中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 5 期: 884 ~ 900
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

新疆西南天山科克苏河新发现榴辉岩岩石学特征和相平衡研究及其地质意义

夏彬, 张立飞*, 夏阳

北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871
* 联系人, E-mail: lfzhang@pku.edu.cn

收稿日期: 2013-04-10; 接受日期: 2013-08-28; 网络版发表日期: 2014-04-15
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2009CB825007)和国家自然科学基金项目(批准号: 41121062, 41272069)资助

摘要 西南天山高压-超高压变质带东段特克斯县科克苏河一带首次发现了榴辉岩和含绿辉石的蓝片岩, 通过详细的岩石学研究, 并运用 THERMOCALC 软件、在 MnNC(K)FMASHO 体系下对其进行了相平衡模拟. 选择的样品为新鲜的榴辉岩 TK003, 含绿辉石包体的蓝片岩 TK026-8 及退变榴辉岩 TK027. 3 个样品石榴石成分均显示出从核部到边部 X_{py} 和 X_{grs} 逐渐升高, X_{sps} 不断降低的变质生长环带特征. 相平衡模拟结果显示, 榴辉岩和蓝片岩经历了相似的 *P-T* 演化轨迹, 早期近等压条件下升温至峰期, 达到榴辉岩相变质作用温压范围, 峰期温压条件为 *T*=480~515℃, *P*=2.0~2.3 GPa; 而后在近等温条件下快速降压, 退变初期经历的温压条件为 515~519℃, 1.78~1.93 GPa. 不同样品中变质矿物组合及其含量的不同主要受全岩成分控制的退变路径不同所引起, 此外还可能与体系含水量有关. 峰期温压条件及其地热梯度(6~7℃ km^{-1})表明科克苏河流域出露的高压变质岩石同样经历了冷俯冲榴辉岩相变质作用, 它与西端的昭苏境内的榴辉岩-蓝片岩带相连, 构成了东西向长约 200 km 的榴辉岩相变质带. 但在该区并未发现超高压变质矿物, 说明西南天山东段的科克苏河一带可能没有俯冲到达发生超高压变质作用的深度.

关键词
蓝片岩
榴辉岩
相平衡模拟
西南天山科克苏河谷

高压超高压变质带作为板块俯冲、碰撞造山和折返过程的产物, 有关其研究对于探讨板块构造的发生发展过程和地球动力学演化都具有重要意义. 根据原岩类型及产出位置, Maruyama 等(1996)将全球的高压变质带分为了 A 型(碰撞型)和 B 型(科迪勒拉型)两种, 其中 A 型原岩以被动陆缘岩石组合为特征, B 型则以活动陆缘发育的高压增生混杂岩为特征. 其与 Ernst 等(1995)划分的阿尔卑斯型和环太平洋型类似, 并由 Song 等(2006)简化为大陆型和大洋型两种类型. 全球范围内, UHP 地体多见于陆陆俯冲碰撞过程中(Liou 等, 2004; Zhang L F 等, 2007), 而洋壳深俯冲超高压变质带相对于大陆型超高压变质带出露较少(Maruyama 等, 1996; Ernst 等, 1995), 这可能与其较大的密度不易折返到地表位置有关(Liou 等, 1998; Ernst, 2001; Zhang L F 等, 2007). 因此, 洋壳俯冲 UHP 变质地体的俯冲折返机制得到了众多地质学家的关

中文引用格式: 夏彬, 张立飞, 夏阳. 2014. 新疆西南天山科克苏河新发现榴辉岩岩石学特征和相平衡研究及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 44: 884–900
英文引用格式: Xia B, Zhang L F, Xia Y. 2014. Petrology and phase equilibrium of newly found eclogites from Kekesu Valley in eastern part of southwest Tianshan HP-UHP metamorphic belt, China, and its tectonic significance. Science China: Earth Sciences, 57: 117–131, doi: 10.1007/s11430-013-4663-9

注(Zhang R Y 等, 2007; Song 等, 2007; Bucher 等, 2005). 到目前为止, 中国境内已发现了 6 条超高压变质带(Zhang R Y 等, 2007; 张丁丁等, 2011; Zheng 等, 2012), 这其中仅西南天山变质带代表了典型洋壳俯冲类型的 HP/UHP 变质带(Zhang L F 等, 2007; Ai 等, 2006).

西南天山蓝片岩-榴辉岩带的研究始于 20 世纪 70 年代新疆地质局区域地质调查工作, 提出了西天山可能具有变质双带特征, 可以作为板块缝合线[1]. 继而在 80 年代末 90 年代初受到中外地质学家的关注(Coleman, 1989; 董申保, 1989; 王作勋等, 1990; 肖序常等, 1994). 近些年来, 榴辉岩及超高压变质证据的发现使该区再次成为研究的热点区域(高俊, 1997; 张立飞等, 2000; Zhang 等, 2002a, 2002b, 2003, 2005, 2009; LÜ 等, 2008, 2009, 2012a; Wei 等, 2009a; Yang 等, 2013; 张立飞等, 2008; Lin 和 Enami, 2006; Lin 等, 2009; Wang 等, 2010).

前人的工作重点主要集中在西南天山西侧的昭苏县境内木扎尔特河、阿克牙孜河和哈布滕苏河流域一带, 这也是榴辉岩的主要出露区. 而对东侧特克斯县境内的科克苏河流域(图 1(b)), 迄今为止, 尚无关于榴辉岩的报道. 前人研究认为, 变质带东侧地区岩石类型主要为蓝片岩、绿片岩和少量的大理岩夹层, 其中蓝片岩中除钠质闪石和多硅白云母外, 尚未发现其他诸如硬柱石、硬绿泥石和绿辉石等高压变质矿物, 估算的变质条件为 450℃和 0.9~1.0 GPa, 认为科克苏河一带的蓝片岩经历了绿帘蓝片岩相变质作用(Gao 等, 1995).

本文研究在西南天山东侧科克苏河流域一带发现了榴辉岩及含绿辉石包体的蓝片岩、含硬绿泥石多硅白云母蓝片岩, 并通过 THERMOCALC 3.33 软件对其中的两个榴辉岩和一个含绿辉石包体的蓝片岩样品进行了相平衡模拟, 以确定其变质温压条件.

1 区域地质背景

新疆西南天山榴辉岩-蓝片岩带位于昭苏县和科克苏县境内, 夹持于塔里木板块和伊犁-中天山板块之间, 西起夏特地区的木扎尔特河流域, 向东延伸到科克苏河上游, 并尖灭于巴音布鲁克盆地, 全长约 200 km(图 1(a)). 境外向西可能途经吉尔吉斯斯坦境内的 Atbashy 蓝片岩-榴辉岩带(Tagiri 等, 1995), 而与塔吉克斯坦境内的 Fan-Karategin 蓝片岩带相连(Volkova 和 Budanov, 1999), 东西绵延约 1500 km, 是横亘中亚的巨型高压-超高压变质带.

研究区位于西南天山榴辉岩-蓝片岩带的东段科克苏河一带(图 1(a)). 前人在该区所做的工作显示该低 *dT*/*dP* 变质带的岩石类型主要以蓝片岩和绿片岩为主(肖序常等, 1994; Gao 等, 1995). 蓝片岩一般呈夹层状、团块状或透镜状断续出现在绿片岩中. 矿物组合显示蓝片岩可能经历了绿帘蓝片岩相变质作用, 估算的峰期温压条件大致为 450℃和 0.9~1.0 GPa (Gao 等, 1995). 地球化学分析显示基性蓝片岩具有洋中脊玄武岩的原岩特征, 且以 E-MORB 为主而 N-MORB 类型的原岩较少(Gao 等, 1995). 对蓝片岩和石榴云母石英片岩中的白云母进行的 Ar-Ar 测年结果显示科克苏一带高压岩石的退变折返时代大约为 316~345 Ma(Gao 等, 1995; Wang 等, 2010).

通过前人的研究(肖序常等, 1994; Gao 等, 1995; Wang 等, 2010)及我们所做野外填图和地质剖面调查工作, 可以沿西南天山科克苏河流域一带自北向南划分出 3 个岩石构造单元(图 1(b)和 2).

(1) 伊犁-中天山板块南缘带: 主要由古生代花岗岩类和石炭纪火山岩类岩石组成, 前寒武纪基底少量出露.

(2) 高 *dT*/*dP* 变质带, 主要由强烈混合岩化的片麻岩、斑状碎裂花岗岩组成, 局部可见矽线石榴黑云母石英片岩、石榴斜长麻粒岩等高温低压麻粒岩相变质作用岩石. 该变质带南部发生韧性剪切变形作用, 部分花岗岩和闪长岩发生糜棱岩化.

(3) 低 *dT*/*dP* 变质带, 岩石类型主要为蓝片岩和泥质-长英质片岩两大类, 夹少量的大理岩层. 蓝片岩一般呈数米宽的夹层或透镜状、团块状断续出现在泥质-长英质片岩中, 局部可见数厘米至数十厘米的蓝片岩薄层与泥质-长英质片岩交替相间产出. 榴辉岩呈透镜状产于钠长云母片岩和含榴云母片岩中, 0.4 m× 0.6 m, 部分透镜体局部退变成石榴石蓝片岩和石榴阳起片岩, 但中心部分仍保存有榴辉岩相的残余矿物(图 3(a)).

