2008. Zr-in-rutile thermometry in eclogite at Jinheqiao in the Dabie orogen and its geochemical implications. *Chinese Science Bulletin* 53, 768–776.
- Chen, Z.Y., Wang, D.H., Chen, Y.C., Xu, J.J., Wang, P.A., 2006. Mineral geochemistry of rutile in eclogite and its implications. *Earth Science-Journal of China University Of Geoscience*. 31, 533–538.
- Crowhurst, P., Farley, K., Ryan, C., Duddy, I., Blacklock, K., 2002. Potential of rutile as a U–Th–He thermochronometer.

- Geochimica et Cosmochimica Acta 66 (Supplement 1), A158.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific Technical, Harlow, United Kingdom.
- Dunkl, I., von Eynatten, H., 2009. Anchizonal–hydrothermal growth and (U–Th)/He dating of rutile crystals in the sediments of Hawasina window, Oman. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (13, Supplement 1) A314.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259–274.
- Dodson, M.H., 1986. Closure profiles in cooling systems. *Mat. Sci. Forum* 7, 145–154.
- Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 429–437.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 933–938.
- D.J. Cherniak, J. Manchester, E.B. Watson, 2007. Zr and Hf diffusion in rutile. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 261, 267–279.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 933–938.
- Foley, S., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature* 417, 837–840.
- Farley, K.A., 2002. U–He dating: techniques, calibrations and applications. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 47, 819–844.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. *Chemical Geology* 120, 347–359.
- G.L. Luvizotto, T. Zack, H.P. Meyer, T. Ludwig, S. Triebold, A. Kronz, C. Münker, D.F. Stockli, S. Prowatke, S. Klemme, D.E. Jacob, H. von Eynatten, 2009. Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. *Chemical Geology*, 261:346–369.
- Goresy A.E et al., 2001. An ultradense polymorph of rutile with seven coordinated titanium from the Ries Crater[J]. *Science*, 293:1467–1470.
- Guido Meinhold, 2010. Rutile and its applications in earth sciences. *Earth-science Reviews*, 102, 1–28.
- G. Meinhold, Anders, B., Kostopoulos, D., Reischmann, T., 2008. Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: an example from Chios Island, Greece. *Sedimentary Geology* 203, 98–111.
- Hwang S L et al., 2000. Nanometer α -PbO₂ —type TiO₂ in garnet: an internal barometer for ultrahigh —pressure metamorphism, *science*, 288:321–324.
- Kalfoun, F., Ionov, D., Merlet, C., 2002. HFSE residence and Nb/Ta ratios in metasomatised, rutile-bearing mantle peridotites. *Earth and Planetary Science Letters* 199, 49–65.
- Klemme, S., Prowatke, S., Hametner, K., Günther, D., 2005. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 2361–2371.
- Li, Q., Li, S., Zheng Y-F., Li, H., Massonne, H.J., Wang, Q., 2003. A high precision U–Pb age of metamorphic rutile in coesite-bearing eclogite from Dabie Mountains in Central China: a new constrain on the cooling history. *Chem Geology*, 200, 255–256.
- Luvizotto, G.L., Zack, T., 2009. Nb and Zr behavior in rutile during high-grade metamorphism and retrogression: an example from the Ivrea Verbano Zone. *Chemical Geology* 261, 303–317.
- McDonough, W.F., 1991. Partial melting of subducted oceanic-crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Philosophical Transactions of the Royal Society London A* 335, 407–418.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 58, 467–498.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and

- comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1857–1887.
- Reiners, P.W., Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 419–466.
- Mezger, K., Hanson, G.N., Bohlen, S.R., 1989. High-precision U–Pb ages of metamorphic rutile; application to the cooling history of high-grade terranes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 106–118.
- Mezger, K., Rawnsley, C.M., Bohlen, S.R., Hanson, G.N., 1991. U–Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages; implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. *J. Geol.* 99, 415–428.
- Rudnick, R.L., Barth, M., Horn, I., McDonough, W.F., 2000. Rutile-bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science* 287, 278–281.
- Smythe, D.J., Schulze, D.J., Brenan, J.M., 2008. Rutile as a kimberlite indicator mineral: minor and trace element geochemistry. 9th International Kimberlite Conference, Extended Abstract, No. 9IKC-A-00193.
- Sobolev, N.V., Yefimova, E.S., 2000. Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds. *International Geology Review* 42, 758–767.
