

金红石和榍石 Zr 温度计在新疆西南天山 榴辉岩中的应用

张丽娟, 张立飞

(北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871)

摘要: 应用 LA-ICP-MS 方法对新疆西南天山高压-超高压变质带中的榴辉岩及其高压脉体中的金红石和榍石进行了 Zr 含量的检测和 Zr 温度计的计算。榴辉岩中位于石榴石幔部且与绿辉石共生的金红石包体 Zr 含量都集中于 10~20 $\mu\text{g/g}$; 而基质金红石的 Zr 含量为 30~50 $\mu\text{g/g}$, 高于包体金红石。榍石均为金红石退变质的产物, 且各样品间的榍石 Zr 含量较均一, 都集中在 3~5 $\mu\text{g/g}$ 之间。脉体金红石 Zr 含量则与榴辉岩中基质金红石的 Zr 含量相当甚至偏高一些, 为 30~60 $\mu\text{g/g}$ 。金红石和榍石的 Zr 温度计研究也表明, 榴辉岩石榴石中的金红石包体生长于压力峰期阶段, 温压条件为 480~540 $^{\circ}\text{C}$ 、2.7~3.0 GPa; 基质金红石随温度增加达到退变质再平衡, 记录了温度峰期的条件, 约 530~590 $^{\circ}\text{C}$ 、2.4~2.7 GPa; 榴辉岩中高压脉体中的金红石则生长于退变质榴辉岩相阶段, 金红石 Zr 温度计给出结果为 540~580 $^{\circ}\text{C}$ 、1.5~2.1 GPa, 记录了近等温降压的过程; 榴辉岩中的榍石在 1.0 GPa 左右达到平衡, 榍石 Zr 温度计给出的温度为 540~560 $^{\circ}\text{C}$, 记录了进一步的近等温降压的过程。根据以上 4 个阶段的分析结果, 得出一个较完整的顺时针 p - T 轨迹, 且与相平衡模拟所限定的 p - T 轨迹相一致。金红石的 Zr 含量可以作为压力的指示, 表明压力校正正在金红石 Zr 温度计中起到了重要作用。在对金红石和榍石 Zr 温度计进行应用时, 要结合细致的岩相学观察, 综合考虑压力、活度、扩散速率、退变质作用和流体影响等方面的因素, 才能得到比较精确的温压估算结果和 p - T 轨迹。

关键词: Zr 温度计; 金红石; 榍石; 榴辉岩; 西南天山

中图分类号: P574; P588.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)05-0840-15

The application of Zr-in-rutile and Zr-in-titanite geothermometers to eclogites from southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang

ZHANG Li-juan and ZHANG Li-fei

(MOE Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, School of Earth and Space Sciences, Peking University,
Beijing 100871, China)

Abstract: LA-ICP-MS analyses of rutile and titanite from eclogites and veins from high pressure-ultrahigh pressure (HP-UHP) metamorphic belt of southwestern Tianshan Mountains in Xinjiang were carried out for testing the Zr content and calculating the Zr-in-rutile and Zr-in-titanite thermometers. Rutile inclusions in garnet mantle, coexisting with omphacite, have a narrower range of Zr values of 10~20 $\mu\text{g/g}$. The Zr content of matrix rutiles is higher than that of rutile inclusions in garnet, with Zr values being 30~50 $\mu\text{g/g}$. Titanite is the retrograde product of rutile. Zr values of titanite are homogeneous between individual grains, even among different samples, concentrated between 3 $\mu\text{g/g}$ and 5 $\mu\text{g/g}$. The Zr concentrations in rutile from the veins are equivalent to those from the eclogites, or even higher. The Zr concentrations of rutile in vein are 30~60 $\mu\text{g/g}$. Rutile

收稿日期: 2016-05-24; 接受日期: 2016-06-12

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(2015CB856105); 国家自然科学基金项目(41272069, 41330210)

作者简介: 张丽娟(1986-), 女, 博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: ljzhang2016@pku.edu.cn

inclusions in garnet mantle grow in the peak pressure metamorphic stage and Zr-in-rutile thermometers gave the estimated temperature of 480~540°C at 2.7~3.0 GPa. Matrix rutiles can re-equilibrate easily along with the increase of temperature during retrogression, and record the peak temperature condition of 530~590°C, 2.4~2.7 GPa. Rutiles in high pressure veins grow in eclogite facies metamorphism stage, and the growth temperature of vein rutile is 540~580°C, 1.5~2.1 GPa. Titanite in eclogite is the secondary product of rutile, and reaches equilibrium at about 1.0 GPa. Zr-in-titanite thermometry gave the estimated temperature of 540~560°C, recording the further isothermal decompression process. Combined with the analytical results above, the authors constructed a relatively complete clockwise p - T path, which is consistent with the result of phase equilibrium modeling. Zr in rutile from eclogites and veins can serve as a pressure indicator that suggests that the pressure has a significant effect on the Zr-in-rutile thermometry. In the specific case, combined with detailed petrographic observation and consideration of the pressure, the activity of TiO_2 and SiO_2 , diffusion rate, retrograde metamorphism and fluid effect, Zr-in-rutile and Zr-in-titanite thermometers can give an accurate p - T estimate and p - T path.

Key words: Zr-in-rutile and Zr-in-titanite thermometers; rutile; titanite; eclogite; southwestern Tianshan

Fund support: Major State Basic Research Development Program (2015CB856105); National Natural Science Foundation of China (41272069, 41330210)

榴辉岩相变质岩石的地质温度估算对理解高压-超高压变质带的形成和演化具有重要意义 (Zheng *et al.*, 2011)。金红石和榍石 Zr 含量地质温度计是近年来提出的单矿物微量元素温度计 (Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007; Tomkins *et al.*, 2007; Hayden *et al.*, 2008)。由于其简单实用, 一经提出便引起了许多学者广泛关注, 并已将该温度计应用于各种高级变质岩研究中 (陈振宇等, 2006; Spear *et al.*, 2006; Miller *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2010; Jiao *et al.*, 2011; Zheng *et al.*, 2011; Gao *et al.*, 2012, 2014; Chen *et al.*, 2013; Guo *et al.*, 2014)。通过对不同阶段生成的金红石的 Zr 含量计算其形成的温度, 可以反演变质作用 p - T - t 轨迹 (Zhang *et al.*, 2010; Zheng *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2013; 高晓英等, 2011)。

西南天山蓝片岩-榴辉岩变质带是世界上少有的经历过深俯冲作用且具有洋壳属性的低温超高压变质地质体 (张立飞等, 2007), 并广泛发育各种类型的高压脉体 (Gao and Klemd, 2001; Gao *et al.*, 2007; John *et al.*, 2008; van der Straaten *et al.*, 2008; Beinlich *et al.*, 2010; Lü *et al.*, 2012a; Li *et al.*, 2013; Chen *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2016)。由于金红石在榴辉岩和高压脉体中非常常见, 因此, 前人对西南天山金红石 Zr 温度计已开展了部分研究工作 (Gao *et al.*, 2007; Zhang *et al.*, 2010; Lü *et al.*, 2012a; Chen *et al.*, 2013)。事实

上, 西南天山榴辉岩均经历了不同程度的退变质作用, 榍石作为最常见的退变质矿物却往往被忽视, 有关西南天山榍石 Zr 温度计的应用还鲜有报道。本文将不同阶段生成的金红石和榍石的 Zr 温度计结合起来进行研究, 以期对西南天山榴辉岩的变质温压条件及 p - T 轨迹做进一步的限定。

1 地质背景与样品描述

西南天山高压-超高压变质带是中亚南天山造山带的重要组成部分, 由塔里木板块向伊犁-中天山板块俯冲形成。该变质带呈楔形, 近北东东-南西西向延伸, 全长约 200 km (图 1a)。其北部与中天山地块被中天山南缘断裂隔开, 南部与早古生代浅变质碳酸盐地层相接。该变质带露出一套以榴辉岩、蓝片岩、石榴石云母片岩、大理岩为代表的高压-超高压岩石组合, 以云母片岩为主体岩石, 榴辉岩和蓝片岩呈团块状、透镜状或层状零星产于片岩中 (Zhang *et al.*, 2001; 张立飞等, 2005), 蛇纹岩等超基性岩则较少产出, 仅在木扎尔特河一带出露 (图 1)。

超高压变质作用特征矿物柯石英在哈布腾苏和阿坦泰依的榴辉岩及其围岩石榴石白云母片岩中的陆续发现, 表明该变质带部分岩石确实经历了超高压变质作用 (Lü *et al.*, 2008, 2009, 2012a, 2012b, 2013, 2014; Lü and Zhang, 2012; Yang *et al.*, 2013; 田作林等, 2016)。超高压榴辉岩的峰期变质温压条件为 2.4~3.3 GPa, 470~550 °C, 且具有以升