1) 新疆地质局区域地质调查大队五分队. 1987. 区域地质调查报告: 莫合尔幅. 1–149

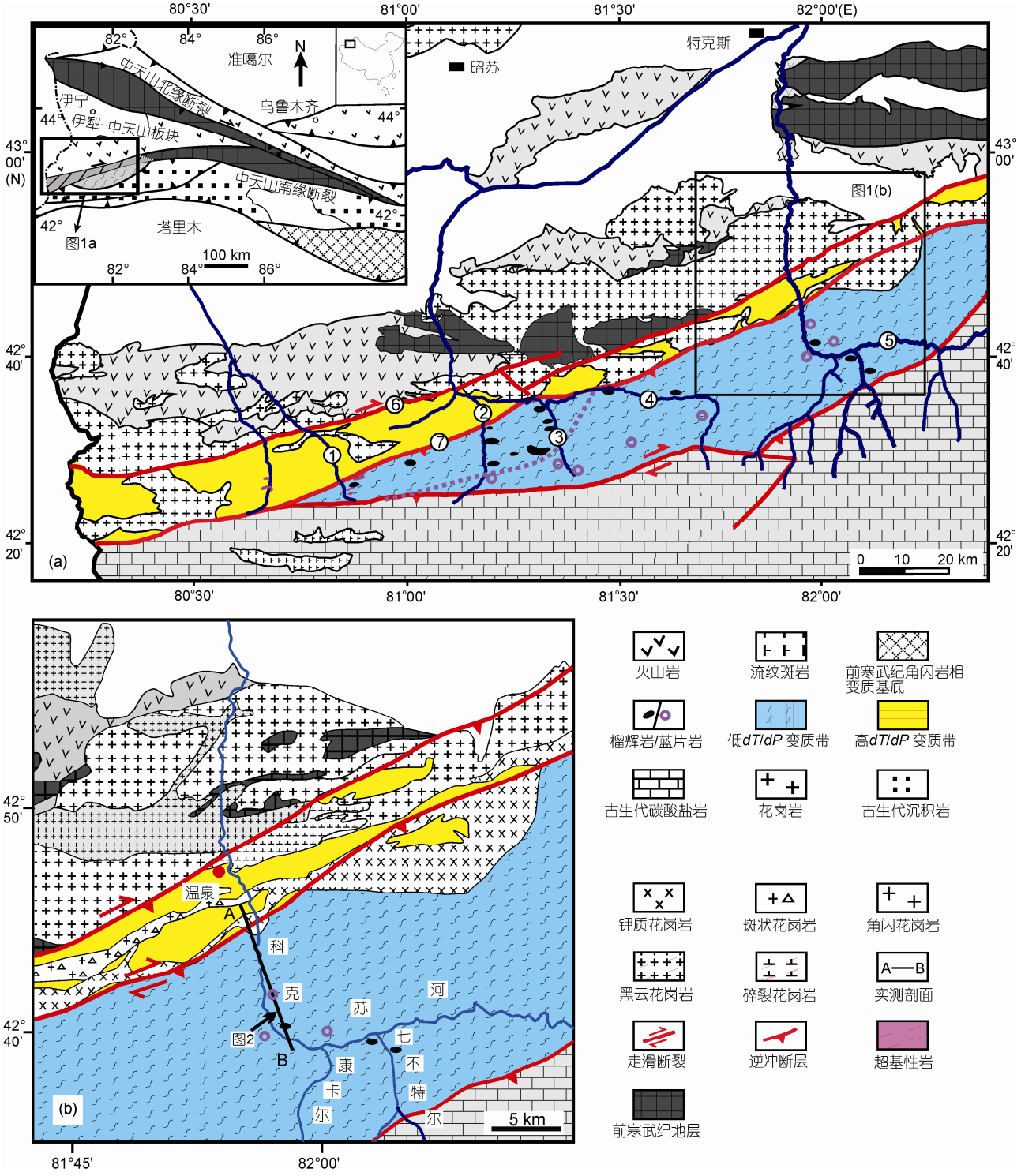

图 1　新疆西南天山 HP/UHP 变质带地质图

改自 Gao 等(1999), Lü 等(2009), Wang 等(2010). (a) 标出了前人在西南天山做过研究的榴辉岩和蓝片岩的出露位置及推测的超高压变质单元和高压变质单元之间的界线. ① 木扎尔特河; ② 科布尔特河; ③ 哈布滕苏河; ④ 阿克牙孜河; ⑤ 科克苏河; ⑥ 那拉提北缘断裂; ⑦ 那拉提南缘断裂. 样品出露位置参考 Zhang 等(2002a, 2002b, 2003, 2005), Du 等(2011a), Wei 等(2009a), Lü 等(2008, 2009, 2012a), Yang 等(2013). (b)中 A 到 B 为野外实测剖面

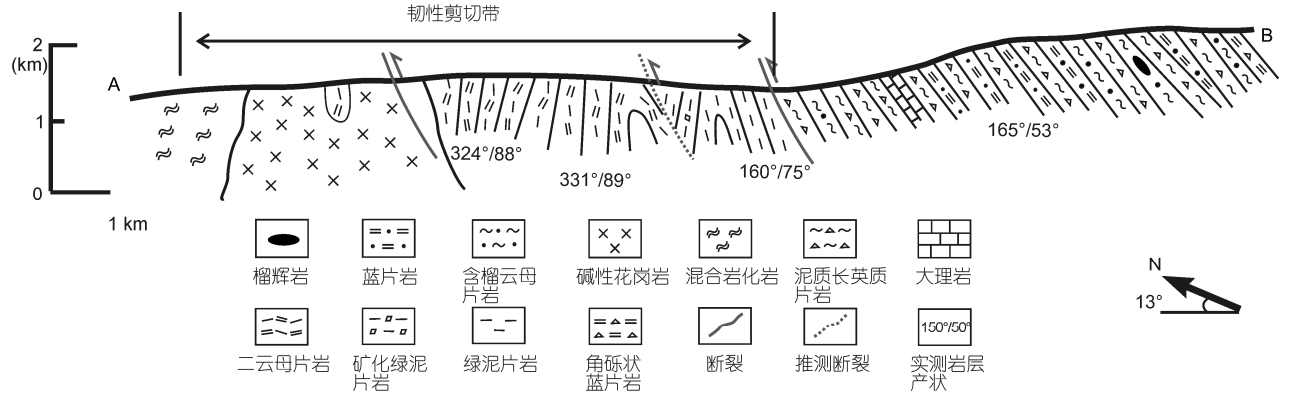

图 2　新疆特克斯县科克苏河一带构造岩性剖面示意图

此外, 在北侧的高 *dT*/*dP* 变质带和南侧的低 *dT*/*dP* 变质带之间发育了一条宽约 8 km 的韧性剪切带(图2), 也即那拉提南缘断裂或中天山南缘断裂(图 1(a); Gao 等, 2009). 沿该韧性剪切带两侧, 热力学机制明显不同的 2 条高温低压变质带和高压低温变质带构成了典型洋壳俯冲变质双带(Ai 等, 2006; Zhang L F 等, 2007).

2　岩相学特征及矿物化学成分

电子探针分析在北京大学地球与空间科学学院教育部造山带与地壳演化重点实验室完成, 所使用的仪器型号为 JEOL JXA-8100, 分析条件为加速电压 15KV、束流 1×10^{-8}A, 除云母束斑直径为 5 μm 外, 其余矿物均为 1 μm, 修正方法 PRZ, 标准样品为美国 SPI 公司的 53 种矿物. 代表性数据如表 1 和 2 所示.

2.1　榴辉岩(样品 TK003)

样品为新鲜的榴辉岩, 斑状变晶结构, 块状构造, 主要矿物组合为石榴石(22%~26%)+单斜辉石(24%~28%)+蓝闪石(12%~15%)+多硅白云母(5%~8%)+绿帘石(14%~15%), 石英含量较少(1%~3%). 此外薄片下还可见少量磷灰石、金红石、榍石和磁铁矿等副矿物.

石榴石粒度 1.5~4 mm, 自形、半自形. 内部包体较多, 以单斜辉石为主, 且主要集中在核部位置(图 3(b)), 表示石榴石在初始生长时包裹了大量同期生长的单斜辉石矿物, 局部可见少量蓝闪石、绿帘石和石英包体. 自核部向边部, 镁铝榴石和钙铝榴石含量逐渐升高, 锰铝榴石含量逐渐降低形成典型“钟形”(图 4), 表现为变质生长环带(Spear, 1993). 总的来说, 石榴石成分以铁铝榴石(X_{alm}=0.663~0.710)和钙铝榴石(X_{grs}=0.208~0.270)为主, 镁铝榴石(X_{py}=0.037~0.062)和锰铝榴石(X_{sps}=0.02~0.049)含量较低(表 1; 图 5(a)).

单斜辉石可分为基质和包体 2 种, 其中基质单斜辉石又分为自形柱状变斑晶(1 mm 左右)和细粒纤状集合体. 包体单斜辉石颗粒细小, 主要分布在石榴石和绿帘石中. 从石榴石核部向边部, 单斜辉石包体硬玉分子含量(Jd)为 16.1~26.8 mol%, 表现为升高趋势, 与石榴石的递进成分环带是一致的; f(o)=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})则不断降低, 但整体值较高, 为 0.729~0.639, 属霓辉石系列(图 5(b)). 绿帘石中包体常呈退变残余状, 且保持同一消光位, 表明绿帘石可能是单斜辉石的退变产物, 单斜辉石包体 Jd=30.40 mol%, f(o)值为 0.529, 介于霓辉石和绿辉石之间. 基质中自形柱状单斜辉石具成分环带, 从核到边 Jd 值整体呈升高趋势, 为 26.60~31.80 mol%, 相应 f(o)值整体呈降低趋势, 为 0.494~0.683, 核部投于霓辉石区域, 边部为绿辉石(图 5(b)). 基质中细粒纤状单斜辉石 f(o)值较低, 为 0.406, 硬玉分子含量高达 36.4 mol%, 属绿辉石. 总的来说, 从作为石榴石包体到基质矿物, 从柱状自形晶核部到边部再到基质细粒矿物, 绿辉石 Jd 值不断升高, 石榴石内包体和自形晶核部位置投影在霓辉石区域, 而自形晶边部和基质纤柱状矿物成分投在了绿辉石区域(图5(b)), 这一成分上的变化可能指示了环境温度的不断升高(Wei 等, 2009b).

蓝闪石自形且具有明显的成分环带(图 3(c)), 从核部到边部颜色由深到浅再到深, 对应 F(gl)=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})值从由高到低(0.13~0.06)再升高(0.15), 指示压力先升高然后降低的趋势(Brown, 1977)(表 1;

