

# 攀枝花镁铁质层状岩体磷灰石中的熔融包裹体： 岩浆不混熔的证据\*

王坤<sup>1 2</sup> 邢长明<sup>1 2</sup> 任钟元<sup>3</sup> 王焰<sup>1\*\*</sup>

WANG Kun<sup>1 2</sup>, XING ChangMing<sup>1 2</sup>, REN ZhongYuan<sup>3</sup> and WANG Yan<sup>1\*\*</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所,中国科学院矿物学与成矿学重点实验室 广州 510640

2. 中国科学院大学,北京 100049

3. 中国科学院广州地球化学研究所,同位素地球化学国家重点实验室 广州 510640

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2013-05-30 收稿, 2013-08-22 改回.

**Wang K, Xing CM, Ren ZY and Wang CY. 2013. Liquid immiscibility in the Panzhihua mafic layered intrusion: Evidence from melt inclusions in apatite. Acta Petrologica Sinica, 29(10): 3503–3518**

**Abstract** The Panzhihua, Hongge and Baima mafic-ultramafic layered intrusions in Panzhihua-Xichang region host large Fe-Ti-V oxide deposits and are parts of the ~260Ma Emeishan large igneous province. Two types of melt inclusions can be identified in apatite from the leucogabbro in the middle zone of Panzhihua intrusion in terms of color: dark and light ones. Dark melt inclusions are dark brown or black in color and range in sizes from 10 $\mu$ m to 60 $\mu$ m. They commonly behave as circular or negative crystal shapes. Daughter minerals within the dark inclusions include clinopyroxene, hornblende, plagioclase and magnetite. Light inclusions are white or slightly green and range in size from 5 $\mu$ m to 60 $\mu$ m. Daughter minerals in the light inclusions include plagioclase, hornblende, clinopyroxene and minor magnetite and quartz. After being heated to 1080 ~ 1200 $^{\circ}$ C, light inclusions become homogenous glasses. The glasses are Si-rich, with an average composition of 69.7% SiO<sub>2</sub>, 0.24% TiO<sub>2</sub>, 14.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2.76% FeO, 0.64% MgO, 5.14% CaO, 2.82% Na<sub>2</sub>O, 2.26% K<sub>2</sub>O and 0.25% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Dark inclusions are not homogenized after heating. Their averaged compositions that are estimated based on electron probe analysis and mass balance calculation are Fe-rich, with 42.4% SiO<sub>2</sub>, 1.43% TiO<sub>2</sub>, 8.83% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 20.5% FeO, 5.46% MgO, 16.3% CaO, 1.11% Na<sub>2</sub>O, 0.30% K<sub>2</sub>O and 1.41% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Coexistence of Fe-rich and Si-rich melt in the apatite of the leucogabbro unit of the Panzhihua intrusion indicates that liquid immiscibility may have occurred in the evolved magmas. Layering of minerals may be contributed to the liquid immiscibility and gravitational differentiation. In this fashion, Fe-rich melts settled down to form the thick Fe-Ti-V oxide ore body and melagabbro in the lower part of the Panzhihua intrusion, whereas Si-rich melts move upwards to form the felsic vein, lens and leucogabbro in the upper part.

**Key words** Panzhihua layered intrusion; Apatite; Melt inclusion; Liquid immiscibility; Fe-Ti-V oxide deposit

**摘要** 攀西(攀枝花-西昌)地区出露一系列赋含大型钒钛磁铁矿矿床的镁铁-超镁铁质层状岩体(例如:攀枝花、红格、白马和太和岩体),它们是~260Ma峨眉山大火成岩省的重要组成部分。显微岩相学研究显示,攀枝花岩体中部带浅色辉长岩磷灰石中存在深色和浅色两类熔融包裹体:深色熔融包裹体为深棕色或黑色,大小约10~60 $\mu$ m,外形呈圆形或磷灰石负晶形,主要由单斜辉石、角闪石、斜长石、磁铁矿等子矿物以及微粒结晶物质组成;浅色熔融包裹体为白色或淡绿色,大小约5~60 $\mu$ m,外形呈圆形或磷灰石负晶形,由斜长石、角闪石、单斜辉石、少量磁铁矿和石英等子矿物以及微粒结晶物质组成。我们将熔融包裹体加热至1080~1200 $^{\circ}$ C,浅色熔融包裹体完全均一,其平均成分为69.7% SiO<sub>2</sub>、0.24% TiO<sub>2</sub>、14.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、2.76%

\* 本文受科技部973项目(2011CB808903)和国家自然科学基金项目(41172064、41072063、41073030)联合资助。

第一作者简介:王坤,男,1989年生,硕士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: China\_wangkun@hotmail.com

\*\* 通讯作者:王焰,女,1968年生,研究员,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: wang\_yan@gig.ac.cn

FeO、0.64% MgO、5.14% CaO、2.82% Na<sub>2</sub>O、2.26% K<sub>2</sub>O 和 0.25% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 为富 Si 相; 深色熔融包裹体未完全均一, 结合电子探针分析以及质量平衡估算, 可得其平均成分为 42.4% SiO<sub>2</sub>、1.43% TiO<sub>2</sub>、8.83% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、20.5% FeO、5.46% MgO、16.3% CaO、1.11% Na<sub>2</sub>O、0.30% K<sub>2</sub>O 和 1.41% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 为富 Fe 相。这一结果说明, 在攀枝花层状岩体形成过程中, 岩浆房中可能同时存在富 Fe 和富 Si 两种熔体, 暗示演化的玄武质岩浆曾发生了不混熔作用。岩浆不混熔及重力分异共同作用导致了岩浆房硅酸盐熔体成分分层, 下部的富 Fe 硅酸盐岩浆层演化形成了岩体下部巨厚的钒钛磁铁矿矿体和暗色辉长岩, 上部的富 Si 硅酸盐岩浆层演化形成了岩体上部的长英质岩脉、透镜体和浅色辉长岩。

**关键词** 攀枝花层状岩体; 磷灰石; 熔融包裹体; 岩浆不混熔; 钒钛磁铁矿床

**中图法分类号** P611.11

## 1 引言

玄武质岩浆的演化趋势是岩浆岩研究的热点问题之一。早期研究主要存在 Bowen trend 和 Fenner trend 之争, 即随着分离结晶作用的持续进行, 演化的岩浆是趋向于富 Si (Bowen trend)、还是富 Fe (Fenner trend) (Bowen, 1928; Fenner, 1929)。镁铁-超镁铁质层状岩体的矿物组合及成分变化记录了玄武质岩浆的演化过程, 为反演玄武质岩浆的演化提供了重要信息 (van Tongeren and Mathez, 2012)。格林兰岛的 Skaergaard 层状岩体, 是研究玄武质岩浆演化的典型案例之一, 其堆晶矿物记录了拉斑玄武质岩浆逐步冷却的过程 (McBirney, 1989)。在重建 Skaergaard 母岩浆演化序列时, 几乎所有学者都将分离结晶作为唯一的岩浆演化方式 (Wager and Brown, 1968; Brooks and Nielsen, 1978, 1990; Hunter and Sparks, 1987; McBirney and Naslund, 1990; Hanghøj *et al.*, 1995; Toplis and Carroll, 1995; Tegner, 1997; Jang *et al.*, 2001)。但 Jakobsen *et al.* (2005) 在 Skaergaard 层状岩体的磷灰石中发现了富 Fe 和富 Si 两种熔融包裹体, 证实了 Skaergaard 层状岩体形成过程中岩浆不混熔作用的存在, 这是天然不混熔熔体成分在层状岩体中的首例报道。最近, 在大型层状岩体如 Sept Iles 层状岩体和 Bushveld 层状岩体中也陆续发现了岩浆不混熔的现象 (Charlier *et al.*, 2011; van Tongeren and Mathez, 2012)。实际上早在 20 世纪 70 年代初, Roedder and Weiblen (1970) 对月球玄武岩中熔融包裹体的研究已表明岩浆不混熔作用的存在, 随后的实验岩石学研究也表明在玄武质岩浆演化过程中会发生岩浆不混熔作用 (McBirney and Nakamura, 1974; Dixon and Rutherford, 1979)。

在四川攀西地区, 沿南北向断裂带出露一系列赋存钒钛磁铁矿的镁铁-超镁铁质层状岩体, 它们是峨眉山大火成岩省的重要组成部分 (Zhou *et al.*, 2005, 2008)。其中, 攀枝花岩体自 20 世纪 60 年代以来就是我国钒和钛的主要产地, 其钒、钛产量分别占世界的 6.7% 和 35.2% (马玉孝等, 2003)。攀枝花岩体相对较小, 平均厚度只有约 2000m (Namur *et al.*, 2010), 但磁铁矿层占整个岩体的比例却相对很大, 如块状矿石层最厚可达 60m (唐兴信, 1984<sup>①</sup>)。而且, 主要磁铁矿赋矿层位于岩体下部, 这与世界上其它镁铁-超镁铁质层状岩

体也明显不同。例如, 南非 Bushveld 杂岩体主要赋矿层位于岩体的上部带, 整个岩体厚达 ~6500m, 但是磁铁矿含量大于 50% 的磁铁矿层累计厚度只有 20.42m (Tegner *et al.*, 2006), 磁铁矿层只占层状岩体很小的比例。近年来, 关于攀枝花层状岩体中厚层钒钛磁铁矿的成因颇有争议。Pang *et al.* (2008a, b, 2010) 认为 H<sub>2</sub>O 的加入将会导致磁铁矿早于其它硅酸盐矿物结晶, 并堆积在层状岩体下部形成厚层的块状矿石。但也有研究表明, 攀枝花不同类型矿石中的磁铁矿比硅酸盐矿物更富 H<sub>2</sub>O 和 CO<sub>2</sub>, 这被认为是磁铁矿的结晶晚于单斜辉石和斜长石的证据, 因此, 磁铁矿被认为不是早期结晶的产物 (Xing *et al.*, 2012)。此外, 如果没有持续的成矿物质补给, 正常的分离结晶能否形成这些巨厚的块状矿体也值得思考。Song *et al.* (2013) 认为攀枝花岩体底部的块状矿石与岩浆多次次的注入有关, 富 Fe、Ti 的母岩浆的多次注入为厚层的磁铁矿体形成提供了持续补充的成矿物质。但之前对攀枝花层状岩体的矿物学研究表明层状岩体下部并未呈现频繁多次次的岩浆补充特征 (Pang *et al.*, 2009)。Zhou *et al.* (2005, 2013) 认为攀枝花层状岩体中块状矿石的形成与岩浆不混熔作用有关, 并认为可能存在两期大规模的岩浆不混熔作用: 早期演化的高钛玄武质岩浆发生不混熔, 分离形成了富铁钛的硅酸盐岩浆; 晚期富铁钛的硅酸盐岩浆再次发生不混熔, 分离出铁钛氧化物熔体, 形成了层状岩体下部厚层的块状矿体。但有学者怀疑与玄武质岩浆平衡共存的氧化物熔体可能并不存在 (Lindsley, 2003), 因此能否通过岩浆不混熔作用产生氧化物熔体有待研究。此外, 目前尚缺乏攀枝花岩体形成过程中岩浆房发生过不混熔作用的直接证据。