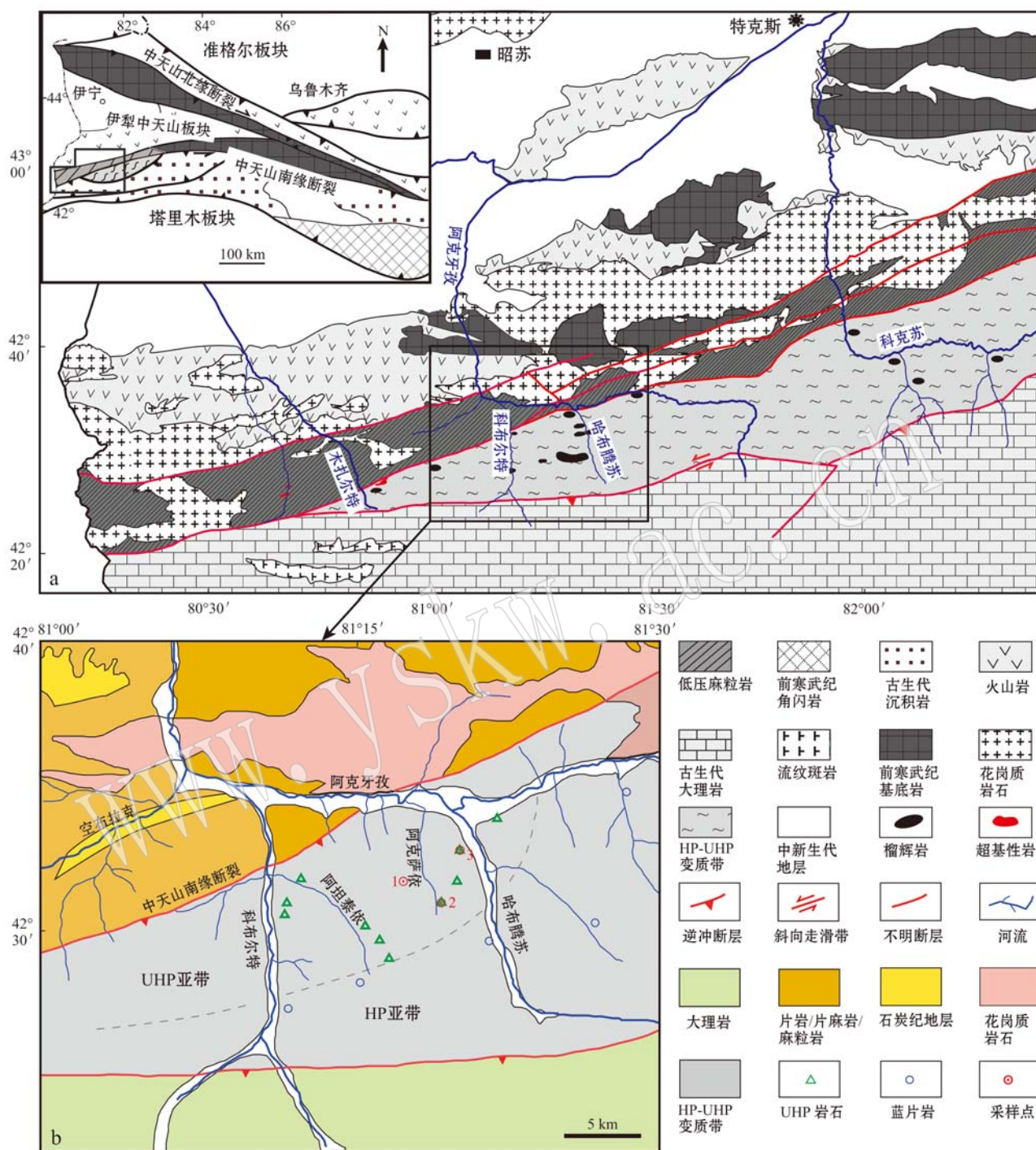


图1 新疆西南天山高压-超高压变质带地质图(a)和哈布腾苏-科布尔特低温超高压榴辉岩相单元地质图(b)
(修改自 Lü *et al.*, 2012a)

Fig. 1 Geological sketch map of the southwestern Tianshan orogenic belt in Xinjiang (a) and geological sketch map of the Habutengsu-Kebuerte LT/UHP eclogite facies unit with sampling localities (b) (modified after Lü *et al.*, 2012a)
虚线代表高压-超高压界限, 引自 Lü 等(2012a); 超高压岩石的位置引自 Lü 等(2008, 2009, 2012a, 2012b)、Lü 和 Zhang (2012)、Yang 等(2013); 样品标号“HB121-”, “HB122-”和“HB123-”分别采自位置图 b 中的 1、2 和 3 位置, 其 GPS 点位分别为 42°31'40.7"N, 81°17'46.9"E, 42°30'54.4"N, 81°18'44.0"E 和 42°32'57.2"N, 81°19'47.9"E

The dashed line represents the possible boundary of the HP and UHP units, which is cited from Lü *et al.*, 2012a; The locations of UHP rocks are from Lü *et al.* (2008, 2009, 2012a, 2012b), Lü and Zhang (2012) and Yang *et al.* (2013); Samples named “HB121-”, “HB122-” and “HB123-” are collected from location 1, 2 and 3 of Fig. 1b, respectively, GPS coordinates of the three sample localities from west to east are 42°31'40.7"N, 81°17'46.9"E; 42°30'54.4"N, 81°18'44.0"E and 42°32'57.2"N, 81°19'47.9"E

温降压为特征的经历热弛豫的 p - T 轨迹 (Lü *et al.*, 2009, 2012b; Tian and Wei, 2013, 2014; Du *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016), 这在全球低温榴辉岩中也较为少见。榴辉岩主要在该带偏北侧出露, 而在南侧和东端的科克苏河一带较少出露, 因此, 该高压超高压变质带又被细分为北侧的超高压亚带和南侧的高压亚带 (Lü *et al.*, 2012b)。北部的超高压亚带长约 80 km, 宽 10 km 以上, 这是目前出露规模最大的洋壳岩石深俯冲超高压变质带, 并具有由南向北的俯冲带极性 (Zhang *et al.*, 2013)。

此外, 西南天山高压-超高压变质带流体活动强烈, 存在多期次的水岩相互作用, 并且广泛发育流体活动的证据——高压脉体。既有具内部流体成因和外部流体成因以及两者共同作用产生的进变质脉体 (Gao and Klemd, 2001; Gao *et al.*, 2007; John *et al.*, 2008; Beinlich *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2013), 也有抬升折返阶段形成的退变质脉体 (van der Straaten *et al.*, 2008; Lü *et al.*, 2012a; Chen *et al.*, 2013)。不同种类脉体的出现表明西南天山高压-超高压变质带脉体体系具有复杂的成因和不同的演化过程。

最近 Zhang 等 (2016) 在超高压榴辉岩中发现了一些榴辉岩相含金红石脉体, 通过相平衡模拟, 确定了超高压榴辉岩的 p - T 轨迹, 其压力峰期温压条件为 2.9~3.2 GPa、490~540℃; 随后降压升温达到温度峰期 560~590℃, 对应的压力为 2.4~2.7 GPa; 最后, 进入近等温降压过程。高压脉体则被认为是俯冲板片抬升折返过程中由寄主榴辉岩中的硬柱石脱水作用形成的, 为内部流体成因, 其大致的温压条件为 1.9~2.1 GPa、570~590℃。此外, 该研究还提出了超高压榴辉岩在抬升折返过程中可以发生 Nb-Ta 迁移和分异的新认识。

本文是在 Zhang 等 (2016) 的研究基础上, 根据其已有样品及数据, 进一步对榴辉岩及其高压脉体中的金红石和榍石的 Zr 温度计进行研究。本文样品即为 Zhang 等 (2016) 文章中所报道的样品, 即 4 个榴辉岩及其高压脉体样品对 (HB121-10 和 HB121-10v、HB121-13 和 HB121-13v、HB121-21 和 HB121-21v、HB123-5 和 HB123-5v) 和 2 个含粗粒金红石的高压脉体 (HB123-3v 和 HB122-13v)。此外, 本文新增 2 个榴辉岩样品 HB121-8 和 HB122-12, 它们分别被绿辉石脉和石英脉切穿, 这 2 个样品与 Zhang 等 (2016) 文章中的样品为同一批样品, 采

样和实验测试都是一起进行的。前 4 个榴辉岩和高压脉体样品对的岩石学特征及矿物含量在 Zhang 等 (2016) 文章中已有报道, 本文不再赘述, 主要结合后 2 个未报道过的榴辉岩样品将所有样品进行对比描述, 以方便读者阅读。

本文所有榴辉岩样品均发生了不同程度的退变质作用。所有榴辉岩样品均呈斑状变晶结构 (图 2), 变质矿物组合为: 石榴石 + 绿辉石 + 绿帘石 + 白云母 + 石英 + 榍石 + 金红石 + 磷灰石 ± 黄铁矿 ± 蓝闪石/冻蓝闪石 ± 角闪石 ± 钠长石 ± 绿泥石 ± 碳酸盐。石榴石、绿帘石、白云母和蓝闪石以变斑晶形式出现 (图 2)。石榴石核-边结构明显 (图 2a、2c~2f), 矿物包体主要集中在核幔部, 柯石英假像出现在石榴石幔部 (Zhang *et al.*, 2016); 石榴石边部包体较少, 甚至不含矿物包体 (图 2a、2c~2f)。样品 HB123-5 退变质程度最弱 (图 2d), 较好地保留了峰期矿物组合 (石榴石 + 绿辉石 + 金红石), 基质中极少的金红石有榍石退变质边出现, 该样品碳酸盐含量相对较高; 样品 HB122-12 退变质程度最强 (图 2f), 广泛发育黝帘石和蓝闪石变斑晶, 基质中只剩部分绿辉石残余, 石榴石变斑晶的边缘及裂隙被角闪石和绿泥石取代, 基质中金红石发育且粒径较大, 金红石周围被榍石环绕, 碳酸盐含量也较高; 样品 HB121-21 退变质程度次之, 多数绿辉石退变为角闪石和钠长石后成合晶 (图 2c), 造成样品中钠长石含量较高, 而且可见白云石被方解石环绕的退变质结构; 其他 3 个样品退变质程度居中, 样品 HB121-10 中钠云母和蓝闪石变斑晶发育, 冻蓝闪石围绕蓝闪石生长和金红石转变为榍石的退变质结构极为常见 (图 2a); 样品 HB121-13 则黝帘石大斑晶极为发育 (图 2b), 基质中的金红石几乎全部转化为榍石; 样品 HB121-8 虽以石榴石和绿辉石为主, 但由于局部流体影响, 发育薄片尺度的钠云母细脉, 且基质中几乎全为呈不规则它形粒状的榍石, 只有部分金红石残余 (图 2e)。

