

拉萨地块吉朗榴辉岩的岩石学研究及其对古特提斯洋壳俯冲折返过程的限定

申婷婷¹, 张 聪^{1,2}, 田作林¹, 李 杨², 杨经绥¹

(1. 自然资源部深地动力学重点实验室, 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037; 2. 山东科技大学 地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590)

摘 要: 拉萨地块东部松多(超)高压榴辉岩记录了古特提斯洋俯冲及折返过程。松多榴辉岩带已发现松多、新达多、白朗和吉朗4个榴辉岩出露区, 它们的峰期温压条件及变质 p - T 轨迹的研究对揭示拉萨地块古特提斯时期的俯冲及折返过程有重要意义。松多榴辉岩带东段吉朗榴辉岩的主要矿物为石榴子石、绿辉石、多硅白云母、角闪石、金红石、绿帘石、石英以及退变形成的后成合晶结构(透辉石+角闪石+斜长石)和少量的黑云母。石榴子石具有含丰富矿物包裹体的“脏”核和极少包裹体的“净”边, 具有典型的进变质成分环带特征, 从核部到边部镁铝榴石组分升高, 锰铝榴石和钙铝榴石组分降低。石榴子石边部发育窄的角闪石+斜长石($An=28$)组成的冠状体, 表明石榴子石边部发生了后期角闪岩相退变质作用。通过变质相平衡模拟计算得到石榴子石以及多硅白云母记录的峰期温压条件为 563°C 、 2.4 GPa 。结合岩相学特征, 确定吉朗榴辉岩经历了4期变质演化阶段: ①进变质阶段以石榴子石核部及其包裹体为代表性矿物组合; ②峰期变质阶段矿物组合为石榴子石边部、绿辉石、多硅白云母、蓝闪石、硬柱石、金红石和石英; ③早期退变质阶段以硬柱石分解产生绿帘石为特征; ④晚期退变质阶段以绿辉石发育后成合晶和石榴子石生长冠状体为特征。认为吉朗榴辉岩为典型的低温高压榴辉岩, 经历了顺时针 p - T 演化轨迹, 折返过程为近等温降压过程。与松多带内其他(超)高压岩石相比, 吉朗榴辉岩峰期温压条件较低, 其围岩为变石英岩, 区别于区内其他(超)高压榴辉岩的石榴子石白云母片岩及蛇纹岩围岩。推测吉朗榴辉岩来自于俯冲带浅部, 由俯冲隧道中低密度沉积物裹挟折返。

关键词: 拉萨地块; 榴辉岩; 变质相平衡; 古特提斯洋; 洋壳俯冲

中图分类号: P588.34; P581

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2018)06-0917-16

Petrological studies of Jilang eclogite in the Lhasa terrane and its constraint on the subduction and exhumation processes of the Paleo-Tethys oceanic crust

SHEN Ting-ting¹, ZHANG Cong^{1,2}, TIAN Zuo-lin¹, LI Yang² and YANG Jing-sui¹

(1. Key Laboratory of Deep-Earth Dynamics of Ministry of Natural Resources, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Institute of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China)

Abstract: The (ultra-) high pressure eclogites from Sumdo area in eastern Lhasa terrane recorded the subduction and exhumation process of the Paleo-Tethys oceanic crust. Previous studies reported four main outcrops in Sumdo

收稿日期: 2018-05-10; 接受日期: 2018-08-29

基金项目: 国家自然科学基金项目(41572051, 41502039, 41641015); 中国博士后基金项目(2016T90011); 中国地质科学院基本科研业务费(J1701, YYWF201702); 中国地质调查局地调项目(DD20160023-01, DD20160022-01)

作者简介: 申婷婷(1985-), 女, 博士, 助理研究员, 变质地质学专业, E-mail: ttshen@pku.edu.cn; 通讯作者: 张 聪(1983-), 男, 博士, 副研究员, 变质地质学专业, E-mail: congzhang@pku.edu.cn。

area, i. e., Sumdo, Xindaduo, Bailang and Jilang. Studying the peak metamorphic conditions and p - T path of Sumdo eclogite is of great significance for revealing the subduction and exhumation mechanism of Paleo-Tethys Ocean. In this paper, the authors chose Jilang eclogite for a case study, which has a mineral assemblage of garnet, omphacite, phengite, hornblende, rutile, epidote, quartz and symplectite (diopside + amphibole + plagioclase), and minor biotite. Garnet has a “dirty” core with abundant mineral inclusions and a “clear” rim with less mineral inclusions, showing typical growth zoning. From the core to the rim, Prp content in garnet increases while Grs content decreases, and the rim of garnets is wrapped by pargasite + plagioclase (An = 28) corona, showing an amphibolite facies superimposition during retrogression. p - T pseudosection calculated with Domino contoured with isopleths of grossular and pyrope values in garnet and Si content in phengite constrained peak p - T conditions of Jilang eclogite as 563°C, 2.4 GPa. Combined with petrographical observation, the authors recognized four stages of metamorphism: ① prograde metamorphism represented by the core of garnet and mineral inclusions therein; ② peak metamorphism represented by the rim of garnet, omphacite, phengite, glaucophane, lawsonite, rutile and quartz; ③ early stage retrograde metamorphism characterized by decomposition of lawsonite to epidote; ④ late stage retrograde metamorphism characterized by symplectites surrounding omphacite and coronas rimmed garnet. Jilang eclogite shows a clockwise p - T path, near isothermal decompression during exhumation, and is recorded as a high pressure, low temperature eclogite. Different from eclogites in other areas which are hosted by garnet-bearing mica schists or serpentinites, Jilang eclogites are enclosed in metamorphic quartzites, with relatively low p - T conditions. On the basis of mixture of rocks with various p - T conditions in this area, the authors infer that Jilang eclogite was derived from the shallow part of the subduction zone, and was exhumed by low density materials in the subduction channel.

Key words: Lhasa terrane; eclogite; metamorphic phase equilibrium; Paleo-Tethys Ocean; oceanic subduction

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41572051, 41502039, 41641015); China Postdoctoral Science Foundation (2016T90011); Foundation of Chinese Academy of Geological Sciences (J1701, YYWF201702); Project of China Geological Survey (DD20160023-01, DD20160022-01)

高压-超高压变质带是古板块汇聚边界及古大洋俯冲碰撞的重要标志,记录了洋壳或陆壳物质经历深俯冲发生超高压变质作用并折返到地表的一系列动力学过程(Carswell, 1990; Coleman and Wang, 1995; Ernst and Liou, 1995; Maruyama *et al.*, 1996; Wang and Cong, 1996; Ernst, 2001; Song *et al.*, 2006; Liou *et al.*, 2007)。榴辉岩是超高压变质带中重要的岩石类型之一,它通常能够保存峰期矿物组合以及多阶段的退变质矿物组合,是确定高压-超高压变质带 p - T - t 演化过程的最佳工具,能够有效地反演俯冲带的演化历史。根据榴辉岩原岩形成环境及其围岩岩石组合,前人将俯冲带划分为太平洋型和阿尔卑斯型俯冲带(Ernst, 1988; Ernst and Liou, 1995; Maruyama *et al.*, 1996),即大洋型和大陆型俯冲带。含超高压指示性矿物的岩石多产出在大陆型俯冲带,而产出在大洋型俯冲带的超高压变质榴辉岩却极为少见(Coleman and Wang, 1995; Carswell and Compagnoni, 2003; Zheng *et al.*, 2003),直到20世纪90年代初才在西阿尔卑斯 Zermatt-Saas 地区洋

壳高压变质岩中发现柯石英,证实了俯冲到地幔深度的洋壳发生了超高压变质作用并折返到地表(Reinecke, 1991)。但是经历深俯冲的洋壳形成的榴辉岩的密度往往大于周围地幔岩的密度,由于重力作用导致其继续俯冲到地幔深部而很难抬升到地表(Davies and von Blanckenburg, 1995)。因此,深俯冲洋壳物质的折返机制还有待进一步探讨。

位于青藏高原腹地拉萨地块东部的松多榴辉岩带从发现至今已经有10多年的历史(杨经绥等, 2006)。前人通过对该带中榴辉岩、蛇纹石化超基性岩及基性火山岩的野外观察、岩石地球化学及地质年代学研究,厘定出松多榴辉岩带为南北拉萨地块之间晚二叠世闭合的古特提斯洋缝合带,属于典型的大洋俯冲带(Yang *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2009)。目前松多地区榴辉岩的研究集中在松多、白朗、新达多和吉朗4个出露地区,主要的研究成果是限定了榴辉岩的峰期温压条件和变质 p - T 轨迹以及峰期变质年龄。前人利用传统矿物对温压计及变质相平衡模拟方法,计算得到松多榴辉岩不同出露区

的峰期温压范围为 $450 \sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $2.5 \sim 3.9\text{ GPa}$ (Yang *et al.*, 2009; 张丁丁等, 2011; Cheng *et al.*, 2012, 2015; 杨现力等, 2014), 该温压条件散布在从低温-高压的硬柱石榴辉岩相到高温-超高压的“干榴辉岩”相变质作用这一较宽范围内。造成这种相邻地区甚至相邻露头上榴辉岩温压条件差异如此大的原因是什么? 这引起了笔者的注意和思考。新达多地区含蓝闪石榴辉岩的峰期温压条件为 $615 \pm 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $\sim 3.3\text{ GPa}$, 而双矿物榴辉岩的峰期变质温度为 $630 \pm 10\text{ }^{\circ}\text{C}$, 压力不超过 2.7 GPa (李鹏等, 2017)。前人得到吉朗地区榴辉岩的峰期温压条件为 $753 \sim 790\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $3.4 \sim 3.8\text{ GPa}$, 确定其为中温超高压榴辉岩, 且在绿辉石中发现有柯石英存在 (Cheng *et al.*, 2012)。这些不同峰期温压的榴辉岩从大的构造背景上关系到榴辉岩的折返深度和俯冲带榴辉岩的折返模式, 一直是国际上讨论的热点问题。吉朗地区的榴辉岩是否还有其他的类型? 温压条件是否也会不同? 本文对松多缝合带中吉朗榴辉岩进行了详细的岩相学及矿物化学研究, 结合相平衡方法对榴辉岩在俯冲带中的变质过程进行限定, 为讨论拉萨地块古特提斯洋闭合及洋壳物质折返过程提供依据。