- Stendal, H., Toteu, S.F., Frei, R., Penaye, J., Njel, U.O., Bassahak, J., Nni, J., Kankeu, B., Ngako, V., Hell, J.V., 2006. Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 443–458.
- Stockli, D.F., Wolfe, M.R., Blackburn, T.J., Zack, T., Walker, J.D., Luvizotto, G.L., 2007. He diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of rutile. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement, Abstract V23C-1548*.
- Stockli, D.F., Farley, K.A., Walker, J.D., Blackburn, T.J., 2005. Helium diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of monazite and rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (10, Supplement 1) A8.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publications, London, 313–345.
- Thomkins H S, Powell R, Ellis D J, 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *J Metamorph Geol*, 25:703–713
- Triebold, S., von Eynatten, H., Luvizotto, G.L., Zack, T., 2007. Deducing source rock lithology from detrital rutile geochemistry: an example from the Erzgebirge, Germany. *Chemical Geology* 244, 421–436.
- Wade, J., Wood, B.J., 2001. The Earth's ‘missing’ niobium may be in the core. *Nature* 409, 75–78.
- Wang, Q. C., Ishiwatari, A., Zhao, Z. Y., et al., 1993. Coesite-bearing granulite retrograded from eclogite in Weihai, eastern China. *Eur. J. Mineral.* 5 (1): 141–152.
- Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413–433.
- Wolfe, M.R., Stockli, D.F., Shuster, D.L., Walker, J.D., MacPherson, G.L., 2007. Assessment of the rutile (U–Th)/He thermochronometry on the KTB drill hole, Germany. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union, Fall Meeting Supplement, Abstract V23C-1549*.
- Xiao, Y., Sun, W., Hoefs, J., Simon, K., Zhang, Z., Li, S., Hofmann, A.W., 2006. Making continental crust through slab melting: Constraints from niobium–tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4770–4782.
- Yao, Y., Ye, K., Liu, J., et al., 2000. A transitional eclogite to high pressure granulite facies overprint on coesite-eclogite at Taohang in the Sulu ultrahigh-pressure terrane, eastern China. *Lithos*, 52(1–4): 109–120.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology* 184, 97–122.
- Zack, T., Moraes, R., Kronz, A., 2004a. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 471–488.
- Zack, T., von Eynatten, H., Kronz, A., 2004b. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology* 171, 37–58.
- Zack, T., Luvizotto, G.L., Stockli, D.F., Barth, M., 2008. Texturally controlled U/Pb dating of rutile from the Ivrea Zone.

- Geochimica et Cosmochimica Acta 72 (12, Supplement 1) A1069.
- Zhang ,R. Y. , Hirajima , T. ,Banno ,S. ,et al. ,1995. Petrology of ultrahigh pressure rocks from the southern Su2Lu region , eastern China. J . Metamorph. Geol. ,13 :659 - 675.
- Zhang ,R. Y. ,Liou ,J. G. ,Cong ,B. L. ,1994. Petrogenesis of garnet2bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Su2L u ult rahigh2P metamorphic terrane , eastern China. J . Metamorph. Geol. ,12 :169 - 186.
- Zhang ,Z. M. , You , Z. D. , Han , Y. J . ,et al. ,1996. Petrology ,metamorphic process and genesis of the Dabie2Sulu eclogite belt ,eastern2central China. Acta Geologica Sinica ,9 :134 - 156.
- Yong-Fei Zheng, Xiao-Ying Gao,Ren-Xu Chen,Tianshan Gao,2011.Zr-in-rutile thermometry of eclogite in the Dabie orogen, Constraints on rutile growth during continental subduction-zone metamorphism, Journal of Asian Earth Sciences (40):427–451
- 陈晶,许志琴,李旭平,2005. 超高压榴辉岩中金红石的纳米级微构造特征及成因机制探讨. 岩石学报, 21 (2) :399 - 404.
- 陈振宇,王登红,陈毓川,等,2006a. 榴辉岩中金红石的矿物地球化学研究及其意义. 地球科学—中国地质大学学报,31 (4) :533 - 538 ,550.
- 陈振宇,余金杰,徐珏,等,2006b. 榴辉岩中金红石的微量元素电子探针分析. 电子显微报,25 (增刊) :295 - 296.
- 陈振宇,李秋立. 2007. 大别山金河桥榴辉岩中金红石Zr温度计及其意义. 科学通报, 52(22):533-540.
- 陈振宇,余金杰,李晓峰,王平安,2007. 金红石 Zr 温度计在苏鲁—大别榴辉岩研究中的应用: 问题讨论.地质学报, 81(10):1369-1377.