2 分析方法

金红石和榍石微量元素分析在北京大学造山带与地壳演化重点实验室的 LA-ICP-MS 仪器上完成, 仪器型号为 Agilent 7500ce ICP-MS, 外接 193 nm ArF-excimer 激光发射器。测试点激光束斑为 60 μm 或 32 μm , 激光脉冲为 10 Hz, 能量为 110 mJ。榍石

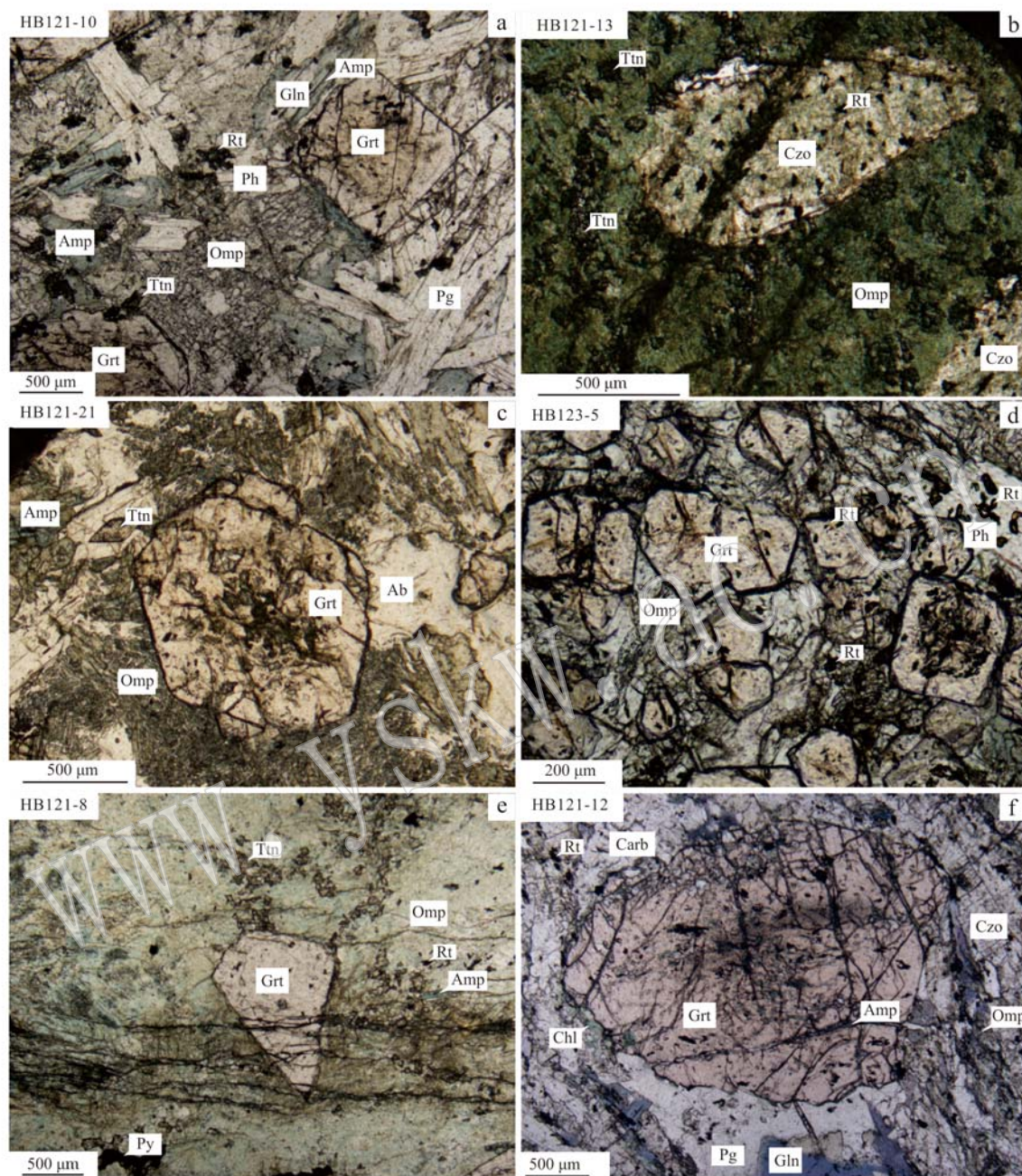


图 2 西南天山榴辉岩斑状变晶结构显微照片

Fig. 2 Photomicrographs showing the porphyroblastic texture of host eclogites

矿物缩写据 Whitney 和 Evans (2010): Grt—石榴石; Omp—绿辉石; Rt—金红石; Ttn—榍石; Ph—多硅白云母; Pg—钠云母;

Amp—角闪石; Gln—蓝闪石; Czo—斜黧帘石; Chl—绿泥石; Ab—钠长石; Carb—碳酸盐矿物; Py—黄铁矿

Mineral abbreviation after Whitney and Evans (2010): Grt—garnet; Omp—omphacite; Rt—rutile; Ttn—titanite; Ph—phengite; Pg—paragonite;

Amp—amphibole; Gln—glaucofanite; Czo—clinozoisite; Chl—chlorite; Ab—albite; Carb—carbonite mineral; Py—pyrite

采用 ^{29}Si 作为内标,金红石采用 ^{49}Ti 作为内标,NIST 610 作为外标,NIST 612 作为监测标样。为避免微米及亚微米级锆石和硅酸盐包体的影响,在 LA-ICP-MS 时间分辨图解中所有具有 Zr 和 Si 异常信号的数据都被删除,具体的分析测试方法和数据处理方法详见 Zhang 等(2016)。

3 分析结果

榴辉岩中的金红石在寄主榴辉岩中以两种形式存在,一是以基质的形式存在,二是在石榴石、绿帘石等变斑晶和石英中以包体形式存在(图 2、图 3)。

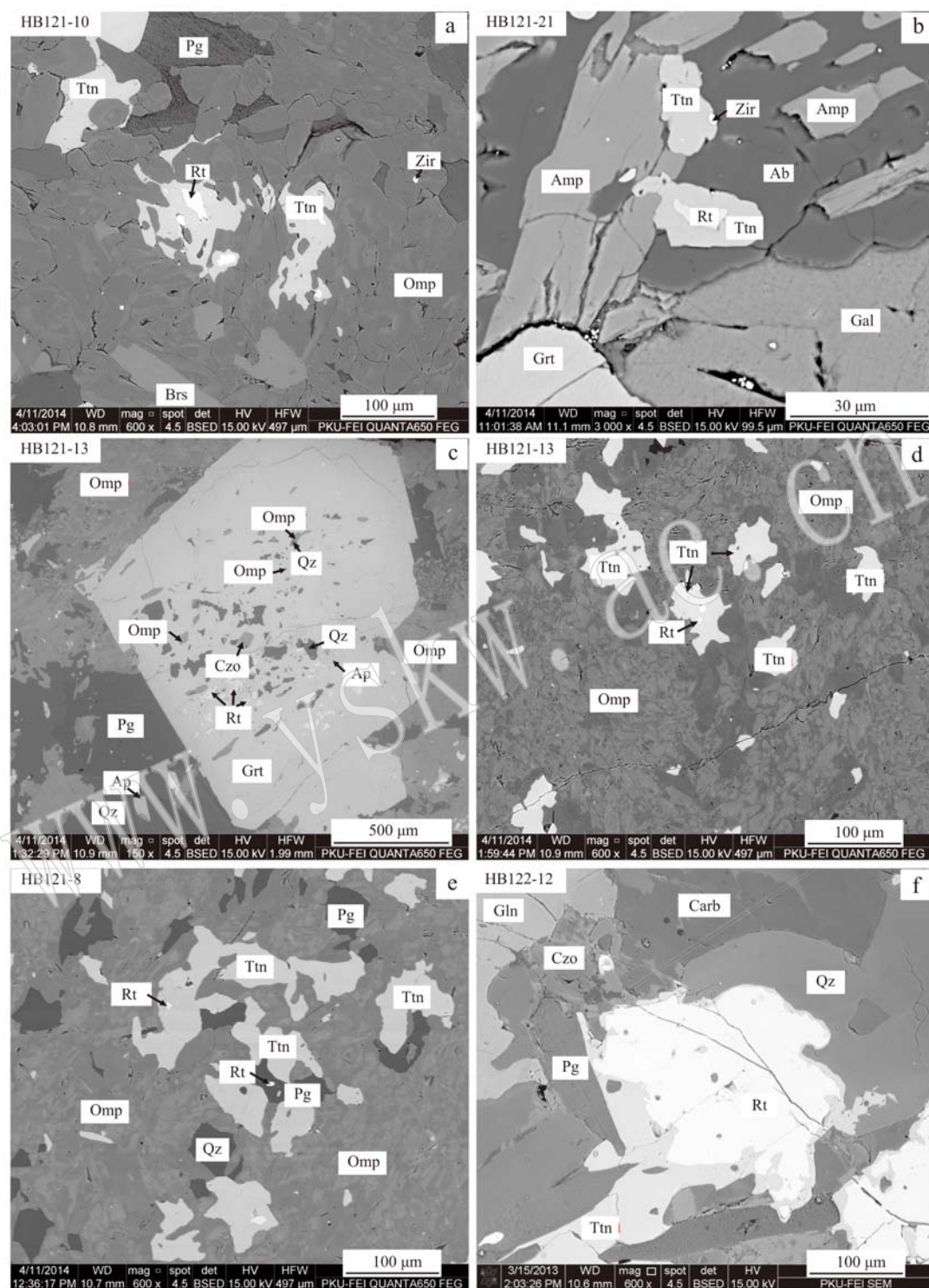


图 3 西南天山退变质榴辉岩中金红石和榍石产状背散射显微照片

Fig. 3 BSE images of rutiles and titanite in retrograded eclogites

矿物缩写据 Whitney 和 Evans (2010): Zir—锆石; Qz—石英; Brs—冻蓝闪石; Cal—方解石; Ap—磷灰石; 其他同图 2

Mineral abbreviation after Whitney and Evans (2010): Zir—zircon; Qz—quartz; Brs—barroisite; Cal—calcite; Ap—apatite; the others as for Fig. 2