1 区域地质背景

青藏高原是由一系列微陆块的碰撞、拼合而成的, 自北向南依次是松潘-甘孜、羌塘、拉萨以及印度-喜马拉雅地体 (图1a)。拉萨地块位于青藏高原中部, 地理位置上西起狮泉河、冈仁波齐, 向东经念青唐古拉山与伯舒拉岭相连, 南北宽约 300 km , 东西向延伸约 $2\text{ }000\text{ km}$, 面积达 $450\text{ }000\text{ km}^2$ 。其北部为羌塘地块, 以班公湖-怒江缝合带为界, 南部为印度-喜马拉雅地块, 以雅鲁藏布江缝合带为界, 特殊的构造部位使之成为揭示青藏高原形成与演化过程的重要地区之一。现有的研究认为, 拉萨地块由一套角闪岩相至麻粒岩相的变质岩系、古生代-中生代沉积岩和中、新生代岩浆岩组成 (Yin and Harrison, 2000)。关于该区的岩浆作用方面取得了一系列重要成果, 为拉萨地块在中生代经历的安第斯型造山作用和新生代的碰撞作用提供了重要的证据 (Mo *et al.*, 2007; 朱弟成等, 2009; Zhu *et al.*, 2011a, 2011b, 2013; Xu *et al.*, 2015)。拉萨地块中变质岩零星分布于念青唐古拉群古老的变质基底中, 岩石组合类

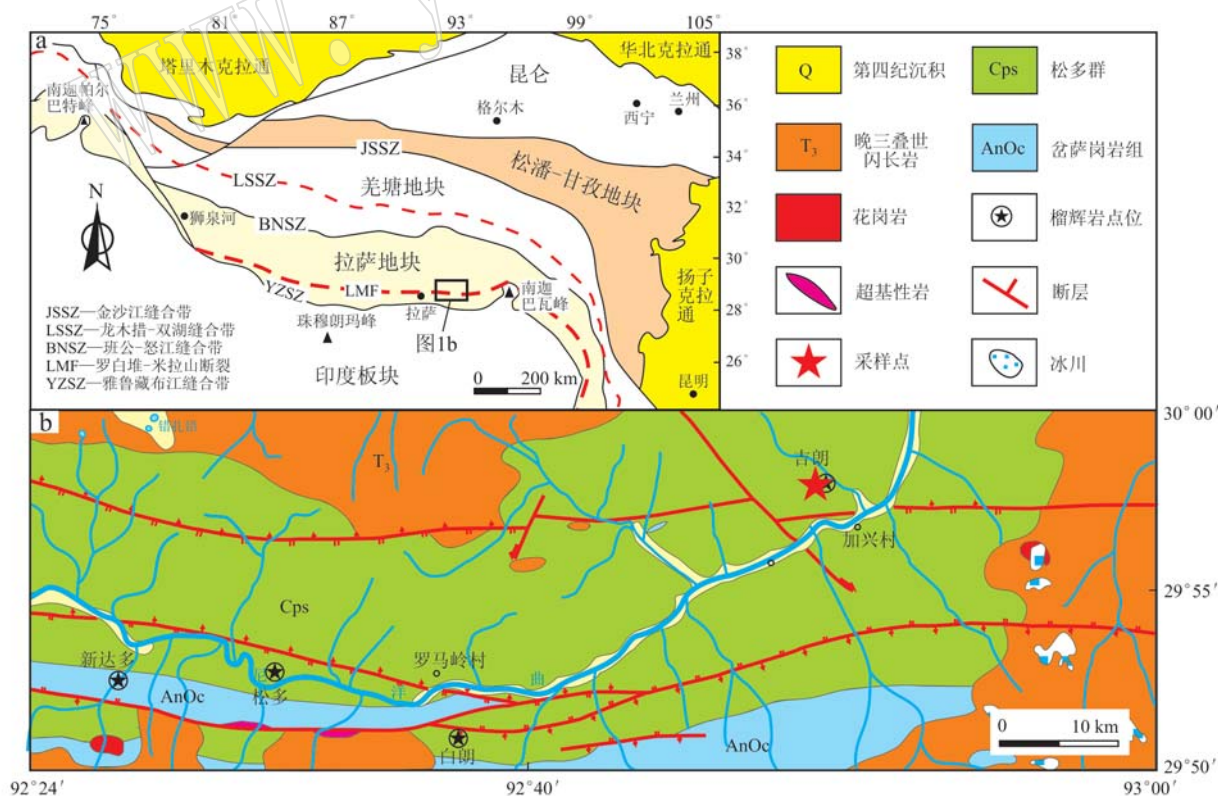


图1 青藏高原地质简图(a)和松多地区地质简图(b) [据 Zhang 等(2018)修改]

Fig. 1 Sketch geological map of the Tibetan Plateau (a) and the Sumdo area (b) (modified after Zhang *et al.*, 2018)

型主要有含石榴黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、斜长角闪片岩、大理岩、石英岩及花岗片麻岩等, 锆石 U-Pb 同位素年龄约为 1 250 Ma (西藏自治区地质矿产局, 1994)^①, 而在那木错西缘和那曲以北地区念青唐古拉群表壳岩石和变质深成岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 787 ~ 748 Ma, 因此青唐古拉山和高喜马拉雅形成时代被认为相当(胡道功等, 2005)。随着松多榴辉岩的发现, 人们逐渐开始关注拉萨地块中生代变质演化过程(杨经绥等, 2006; Zhang *et al.*, 2018)。

松多榴辉岩带位于拉萨地块中东部的松多-加兴一带, 呈东西向分布, 延伸大约 100 km, 宽度则在 2 ~ 3 km 之间, 主要发育于下奥陶统的松多岩群中, 并细分为岔萨冈、马布库和雷龙库 3 个组。松多岩群岩性主要为片岩、大理岩和石英岩, 时代为前奥陶纪。榴辉岩呈透镜状出露在吉朗、白朗、松多和新达多 4 个地区, 其围岩为含石榴子石片岩、蛇纹岩、绿

帘角闪岩及变质石英岩。本文研究样品 15SD120 位于松多榴辉岩带东端尼洋河北侧的吉朗地区, 具体采样点如图 1b 所示。榴辉岩呈透镜状产于变质石英岩中, 透镜体野外露头直径约 10 m, 手标本为细粒块状结构(图 2)。石英岩为块状, 未变形, 石英含量达 90% 以上。透镜体边部发生不同程度的退变质作用, 样品采于透镜体核部位置, 保存了相对新鲜的榴辉岩相矿物组合。前人研究吉朗的多硅白云母榴辉岩, 在绿辉石包体中发现了柯石英, 通过地质温压计计算得到的温压条件为 3.4 ~ 3.8 GPa、753 ~ 790℃(Cheng *et al.*, 2012), 认为吉朗多硅白云母榴辉岩为超高压中温榴辉岩, 采用锆石 U-Pb 法定年确定榴辉岩原岩的形成时代为 290.6 ± 6.2 Ma, 通过石榴子石-绿辉石-全岩 Lu-Hf 法确定榴辉岩相的变质时代为 265.9 ± 1.1 Ma, 这与锆石 U-Pb 法定年得到的变质年代 261.2 ± 3.1 Ma 一致; 锆石 U-Pb 法定年确定的退变质时代为 238.1 ± 3.2 Ma(Cheng *et al.*, 2012)。



图 2 吉朗榴辉岩的野外照片(a)和手标本照片(b)

Fig. 2 Field photograph (a) and hand specimen photograph (b) of eclogite in Jilang area

2 分析测试方法

榴辉岩样品的探针薄片磨制和岩石粉末制作工作均在河北廊坊地岩测试公司完成。首先将岩石块体表面清洗干净, 用切割机剥去表面, 清洗干净后晾干, 然后用粉碎机将块体破碎成 1 cm 直径大小的小块, 去除含有脉体部分, 并用去离子水再次清洗干净晾干, 最后在玛瑙研钵里将粉末加工到小于 200 目以下。

榴辉岩样品的全岩地球化学成分在国家地质实

验测试中心采用 X 射线荧光衍射(XRF)方法得到, 其中 FeO 含量通过湿化学方法测定。将 1 g 烘干样品放入已灼烧至恒量的瓷坩埚中逐渐加热到 1 000℃ 以上灼烧 40 min 后称量, 计算前后质量的差值以得到烧失量。

矿物主量元素成分分析在同济大学海洋地质国家重点实验室完成, 仪器为 JAX-8230 型电子探针分析仪, 加速电压为 20 kV, 束流为 10 nA。云母类矿物的测试束斑为 5 μm, 闪石类和绿帘石类的束斑为 3 μm, 石榴子石和绿辉石的束斑为 1 μm。主量元素的检出限为 0.01%。标样矿物分别为: 硬玉(Na, Al,

① 西藏自治区地质矿产局. 1994. 中华人民共和国区域地质调查报告 1:20 万下巴满(沃卡)幅.