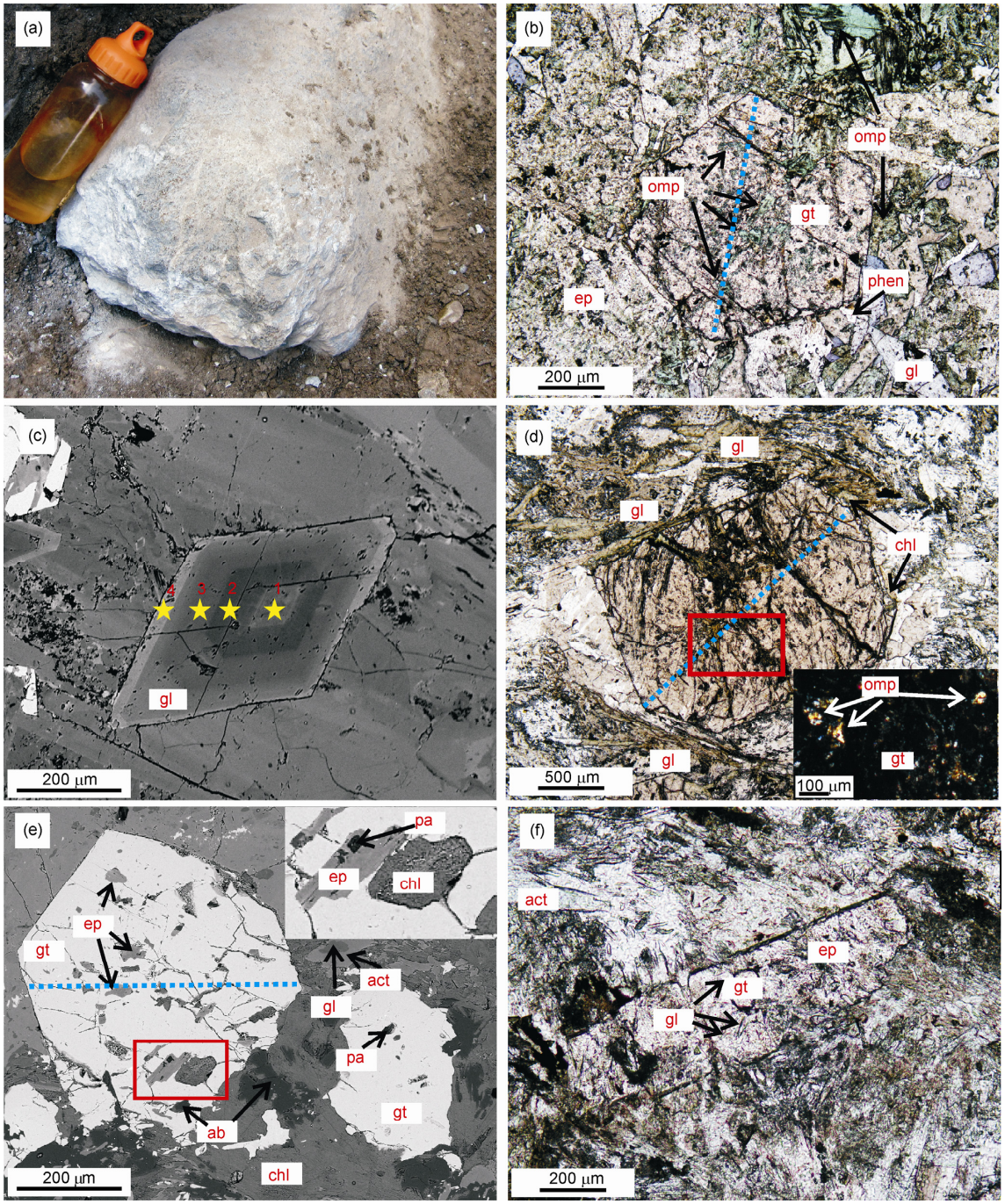

图 3　榴辉岩野外产状及其在显微镜和 BSE 下的照片

(a) 透镜状形态的榴辉岩, 水杯长度约为 23 cm; (b) 新鲜榴辉岩(样品 TK003)自形石榴石变斑晶, 内部包裹体多且以绿辉石为主, 自核向边包体减少; (c) 新鲜榴辉岩(样品 TK003)中自形蓝闪石的成分环带(BSE); (d) 含绿辉石蓝片岩(样品 TK026-8)中自形石榴石变斑晶, 内部有绿辉石、蓝闪石、绿帘石+钠云母、榍石和金红石等矿物包体, 局部可见绿泥石冠状边, 右下图是对石榴石的局部放大, 可见一级黄干涉色的绿辉石包体; (e) 退变榴辉岩(样品 TK027), 残破的石榴石变斑晶, 内部包体以绿帘石为主, 局部可见呈硬柱石假象的绿帘石+钠云母的矿物组合,破碎处为绿泥石+钠长石, 基质中还可见蓝闪石退变为阳起石; (f) 变榴辉岩(样品 TK027), 柱状变斑晶绿帘石中包裹石榴石和蓝闪石等矿物, 基质中可见自形针柱状阳起石. gt, 石榴石; omp, 绿辉石; gl, 蓝闪石; ep, 绿帘石; phen, 多硅白云母; pa, 钠云母; spn, 榍石; rt, 金红石; chl, 绿泥石; law, 硬柱石; ab, 钠长石; act, 阳起石

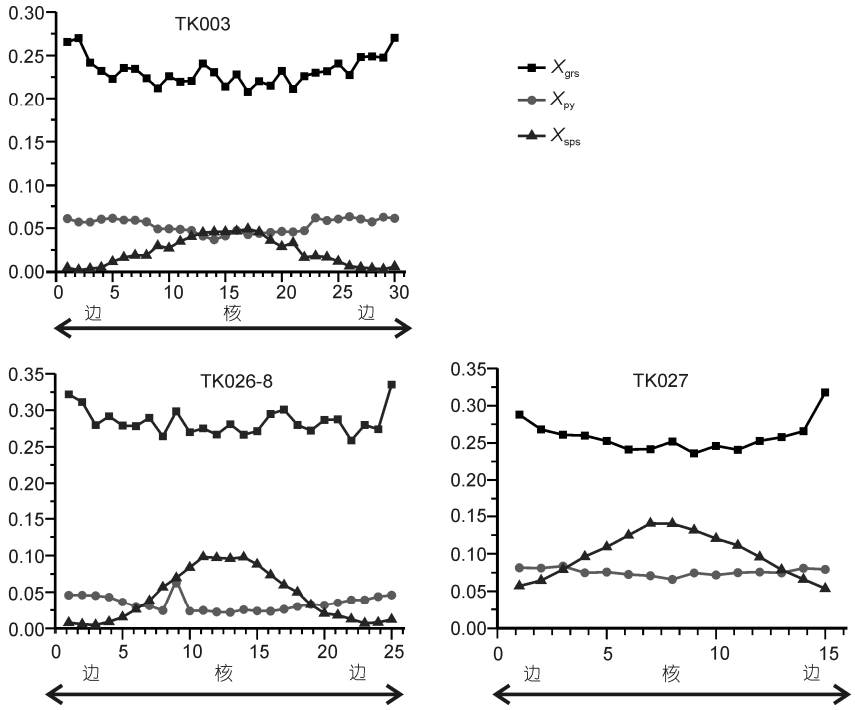

图 4　石榴石成分环带图

X_{grs}=Ca/(Fe^{2+}+Mn+Mg+Ca); X_{sps}=Mn/(Fe^{2+}+Mn+Mg+Ca); X_{py}=Mg/(Fe^{2+}+Mn+Mg+Ca). 样品 TK003: 新鲜榴辉岩; 样品 TK026-8: 含绿辉石的蓝片岩; 样品 TK027: 退变榴辉岩

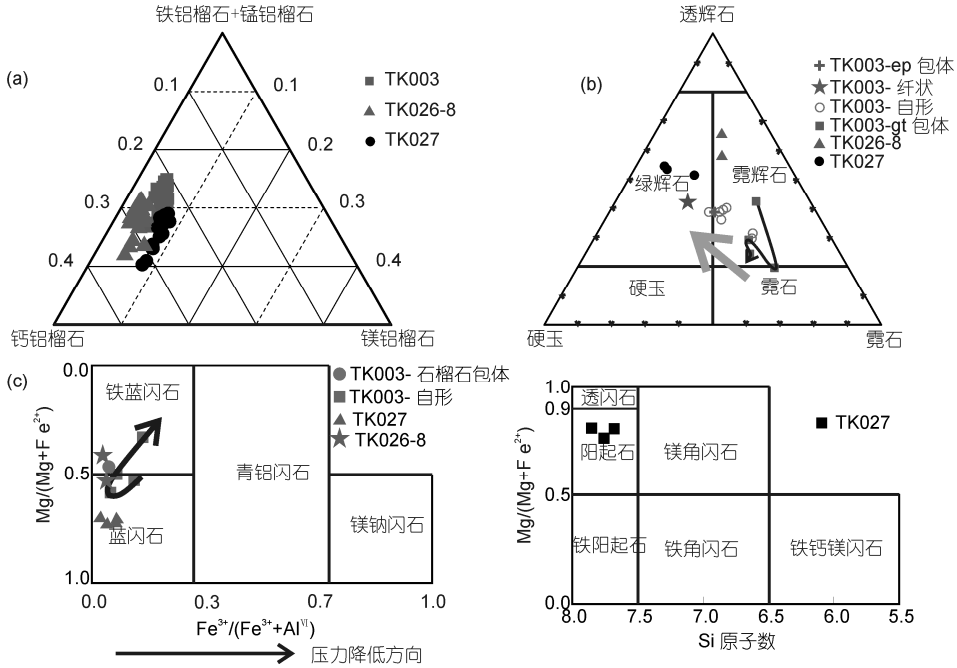

图 5　榴辉岩和蓝片岩中主要矿物成分投图

(a) 石榴石的成分端元三角图; (b) 单斜辉石的成分端元三角图, 黑色细线条箭头表示从石榴石核部到边部单斜辉石包体的成分变化, 粗箭头代表不同产状下单斜辉石成分的总体变化趋势; (c) 钠质闪石-钙质闪石在类型判别图上的投点, 箭头表示自形蓝闪石从核到边的成分变化 (Leake 等, 1997). 矿物缩写见图 3

表 1　TK003 矿物成分探针分析(wt%)及计算的矿物分子式(p.f.u.)代表性数据 [a)]

矿物	g-0	g-3	g-6	g-7	g-12	o-ingc	o-ingr	o-C	o-R	o-matrix	gl-1	gl-2	gl-3	gl-4	mu-R	ep
SiO_2	36.91	37.39	37.39	37.68	37.49	54.08	54.91	53.92	54.28	54.30	55.31	57.33	55.51	53.94	51.79	37.95
TiO_2	0.17	0.12	0.08	0.15	0.04	0.00	0.03	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.03	0.04	0.18	0.11
Al_2O_3	20.43	21.39	21.29	21.59	20.93	5.91	6.73	7.46	7.76	9.11	9.40	11.10	10.05	7.57	27.01	25.09
Cr_2O_3	0.06	0.10	0.02	0.05	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.08
FeO	30.93	30.70	30.84	30.73	30.47	19.05	16.57	12.39	13.28	11.82	15.10	12.27	14.71	21.39	3.46	10.95
MnO	1.99	1.52	0.82	0.83	0.20	0.15	0.08	0.00	0.10	0.04	0.12	0.02	0.02	0.15	0.06	0.01
MgO	0.91	1.20	1.41	1.48	1.53	2.98	3.55	6.02	4.81	5.49	8.65	9.23	7.85	5.59	2.78	0.04
CaO	7.95	7.55	7.69	8.18	9.27	6.75	7.63	11.08	10.01	9.68	1.23	0.54	0.65	1.39	0.02	22.66
Na_2O	0.02	0.01	0.14	0.02	0.02	11.41	10.82	8.64	8.68	8.23	7.31	7.59	7.40	7.42	0.63	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.32	0.02	0.04	0.03	0.03	8.69	0.00
总量	99.38	99.98	99.68	100.71	99.99	100.38	100.32	99.59	99.01	99.18	97.18	98.16	96.25	97.53	94.73	96.93
O	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	23.00	23.00	23.00	23.00	11.00	12.50
Si	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00	1.97	1.98	1.95	1.98	1.97	7.85	7.91	7.92	7.90	3.45	2.99
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.95	2.02	2.01	2.02	1.97	0.25	0.29	0.32	0.33	0.39	1.57	1.81	1.69	1.31	2.12	2.33
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe^{3+}	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.55	0.48	0.36	0.31	0.25	0.21	0.11	0.14	0.22	0.05	0.72
Fe^{2+}	2.06	2.06	2.07	2.04	2.00	0.03	0.03	0.02	0.10	0.11	1.58	1.30	1.62	2.40	0.15	0.01
Mn	0.14	0.10	0.06	0.06	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Mg	0.11	0.14	0.17	0.18	0.18	0.16	0.19	0.33	0.26	0.30	1.83	1.90	1.67	1.22	0.28	0.01
Ca	0.69	0.65	0.66	0.70	0.79	0.26	0.30	0.43	0.39	0.38	0.19	0.08	0.10	0.22	0.00	1.91
Na	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.80	0.76	0.61	0.62	0.58	2.01	2.03	2.05	2.11	0.08	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.74	0.00
X(phase)	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.72	0.64	0.57	0.49	0.41	0.13	0.06	0.08	0.15		0.23
Y(phase)	0.23	0.22	0.22	0.23	0.27	0.22	0.27	0.27	0.32	0.36	0.54	0.59	0.51	0.34	0.35	