榴石则是以金红石的退变质边的形式存在,金红石甚至完全退变成榴石斑晶产于基质中(图3)。随着退变质程度的增加,金红石退变为榴石的程度增强,作为残余体被榴石包围,甚至全部转变成榴石

(图3)。部分样品的石榴石、绿帘石等变斑晶中的部分金红石也发育榴石的退变质边。

西南天山榴辉岩中的金红石和榴石的 Zr 含量分析数据见表 1、表 2、表 3。

表 1 西南天山高压-超高压变质带榴辉岩中金红石含量及对应压力下 Zr 温度计计算结果

Table 1 Zr concentrations of rutile in eclogites from HP-UHP metamorphic belt of southwestern Tianshan and the calculation results of Zr-in-rutile

	$w(\text{Zr})/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Zr 温度计计算结果/℃						$w(\text{Zr})/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Zr 温度计计算结果/℃				
		1.5 GPa	2.0 GPa	2.4 GPa	2.7 GPa	3.0 GPa			1.5 GPa	2.0 GPa	2.4 GPa	2.7 GPa	3.0 GPa
HB121-10							6	31.6	516	534	549	560	565
1R	33.9	520	538	553	564	570	7	29.5	512	530	545	555	561
1C	34.6	522	540	554	565	571	HB121-8						
2R	38.6	528	546	561	572	578	1C	14.9	475	492	506	516	521
3C	36.6	525	543	558	569	574	1M	15.8	478	495	509	519	524
4C	40.5	531	549	564	575	581	1R	14.7	475	492	505	515	520
5R	27.3	508	526	540	551	556	2C	7.9	444	460	473	482	487
5C	30.5	514	532	547	557	563	2M	11.8	463	480	494	503	508
6C	23.4	499	517	531	542	547	2R	9.5	453	469	482	492	497
8C	39.1	529	547	562	573	579	3C	10.6	458	473	488	498	503
8R	38.2	527	546	560	571	577	3R	8.1	445	461	474	483	488
9R	34.2	521	539	553	565	570	4C	12.2	465	482	496	505	510
10	33.6	520	538	552	563	569	4R	14.8	475	492	506	516	521
12M	34.8	522	540	554	566	571	5C	18.1	485	503	517	527	532
12C	36.7	525	543	558	569	574	5M	15.4	477	494	508	518	523
13	29.9	513	531	545	556	562	6C	18.1	486	503	517	527	532
14R	28.5	510	528	543	553	559	6R	22.0	496	514	528	538	543
15	38.1	527	545	560	571	577	7C	11.8	463	480	494	503	508
16	29.8	513	531	545	556	562	7R	10.0	455	472	485	494	499
17	36.6	525	543	558	569	574	8C	14.0	472	489	503	512	518
19	51.3	545	564	579	591	596	8M	11.2	461	478	491	500	506
19-1	52.3	546	565	580	592	598	8R	12.6	467	484	497	507	512
20	40.0	530	548	563	574	580	HB122-12						
22R	40.7	531	549	564	576	581	4-01R	27.5	508	526	540	551	557
22C	44.0	536	554	569	581	586	4-02M	34.8	522	540	555	566	571
3-3	49.3	543	561	576	588	594	4-03C	38.6	528	546	561	572	578
5-1	38.2	527	546	560	571	577	4-08C	30.8	515	533	547	558	564
HB121-13							4-09M	29.2	512	530	544	555	560
9C	32.1	517	535	550	561	566	4-10R	31.0	515	533	548	559	564
9R	29.7	513	531	545	556	561	4-11	29.6	513	530	545	556	561
9M	25.7	505	522	536	547	553	4-12	30.0	513	531	546	556	562
10C	15.2	476	493	507	517	522	4-13	26.2	506	523	538	548	554
10R	12.4	466	483	496	506	511	8-01R	32.6	518	536	550	561	567
10M	14.2	473	490	503	513	518	8-02C	29.6	513	530	545	556	561
11C	13.4	470	487	500	510	515	8-03R	30.9	515	533	547	558	564
11R	15.7	478	495	509	519	524	10-01C	33.2	519	537	552	563	568
11M	13.5	470	487	501	510	516	10-02M	26.7	507	524	539	549	555
12C	16.5	481	498	511	521	527	10-03R	36.0	524	542	556	568	573
12R	16.1	479	496	510	520	525	15-01C	32.5	518	536	550	561	567
12M	16.4	480	497	511	521	526	15-02R	38.0	527	545	560	571	577
13C	18.6	487	504	518	528	534	14C	22.9	498	516	530	540	546
13R	17.5	484	501	515	525	530	14R	34.9	522	540	555	566	571
13M	20.6	492	510	524	534	539	15C	21.9	496	513	527	538	543
HB123-5							15R	27.5	508	526	540	551	557
2	28.0	509	527	541	552	558	16R	24.6	502	520	534	544	550
3	40.0	530	548	563	574	580	16C	24.7	502	520	534	545	550
4	39.4	529	547	562	573	579							

C—核部, M—幔部, R—边部, 下同; HB121-10、HB121-13 和 HB123-5 的 Zr 含量数据引自 Zhang 等(2016)。

表 2 西南天山高压-超高压变质带榴辉岩中榍石 Zr 含量及对应压力下 Zr 温度计计算结果

Table 2 Zr concentrations of titanite in eclogites from HP-UHP metamorphic belt of southwestern Tianshan and the calculation results of Zr-in-titanite

$w(\text{Zr})/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$							$w(\text{Zr})/\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$						
		Zr 温度计计算结果/℃							Zr 温度计计算结果/℃				
		0.5 GPa	1.0 GPa	1.5 GPa	2.0 GPa	2.5 GPa			0.5 GPa	1.0 GPa	1.5 GPa	2.0 GPa	2.5 GPa
HB121-10							3-3	3.72	503	548	594	639	685
3-4	9.61	534	582	629	676	724	3-4	4.54	509	555	601	647	693
5-2	12.10	542	590	638	686	734	HB121-8						
11-2	11.00	539	587	634	682	730	121-8-01	3.10	497	542	587	633	678
19-1	11.10	539	587	635	682	730	121-8-02	4.82	511	557	603	649	695
HB121-13							121-8-03	3.38	500	545	590	636	681
12113-16	3.91	504	550	596	641	687	121-8-05	3.78	503	549	594	640	685
121-13-1	4.40	508	554	600	646	691	121-8-06	3.73	503	548	594	639	685
12113-18	4.64	510	556	602	648	694	121-8-07	5.54	516	562	608	655	701
121-13-3	4.49	509	555	601	646	692	121-8-08	3.37	500	545	590	636	681
12113-19	3.09	497	542	587	632	678	121-8-09	3.87	504	550	595	641	686
12113-20	4.37	508	554	600	645	691	121-8-10	3.63	502	548	593	638	684
12113-21	3.94	505	550	596	641	687	121-8-11	3.35	500	545	590	635	681
121-13-5	4.26	507	553	599	644	690	121-8-12	3.87	504	550	595	641	686
12113-22	3.76	503	549	594	640	685	121-8-13	3.15	498	543	588	633	678
121-13-6	4.09	506	552	597	643	689	121-8-14	3.24	498	544	589	634	679
12113-23	4.27	507	553	599	645	690	121-8-15	3.23	498	544	589	634	679
121-13-8	3.86	504	550	595	641	686	121-8-16	3.35	500	545	590	635	681
121-13-9	3.37	500	545	590	636	681	121-8-17	3.47	501	546	591	637	682
12113-11	3.88	504	550	595	641	686	121-8-18	3.94	505	550	596	641	687
12113-12	4.90	512	558	604	650	696	121-8-19	3.71	503	548	594	639	685
12113-13	3.75	503	549	594	640	685	121-8-20	3.35	500	545	590	635	681
HB121-21							121-8-21	4.60	510	556	601	647	693
1-1	2.98	496	541	586	631	676	121-8-22	4.38	508	554	600	646	691
8-1	3.00	496	541	586	631	676	121-8-23	3.77	503	549	594	640	685
1-2	2.57	491	536	581	626	670	121-8-24	3.56	501	547	592	638	683
8-2	3.10	497	542	587	633	678	HB122-12						
8-3	3.16	498	543	588	633	678	12212-10	3.31	499	544	590	635	680
1-3	4.11	506	552	597	643	689	12212-13	2.93	495	540	585	630	675
8-4	3.18	498	543	588	633	679	12212-15	2.75	493	538	583	628	673
6-1	3.18	498	543	588	633	679	12212-16	3.56	501	547	592	638	683
6-2	3.53	501	547	592	637	683	12212-17	3.15	498	543	588	633	678
5-1	3.33	499	545	590	635	680	12212-19	2.93	495	540	585	630	675
5-2	3.00	496	541	586	631	676	12212-01	2.74	493	538	583	628	673
5-3	3.83	504	549	595	640	686	12212-02	3.12	497	542	588	633	678
5-4	4.05	506	551	597	643	688	12212-20	2.70	493	538	583	627	672
5-5	4.39	508	554	600	646	691	12212-07	3.50	501	546	592	637	682
9-1	3.25	499	544	589	634	680	12212-22	2.96	496	541	586	631	676
9-2	3.72	503	548	594	639	685	12212-23	3.71	503	548	594	639	685
3-1	4.05	506	551	597	643	688	12212-25	2.73	493	538	583	628	673
3-2	3.68	503	548	593	639	684	12212-26	3.31	499	544	590	635	680
9-3	3.29	499	544	589	635	680	12212-09	3.12	497	542	588	633	678
9-4	3.71	503	548	594	639	685	12212-27	3.01	496	541	586	631	677