Si)、镁橄榄石(Mg)、钾长石(K)、硅灰石(Ca)、赤铁矿(Fe)、金红石(Ti)、磷灰石(P)等。

文中使用的矿物缩写代号为:Grt—石榴子石;Omp—绿辉石;Di—透辉石;Gln—蓝闪石;Bar—冻蓝闪石;Am¹—闪石(1类);Am²—闪石(2类);Pl¹—斜长石(1类);Pl²—斜长石(2类);Ab—钠长石;Ep—绿帘石;Phg—多硅白云母;Rt—金红石;Bi—黑云母;Ilm—钛铁矿;Ttn—榍石;Qtz—石英;Prp—镁铝榴石;Grs—钙铝榴石;Sps—锰铝榴石;Alm—铁铝榴石;Jd—硬玉端员;Aeg—霓辉石;Lws—硬柱石;Coe—柯石英;Chl—绿泥石;Hbl—普通角闪石;Kfs—钾长石;Ms—白云母。

3 榴辉岩的岩石矿物学特征

3.1 岩相学特征

吉朗榴辉岩为粒状变晶结构,块状构造,变斑晶矿物为石榴子石和绿辉石,普遍遭受后期退变质作用改造(图2b)。主要矿物组成是石榴子石(45%,体积分数,下同)、绿辉石(10%)、多硅白云母(5%)、角闪石(20%)、金红石(5%)、绿帘石(4%)、石英(10%)以及退变形成的后成合晶结构(透辉石+角闪石+斜长石)和少量的黑云母(<1%)(图3a)。

石榴子石斑晶,粉红色,粒度0.5~1.0 mm,半自形到自形,几乎是均匀分布于岩石样品中,后期退变不严重,环绕石榴子石的外边生长非常窄的角闪石和斜长石的冠状体(图3b~3d)。石榴子石普遍存在“脏”的核部和一个“净”的窄外边。核部含有大量的包裹体,包括角闪石、蓝闪石、绿帘石、多硅白云母、金红石和石英等;边部的包裹体较少,主要为绿辉石、多硅白云母和金红石(图3g)。

绿辉石,绿色,主要存在于基质中,也有少量出现在石榴子石包裹体中。大部分绿辉石发生了退变,转变成了由细粒透辉石、角闪石和斜长石组成的后成合晶结构,尚有核部残余(图3d~3f)。

多硅白云母,片状,与石榴子石、绿辉石共生,在石榴子石包裹体和基质中都有出现。

角闪石,种类有多种,其中石榴子石核部包裹蓝闪石和冻蓝闪石,代表进变质矿物,另外的种类为后期退变的产物,包括绿辉石退变形成的后成合晶中的富钠质角闪石(Am¹)和围绕石榴子石外边生长的富钙质角闪石(Am²)。

金红石,在基质中和石榴子石包裹体中普遍存在。金红石既存在于石榴子石核部也存在于石榴子石边部,有时还与石榴子石互嵌式生长(图3b、3c),说明金红石既出现于进变质时期又出现于峰期变质时期,与石榴子石是共生的关系。基质中的金红石呈残余状,后期退变过程中生长了榍石边(图3g),进一步退变过程中,金红石与其他矿物反应,在金红石的位置生长了黑云母。

绿帘石,分布于基质以及石榴子石包裹体中,石榴子石包裹体中的绿帘石颗粒太小,没有获得可靠的探针数据;基质中的绿帘石颗粒也很细小(50~100 μm),有的绿帘石围绕石榴子石外边生长(图3g)。

石英遍布于基质中和石榴子石包裹体中。

3.2 全岩地球化学分析结果

XRF法分析得到的吉朗榴辉岩样品15SD120的全岩地球化学分析结果($w_B/\%$)为:SiO₂ 47.73, TiO₂ 3.95, Al₂O₃ 13.19, Fe₂O₃ 3.77, FeO 10.78, MnO 0.22, MgO 5.20, CaO 8.87, Na₂O 2.87, K₂O 0.90, P₂O₅ 0.68, LOI 0.24, Total 98.40。

3.3 主要矿物化学特征

吉朗地区榴辉岩中代表性矿物的电子探针成分见表1。

3.3.1 石榴子石

电子探针分析表明,吉朗榴辉岩中的石榴子石主要为铁铝榴石类型,铁铝榴石组分(Alm)的含量高达0.58~0.68,镁铝榴石组分(Prp)的含量为0.07~0.17,钙铝榴石组分(Grs)的含量为0.22~0.29,锰铝榴石组分(Sps)的含量为0.01~0.06(图4a)。石榴子石具有很好的成分环带,由核部到边部,Sps逐渐降低,表明为进变质生长环带(图5);Grs在核部较宽且平坦,在窄边处降低;核部Prp较平坦,然后到幔部有轻微的降低,到窄边部又显著升高;与Prp对应,Alm核部到幔部有轻微的升高,随后保持稳定,到窄边部出现显著的降低(图5)。总体上从核部到边部石榴子石中的Sps、Grs和Alm降低,Prp升高,但是变化范围不是很大。石榴子石边部Grs、Prp的变化恰好对应石榴子石的“脏”核和“净”边。

3.3.2 绿辉石

绿辉石存在于基质和石榴子石包裹体中。计算得到绿辉石中的硬玉分子含量(摩尔分数,下同)可达28%~41%,退变过程中绿辉石发生了分解,形成了围绕绿辉石的后成合晶结构,有时残留绿辉石核

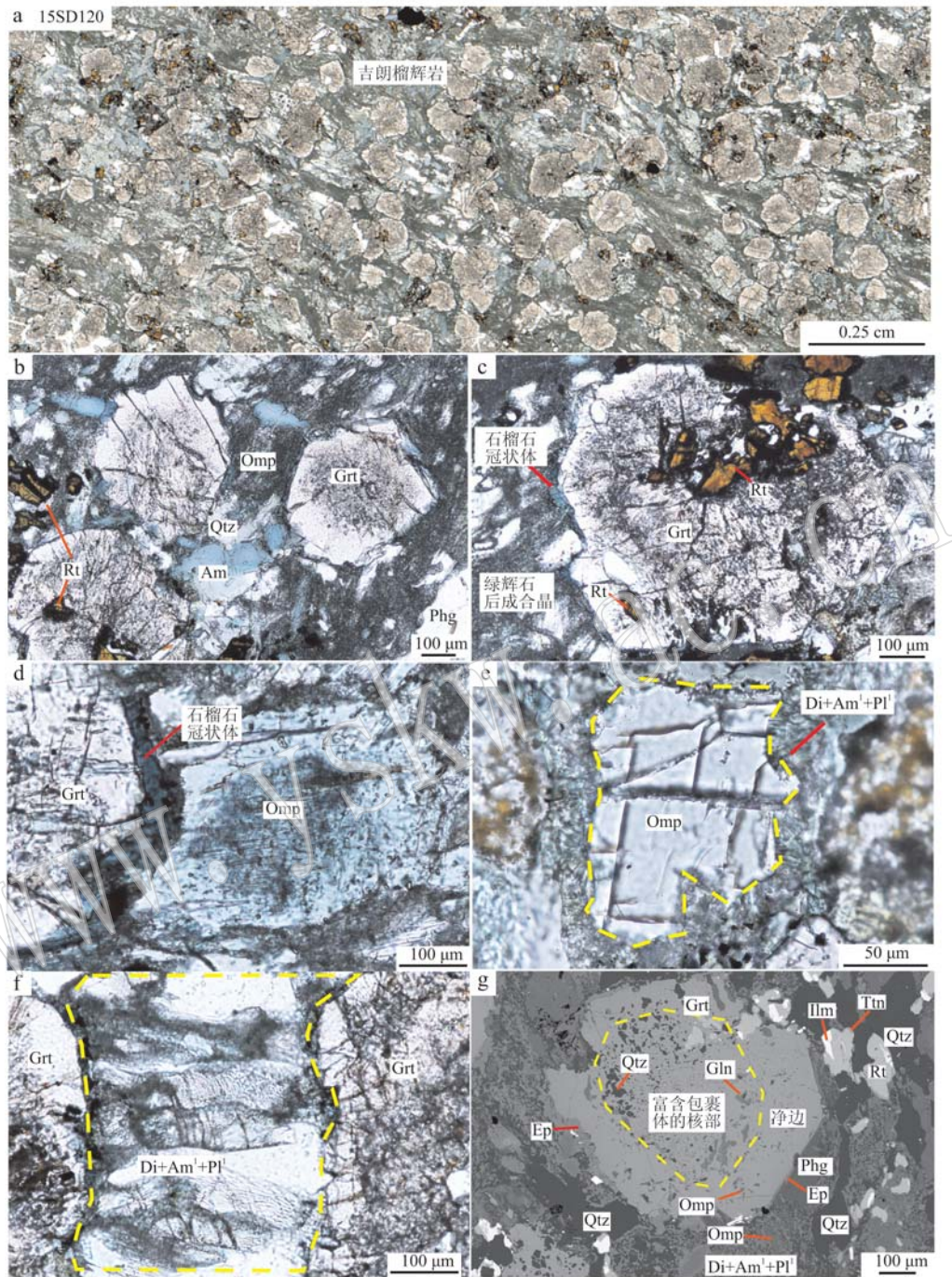


图3 吉朗地区榴辉岩的单偏光显微照片(a~f)和背散射照片(g)

Fig. 3 Microphotographs of plainlight (a~f) and BSE image (g) of eclogite from Jilang area

a—吉朗榴辉岩样品 15SD120 薄片尺度的部分扫描照片; b—石榴子石变斑晶具有“脏”核和“净”边,绿辉石、多硅白云母以及退变的角闪石、金红石出现在石榴子石核部; c—石榴子石与金红石的互嵌接触关系,以及金红石包裹在石榴子石边部,石榴子石外边生长了含角闪石、斜长石、绿帘石等的冠状体; d—石榴子石、绿辉石以及石榴子石边部的冠状体; e—绿辉石边部转变成后成合晶组合(透辉石、角闪石和斜长石)及残余核部; f—石榴子石之间由绿辉石转变成的后成合晶结构; g—石榴子石“脏”核和较干净边部的包裹体,围绕石榴子石外边的绿帘石冠状体以及绿辉石与后成合晶结构

a—part of scanned thin section of sample 15SD120; b—garnet porphyroblast with “dirty” core and “clean” rim, together with omphacite, phengite and retrograded amphibole, and with rutile included in the core of garnet; c—garnet intergrowing with rutile and rutile included in the rim of garnet; amphibole, plagioclase; epidote growing around garnet outer rim as corona; d—garnet, omphacite and garnet corona; e—omphacite decomposed to symplectite structure: diopside, amphibole and plagioclase, with relict core; f—symplectite structure between garnets after omphacite; g—garnet porphyroblast with “dirty” core and “clean” rim, epidote corona around garnet outer rim, and omphacite and symplectite