熔融包裹体是矿物结晶过程中捕获的微量天然岩浆珠滴 (夏林圻, 2002)。熔融包裹体可保存大量有关寄主矿物形成时的岩浆物理化学信息, 为重建岩浆演化特定阶段的化学组成提供了独特窗口。由于磷灰石成分相对简单, 且内部解理不发育, 因此, 磷灰石中捕获的熔体能够被较好地封闭和保存。熔体成分除了可能会与主晶矿物中的 Ca 和 P 发生少量交换外, 主量元素 Si、Fe、Ti 等成分基本保持不变。因此,

① 唐兴信. 1984. 渡口攀枝花钒钛磁铁矿床. 见: 四川地质矿产局攀西地质大队编. 攀枝花-西昌地区钒钛磁铁矿共生矿成矿规律与预测研究报告(内部资料)

磷灰石中熔融包裹体的成分可以有效地反映被捕获熔体的成分。在攀枝花层状岩体的中上部,发育大量含磷灰石的浅色辉长岩,本文对磷灰石中熔融包裹体的特征和成分进行了研究,并在此基础上探讨了攀枝花钒钛磁铁矿的成因。

质、镁铁质变质火山岩、新元古代康定花岗岩、变质岩杂岩体组成(云南地矿局,1990),上覆盖层则主要由震旦纪-中生代浅海相沉积地层盖层组成(Yan *et al.*, 2003)。由于新生代印度-欧亚大陆碰撞造山作用,在峨眉山大火成岩省的中部攀西地区,发育一系列南北向断裂,沿着这些南北向断裂出露了大量的镁铁-超镁铁质层状岩体(张云湘和袁学诚, 1988),如攀枝花、红格和白马层状岩体。这些镁铁-超镁铁质层状岩体赋含数个大型钒钛磁铁矿矿床,其中红格层状岩体矿石储量 4572Mt,白马层状岩体矿石储量 1497Mt,攀枝花层状岩体矿石储量 1333Mt(马玉孝等, 2003)。此外,一些镁铁-超镁铁质岩体赋含铜镍硫化物矿床,如力马河和朱布岩体。

## 2 地质背景

### 2.1 区域地质

峨眉山大火成岩省位于青藏高原东缘和扬子板块西缘之间,主要由大规模的二叠纪大陆溢流玄武岩以及与其时空紧密伴生的镁铁-超镁铁质层状岩体和正长质、花岗质岩体组成,面积达  $5 \times 10^5 \text{ km}^2$ ,是 ~260Ma 峨眉山幔柱岩浆活动的产物(Chung and Jahn, 1995; Xu *et al.*, 2001; Zhou *et al.*, 2002)。

扬子板块基底由古-中元古代的低级变质沉积岩夹长英

### 2.2 攀枝花镁铁质层状岩体

攀枝花层状岩体呈岩席状沿北东-南西向展布,长

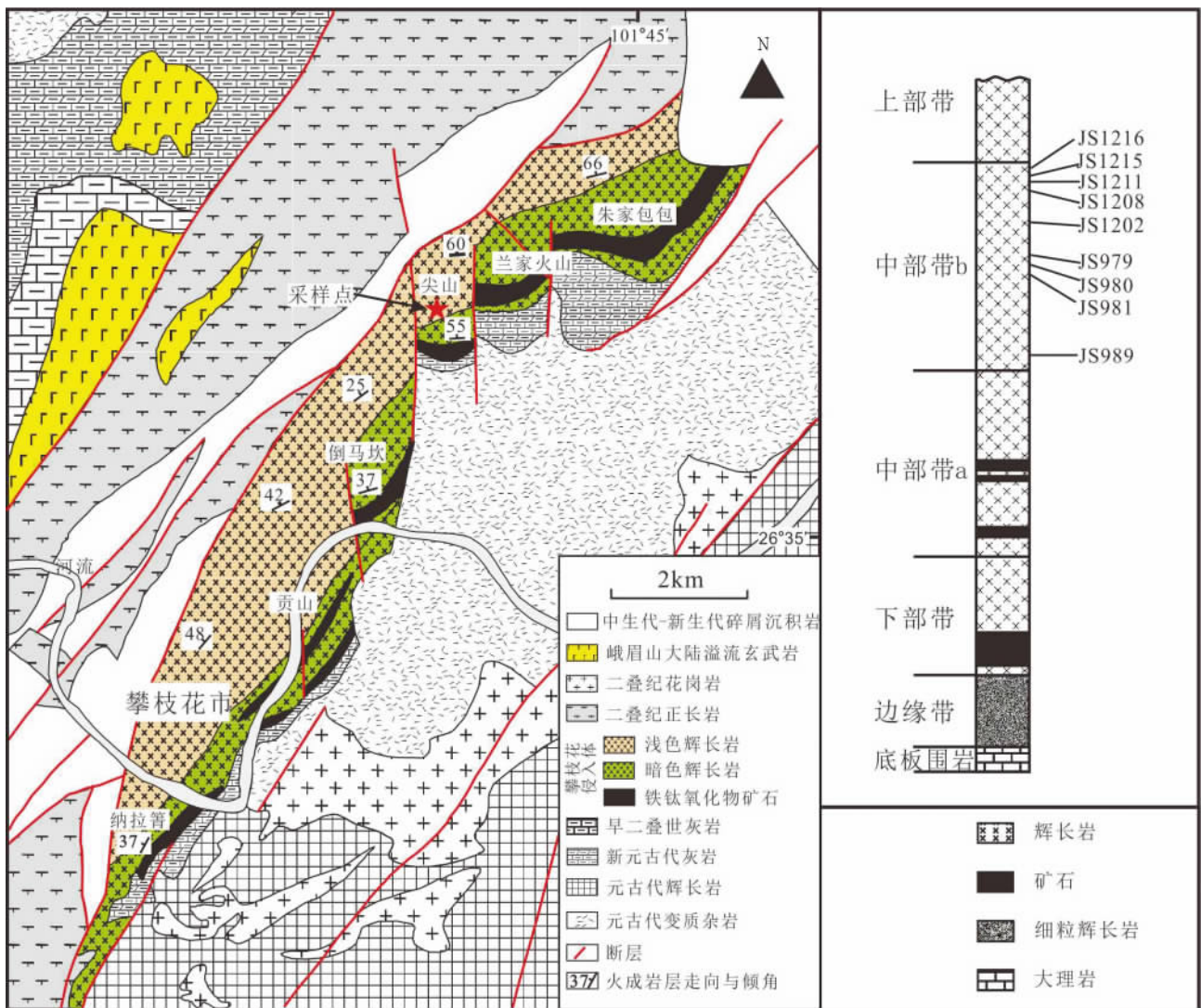


图1 攀枝花层状岩体地质简图(据 Zhou *et al.*, 2005 修改)

Fig.1 A simplified geological map of the Panzhihua layered intrusion (modified after Zhou *et al.*, 2005)

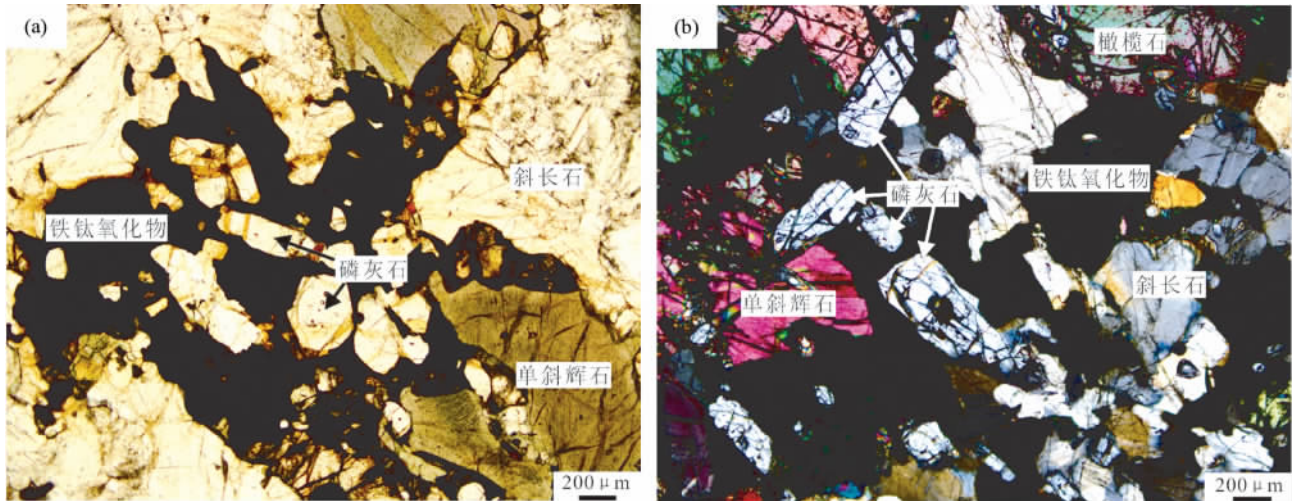


图2 攀枝花岩体尖山段中部带 b 中的浅色辉长岩显微照片

(a) 自形-半自形的磷灰石与铁钛氧化物共生, 铁钛氧化物充填于斜长石和单斜辉石空隙中, 单偏光 (JS1216); (b) 自形磷灰石被铁钛氧化物和单斜辉石包裹, 正交偏光 (JS1215)

Fig. 2 Photomicrographs of leucogabbro from the Middle Zone b of the Panzhihua intrusion

(a) euhedral-subhedral apatite intergrown with Fe-Ti oxide filling the interstices between plagioclase and clinopyroxene, plain polarizer and transmitted light (JS1216); (b) euhedral apatite enclosed in Fe-Ti oxides and clinopyroxene, cross polarizer and transmitted light (JS1215)