a) g, 石榴石; o, 绿辉石; gl, 蓝闪石; mu, 白云母; ep, 绿帘石; g 后面数字与相图中石榴石从核到边数字一致; o-ingc 示石榴石核部的绿辉石成分, o-ingr 示石榴石边部的绿辉石成分; C 示核部, R 示边部, matrix 示基质; gl 后面数字与图 3(c)中数字一致. $X(g)=X_{py}=Mg/(Fe+Mn+Mg+Ca)$; $Y(g)=X_{grs}=Ca/(Fe+Mn+Mg+Ca)$; $X(o, gl, ep)=Fo=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$; $Y(o)=XJd=Al^{VI}$; $Y(gl)=Mg/(Mg+Fe)$; $Y(mu)=Fe/(Fe+Mg)$. 矿物分子式计算由 AX 程序自动生成

图 5(c)). 核部$(Na)_{M4}$含量为 1.753, 向外先升高到 1.889, 而后逐渐降低到边部 1.720, 同样指示了随着蓝闪石的生长, 其压力条件先升高后降低的变化过程. 石榴石包体中蓝闪石 $F(gl)$值为 0.054, $(Na)_{M4}$值为 1.798. 根据 Leake 等(1997)分类图解, 所有钠质闪石都投点在了铁蓝闪石区域(图 5(c)).

此外, 绿帘石变斑晶粒度较大(3~4 mm), 柱状、筛状结构, 包体较多, 主要为绿辉石, 其次为蓝闪石、榍石和多硅白云母等. 其 $Ps=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$值为 23.5 mol%. 偶见以细小包体形式存在于石榴石变斑晶中. 多硅白云母自形片状, 其 Si 原子数在 3.40~3.45.

2.2　含绿辉石的蓝片岩(TK026-8)

样品为含绿辉石的蓝片岩, 斑状变晶结构, 石榴石、帘石和钠长石组成变斑晶, 细粒蓝闪石构成基质定向形成片理. 矿物组合为石榴石(30%~35%)+绿辉石(1%~2%)+蓝闪石(30%~36%)+绿帘石(7%~10%)+钠长石(13%~15%)+绿泥石(2%~5%)+碳酸盐(3%~5%)+石英(5%~7%)+钠云母(1%~2%), 以及少量的金红石和榍石等副矿物.

石榴石变斑晶 1.5~2.5 mm, 自形半自形, 内部包体多且粒度细小, 主要为绿辉石、蓝闪石、榍石、金

红石(在榍石内部残余), 以及绿帘石、钠云母、石英和碳酸盐等矿物(图 3(d)), 局部可见保留有硬柱石假象的 pa+ep 的矿物组合包体. 这些包体矿物定向组成旋转结构, 向外与基质片理方向一致. 自核向边, 石榴石呈现由微红到逐渐变浅的颜色差异, 对应化学成分的不同, 表现为镁铝榴石(X_{py}=0.022~0.046)和钙铝榴石(X_{grs}=0.267~0.335)逐渐升高、锰铝榴石(X_{sps}=0.098~0.005)逐渐降低呈钟形(表 2, 图 4), 为生长环带. 石榴石边部常可见被绿泥石冠状边包围(图 3(d)).

绿辉石仅以包体形式出现在石榴石变斑晶中(图 3(d)), 其 *f*(o)值较高为 0.574~0.582, 硬玉分子含量为 15.2~19.0 mol%(表 2), 投在绿辉石和霓辉石之间更靠近霓辉石的位置(图 5(b)). 此外, 蓝闪石粒度细小, 略有成分环带, 从核到边, $(Na)_{M4}$ 含量逐渐降低, 由 1.887 到 1.850, 对应的 *F*(gl)值逐渐升高, 由 0.030 升到 0.041. 绿帘石主要以变斑晶形式存在, 其 *Ps* 值为 12.6~14.7mol%. 钠长石成分上接近端元组分. 钠云母仅作为包体出现在钠长石和石榴石中.

2.3 退变榴辉岩(TK027)

该退变榴辉岩矿物组合为石榴石(6%~8%)+绿辉石(4%~6%)+蓝闪石(8%~10%)+阳起石(16%~18%)+绿帘石(20%~25%)+钠长石(15%~18%)+绿泥石(15%~18%), 见少量的榍石和碳酸盐类矿物, 钠云母仅作为包体与绿帘石一起出现在石榴石变斑晶中.

石榴石以变斑晶(0.3~0.5 mm)和包体(0.1~0.2 mm)两种形式出现. 其中变斑晶石榴石呈退变残余状或环礁状, 周围可见绿泥石+钠长石退变边(图

表 2 TK026-8 和 TK027 矿物成分探针分析(wt%)及计算的矿物分子式(p.f.u.)代表性数据 [a)]

样品	TK026-8								TK027							
矿物	g-0	g-10	g-12	o-ing	gl	pa	chl	ep	g-2	g-6	g-8	o-ing	o-matrix	gl	hb	ep
SiO_2	37.51	37.41	37.39	53.00	56.27	47.04	25.63	38.29	37.57	37.62	38.10	55.15	54.78	56.89	55.27	38.21
TiO_2	0.19	0.13	0.09	0.00	0.06	0.00	0.01	0.18	0.18	0.19	0.03	0.08	0.06	0.11	0.09	0.09
Al_2O_3	21.27	21.22	21.39	5.10	10.63	39.31	20.81	27.89	21.25	21.57	21.87	7.24	9.71	10.88	1.93	28.90
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.03	0.09	0.08	0.04	0.01	0.06	0.15	0.04	0.16	0.09	0.00
FeO	26.97	30.45	27.01	13.61	13.48	0.30	24.67	6.87	24.86	25.43	25.71	7.51	4.91	8.96	8.80	6.02
MnO	4.23	0.31	0.53	0.23	0.04	0.03	0.17	0.00	6.26	3.45	2.52	0.14	0.09	0.05	0.13	0.14
MgO	0.55	0.98	1.15	6.61	8.34	0.16	16.29	0.04	1.79	2.07	2.05	8.81	8.85	11.13	17.97	0.08
CaO	9.81	9.77	11.65	14.92	0.87	0.12	0.06	23.08	8.49	8.98	10.07	13.00	14.28	1.12	10.94	23.11
Na_2O	0.03	0.02	0.06	5.86	7.41	7.71	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	6.95	6.56	6.98	1.20	0.01
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.46	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.00	0.12	0.00
总量	100.56	100.31	99.30	99.33	97.11	95.16	87.77	96.44	100.45	99.35	100.42	99.08	99.30	96.27	96.54	96.56
O	12.00	12.00	12.00	6.00	23.00	11.00	14.00	12.50	12.00	12.00	12.00	6.00	6.00	23.00	23.00	12.50
Si	2.99	2.99	2.99	1.97	7.91	3.01	2.69	3.00	2.99	3.00	3.00	1.99	1.96	7.89	7.85	2.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	2.00	2.00	2.02	0.22	1.76	2.96	2.57	2.57	1.99	2.03	2.03	0.31	0.41	1.78	0.32	2.66
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Fe^{3+}	0.00	0.02	0.00	0.27	0.07	0.00	0.06	0.45	0.01	0.00	0.00	0.19	0.12	0.13	0.16	0.39
Fe^{2+}	1.80	2.01	1.81	0.16	1.51	0.02	2.11	0.00	1.64	1.70	1.69	0.03	0.03	0.91	0.89	0.00
Mn	0.29	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.42	0.23	0.17	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Mg	0.07	0.12	0.14	0.37	1.75	0.02	2.54	0.01	0.21	0.25	0.24	0.47	0.47	2.30	3.80	0.01
Ca	0.84	0.84	1.00	0.59	0.13	0.01	0.01	1.94	0.72	0.77	0.85	0.50	0.55	0.17	1.67	1.93
Na	0.01	0.00	0.01	0.42	2.02	0.96	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	0.46	1.88	0.33	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
X	0.02	0.04	0.05	0.58	0.04			0.15	0.07	0.08	0.08	0.39	0.24	0.07	0.46	0.13
Y	0.28	0.28	0.34	0.19	0.54	0.52	0.55		0.24	0.26	0.29	0.30	0.37	0.72	0.81	

a) *Y*(pa)=Fe/(Fe+Mg); ing, 包裹在石榴石中的矿物; pa, 钠云母; chl, 绿泥石; hb, 角闪石. 其他代号与表 1 中一致

3(e)); 内部包体以绿辉石和绿帘石为主, 含少量绿泥石、钠长石及细小纤柱状蓝闪石, 局部可见 ep+pa 组成的菱形状硬柱石假象(图3(e)). 包体石榴石主要出现在帘石内, 自形或半自形, 干净无包体(图3(f)). 自核向边, 石榴石也同样表现出镁铝榴石和钙铝榴石逐渐升高、锰铝榴石降低呈钟形的生长环带特征. 相比于上述 2 个样品, 稍富镁铝榴石(X_{py}=0.066~0.081)及锰铝榴石(X_{sps}=0.141~0.057), 相应的 X_{alm}=0.542~0.589, X_{grs}=0.241~0.318(图 4, 表 2).

绿辉石大多消耗殆尽, 周围被蓝闪石或绿泥石替代, 局部仍可以看出短柱状辉石残留或假象; 或以细小粒状、柱状在石榴石中以包裹体形式存在. 基质绿辉石硬玉端元分子含量 36.9~37.1 mol%, 比石榴石包体中绿辉石硬玉分子(29.8 mol%)含量高(表2, 图5(b)).