表 1 吉朗地区榴辉岩中代表表性矿物的电子探针成分

矿物名称	Grt		Omp	Di	Gln		Bar	Am ¹	Am ²	Pl ¹		Pl ²	Ep	Phg		Bi	
	核部	边部			基质	包裹于 Grt 中				Omp 后成 合晶中	核部(包裹 于 Grt 中)			边部(包裹 于 Grt 中)	包裹于 Grt 中		Omp 后 成合晶中
位置	核部	边部	基质	包裹于 Grt 中	Omp 后成 合晶中	核部(包裹 于 Grt 中)	边部(包裹 于 Grt 中)	包裹于 Grt 中	Am ¹	Am ²	Omp 后 成合晶中	Grt 冠状 体中	Omp 后 成合晶中	基质	核部	边部	基质
SiO ₂	37.84	38.55	55.18	55.09	54.33	53.52	52.65	44.62	52.98	38.46	67.99	62.71	37.54	37.41	52.42	50.30	36.16
TiO ₂	0.33	0.11	0.00	0.08	0.00	0.06	0.09	0.44	0.05	0.08	0.00	0.00	0.02	0.10	0.20	0.26	2.68
Al ₂ O ₃	20.84	21.94	8.41	7.95	2.76	10.62	9.82	13.96	6.18	14.97	19.51	14.61	24.13	25.14	24.80	26.21	17.30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.01	0.06	0.02	0.00	0.00	0.10	0.00	0.05	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05
FeO	29.37	27.52	9.69	9.89	9.67	15.09	15.37	17.92	12.42	19.46	0.39	3.99	10.93	10.71	3.25	3.82	14.94
MnO	1.19	0.38	0.11	0.02	0.06	0.02	0.06	0.04	0.04	0.01	0.00	0.08	0.04	0.06	0.00	0.01	0.05
MgO	2.26	4.46	6.87	7.36	10.77	9.25	9.28	7.70	14.40	7.70	0.00	3.70	0.03	0.06	3.87	3.09	12.83
CaO	8.91	8.47	12.72	12.86	18.91	1.47	2.09	6.63	6.82	10.26	0.26	6.70	22.32	22.81	0.00	0.02	0.15
Na ₂ O	0.05	0.02	6.24	6.37	3.28	6.53	6.08	4.95	3.71	2.39	11.48	9.50	0.00	0.00	0.21	0.36	0.12
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.07	0.16	0.17	1.68	0.08	0.01	0.03	0.02	10.05	9.86	8.81
Total	100.83	101.48	99.26	99.73	99.85	96.62	95.50	96.62	96.77	95.10	99.77	101.35	95.10	96.37	94.98	94.31	93.22
氧离子数	12	12	6	6	6	23	23	23	23	23	8	8	12.5	12.5	11	11	11
Si	2.99	2.98	2.02	2.00	2.00	7.63	7.61	6.65	7.55	6.00	2.98	2.81	3.02	2.97	3.51	3.41	2.75
Ti	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.15
Al	1.94	2.00	0.36	0.34	0.12	1.78	1.67	2.45	1.04	2.75	1.01	0.77	2.29	2.35	1.96	2.10	1.55
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.05	0.04	0.04	0.09	0.11	0.33	0.39	0.36	0.46	0.52	0.01	0.15	0.73	0.70	0.01	0.05	0.00
Fe ²⁺	1.89	1.74	0.26	0.21	0.19	1.47	1.47	1.87	1.02	2.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.17	0.17	0.95
Mn	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.27	0.51	0.38	0.40	0.59	1.97	2.00	1.71	3.06	1.79	0.00	0.25	0.00	0.01	0.39	0.31	1.46
Ca	0.75	0.70	0.50	0.50	0.75	0.22	0.32	1.06	1.04	1.72	0.01	0.32	1.92	1.94	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.00	0.44	0.45	0.24	1.80	1.71	1.43	1.03	0.72	0.98	0.83	0.00	0.00	0.03	0.05	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.85	0.86
Sum	8.00	8.00	4.00	4.00	4.00	15.33	15.33	15.75	15.38	16.06	5.00	5.14	7.97	8.00	6.94	6.95	7.76
Prp	0.09	0.17								An	1	28					
Grs	0.25	0.24															
Sps	0.03	0.01															
Alm	0.63	0.58															
Jd			40.66	36.32	12.63												
Aeg			4.00	9.40	10.70												
WfF			55.34	54.28	76.67												

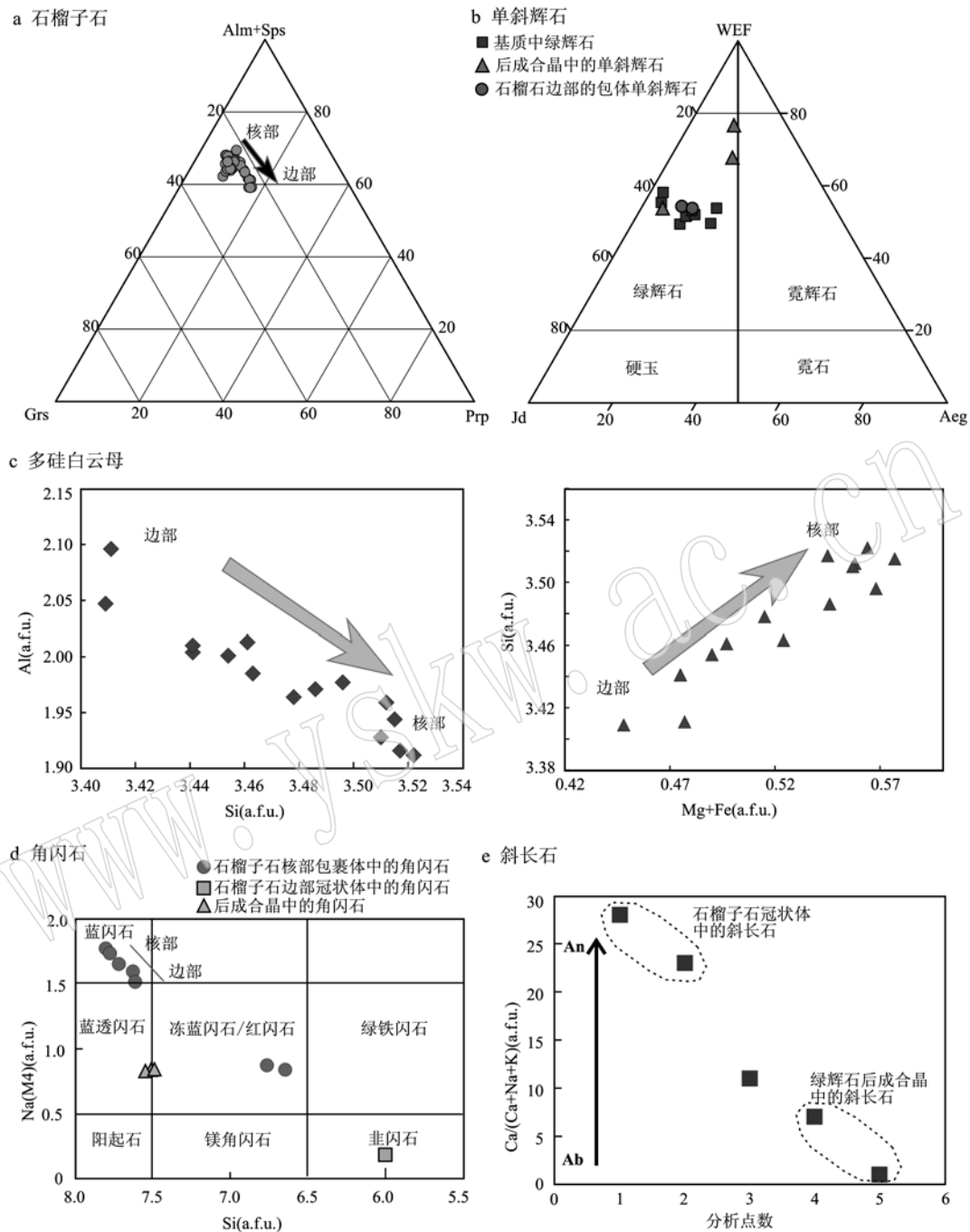


图4 吉朗榴辉岩代表性矿物的成分投图

Fig. 4 Plot diagrams of representative minerals from Jilang eclogite

(图3d~3f)。绿辉石逐渐转变成了富钠的透辉石,仍含有较高的硬玉分子含量(如13%~17%)(图4b)。测试发现石榴子石边部的绿辉石的硬玉分子含量为34%~36%,较基质中的绿辉石低。基质中的绿辉石成分不均匀,也存在核边结构,核部的硬玉分子含量高,边部降低,记录逐渐退变的过程。

3.3.3 多硅白云母

多硅白云母成分不均匀,普遍具有核边结构。核部的硅含量($\text{Si} = 3.52 \text{ a. f. u.}$, a. f. u. 代表单个分子中的离子数)比边部的硅含量高($\text{Si} = 3.41 \text{ a. f. u.}$)。在Al-Si图上,多硅白云母中的Al与Si呈负相关关系,而在Si-Mg+Fe图上Si与Mg+Fe呈正

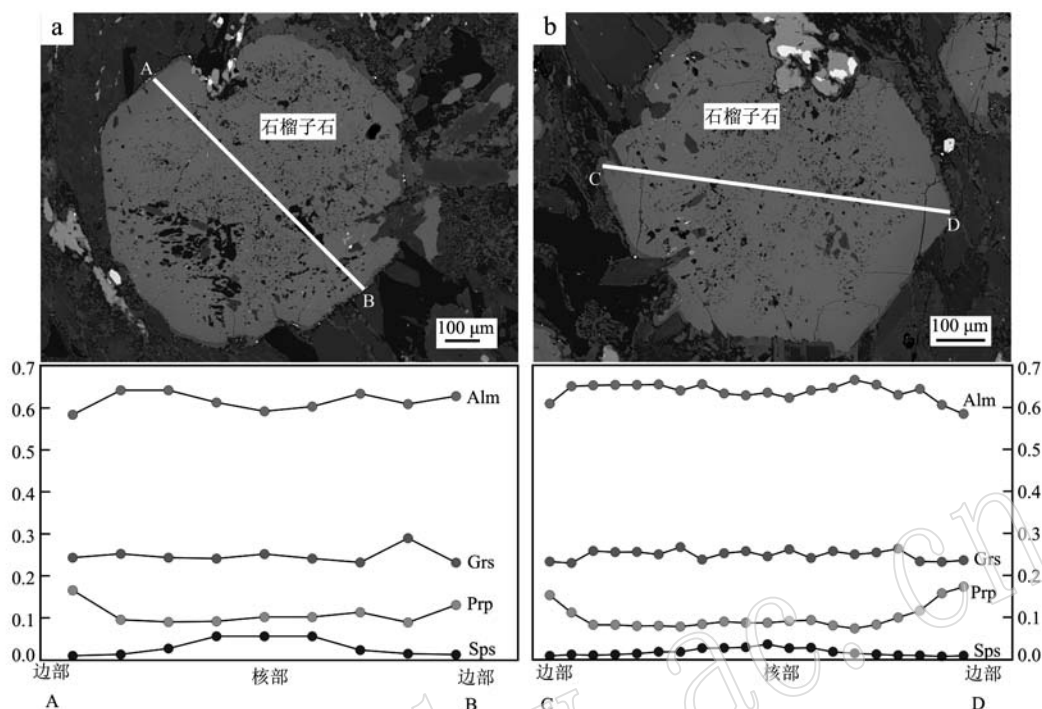


图5 吉朗榴辉岩中变斑晶石榴子石成分剖面图和相应的BSE照片

Fig. 5 Diagrams showing the composition zonation of garnet porphyroblasts from Jilang eclogite and corresponding BSE images