HB121-10、HB121-13 和 HB121-21 的 Zr 含量数据引自 Zhang 等(2016)。

表 3 西南天山高压-超高压变质带高压脉体中金红石 Zr 含量及对应压力下 Zr 温度计计算结果

Table 3 Zr concentrations of rutiles in HP veins from HP-UHP metamorphic belt of southwestern Tianshan and the calculation results of Zr-in-rutile

$w(\text{Zr})/$ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$		Zr 温度计计算结果/ $^{\circ}\text{C}$					$w(\text{Zr})/$ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$		Zr 温度计计算结果/ $^{\circ}\text{C}$				
		1.0 GPa	1.5 GPa	2.1 GPa	2.5 GPa	2.7 GPa			1.0 GPa	1.5 GPa	2.1 GPa	2.5 GPa	2.7 GPa
HB121-10v							1-5C	53.9	530	548	571	586	594
9-01R	30.9	497	515	537	551	558	1-6M	53.2	529	547	570	585	593
9-02M	33.5	502	520	541	556	563	1-7M	44.8	518	537	559	574	582
9-03C	30.3	496	514	535	550	557	1-8R	43.8	517	536	558	572	580
9-04M	31.9	499	517	538	553	560	HB121-13v						
9-05R	40.8	513	531	553	568	576	1-02R	31.2	498	516	537	551	559
10-01R	29.5	494	512	534	548	555	1-03M	18.2	469	486	507	520	527
10-02M	28.3	492	510	531	546	553	1-01C	26.7	489	507	528	542	549
10-03C	31.9	499	517	538	553	560	1-05M	18.0	468	485	506	520	526
10-04M	25.4	486	504	525	539	546	1-04R	18.5	469	487	507	521	528
10-5R	43.1	516	535	557	571	579	1-06R	26.3	488	506	527	541	548
HB121-21v							1-07M	28.8	493	511	532	547	554
1-1R	25.6	487	504	526	540	547	1-08M	30.3	496	514	535	550	557
1-2C	24.0	483	501	522	536	543	1-09M	42.0	515	533	555	570	578
1-3M	23.1	481	499	520	534	541	1-10C	25.1	486	503	524	539	546
2-1R	33.0	501	519	540	555	562	1-11M	18.6	470	487	508	522	528
2-2C	21.3	477	494	515	529	536	1-12C	26.6	489	507	528	542	549
2-3R	21.1	476	494	515	529	535	HB122-13v						
4-1R	22.1	479	496	517	531	538	1-01R	52.6	528	547	569	584	592
4-2C	23.6	482	500	521	535	542	1-02M	49.3	524	543	565	580	588
3-1R	19.7	473	490	511	525	532	1-03C	51.8	527	546	568	583	591
3-2C	24.1	483	501	522	536	543	1-04M	47.8	522	541	563	578	586
3-3M	20.8	476	493	514	528	535	1-05R	50.4	525	544	566	581	589
3-4R	17.0	465	482	503	517	523	1-06C	51.5	527	545	568	583	591
3-5M	17.1	465	482	503	517	523	1-07M	46.8	521	540	562	577	585
3-6C	19.8	473	490	511	525	532	1-08R	46.8	521	540	562	577	585
5-1C	19.5	472	489	510	524	531	HB123-3v						
5-2R	23.9	483	501	522	536	543	1-03R	43.9	517	536	558	572	580
5-3M	24.5	484	502	523	537	544	1-02M	44.4	518	536	558	573	581
5-4M	24.2	484	501	522	536	544	1-01C	45.0	519	537	559	574	582
5-5R	22.2	479	496	518	532	538	1-04M	41.9	515	533	555	570	577
HB123-5v							1-05R	43.3	516	535	557	572	579
1-1R	30.7	497	515	536	550	558	1.1R	45.6	520	538	560	575	583
1-2M	47.2	522	540	562	577	585	1.2C	49.0	524	542	565	579	588
1-3M	45.7	520	538	560	575	583	1.3R	50.3	525	544	566	581	589
1-4C	59.3	535	554	577	592	600							

所有高压脉体金红石 Zr 含量数据引自 Zhang 等(2016)。

样品 HB121-10 石榴石斑晶中的包体金红石颗粒多具有微米至亚微米的锆石包体,并未得到有效的数据;基质中的金红石大多发育榴石退变质边(图 2a、图 3a),Zr 含量为 27~52 $\mu\text{g/g}$;榴石退变质边结晶不好,以极细粒的榴石集合体形式长在金红石边部,仅得到 4 个数据,榴石的 Zr 含量为 9.6~12.0 $\mu\text{g/g}$ 。样品 HB123-5 中几乎全为金红石(图

2d),但颗粒较小,大多小于 30 μm (图 2d),石榴石斑晶中金红石包体粒度更小,因此所测数据均为基质金红石的,且有效数据很少,只有 5 个,Zr 含量范围为 28~40 $\mu\text{g/g}$;只有个别基质中的金红石发育榴石退变质边(Zhang *et al.*, 2016),且与 HB121-10 相似,榴石结晶并不好,为很多极细粒的榴石组成的集合体,因此并未测到有效数据。样品 HB121-21 基

质中大部分为榍石(图 2c 和图 3b), 榍石的 Zr 含量为 $2.6 \sim 4.5 \mu\text{g/g}$; 基质仅可见金红石的残余体, 且金红石颗粒几乎均小于 $30 \mu\text{m}$ (图 3b), 故并没有得到金红石的有效数据。样品 HB121-13 的石榴石具有明显的核-边结构, 金红石包体主要集中在幔部, 金红石几乎没有发生退变, 且与绿辉石共生(图 3c), 金红石包体的 Zr 含量为 $12 \sim 21 \mu\text{g/g}$; 石榴石边部则较干净, 几乎不包含矿物包体(图 3c); 但基质中几乎全为榍石, 且榍石结晶较好, 仅见部分金红石残余(图 3d), 榍石 Zr 含量范围为 $3.1 \sim 4.9 \mu\text{g/g}$; 仅能检测到的一颗基质金红石的 Zr 含量为 $26 \sim 32 \mu\text{g/g}$ 。样品 HB121-8 基质中几乎全为榍石(图 2e、图 3e), 且结晶较好, 粒径 $10 \sim 100 \mu\text{m}$ 不等, 最大可达 $200 \mu\text{m}$, 榍石的 Zr 含量为 $3.1 \sim 5.5 \mu\text{g/g}$; 部分榍石中仍可见金红石残余(图 3e), 但粒径均小于 30

μm , 未得到有效的数据; 石榴石斑晶中的金红石包体发育较好, 几乎无榍石退变边(图 2e), 且粒径较大, 金红石包体主要集中在幔部, Zr 含量为 $8 \sim 22 \mu\text{g/g}$ 。样品 HB122-12 基质金红石颗粒较大(图 2f、图 3f), 粒径以 $200 \sim 1\,000 \mu\text{m}$ 居多, 最大可达 $2\,000 \mu\text{m}$, Zr 含量范围为 $22 \sim 39 \mu\text{g/g}$; 而石榴石中的金红石包体都具有微米至亚微米级的锆石包体, 未能得到有效的数据; 基质金红石发育榍石退变质边, 且结晶较好, 榍石 Zr 含量为 $2.7 \sim 3.7 \mu\text{g/g}$ 。

高压脉体样品中的金红石都为粗粒巨晶(图 4), 既有棱柱状的(图 4a~4c), 也有浑圆状的(图 4d), 长度为 $0.2 \sim 5 \text{ cm}$ 不等。脉体金红石几乎未发生退变, 仅个别颗粒边部发育一些细小的榍石集合体。金红石晶体中发育定向的钛铁矿针状体, 且裂隙中充填方解石脉体。脉体中金红石的 Zr 含量与