闪石类矿物可分为钠质闪石和钙质闪石 2 类(图5(c)). 其中钠质闪石主要为蓝闪石, 有自形菱柱状(<0.1 mm)和退变残余 2 种, 钙质闪石为阳起石, 也可分为自形半自形长柱状(0.5 mm)或作为生成物围绕退变残余的蓝闪石周围分布(图 3(e)). 蓝闪石$(Na)_{M4}$含量为 1.721~1.798, F(gl)值为 0.025~0.075, 阳起石$(Na)_{M4}$含量为 0.279~0.402, F(gl)值为 0.105~0.462(表 2).

此外, 绿帘石主要以变斑晶形式存在, 内部包体较多, 包括石榴石、蓝闪石和阳起石等(图3(f)). 其 Ps=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)值为 12.2~12.8 mol%. 钠长石主要为变斑晶(0.2~0.4 mm), 包裹闪石、帘石等矿物; 绿泥石片状, 主要为后期退变产物.

3 相平衡模拟及 *P-T* 轨迹计算

根据矿物共生组合中有无含 K 白云母, 分别选择了不同的体系来模拟上述榴辉岩和蓝片岩的 *P-T* 演化轨迹. 对于含多硅白云母的榴辉岩 TK003, 选择了 MnNCKFMASHO 体系来计算其 *P-T* 视剖面图, 而对不含白云母的退变榴辉岩 TK027 和蓝片岩 TK026-8, 则选择了 MnNCFMASHO 体系. 体系中 Mn 的加入会扩大石榴石在低温下的稳定域(Marhar 等, 1997; Wei 等, 2004), 对 X_{py} 含量较低的石榴石较为适用; O 的加入能够扩大含 Fe^{3+}的矿物如蓝闪石的稳定域(Diener 等, 2007; Wei 等, 2009b; Du 等, 2011a), 并对石榴石 X_{grs} 等值线的限定有较大的影响(Wei 等, 2009b), 对于氧化条件较高的榴辉岩尤为必要(Warren 和 Waters, 2006), Ti 并没有被考虑在体系之内, 是因为它仅存在于金红石或其他含 Ti 氧化物中, 且含量很少, 认为对其他矿物共生组合演化并没有太大的影响. 假设流体仅以纯水形式存在, 并设定体系中 H_2O 过量. 有效全岩成分的计算采用矿物成分分析和薄片体积含量统计方法(Wei 等, 2003, 2009a, 2009b), 且对于有环带的石榴石, 仅有一半的体积含量纳入计算(魏春景和张景森, 2007; Clarke 等, 2006; Du 等, 2011a). 结果如表 3 所示.

相图计算采用最新版本的 THERMOCALC 3.33 (Powell 等, 1998; 2009 年 7 月更新),数据库为 tcds 55.txt(Holland 和 Powell, 1998b; 2003 年 11 月更新). 各矿物成分活度模型如下: 石榴石(Wei 等, 2004)、单斜辉石(Green 等, 2007)、角闪石(Diener 等, 2007)、绿帘石(Wei 等, 2009b)、绿泥石(Holland 等, 1998a)、钠云母和多硅白云母(Coggon 和 Holland, 2002)、滑石(Holland 和 Powell, 1998b)及斜长石(Holland 等, 2003), 硬柱石和石英采用端元组分.

3.1 榴辉岩(TK003)视剖面图

所计算的 MnNCKFMASHO 体系下 *P-T* 视剖面图如图 6 所示. 从图中可以看出, 上半部分为硬柱石榴辉岩区域, 下半部分为绿帘石榴辉岩区域, 硬柱石与绿帘石的转变界线则随温度降低而压力下降, 大致位于 1.5~2.0 GPa, 比 Liou 等(2004)和 Maruyam 等(1996)定义的硬柱石榴辉岩和绿帘石榴辉岩的转变界线要低. 模拟的石榴石钙铝榴石端元 X_{grs} 和镁铝榴石端元 X_{py} 等值线, 以及多硅白云母中 Si 原子数等值线表明, 榴辉岩峰期温压条件落在了硬柱石榴辉岩区域, 温压条件为 1.9~2.3 GPa, 480~515℃. 由此可见,

表 3 科克苏河榴辉岩和含绿辉石蓝片岩的有效全岩成分(mol%)

样品	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	FeO	K_2O	Na_2O	O	MnO
TK003	53.68	10.51	10.42	6.22	11.95	0.93	4.26	2.00	0.02
TK026-8	56.99	10.87	7.38	7.05	12.31	0.00	4.84	0.48	0.08
TK027	50.04	11.43	10.80	13.32	9.35	0.00	3.38	1.44	0.24

虽然镜下看到的矿物组合为 gl+g+o+ep±q, 对应相图中的温压条件为 500~550℃和 1.3~1.8 GPa, 但石榴石成分和多硅白云母中 Si 含量则指示了更高的压力范围, 相应的矿物组合出现在 law 稳定存在的区域(图 6(a)).

从石榴石核部到边部成分所记录的温压条件得到了如图 6(a)所示 A~E 的 *P-T* 演化轨迹. 内核(A~B)记录了随板片俯冲到最大深度榴辉岩的压力峰期(~2.3 GPa)条件, 外核和幔部(B~C)则记录了榴辉岩在俯冲达到一定深度后的短暂停留, 使温度稍有升高(490~510℃). 边部成分(C~D)则表明石榴石的生长处于一个温度变化不大、压力较快下降的环境, 并达到温度峰期(~515℃). 此后榴辉岩开始快速抬升并最终保留 E 位置的矿物组合(gl+o+g+ep+phen±q), 与薄片中的观察一致. 石榴石成分记录的榴辉岩的主期温压条件为 *T*=480~510℃, *P*=2.1~2.3 GPa, 边部成分记录的退变温压条件为 515℃和 1.9 GPa, 这与多硅白云母中 Si 含量(3.40~3.45 p.f.u.)所限定的温压条件一致.

模拟的矿物共生组合中水含量等值线如图 6(b)所示. THERMOCALC 中含水量的计算能够有效的模拟体系的水随 *P-T* 轨迹改变的行为及其对矿物组合保存的影响. 在进变质阶段(A~C), 随温压条件变化, *P-T* 演化轨迹近似垂直切割含水量等值线, 此过程矿物共生组合中的含水量从大约 15 mol%(A)降到了 12 mol%(B)继而到 11.65 mol%(C)左右, 相应的脱水过程可能与绿泥石的分解(A~B)和蓝闪石向绿辉石和石榴石的转变过程(B~C)有关. 退变早期 *P-T* 轨迹逐渐斜交含水量等值线并最终与之相切, 亦即所谓真正意义上的变质"峰期"阶段(Guiraud 等, 2001; 魏春景和张景森, 2007), 此时含水量由 11.6 mol%(C)下降到 10 mol%(D)左右, 可能与硬柱石的分解有关. 至此, 在硬柱石的稳定域内, 由于绿泥石的分解、law+gl 向 omp+gt 等传统意义上无水矿物的转变, 脱去了大约 1/3 的含水量. 随后在硬柱石向绿帘石的转变域内, 岩石再次大量脱水, 至硬柱石消失进入绿帘石稳定域时(D~E), 体系含水量从 10mol%降到了约 5mol%, 至此, 体系总脱水量约占体系原始含水量的 70%左右, 脱出的水可能还促进了蓝闪石的进一步生长, 形成如图 3(c)所示的蓝闪石环带. 此后沿 *P-T* 轨迹体系中含水量开始缓慢增加, 阻碍了反应的继续进行, 矿物组合保留在含水量稍有增加的位置, 即 gl+g+o+ep±q 区域. 这与样品在薄片下所观察到的矿物组合是一致的.

3.2　含绿辉石蓝片岩(TK026-8)视剖面图

该样品无含 K 矿物, 故选择了 MnNCFMASHO

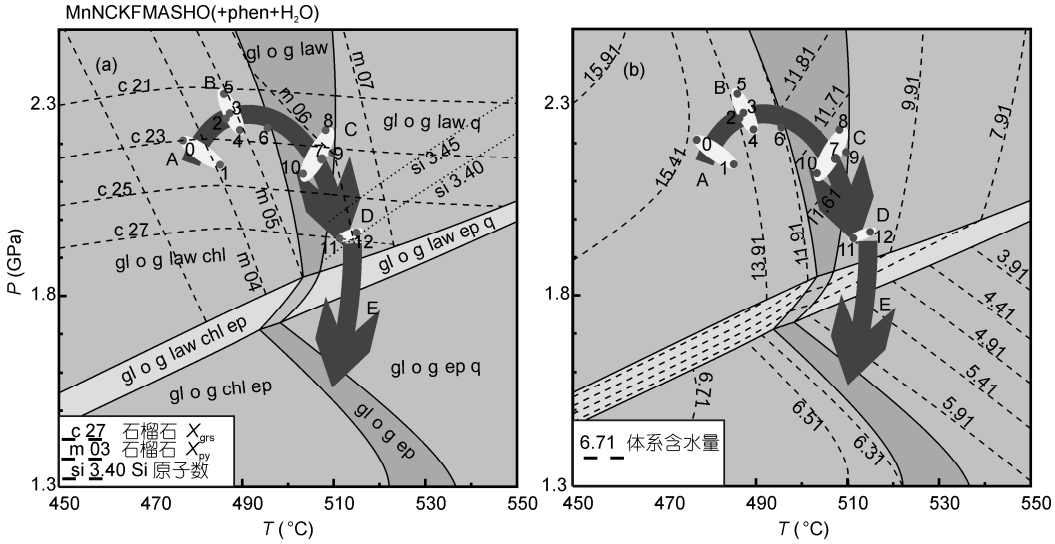

图 6　MnNCKFMASHO 体系下多硅白云母蓝闪石榴辉岩(TK003)的相平衡模拟 *P-T* 轨迹图

颜色深浅代表区域变度的不同, 变度越高颜色越深. (a) 硬柱石稳定域内石榴石 X_{grs} 和 X_{py} 等值线变化和多硅白云母中 Si 原子含量等值线图. (b) 体系中的含水量等值线图, 数字代表 $100H_2O/(Na_2O+CaO+K_2O+FeO+MgO+Al_2O_3+SiO_2+H_2O+O)$. ABCD 分别代表石榴石从核到边部的成分在相图上的投点区域, 数字代表探针点位置到核部的距离. 矿物简写: gl, 蓝闪石; o, 绿辉石; g, 石榴石; law, 硬柱石; ep, 绿帘石; chl, 绿泥石; q, 石英; act, 阳起石; phen, 多硅白云母; pa, 钠云母; jd, 硬玉; ta, 滑石; ab, 钠长石

体系对其进行相平衡模拟, 其 *P-T* 视剖面图如图 7 所示. 同 TK003 相比, omp 稳定存在的温压范围变小, 在图中上下两条粗线之间, 温度升高时由 gl+law(高压)或 gl+ep(低压)反应而来, 高温时连续反应生成硬玉.硬玉的生成可能与全岩成分中富 Na 和 Al 有关, 且这 2 种元素的高含量还会使钠云母稳定存在的范围变大, 压力上限在 1.3~2.0 GPa. 显微镜下观察到的矿物组合 gl+g+pa+ep+chl 同样不能代表真正的峰期矿物组合, 而石榴石 X_{grs} 和 X_{py} 等值线记录的岩石所经历的最高温压条件出现在硬柱石稳定存在的区域.

