

北大别北东地区榴辉岩温度条件分析*

石永红¹ 康涛¹ 李秋立² 林伟^{2**}

SHI YongHong¹, KANG Tao¹, LI QiuLi² and LIN Wei^{2**}

1. 合肥工业大学资环学院, 合肥 230009

2. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029

1. School of Resources and Environment Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China

2. State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2011-04-26 收稿, 2011-06-04 改回.

Shi YH, Kang T, Li QL and Lin W. 2011. The analysis of temperature conditions for eclogites in the northeastern part of North Dabie Terrane. *Acta Petrologica Sinica*, 27(10):3021–3040

Abstract The precise temperature estimation for eclogites across the North Dabie Terrane (NDT) is the most critical to determine the characteristics of the North Dabie metamorphic units correctly. The many uncertainties on the peak temperature estimates and the classification of eclogites across the NDT had arose, as the different thermometers and methods of Fe^{2+} correction of omphacite had been employed to evaluate the P - T values, and the different scenarios for the classification of eclogites had existed. To investigate this issue, 5 thermometers and 4 methods for ferric correction of omphacites have been used to calculate the temperature conditions for eclogites in the northeastern part of the NDT in this study. When the Krogh (2000) Grt-Cpx Fe-Mg thermometer has been employed and the ferric in omphacite has been assumed as $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 1:1$, the temperature estimated ought to approach to the real values. The results indicate: $P_{\text{calibration}} = 3.5\text{GPa}$, the temperature is in the range of $600 \sim 740^\circ\text{C}$; $P_{\text{calibration}} = 5.0\text{GPa}$, the temperature is in the range of $670 \sim 810^\circ\text{C}$. Refer to the classification of eclogites from Carswell (1990), the eclogites across the NDT can be considered as the medium temperature eclogites. However, the eclogites from the NDT display different characters from those in the Central Dabie and South Dabie terranes, based on the investigations of geological characteristics, petrographic studies, the analysis of mineral compositions and the results of previous studies for eclogites from the NDT, we conjectured that the eclogites across the NDT underwent higher temperature metamorphism.

Key words Eclogites; Peak temperature; Omphacite; Fe^{2+} correction; North Dabie Terrane

摘要 北大别榴辉岩温度条件的精确评价直接涉及到北大别变质单元性质的判定。由于榴辉岩温度分类方案的不同,以及温度估算时温度计选择和绿辉石 Fe^{2+} 校正方法不同的影响,导致北大别榴辉岩温度评价和分类归属具有较大的不确定性。为此,本研究应用5个不同的温度计和4种不同的绿辉石 Fe^{2+} 校正方法,评价了北大别北东地区榴辉岩的温度条件。研究显示,当应用Krogh (2000)的Grt-Cpx Fe-Mg温度计和设定绿辉石的铁为 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} = 1:1$ 时,温度计算较为合理: $P_{\text{标定}} = 3.5\text{GPa}$,温度范围为 $600 \sim 740^\circ\text{C}$ 或 $P_{\text{标定}} = 5.0\text{GPa}$,温度范围为 $670 \sim 810^\circ\text{C}$ 。参照Carswell (1990)的温度分类,北大别榴辉岩应属于中温类型。但结合此次榴辉岩的地质特征、岩相学和矿物成分分析,以及前人的研究资料,北大别榴辉岩与中大别和南大别榴辉岩有明显的差异,其可能是在相对高温的条件下形成的。

关键词 榴辉岩; 峰期温度; 绿辉石; Fe^{2+} 校正; 北大别地块

中图法分类号 P588.348; P575.1

* 本文受国家“973”项目(2009CB825008)和国家自然科学基金项目(40972051)联合资助。

第一作者简介: 石永红,男,1968年生,教授,变质岩石学专业, E-mail: yonghongshi3110@shou.com

** 通讯作者: 林伟,男,1968年生,研究员,构造地质学专业, E-mail: linwei@mail.iggcas.ac.cn

1 引言

精确标定大别山结构框架是充分阐明大别碰撞造山带的俯冲、折返过程及其形成机制的基础。大别山造山带的单元划分经历了较长的发展过程。最初, Okay *et al.* (1989) 依据对榴辉岩的岩石学研究将该造山带分为南、北大别 2 个变质单元。在此基础上, Carswell *et al.* (1997) 进一步将其分为北大别、中大别和南大别。Cong (1995) 则根据岩石组合特征、变质级别和榴辉岩的出露状况, 将其划分为北淮阳地块、北大别地块、南大别地块和宿松地块。Faure *et al.* (1999, 2003) 则从构造角度将其分为北大别浅变质单元、中大别混合岩单元、南大别高压-超高压单元和南部前陆褶冲单元。尽管这些结构单元称谓不一致, 但对于该造山带的构成的基本样式的认识是一致的, 并认为北大别地块不含榴辉岩, 属于角闪岩相变质单元。然而, 随着 Wei *et al.* (1998)、周存亭等 (2000)、刘贻灿等 (2001)、Liu *et al.* (2005, 2007)、Malaspina *et al.* (2006) 等人相继在北大别地块确定了榴辉岩的存在, 使人们不得不重新审视北大别地块的构造属性。最终, Zheng *et al.* (2003, 2005) 综合变质单元的温度、年代学、同位素地球化学、岩石学和构造地质学研究, 自北向南, 将大别造山带分为北淮阳浅变质带、北大别高温超高压变质带、中大别中温超高压变质带、南大别低温超高压变质带和宿松低温高压蓝片岩带 5 个单元 (图 1)。

由于大别碰撞造山带出露有世界上最多、最大、最完整的榴辉岩, 故其一直是国内外地质学者透视大陆深俯冲高压-超高压变质作用的热点地区。而目前的研究表明, 榴辉岩主要集中在北、中和南大别地区。因此, 这 3 个单元又是研究热点的重中之重。然而, 对于北大别高温超高压变质带是否普遍经历超高压变质作用仍存在不同的认识。Zhang *et al.* (2009)、Liou *et al.* (2009) 和 Liu *et al.* (2011) 认为北大别变质带是由不同类型的岩石构成, 其并未普遍经历超高压变质作用, 超高压特征变质矿物——金刚石的判别应当进一步的进行细致判别。而 Xu *et al.* (2005) 和 Liu *et al.* (2007) 鉴于榴辉岩中金刚石的发现, 以及温度评价的结果认为北大别变质带为高温超高压单元。此外, 我们注意到这 3 个含榴辉岩单元的区别主要是依据温度的差异进行标定的, 而温度的计算又完全取决于对榴辉岩峰期变质温度的评价 (刘贻灿等, 2001), 但精确的温度判定又受到诸多的因素制约, 例如, 分析误差 (Wain, 1998; Cuthbert *et al.*, 2000; Nowlan *et al.*, 2000)、 Fe^{2+} 的准确测定 (Sobolev *et al.*, 1999; Schmid *et al.*, 2000, 2003; Proyer *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2005) 和 Fe^{2+} 的校正 (Cawthron and Collerson, 1974; Droop, 1987; Schmid *et al.*, 2000)、不同温度计的选择 (Eills and Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988, 2000; Ai, 1994; 陈意等, 2005), 以及相不平衡因素的影响 (魏春景等, 2009) 等。这些因素导致了温度计算较大的不确定性 (石永红等, 2008),

进而增加了温度判别的困难, 影响到这 3 个单元的划分基础。为此, 本次研究期望通过对北大别变质单元榴辉岩的地质特征和变质岩石学的研究, 特别是峰期温度条件的研究进一步阐明该单元的变质属性。

2 榴辉岩地质特征、岩相学和矿物成分分析

2.1 北大别北东地区榴辉岩样品

本次研究区域位于北大别变质带北东区域, 出露面积约 400 km², 区内出露的岩石较为繁杂, 主体是由条带状片麻岩、片麻状花岗岩、中生代花岗岩、基性-超基性岩和花岗片麻岩, 以及少量的斜长角闪岩、大理岩和榴辉岩构成 (图 1)。本次分析的榴辉岩主要位于华庄-上石枞-百丈岩-大麻岩-麻岩岭-上官庄-胡家河一线 (图 1), 采集分析的榴辉岩样品共计 7 块。其中以百丈岩、麻岩岭、上官庄和胡家河地区的榴辉岩出露最好。

(1) 百丈岩地区榴辉岩 (样品 TS82-6A, B) 出露宽度约 20 ~ 30 m, 岩石新鲜, 呈层状产出, 石榴石和绿辉石常富集为成分条带, 露头规模可见到石榴石的自形-半自形的变斑晶, 紧邻榴辉岩的围岩为 2 ~ 5 m 宽的石榴黑云斜长片麻岩, 在往外围为细粒花岗片麻岩 (图 2a, b, c)。(2) 华庄地区榴辉岩 (样品 TS100-1) 出露较差, 未见明显的露头, 且退变强烈, 多以散落的 1 ~ 2 m 团块形式出现 (图 2d), 围岩为细粒花岗片麻岩。(3) 上官庄地区榴辉岩 (样品 SGZ01a) 出露规模较小, 围岩主要斜长角闪岩、不纯大理岩和细粒花岗片麻岩, 且风化较强烈 (图 2e), 偶见新鲜呈团块状产出的榴辉岩, 露头规模可见到自形-半自形的石榴石斑晶 (图 2f)。(4) 胡家河地区榴辉岩 (样品 HJ01) 多以透镜体形式产出 (图 2g), 出露宽度约 10 ~ 15 m, 其围岩为斜长角闪岩和细粒花岗片麻岩, 石榴石多为自形-半自形 (图 2h)。(5) 麻岩岭地区榴辉岩 (样品 MYL01-A, B) 以团块状或透镜体形式产出 (图 2i, j), 出露规模约 2 ~ 10 m, 其紧邻围岩为斜长角闪岩和花岗片麻岩, 退变较为强烈。

2.2 榴辉岩岩相学特征

由于风化和退变的程度差异, 研究区内榴辉岩的矿物组合发育程度不一, 其中以百丈岩和上官庄榴辉岩的矿物组合保存最为完整。因本文主要是评价榴辉岩峰期温度, 故这里对于后期变质矿物不予详述。文中矿物缩写代号据 Kretz (1983)。

百丈岩地区榴辉岩峰期矿物组合为 Grt + Omp + Rt, 石榴石多为半自形-他形, 粒径约 0.5 ~ 2 mm, 内部含少量的金红石和绿辉石包体, 其边缘形成 Amp + Pl 反应边 (图 3a, b); 绿辉石多为他形, 粒径约 0.2 ~ 1 mm, 在其内部可见石英、长石定向排列的矿物出溶体 (图 2c), 暗示峰期绿辉石形成于较高压力 (Ye *et al.*, 2000)。在其边缘常常形成由 Di + Pl + Amp 构成的后成合晶。基质中的金红石颗粒较小, 粒径约

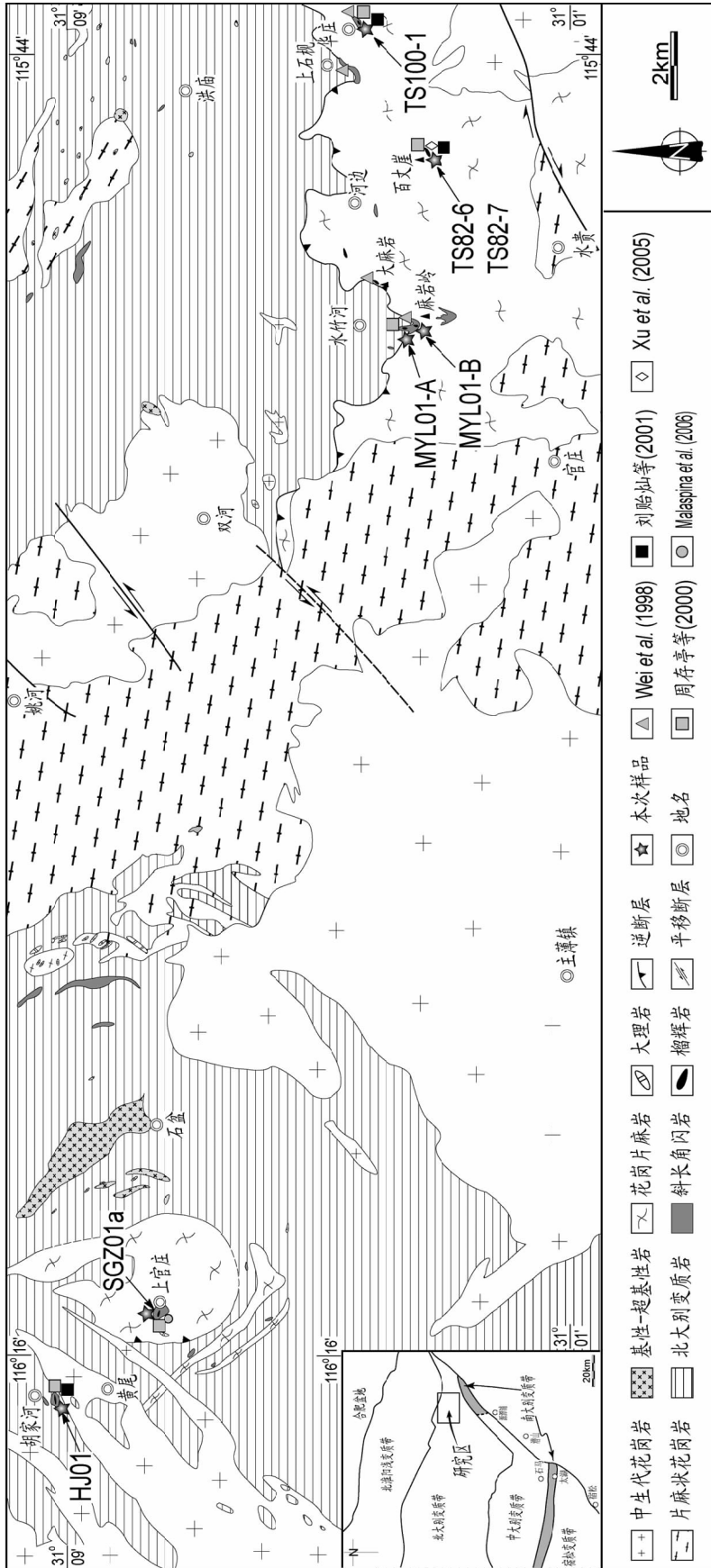


图1 北大别块体东北地区地质概要及榴辉岩样品位置图(据北京大学地质系,1996^①;安徽省地质矿产局,2000^②; Wei et al., 1998 修改)