相关关系,说明存在绿磷石替代: $2\text{Al}^{3+} = \text{Si}^{4+} + (\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}$ 。随着退变过程的持续,多硅白云母的成分往低Si的方向演化(图4c)。

3.3.4 角闪石、斜长石和绿帘石

角闪石有4种产出位置:石榴子石包裹体、绿辉石后成合晶、石榴子石冠状体和基质。石榴子石包裹体中的角闪石成分落在冻蓝闪石和蓝闪石域,其中包裹的蓝闪石还具有环带结构,由核部到边部,钠质含量逐渐减少,有往冻蓝闪石转变趋势;绿辉石后成合晶中的角闪石(Am^1)以及基质中颗粒较粗的淡蓝色角闪石均落在蓝透闪石成分范围内;石榴子石边部冠状体中的角闪石(Am^2)成分落在韭闪石范围内(图4d)。

斜长石为退变质矿物,出现在绿辉石后成合晶和石榴子石冠状体中。探针成分显示,不同矿物退变产生的斜长石的成分不同:绿辉石后成合晶中的斜长石(Pl^1)的An值非常低,接近钠长石端员;而石榴子石冠状体中的斜长石(Pl^2)的An值可到28,钙长石组分较高(图4e)。

帘石的成分比较均匀,探针成分落在绿帘石的成分域内。

4 相平衡模拟计算

本文选择在 $\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ (MnNCKFMASHTO) 体系下对吉朗榴辉岩进行相平衡模拟。根据表1中的全岩成分计算得到该体系下各个成分组分的离子摩尔数为: $\text{Mn}=0.20$, $\text{Na}=6.08$, $\text{Ca}=9.33$, $\text{K}=1.25$, $\text{Fe}=9.84$, $\text{Mg}=8.46$, $\text{Al}=16.97$, $\text{Si}=52.12$, $\text{Ti}=3.24$, $\text{O}=172.34$, 3价 $\text{Fe}=3.10$ 。流体组分假设为纯 H_2O , 并设为过量。视剖面图采用 Domino/Theriak 软件计算 (de Capitani and Brown, 1987; de Capitani and Petrakakis, 2010), 内部一致性热力学数据库采用 Holland and Powell (1998) 发表的数据库 (ds55.txt)。相关的矿物固溶体模型为角闪石 (Diener *et al.*, 2007)、绿泥石 (Holland *et al.*, 1998)、单斜辉石 (Green *et al.*, 2007)、绿帘石 (Holland and Powell, 1998)、石榴子石 (Wei *et al.*, 2004)、多硅白云母 (Coggon and Holland, 2002) 和斜长石 (Holland and Powell, 2003)。硬柱石、金红石、榍石和石英/柯石英为纯端员相。

本文计算的榴辉岩的压力-温度视剖面图温压范围为 0.5 ~ 3.0 GPa 和 450 ~ 700°C (图 6)。含硬柱石的矿物组合稳定在压力大于 1.5 GPa 的区域。根据石榴子石中的钙铝榴石组分(如 c32 等)和镁铝榴石组分(如 m18 等),在视剖面图上做出石榴子石的 X_{Ca} 等值线和 X_{Mg} 等值线,从而可以根据石榴子石的成分判别榴辉岩经历的温压条件。石榴子石的 X_{Mg} 等值线在该区域非常陡峭,含量随温度升高而升高, X_{Ca} 等值线则非常平缓,含量随压力升高而降低。压力小于 1.5 GPa 为含绿帘石的矿物组合区域,石榴子石成分等值线均呈现中等负斜率,随温压条件的升高, X_{Mg} 含量升高, X_{Ca} 含量降低。多硅白云母的 Si 等值线在整个视剖面图中均表现为中等正斜率,

趋势为随压力升高而升高。透辉石和钠钙质角闪石出现在压力小于 1.5 GPa 的区域,斜长石主要稳定在压力小于 1.2 GPa 的条件下,榍石稳定在压力小于 1.5 GPa 的低温低压区域。

进变质矿物组合 Grt + Omp + Gln + Rt + Qz + Lws + Chl 在 $p-T$ 视剖面图上的稳定区域较大(1.5 ~ 2.5 GPa 和 450 ~ 550°C),大多数石榴子石核部成分投在这一矿物组合稳定区域,指示的温压条件为 2.1 ~ 2.3 GPa 和 500 ~ 530°C (图 6)。峰期矿物组合 Grt + Omp + Gln + Rt + Qz + Lws 稳定在 2.0 ~ 2.8 GPa 和 490 ~ 580°C 的 $p-T$ 空间内,石榴子石边部成分均投在这一区域,并呈现出升温升压的 $p-T$ 演化过程。石榴子石最外边部的成分限制了温压条件为

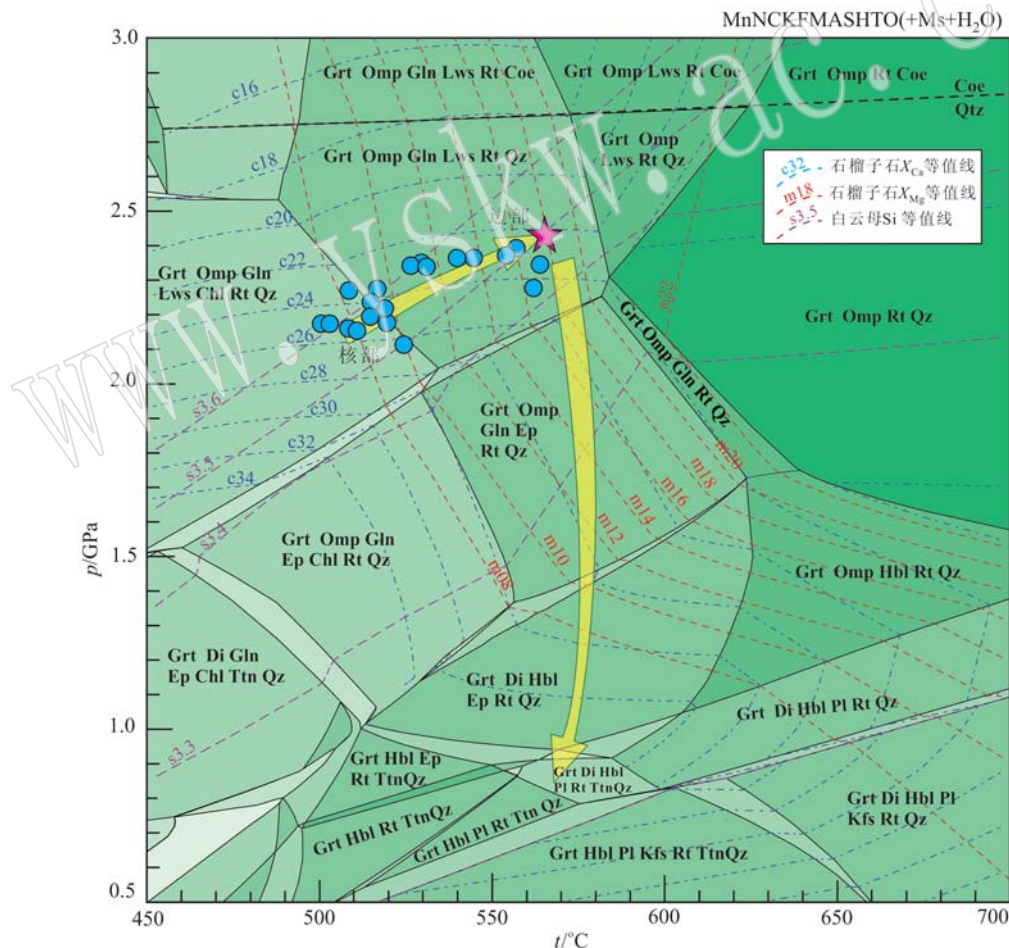


图 6 吉朗榴辉岩的压力-温度视剖面图

Fig. 6 $p-T$ pseudosection calculated for Jilang eclogite

二变域为淡绿色,三变域、四变域一直到七变域,颜色逐渐加深;蓝色实心圆圈为石榴子石成分投图;黄色箭头线为吉朗榴辉岩的 $p-T$ 轨迹;红色五角星为峰期温压条件

Divariant field is light green in color, and trivariant to septavariant fields are increasing heavily shaded; The blue solid circles represent the garnet composition; The yellow arrows show the suggested $p-T$ path of Jilang eclogite; The peak metamorphic conditions is shown as the red star

2.4 GPa 和 563℃, 多硅白云母中硅含量(3.41 ~ 3.52)在 563℃ 条件下指示的压力条件为 2.25 ~ 2.45 GPa, 因此将峰期温压条件限定为 2.4 GPa 和 563℃。早期退变质矿物组合以硬柱石分解形成绿帘石为特征, 这一过程发生在 2.0 ~ 2.2 GPa 和 530 ~ 580℃, 代表了减压过程, 发生脱水反应: $\text{Lws} + \text{Omp} \rightarrow \text{Ep} + \text{Gln} + \text{H}_2\text{O}$ 。晚期退变质矿物组合 $\text{Di} + \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Ttn}$ 稳定的温压区间为 0.8 ~ 0.9 GPa 和 558 ~ 598℃(图 6)。