~19km, 倾向北西  $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ , 岩体上部由于被剥蚀而缺失 (马玉孝等, 2001) (图1)。岩体侵入震旦纪灯影组白云质灰岩中, 并在接触带形成超过 300m 厚的大理岩和砂卡岩化带 (Ganino *et al.*, 2008)。一系列的北西向断裂将岩体切割为朱家包包、兰家火山、尖山、倒马坎、贡山和纳拉箐六个块段 (图1)。

攀枝花层状岩体自下而上可划分为: 边缘带、下部带、中部带和上部带 (李德惠和茅燕石, 1982; 王正允, 1982)。边缘带厚 0~40m, 主要由细粒辉长岩和大理岩捕虏体组成, 无明显分带和韵律构造, 流面产状与围岩一致, 显示原始侵位特征, 被认为是岩体的冷凝边 (Zhou *et al.*, 2005); 下部带厚 0~110m, 主要由层状暗色辉长岩和浸染状、块状矿石层组成, 为层状岩体的主要赋矿带; 中部带厚约 800m, 主要由浅色辉长岩组成, 层理发育, 并含有浸染状矿石条带, 根据堆晶磷灰石的出现和钛铁矿含量的明显增加进一步分为中部带 a 和中部带 b (Pang *et al.*, 2008a); 上部带厚约 500~1500m, 主要由浅色辉长岩组成, 顶部为中粒块状岩石, 向下逐渐过渡为流层状构造, 下部可见稀疏暗色矿物条带 (马玉孝等, 2001; Zhou *et al.*, 2005)。在中、上部的浅色辉长岩中, 发育有长英质岩脉和透镜体 (Zhou *et al.*, 2005)。

### 3 岩相学特征

#### 3.1 辉长岩

本次研究的样品采自攀枝花层状岩体尖山段的中部带 b 中, 以浅色辉长岩为主 (图1)。浅色辉长岩主要由斜长石

(45%~60%)、单斜辉石 (20%~30%)、铁钛氧化物 (5%~15%)、橄榄石 (1%~10%) 和磷灰石 (1%~5%) 组成。铁钛氧化物呈不规则状分布于单斜辉石和斜长石粒间, 呈填隙结构。磷灰石呈自形-半自形六边形或沿 c 轴方向呈短柱状, 大小为 100~600 $\mu\text{m}$ , 与铁钛氧化物密切共生, 且绝大部分被铁钛氧化物包裹 (图2)。

#### 3.2 磷灰石中的包裹体

部分磷灰石中含有一个或多个包裹体, 这些包裹体通常大小不等、颜色不一, 可分为两类: 一类是熔融包裹体, 另一类是单矿物包裹体。

##### 3.2.1 熔融包裹体

在光学显微镜下, 根据颜色差异, 可以将磷灰石中的熔融包裹体分为深色和浅色两种类型。深色熔融包裹体为深棕色或黑色, 大小为 10~60 $\mu\text{m}$ , 外形呈圆形、椭圆形或磷灰石负晶形 (图 3b-d); 浅色熔融包裹体为白色或略带绿色, 大小为 5~60 $\mu\text{m}$ , 外形呈圆形或磷灰石负晶形 (图 3c)。此外, 少数包裹体中可以见到深色相和浅色相共存 (图 3a, b)。

在背散射图像中, 深色熔融包裹体呈现多相, 主要由单斜辉石、角闪石、斜长石、磁铁矿等子矿物以及微粒结晶物质组成, 其中单斜辉石通常呈较大的自形颗粒, 其它矿物相对较小, 并杂乱排列 (图 4a, c)。浅色熔融包裹体主要由钠长石、角闪石、单斜辉石和少量的磁铁矿、石英等子矿物以及微粒结晶物质组成, 其中钠长石通常占较大比例, 其它矿物杂乱分布, 有时可见钠长石中呈散分布一些高反射率的矿物 (图 4b), 在一些包裹体中, 钠长石与单斜辉石的接触边界清

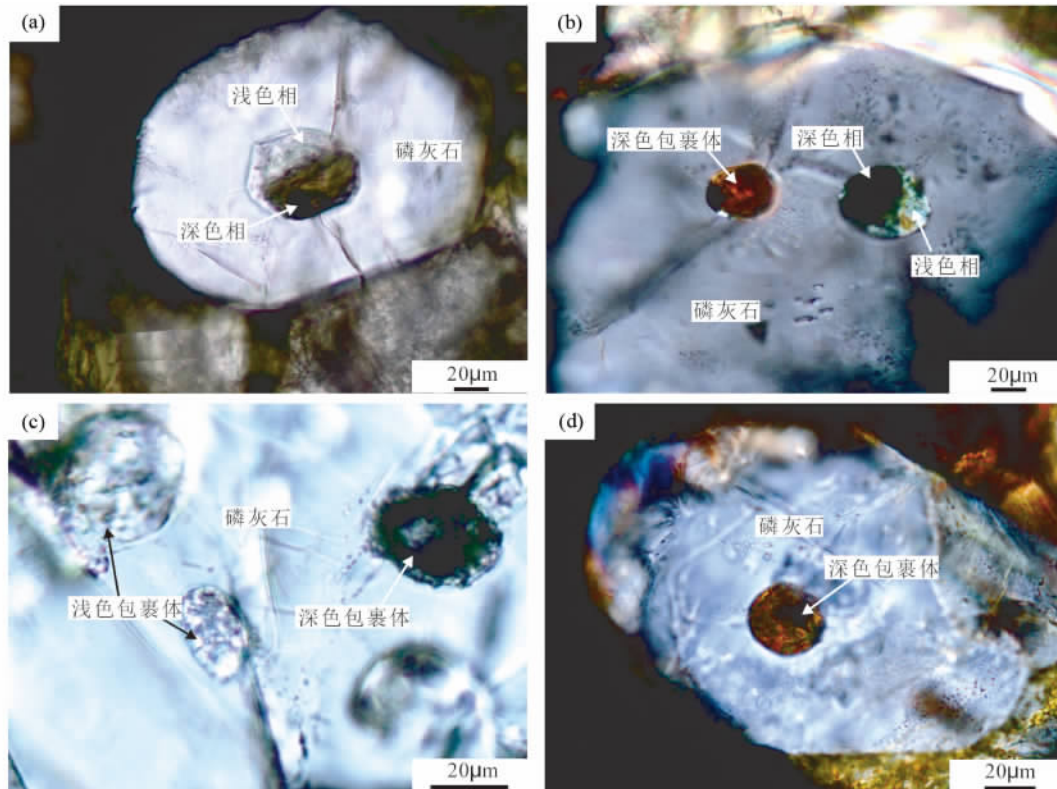


图3 磷灰石中熔融包裹体的显微照片

(a) -含有深色、浅色两相的熔融包裹体,单偏光(JS989);(b) -深色熔融包裹体和含有深色、浅色两相的熔融包裹体共存,正交偏光(JS979);(c) -浅色熔融包裹体和深色熔融包裹体共存,单偏光(JS981);(d) -深色熔融包裹体,正交偏光(JS1216)

Fig. 3 Photomicrographs of melt inclusions trapped in apatite

(a) -a melt inclusion with dark and light phases, plain polarizer and transmitted light (JS989); (b) -a dark melt inclusion coexisting with a melt inclusion containing dark and light phases, cross polarizer and transmitted light (JS979); (c) -light melt inclusions coexisting with a dark melt inclusion, plain polarizer and transmitted light (JS981); (d) -a dark melt inclusion, cross polarizer and transmitted light (JS1216)

晰(图4d)。

### 3.2.2 单矿物包裹体

磷灰石中的单矿物包裹体以斜长石(图4e)、单斜辉石(图4f)为主。斜长石大小约10~70 $\mu\text{m}$ ,单斜辉石大小约10~40 $\mu\text{m}$ ,一般呈圆形或椭圆形。在背散射图像中,这种单矿物的反射率与熔融包裹体中矿物不同,但与辉长岩中的斜长石、单斜辉石一致。

## 4 分析方法

### 4.1 样品准备和高温处理

将含磷灰石的浅色辉长岩样品粉碎至60目,经浮选后得到磷灰石单矿物颗粒,然后在双目镜下进一步挑选含有包裹体的磷灰石颗粒。为了获得被磷灰石所捕获的熔体的高精度电子探针数据,我们对熔融包裹体进行了加热均一化处理。熔融包裹体的高温加热处理在同位素地球化学国家重点实验室的熔体包裹体实验室内利用可控氧逸度的高温电炉在一个大气压条件下完成。磷灰石单矿物颗粒被放在一

个小的铂金袋内,然后将铂金袋放置于电炉内加热,两小时内从室温升至1080~1200 $^{\circ}\text{C}$ 。升至预设温度后,恒温30min,使包裹体充分均一化,之后迅速将铂金袋取出并于空气中淬火冷却。实验过程中,通过调节通入炉膛的 $\text{CO}_2$ 和 $\text{H}_2$ 气流的比例,使电炉内氧逸度保持在 $\Delta\text{QFM}-1$ ,防止包裹体在加热过程中被氧化。将加热处理后的磷灰石颗粒进行制靶,经打磨剖光处理,使包裹体露出,以备电子探针分析。详细的熔融包裹体的加热以及分析前制备样品的过程请参考Ren *et al.* (2005)。

经过高温处理后,磷灰石中的浅色熔融包裹体基本均一化,在单偏光和背散射图像中均呈现出均匀的光性特征,一般情况下存在一个或多个小气泡,并保持圆形、椭圆形和磷灰石负晶形的原始形态特征(图5a, b, d)。深色熔融包裹体在加热至1200 $^{\circ}\text{C}$ 后,仍未达到完全均一,在单偏光下,不同组分呈现为颜色深浅不一的麻点状(图5c),背散射图像中,不同反射率的组分相互交织,杂乱分布(图5e)。有些深色包裹体加热后呈两相不混熔状态(图5f),在背散射图像中,主要呈黑色和灰色两相以及少量的白色斑点相。在灰色相