Fig. 1 The simplified geological map across the northeastern area in the North Dabie Terrane and the distribution of eclogites samples (modified after Wei et al., 1998)

① 北京大学地质系. 1996. 1/5 万官庄幅地质图

② 安徽省地质矿产局. 2000. 1/5 万主簿原幅地质图

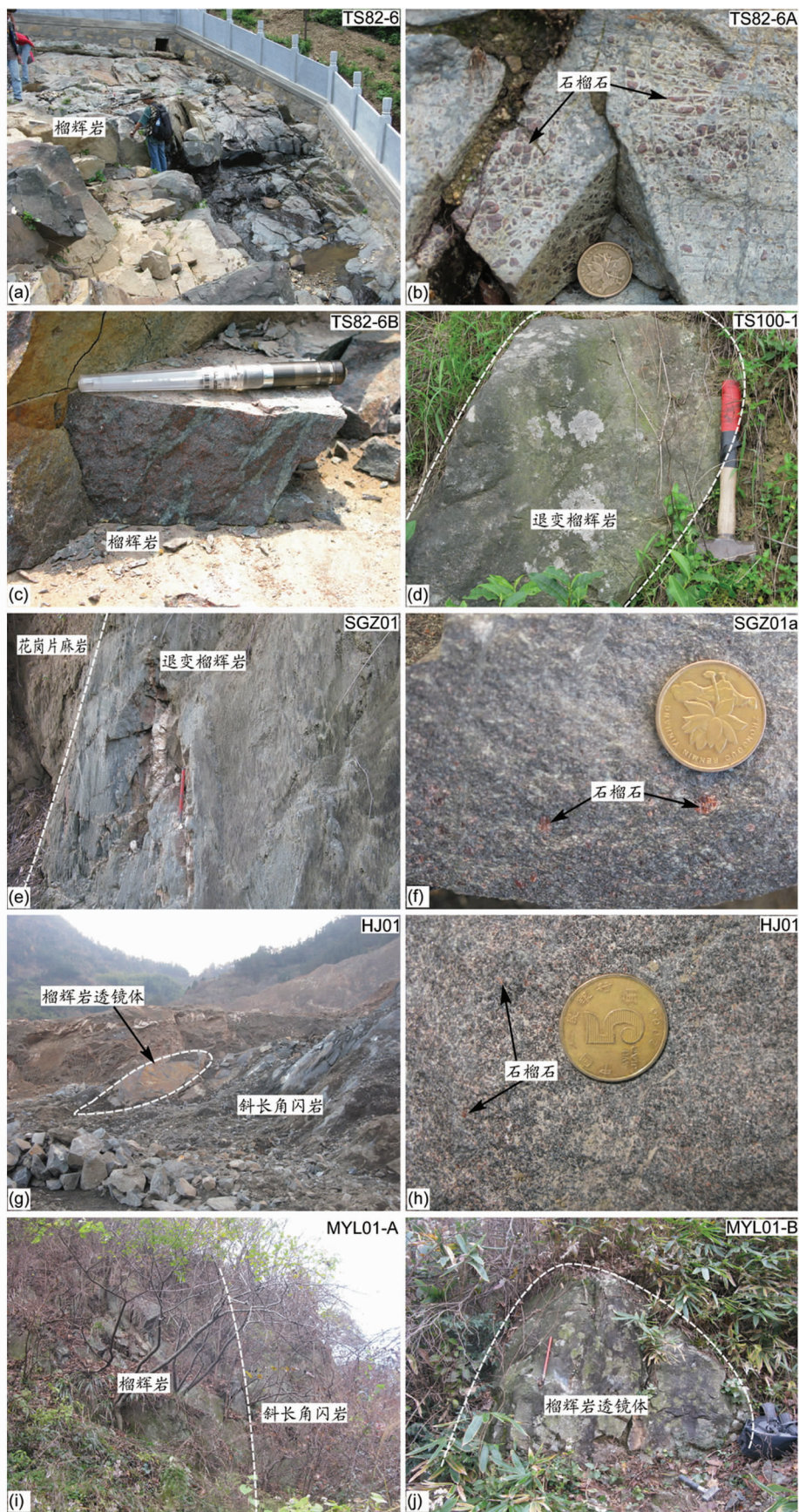


图2 榴辉岩野外照片

(a,b,c)-百丈岩榴辉岩；(d)-华庄榴辉岩；(e,f)-上官庄榴辉岩；(g,h)-胡家河榴辉岩；(i,j)-麻岩岭榴辉岩

Fig. 2 Photos for eclogite outcrops in field

(a, b, c)-eclogites from Baizhangyan area; (d)-eclogites from Huazhuang area; (e, f)-eclogites from Shangguanzhuang area; (g, h)-eclogites from Hujiahe area; (i, j)-eclogites from Mayanling area

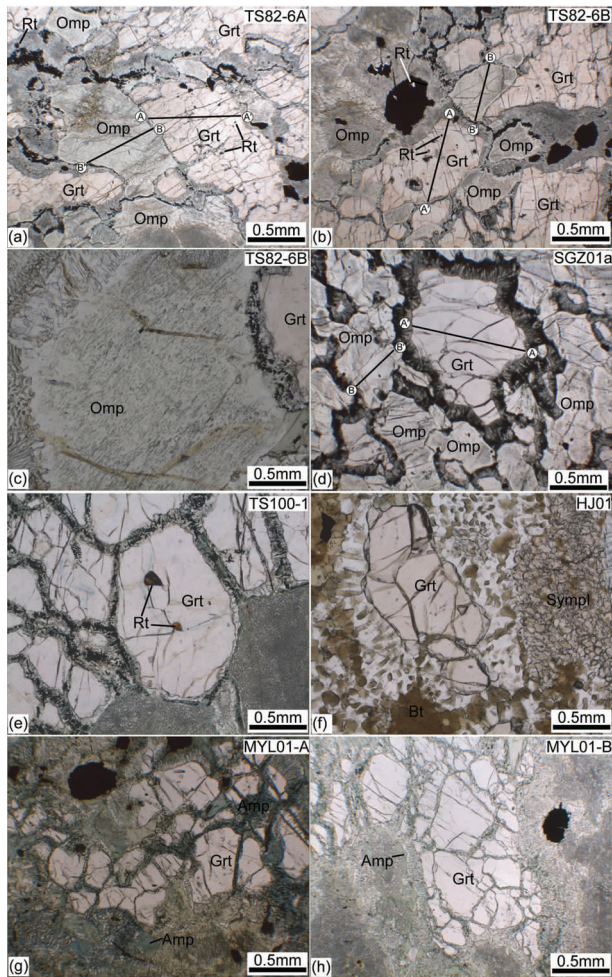


图3 榴辉岩显微照片

(a)-百丈岩榴辉岩的 Grt + Omp + Rt 峰期矿物组合，样品 TS82-6A；(b)-百丈岩榴辉岩的 Grt + Omp + Rt 峰期矿物组合，样品 TS82-6B；(c)-百丈岩榴辉岩中绿辉石出溶结构，样品 TS82-6B；(d)-上官庄榴辉岩的 Grt + Omp + Rt 峰期矿物组合，样品 SGZ01a；(e)-华庄强烈退变榴辉岩，样品 TS100-1；(f)-胡家河强烈退变榴辉岩，样品 HJ01；(g,h)-麻岩岭强烈退变榴辉岩，样品 MYL01-A 和 MYL01-B

Fig. 3 Photomicrographs for eclogites

(a)-the peak assemblage of Grt + Omp + Rt in the eclogites from Baizhangyan area, sample TS82-6A; (b)-the peak assemblage of Grt + Omp + Rt in the eclogites from Baizhangyan area, sample TS82-6B; (c)-the exsolution texture of omphacite, sample TS82-6B; (d)-the peak assemblage of Grt + Omp + Rt in the eclogites from Shangguanzhuang area, sample SGZ01a; (e)-the retro-metamorphic eclogites from Huazhuang area, sample TS100-1; (f)-the retro-metamorphic eclogites from Hujiahe area; (g, h)-the retro-metamorphic eclogites from Mayanling area

表1 北大别百丈崖和上官庄榴辉岩中石榴石和绿辉石代表性矿物成分 (wt%)

Table 1 The represent minerals compositions of eclogites from Baizhangya and Shangguanzhuang areas in the North Dabie Terrane

样品号	TS82-6A		TS82-6B		SGZ01a	
	Grt-7	Omp-12	Grt-3	Omp-3	Grt-11	Omp-3
矿物对						
SiO ₂	39.40	54.69	38.93	54.76	40.72	55.19
TiO ₂	0.11	0.09	0.04	0.04	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	20.63	4.08	21.41	4.13	22.67	4.55
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.02	0.07	0.05
FeO	22.45	8.08	21.51	7.98	14.56	2.41
MnO	0.13	0.00	0.15	0.01	0.32	0.00
MgO	5.57	10.97	5.52	10.94	11.70	13.84
CaO	12.20	17.50	12.43	17.53	10.34	20.43
Na ₂ O	0.10	4.03	0.05	4.07	0.07	2.94
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05
Total	100.59	99.47	100.05	99.48	100.47	99.52
O	12	6	12	6	12	6
Si	3.02	2.00	3.00	2.00	3.00	1.99
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.87	0.18	1.94	0.18	1.97	0.19
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.08	—	0.06	—	0.03	—
Fe ²⁺	1.36	0.25	1.32	0.24	0.87	0.07
Mg	0.64	0.60	0.63	0.60	1.29	0.74
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Ca	1.00	0.69	1.03	0.69	0.82	0.79
Na	0.02	0.29	0.01	0.29	0.01	0.21
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	8.00	4.00	8.00	4.00	8.00	4.00
D87						
Fe ³⁺	—	0.15	—	0.14	—	0.04
Fe ²⁺	—	0.10	—	0.10	—	0.03
C74						
Fe ³⁺	—	0.11	—	0.11	—	0.01
Fe ²⁺	—	0.14	—	0.14	—	0.06
S20						
Fe ³⁺	—	0.12	—	0.12	—	0.04
Fe ²⁺	—	0.12	—	0.12	—	0.04

注：全 Fe²⁺ = 假设 Fe 均为 Fe²⁺；C74 = Cawthron and Collerson (1974) 端元组分校正 Fe²⁺；D87 = Droop (1987) 电价平衡校正 Fe²⁺；S20 = Schmid *et al.* (2000) 的 Fe²⁺ / Fe³⁺ 为 1 : 1

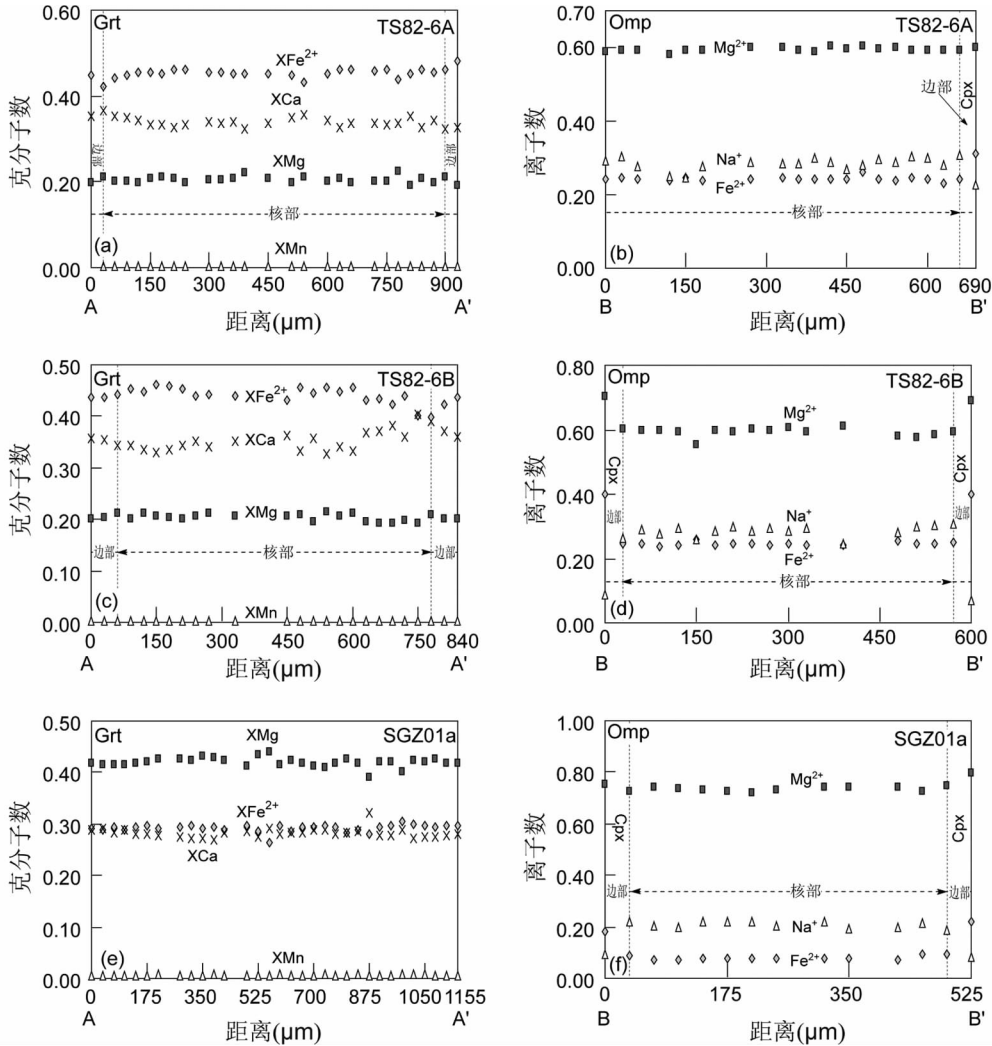


图4 百丈岩和上官庄榴辉岩中主要矿物成分剖面

(a,b)-百丈岩样品 TS82-6A 中石榴石和绿辉石成分剖面; (c,d)-百丈岩样品 TS82-6B 中石榴石和绿辉石成分剖面; (e,f)-上官庄样品 SGZ01a 中石榴石和绿辉石成分剖面