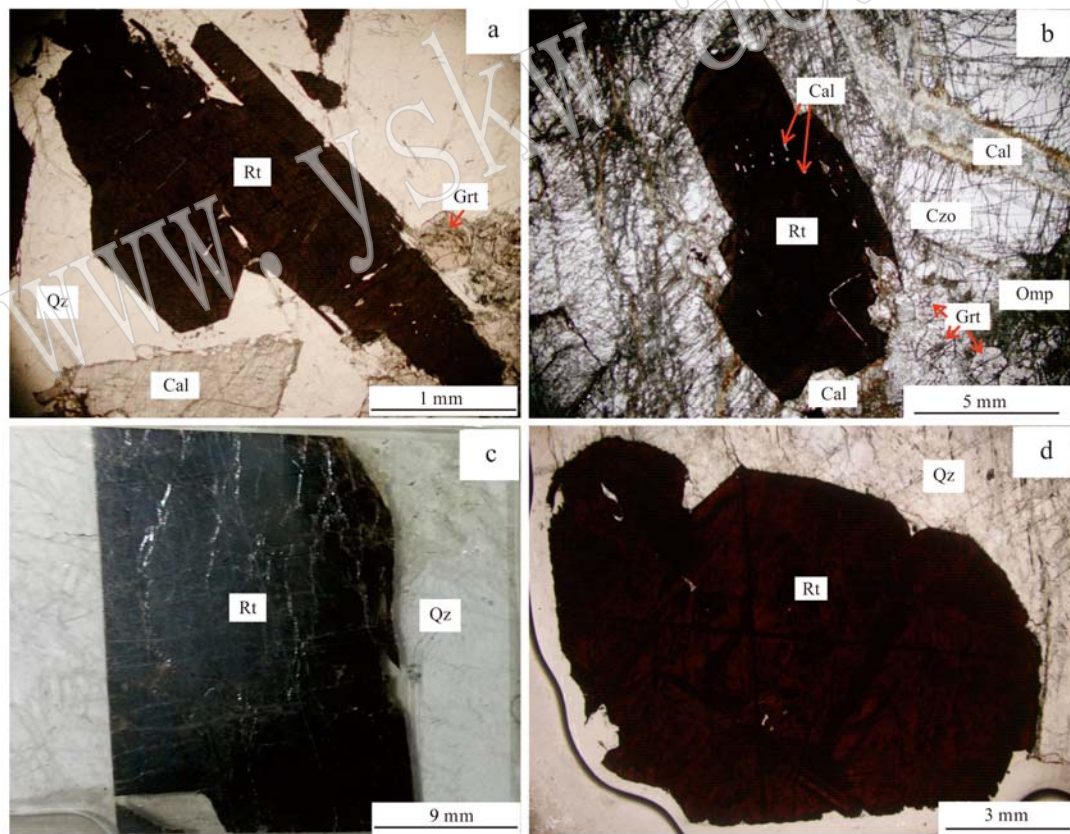


图 4 西南天山高压脉体中粗粒的金红石晶体照片

Fig. 4 Photographs of coarse-grained rutile in HP veins

a—石英脉中棱柱状粗粒的金红石晶体(HB121-10v); b—斜黧帘石脉中粗粒的金红石(HB123-5v); c—石英脉中棱柱状粗粒巨晶金红石(HB122-13v); d—石英脉中浑圆状粗粒金红石(HB123-3v); 矿物缩写同图 2 和图 3

a—coarse-grained prismatic rutile in a quartz vein (HB121-10v); b—coarse-grained rutile in a clinozoisite vein (HB123-5v); c—coarse-grained prismatic rutile in a quartz vein (HB122-13v); d—coarse-grained round rutile in a quartz vein (HB123-3v); mineral abbreviations as for Fig. 2 and 3

榴辉岩中金红石的 Zr 含量相当,甚至偏高一些。脉体金红石在各样品中的 Zr 含量分别为:HB121-10v 中为 25~43 $\mu\text{g/g}$, HB121-13v 中为 18~42 $\mu\text{g/g}$, HB121-21v 中为 17~33 $\mu\text{g/g}$, HB123-5v 中为 31~59 $\mu\text{g/g}$, HB122-13v 中为 47~53 $\mu\text{g/g}$, HB123-3v 中为 42~50 $\mu\text{g/g}$ (表 3)。

无论是榴辉岩中的金红石,还是脉体中的金红石,在颗粒大小允许的条件下,都是将其核部、幔部和边部区分开来进行测试的,但不同部分的 Zr 含量并无明显差别,分析结果基本一致;而 Nb 和 Ta 含量则有从核到边规律性的变化,发生了 Nb-Ta 分异 (Zhang *et al.*, 2016),表明 Zr 在金红石中的配分特性是不同于 Nb 和 Ta 的。

金红石的 Zr 含量受温度和压力两个变量的控制,压力是影响金红石 Zr 含量温度计的一个重要因素 (Ferry and Watson, 2007; Tomkins *et al.*, 2007)。因此 Tomkins 等(2007)对金红石 Zr 温度计进行了压力修正,并提出了更为合理的温度计公式。Zhang 等(2010)的研究也表明在高压-超高压变质岩的研究中,压力在金红石 Zr 温度计的校正中起到了重要作用,经 Tomkins 等(2007)进行压力校正的公式较其他几个公式 (Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Ferry and Watson, 2007) 更准确。榴石 Zr 地质温度计则是根据榴石 Zr 含量、温度、压力和全岩 SiO_2 和 TiO_2 活度建立的 (Hayden *et al.*, 2008),被广泛用于地质温压条件的估算。因此,本文采用 Tomkins 等(2007)的金红石 Zr 温度计公式和 Hayden 等(2008)的榴石 Zr 温度计公式分别对西南天山榴辉岩中的金红石和榴石以及高压脉体中的金红石进行了 Zr 含量温度计算,Zr 含量及其在不同压力下计算出来的温度结果分别见表 1、表 2 和表 3。

4 讨论

榴辉岩各样品中的金红石和榴石的 Zr 含量大多都比较均一。榴辉岩样品 HB121-8 和 HB121-13 所测金红石均为石榴石幔部的金红石包体,金红石 Zr 含量范围比较窄,集中在 10~20 $\mu\text{g/g}$,与 Zhang 等(2010)所报道的西南天山新鲜的含柯石英榴辉岩的 Zr 含量(11~17 $\mu\text{g/g}$)相一致。而 HB121-10、HB122-12 和 HB123-5 所测金红石均为基质金红石,Zr 含量变化相对较大,为 20~50 $\mu\text{g/g}$ 。可见,石榴

石中包体金红石的 Zr 含量普遍低于基质金红石的 Zr 含量,这与 Spear 等(2006)和 Zhang 等(2009)文章中的金红石的 Zr 含量特征一致。由于石榴石的隔绝,基质中的 Zr 不能提供给石榴石中的金红石包体,因此,金红石包体的 Zr 含量不能继续反映温度的增加 (Zhang *et al.*, 2010)。而基质金红石则可以继续吸收基质中的 Zr,继续反映温度的增加 (Zhang *et al.*, 2010),这也与西南天山榴辉岩普遍经历了降压升温的热弛豫过程相符合 (Lü *et al.*, 2009; 2012b; Tian and Wei, 2013, 2014; Du *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2016)。在温度增加的过程中,金红石早期的生长信息很容易被重置,造成核部、幔部和边部的 Zr 含量基本一致。因此,在退变质作用过程中,石榴石中的金红石包体不容易达到再平衡,但是基质中的金红石可以达到再平衡,记录了退变质 p - T 轨迹的信息 (Zhang *et al.*, 2010)。脉体金红石 Zr 含量则与榴辉岩中基质金红石的 Zr 含量相当,甚至偏高一些。除各别样品中的 Zr 含量相对较低 (HB121-13v、HB121-21v),大部分脉体样品的 Zr 含量都集中在 30~60 $\mu\text{g/g}$ 左右,与 Lü 等(2012a)所报道的高压脉体中的金红石 Zr 含量(38~59 $\mu\text{g/g}$)一致。而所测榴辉岩样品中的榴石则均为金红石退变质的产物,各样品间 Zr 含量较均一,除样品 HB121-10 榴石的 Zr 含量较高 (~10 $\mu\text{g/g}$) 外,其余样品中的榴石的 Zr 含量都集中在 3~5 $\mu\text{g/g}$ 之间。至于样品 HB121-10 中榴石的 Zr 含量之所以偏高,很可能与榴石结晶不好有关,其榴石以极细粒的集合体形式围绕金红石生长,在检测时很可能受到了在 LA-ICP-MS 时间分辨图解中都难以辨别的小于亚微米级锆石包体的影响,导致 Zr 含量偏高。

应用 Tomkins 等(2007)的金红石 Zr 温度计需要估计金红石生长的压力,然而,对每一个金红石颗粒都进行压力估算是不可可能的。岩相学研究表明,榴辉岩的柯石英及其假像主要发育于石榴石的幔部 (Lü *et al.*, 2009, 2012a; Lü and Zhang, 2012; Zhang *et al.*, 2016),相平衡模拟的研究结果也表明,幔部对应于榴辉岩的压力峰期,边部对应于温度峰期 (Tian and Wei, 2013, 2014; Du *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2016)。因此,石榴石中幔部的金红石包体应生长于压力峰期,再结合该超高压亚带内普遍发育的柯石英 (Lü *et al.*, 2008, 2009, 2012a, 2012b; Lü and Zhang, 2012; Yang *et al.*, 2013; 田