石榴石核部及内幔成分保存了进变质阶段 A 的温压信息, 450~480℃, 2.05~2.25 GPa. 继而近等压升温到达峰期 B 位置, 此时石榴石 X_{grs} 和 X_{py} 等值线记录的温压条件为 *T*=490~500℃, *P*=2.1~2.3 GPa(图 7(a)). 退变初期的 *P-T* 信息记录在石榴石的最边部 C 点, 为 519℃, 1.78 GPa. 晚期则随着温压条件的迅速降低而出现 D 位置 gl+g+ep+chl+pa(+ab)+q 的矿物组合, 绿辉石几乎完全消失, 仅在石榴石变斑晶中以包体形式少量残余, 钠云母也逐渐退变生成钠长石, 仅残余在钠长石变斑晶中. 因此 *P-T* 轨迹反映了该样品所经历的较为完整的变质相演化历史, 从硬柱石蓝片岩相(gl+g+law+chl+q)近等压升温到硬柱石榴辉岩相(gl+o+g+law+q), 再近等温降压到绿帘石榴辉岩相(gl+g+o+ep+pa+q), 继而到绿帘石蓝片岩相(gl+g+ep+pa+chl+q), 后期可能叠加了绿片岩相变质作用(ep+ab+chl+q).

模拟的矿物共生组合中含水量等值线(图 7(b))表现出类似于 TK003 的变化趋势. 在进变质阶段(A~B)近似垂直切割 *P-T* 演化轨迹, 由于蓝闪石和硬柱石向不含水的石榴石和绿辉石转化, 含水量从初始的大约 16.0 mol%逐渐降低到 12.1 mol%左右, 进而在退变初期阶段进入钠云母稳定域时(B~C), 含水量降低速度较快, 为 8.9 mol%左右, 穿过硬柱石/绿帘石转变域时, 矿物组合中的含水量迅速降低, 至硬柱石完全转变为绿帘石时, 含水量仅为 4.5 mol%左右, 此时释放出来的水约占体系初始含水量的 72%. 此后降温降压阶段矿物的退变反应朝水含量增加的方向进行, 如果岩石体系释放出来的水全部移出, 则退变反应中止, 保留 gl+g+o+ep+pa 的矿物组合, 这与薄片中观察到的现象是不一致的. 因此可能的情况是脱出的水尚有少量保留在体系内参与退变反应, 或水全部移除后, 在岩体抬升过程中有部分外来水的加入, 使基质中的绿辉石和钠云母消失, 而蓝闪石得到保留, 并在石榴石边部退变生成绿泥石冠状边.

3.3 退变榴辉岩(TK027)视剖面图

该样品是经历强烈退变的榴辉岩, 为更好的模拟各矿物间的转变关系, 在 MnNCFMASHO 体系下

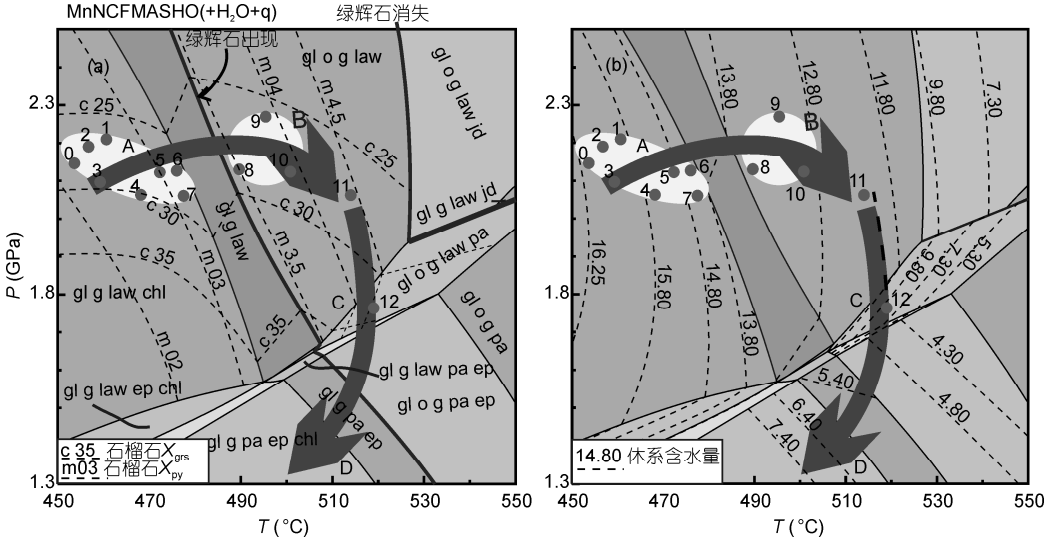

图 7 MnNCFMASHO 体系中含绿辉石蓝片岩(TK026-8)相平衡模拟图

该体系中石英和水设为过量. (a)中标出了硬柱石稳定域内石榴石 X_{grs} 和 X_{py} 等值线; (b)中标出了体系中的含水量. ABCD 分别代表石榴石从核到边部的成分在相图上的投点区域, 数字代表探针点位置到核部的距离. 矿物简写如图 6 所示

计算了较上两个样品温压范围均较宽的区域(图 8). 由于全岩成分中高 Mg 低 Si, 绿泥石出现的区域非常广, 在高压部分直至 600℃左右才消失, 且高压下出现滑石, 绿辉石也较早的消失. 由此可以看出, 矿物稳定存在的温压范围与其全岩成分有着非常密切的关系.

石榴石成分研究表明, 主期石榴石的生长处于 gl+g+o+law+chl 区域内, 温压条件为 T=495~515℃, P=2.0~2.2 GPa; 退变早期石榴石成分记录的矿物组合为 gl+g+o+law+chl+ep, 温压条件为 518℃, 1.93 GPa. 显示了一个先稍有升压, 随后升温降压的 P-T 演化轨迹. 后期退变至绿片岩相变质作用阶段, 形成了如图 8(a)中左下角位置所示的 ep+chl+ab+act 矿物组合, 钠云母被钠长石取代, 仅以包体形式出现在石榴石变斑晶中, 且蓝闪石被阳起石取代, 这与显微镜下观察一致(图 3(e)). 需要指出的是, 通过薄片下矿物含量和电子探针数据计算的全岩成分, 适用于模拟峰前和峰期阶段的变质演化历史(Warren 和 Waters, 2006), 对后期变质叠加却由于有效全岩成分的不断改变不能得到准确的计算, 因此图 8 中所指示的低温低压区域只是为了给出大致的温压范围及对矿物间转化关系进行模拟, 并不能准确的限定退变温压条件.

从模拟的矿物共生组合含水量等值线(图 8(b))可以看出, 由于富水矿物绿泥石的存在, 从 P-T 轨迹初始阶段到退变早期(A~B), 体系中含水量并没有太大的变化, 从 19.5 mol%减少到 17.5 mol%左右; 穿过 law/ep 转变域, 含水量降低到 9.8 mol%左右, 约占之前的 44%, 而释放出来的总水量约占体系初始水含量的 50%左右, 这与上述 2 个样品约 70%的最大脱水量有很大的差别. 这说明矿物体系中水的释放主要由绿泥石和硬柱石贡献, 且全岩成分在引起水释放的变质反应中起到很大的作用. P-T 轨迹在 gl+g+ep+chl+pa+q 区域开始沿水含量增加方向演化, 意味着该位置矿物组合的保留, 但这与薄片中的观察是不一致的, 可能与后期退变过程中外来水的加入导致退变持续进行直至发生绿片岩相变质作用有关.

4　地质意义探讨

本文所研究的 3 个样品中石榴石都表现出了生长环带(图 4), 因此在元素未发生扩散的情况下, 由石榴石成分限定的石榴石的生长仅出现于硬柱石稳定区

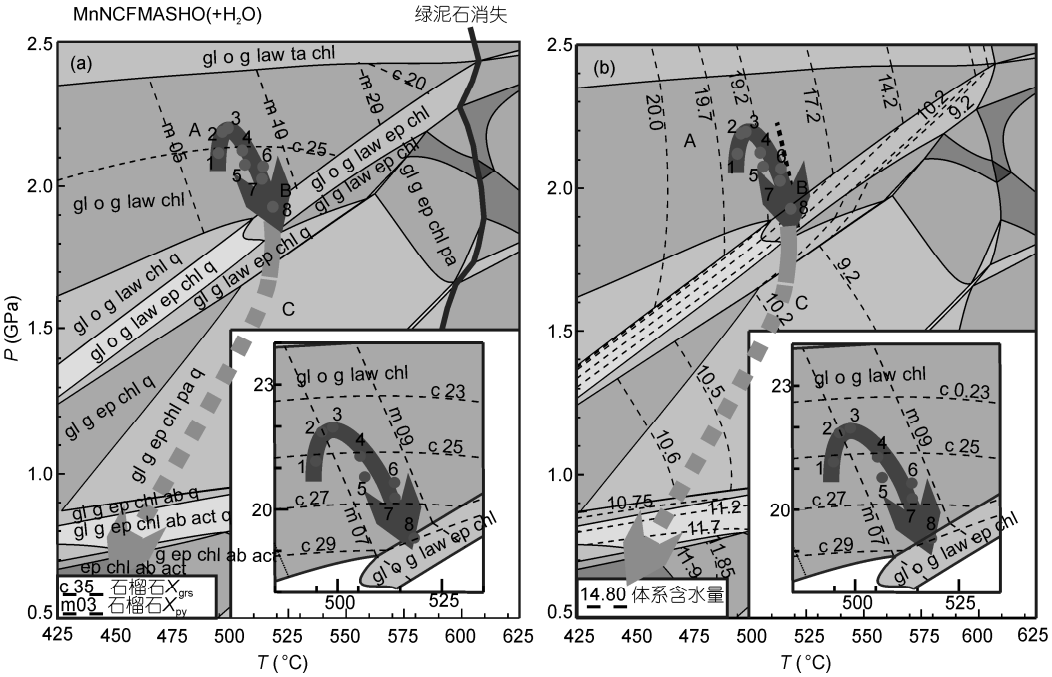

图 8　MnNCFMASHO 体系中退变榴辉岩(TK027)相平衡模拟图

设定该体系中水过量. (a)中标出了硬柱石稳定域内石榴石 X_{grs} 和 X_{py} 等值线; (b)中标出了体系中的含水量. 数字代表探针点位置到核部的距离. 矿物缩写说明如图 6 所示

域内(图 6~8), 而只有强烈退变的 TK027 中石榴石边部投点落在了 law+ep 共生的区域(图 8(a)). 说明从核部到边部, 石榴石的生长与硬柱石的参与反应有着密切的关系, 在绿帘石出现后, 硬柱石更倾向于向绿帘石转变, 此时石榴石停止生长. 薄片中并没有看到硬柱石矿物, 这可能与其较为苛刻的保存环境有关(Clarke 等, 2006). 但这 3 个样品的石榴石变斑晶中均发现绿帘石或 ep+pa 包体, 结合相图分析, 认为其是早期硬柱石的退变产物(Song 等, 2007; Clarke 等, 2006). 邻区哈布滕苏河流域含硬绿泥石蓝片岩(Du 等, 2011a)和榴辉岩(Du 等, 2011b)中发现了硬柱石包体, 说明西南天山洋壳板块冷俯冲过程中确实达到了硬柱石榴辉岩相变质作用阶段.