本文吉朗榴辉岩的峰期温压条件主要根据矿物组合与石榴石成分等值线获得, 为了验证使用石榴子石的 X_{Ca} 和 X_{Mg} 等值线估算峰期温压条件是否可靠, 分别计算了峰期温度条件下(563℃)的 $p - X_{\text{Ca}}$ 视剖面图(图 7a)和峰期压力条件下($p = 2.4$ GPa)的 $t - X_{\text{Mg}}$ 视剖面图(图 7b)。石榴子石的 X_{Ca} 和 X_{Mg} 等值线分别显示在图上。 $p - X_{\text{Ca}}$ 图中, $X_{\text{Ca}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$, 计算得到吉朗榴辉岩的成分为 $X_{\text{Ca}} = 0.275$ 。在峰期矿物组合域 $\text{Grt-Omp-Gln-Lws-Rt-Qz}$ 内, 石榴子石 X_{Ca} 等值线为低锐角正斜率, 很大程度上受控于压力, 受全岩 Ca 成分的影响很少, 即在这个温压范围内, 石榴子石的 X_{Ca} 等值线可以作为压力计使用(图 7a)。 $t - X_{\text{Mg}}$ 图上, $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/$

$(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, 计算得到吉朗榴辉岩的成分为 $X_{\text{Mg}} = 0.467$, 同样在峰期矿物组合域 $\text{Grt-Omp-Gln-Lws-Rt-Qz}$ 内, 石榴子石的 X_{Mg} 等值线为低锐角负斜率, 主要受控于温度而受全岩 Mg 成分的影响较小, 因此石榴子石的 X_{Mg} 也可以用作温度计使用(图 7b)。综上所述, 本文使用石榴子石 X_{Ca} 和 X_{Mg} 等值线确定吉朗榴辉岩的峰期温压条件基本是可靠的。

5 讨论

5.1 吉朗榴辉岩的变质期次和演化过程

综合吉朗榴辉岩的野外产状、岩相学和相平衡模拟的结果, 将榴辉岩中记录的变质阶段划分为 4 个变质阶段。

(1) 进变质阶段。石榴子石成分环带记录了从核部到边部镁铝榴石组分逐渐升高, 钙铝榴石组分逐渐降低(图 5), 在 $p - T$ 视剖面图上表现为升温升压的过程, 为进变质阶段(图 6、图 7)。对应的石榴子石的核部具有非常多的矿物包裹体, 这些矿物包裹体代表了早期进变质阶段的矿物组合(图 3)。进变质阶段的矿物组成主要为石榴子石(核部)、绿辉石、蓝闪石、硬柱石、金红石、石英、绿泥石和多硅白

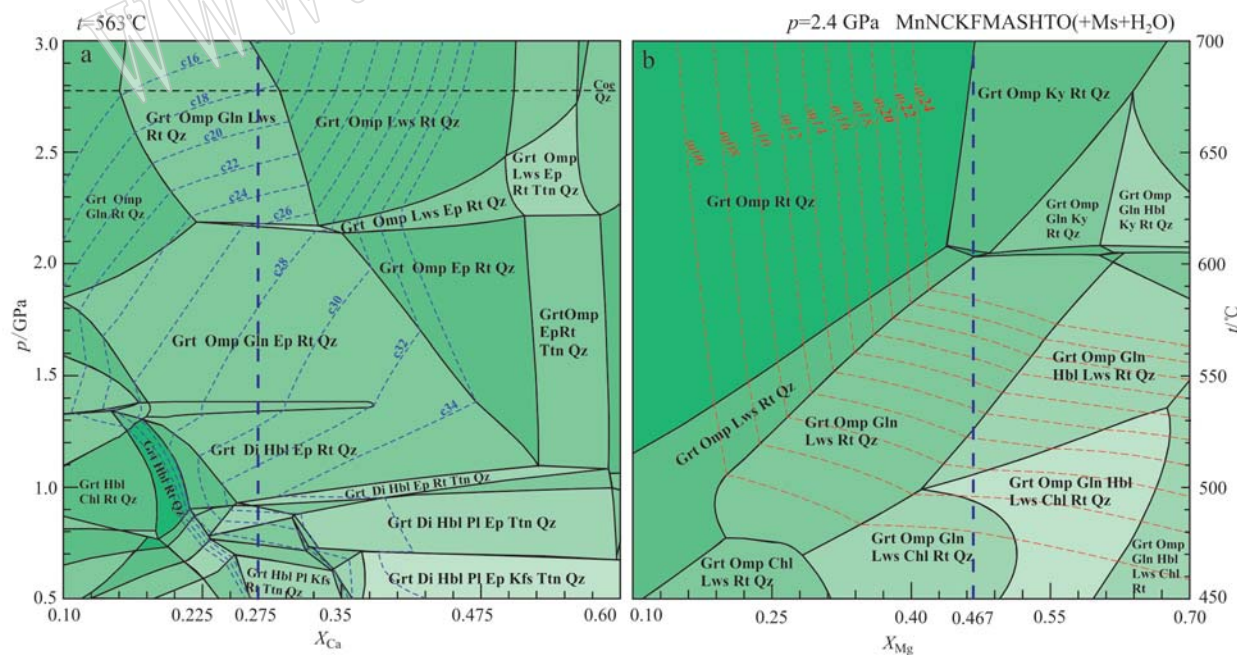


图 7 $p - X_{\text{Ca}}$ (a) 和 $t - X_{\text{Mg}}$ (b) 视剖面图(选用的体系、变度域颜色、等值线均与图 6 一致)

Fig. 7 $p - X_{\text{Ca}}$ (a) and $t - X_{\text{Mg}}$ (b) pseudosections for Jilang eclogite

(The chosen system, the color for different variant fields and the isopleths are all consistent with Fig. 6)

云母。冻蓝闪石也出现在石榴子石核部包裹体中,且与石英共生,笔者认为它也属于进变质矿物。由于进变质阶段通常被后期变质阶段叠加,从而很难重现完整的矿物组合。

(2) 峰期变质阶段。石榴子石的边部成分、绿辉石和多硅白云母的核部记录了吉朗榴辉岩的峰期变质条件为 2.4 GPa、563℃。结合相平衡模拟计算结果,峰期矿物组合为石榴子石(边部)、绿辉石、蓝闪石、硬柱石、金红石、石英和多硅白云母。这一矿物组合与岩相学观察基本一致。

(3) 早期退变质阶段。该阶段为近等温降压过程,在 $p-T$ 相图上 2.0 ~ 2.2 GPa 和 530 ~ 580℃ 范围的狭窄区间内,硬柱石迅速发生分解,转变成了绿帘石和蓝闪石,发生的反应为:硬柱石 + 绿辉石 → 绿帘石 + 蓝闪石 + 水,这与基质中出现的绿帘石和蓝闪石对应。这一阶段的矿物组合为石榴子石、绿辉石、蓝闪石、金红石、绿帘石、石英和多硅白云母(边部)。

(4) 晚期退变质阶段。随着压力的持续下降,硬柱石已经完全分解转变成绿帘石和蓝闪石,并且蓝闪石在降压过程中转变成了普通角闪石。在这个阶段,绿辉石和石榴子石逐渐不稳定,开始发生分解。由于局部流体成分有限,绿辉石生成后成合晶结构,主要为透辉石 + 角闪石 + 斜长石;石榴子石边部出现冠状体结构,主要为角闪石 + 斜长石。同时金红石的边部转变成了低温低压条件下稳定的榍石。减压至 ~0.9 GPa,形成了目前岩石中记录的退变质矿物组合透辉石、角闪石、斜长石和榍石。石榴子石作为残留仍然在稳定域内,未发生完全分解。

相平衡模拟计算表明吉朗榴辉岩进变质阶段一直到峰期阶段位于硬柱石的稳定域内,但是在本研究的样品中没有发现硬柱石或其假像的存在。Cheng 等(2015)报道在白朗榴辉岩中发现了硬柱石及其假像,白朗榴辉岩的峰期压力条件为 ~2.6 GPa、465 ~ 503℃。本次研究得到吉朗榴辉岩的峰期变质条件为 2.4 GPa、563℃,理论上应该存在硬柱石。但是也有可能受到后期退变作用的影响使得硬柱石难以保存,世界上很多洋壳俯冲岩石中都存在这样的现象(Clark *et al.*, 2006; Tsujimori *et al.*, 2006; Wei and Clark, 2011; 魏春景等, 2011; 李鹏等, 2017)。吉朗榴辉岩记录了在俯冲带浅部,基性岩石逐渐发生高压变质作用,达到 75 km 深度后发生了折返退变质作用,经历的地温梯度为 ~7 °C/km,

为典型的低温高压榴辉岩。

5.2 松多榴辉岩带的峰期温压条件及其对洋壳折返模式的限定

基性洋壳岩石在经历深俯冲过程中脱水导致密度增大,一般认为俯冲到地幔深度经历超高压变质的洋壳岩石转变为高压低温榴辉岩后密度大于周围地幔,依靠自身浮力无法折返(Yamato *et al.*, 2007)。但通过变质相平衡模拟 MORB 成分洋壳岩石的深俯冲作用过程,得到岩石密度主要受控于含水矿物的稳定性。在经历冷俯冲过程中(6°C/km 的地热梯度),洋壳岩石在俯冲深度小于 110 km 时含水矿物保持稳定,形成的榴辉岩密度小于周围地幔物质,即压力达到 3 GPa 时仍可依靠自身浮力折返(Chen *et al.*, 2013)。由于受到热力学模型、岩石成分及地幔深度、围岩密度等因素的制约,以上结论是否适用于大多数洋壳折返,仍有待进一步验证和讨论。随着洋壳冷俯冲带榴辉岩中超高压矿物柯石英的发现(Reinecke, 1991),人们发现高密度的洋壳榴辉岩可以从大于 90 km 的地幔深度折返到地表,而这些榴辉岩折返的过程很可能借助了低密度物质的浮力作用得以抬升。