Fig. 4 The compositions of the main minerals in eclogites from Baizhangyan and Shanguanzhuang areas

(a, b)-the composition profiles for garnet and omphacite in sample TS82-6A respectively; (c, d)-the composition profiles for garnet and omphacite in sample TS82-6B respectively; (e, f)-the composition profiles for garnet and omphacite in sample SGZ01a respectively

0.1~0.3mm,呈他形,边缘偶见榴石反应边。

上官庄榴辉岩同样保存有完好的 Grt + Omp + Rt 矿物组合,石榴石多为他形,内部包体较少,偶见金红石和绿辉石包体,粒径约 0.3~2mm,边缘具 Amp + Pl 反应边(图 3d);绿辉石多呈不规则状,粒径约 0.1~1mm,常分解成 Di + Pl + Amp 后合成晶(图 3d),内部具石英、长石定向排列的矿物出溶体;基质中的金红石较少见,多为他形,粒径约 0.1~0.3mm。

华庄、胡家河和麻岩岭一带的榴辉岩退变强烈,峰期矿物仅发育石榴石和金红石,绿辉石均退变形成后合成晶(图 3e-h),并有后期的含水矿物 Bt 和 Amp 发育。相对而言,石榴石则保存较好,其内部常含金红石包体(图 3e),具半自形-他形,粒径约 0.3~1mm,但较为破碎,边缘具 Amp + Pl 的反应边。

2.3 榴辉岩中石榴石、绿辉石矿物成分

由于百丈岩和上官庄地区榴辉岩峰期矿物组合保存最为完整,故本次矿物化学成分分析主要针对来自这 2 个地区的样品 TS82-6A, B 和样品 SGZ01a 的石榴石和绿辉石。其中石榴石和绿辉石的矿物结构式分别以 12 个氧和 6 个氧计算。石榴子石的 Fe^{2+} 的调整根据电价平衡方法(Droop, 1987),绿辉石 Fe^{2+} 的调整则采用四种不同的方法(全 Fe^{2+} ; Cawthron and Collerson, 1974; Droop, 1987; Schmid *et al.*, 2000)。矿物成分测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针分析实验室完成,仪器型号为 JAX-8100,工作条件为加速电压 15kV,电子束流 20nA,分析结果见表 1。

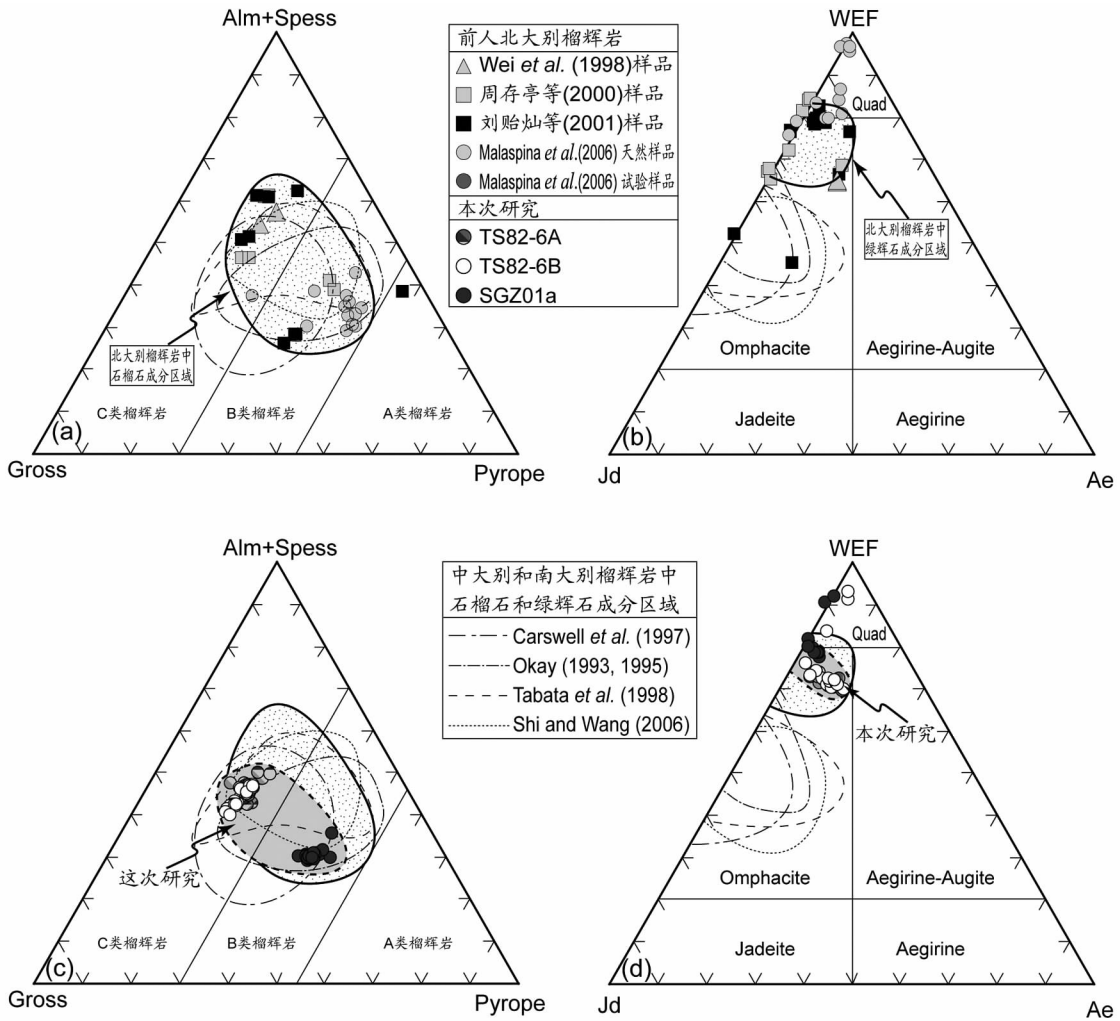


图5 榴辉岩中石榴石和绿辉石成分三角图

(a, b)-前人北大别、中大别和南大别榴辉岩中石榴石和绿辉石成分三角图；(c, d)-本次研究北大别榴辉岩中石榴石和绿辉石成分三角图

Fig.5 The composition triangle diagram of garnet and omphacites

(a, b)-the composition of garnets and omphacites in eclogites in the North, Central and South Dabie terranes from previous data of other authors; (c, d)-the composition of garnets and omphacites in eclogites in this study

石榴石 百丈岩地区的样品 TS82-6A, B 和上官庄地区的样品 SGZ01a 中的石榴石成分变化基本相同, X_{Fe} , X_{Mg} , X_{Ca} 和 X_{Mn} 较为均匀, 没有明显的成分变化(图 4a, c, e)。稍有不同的是前 2 个样品 TS82-6A, B 的石榴石在边部成分发生轻微变化, X_{Fe} 轻微上升, X_{Mg} 和 X_{Ca} 轻微下降, X_{Mn} 则因含量较少没有变化, 而样品 SGZ01a 的石榴石没有成分变化。此外, 上官庄样品 SGZ01a 中石榴石的 X_{Mg} ($>40\text{mol}\%$) 明显高于样品 TS82-6A, B 中石榴石的 X_{Mg} ($\sim 20\text{mol}\%$)。

绿辉石 3 个样品中绿辉石的成分变化型式基本一致, 均具有核、边结构(图 4b, d, f)。在核部均为绿辉石, Mg^{2+} , Na^+ 和 Fe^{2+} 总体呈平坦型分布, 在边部矿物成分发生改变, 转变成透辉石组分, Na^+ 的含量急剧降低, Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 上升。这暗示了退变质变化特征。类似地, 上官庄样品 SGZ01a 和百丈岩地区的样品 TS82-6A, B 中绿辉石成分含量略有不同,

其中前者的 Mg^{2+} 含量为 $0.72 \sim 0.75 \text{ p. f. u.}$, Na^+ 含量为 $0.18 \sim 0.22 \text{ p. f. u.}$, Fe^{2+} 含量为 $0.07 \sim 0.10 \text{ p. f. u.}$, 后 2 者的 Mg^{2+} 含量为 $0.55 \sim 0.60 \text{ p. f. u.}$, Na^+ 含量为 $0.24 \sim 0.31 \text{ p. f. u.}$, Fe^{2+} 含量为 $0.24 \sim 0.26 \text{ p. f. u.}$ 。

为了便于比较, 作者收集了已发表的北大别(Wei et al., 1998; 周存亭等, 2000; 刘贻灿等, 2001; Liu et al., 2005, 2007; Malaspina et al., 2006) 和 中 大 别、南 大 别 (Okay, 1993, 1995; Carswell et al., 1997; Tabata et al., 1998; Shi and Wang, 2006) 榴辉岩中石榴石和绿辉石的分析数据(图 5a, b)。不难看出, 北大别石榴石成分与中大别和南大别石榴石成分基本一致(图 5a), 而绿辉石成分则明显不同, 相比较而言, 北大别硬玉组分含量偏低(图 5b)。对比本次研究结果来看, 同样地, 石榴石成分与前人石榴石成分相当(图 5c), 绿辉石中的硬玉组分则多在 $16\text{mol}\% \sim 25\text{mol}\%$ (图

5d),明显低于中大别和南大别的绿辉石的硬玉组分 30mol% ~ 70mol%。换言之,北大别榴辉岩和 中大别、南大别榴辉岩的矿物成分差异主要表现在绿辉石成分方面,推测这种差异可能与变质原岩组分相关。

3 北大别榴辉岩峰期温度条件

3.1 峰期温度评价

大别造山带榴辉岩的峰期温压条件的精确评价一直是个难点问题(Wang *et al.*, 1990, 1992; Okay, 1993; Carswell *et al.*, 1997; Liou *et al.*, 1997; Wei *et al.*, 1998; Tabata *et al.*, 1998; 刘贻灿等, 2001; Shi and Wang, 2006; Malaspina *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2007)。相比较而言,中大别和南大别榴辉岩因矿物组合充分,相关的温压计齐全,这 2 个单元的榴辉岩的峰期 P - T 条件评价较为准确(Carswell *et al.*, 1997; Schmid *et al.*, 2000; Rolfo *et al.*, 2000, 2004; Franz *et al.*, 2001; Proyer *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2004; Shi and Wang, 2006)。而北大别榴辉岩由于矿物组合单一,压力标定的困难,导致温度评价的不确定性。此外,如前述温度计算受到多种因素的制约,进一步增加了精确温度评价的难度。

为保证峰期温度评价相对精确性,我们对分析样品进行了细致的岩相学和矿物成分剖面的研究(图 4),依据 Malaspina *et al.* (2006)的论述,我们选取了石榴石和绿辉石核部成分作为峰期成分。从图 4 可以看出,3 个样品的绿辉石具有明显的扩散环带(图 4b, d, f),其核部均为绿辉石,边部则转变为透辉石。而对石榴石矿物而言,样品 TS82-6A 和 TS82-6B 的石榴石显示了退变环带特征(图 4a, c),边部 X_{Mg} 降低,核部 X_{Mg} 增高,暗示了边部成分受到改造,核部成分则未受影响。稍有不同的是样品 SGZ01a,尽管其石榴石没有显现扩散环带特征(图 4e),且不排除其受到后期热事件的影响,使峰期成分被改造,从而成分较为均匀。但对比样品 TS82-6A 和 TS82-6B 石榴石的成分变化来看,后期影响仅限于边部狭小的有限区段,并未波及到矿物核部。换言之,该石榴石也许受到后期退变改造影响非常小或者没有受到明显改造。因此,我们认为选择这两个矿物的核部成分作为峰期矿物成分是合适的。