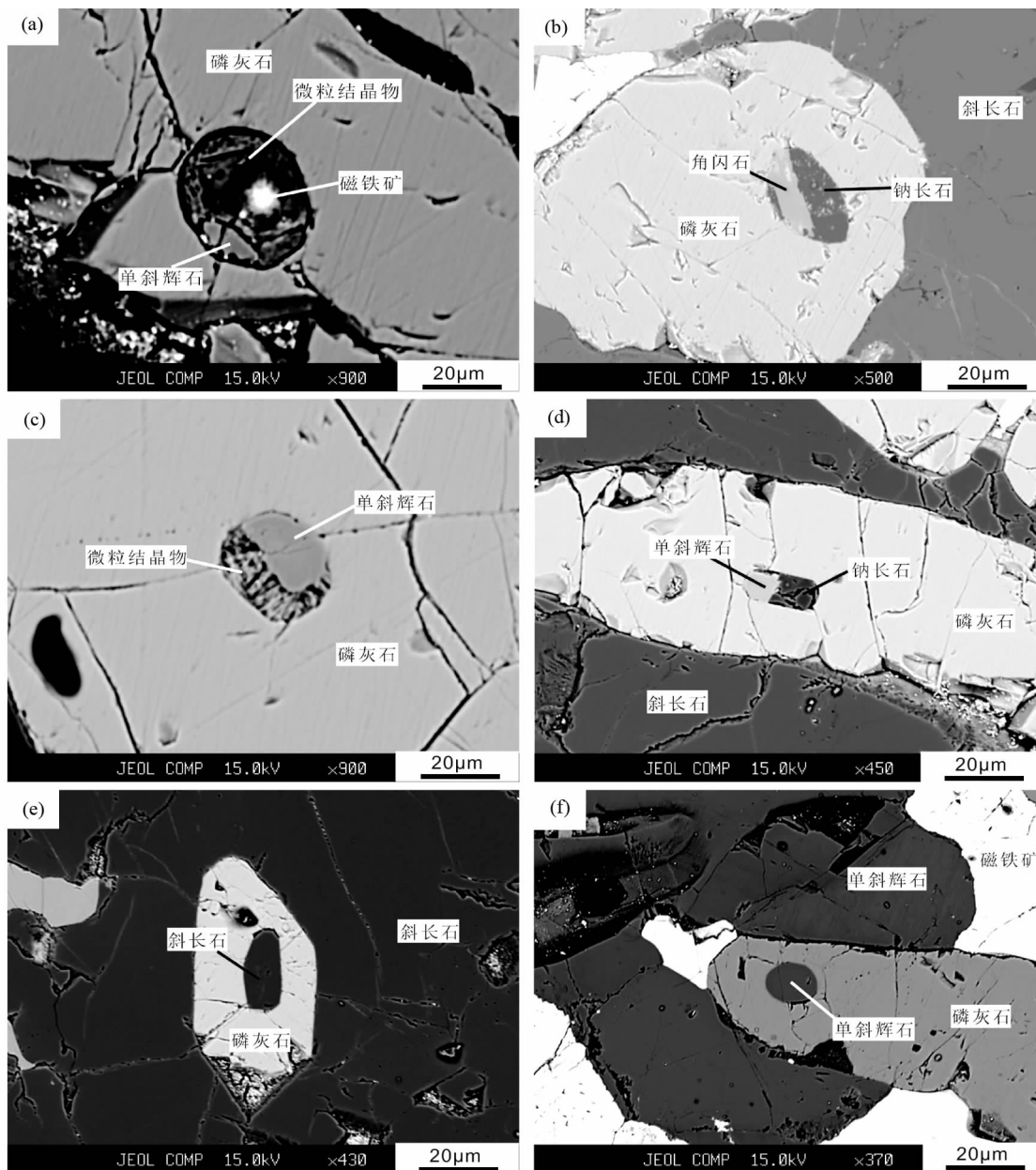


图4 磷灰石中熔融包裹体和单矿物包裹体的背散射图像

(a) -结晶的熔融包裹体,由单斜辉石和磁铁矿子矿物以及微晶矿物集合体组成(JS1216); (b) -结晶的熔融包裹体,由角闪石和钠长石等子矿物组成(JS1208); (c) -结晶的熔融包裹体,由单斜辉石子矿物和微晶矿物集合体(JS1216); (d) -结晶的熔融包裹体,由单斜辉石和钠长石等子矿物组成(JS1216); (e) -斜长石单矿物包裹体(JS1216); (f) -单斜辉石单矿物包裹体(JS1208)

Fig. 4 Backscattered electron (BSE) images of melt inclusions and minerals trapped in apatite

(a) -a crystallized melt inclusion composed of daughter minerals of clinopyroxene and magnetite and microlite matrix (JS1216); (b) -a crystallized melt inclusion composed of daughter minerals of hornblende and albite (JS1208); (c) -a crystallized melt inclusion composed of daughter mineral of clinopyroxene and microlite matrix (JS1216); (d) -a crystallized melt inclusion composed of daughter minerals of clinopyroxene and albite (JS1216); (e) -plagioclase trapped in apatite (JS1216); (f) -clinopyroxene trapped in apatite (JS1208)

中可见黑色圆形的大气泡,中心分布少量白色斑点状的高反射率相,边部聚集斑点状、条带状的黑色低反射率相(图5f)。

#### 4.2 电子探针分析

电子探针分析在中国科学院广州地球化学研究所同位

素地球化学国家重点实验室 JEOL JXA-8100 型电子探针仪上完成。

对于磷灰石中单矿物包裹体和熔融包裹体的子矿物采用 1µm 的束斑,加速电压 15kV,电流 20nA 的条件进行分析。Na、K 最先分析,分析时间为 7s,背景分析时间 3s;对于其它

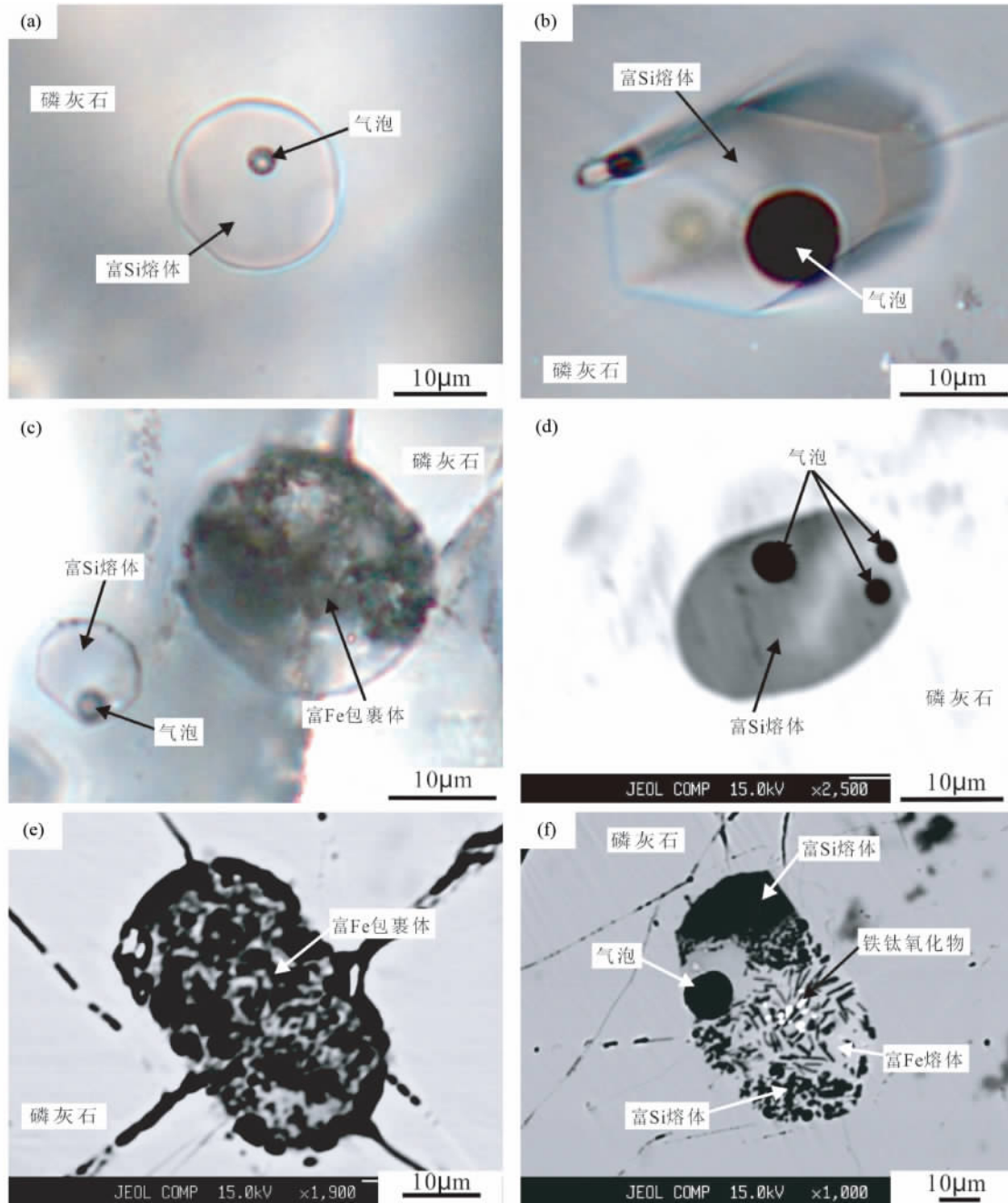


图5 高温处理后的熔融包裹体光学显微照片和背散射图像

(a) 均一的浅色富 Si 相熔融包裹体, 单偏光 (JS1216); (b) 均一的浅色富 Si 相熔融包裹体, 包裹体呈磷灰石负晶形, 单偏光 (JS1216); (c) 均一的富 Si 相包裹体和未均一的富 Fe 相包裹体, 单偏光 (JS1216); (d) 均一的富 Si 相包裹体, 含有三个气泡, 背散射图像 (JS1216); (e) 未均一的富 Fe 相熔融包裹体, 背散射图像 (JS1216); (f) 未均一的熔融包裹体存在富 Si 和富 Fe 的两相熔体, 背散射图像 (JS1216)

Fig. 5 Photomicrographs and BSE images of melt inclusions after high-temperature heating process

(a) -homogenized Si-rich melt inclusion, plain polarizer and transmitted light (JS1216); (b) -homogenized Si-rich melt inclusion behaves as an apatite shape, plain polarizer and transmitted light (JS1216); (c) -homogenized Si-rich melt inclusion coexisting with unhomogenized Fe-rich melt inclusion, plain polarizer and transmitted light (JS1216); (d) -homogenized Si-rich melt inclusion with three bubbles, BSE image (JS1216); (e) -unhomogenized Fe-rich melt inclusion, BSE image (JS1216); (f) -unhomogenized melt inclusion showing Si-rich and Fe-rich portions, BSE image (JS1216)

元素, 分析时间为 20s, 背景分析时间 10s。斜长石分析所采用的标准分别为: 钠长石 (Si、Na 和 Al) 斜长石 (Ca), 钾长石

(K), 石榴子石 (Fe), 金红石 (Ti)。单斜辉石分析所采用的标样分别为: 透辉石 (Si、Fe、Mg 和 Ca), 钾长石 (K), 硬玉 (Na

表1 磷灰石中单矿物包裹体成分 (wt%)