- 陈振宇,曾令森,李晓峰, 余金杰,徐珏, 2009. CCSD 主孔榴辉岩中金红石微量元素特征: LA-ICPMS 分析及其意义. 岩石学报, 25(7): 1645—1657
- 高长贵,刘勇胜,宗克清,陈海红,胡兆初,2008.超高压榴辉岩金红石中高场强元素变化的控制因素及其地球动力学意义, 地球科学-中国地质大学学报,33(4):487-503.
- 高天山,郑永飞,陈仁旭,2006. 大别造山带黄镇榴辉岩矿物不同类型地质温度计应用和对比. 岩石学报, 22(7): 1957—1968
- 李秋立, 李曙光, 郑永飞,2003. 大别山金河桥榴辉岩矿物 O-Nd-Pb 同位素体系及其对扩散速率的制约. 高校地质学报, 9(2):218—226
- 李秋立,李曙光,周红英, 2001. 超高压榴辉岩中金红石 U—Pb 年龄:快速冷却的证据[J]科学通报,46 (19) : 1655~1 658.
- 李胜荣等, 2008. 结晶学与矿物学, 地质出版社.
- 梁金龙, 孙晓明, 徐莉, 翟伟, 汤倩, 梁业恒, 2007.CCSD 超高压变质岩中金红石结构水(OH-)的傅里叶变换红外光谱测定及其地球动力学意义. 地质论评, 53(2):267-272.
- 刘卫平,吴秀玲,孟大维,孙俊英,2008.汪新星金红石型 TiO2 超高压相的电子结构.地质科技情报, 27(4):61-62.
- 刘勇胜,张泽明, Lee ,C. T. ,等,2005. CCSD 主孔高 Ti 榴辉岩非耦合的高 Ti、低 Nb (Zr) 特征:对玄武质岩浆房中磁铁矿分离结晶作用的指示. 岩石学报,21 (2) :339 -346.
- 曲晶,刘祥文, 2004.超高压榴辉岩中金红石调制结构的透射电镜研究, 电子显微学报 23(4):466-466.
- 盛英明,夏群科,郝艳涛, 2007.大别山超高压榴辉岩中金红石的微量结构水. 岩石矿物学杂志, 26(3):269-274.
- 宋衍茹,金振民, 2002.纳米级超高压相金红石-大陆深俯冲深度的示踪.地学前缘, 9(3):267-271.
- 施倪承等译,1992.矿物学原理, 地质出版社.
- 吴秀玲,牟涛,韩郁菁, 2000.变质岩中金红石晶体超温结构的电子显微镜研究.电子显微学报 19(4):489-490.
- 夏琼霞,2009.大陆俯冲带变质脱水与部分熔融: 南大别低温/超高压变质花岗岩研究
- 赵振华,熊小林,王强,乔玉楼.铌与钽的某些地球化学问题, 地球化学,2008,37(4):304-320.
- 赵振华, 2010.副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 17(1):267-286.王汝成,王硕,邱检生,等,2005. CCSD 主孔揭示的东海超高压榴辉岩中金红石:微量元素地球化学及其成矿意义.岩石学报,21 (2) :465 - 474.
- 王硕,王汝成,邱检生,等,2006. CCSD 主孔超高压榴辉岩金红石中的矿物包裹体研究. 岩石矿物学杂志,25 (1) :61 - 70.
- 余金杰, 陈振宇, 王平安, 李晓峰, 黄建平, 王辉.苏北榴辉岩中金红石的微量元素地球化学特征岩石学报, 2006, 22(07): 1883-1890.

- 余金杰,徐珏,陈振宇,王登红,陈毓川,王平安,李晓峰,2006.中国大陆科学钻探工程主孔榴辉岩中金红石微量元素地球化学特征.地质学报, 80(12), 1835-1841.
- 周红英,李惠民, 2008.金红石 U—Pb 同位素稀释法定年技术的改进. 岩石矿物学杂志,27 (1) :77-80.
- 张斌辉,刘勇胜,宗克清,等,2006. 榴辉岩退变质过程中的微量元素地球化学行为:对 CCSD 主孔退变质榴辉岩的研究. 岩石学报,22 (T) :1833 - 1844.
- 张泽明,张金凤,游振东,等,2005. 苏鲁造山带超高压变质作用及其 P-T-t 轨迹. 岩石学报,21 (2) :257 - 270.