从对以上 3 个样品进行的相平衡模拟可以看出, 在硬柱石稳定存在的区域内, X_{grs} 等值线大致平行于温度轴, 主要受控于压力变化, 随压力升高, X_{grs} 降低; X_{py} 等值线则主要受温度控制, 随温度升高而升高(图 6(a)~8(a)). 这使得石榴石等值线对 HP/LT 变质岩来说, 可以作为一个限定其变质温压条件的很好的手段(魏春景等, 2009). 但需要注意的是, X_{grs} 和 X_{py} 等值线在不同的矿物共生组合中表现的样式有很大的不同而受全岩成分影响不大(Powell 等, 1998), 如在硬柱石存在的低温 law-gl-榴辉岩相和硬柱石-蓝片岩相区域内, X_{grs} 和 X_{py} 等值线近于直交, 且分别受压力和温度控制, 而在硬柱石消失、帘石存在的 ep-gl-榴辉岩相和 ep-蓝片岩相区域内, X_{grs} 和 X_{py} 等值线近于平行或仅以小角度相交, 并不能很好的限定温压条件(魏春景等, 2009). 因此前人基于 gt-cpx-phen 温压计计算的西南天山高压超高压变质带榴辉岩的峰期温压条件存在较大的偏差(Gao 等, 1999; 魏春景等, 2009). 多硅白云母中 Si 含量等值线主要受控于压力变化, 因此本文可以用其来限定含多硅白云母榴辉岩的压力条件. 从 TK003 模拟的相图中可以看到(图 6(a)), gl+g+o+law+q 区域内, 多硅白云母中 Si 含量等值线与石榴石边部成分记录的温压条件一致, 这也同时说明了多硅白云母的成分比石榴石成分更容易随温压条件的改变而发生变化.

蓝片岩和低温榴辉岩常作为伴生岩石类型共同出现在洋壳俯冲高压变质带中, 就二者之间的关系, 研究者们有着不同的认识, 主要可分为以下几种类型: (1) 经历了相同的温压条件, 由于全岩成分的不同而导致了榴辉岩和蓝片岩不同矿物组合的出现(Bucher 等, 2005; Gao 等, 1999); (2) 动力学因素导致组成某些类型岩石的矿物在一定 *P-T* 条件下难以达到平衡(Rubie, 1990; Fitzherbert 等, 2005); (3) 榴辉岩和蓝片岩经历不同的 *P-T* 演化史, 因为构造运动而相互叠置在一起(Clarke 等, 1997); (4) 榴辉岩在抬升过程中由于流体作用而退变生成蓝片岩和其他类型低压岩石(Gao 等, 1999; Fitzherbert 等, 2005). 对西南天山榴辉岩-蓝片岩带西段含绿辉石残余的蓝片岩的研究表明, 其与周围榴辉岩经历了相同的 *P-T* 演化轨迹, 根据岩相学特征和野外地质产状表明其应为榴辉岩退变形成(Gao 等, 1999; Klemd 等, 2002). 而变质带东侧科克苏河流域则由于未发现榴辉岩相矿物, 认为蓝片岩俯冲深度较浅, 仅达到绿帘蓝片岩相变质作用, 与西部的榴辉岩表现出不同的 *P-T* 演化轨迹(Gao 等, 1995, 1999).

本文研究在科克苏流域新发现了榴辉岩和含绿辉石的蓝片岩, 相平衡计算结果表明, 蓝片岩经历了和榴辉岩相似的 *P-T* 演化轨迹(图 6~8), 说明它们共同经历了榴辉岩相峰期变质作用. 全岩成分的不同及流体的参与, 使峰期矿物组合的退变路径不同, 从而保留了不同的矿物组合. 全岩成分中低的 Na/(Na+Ca)值或较高的 Ca 含量会促使绿辉石的保存而出现榴辉岩矿物组合, 反之则会更容易保存蓝片岩的矿物组合(Brocarone 等, 2010; Gomez-Pugnaire 等, 1997). 本文不同类型岩石的全岩成分(表 3)及模拟的含水量得到了与上述一致的结论. 模拟的体系水含量等值线表明, 与 TK003 榴辉岩相比, 含水量相似的 TK026-8 蓝片岩则由于 Ca 含量低、Na/(Na+Ca)值较高而倾向于保存蓝片岩的矿物组合, 仅在石榴石变斑晶中包裹极少量的绿辉石包体; 而在相似的 Ca 含量和 Na/(Na+Ca)值条件下, 体系水含量高的 TK027 榴辉岩相比于 TK003 榴辉岩发生了强烈的退变, omp 和 gt 消耗严重, 体系更多的保留了绿帘蓝片岩相的矿物组合. 因此, 虽然矿物组合不同, *P-T* 轨迹相平衡模拟表明本区蓝片岩和榴辉岩都经历了相同的构造变质演化历史, 共同俯冲至约 70 km 的深度, 而后折返到地表.

由于西南天山变质带中多数蓝片岩没有发育石榴石等适合传统温压计计算的矿物, 且正如前文所述, 传统地质温压计在 HP/LT 变质岩石中并不适用, 因此前人对该区蓝片岩的认识有所不足,认为其变质程度明显不同于榴辉岩. 而根据本文研究, 结合邻区

含硬柱石硬绿泥石蓝片岩的研究(Du 等, 2011a), 我们认为西南天山的大部分蓝片岩同样经历了榴辉岩相变质作用. 这样, 整个西南天山, 从西部的木扎尔特河谷到东部的科克苏河谷, 构成了一条近东西向分布的长约 200 km 的榴辉岩带(图 1(a)). 在该带西段, 大量的岩相学和相平衡模拟表明哈布滕苏地区、科布尔特地区和木扎尔特地区的部分榴辉岩和泥质-长英质片岩经历了超高压变质作用(图 9). Lü 等(2012a, 2012b)提出在哈布滕苏河-科布尔特河流域俯冲杂岩带存在南北差异变质作用, 北部为经历了超高压变质作用的哈布滕苏-科布尔特单元, 南部没有经历超高压变质作用. 在西南天山变质带东段科克苏河地区, 薄片下尚未发现超高压变质矿物, 相平衡计算表明其变质演化的 *P-T* 轨迹与西段哈布滕苏河流域和科布尔特河流域的南侧发生 HP 榴辉岩相变质作用的岩片一致(图 9), 表明科克苏河的 HP 变质带可以和哈布滕苏及科布尔特南侧的 HP 变质带相连. 结合北侧 UHP 变质单元, 我们认为西南天山可能存在一个更大范围的自南向北俯冲深度明显不同的构造格架(图 1(a)). 北部板片俯冲较深, 达到超高压变质作用区域, 其俯冲地热梯度在 5~6℃ km^{-1}, 而南部板片俯冲深度较浅, 仅发生 HP 榴辉岩相变质作用, 其峰期地热梯度为 6~7℃ km^{-1}(图 9). 由此可见, 南北岩片的俯冲深度及俯冲速度均有不同, 北部更冷, 接近洋壳俯冲禁区. 其折返后的空间拼贴特点则可能反映了古南天山洋自南向北的俯冲极性(Lü 等, 2012b).

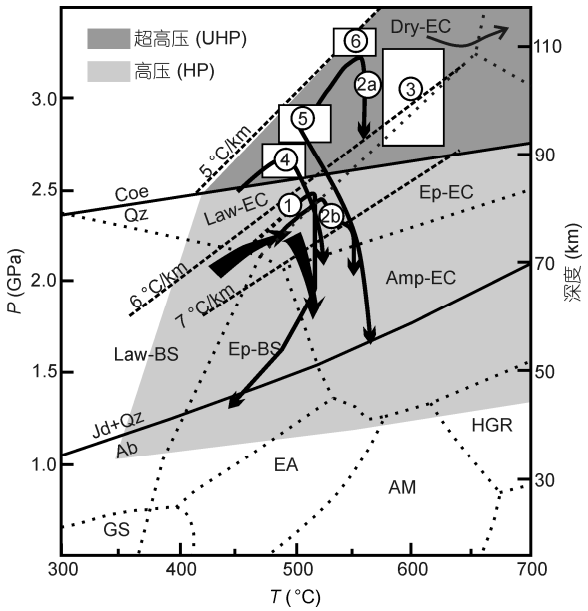

图 9　西南天山变质带 HP/UHP 变质岩石 *P-T* 轨迹示意图

仅选取了通过相平衡模拟或由 UHP 指示性矿物如柯石英得到的 *P-T* 轨迹(细线箭头)与本文研究结果进行对比(粗箭头). 其中来自图 1(a)所示的高压超高压分界线以北的样品 2a, 3, 4, 5 和 6, 其温压条件计算位于石英-柯石英转变线之上; 而样品 1, 2b 及本文的榴辉岩和蓝片岩, 取自高压超高压分界线以南, 其温压计算落在了石英-柯石英转变线之下. 相图修改自 Spear(1993), Oh 等(1998), Liou 等(2004). 图中数字代表的样品分别为: (1)蓝片岩 H710-0, Du 等(2011a); (2a) 石榴石片岩 T311, Wei 等(2009a); (2b) 石榴石片岩 T314, Wei 等(2009a); (3) 云母片岩 H610-9, Lü 等(2008); (4) 榴辉岩 H607-5, Lü 等(2009); (5) 榴辉岩 AT103-2, Lü 等(2012a); (6) 石榴石片岩 K931, Yang 等(2013)

5　结论

对西南天山 HP/UHP 变质带东段科克苏河流域新发现的榴辉岩和含绿辉石包体的蓝片岩进行的岩石学研究和相平衡模拟表明, 该区高压变质岩石峰期经历了榴辉岩相变质作用, 而不是前人所谓的绿帘蓝片岩相变质作用. 石榴石从核到边成分的改变记录的温压条件得到了一个顺时针演化的 *P-T* 轨迹, 峰期温压条件为 *T*=480~515℃和 *P*=2.0~2.3 GPa; 退变初期经历的温压条件为 515~519℃和 1.78~1.93 GPa. 不同样品中矿物组合的不同, 可能与全岩成分的不同及退变过程中的流体活动有关. 科克苏河榴辉岩相变质岩石的发现及其温压条件计算表明该区高压变质岩可以与哈布腾苏及科布尔特南侧的高压变质带相连, 从而在西南天山发育了一条自东向西延伸长约 200 km 的大型洋壳俯冲榴辉岩相变质带.