尽管如此,温度评价的最大不确定性主要是来自温度计选择的差异,以及 Fe^{2+} 的校正,特别是绿辉石中 Fe^{2+} 的含量,由于其相对含量较少,因此轻微含量差异,直接导致计算的温度较大差异。为此,我们选取了 5 个 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计(Eills and Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988, 2000; Ai, 1994)进行对比分析,保证温度计算的客观性。同时,主要矿物 Fe^{2+} 的校正则采用了 4 种方法进行计算比较:(a)全 Fe^{2+} 法;(b) Cawthron and Collerson (1974) 端元组分校正 Fe^{2+} 法;(c) Droop (1987) 电价平衡校正 Fe^{2+} 法;(d) Schmid *et al.* (2000) 的 Fe^{3+}/Fe^{2+} 为 1 : 1 法。根据 Sobolev

et al. (1999)、Schmid *et al.* (2000, 2003)、Proyer *et al.* (2004)、Li *et al.* (2005) 的穆斯鲍尔谱(Mossbauer spectroscopy)和 X 射线吸收近边结构分析(XANES: X-ray absorption near-edge structure analysis)技术的分析结果,由于石榴石中 Fe^{2+} 的含量较高,利用 Droop(1987)电价平衡对石榴石进行 Fe^{2+} 的校正后,对于温度计算没有明显干扰,故本次研究中石榴石的 Fe^{2+} 的含量应用电价平衡法进行校正。而绿辉石 Fe^{2+} 的含量则利用上述 4 种方法进行校正,并应用于 5 个温度计计算。

由于北大别榴辉岩的峰期矿物组合为 Grt + Omp + Rt,并没有合适的压力计进行压力标定,从而对温度估算产生较大困难,故本文温度计算是在给定的压力条件下进行的。考虑到这次岩相学分析和前人研究结果(Tsai and Liou, 2000; Xu *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2005, 2007; Malaspina *et al.*, 2006),本文首先选定 2 个极端压力作为限定,一个是压力标定在 2.0GPa,其代表了北大别榴辉岩最低压力;另一极端高压,依据绿辉石和石榴石的出溶结构(Ye *et al.*, 2000; Tsai and Liou, 2000)标定在 7.0GPa。在这 2 个压力范围内,每增加 0.5GPa,计算给出一个对应温度。此外,为避免相不平衡的影响(魏春景等, 2009),本文选取多个矿物对进行计算,其中样品 TS82-6A 矿物对为 9 个,样品 TS82-6B 矿物对为 12 个,样品 SGZ01a 矿物对为 7 个。从表 2 ~ 表 4 和图 6 ~ 图 9 可以看出,无论应用何种温度计和 Fe^{2+} 的校正方法,在相同的压力条件下,样品 TS82-6B 的温度最高,样品 TS82-6A 的温度次之,而样品 SGZ01a 的温度最低。

3.2 不同温度计和绿辉石 Fe^{2+} 校正对温度估算的制约

通过比较不难看出,在相同的压力条件下和应用相同的温度计,绿辉石 Fe^{2+} 应用方法(a)校正后计算得出的温度普遍最高(图 6),在压力为 2.0GPa 时,温度基本 > 800°C,在压力为 7.0GPa 时,温度均 > 900°C,最大可至 1423°C。相反,应用方法(b)、(c)和(d)校正后得出的温度普遍偏低(表 2 ~ 表 4 和图 7 ~ 图 9)。但应用方法(b)和(c)校正后得出的温度具有较大的离散性,对同一个样品,在相同压力条件下,温度差异可达 100 ~ 350°C(见表 2 ~ 表 4 中的(b), (c)和图 7、图 8),而方法(d)校正后计算的温度具有较好敛合性,温度差异仅 60 ~ 100°C(见表 2 ~ 表 4 中的(d)和图 9)。就这 5 个温度计而言,在条件相同的情况下,Eills and Green (1979)和 Ai (1994) 的 Grt-Cpx 温度计计算的温度偏高,而 Powell (1985)和 Krogh (1988, 2000)的 Grt-Cpx 温度计计算的温度相对较低,它们之间的温度差值可达 80 ~ 200°C(表 2 ~ 表 4 和图 6 ~ 图 9)。

此外,为了便于比较,这里收集了前人北大别榴辉岩样品分析数据进行温度估算(图 1),其中样品 6088/1 来自麻岩岭地区(Wei *et al.*, 1998),样品 S126, S0147 和 S0152 来自周存亭等(2000),样品 98121, 98122 和 98702 来自百丈岩、华庄和黄尾河(刘贻灿等, 2001),样品 RPC09 和 RPC10 来自

表 3 样品 TS82-2B 估算的温度

Table 3 The estimated temperature for sample TS82-2B

Fe ²⁺ 校正方法	(a) 全 Fe ²⁺ 法										(b) Cawthron and Collerson (1974) 端元组分校正 Fe ²⁺ 法										(c) Droop (1987) 电价平衡校正 Fe ²⁺ 法										(d) Schmid <i>et al.</i> (2000) 的 Fe ³⁺ /Fe ²⁺ 为 1:1 法									
	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0								
压力 (GPa)	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0								
Eills and Green (1979) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)	953	969	984	999	1015	1030	1045	1107	767	780	793	806	819	832	845	896	787	801	814	827	840	853	867	920	755	768	781	793	806	819	832	883								
平均值	953	969	984	999	1015	1030	1045	1107	767	780	793	806	819	832	845	896	787	801	814	827	840	853	867	920	755	768	781	793	806	819	832	883								
误差	36	36	36	37	37	37	37	38	32	32	32	33	33	33	33	35	37	37	38	38	39	39	39	41	28	28	28	29	29	29	29	30								
最大值	1031	1047	1062	1078	1094	1110	1126	1189	821	834	848	862	875	889	902	957	864	878	892	907	921	935	949	1006	814	827	841	854	867	880	894	947								
最小值	907	922	937	952	966	981	996	1056	730	742	755	768	780	793	805	856	740	752	765	778	791	804	816	868	719	732	744	757	769	782	795	845								
Powell (1985) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)	942	957	972	987	1002	1016	1031	1090	749	762	774	787	799	812	824	874	771	783	796	809	821	834	847	898	737	750	762	774	787	799	811	861								
平均值	942	957	972	987	1002	1016	1031	1090	749	762	774	787	799	812	824	874	771	783	796	809	821	834	847	898	737	750	762	774	787	799	811	861								
误差	38	38	38	39	39	39	39	40	33	33	33	34	34	34	35	36	38	39	39	39	40	40	41	42	29	30	30	30	30	30	30	31								
最大值	1023	1039	1054	1070	1085	1100	1116	1177	805	818	831	844	857	870	884	936	850	863	877	891	904	918	932	986	799	812	824	837	850	863	875	926								
最小值	893	908	922	936	951	965	980	1038	711	723	735	748	760	772	784	832	721	733	746	758	770	783	795	844	700	712	724	736	748	760	772	821								
Krogh (1988) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)	942	958	975	991	1008	1024	1041	1106	731	745	758	772	786	799	813	867	754	768	782	796	810	824	837	893	718	732	745	758	772	785	799	853								
平均值	942	958	975	991	1008	1024	1041	1106	731	745	758	772	786	799	813	867	754	768	782	796	810	824	837	893	718	732	745	758	772	785	799	853								
误差	36	36	36	36	37	37	37	38	33	33	33	34	34	34	35	36	40	40	41	41	42	42	43	44	26	26	27	27	27	27	27	28								
最大值	1021	1038	1055	1073	1090	1107	1124	1193	792	806	820	835	849	864	878	936	840	855	871	886	901	916	931	991	776	790	804	817	831	845	859	915								
最小值	893	909	925	941	957	973	989	1054	693	706	720	733	746	759	772	825	705	718	732	745	759	772	785	839	683	696	709	722	735	749	762	814								
Al (1994) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)	988	1021	1053	1086	1118	1151	1183	1313	749	775	801	828	854	880	907	1012	774	801	828	855	882	909	936	1044	734	760	786	812	838	864	890	994								
平均值	988	1021	1053	1086	1118	1151	1183	1313	749	775	801	828	854	880	907	1012	774	801	828	855	882	909	936	1044	734	760	786	812	838	864	890	994								
误差	42	43	44	44	45	45	46	48	37	38	38	39	40	40	41	44	45	46	47	48	49	50	51	55	31	31	31	32	32	32	33	34								
最大值	1083	1117	1151	1185	1219	1253	1287	1423	816	844	872	900	928	956	984	1096	871	900	930	959	989	1018	1048	1165	801	828	855	882	908	935	962	1070								
最小值	931	963	995	1026	1058	1089	1121	1247	706	731	757	782	808	833	858	960	719	745	771	796	822	848	874	978	694	720	745	770	796	821	847	948								
Krogh (2000) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)	892	922	951	981	1011	1040	1070	1188	680	705	729	753	777	801	826	922	703	728	753	778	802	827	852	951	668	691	715	739	763	787	811	906								
平均值	892	922	951	981	1011	1040	1070	1188	680	705	729	753	777	801	826	922	703	728	753	778	802	827	852	951	668	691	715	739	763	787	811	906								
误差	36	36	37	37	37	38	38	40	32	33	34	34	35	36	36	39	40	41	42	43	44	45	45	49	26	26	26	27	27	27	28	29								
最大值	970	1001	1032	1063	1094	1124	1155	1279	740	766	792	818	843	869	895	997	789	816	843	870	897	924	951	1059	722	747	772	797	822	846	871	970								
最小值	845	873	902	931	960	988	1017	1132	643	666	690	713	737	760	784	877	654	678	702	725	749	773	797	892	633	657	680	703	727	750	774	867								

表 4 样品 SCZ01-a 估算的温度

Table 4 The estimated temperature for sample SCZ01-a

校正方法	(a) 全 Fe ²⁺ 法										(b) Cawthron and Collinson (1974) 端元组分校正 Fe ²⁺ 法										(c) Droop (1987) 电价平衡校正 Fe ²⁺ 法										(d) Schmid <i>et al.</i> (2000) 的 Fe ³⁺ /Fe ²⁺ 为 1:1 法									
	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0								
压力 (GPa)	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	7.0								
Eills and Green (1979) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)																																								
平均值	832	847	861	876	891	905	920	978	786	800	814	828	842	856	870	925	694	707	719	732	745	757	770	821	660	672	684	696	709	721	733	782								
误差	28	29	29	29	30	30	31	55	56	57	57	58	59	59	62	117	118	120	121	123	124	124	126	132	20	21	21	21	21	21	22	23								
最大值	877	892	908	923	938	953	968	1028	870	885	900	915	930	945	960	1020	853	868	882	897	912	927	942	1001	692	704	717	730	742	755	768	818								
最小值	795	809	823	838	852	866	880	937	742	755	768	782	795	808	822	875	572	583	594	605	616	627	638	683	632	644	656	668	680	692	704	752								
Powell (1985) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)																																								
平均值	815	829	843	857	871	885	899	956	768	781	794	808	821	835	848	902	674	686	698	710	723	735	747	796	638	650	662	674	685	697	709	756								
误差	29	30	30	30	31	31	33	57	58	58	59	60	60	60	61	64	119	121	122	124	125	127	128	134	21	21	21	21	21	22	22	23								
最大值	862	876	891	906	920	935	949	1008	854	869	883	898	912	927	941	999	836	851	865	879	894	908	922	979	671	683	695	707	720	732	744	792								
最小值	777	790	804	818	831	845	859	913	722	735	748	761	773	786	799	850	549	560	571	581	592	602	613	655	610	622	633	645	656	668	679	725								
Knogh (1988) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)																																								
平均值	810	826	841	857	872	888	903	965	758	773	788	802	817	832	847	906	657	671	684	698	711	724	738	791	619	631	644	657	670	683	695	746								
误差	32	33	33	34	34	34	35	62	63	64	65	66	67	68	71	128	130	132	134	136	137	139	146	22	23	23	23	23	24	24	25									
最大值	862	878	894	910	926	943	959	1024	853	869	885	901	917	934	950	1014	834	849	865	881	897	913	928	992	654	667	680	693	707	720	733	786								
最小值	767	782	797	812	827	842	857	918	709	723	737	751	765	779	793	849	525	536	548	559	570	582	593	639	588	601	613	626	638	651	663	713								
Ai (1994) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)																																								
平均值	842	873	903	934	964	994	1025	1147	783	812	841	870	899	928	956	1072	672	698	724	750	775	801	827	930	628	652	677	702	726	751	775	874								
误差	36	37	38	39	40	41	41	45	70	72	74	76	78	80	82	89	142	146	150	154	158	161	165	180	24	24	25	26	26	27	27	30								
最大值	901	932	964	996	1028	1060	1092	1220	891	922	954	986	1017	1049	1081	1207	868	899	930	961	992	1023	1054	1178	666	691	717	742	768	793	819	921								
最小值	795	825	854	884	913	942	972	1089	727	754	781	808	835	863	890	998	525	547	569	591	612	634	656	743	596	620	644	668	691	715	739	835								
Knogh (2000) Fe-Mg Grt-Cpx 温度计(°C)																																								
平均值	710	738	766	793	821	849	877	988	660	687	713	740	766	792	819	924	566	589	613	637	660	684	708	803	528	551	574	596	619	642	664	755								
误差	31	32	33	33	34	35	36	39	60	61	63	65	66	68	69	76	122	125	128	132	135	138	142	155	21	21	22	22	23	23	24	26								
最大值	760	790	819	848	877	906	935	1051	752	781	810	839	868	896	925	1041	733	762	790	818	847	875	903	1016	562	586	609	633	656	679	703	797								
最小值	670	697	724	751	778	805	831	939	613	638	663	688	713	738	763	862	440	461	481	501	521	541	561	642	501	523	545	567	589	611	633	721								