Table 1 Composition of mineral inclusions trapped in apatite (wt%)

编号	单矿物包裹体	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
JS980-7		54.72	0.00	27.68	0.35	0.00	0.03	10.94	6.04	0.20	99.99
JS1216-46		59.96	0.03	24.57	0.31	0.00	0.01	6.16	8.51	0.37	99.94
JS1216-47		60.74	0.07	24.38	0.17	0.00	0.00	5.83	8.73	0.34	100.29
JS1216-2		61.06	0.00	20.83	0.12	0.02	0.01	8.72	7.02	0.55	98.42
JS1216-30		61.58	0.06	20.82	0.19	0.00	0.03	7.91	7.49	0.42	98.56
JS1216-35		60.58	0.06	21.34	0.18	0.04	0.01	9.87	6.02	0.50	98.61
JS1216-72	斜长石	62.89	0.01	20.46	0.79	0.01	0.09	6.94	7.92	0.53	99.65
JS1216-97		62.87	0.00	20.51	0.23	0.01	0.02	7.32	8.44	0.38	99.84
JS1216-99		61.99	0.09	20.15	0.26	0.00	0.03	7.28	7.71	0.43	98.00
JS1216-119		61.80	0.10	20.18	0.20	0.00	0.02	7.05	8.17	0.38	97.95
JS1216-120		62.90	0.09	20.14	0.20	0.00	0.02	7.86	7.25	0.41	98.90
JS1216-128		61.22	0.08	20.63	0.30	0.04	0.03	9.41	5.66	1.00	98.50
JS1216-129		62.38	0.04	20.41	0.11	0.08	0.01	7.45	8.13	0.44	99.10
JS1216-136		60.06	0.03	19.66	0.19	0.06	0.02	7.25	7.27	0.36	94.94
JS1202-13		52.16	0.40	1.23	11.36	0.53	13.43	20.55	0.00	0.42	100.07
JS1208-8		51.03	0.56	1.62	11.29	0.51	12.92	22.11	0.00	0.50	100.54
JS1211-10	单斜辉石	50.87	0.34	1.33	11.23	0.54	13.30	21.88	0.00	0.44	99.94
JS1211-12		51.27	0.44	1.49	11.13	0.49	13.16	22.12	0.01	0.37	100.48
JS1216-70		50.27	0.87	2.38	14.43	0.65	10.43	21.38	0.03	0.58	101.00
JS1216-96		51.19	0.60	0.93	14.18	0.65	10.74	21.59	0.00	0.46	100.34

和 Al) 橄欖石 (Ni), 金紅石 (Ti) 和 MnO (Mn)。角閃石分析所採用的標樣分別為: 普通角閃石 (Si、Al、Fe、Mg、Ca), 鉀長石 (K), 鈉長石 (Na), 金紅石 (Ti) 和 MnO (Mn)。

對於高溫處理均一化後的磷灰石中熔融包裹體成分分析, 所採用工作條件為: 加速電壓 15kV, 電流 10nA, 束斑大小 3μm。Na、K 最先分析, 以減少其在電場作用下遷移而導致分析損失。Na、K 分析時間為 7s, 背景分析時間 3s; 其它元素分析時間為 20s, 背景分析時間為 10s。元素分析所採用的標準: 鈣矽石 (Si、Ca), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al), 鐵橄欖石 (Fe), 鎂橄欖石 (Mg), MnTiO<sub>3</sub> (Ti、Mn), 鈉長石 (Na), 鉀長石 (K), 磷灰石 (P)。

### 5 分析結果

#### 5.1 磷灰石中單礦物包裹體成分

磷灰石中斜長石單礦物包裹體成分 (表 1) 變化較大, An 值介於 26.4 ~ 49.5 之間 (平均為 36.0), 為更長石-拉長石, 與 MZb 相帶輝長岩中的斜長石的成分 (Pang *et al.*, 2009) 類似 (圖 6)。單斜輝石單礦物包裹體 (表 1) 的 Mg<sup>#</sup> 介於 56.30 ~ 67.84 之間 (平均為 64.1), 為普通輝石 (Wo<sub>42-45</sub>En<sub>30-39</sub>Fs<sub>18-25</sub>) 與 MZb 相帶輝長岩中的單斜輝石成分 (Pang *et al.*, 2009) 類似 (圖 7a, b)。

#### 5.2 磷灰石中熔融包裹體的子礦物成分

淺色熔融包裹體中子礦物斜長石的 An 值介於 3.3 ~ 5.8 之間, 為鈉長石 (表 2 和圖 6)。單斜輝石 Mg<sup>#</sup> 介於 31.4 ~

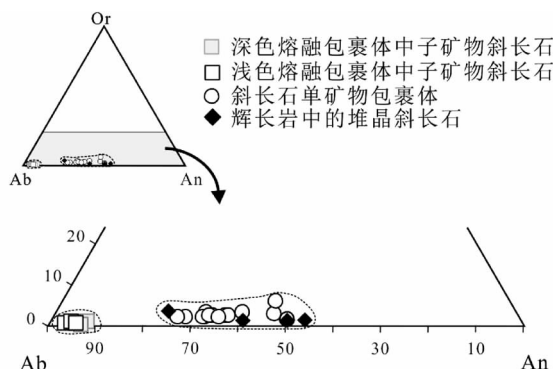


圖 6 磷灰石中斜長石單礦物包裹體和熔融包裹體的子礦物斜長石成分

攀枝花層狀岩體中部帶 b 淡色輝長岩中斜長石成分引自 Pang *et al.* (2009)。Or-正長石; Ab-鈉長石; An-鈣長石

Fig. 6 Compositions of plagioclase inclusions and daughter plagioclase of melt inclusions trapped in apatite. Compositions of plagioclase from leucogabbro in the Middle Zone b of the Panzhuhua intrusion are from Pang *et al.* (2009). Or-orthoclase; Ab-albite; An-anorthite

46.5 (平均為 40.8), 為鐵次透輝石 (Wo<sub>49-51</sub>En<sub>16-23</sub>Fs<sub>27-35</sub>) (表 2 和圖 7)。角閃石為非閃石 (表 2 和圖 8), Mg<sup>#</sup> 為 40.5 ~ 65.9, FeO 含量介於 12.2% ~ 18.9% 之間, MgO 含量介於 7.21% ~ 13.1% 之間。

深色熔融包裹體中, 子礦物斜長石也是鈉長石 (表 2 和圖 6), 但其 An 值 (6.7 ~ 8.1) 略高於淺色包裹體中的斜長石子礦物。子礦物單斜輝石 Mg<sup>#</sup> 介於 45.9 ~ 49.6 (平均為 47.9),



表2 磷灰石中熔融包裹体的子矿物成分(wt%)

Table 2 Compositions of daughter crystals in the melt inclusions trapped in apatite (wt%)

编号	子矿物	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
浅色包裹体											
JS980-11	斜长石	67.72	0.00	20.38	0.93	0.02	1.84	0.55	8.86	0.07	100.37
JS1202-8	斜长石	69.84	0.00	19.73	0.11	0.02	0.01	1.04	9.35	0.08	100.17
JS1208-9	斜长石	68.28	0.04	20.86	0.27	0.01	0.01	0.74	10.73	0.04	100.99
JS1216-24	斜长石	69.26	0.01	19.89	0.16	0.01	0.02	0.91	10.43	0.15	100.84
JS1216-23	单斜辉石	49.14	0.68	4.72	15.03	0.68	6.96	21.89	0.93	0.03	100.07
JS1216-6	单斜辉石	49.08	0.47	2.93	19.77	0.85	5.09	22.29	0.03	1.06	101.57
JS1216-28	单斜辉石	48.27	0.50	2.84	17.51	0.92	6.67	22.61	0.00	0.84	100.16
JS1216-44	单斜辉石	48.08	1.05	4.17	15.23	0.65	7.43	22.87	0.04	0.93	100.45
JS1216-46	单斜辉石	49.25	0.98	2.18	16.67	0.83	7.32	22.87	0.00	0.67	100.77
JS1216-74	单斜辉石	48.74	1.51	3.61	18.89	0.85	5.26	22.52	0.00	0.92	102.28
JS1216-77	单斜辉石	49.34	1.00	2.57	16.48	0.80	7.15	22.74	0.03	0.90	101.01
JS1216-79	单斜辉石	49.11	0.69	3.45	16.67	0.92	6.98	22.73	0.04	0.93	101.51
JS1216-114	单斜辉石	51.76	0.61	6.13	14.01	0.84	5.33	19.50	0.46	2.02	100.66
JS980-10	角闪石	43.75	0.60	12.62	12.15	0.18	13.14	12.18	2.63	0.62	97.88
JS1208-10	角闪石	40.61	2.40	13.15	18.86	0.78	7.21	11.54	2.62	0.44	97.59
深色包裹体											
JS1202-9	斜长石	70.20	0.03	19.70	0.11	0.00	0.01	1.37	8.49	0.10	100.00
JS1211-14	斜长石	65.27	0.06	19.92	0.17	0.00	0.01	3.20	10.99	0.01	99.62
JS1216-12	单斜辉石	49.30	0.55	5.11	14.05	0.63	7.74	21.60	0.89	0.00	99.88
JS1216-14	单斜辉石	48.61	0.52	4.36	15.82	0.80	7.54	21.90	0.80	0.00	100.35
JS1216-26	单斜辉石	50.66	0.26	2.85	14.95	0.74	7.79	22.38	0.84	0.00	100.47
JS980-9	角闪石	41.90	0.78	14.06	12.67	0.21	12.73	12.49	3.23	0.69	98.76
JS980-12	角闪石	42.04	0.86	12.97	11.28	0.13	13.88	12.19	2.49	1.16	97.00
JS1211-7	角闪石	44.35	0.83	9.09	14.73	0.65	8.33	16.83	2.40	0.31	97.51
JS1216-13	角闪石	43.25	0.00	8.23	24.18	0.69	7.36	11.44	0.37	0.13	95.66
JS1216-15	角闪石	44.08	0.03	5.15	21.15	0.58	8.96	12.21	0.32	0.25	92.75