作林等, 2016), 将压力定为 2.7~3.0 GPa 是比较合理的, 对应的峰期变质温度为 480~540℃, 这样低的温度结果与石榴石中保存的硬柱石和硬柱石假像以及蓝闪石在峰期矿物组合中的出现相一致, 表明西南天山为典型的冷俯冲大洋壳 (Lü *et al.*, 2009)。基质金红石则与石榴石边部平衡共生, 经历了升温降压的热弛豫过程, 很可能代表温度峰期, 结合榴辉岩相平衡模拟的结果, 温度峰期的压力为 2.4~2.7 GPa (Zhang *et al.*, 2016), 金红石 Zr 温度计对应的温度为 530~590℃。至于高压脉体, 根据其中钠云母-多硅白云母的出现, 限制了其形成的压力为 > 1.5 GPa (Roux and Hovis, 1996; Coggon and Holland, 2002), 根据变质反应 $Pg = Jg + Ky + H_2O$ 限制了其最大压力为 2.1 GPa, 再结合相平衡模拟给出的大致温压条件 1.9~2.1 GPa、570~590℃ (Tian and Wei, 2013; Zhang *et al.*, 2016), 将高压脉体的压力设定为 1.5~2.1 GPa 是比较合理的, 对应的脉体金红石 Zr 温度计算出的温度范围为 540~580℃, 与 Lü 等(2012a)的研究结果基本一致。

对于金红石 Zr 温度计来说, 榴辉岩和高压脉体中的金红石、石英和锆石三者均共存于同一体系, ZrO_2 和 SiO_2 的活度均为 1, 这也是 Tomkins 等 (2007) 的金红石 Zr 温度计得以应用的前提。但对于榍石 Zr 温度计来说, 将 TiO_2 和 SiO_2 的活度设为 1, 则在 1.0~2.0 GPa 时计算出来的温度约为 600~700℃, 明显高于西南天山榴辉岩的温度 (< 600℃)。Zhang 等(2016)的研究表明, 榍石的稳定域较大, 在约 2.0 GPa、570℃ 左右即可开始形成, 与高压脉体几乎同时或稍晚一些。考虑到高压脉体由榴辉岩中的硬柱石脱水作用形成 (Lü *et al.*, 2012; Tian and Wei, 2013; Zhang *et al.*, 2016), 脱水作用伴随着大量的脱硅(Si)以形成石英脉, 这样榴辉岩中 SiO_2 的活度明显降低, 而且高场强元素(Ti、Nb 和 Ta)在该脱水过程中也随之发生了迁移, 在脉体中沉淀出金红石 (Zhang *et al.*, 2016), 造成榴辉岩中 TiO_2 的活度也随之降低, 因此将榍石 Zr 温度计公式中的 SiO_2 和 TiO_2 的活度均设为 0.5 来进行计算是比较合理的 (Hayden *et al.*, 2008)。即便如此, 在 1.5~2.0 GPa 的压力下, 榍石 Zr 温度计所得温度范围为 590~660℃ 左右, 仍明显高于该区的变质温度; 而在 1.0~1.5 GPa 的压力下, 所得温度范围为 540~600℃, 较为合理。也就是说榍石很有可能是在 2.0 GPa 开始形成, 但到达 1.0~1.5 GPa 的条件下才达

到平衡。再结合西南天山绿帘-角闪岩相脉体中金红石的 Zr 含量为 52~66 $\mu\text{g/g}$ (Chen *et al.*, 2013), 其金红石 Zr 等值线与本文退变质榍石 Zr 等值线在约 1.0 GPa 相交, 进一步说明榍石有可能在约 1.0 GPa 时才达到平衡, 对应的温度为约 540~560℃。

根据以上 4 个阶段的分析结果, 可以得出西南天山榴辉岩一个较完整的 p - T 轨迹(图 5), 该 p - T 轨迹与相平衡模拟的结果相一致 (Zhang *et al.*, 2016)。图 5 中, 金红石和榍石 Zr 等值线是温度和压力的函数 (Tomkins *et al.*, 2007; Hayden *et al.*, 2008), 红色等值线是金红石 Zr 等值线, 橙色是榍石 Zr 等值线; 金红石-榍石的稳定域及变质相边界的底图据 John 等 (2011); 半透明的菱形代表西南天山超高压榴辉岩及其高压脉体中的金红石和榍石 Zr 温度计所限定的温度。石榴石幔部的金红石包体 Zr 含量最低, 生长于压力峰期; 基质金红石随温度增加 Zr 含量增加, 很可能在温度峰期达到了退变质再平衡, 记录了温度峰期的变质条件; 切穿榴辉岩的高压脉体中的金红石 Zr 含量则与榴辉岩中基质金红石的 Zr 含量相当, 甚至偏高一些, 记录了近等温降压的过程; 而榴辉岩中退变质的榍石则进一步降压, 记录了绿帘角闪岩相的温压条件。可见, 最低的金红石 Zr 含量对应的却是最高的压力, 而 Zr 含量相近的基质金红石和脉体金红石记录了不同压力下相似的温度, 这也表明压力对金红石的 Zr 温度计的影响远大于温度的影响 (Zhang *et al.*, 2010)。所以, 压力在金红石 Zr 温度计的校正中确实起到了非常重要的作用。

除了温度、压力、活度和退变质流体的影响外, 扩散作用也是金红石中 Zr 元素能否保存的重要因素 (Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Cherniak *et al.*, 2007)。而实验研究表明元素 Zr 在金红石中的扩散速率较慢 (Cherniak *et al.*, 2007)。Zhang 等(2016)通过计算得出一个 100 μm 的金红石颗粒在 600℃ 下的 Zr 的完全扩散重置需要 481 Ma, 而且西南天山的变质温度通常小于 600℃, 所以元素 Zr 在西南天山金红石中的扩散是非常有限的, 扩散作用的影响可以忽略不计。

综上所述, 在对金红石和榍石 Zr 温度计的应用时, 要做到具体情况具体分析, 结合细致的岩相学观察, 区分不同阶段、不同介质中的金红石和榍石, 综合考虑压力、活度、扩散速率、退变质作用和流体影

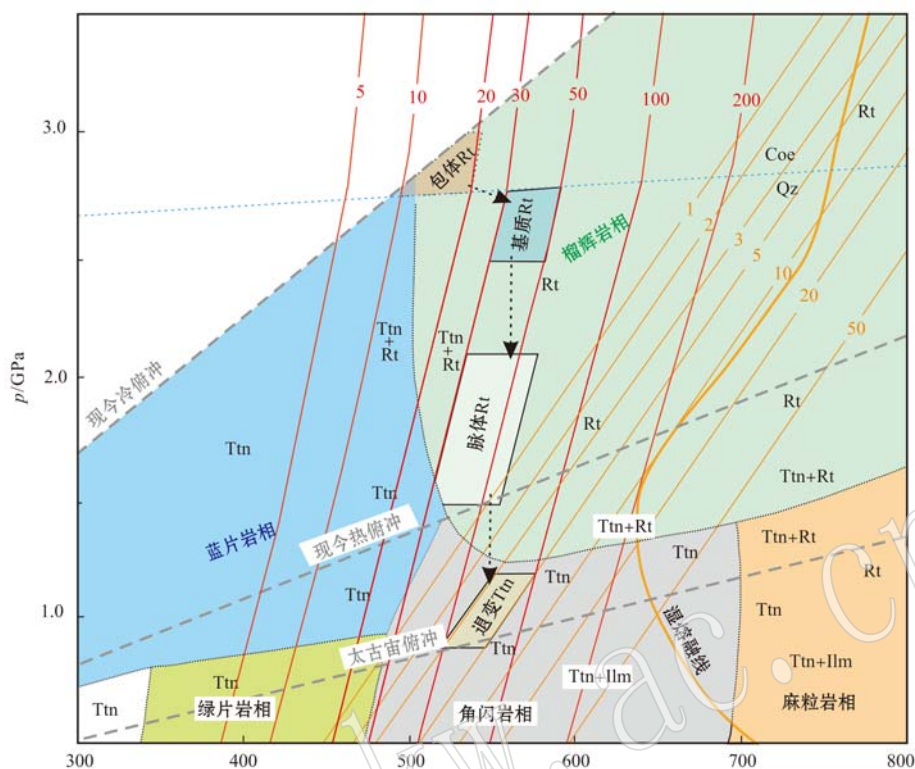


图 5 金红石和榍石 Zr 温度计所限定的西南天山超高压榴辉岩变质作用 p - T 轨迹

Fig. 5 p - T path diagram of UHP eclogites from southwestern Tianshan UHP eclogite inferred from Zr-in-rutile and Zr-in-titanite

矿物缩写: Coe—柯石英; Ilm—钛铁矿; 其他同图 2 和图 3

Mineral abbreviation: Coe—coesite; Ilm—ilmenite; the others as for Fig. 2 and 3

响等方面的因素,金红石和榍石 Zr 温度计是可以给出比较精确的温压估算和 p - T 轨迹的。

致谢 感谢匿名评审人建设性的修改意见,感谢耿元生研究员细致的编辑与修改。

5 结论

榴辉岩中石榴石幔部的金红石包体生长于压力峰期阶段,金红石 Zr 温度计计算的结果为 480~540°C、2.7~3.0 GPa;基质金红石则反映了温度的继续增加,很可能在温度峰期达到了退变质再平衡,金红石 Zr 温度计给出的温压条件为 530~590°C、2.4~2.7 GPa,记录了退变质的信息;高压脉体中的金红石生长于退变质榴辉岩相阶段,金红石 Zr 温度计给出的结果为 540~580°C、1.5~2.1 GPa,记录了近等温降压过程;榍石为金红石退变质的产物,在约 1.0 GPa 的条件下达到平衡,榍石 Zr 温度计给出的温度为 540~560°C,记录了进一步的近等温降压过程。金红石和榍石 Zr 温度计给出了西南天山较精确的温压条件和较完整的顺时针 p - T 轨迹,且与平衡模拟所限定的 p - T 轨迹相一致。