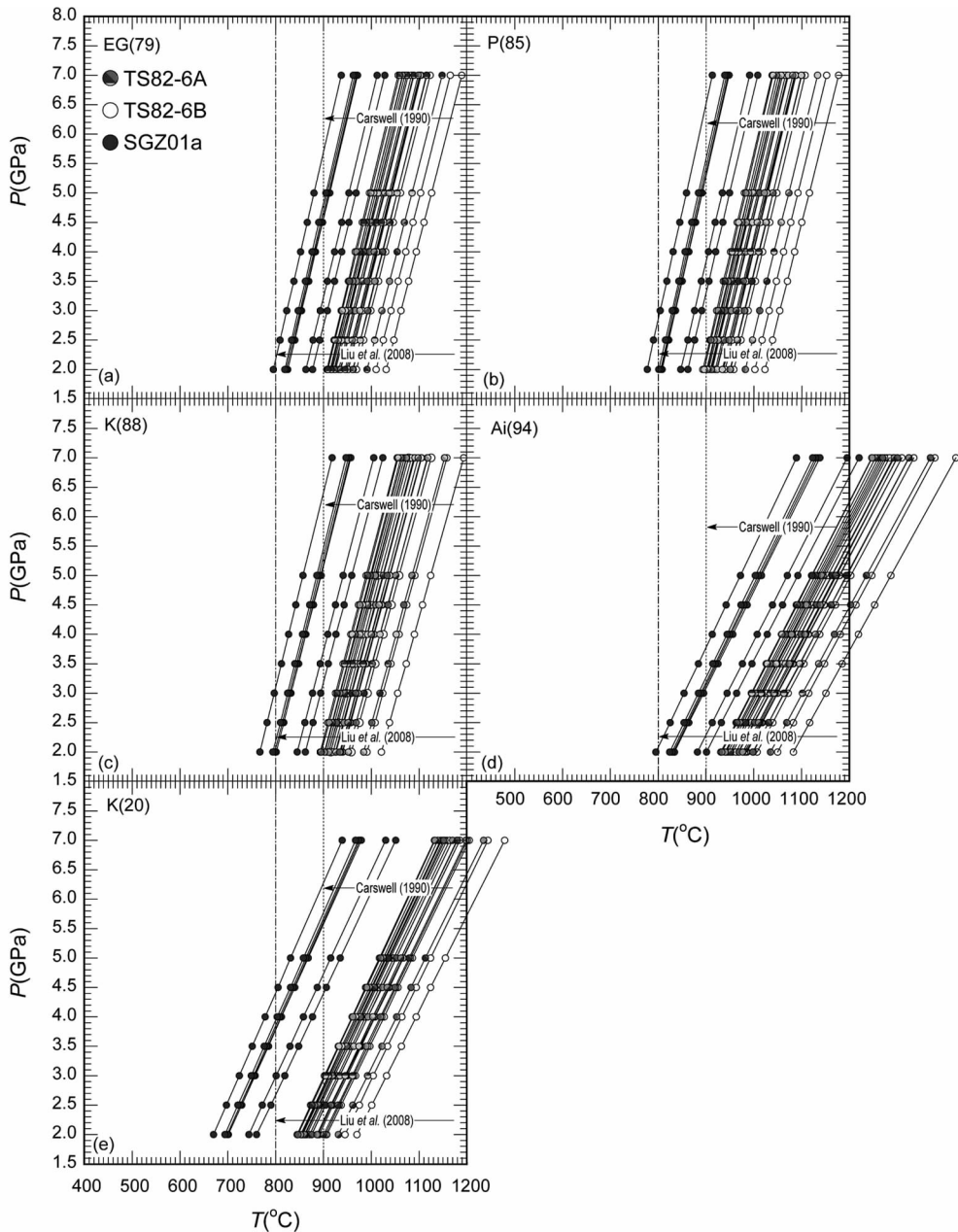


图6 假设Fe均为 Fe^{2+} 并应用不同温压计在标定压力条件下计算的峰期温度图

(a)-应用Ellis and Green (1979)的Grt-Cpx Fe-Mg温度计计算的温度; (b)-应用Powell (1985)的Grt-Cpx Fe-Mg温度计计算的温度; (c)-应用Krogh (1988)的Grt-Cpx Fe-Mg温度计计算的温度; (d)-应用Ai (1994)的Grt-Cpx Fe-Mg温度计计算的温度; (e)-应用Krogh (2000)的Grt-Cpx Fe-Mg温度计计算的温度

Fig. 6 The peak temperature calculated using different thermometers at the calibrated pressure, assumed the all Fe as Fe^{2+} (a)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ellis and Green (1979); (b)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Powell (1985); (c)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (1988); (d)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ai (1994); (e)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (2000)

上官庄(Malaspina *et al.*, 2006)。同样地,这些温度呈现有规律的变化(图10),在标定压力和应用相同温度计时,绿辉石 Fe^{2+} 应用方法(a)校正后计算的温度普遍偏高,温度基本 $>800^\circ\text{C}$ 。绿辉石 Fe^{2+} 用方法(d)校正后得出的温度最低,

具有较好的敛合性,而绿辉石 Fe^{2+} 用方法(b)和(c)校正后计算的温度离散性较大,除Malaspina *et al.* (2006)样品外,其余样品温度也相对偏低。对于温度计,在条件相同时,Krogh (2000)温度计计算的温度最低,Eills and Green

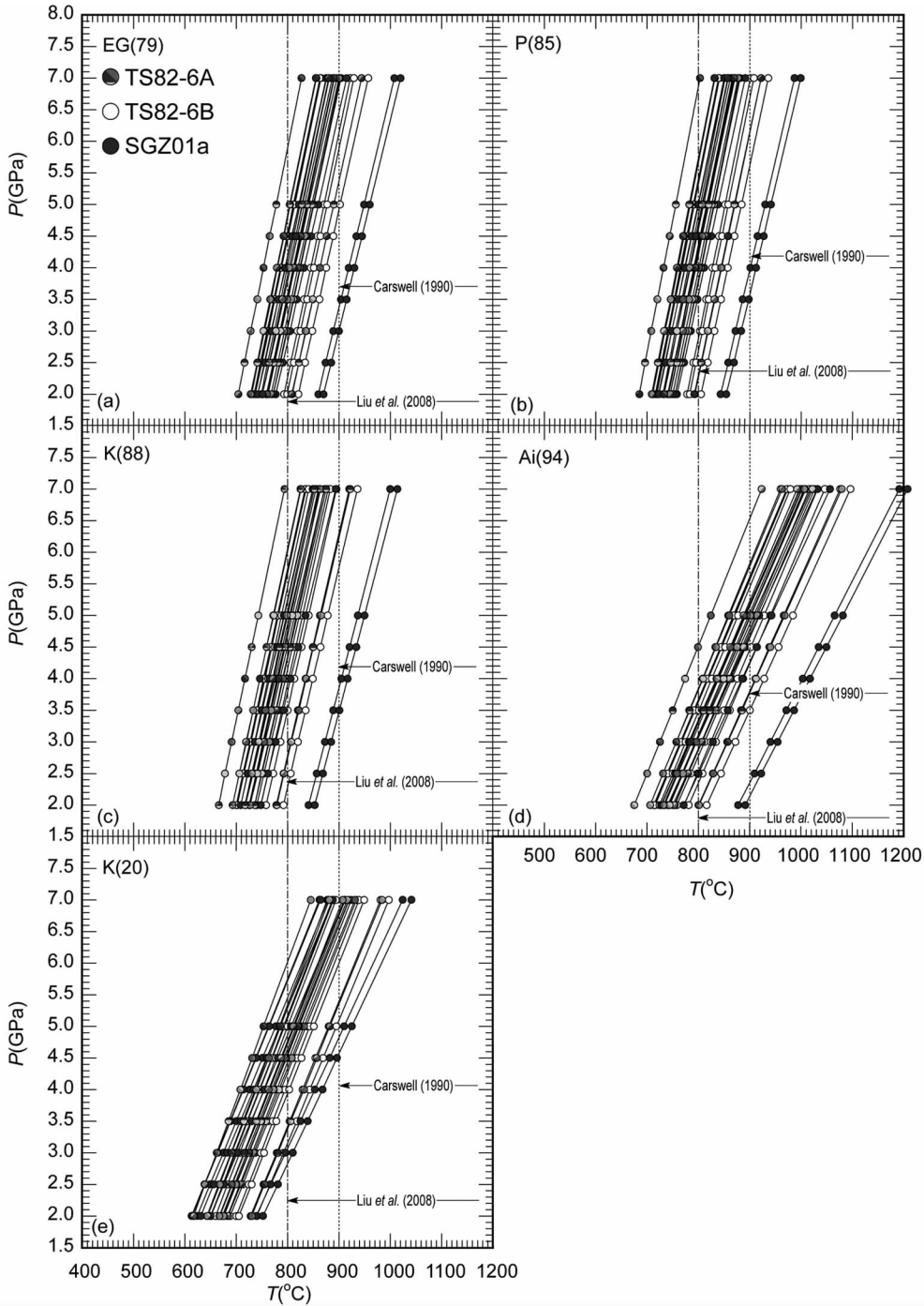


图7 Cawthron and Collerson (1974)端元组分校正 Fe^{2+} ，并应用不同温压计在标定压力条件下计算的峰期温度图 (a)-应用 Ellis and Green (1979) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度；(b)-应用 Powell (1985) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度；(c)-应用 Krogh (1988) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度；(d)-应用 Ai (1994) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度；(e)-应用 Krogh (2000) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度

Fig. 7 The peak temperature calculated using different thermometers at the calibrated pressure, applied Fe^{2+} correction of Cawthron and Collerson (1974)

(a)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ellis and Green (1979) ; (b)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Powell (1985) ; (c)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (1988) ; (d)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ai (1994) ; (e)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (2000)

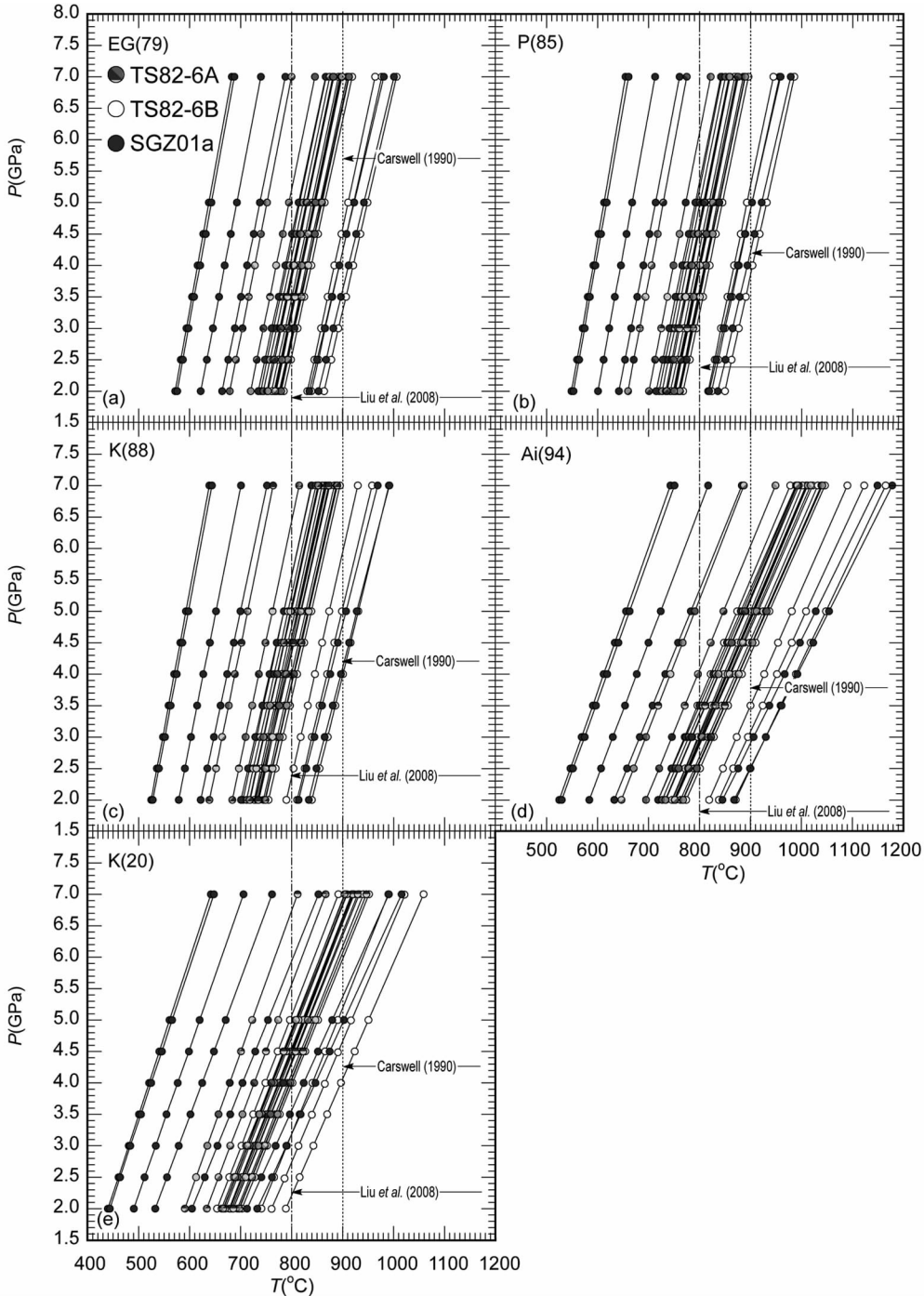


图 8 Droop (1987) 电价平衡校正 Fe^{2+} , 并应用不同温压计在标定压力条件下计算的峰期温度图

(a)-应用 Ellis and Green (1979) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (b)-应用 Powell (1985) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (c)-应用 Krogh (1988) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (d)-应用 Ai (1994) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (e)-应用 Krogh (2000) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度