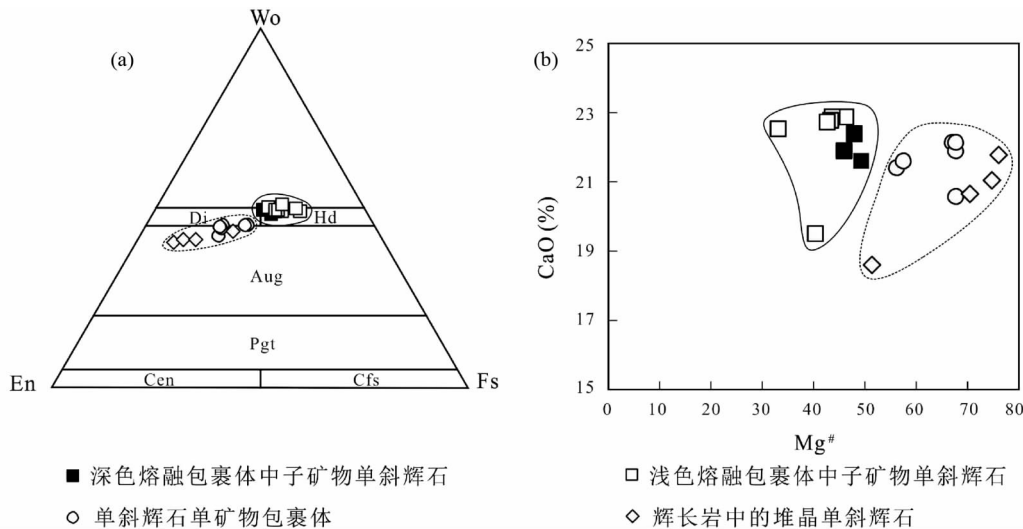


图7 磷灰石中单斜辉石单矿物包裹体和熔融包裹体的子矿物单斜辉石成分

(a) 辉石分类图解; (b) 单斜辉石 CaO-Mg<sup>#</sup>变化图解. 攀枝花岩体中部带 b 淡色辉长岩中单斜辉石成分数据引自 Pang *et al.* (2009). Wo-硅辉石; En-镁斜方辉石; Fs-铁斜方辉石; Di-透辉石; Hd-钙铁辉石; Aug-普通辉石; Pgt-易变辉石; Cen-斜顽火辉石; Cfs-斜铁辉石

Fig. 7 Compositions of clinopyroxene inclusions and daughter mineral of melt inclusions trapped in apatite

(a) -classification of pyroxene; (b) -plot of CaO vs. Mg<sup>#</sup> for clinopyroxene. Compositions of clinopyroxene from leucogabbro in the Middle Zone b of the Panzhihua intrusion are from Pang *et al.* (2009). Wo-wollastonite; En-enstatite; Fs-ferrosilite; Di-diopside; Hd-hedenbergite; Aug-augite; Pgt-pigeonite; Cen-clinoenstatite; Cfs-clinoferrosilite

表3 经高温处理后的磷灰石中的熔融包裹体成分(wt%)

Table 3 Compositions of melt inclusions trapped in apatite after high-temperature homogenization (wt%)

编号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
富 Si 熔体											
JS1216-1	72.96	0.79	14.98	1.22	0.11	0.14	3.26	1.73	1.78	0.07	97.05
JS1216-4	71.13	0.04	17.01	1.22	0.07	0.29	2.89	2.09	2.43	0.07	97.25
JS1216-4r	69.27	0.22	17.43	1.54	0.01	0.33	3.52	2.16	2.45	0.26	97.19
JS1216-7	73.96	0.06	15.01	1.20	0.09	0.26	2.62	1.75	2.45	0.03	97.42
JS1216-9	56.32	0.32	14.23	6.90	0.10	3.15	14.10	3.38	1.13	0.33	99.96
JS1216-9r	58.83	0.15	15.18	5.74	0.01	1.19	10.78	3.54	1.98	0.54	97.93
JS1216-24	73.15	0.37	15.37	2.29	0.10	0.48	2.49	1.92	2.14	0.08	98.38
JS1216-32	66.33	0.20	12.91	4.22	0.27	1.32	6.54	1.93	2.21	0.03	95.96
JS1216-38	71.66	0.03	15.87	0.09	0.02	0.00	0.49	8.26	3.80	0.01	100.23
JS1216-38r	72.47	0.12	13.33	2.16	0.07	0.26	1.92	3.01	4.48	0.19	97.99
JS1216-51	75.88	0.06	14.05	1.12	0.04	0.12	3.49	1.54	1.96	0.12	98.38
JS1216-52	66.04	0.10	18.24	3.13	0.12	0.66	5.32	3.25	1.74	0.00	98.59
JS1216-60	72.15	0.00	15.09	1.96	0.08	0.27	3.32	1.95	2.11	0.38	97.31
JS1216-61	64.68	0.59	13.41	5.59	0.27	1.75	7.77	2.68	2.00	0.75	99.50
JS1216-63	73.25	0.03	15.90	0.05	0.00	0.02	0.89	9.03	0.61	0.04	99.82
JS1216-68	75.23	0.00	14.86	0.28	0.04	0.11	2.49	3.24	2.84	0.03	99.11
JS1216-68r	74.79	0.00	16.40	0.21	0.04	0.09	2.81	2.04	2.76	0.14	99.27
JS1216-71	75.23	0.17	15.92	0.62	0.05	0.12	2.24	2.49	3.24	0.16	100.23
JS1216-76	61.80	0.70	10.79	8.16	0.37	2.87	11.02	1.97	1.32	0.06	99.05
JS1216-78	61.69	0.44	11.74	7.33	0.43	2.54	10.32	2.34	1.84	0.40	99.06
JS1216-80	70.82	0.24	14.01	5.64	0.13	0.32	3.57	2.10	2.72	0.11	99.66
JS1216-81	69.26	0.02	16.10	1.42	0.01	0.09	3.26	7.58	1.93	0.00	99.67
JS1216-89	70.43	0.35	16.73	1.24	0.05	0.15	2.58	2.15	2.66	0.10	96.43
JS1216-93	69.42	0.37	13.30	4.31	0.18	1.08	4.95	1.97	1.84	0.64	98.06
JS1216-94	70.70	0.36	14.02	2.76	0.15	0.58	4.61	2.43	2.46	0.37	98.44
JS1216-95	70.88	0.14	13.02	3.48	0.07	0.53	6.70	2.13	2.12	0.00	99.07
JS1216-98	76.51	0.00	13.53	1.69	0.09	0.25	2.76	1.33	1.60	0.00	97.76
JS1216-101	73.17	0.06	14.86	1.51	0.05	0.20	2.19	1.75	2.50	0.13	96.43
JS1216-102	70.60	1.05	14.21	2.07	0.14	0.36	5.36	4.45	1.35	0.59	100.17
JS1216-103	72.93	0.07	14.36	1.69	0.18	0.32	2.89	1.79	2.28	0.11	96.61
JS1216-104	66.25	0.03	13.81	6.85	0.15	0.50	5.33	1.66	1.53	0.19	96.28
JS1216-110	72.08	0.21	15.64	1.58	0.12	0.24	3.71	2.13	1.93	0.22	97.84
JS1216-115	64.87	0.24	12.42	5.17	0.28	1.45	8.44	1.99	1.94	0.35	97.16
JS1216-118	76.46	0.00	14.19	0.73	0.02	0.07	2.01	1.36	2.22	0.27	97.33
JS1216-121	70.26	0.30	13.83	3.19	0.00	0.67	3.90	2.44	2.34	0.43	97.36
JS1216-121r	70.97	0.43	13.90	3.19	0.02	0.66	4.01	1.14	2.02	0.45	96.78
JS1216-123	68.28	0.02	15.21	2.75	0.03	0.23	3.85	4.85	4.18	0.04	99.44
JS1216-124	72.58	0.23	14.03	0.97	0.09	0.23	3.31	1.93	2.83	0.13	96.32
JS1216-127	73.38	0.12	14.02	0.90	0.06	0.10	4.56	2.33	3.43	0.21	99.10
JS1216-131	70.62	0.12	13.87	1.97	0.06	0.24	6.80	2.88	3.01	0.62	100.19
JS1216-132	72.27	0.16	13.29	2.02	0.14	0.24	6.71	2.36	1.91	0.79	99.89
JS1216-134	59.33	0.71	11.53	6.00	0.51	1.93	14.00	3.41	1.55	0.24	99.21
JS1216-134r	59.55	0.78	11.74	5.84	0.47	1.97	13.63	3.60	1.60	0.25	99.43
JS1216-148	72.38	0.21	13.76	1.37	0.12	0.14	5.96	2.25	2.61	0.80	99.59
JS1216-152	65.02	0.13	18.25	0.85	0.05	0.13	7.96	4.80	1.69	0.41	99.29
平均值	69.68	0.24	14.47	2.76	0.12	0.64	5.14	2.82	2.26	0.25	98.38
富 Fe 熔体											
JS1216-c <sup>1*</sup>	44.49	3.39	7.34	21.77	0.54	1.81	13.63	2.67	0.91	3.42	99.96
JS1216-a <sup>2*</sup>	38.72	0.59	9.96	23.68	0.29	7.30	17.88	0.37	0.12	1.11	100.04
JS1216-b <sup>2*</sup>	40.26	1.45	12.26	17.51	0.49	4.79	17.25	0.81	0.08	1.03	95.91
JS1216-d <sup>3*</sup>	46.15	0.27	5.77	19.04	0.67	7.92	16.48	0.58	0.10	0.07	97.05
平均值	42.40	1.43	8.83	20.50	0.50	5.46	16.31	1.11	0.30	1.41	98.24

注: r 表示重复的测试点; <sup>1\*</sup> 为经高温处理后两相熔融包裹体中的富 Fe 相熔体成分; <sup>2\*</sup> 为采用算术平均法估算的高温处理后的富 Fe 包裹体成分; <sup>3\*</sup> 为采用加权平均法估算的未经高温处理的深色包裹体成分

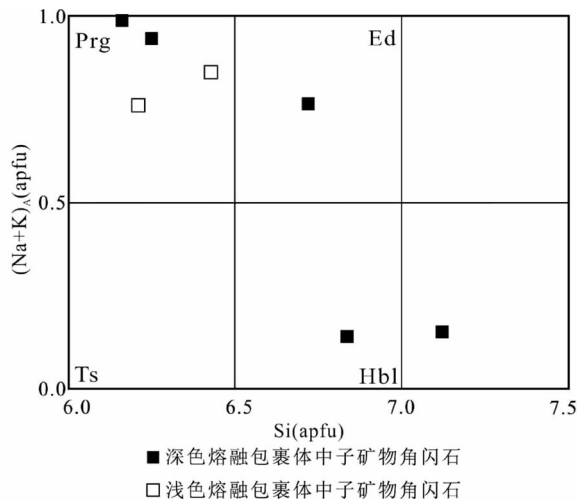


图8 磷灰石中熔融包裹体的子矿物角闪石成分

Prg-韭闪石; Ed-浅闪石; Ts-镁钙闪石; Hbl-普通角闪石

Fig. 8 Compositions of daughter hornblende in the melt inclusions trapped in apatite