大洋俯冲带中低密度物质主要包括变质沉积物,洋壳相连的俯冲长英质陆壳物质及蛇纹石化的超基性岩,根据产生浮力物质的不同,Guillot 等(2009)将其分为增生楔型(变质沉积物携带洋壳榴辉岩)、折返陆壳型和蛇纹岩型(或蛇纹岩俯冲隧道型)3 种折返模式。增生楔变沉积岩多为变泥质岩和杂砂岩,深度 20 km 左右,部分可达 40 ~ 60 km,多为海沟处刮擦的沉积物兼有岛弧物质加入。增生楔型折返的洋壳榴辉岩多呈透镜体混杂于变沉积岩中,压力一般小于 2.5 GPa(Platt, 1986; Agard *et al.*, 2009; Guillot *et al.*, 2009),此模式适用于俯冲深度较浅的蓝片岩及低压榴辉岩的折返过程。长英质陆壳物质在俯冲洋壳的拖拽下发生俯冲,俯冲深度可以超过 200 km(van Roermund and Drury, 1998; Ye *et al.*, 2000)。在其深俯冲后发生折返过程中裹挟部分洋壳物质使其抬升即为陆壳型折返模式。然而由于深部的洋壳物质被浅部的陆壳捕获包裹的几率并不大,这种模式应用并不广泛,只在洋陆转换带附近才可能奏效。陆壳型折返一般见于含有少量洋壳成因榴辉岩的大陆俯冲带。俯冲隧道是指板块汇聚边界下伏的俯冲板片与上覆板片之间由较软弱物质组成的强变形带(Shreve and Cloos, 1986)。俯冲

的大洋岩石圈板片的上地壳物质由于受地幔楔隧道壁的机械刮削作用而拆离成不同大小的地壳碎块进入俯冲隧道,被带到地幔深度并可由低粘度物质形成的回流带回地表。俯冲隧道中存在低密度及低粘度的俯冲变质沉积物及蛇纹岩。这种蛇纹石化的俯冲隧道折返模式被广泛应用与解释含蛇纹石混杂岩中洋壳榴辉岩的折返过程,如阿尔卑斯、古巴、多米尼加及我国天山地区(Hermann *et al.*, 2000; Garcia-Casco *et al.*, 2002; Krebs *et al.*, 2011; 李继磊等, 2017)。俯冲隧道折返的高压-超高压地体一般具有以下特点:① 不同类型岩石混杂状产出(榴辉岩以透镜体的形式包裹在变沉积岩或蛇纹岩中);② 变质峰期温压条件变化显著(同一地区榴辉岩具有1.5~3.5 GPa的峰期压力变化);③ 变质峰期年龄散布在一定年龄段内(高达40 Ma的榴辉岩相变质年龄差异);④ 具有复杂的 p - T 轨迹及压力循环(Hacker and Gerya, 2013; 郑永飞等, 2015; Li *et al.*, 2016)。这也是判断俯冲隧道折返模式的重要依据。

松多榴辉岩带中不同地区的围岩具有差异性,如位于松多带西端的新达多地区的榴辉岩围岩主要是含石榴子石白云母片岩、绿帘角闪岩及蛇纹岩,而位于其东段的吉朗地区的围岩则为变石英岩。榴辉岩均以透镜体的形式包裹于围岩之中,符合俯冲隧道折返模式中不同类型岩石呈混杂状产出的特点。前人利用传统矿物对温压计算方法对松多榴辉岩的峰期温压条件进行限定,得到松多地区榴辉岩的峰期变质条件为2.7~3.9 GPa、730~800℃(Yang *et al.*, 2009; 张丁丁等, 2011),吉朗地区榴辉岩的峰期温压条件为3.4~3.8 GPa、753~790℃(Cheng *et al.*, 2012),而利用变质相平衡模拟得到的峰期温压条件相对较低,在2.5~3.2 GPa、450~650℃范围内分布(Cheng *et al.*, 2012, 2015; 黄杰等, 2015; 李鹏等, 2017; Zhang *et al.*, 2018),整体比传统矿物对温压计得到的结果低100~200℃。魏春景等(2009)通过对MORB成分榴辉岩进行相平衡模拟,发现应用于榴辉岩温压计算的石榴子石-绿辉石-多硅白云母温压计中多硅白云母的Si含量,石榴子石及绿辉石中的Ca、Mg、Fe组分不仅受到温压条件的控制,同时也受控于全岩成分及矿物组合,易造成较大计算误差。同时,石榴子石-绿辉石Fe-Mg交换温度计的实验温度条件为600~1500℃,对中高端榴辉岩的适用性较好,而对于低温榴辉岩的计算结果往往偏高。对于松多洋壳型低温榴辉岩的温压计

算,笔者认为变质相平衡方法得到的温压条件更为可信。但是,排除不同温压计算方法造成的计算差异,同样使用相平衡方法计算所得的松多带不同地区榴辉岩的温压范围差异也可达200℃、近1 GPa,笔者认为这种差异是由于不同地区榴辉岩折返的深度不同造成的,这符合榴辉岩折返俯冲隧道模型的变质峰期温压条件显著变化的特征。结合本文得到的吉朗榴辉岩的峰期温压条件及近等温降压退变质 p - T 轨迹,笔者认为松多榴辉岩带不同地区榴辉岩发生深俯冲的深度可能不同,诸如新达多和松多地区榴辉岩折返深度较深,而吉朗榴辉岩折返深度较浅,它们记录了较宽范围的温压条件。其折返过程则是低密度的俯冲沉积物及蛇纹岩裹挟着榴辉岩通过俯冲隧道发生折返抬升作用,使其达到中下地壳层次,进而剥露到地表形成现今的松多榴辉岩带。

6 结论

吉朗榴辉岩是松多榴辉岩区一个重要的出露点,该榴辉岩含有的主要矿物为石榴子石、绿辉石、多硅白云母、角闪石、金红石、绿帘石、石英等,绿辉石退变形成后成合晶结构(透辉石+角闪石+斜长石),石榴石具有典型的进变质成分环带特征,核部含有丰富的矿物包裹体,后期退变形成窄的角闪石+斜长石组成的冠状体。Domino/Theriak进行相平衡模拟计算,利用峰期矿物组合与石榴石等值线确定的峰期温压条件为563℃、2.4 GPa,确定吉朗榴辉岩为低温高压榴辉岩。

变质相平衡及岩相学观察表明其记录了4个阶段变质作用:① 进变质作用阶段,由石榴子石核部以及其中的矿物包裹体记录,矿物组合为石榴子石+绿辉石+蓝闪石+冻蓝闪石+硬柱石+金红石+石英+绿泥石;② 峰期变质阶段,矿物组合为石榴子石(边部)+绿辉石+蓝闪石+金红石+硬柱石+石英;③ 早期退变质阶段,主要体现为硬柱石分解产生绿帘石;④ 晚期退变质阶段,绿辉石退变形成透辉石+角闪石+斜长石后成合晶结构,石榴子石生长角闪石+斜长石冠状体结构。吉朗榴辉岩整体上经历了顺时针 p - T 轨迹,折返过程为近等温降压过程,经历的地温梯度为~7℃/km。其围岩主要为变质石英岩,折返模式可能为大洋壳俯冲隧道中低密度沉积物裹挟使其抬升。吉朗榴辉岩的温压条件的确定,指示松多榴辉岩带西南部的榴辉岩(如新达

多和松多地区)折返深度深,而东北部的榴辉岩(如吉朗地区)折返深度浅,这是造成不同地区榴辉岩温压条件差异较大的原因。

致谢 感谢同济大学张灵敏工程师在电子探针成分测试方面提供的帮助。

References

- Agard P, Yamato P, Jolivet L, *et al.* 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms [J]. *Earth-Science Reviews*, 92: 53 ~ 79.
- Carswell D A. 1990. *Eclogite Facies Rocks* [M]. New York: Blackie, 396.
- Carswell D A and Compagnoni R. 2003. Introduction with review of the definition, distribution and geotectonic significance of ultrahigh pressure metamorphism [A]. Carswell D A and Compagnoni R. *EMU Notes in Mineralogy* [C]. Eötvös University Press, 5: 3 ~ 9.
- Chen Songyong, Yang Jingsui, Li Yuan, *et al.* 2009. Ultramafic blocks in Sumdo region, Lhasa block, Eastern Tibet plateau: An ophiolite unit [J]. *Journal of Earth Science*, 20(2): 332 ~ 347.
- Chen Yi, Ye Kai, Wu Yuwen, *et al.* 2013. Exhumation of oceanic eclogites: Thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 31: 549 ~ 570.
- Cheng Hao, Liu Yumeng, Vervoort J D, *et al.* 2015. Combined U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar multichronometric dating on the Bailang eclogite constrains the closure timing of the Paleo-Tethys Ocean in the Lhasa terrane, Tibet [J]. *Gondwana Research*, 28: 1 482 ~ 1 499.
- Cheng Hao, Zhang Chao and Vervoort J D. 2012. Zircon U-Pb and garnet Lu-Hf geochronology of eclogites from the Lhasa Block, Tibet [J]. *Lithos*, 155(1): 341 ~ 359.
- Clarke G L, Powell R and Fitzherbert J A. 2006. The lawsonite paradox: A comparison of field evidence and mineral equilibria modelling [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 24(8): 715 ~ 725.
- Coggon R and Holland T J B. 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 683 ~ 696.
- Coleman R G and Wang X. 1995. *Ultrahigh-pressure Metamorphism* [M]. New York: Cambridge University Press, 528.
- Davies J H and von Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff, a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85 ~ 102.
- de Capitani C and Brown T H. 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2 639 ~ 2 652.
- de Capitani C and Petrakakis K. 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software [J]. *American Mineralogist*, 95: 1 006 ~ 1 016.
- Diener J F A, Powell R, White R W, *et al.* 2007. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 25: 631 ~ 656.
- Ernst W G. 1988. Tectonic History of Subduction Zones Inferred from Retrograde Blueschist *p-T* Paths [J]. *Geology*, 16(12): 1 081 ~ 1 084.
- Ernst W G. 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and reargitation of buoyant crustal slices: Implications for arcs and continental growth [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127(1 ~ 4): 253 ~ 275.
- Ernst W G and Liou J G. 1995. Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu and Franciscan Metamorphic Belts [J]. *Geology*, 23(4): 353 ~ 356.
- Garcia-Casco A, Torres-Roldan R L, Millan G, *et al.* 2002. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentine Melange, Cuba: A record of tectonic instability during subduction? [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 581 ~ 598.
- Green E, Holland T and Powell R. 2007. An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-aegirine, with applications to eclogitic rocks [J]. *American Mineralogist*, 92: 1 181 ~ 1 189.
- Guillot S, Hattori K, Agard P, *et al.* 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review [A]. Lallemand S and Funiciello F. *Subduction Zone Geodynamics* [C]. Berlin-Heidelberg: Springer, 175 ~ 205.
- Hacker B R and Gerya T V. 2013. Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism [J]. *Tectonophysics*, 603: 79 ~ 88.
- Hermann J, Müntener O and Scambelluri M. 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust [J]. *Tectonophysics*, 327: 225 ~ 238.
- Holland T, Baker J and Powell R. 1998. Mixing properties and activity-composition and relationships of chlorites in the system $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ [J]. *European Journal of Mineralogy*, 10: 395 ~ 406.