Fig. 8 The peak temperature calculated using different thermometers at the calibrated pressure, applied Fe^{2+} correction of Droop (1987)

(a)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ellis and Green (1979); (b)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Powell (1985); (c)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (1988); (d)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ai (1994); (e)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (2000)

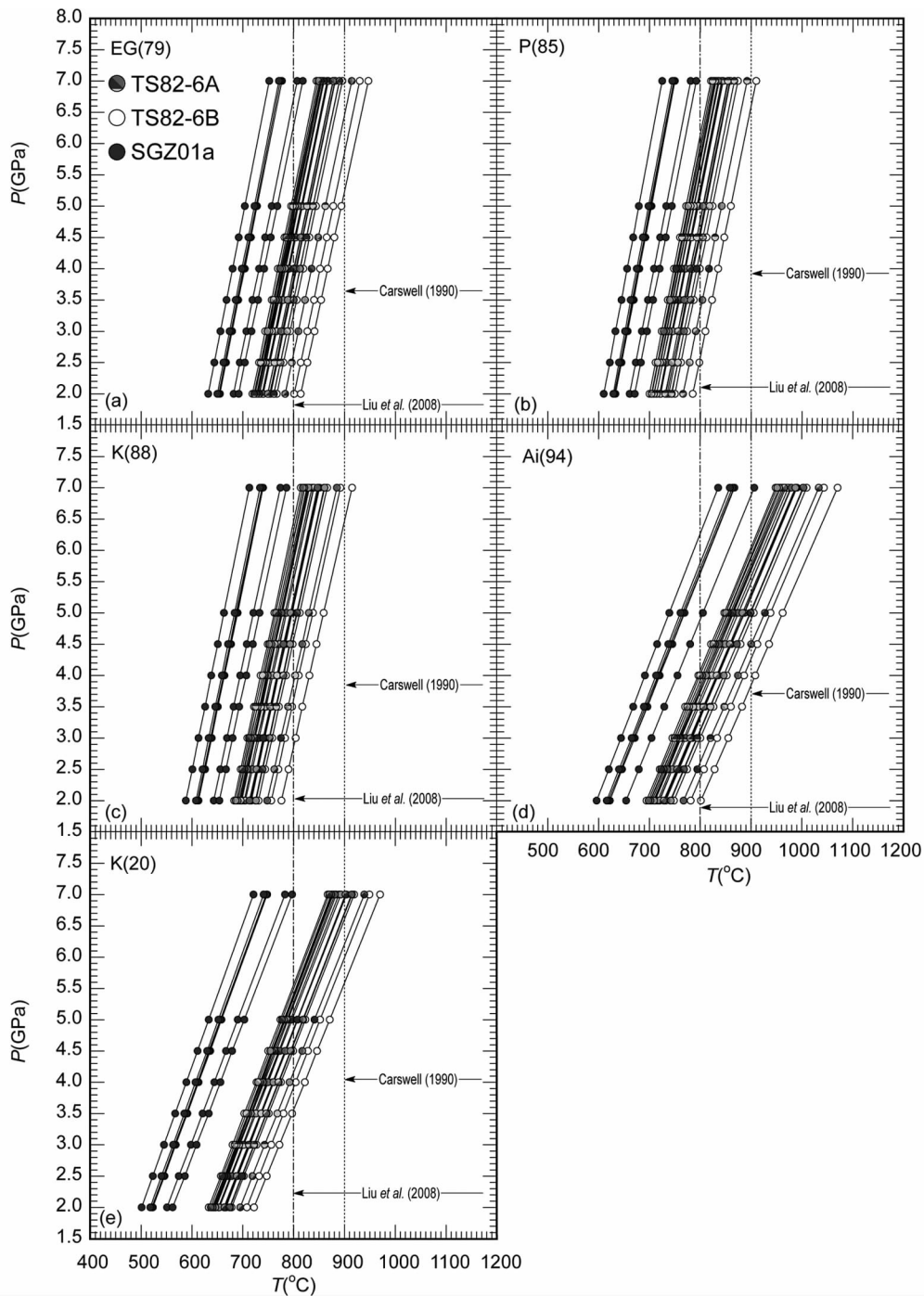


图9 Schmid *et al.* (2000) 的 Fe^{2+} / Fe^{3+} 为 1 : 1 校正 Fe^{2+} , 并应用不同温压计在标定压力条件下计算的峰期温度图 (a)-应用 Ellis and Green (1979) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (b)-应用 Powell (1985) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (c)-应用 Krogh (1988) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (d)-应用 Ai (1994) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度; (e)-应用 Krogh (2000) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计计算的温度

Fig. 9 The peak temperature calculated using different thermometers at the calibrated pressure, assumed Fe^{2+} / Fe^{3+} as 1 : 1 from Schmid *et al.* (2000)

(a)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ellis and Green (1979); (b)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Powell (1985); (c)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (1988); (d)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Ai (1994); (e)-the peak temperature calculated using Grt-Cpx Fe-Mg thermometers of Krogh (2000)

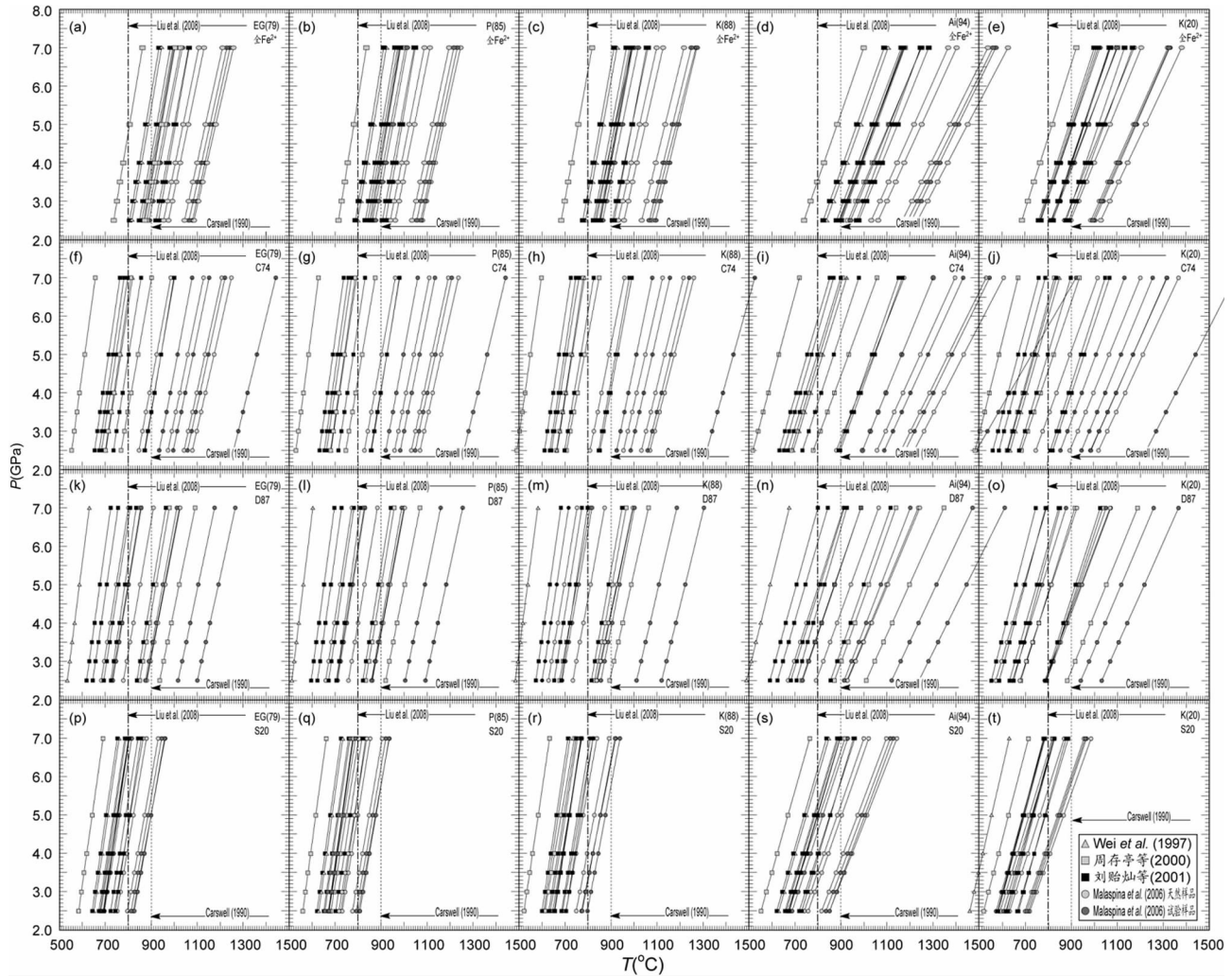


图 10 前人北大别榴辉岩在标定压力条件下,应用不同温压计和不同的校正 Fe^{2+} 方法计算法的温度条件图

(a-e)-假设 Fe 均为 Fe^{2+} 计算的峰期温度; (f-j)-Cawthron and Collerson (1974) 端元组分校正 Fe^{2+} 计算的峰期温度; (k-o)-Droop (1987) 电价平衡校正 Fe^{2+} 计算的峰期温度; (p-t)-Schmid *et al.* (2000) 的 $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 为 1:1 校正 Fe^{2+} 计算的峰期温度

Fig. 10 The peak temperature for the NDT eclogites from previous studies, calculated using different thermometers and the methods of Fe^{2+} correction at the calibrated pressure

(a-e)-the peak temperature calculated using different thermometers, assumed the Fe as Fe^{2+} ; (f-j)-the peak temperature calculated using different thermometers, applied the Fe^{2+} correction of Cawthron and Collerson (1974); (k-o)-the peak temperature calculated using different thermometers, applied the Fe^{2+} correction of Droop (1987); (p-t)-the peak temperature calculated using different thermometers, assumed $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ as 1:1 from Schmid *et al.* (2000)

(1979) 和 Ai (1994) 的温度计计算的温度最高, Powell (1985) 和 Krogh (1988) 估算的温度介于两者之间。

4 北大别榴辉岩归属讨论

基于上述论述,不难看出榴辉岩的峰期温度估计受到诸多因素限制,且估算的温度有较大的变化范围。这为判别哪个温度能较为真实地反映北大别榴辉岩的峰期温度带来了困难。这里为了便于讨论,本文对样品 TS82-6A, B 和样品

SGZ01a, 在相同压力、绿辉石 Fe^{2+} 的校正方法和温度计条件下得出的平均温度进行了论述(表 2 ~ 表 4 和图 11)。

通常每一个计算的温度点,需要给定一个压力。从表 2 ~ 表 4 可以看出,每间隔 0.5 GPa, 计算的温度差值基本上在 20 ~ 30°C 之间。换言之,温度的精确评价需要有确定的压力值。然而,正如前述,北大别榴辉岩缺乏合适的矿物组合用于压力计算,这直接影响到温度的估计。为此,依据前人的研究和本次岩相学的分析,我们对北大别榴辉岩峰期压力范围进行了设定。从 Malaspina *et al.* (2006) 的实验岩石学结果,以及 Liu *et al.* (2007) 的锆石中金刚石的判定来看,我们

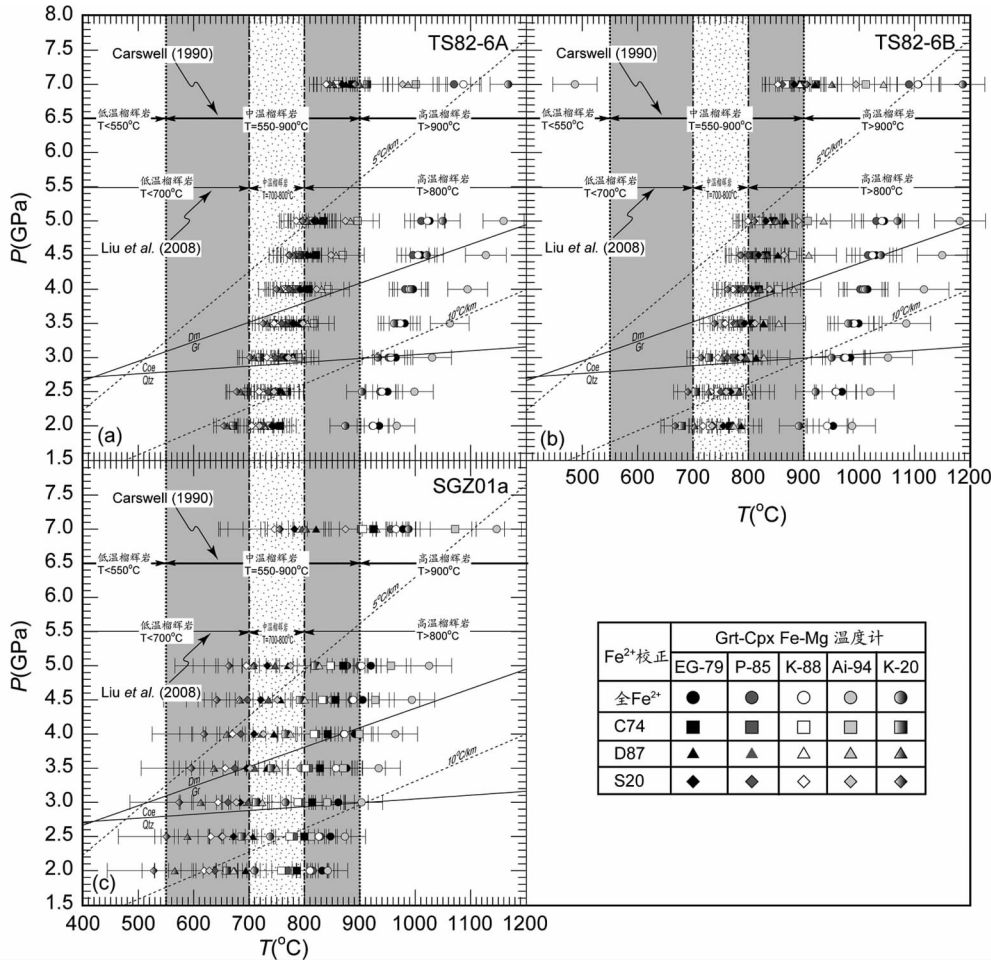


图 11 本次研究应用不同的温压计和不同的校正 Fe²⁺ 的方法计算的平均峰期温度条件
 (a)-样品 TS82-6A 的平均峰期温度条件; (b)-样品 TS82-6B 的平均峰期温度条件; (c)-样品 SGZ01a 的平均峰期温度条件
 Fig. 11 The average peak temperature for eclogites in this study, using different thermometers and methods of Fe²⁺ correction
 (a)-the average peak temperature for sample TS82-6A; (b)-the average peak temperature for sample TS82-6B; (c)-the average peak temperature for sample SGZ01a