Prg-pargasite; Ed-edenite; Ts-tschermakite; Hbl-hornblende

为铁次透辉石 ( $Wo_{48-49}En_{23-25}Fs_{26-29}$ ) (表2和图7)。相比浅色熔融包裹体中的子矿物单斜辉石, 深色熔融包裹体中的子矿物单斜辉石具有较高的  $Mg^{\#}$  和略低的  $Wo$  端元含量。子矿物角闪石的成分变化范围较大, 为韭闪石-浅闪石-普通角闪石(表2和图8),  $Mg^{\#}$  变化于 35.2 ~ 68.7 之间,  $FeO$  含量介于 11.3% ~ 24.2% 之间,  $MgO$  含量介于 7.4% ~ 13.9% 之间。

### 5.3 磷灰石中的熔融包裹体成分

电子探针分析结果显示, 均一的浅色包裹体的平均成分为 69.68%  $SiO_2$ 、0.24%  $TiO_2$ 、14.47%  $Al_2O_3$ 、2.76%  $FeO$ 、0.64%  $MgO$ 、5.14%  $CaO$ 、2.82%  $Na_2O$ 、2.26%  $K_2O$ 、0.25%  $P_2O_5$  (表3), 以富  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ , 贫  $FeO$ 、 $TiO_2$ 、 $CaO$ 、 $P_2O_5$  为特征。

由于磷灰石中的深色熔融包裹体经高温处理后未能完全均一。我们分析了含不混熔两相包裹体中的富  $Fe$  相熔体(图5f)的成分, 其平均成分为 44.49%  $SiO_2$ 、3.39%  $TiO_2$ 、7.34%  $Al_2O_3$ 、21.77%  $FeO$ 、1.81%  $MgO$ 、13.63%  $CaO$ 、2.67%  $Na_2O$ 、0.91%  $K_2O$ 、3.42%  $P_2O_5$ 。此外, 我们还采用了另外两种方法估算了深色熔融包裹体的成分: 1) 对于加热后的深色熔融包裹体, 我们选取了内部各相细小、且分布杂乱的包裹体, 根据其不同部位电子探针分析所获取的成分, 计算其平均值用以近似代表深色包裹体的成分; 2) 对于未加热的深色熔融包裹体, 我们选取了相边界清楚的包裹体, 根据质量平衡原理, 计算了其加权平均成分。根据这两种方法估算出的富  $Fe$  熔体成分, 与两相不混熔包裹体中富  $Fe$  相熔体成分相近(表3)。总体上, 富  $Fe$  熔融包裹体的成分平均为 42.40%  $SiO_2$ 、1.43%  $TiO_2$ 、8.83%  $Al_2O_3$ 、20.50%  $FeO$ 、

5.46%  $MgO$ 、16.31%  $CaO$ 、1.11%  $Na_2O$ 、0.30%  $K_2O$ 、1.41%  $P_2O_5$ , 以富  $FeO$ 、 $TiO_2$ 、 $CaO$ 、 $P_2O_5$ , 贫  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$  为特征。

## 6 讨论

### 6.1 磷灰石中熔融包裹体的子矿物和单矿物包裹体成分特征

磷灰石中斜长石、单斜辉石单矿物包裹体成分, 与辉长岩中堆晶的斜长石和单斜辉石成分 (Pang *et al.*, 2009) 相近, 斜长石均为更长石-拉长石(图6), 单斜辉石均为普通辉石(图7), 暗示这些单晶矿物是磷灰石生长过程中捕获的已结晶的矿物。

与浅色熔融包裹体相比, 尽管深色熔融包裹体中的子矿物斜长石具有略高的  $An$  值(图6), 子矿物单斜辉石具有略高的  $Mg^{\#}$  和略低的  $Wo$  端元含量(图7), 但是总体上相差不大。与单矿物包裹体和辉长岩中同类矿物相比, 熔融包裹体中子矿物斜长石  $An$  值明显偏低, 最大差值可到 50(图6), 子矿物单斜辉石表现为低  $Mg^{\#}$ 、高  $Wo$  端元含量的特征(图7)。这反映出磷灰石中熔融包裹体的子矿物比单矿物包裹体以及辉长岩中的同类矿物具有更演化的特征, 与 Skaergaard 层状岩体斜长石中熔融包裹体 (Jakobsen *et al.*, 2011) 的子矿物的特征类似。熔融包裹体中子矿物的结晶过程类似于平衡结晶, 而单矿物包裹体和辉长岩中堆晶矿物的结晶过程更类似于分离结晶 (Jakobsen *et al.*, 2011), 这可能是造成熔融包裹体的子矿物与包裹体矿物成分差异的主要原因。

浅色熔融包裹体的子矿物角闪石为韭闪石, 而深色熔融包裹体的子矿物角闪石成分变化较大, 包括韭闪石-浅闪石-普通角闪石, 两者成分上有交集(图8)。此外, 在熔融包裹体中还可以观察到子矿物单斜辉石与钠长石平衡共存的现象(图4d), 这种基性矿物与酸性矿物平衡共存的特征与 Holness *et al.* (2011) 在 Skaergaard 层状岩体中观察到的富  $Fe$  矿物集合体与富  $Si$  矿物集合体共存的不反应结构类似。这可能反映了磷灰石在结晶过程中同时捕获了不同比例的平衡共存的富  $Fe$ 、富  $Si$  熔体, 它可以合理地解释深色和浅色熔融包裹体虽然在总体成分上有明显差异, 但同类子矿物的成分上却十分相似这一成分特征。

### 6.2 高温处理后的磷灰石中的熔融包裹体成分特征

#### 6.2.1 均一的富 $Si$ 熔融包裹体成分

与 Skaergaard 层状岩体磷灰石中富  $Si$  熔融包裹体 (4.33%  $Na_2O$ 、3.68%  $K_2O$ ) (Jakobsen *et al.*, 2005) 以及 Sept Iles 层状岩体磷灰石中富  $Si$  熔融包裹体 (4.96%  $Na_2O$ 、4.93%  $K_2O$ ) (Charlier *et al.*, 2011) 相比, 我们获得的攀枝花层状岩体磷灰石中的富  $Si$  熔融包裹体具有较低的碱含量 (2.43%  $Na_2O$ 、2.14%  $K_2O$ )。这一碱含量也低于攀枝花层状岩体周围花岗岩体的平均碱含量 (4.89%  $Na_2O$ 、4.15%  $K_2O$ ) (Shellnutt and Zhou, 2007)。

有研究表明,熔体被捕获后可能会与主晶磷灰石发生成分交换,例如,经过反应  $P^{5+} + Ca^{2+} \leftrightarrow S^{6+} + Na^+$  (Liu and Comodi, 1993) 和  $2Ca^{2+} \leftrightarrow Na^+ + REE^{3+}$  (Piccoli and Candela, 2002), 可导致被捕获的熔体碱含量下降。但是攀枝花层状岩体磷灰石中富 Si 熔体的  $P_2O_5$  含量  $< 0.80\%$  (平均为  $0.25\%$ ), 即使这些  $P_2O_5$  全部是与磷灰石平衡交换的结果, 耦合替换所引起的捕获熔体中碱含量的降低也应该是很少的, 并且稀土元素为微量元素, 耦合替换引起的 Na 损失也应该是很少的。电子探针分析硅酸盐玻璃时, 玻璃中的活动组分 (Na) 从激发区域逃离从而造成分析损失, 而不活动组分 (Al, Si, 主要是 Al) 相对含量升高, 当电流密度达到  $0.1 \sim 0.2 nA/\mu m^2$  时, 即使 Na 被最先分析, 也会有明显丢失 (Morgan and London, 1996, 2005)。由于攀枝花层状岩体磷灰石中熔融包裹体的体积较小, 大多数介于  $10 \sim 20 \mu m$  之间, 这就限制电子探针分析过程中必须采用较小的电流束斑。本次研究中采用电流  $10 nA$ 、束斑  $3 \mu m$  (电流密度  $3.3 nA/\mu m^2$ ) 的分析条件, 可能导致了所获取的熔融包裹体成分中 Na 含量偏低以及 Al、Si 含量偏高。因此, 攀枝花层状岩体的磷灰石中浅色熔融包裹体可能具有更高的碱含量。

#### 6.2.2 富 Fe 熔融包裹体未能均一的原因

本次研究中未能获取较好的均一富 Fe 熔融包裹体, 可能有以下原因: 1) 恒温时间不够长导致子矿物未彻底熔化; 2) 熔体捕获后, 其成分会与主晶矿物不断地进行平衡交换 (Piccoli and Candela, 2002), 这可能使得磷灰石中的包裹体成分偏离原始成分, 导致重新均一变得困难。但这种影响较小, 因为富 Fe 熔体中更富 Ca、P 而贫 Na、K, 使得其与主晶之间平衡交换作用相对富 Si 熔体更弱; 3) 子矿物的结晶导致包裹体体积的扩张, 使包裹体产生较多的裂隙, 丧失密闭性, 这种现象在我们的富 Fe 包裹体周围比较常见 (图 5e)。这会导致包裹体加热过程中近似开放系统, 使熔体向外迁移难以达到均一; 4)  $H_2$  的扩散可能导致子矿物的氧化。Danyushevsky *et al.* (2002) 的研究认为, 火山岩中的含水玄武质、安山质熔体包裹体在缓慢加热过程中可能会发生磁铁矿的成核作用从而导致异常高的均一温度, 这种氧化可以近似表达为:  $FeO(melt) + H_2O(melt) = Fe_3O_4(magnetite) + H_2 \uparrow$ 。磷灰石中熔融包裹体子矿物角闪石的出现表明攀枝花层状岩体母岩浆中存在一定量的水, 这与 Xing *et al.* (2012) 和 Ganino *et al.* (2008) 的研究结果一致。在深成环境下, 磷灰石中的熔融包裹体经历了一个缓慢的冷却过程, 如果存在类似的氧化过程, 熔融包裹体重新均一将会变得很困难。

虽然本次研究未能将深色熔融包裹体均一化, 但通过质量平衡计算和平均值估算所得到的深色熔融包裹体成分表现为富 FeO、 $TiO_2$ 、CaO、 $P_2O_5$ , 贫  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$  的成分, 这与均一化的富 Si 熔融包裹体成分截然不同, 呈互补的特征, 而与两相不混熔包裹体中的富 Fe 相熔体 (图 5f) 成分相似。这说明磷灰石中深色、浅色两种类型的熔融包裹体分别代表了捕获的富 Fe、富 Si 两种熔体。