- Holland T J B and Powell R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309 ~ 343.
- Holland T and Powell R. 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 492 ~ 501.
- Hu Daogong, Wu Zhenhan, Jiang Wan, *et al.* 2005. SHRIMP zircon U-Pb age and Nd isotopic study on the Nyingqentanglha Group in Tibet [J]. *Science in China (Series D)*, 48(9): 1 377 ~ 1 386 (in Chinese with English abstract).
- Huang Jie, Tian Zuolin, Zhang Cong, *et al.* 2015. Metamorphic evolution of Sumdo eclogite in Lhasa Block of the Tibetan Plateau: Phase equilibrium in NCKMnFMASHTO system[J]. *Geology in China*, 42: 1 559 ~ 1 571 (in Chinese with English abstract).
- Krebs M, Schertl H P, Maresch W V, *et al.* 2011. Mass flow in serpentinite-hosted subduction channels: *p-T* path patterns of metamorphic blocks in the Rio San Juan melange (Dominican Republic) [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 569 ~ 595.
- Li Jilei, Gao Jun and Wang Xinshui. 2017. A subduction channel model for exhumation of oceanic-type high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite-facies metamorphic rocks in SW Tianshan, China [J]. *Science China Earth Sciences*, 59: 2 339 ~ 2 354 (in Chinese with English abstract).
- Li Jilei, Klemd R, Gao Jun, *et al.* 2016. Poly-cyclic metamorphic evolution of eclogite: Evidence for multistage burial-exhumation cycling in a subduction channel [J]. *Journal of Petrology*, 57: 119 ~ 146.
- Li Peng, Zhang Cong, Liu Xiaoyu, *et al.* 2017. The metamorphic processes of the Xindaduo eclogite in Tibet and its constrain on the evolutionary of the Paleo-Tethys subduction zone [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(12): 3 753 ~ 3 765 (in Chinese with English abstract).
- Liou J G, Zhang Ruyuan and Ernst W G. 2007. Very high-pressure orogenic garnet peridotites [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(22): 9 116 ~ 9 121.
- Maruyama S, Liou J G and Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation [J]. *International Geology Review*, 38: 485 ~ 594.
- Mo Xuanxue, Hou Zengqian, Niu Yaoling, *et al.* 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet [J]. *Lithos*, 96(1 ~ 2): 225 ~ 242.
- Platt J P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks [J]. *Geological society of America Bulletin*, 97: 1 037 ~ 1 053.
- Reinecke T. 1991. Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps [J]. *European Journal of Mineralogy*, 3: 7 ~ 17.
- Shreve R L and Cloos M. 1986. Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion [J]. *Journal of Geophysical Research*, 91: 10 229.
- Song Shuguang, Zhang Lifei, Niu Yaoling, *et al.* 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study from the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data [J]. *Journal of Petrology*, 47: 435 ~ 455.
- Tsujimori T, Sisson V B, Liou J G, *et al.* 2006. Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites [J]. *Lithos*, 92(3 ~ 4): 609 ~ 624.
- Van Roermund H L M and Drury M R. 1998. Ultra-high pressure ($P > 6$ GPa) garnet peridotites in western Norway: Exhumation of mantle rocks from N185 km depth [J]. *Terra Nova*, 10: 295 ~ 301.
- Wang Qingchen and Cong Bolin. 1996. Tectonic implication of UHP rocks from the Dabie Mountains [J]. *Science in China: Series D*, 39: 311 ~ 318.
- Wei Chunjing and Clarke G L. 2011. Calculated phase equilibria for MORB composition: A reappraisal of the metamorphic evolution of lawsonite eclogite [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(9): 939 ~ 952.
- Wei Chunjing and Cui Ying. 2011. Metamorphic evolution during subduction and exhumation of crust: Evidence from phase equilibria modeling for high- and ultrahigh-pressure eclogites [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(4): 1 067 ~ 1 074 (in Chinese with English abstract).
- Wei Chunjing, Powell R and Clarke G L. 2004. Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 495 ~ 508.
- Wei Chunjing, Su Xiangli, Lou Yuxing, *et al.* 2009. A new interpretation of the conventional thermobarometry in eclogite: Evidence from the calculated *PT* pseudosections [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2 078 ~ 2 088 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Dilek Y, Cao Hui, *et al.* 2015. Paleo-Tethyan evolution of Tibet as recorded in the East Cimmerides and West Cathaysides [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105: 320 ~ 337.
- Yamato P, Agard P, Burov E, *et al.* 2007. Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural *p-T-t* data (Schistes Lustrés, western Alps) [J]. *Journal of Geophysical Research*, 112: B07410.
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Geng Quanru, *et al.* 2006. A possible new

- HP/UHP(?) metamorphic in China: Discovery of eclogite in the Lhasa Terrane, Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80: 1 787 ~ 1 792 (in Chinese with English abstract).
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Li Zhaoli, *et al.* 2009. Discovery of an eclogite belt in the Lhasa block, Tibet: A new border for Paleo-Tethys? [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(1): 76 ~ 89.
- Yang Xianli, Zhang Lifei, Zhao Zhidan, *et al.* 2014. Metamorphic evolution of glaucophane eclogite from Sumdo, Lhasa block of Tibetan Plateau: Phase equilibria and metamorphic p - T path[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30: 1 505 ~ 1 519 (in Chinese with English abstract).
- Ye Kai, Cong Bolin and Ye Danian. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km[J]. *Nature*, 407: 734 ~ 736.
- Yin An and Harrison T M, 2000. Geological evolution of the Himalayan-Tibet orogeny[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211 ~ 280.
- Zhang Cong, Bader T, Van Roermund H, *et al.* 2018. The metamorphic evolution and tectonic significance of the Sumdo HP-UHP metamorphic terrane, central-south Lhasa Block, Tibet[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 474, <https://doi.org/10.1144/sp474.4>
- Zhang Dingding, Zhang Lifei and Zhao Zhidan. 2011. A study of metamorphism of Sumdo eclogite in Tibet, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 18: 116 ~ 126 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yongfei, Chen Yixiang, Dai Liqun, *et al.* 2015. Developing plate tectonics theory from oceanic subduction zones to collisional orogens [J]. *Science China: Earth Sciences*, 58: 1 045 ~ 1 069 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yongfei, Fu Bin and Gong Bing. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: implications for geodynamics and fluid regime[J]. *Earth-Science Reviews*, 62(1 ~ 2): 105 ~ 161.
- Zhu Dicheng, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, *et al.* 2009. Permian and Early Cretaceous tectonomagmatism in southern Tibet and Tethyan evolution: New perspective[J]. *Earth Science Frontiers*, 16(2): 1 ~ 20 (in Chinese with English abstract).
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, *et al.* 2011a. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia [J]. *Geology*, 39(8): 727 ~ 730.
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, *et al.* 2011b. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1 ~ 2): 241 ~ 255.
- Zhu Dicheng, Zhao Zhidan, Niu Yaoling, *et al.* 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau [J]. *Gondwana Research*, 23(4): 1 429 ~ 1 454.

附中文参考文献

- 胡道功, 吴珍汉, 江 万, 等. 2005. 西藏念青唐古拉岩群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和 Nd 同位素研究[J]. *中国科学(D 辑)*, 35(1): 29 ~ 37.
- 黄 杰, 田作林, 张 聪, 等. 2015. 拉萨地块松多榴辉岩的变质演化过程: NCKMnFMASHTO 体系中相平衡关系[J]. *中国地质*, 42(5): 1 559 ~ 1 571.
- 李继磊, 高 俊, 王信水. 2017. 西南天山洋壳高压-超高压变质岩石的俯冲隧道折返机制[J]. *中国科学:地球科学*, 47: 23 ~ 39.
- 李 鹏, 张 聪, 刘晓瑜, 等. 2017. 西藏新达多地区榴辉岩的变质过程研究及其对古特提斯俯冲带演化的限定意义[J]. *岩石学报*, 33(12): 3 753 ~ 3 765.
- 魏春景, 崔 莹. 2011. 地壳俯冲与折返过程的变质作用演化: 来自高压-超高压榴辉岩相平衡模拟的证据[J]. *岩石学报*, 27(4): 1 067 ~ 1 074.
- 魏春景, 苏香丽, 姜玉行, 等. 2009. 榴辉岩中传统地质温压计新解: 来自 p - T 视剖面图的证据[J]. *岩石学报*, 25(9): 2 078 ~ 2 088.
- 杨经绥, 许志琴, 耿全如, 等. 2006. 中国境内可能存在一条新的高压/超高压(?)变质带——青藏高原拉萨地块中发现榴辉岩带[J]. *地质学报*, 80(12): 1 787 ~ 1 792.
- 杨现力, 张立飞, 赵志丹, 等. 2014. 青藏高原拉萨地块松多蓝闪石榴辉岩的变质演化: 相平衡及变质作用 p - T 轨迹[J]. *岩石学报*, 30(5): 1 505 ~ 1 519.
- 张丁丁, 张立飞, 赵志丹. 2011. 西藏松多榴辉岩变质作用研究[J]. *地学前缘*, 18(2): 116 ~ 126.
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 等. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带[J]. *中国科学: 地球科学*, 45: 711 ~ 735.
- 朱弟成, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2009. 西藏南部二叠纪和早白垩纪构造岩浆作用与特提斯演化: 新观点[J]. *地学前缘*, 16(2): 1 ~ 20.