将压力下限标定在 3.5GPa,这代表了柯石英稳定域。压力上限则假定在 5.0GPa。尽管 Ye *et al.* (2000) 和 Tsai and Liou (2000) 根据石榴石和绿辉石析出的矿物推测压力在 5~7GPa,但从目前的温度计算看(图 11),在压力为 7.0GPa 时,样品 TS82-6A, B 全部和样品 SGZ01a 大部落入变质禁区,这暗示了压力估计偏高(表 2 和图 11a, b, c)。此外,通常的温度计适用的压力范围为 0.5~6.0GPa (Eills and Green, 1979; Powell, 1985; Krogh, 1988, 2000; Ai, 1994),超出这个范围的温度已无法准确判定。而本次岩相学的研究并没有明确的超高压矿物被观测到,如金刚石和柯石英(图 3)。综合这些因素,我们认为 3.5~5.0GPa 压力范围比较合理。

对于温度计,Krogh (2000) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计可能较为理想。Krogh (2000) 认为该温度计不仅考虑到石榴石 Fe, Mg, Ca 对温度计算的影响,同时还考虑到石榴石 Mn 和绿辉石 Na 对温度的影响,且适用的岩石类型范围也是十分

广泛的。同 Eills and Green (1979), Powell (1985) 和 Krogh (1988) 温度计相比,其计算的温度偏低一些(图 6~图 11)。且该温度计已被广泛应用于各类榴辉岩的温度评价中,并与地质事实也基本一致 (Wain, 1998; Cuthbert *et al.*, 2000; Nowlan *et al.*, 2000; Schmid *et al.*, 2000, 2003; Shi and Wang, 2006)。从目前的温度评价来看,最关键的是绿辉石 Fe²⁺ 校正。方法(a)显然不合理,估算温度过高,温度最高可达 1500°C,超出了变质温度最高极限 (Bucher and Frey, 2002),况且绿辉石中的 Fe 不可能均为 Fe²⁺。方法(b)和(c)估算的温度则相对偏高,离散性较大,而应用方法(d)校正绿辉石 Fe²⁺ 后估算的温度相对较低,且具有较好的敛合性(图 6~图 11)。尽管, Carswell *et al.* (1997) 和 Cuthbert *et al.* (2000) 建议方法(b)和(c)估算的温度较为合适,但从 Sobolev *et al.* (1999), Schmid *et al.* (2000, 2003), Proyer *et al.* (2004) 和 Li *et al.* (2005) 研究结果来看,方法(d)也许较为理想。

Schmid *et al.* (2000, 2003)、Proyer *et al.* (2004) 和 Li *et al.* (2005) 在对南大别和北大别榴辉岩进行温压评价时,应用穆斯鲍尔谱(Mossbauer spectroscopy)和 X 射线吸收近边结构分析技术(XANES: X-ray absorption near-edge structure analysis)对绿辉石中 Fe^{2+} 含量进行精确的测定,并用于温度估算,其温度比绿辉石 Fe^{2+} 应用方法(b)和(c)校正后估算的温度普遍偏低 50 ~ 200°C。结合本次温度评价看(图 11),应用 Krogh (2000) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计和方法(d)校正绿辉石 Fe^{2+} 后估算的温度最低,其可能较为真实地反映榴辉岩的峰期温度。因此,我们认为此次分析的北大别榴辉岩峰期压力范围在 3.5 ~ 5.0 GPa 是较为可靠的,在此基础上,应用 Krogh (2000) 的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计和绿辉石 Fe^{2+} 应用方法(d) (Schmid *et al.*, 2000) 校正后计算的温度是较为合适的。

从表 2 ~ 表 4 可以看出,在应用 Krogh (2000) 的温度计和方法(d)校正绿辉石 Fe^{2+} 条件下,压力标定为 3.5 GPa 时,样品 TS82-6A、TS82-6B 和 SGZ01a 的平均温度为分别为 $726 \pm 20^\circ\text{C}$ 、 $739 \pm 27^\circ\text{C}$ 、 $596 \pm 22^\circ\text{C}$ 。在压力标定为 5.0 GPa 时,样品 TS82-6A、TS82-6B 和 SGZ01a 的平均温度为分别为 $797 \pm 21^\circ\text{C}$ 、 $811 \pm 28^\circ\text{C}$ 和 $664 \pm 24^\circ\text{C}$ 。同刘贻灿等(2001)、Malaspina *et al.* (2006) 和 Liu and Li (2008) 建议的温度范围相比,此次分析的温度偏低。刘贻灿等(2001)在压力标定为 2.5 GPa 时,绿辉石和石榴石 Fe^{2+} 使用方法(c) (Droop, 1987) 校正,应用 Raheim and Green (1974)、Eills and Green (1979) 和 Krogh (1988) Grt-Cpx Fe-Mg 温度计对同一个矿物对进行评价,并取其平均值作为温度标定。其中百丈岩样品 B98121 的温度分别为 630°C 、 727°C 和 686°C , 平均温度为 681°C ; 华庄样品 98122 的温度分别为 599°C 、 617°C 和 570°C , 平均温度为 595°C ; 黄尾河(本次研究的胡家河和上官庄地区)样品 98701 和样品 98702 温度分别为 847°C 、 819°C 和 758°C , 平均温度为 808°C 和 817°C 、 908°C 和 897°C , 平均温度为 874°C 。而根据 Tsai and Liou (2000)、Malaspina *et al.* (2006)、Liu *et al.* (2007) 的岩相学和实验岩石学的研究,实际压力应当 ≥ 2.5 GPa, 相应地温度也应该更高。据此, Liu and Li (2008) 建议的峰期温度是: $808 \sim 874^\circ\text{C}$, $P = 2.5$ GPa 或 $904 \sim 963^\circ\text{C}$, $P = 4.0$ GPa。然而,比较本次温度的估算结果来看,即便是应用 Krogh (1988) 温度计和绿辉石 Fe^{2+} 应用方法(c) (Droop, 1987) 校正,在压力为 2.5 GPa 时,样品 TS82-6A、TS82-6B 和 SGZ01a 的温度分别为: $725 \pm 33^\circ\text{C}$ 、 $768 \pm 40^\circ\text{C}$ 和 $671 \pm 130^\circ\text{C}$; 在压力为 4.0 GPa 时,温度则分别为: $766 \pm 34^\circ\text{C}$ 、 $810 \pm 42^\circ\text{C}$ 和 $711 \pm 136^\circ\text{C}$ (表 2 ~ 表 4)。温度的差异至少可达 50 ~ 150°C。而如果应用 Krogh (2000) 温度计和绿辉石 Fe^{2+} 应用方法(d) (Schmid *et al.*, 2000) 校正,在压力为 2.5 GPa 时,样品 TS82-6A、TS82-6B 和 SGZ01a 的温度分别为: $678 \pm 20^\circ\text{C}$ 、 $691 \pm 26^\circ\text{C}$ 和 $551 \pm 21^\circ\text{C}$; 在压力为 4.0 GPa 时,温度则分别为: $750 \pm 21^\circ\text{C}$ 、 $763 \pm 27^\circ\text{C}$ 和 $619 \pm 23^\circ\text{C}$ (表 2 ~ 表 4)。温度差异进一步加大,至少可达 110 ~ 200°C。究

其原因,我们认为这种温度差异源于温度计、绿辉石 Fe^{2+} 的校正方法和矿物对数量选择的不同所致。

在相同条件下(表 2 ~ 表 4), Eills and Green (1979) 温度计普遍高于 Krogh (1988) 温度计估算的温度约 30 ~ 60°C, 而这 2 个温度计又比 Krogh (2000) 温度计估算的温度偏高。加之绿辉石 Fe^{2+} 的不同校正方法应用(全 Fe^{2+} ; Cawthron and Collerson, 1974; Droop, 1987; Schmid *et al.*, 2000), 又进一步扩大了温度差异。在相同条件下,应用方法(c)校正后计算的温度高于方法(d)校正后计算的温度差约 10 ~ 50°C, 且应用方法(c)校正后计算的多个矿物对温度具较大的离散性,同等条件下最高和最低温度可达 300°C。而即便应用方法(b)计算的温度也是高于方法(d)的温度(表 2 ~ 表 4)。此外,魏春景等(2009)认为由于变质岩石中相不平衡的影响,目前并没有很好的温压计判定一个相对准确的 P - T 值,建议对同一个样品选取多个矿物对进行计算,并取其平均值作为相对精确的温压条件。因此,根据本次不同温度计的应用、绿辉石 Fe^{2+} 的不同校正和同一样品多个矿物对的计算结果比较(表 2 和图 11),并结合 Krogh (2000) 对温度计的论述,以及实际应用的合理性(Wain, 1998; Cuthbert *et al.*, 2000; Nowlan *et al.*, 2000; Schmid *et al.*, 2000, 2003; Shi and Wang, 2006)。同时,考虑到 Schmid *et al.* (2000, 2003), Proyer *et al.* (2004) 和 Li *et al.* (2005) 的研究结果。我们认为北大别榴辉岩的温度范围相对较低,在 Krogh (2000) 温度计、绿辉石 Fe^{2+} 的校正方法(d)被应用,且多个矿物对被选择计算时,其温度范围应为: $P_{\text{标定}} = 3.5$ GPa, $T = 600^\circ\text{C} \sim 740^\circ\text{C}$ 至 $P_{\text{标定}} = 5.0$ GPa, $T = 670^\circ\text{C} \sim 810^\circ\text{C}$ 。

由于榴辉岩分类依据的不同,其分类方案诸多(Eskola, 1914, 1915, 1921; Coleman *et al.*, 1965; Smulikowski, 1960, 1964, 1968; Banno, 1970; Carswell, 1990; Cong, 1995; Liu and Li, 2008), 相互之间难以对比和应用。目前,普遍接受的是成分、压力分类和温度分类方案(Coleman *et al.*, 1965; Cong, 1995; Carswell, 1990; Liu and Li, 2008)。依据 Coleman *et al.* (1965) 石榴石的成分分类,前人北大别榴辉岩和本次百丈岩 TS82-6A, B 和上官庄 SGZ01a 榴辉岩分别落入 C 类和 B 类 2 个榴辉岩区(图 5a, c), 且中大别和南大别榴辉岩也分别跨度这两个区域。换言之,石榴石成分分类并不能有效地将不同单元的榴辉岩加以区分。相比较而言, Cong (1995) 压力分类和 Carswell (1990)、Liu and Li (2008) 温度分类可能更为适用。由于北大别榴辉岩普遍经历了超高压变质(Malaspina *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2007), 故 Cong (1995) 压力分类在此次研究中可以不考虑,而温度分类则显得极为重要。然而,由于温度的界定不同,温度分类还是存在较大差异。Carswell (1990) 的温度分类主要是依据形成的温度和地质环境,将榴辉岩分为低温($< 550^\circ\text{C}$)、中温($550 \sim 900^\circ\text{C}$) 和高温($> 900^\circ\text{C}$) 3 类,其分别形成于消减洋壳和沟弧环境,陆壳构造加厚环境和上地幔环境。而 Liu and Li (2008) 则主要是依据对大别造山带榴辉岩的地质特征、岩石