致谢　感谢评审人对本文的细致审阅和建设性修改意见.

参考文献

董申保. 1989. 中国蓝闪石片岩带的一般特征及其分布. 地质学报, 3: 273–284
高俊. 1997. 西南天山榴辉岩的发现及其大地构造意义. 科学通报, 42: 737–739
王作勋, 吕喜朝, 邬继易, 等. 1990. 天山多旋回构造演化及成矿. 北京: 科学出版社

魏春景, 苏香丽, 娄玉行, 等. 2009. 榴辉岩中传统地质温压计新解: 来自 *PT* 视剖面图的证据. 岩石学报, 25: 2078–2088
魏春景, 张景森. 2007. 固相线以下变质过程中水的行为. 高校地质学报, 13: 1–12
肖序常, 汤耀庆, 王军, 等. 1994. 中国南天山造山带蓝片岩及其构造意义. 地球学报, 3-4: 54–64
张丁丁, 张立飞, 赵志丹. 2011. 西藏松多榴辉岩变质作用研究. 地学前缘, 18: 116–126
张立飞, 高俊, 艾科拜尔, 等. 2000. 新疆西天山低温榴辉岩相变质作用研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 30: 345–354
张立飞, 吕增, 张贵宾, 等. 2008. 大洋型超高压变质带的地质特征及其研究意义——以西南天山、柴北缘超高压变质带为例. 科学通报, 53: 2166–2175
Ai Y L, Zhang L F, Li X P, et al. 2006. Geochemical characteristics and tectonic implications of HP-UHP eclogites and blueschists in Southwestern Tianshan, China. Prog Nat Sci, 16: 624–632
Brovarone A V, Groppo C, Hetenyi G, et al. 2010. Coexistence of lawsonite-bearing eclogite and blueschist: Phase equilibria modeling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. J Metamorph Geol, 29: 583–600
Brown E H. 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. J Petrol, 18: 53–72
Bucher K, Fazis Y, de Capitani C, et al. 2005. Blueschists, eclogites, and decompression assemblages of the Zermatt-Saasophiolite: High-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere. Am Mineral, 90: 821–835
Clarke G L, Aitchison J C, Cluzel D. 1997. Eclogites and blueschists of the Pam Peninsula, NE New Caledonia: Areappraisal. J Petrol, 38: 843–876
Clarke G L, Powell R, Fitsherbert J A. 2006. The lawsonite paradox: Acomparison of field evidence and mineral equilibrium modeling. J Metamorph Geol, 24: 716–726
Coggon R, Holland T J B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. J Metamorph Geol, 20: 683–696
Coleman R G. 1989. Continental growth of Northwest China. Tectonics, 8: 621–635
Diener J F A, Powell R, White R W, et al. 2007.A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-O. J Metamorph Geol, 25: 631–656
Du J X, Zhang L F, Chen Z Y, et al. 2011b. Lawsonite-bearing Eclogite from HP-UHP Metamorphic Belt in SW Tianshan, China. 9th International Eclogite Conference, Marianske Lazne, Czech Republic
Du J X, Zhang L F, Lü Z, et al. 2011a. Lawsonite-bearing chloritoid-glaucophane schist from SW Tianshan, China: Phase equilibria and *P-T* path. J Asian Earth Sci, 42: 684–693
Ernst W G, Liou J G. 1995. Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu (Alpine-type) and Franciscan (Pacific-type) metamorphic belts. Geology, 23: 353–356
Ernst W G. 2001. Subduction, Ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices-implications for arcs and continental growth. Phys Earth Planet Inter, 127: 253–275
Fitzherbert J A, Clarke G L, Powell R. 2005. Preferential retrogression of High-P metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia. Lithos, 83: 67–96
Gao J, He G Q, Li M S, et al. 1995. The mineralogy, petrology, metamorphic PTDt trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China. Tectonophysics, 250: 151–168
Gao J, Klemd R, Zhang L F, et al. 1999. *P-T* path of high-pressure/low-temperature rocks and tectonic implications in the western Tianshan Mountains, NW China. J Metamorph Geol, 17: 621–636
Gao J, Long L L, Klemd R, et al. 2009. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: Ical and age constraints of granitoid rocks. Int J earth Sci, 98: 1221–1238
Gomez-Pugnaire M T, Karsten L, Sanchez-Vizcaino V L. 1997. Phase relationships and *P-T* conditions of coexisting eclogite-blueschist and their transformation to greenschist facies rocks in the Nerkan Complex (Northern Urals). Tectonophysics, 276: 195–216
Green E C R, Holland T J B, Powell R. 2007. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogite rocks. Am Mineral, 92: 1181–1189
Guiraud M, Powell R, Rebay G. 2001. H_2O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. J Metamorphic Geol, 19: 445–454
Holland T J B, Baker J M, Powell R. 1998a. Mixing properties and activity composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Eur J Mineral, 10: 395–406
Holland T J B, Powell R. 1998b. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. J Metamorph Geol, 16: 309–343

Holland T J B, Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. Contrib Mineral Petrol, 2003, 145: 492–501

Klemd R, Schroter F C, Will T M, et al. 2002. P-T evolution of glaucophane-omphacite bearing HP-LT rocks in the western Tianshan Orogen, NW China: New evidence for 'Alpine-type' tectonics. J Metamorph Geol, 20: 239–254

Leake B E, Woolley A R, Birch W D, et al. 1997. Nomenclature of amphiboles:Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. Can Mineral, 82: 219–246

Lin W, Enami M. 2006. Prograde *P-T* trajectory of jadeite-bearing eclogite and associated HP/LT rocks from Western Tianshan, NW China. Isl Arc, 15: 483–502

Lin W, Faure M, Shi Y H, et al. 2009. Palaeozoic tectonics of the south-western Chinese Tianshan: New insights from a structural study of the high-pressure/low-temperature metamorphic belt. Int J Earth Sci. 98: 1259–1274

Liou J G, Tsujimori T, Zhang R Y, et al. 2004. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan model. Int Geol Rev, 46: 1–27

Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G, et al. 1998. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. Rev Mineral Geochem, 37: 33–96

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 Metamorph Geol, 30: 907–926

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. Am Mineral, 93: 1845–1850

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 tectono-metamorphic implication. J Metamorph Geol, 27: 773–784

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. Lithos, 136-139: 168–186

Marhar E M, Baker J M, Powell R, et al. 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. J Metamorph Geol, 15: 223–238

Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the World and their exhumation. Int Geol Rev, 38: 485–594

Oh C W, Liou J G. 1998. A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism. Isl Arc, 7: 36–51

Powell R, Holland T J B, Worley B. 1998. Calculating phase diagram involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. J Metamorph Geol, 16: 577–586

Rubie D C. 1990. Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. In: Carswell D A, ed. Eclogite Facies Rocks. New York: Chapman and Hall Press. 111–140

Song S G, Zhang L F, Niu Y L, et al. 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: Acase study of the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data. J Petrol, 47: 435–455

Song S G, Zhang L F, Niu Y L, et al. 2007. Eclogite and carpholite-bearing metasedimentary rocks in the North Qilian suture zone, NW China: Implications for early palaeozoic cold oceanic subduction and water transport into mantle. J Metamorph Geol, 25: 547–563

Spear F S. 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-temperature-time Paths. Michigan: Chelsea Press. 799

Tagiri M, Yano T, Bakirov A, et al. 1995. Mineral parageneses and metamorphic *P-T* paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrghyastan Tien-Shan. Isl Arc, 4: 280–292

Volkova N I, Budanov V I. 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karategin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: Seamount volcanism and accretionary tectonics. Lithos, 47: 201–216

Wang B, Faure M, Shu L, et al. 2010. Structural and geochronological study of high-pressure metamorphic rocks in the Kekesu section (northwestern China): Implications for the late Paleozoic tectonics of the Southern Tianshan. J Geol, 118: 59–77

Warren C J, Waters D J. 2006. Oxidized eclogites and garnet-blueschists from Oman: *P-T* path modeling in the NCFMASHO system. J Metamorph Geol, 24: 783–802

Wei C J, Powell R, Clarke G L. 2004. Calculated phase equilibria for low and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. J Metamorph Geol, 22: 495–508

Wei C J, Powell R, Zhang L F. 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: Petrologic characteristic and calculated mineral equilibria in the Na_2O-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O system. J Metamorph Geol, 21: 163–179

Wei C J, Wang W, Clarke G, et al. 2009a. Metamorphism of high/ultrahigh-pressure pelitic-felsic schist in the South Tianshan Orogen, NW China: Phase equilibria and *P-T* path. J Petrol, 50: 1973–1991

Wei C J, Yang Y, Su X L, et al. 2009b. Metamorphic evolution of low-T eclogite from the north Qilian orogen, NW China: Evidence from petrography and calculated phase equilibrium in the system NCKFMASHO. J Metamorph Geol, 27: 55–70

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 Asian Earth Sci, 70-71: 295–307

Zhang L F, Ai Y L, Song S G. 2007. A brief review of UHP meta-opiolitic rocks, Southwestern Tianshan, Western China. Int Geol Rev, 49: 811–823

Zhang L F, Du J X, Shen X J, et al. 2009. The timing of UHP-HP eclogitic rocks in Western Tianshan, NW China: The new SIMS U-Pb zircon dating, Lu/Hf and Sm/Nd isochron ages. Abstracts of 8th International Eclogite Conference, Xining

Zhang L F, Ellis D J, Arculus R J, et al. 2003. Forbidden zone subduction of sediments to 150 km depth—The reaction of dolomite to magnesite+aragonite in the UHPM metapelites from western Tianshan, China. J Metamorph Geol, 21: 523–529

Zhang L F, Ellis D J, Jiang W B. 2002a. Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part I: Evidences from the inclusion of coesite pseudomorphs in garnet and quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites. Am Mineral, 87: 853–860

Zhang L F, Ellis D J, Williams S, et al. 2002b. Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part II: Evidence from magnesite in eclogite. Am Mineral, 87: 861–866

Zhang L F, Song S G, Liou J G, et al. 2005. Relict coesite exsolution in omphacite from Western Tianshan eclogites, China. Am Mineral, 90: 181–186

Zhang R Y, Liou J G, Ernst W G. 2007. Ultrahigh-pressure metamorphic belts in China: Major progress in the past several years. Int Geol Rev, 49: 504–519

Zheng Y F, Zhang L F, McClelland W C, et al. 2012. Processes in continental collision zones: Preface. Lithos, 136-139: 1–9