References

- Beinlich A, Klemm R, John T, *et al.* 2010. Trace-element mobilization during Ca-metasomatism along a major fluid conduit: eclogitization of blueschist as a consequence of fluid-rock interaction[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 1892~1922.
- Chen Zhenyu, Yu Jinjie, Xu Yu, *et al.* 2006. The trace element of rutile from eclogites by EPMA[J]. *Journal of Chinese Electron Microscopy Society*, 25: 295~296(in Chinese).
- Chen Z Y, Zhang L F, Du J X, *et al.* 2013. Zr-in-rutile thermometry in eclogite and vein from southwestern Tianshan, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 63: 70~80.
- Cherniak D J, Mancktelow J and Watson E B. 2007. Zr and Hf diffusion in rutile[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 267~279.
- Coggon R and Holland T J B. 2002. Mixing properties of phengitic mi-

- cas and revised garnet-phengite thermobarometers[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 683~696.
- Du J X, Zhang L F, Bader T, *et al.* 2014. Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure rocks from Chinese southwestern Tianshan and a possible indicator of UHP metamorphism using garnet composition in low-T eclogites[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91: 69~88.
- Ferry J M and Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>.
- Gao J and Klemm R. 2001. Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition: evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 1~14.
- Gao J, John T, Klemm R, *et al.* 2007. Mobilization of Ti-Nb-Ta during subduction: evidence from rutile-bearing dehydration segregations and veins hosted in eclogite, Tianshan, NW China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 4 974~4 996.
- Gao Xiaoying and Zheng Yengfei. 2011. On the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(2): 417~432. (in Chinese with English abstract).
- Gao X Y, Zheng Y F, Chen Y X, *et al.* 2012. Geochemical and U-Pb age constraints on the occurrence of polygenetic titanites in UHP metagranite in the Dabie orogen[J]. *Lithos*, 136~139: 93~108.
- Gao X Y, Zheng Y F, Xia X P, *et al.* 2014. U-Pb ages and trace elements of metamorphic rutile from ultrahigh-pressure quartzite in the Sulu orogen[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 143: 87~114.
- Guo J L, Gao S, Wu Y B, *et al.* 2014. Titanite evidence for Triassic thickened lower crust along southeastern margin of North China Craton[J]. *Lithos*, 206~207: 277~288.
- Hayden L A, Watson E B and Wark D A. 2008. A thermobarometer for sphene (titanite)[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155 (4): 529~540.
- Jiao S J, Guo J H and Mao Q. 2011. Application of Zr-in-rutile thermometry: a case study from ultrahigh-temperature granulites of the Khondalite belt, North China Craton[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162: 379~393.
- John T, Klemm R, Gao J, *et al.* 2008. Trace element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China)[J]. *Lithos*, 103: 1~24.
- John T, Klemm R, Klemm S, *et al.* 2011. Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite-rutile transition[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161: 35~45.
- Li J L, Gao J, John T, *et al.* 2013. Fluid-mediated metal transport in subduction zones and its link to arc-related giant ore deposits: constraints from a sulfide-bearing HP vein in lawsonite eclogite (Tianshan, China)[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 120: 326~362.
- Li J L, Klemm R, Gao J, *et al.* 2015. A common high-pressure metamorphic evolution of interlayered eclogites and metasediments from the 'ultrahigh-pressure unit' of the Tianshan metamorphic belt in China[J]. *Lithos*, 226: 169~182.
- Lü Z, Bucher K and Zhang L F. 2013. Omphacite-bearing calcite marble and associated coesite-bearing pelitic schist from the meta-ophiolitic belt of Chinese western Tianshan[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 76: 37~47.
- Lü Z, Bucher K, Zhang L F, *et al.* 2012b. The Habutengsu metapelites and metagreywackes in western Tianshan, China: metamorphic evolution and tectonic implications[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 30: 907~926.
- Lü Z and Zhang L F. 2012. Coesite in the eclogite and schist of the Atantayi Valley, southwestern Tianshan, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 57: 1 467~1 472.
- Lü Z, Zhang L F and Chen Z Y. 2014. Jadeite- and dolomite-bearing coesite eclogite from western Tianshan, NW China[J]. *European Journal of Mineralogy*, 26: 245~256.
- Lü Z, Zhang L F, Du J X, *et al.* 2008. Coesite inclusions in garnet from eclogitic rocks in western Tianshan, northwest China: convincing proof of UHP metamorphism[J]. *American Mineralogist*, 93: 1 845~1 850.
- Lü Z, Zhang L F, Du J X, *et al.* 2009. Petrology of coesite-bearing eclogite from Habutengsu Valley, western Tianshan, NW China and its tectonometamorphic implication[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 27: 773~787.
- Lü Z, Zhang L F, Du J X, *et al.* 2012a. Petrology of HP metamorphic veins in coesite-bearing eclogite from western Tianshan, China: Fluid processes and elemental mobility during exhumation in a cold subduction zone[J]. *Lithos*, 136~139: 168~186.
- Miller C, Zanetti A and Thöni M. 2007. Eclogitisation of gabbroic rocks: redistribution of trace elements and Zr in rutile thermometry in an Eo-Alpine subduction zone (Eastern Alps)[J]. *Chemical Geology*, 239: 96~123.
- Roux J and Hovis G L. 1996. Thermodynamic mixing models for mus-

- covite-paragonite solutions based on solution calorimetric and phase equilibrium data[J]. *Journal of Petrology*, 37: 1 241~1 254.
- Spear F S, Wark D A and Cheney J T. 2006. Zr-in-rutile thermometry in blueschists from Sifnos, Greece[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 375~385.
- Tian Z L and Wei C J. 2013. Metamorphism of ultrahigh-pressure eclogites from the Kebuerte Valley, South Tianshan, NW China: phase equilibria and P-T path[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 31: 281~300.
- Tian Z L and Wei C J. 2014. Coexistence of garnet blueschist and eclogite in the South Tianshan, NW China: dependence of P-T evolution and bulk-rock composition[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 32: 743~764.
- Tian Zuolin, Wei Chunjing and Zhang Zeming. 2016. Petrology and metamorphic p - T path of coesite-bearing pelitic schist from southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 35(2): 265~275 (in Chinese with English abstract).
- Tomkins H S, Powell R and Ellis D J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 25: 703~713.
- van der Straaten F, Schenk V, John T, *et al.* 2008. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): implications for fluid-rock interaction in the subduction channel[J]. *Chemical Geology*, 255: 195~219.
- Watson E B, Wark D A and Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 413~433.
- Whitney D L and Evans B W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals[J]. *American Mineralogist*, 95: 185~187.
- Yang X, Zhang L F, Tian Z L, *et al.* 2013. Petrology and U-Pb zircon dating of coesite-bearing metapelite from the Kebuerte Valley, western Tianshan, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70~71: 295~307.
- Zack T, Moraes R and Kronz A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 471~488.
- Zhang G B, David J E, Andrew G C, *et al.* 2010. Zr-in-rutile thermometry in HP/UHP eclogites from western China[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-009-0486-2>.
- Zhang Lifei, Ai Yongliang, Li Qiang, *et al.* 2005. The formation and tectonic evolution of UHP metamorphic belt in southwestern Tianshan, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(4): 1 029~1 038 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L F, Du J X, Lü Z, *et al.* 2013. A huge oceanic-type UHP metamorphic belt in southwestern Tianshan, China: Peak metamorphic age and P-T path[J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(35): 1~6.
- Zhang L F, Gao J, Ekebair S, *et al.* 2001. Low temperature eclogite facies metamorphism in Western Tianshan, Xinjiang[J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 44: 85~96.
- Zhang Lifei, Lü Zeng, Li Xuping, *et al.* 2007. A comparative study on the UHP metamorphic ophiolitic rocks in Zermatt-Saas Zone, Western Alps and Western Tianshan, China[J]. *Geological Journal of China Universities*, 13(3): 498~506 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L J, Zhang L F, Lü Z, *et al.* 2016. Nb-Ta mobility and fractionation during exhumation of UHP eclogite from southwestern Tianshan, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 122: 136~157.
- Zhang R Y, Iizuka Y, Ernst W G, *et al.* 2009. Metamorphic P-T conditions and thermal structure of Chinese Continental Scientific Drilling main hole eclogites: Fe-Mg partitioning thermometer vs. Zr-in-rutile thermometer[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 27: 757~772.
- Zheng Y F, Gao X Y, Chen R X, *et al.* 2011. Zr-in-rutile thermometry of eclogite in the Dabie orogen: Constraints on rutile growth during continental subduction-zone metamorphism[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40: 427~451.

附中文参考文献

- 陈振宇, 余金杰, 徐 钰, 等. 2006. 榴辉岩中金红石的微量元素电子探针分析[J]. *电子显微镜学报*, 25: 295~296.
- 高晓英, 郑永飞. 2011. 金红石 Zr 和锆石 Ti 含量地质温度计[J]. *岩石学报*, 27: 417~432.
- 田作林, 魏春景, 张泽明. 2016. 新疆西南天山含柯石英泥质片岩的岩石学特征及变质作用 p - T 轨迹[J]. *岩石矿物学杂志*, 35(2): 265~275.
- 张立飞, 艾永亮, 李 强, 等. 2005. 新疆西南天山超高压变质带的形成与演化[J]. *岩石学报*, 21(4): 1 029~1 038.
- 张立飞, 吕 增, 李旭平, 等. 2007. 西阿尔卑斯 Zermatt-Saas 洋壳深俯冲超高压变质带与我国新疆西南天山超高压变质带的比较[J]. *高校地质学报*, 13(3): 498~506.