学、地球化学、年龄和温度差异将榴辉岩分为低温 (< 700°C)、中温(700 ~ 800°C)和高温 (> 800°C)。就北大别榴辉岩而言,在 Krogh (2000) 温度计和绿辉石 Fe^{2+} 的校正方法(d) (Schmid *et al.*, 2000)被应用时,遵照 Carswell (1990) 和 Liu and Li (2008) 的温度分类,本次和前人榴辉岩 (Wei *et al.*, 1998; 周存亭等, 2000; 刘贻灿等, 2001; Malaspina *et al.*, 2006) 则基本属于中温类型(图 10t、图 11)。即便是应用 Krogh (1988) 温度计和方法(c) 校正绿辉石 Fe^{2+} (Droop, 1987), 北大别榴辉岩仍大多属于中温类型(图 10t、图 11)。但若按照 Liu and Li (2008) 的温度分类和推荐的温度(904 ~ 963°C, $P = 4.0 \text{ GPa}$), 北大别榴辉岩则均为高温类型。通过比较不难看出,温度的精确评价和温度分类差异对于榴辉岩的类型归属判别影响较大。对于温度估算,正如前述,我们建议应用 Krogh (2000) 温度计和方法(d) (Schmid *et al.*, 2000) 校正绿辉石 Fe^{2+} , 在压力为 3.5 ~ 5.0 GPa 时得出的温度较为合理,若如此,无论是按照 Carswell (1990) 还是 Liu and Li (2008) 的温度分类方案,本区榴辉岩的温度多小于 800°C (图 10t、图 11), 应属于中温类型。此外,关于榴辉岩的分类,我们更倾向于 Carswell (1990) 的温度界定,该分类不仅仅考虑温度的变化,重要的是其结合了地质背景,且温度范围较大,适用性较广。此次评价的榴辉岩温度基本落入 Carswell (1990) 标定的中温范围,表明其形成于陆壳加厚环境,这与大别碰撞造山带的形成背景是一致的 (Zheng *et al.*, 2003)。相反, Liu and Li (2008) 的温度分类由于温度界定范围太窄,加之温度评价不确定性的影响,其分类判别较难把握。例如,其中温范围标定在 700 ~ 800°C, 若考虑到温度误差因素,约 $\pm 60 \sim 75^\circ\text{C}$ (Cuthbert *et al.*, 2000; Shi and Wang, 2006), 中温和高温、低温和中温界限很容易被穿越和模糊。基于上述讨论,我们认为北大别榴辉岩温度相对偏高,但仍应属于中温类型。尽管如此,从榴辉岩的岩石学特征(图 3) 和绿辉石成分(图 5b, d), 以及 Liu *et al.* (2005, 2007) 的地球化学和年代学研究结果来看,北大别和中大别、南大别榴辉岩还是有较大差异。因此,本文仍遵从 Zheng *et al.* (2005) 和 Liu and Li (2008) 对大别碰撞造山带含榴辉岩单元的划分框架。

致谢 感谢吴春明教授和另一位评审者中肯和悉心的审阅。感谢毛骞博士和马玉光工程师在矿物电子探针测试分析中的帮助。

References

Ai Y. 1994. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 467 - 473
 Banno S. 1970. Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet.*, 3: 405 - 421
 Bucher K and Ferry M. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag

Carswell DA. 1990. *Eclogite Facies Rocks*. New York: Blackie
 Carswell DA, O'Brien PJ, Wilson RN and Zhai MG. 1997. Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of Central China. *Journal of Metamorphic Geology*, 15: 239 - 252
 Cawthron RG and Collerson KD. 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *American Mineralogist*, 59: 1023 - 1208
 Chen Y, Ye K and Wu CM. 2005. Reviews on applying common-used geothermobarometers for eclogites. *Acta Petrologica Sinica*, 21(4): 1067 - 1080 (in Chinese with English abstract)
 Coleman RG, Lee DE, Beatty LB and Brannock WW. 1965. Eclogites and Eclogites: Their differences and Similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76: 483 - 508
 Cong BL. 1995. *Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks in the Dabieshan-Sulu Region of China*. Beijing: Science Press
 Cuthbert SJ, Carswell DA, Krogh-Ravna EJ and Wain A. 2000. Eclogites and eclogites in the Western Gneiss Region, Norwegian Caledonides. *Lithos*, 52: 165 - 195
 Droop GTB. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431 - 435
 Ellis DJ and Green DH. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 13 - 22
 Eskola P. 1914. On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland. *Bull. Commission Geol. Finland*, 40: 277
 Eskola P. 1915. On the relation between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region. *Bull. Commission Geol. Finland*, 44: 109 - 145
 Eskola P. 1921. On the eclogites of Norway. *Vindensk.-Selsk. Skr. I. Mat. Naturv. Kl.* 8: 1 - 118
 Faure M, Lin W, Shu L, Sun Y and Schärer U. 1999. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks. *Terra Nova*, 11: 251 - 258
 Faure M, Lin W, Schärer U, Shu L, Sun Y and Arnaud N. 2003. Continental subduction and exhumation of UHP rocks: Structural and geochronological insights from the Dabieshan (East China). *Lithos*, 70: 213 - 241
 Franz L, Romer RL, Klemd R, Schmid R, Oberhaensli R, Wagner T and Dong S. 2001. Eclogite-facies quartz veins within metabasites of the Dabie Shan (eastern China): Pressure-temperature-time-deformation path, composition of the fluid phase and fluid flow during exhumation of high-pressure rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 322 - 346
 Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277 - 279
 Krogh EJ. 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: A reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 44 - 48
 Krogh R. 2000. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: An updated calibration. *J. Metamorphic Geol.*, 18: 211 - 219
 Li XP, Zheng YF, Wu YB, Chen FK, Gong B and Li YL. 2004. Low-T eclogite in the Dabie terrane of China: Petrological and isotopic constraints on fluid activity and radiometric dating. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 443 - 470
 Li YL, Zheng YF and Fu B. 2005. Mossbauer spectroscopy of omphacite and garnet pairs from eclogites: Application to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 90: 90 - 100
 Liou JG, Zhang RY and Jahn BM. 1997. Petrology, geochemistry and isotope data on an ultrahigh-pressure jadeite quartzite from Shuanghe, Dabie Mountains, East-central China. *Lithos*, 41: 59 - 78
 Liou JG, Ernst WG, Zhang RY, Tsujimori T and Jahn BM. 2009. Ultrahigh-P minerals and metamorphic terranes: The view from China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35: 199 - 231
 Liu FL and Liou JG. 2011. Zircon as the best mineral for P - T -time history of UHP metamorphism: A review on mineral inclusions and U-Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie-Sulu UHP rocks. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40: 1 - 39

- Liu Y, Xu S, Li S, Chen G, Jiang L, Zhou C and Wu W. 2001. Distribution and metamorphic P - T condition of the eclogites from the mafic-ultramafic belt in the northern part of the Dabie Mountains. *Acta Geologica Sinica*, 75: 385 – 395 (in Chinese with English abstract)
- Liu YC, Li S, Xu S, Jahn BM, Zheng YF, Zhang ZQ, Jiang LL, Chen GB and Wu WP. 2005. Geochemistry and geochronology of eclogites from the northern Dabie Mountains, Central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 431 – 443
- Liu YC, Li SG, Gu XF, Xu ST and Chen GB. 2007. Ultrahigh-pressure eclogite transformed from mafic granulite in the Dabie orogen. *J. Metamorphic Geol.*, 25: 975 – 989
- Liu YC and Li SG. 2008. Detachment within subducted continental crust and multi-slice successive exhumation of ultrahigh pressure metamorphic rocks: Evidence from the Dabie-Sulu orogenic belt. *Chinese Science Bulletin*, 53(20): 3105 – 3119
- Malaspina N, Hermann J, Scambelluri M and Compagnoni R. 2006. Multistage metasomatism in ultrahigh-pressure mafic rocks from the North Dabie Complex (China). *Lithos*, 90: 19 – 42
- Nowlan EU, Schertl HP and Schreyer W. 2000. Garnet-omphacite-phengite thermobarometry of eclogites from the coesite-bearing unit of the southern Dora-Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 52: 197 – 214
- Okay AI, Xu S and Sengor AMC. 1989. Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China. *European Journal of Mineralogy*, 1: 595 – 598
- Okay AI. 1993. Petrology of a diamond and coesite-bearing metamorphic terrain: Dabie Shan, China. *European Journal of Mineralogy*, 5: 659 – 675
- Okay AI. 1995. Paragonite eclogites from Dabie Shan, China: Re-equilibrations during exhumation. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 499 – 460
- Powell R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorphic Geol.*, 3: 231 – 243
- Proyer A, Dachs E and McCammon C. 2004. Pitfalls in geothermobarometry of eclogites: Fe^{3+} and changes in the mineral chemistry of omphacite at ultrahigh pressure. *Contribution Mineralogy Petrology*, 147: 305 – 318
- Raheim A and Green DH. 1974. Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting clinopyroxene and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 179 – 203
- Rolfo F, Compagnoni R, Xu S and Jiang L. 2000. First report of felsic whiteschist in the ultrahigh-pressure metamorphic belt of Dabie Shan, China. *European Journal of Mineralogy*, 12: 883 – 898
- Rolfo F, Compagnoni R, Wu W and Xu ST. 2004. A coherent lithostratigraphic unit in the coesite-eclogite complex of Dabie Shan, China: Geologic and petrologic evidence. *Lithos*, 73: 71 – 94
- Schmid R, Franz L, Oberhänsli R and Dong SW. 2000. High-Si phengite, mineral chemistry and P - T evolution of ultra-high-pressure eclogites and calc-silicates from the Dabie Shan, eastern China. *Geological Journal*, 3: 185 – 207
- Schmid R, Wilke M, Oberhänsli R, Janssens K, Falkenberg G, Franz L and Gaab A. 2003. Micro-XANES determination of ferric iron and its application in thermobarometry. *Lithos*, 70: 381 – 392
- Shi Y and Wang Q. 2006. Changes in the peak P - T conditions across the upper contact of the UHP terrane, Dabie Shan, China: Gradational or abrupt? *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 803 – 822
- Shi YH, Song CZ and Zhao Q. 2008. Fe^{2+} Adjustment in omphacite and its influence on the P - T conditions, estimates and classification for eclogite. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(4): 367 – 380 (in Chinese with English abstract)
- Smulikowski K. 1960. Comments on eclogite facies in regional metamorphism. *Rep. Int. Geol. Congr. XXI Copenhagen, Pt. XIII*, 372 – 382
- Smulikowski K. 1964. An attempt at eclogite classification. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences: Serie Geologique et Geographique*, 12: 27 – 33
- Smulikowski K. 1968. Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos*, 1: 89 – 101
- Sobolev VN, McCammon CA, Taylor LA, Snyder GA and Sobolev NV. 1999. Precise Mossbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-forming minerals and limitations of electron microprobe analysis. *American Mineralogist*, 84: 78 – 85
- Tabata T, Maruyama S and Shi Z. 1998. Metamorphic zoning and thermal structure of the Dabie ultrahigh-pressure-high-pressure terrane, central China. *The Island Arc*, 7: 142 – 158
- Tsai CH and Liou JG. 2000. Eclogite-facies relics and inferred ultrahigh-pressure metamorphism in the North Dabie Complex, central-eastern China. *American Mineralogist*, 85: 1 – 8
- Wain AL. 1998. Ultrahigh pressure metamorphism in the western gneiss region of Norway. Ph. D. Dissertation. Oxford: University of Oxford
- Wang X, Jing Y, Liou JG, Pan G, Liang W, Xia M and Maruyama S. 1990. Field occurrences and petrology of eclogites from the Dabie Mountains, Anhui, Central China. *Lithos*, 25: 119 – 131
- Wang X, Liou JG and Maruyama S. 1992. Coesite-bearing eclogites from the Dabie Mountains, Central China: Petrogenesis, P - T path and implications for regional tectonics. *Journal of Geology*, 100: 231 – 250
- Wei CJ, Shan ZG, Zhang LF, Wang SG and Chang ZG. 1998. Determination and geological significance of the eclogites from the northern Dabie mountains, Central China. *Chinese Science Bulletin*, 43: 253 – 256
- Wei CJ, Su XL, Lou YX and Li YJ. 2009. A new interpretation of the conventional thermobarometry in eclogite: Evidence from the calculated pseudosection. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2078 – 2088 (in Chinese with English abstract)
- Xu ST, Liu YC, Chen GB, Ji SY, Ni P and Xiao WS. 2005. Microdiamonds, their classification and tectonic implications for the host eclogites from the Dabie and Su-Lu regions in central eastern China. *Mineralogical Magazine*, 69: 509 – 520
- Ye K, Cong BL and Ye DN. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200km. *Nature*, 407: 734 – 736
- Zhang RY, Liou JG and Ernst WC. 2009. The Dabie-Sulu continental collision zone: A comprehensive review. *Gondwana Research*, 16: 1 – 26
- Zheng YF, Fu B, Gong B and Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and Fluid regime. *Lithos*, 62: 105 – 161
- Zheng YF, Zhou, JB, Wu YB and Xie Z. 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu Orogenic Belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. *International Geology Review*, 47: 851 – 871
- Zhou CT, Gao TS, Tang JF, Sheng HS and Hu YQ. 2000. Distribution and main characteristic of eclogite in the northern Dabie mountains, Anhui. *Regional Geology of China*, 19(3): 253 – 257 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈意, 叶凯, 吴春明. 2005. 榴辉岩常用温度计在应用中应注意的问题. *岩石学报*, 21(4): 1067 – 1080
- 刘贻灿, 徐树桐, 李曙光, 陈冠宝, 江来利, 周存亭, 吴维平. 2001. 大别山北部镁铁-超镁铁质岩带中榴辉岩的分布与变质温压条件. *地质学报*, 75(3): 385 – 395
- 石永红, 宋传中, 赵群. 2008. 绿辉石 Fe^{2+} 的调整及对榴辉岩温压计算和分类的影响. *矿物学报*, 28(4): 367 – 380
- 魏春景, 苏香丽, 娄玉行, 李艳娟. 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(9): 2078 – 2088
- 周存亭, 高天山, 汤加富, 沈荷生, 胡云琴. 2000. 安徽大别山北部榴辉岩分布及主要特征. *中国地质*, 19(3): 253 – 257