#### 6.3 岩浆不混熔作用

攀枝花岩体磷灰石中富 Fe 和富 Si 两种类型的熔融包裹体的存在表明, 在磷灰石结晶时, 岩浆中同时存在富 Fe 和富 Si 两种熔体。

与格陵兰 Skaergaard 层状岩体中的不混熔富 Si 熔融包裹体 (Jakobsen *et al.*, 2005)、加拿大 Sept Iles 层状岩体中的不混熔富 Si 熔融包裹体 (Charlier *et al.*, 2011) 以及岩石学实验获得的不混熔富 Si 熔体 (Dixon and Rutherford, 1979) 成分相比, 攀枝花岩体磷灰石中富 Si 熔融包裹体成分略富 Si、贫 Fe, 但与火山岩中的不混熔富 Si 玻璃 (Philpotts, 1982) 的成分相似 (表 4)。所有这些富 Si 熔体成分均显示出富  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$ 、 $K_2O$ , 贫 FeO、 $TiO_2$ 、CaO、 $P_2O_5$  的特征。攀枝花岩体磷灰石中富 Fe 熔融包裹体成分与岩石学模拟实验产生的不混熔富 Fe 熔体 (Dixon and Rutherford, 1979)、火山岩中的不混熔富 Fe 玻璃 (Philpotts, 1982)、格林兰 Skaergaard 和加拿大 Sept Iles 层状岩体中的不混熔富 Fe 熔融包裹体 (Jakobsen *et al.*, 2005; Charlier *et al.*, 2011) 组成相似 (表 4), 均表现为富 FeO、 $TiO_2$ 、CaO、 $P_2O_5$ , 贫  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$ 、 $K_2O$  的特征。上述分析显示, 攀枝花层状岩体中共存的富 Fe、富 Si 熔体有可能是岩浆不混熔作用的产物。

$SiO_2 - (Na_2O + K_2O + Al_2O_3) - (FeO + TiO_2 + CaO + MgO + MnO + P_2O_5)$  三元 Greig 图解可用于判别岩浆是否发生了不混熔作用 (Greig, 1927; Philpotts, 1979; Larsen and Brooks, 1994; Jakobsen *et al.*, 2011)。电子探针分析熔体玻璃的过程中伴随  $Na_2O$  的损失, 同时会有  $Al_2O_3$  的相对升高 (Morgan and London, 1996), 因此  $Na_2O + K_2O + Al_2O_3$  总值的变化不大, 对 Greig 图解投图影响不大。在 Greig 图解 (图 9a) 中, 攀枝花岩体磷灰石中的富 Fe、富 Si 熔体包裹体成分分别落在 Roedder (1951) 给出的白榴石-铁橄榄石-石英体系两相熔体区域的两端, 这与岩石学实验 (Dixon and Rutherford, 1979; Longhi, 1990; Veksler *et al.*, 2007) 以及天然样品 (Philpotts, 1982; Ryabov, 1989; McBirney and Nakamura, 1974; Charlier *et al.*, 2011) 中观察到的不混熔富 Fe、富 Si 熔体成分一致。在  $FeO^T$  对  $SiO_2$  成分变化图解 (图 9b) 中, 攀枝花层状岩体磷灰石中熔融包裹体的成分, 明显显示出富 Fe、富 Si 两端分布, 缺少中间成分, 其两端元连线与前人研究中的共轭富 Fe、富 Si 熔体的连线大致平行。这表明攀枝花层状岩体磷灰石中的富 Fe、富 Si 相熔体可能为岩浆不混熔作用的产物。

已有研究表明, 玄武质岩浆演化形成基性火山岩或侵入岩的过程中, 均可能发生岩浆不混熔作用 (Philpotts, 1979, 1982; Jakobsen *et al.*, 2005, 2011; Charlier *et al.*, 2011)。当演化的岩浆发生不混熔作用后, 将会产生与结晶相平衡共存的富 Si、富 Fe 两种熔体 (Jakobsen *et al.*, 2005), FeO 和  $SiO_2$  在两种熔体中的分配截然相反, 这也为 Bowen 和 Fenner 趋势的争论提供了一种可能的解释。

表4 层状岩体和拉斑玄武岩中的不混熔熔体成分(wt%)对比

Table 4 Comparison of the compositions (wt%) of immiscible conjugate melts from layered intrusion and tholeiitic basalts

来源	类型	范围	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
攀枝花 <sup>1*</sup>	富 Fe 相	最大值	46.15	3.39	12.26	23.68	0.67	7.92	17.88	2.67	0.91	3.42	100.04
		最小值	38.72	0.27	5.77	17.51	0.29	1.81	13.63	0.37	0.08	0.07	95.91
		平均值	42.40	1.43	8.83	20.50	0.50	5.46	16.31	1.11	0.30	1.41	98.24
	富 Si 相	最大值	76.51	1.05	18.25	8.16	0.51	3.15	14.10	9.03	4.48	0.80	100.23
		最小值	56.32	0.00	10.79	0.05	0.00	0.00	0.49	1.14	0.61	0.00	95.96
		平均值	69.68	0.24	14.47	2.76	0.12	0.64	5.14	2.82	2.26	0.25	98.38
Skaergaard <sup>2*</sup>	富 Fe 相	最大值	48.17	4.40	13.63	41.23	1.29	4.82	17.97	3.37	4.82	4.94	99.64
		最小值	31.49	0.00	0.79	21.38	0.09	0.06	0.33	0.07	0.00	0.00	90.21
		平均值	40.67	1.86	7.87	30.85	0.51	2.35	8.97	1.58	1.03	0.25	95.94
	富 Si 相	最大值	83.83	0.75	22.42	20.97	0.34	1.54	4.96	8.94	15.46	0.12	102.61
		最小值	56.13	0.00	2.88	0.99	0.00	0.00	0.19	0.21	0.08	0.00	95.04
		平均值	65.58	0.22	12.95	8.63	0.13	0.47	2.00	4.33	3.68	0.03	98.03
Sept Iles <sup>3*</sup>	富 Fe 相	最大值	39.09	2.78	12.61	17.78	0.20	7.49	13.66	2.32	2.36	8.10	99.14
		最小值	38.15	0.78	12.34	13.58	0.12	7.32	11.29	2.13	0.50	6.09	98.95
		平均值	38.51	1.50	12.50	15.59	0.16	7.39	12.46	2.24	1.58	7.11	99.02
	富 Si 相	最大值	71.94	2.62	19.63	3.25	0.17	0.91	3.46	6.78	6.77	0.59	100.71
		最小值	63.55	0.00	14.15	0.47	0.00	0.11	1.05	3.27	3.64	0.01	98.39
		平均值	68.86	0.44	16.40	1.39	0.08	0.43	1.88	4.96	4.93	0.23	99.59
拉斑玄武岩 <sup>4*</sup>	富 Fe 相	最大值	45.00	9.30	6.30	36.90	0.80	3.00	11.30	1.60	1.80	5.10	100.68
		最小值	37.00	2.20	2.30	23.40	0.40	0.00	7.80	0.00	0.10	0.30	93.60
		平均值	41.50	5.80	3.70	31.00	0.50	0.90	9.40	0.80	0.70	3.50	97.80
	富 Si 相	最大值	77.00	1.30	13.30	6.00	0.20	0.10	3.30	4.30	5.40	0.30	99.90
		最小值	70.40	0.30	10.60	1.00	0.00	0.00	0.50	1.50	0.40	0.00	90.80
		平均值	73.30	0.80	12.10	3.20	0.00	0.00	1.80	3.10	3.30	0.07	97.67
实验岩石学结果 <sup>5*</sup>	富 Fe 相	最大值	46.70	7.56	7.30	28.25	0.89	2.84	11.55	2.10	0.76	7.84	101.17
		最小值	40.60	3.53	6.20	20.24	0.36	1.93	9.26	1.59	0.12	2.16	98.12
		平均值	43.90	4.61	7.00	23.45	0.55	2.32	10.18	1.85	0.42	4.87	99.15
	富 Si 相	最大值	70.00	2.68	12.00	9.87	0.23	0.97	4.23	4.13	1.78	1.82	100.36
		最小值	66.10	1.00	10.40	6.47	0.09	0.44	3.02	2.15	0.79	0.27	98.18
		平均值	68.50	1.70	11.10	7.86	0.16	0.75	3.82	2.86	1.20	0.96	98.91

注: <sup>1\*</sup> 攀枝花层状岩体磷灰石中的富 Fe 和富 Si 熔融包裹体成分(本文); <sup>2\*</sup> Skaergaard 层状岩体磷灰石中的富 Fe 和富 Si 熔融包裹体成分(Jakobsen *et al.*, 2005); <sup>3\*</sup> Sept Iles 层状岩体磷灰石中的富 Fe 和富 Si 熔融包裹体成分(Charlier *et al.*, 2011); <sup>4\*</sup> 拉斑玄武岩中的不混熔富 Fe 和富 Si 熔体成分(Philpotts, 1982); <sup>5\*</sup> 实验获得的不混熔富 Fe 和富 Si 熔体成分(Dixon and Rutherford, 1979)

#### 6.4 对攀枝花钒钛磁铁铁矿床成因的启示

岩浆不混熔作用会造成 Fe、Ti 等元素在富 Fe 熔体中进一步富集,这对于攀枝花层状岩体中大量铁钛氧化物矿石的形成具有重要意义。在攀枝花层状岩体剖面上,磷灰石中富 Fe、富 Si 两种熔融包裹体存在于整个中部带 b,涉及层位约 500m,表明岩浆不混熔作用应该是大规模发育的。

对 Skaergaard 层状岩体的研究表明,不混熔作用过程中富 Fe 熔体占主体地位,细小的富 Si 熔体珠滴弥散分布于连续的富 Fe 熔体之中(Veksler, 2009; Jakobsen *et al.*, 2011)。不混熔的富 Fe、富 Si 熔体具有不同的密度和黏度,两者之间 ~0.4g·cm<sup>-3</sup> 的密度差(McBirney and Nakamura, 1974)将促使密度较小、黏度较大的富 Si 熔体在密度较大、黏度较小的富 Fe 熔体中向上迁移(Reynolds, 1985; Jakobsen *et al.*, 2011)。

岩浆不混熔分离模式(图 10)可以较好地解释为什么攀枝花层状岩体会在下部暗色辉长岩中发育厚层的钒钛磁铁矿体。不混熔作用发生后,在重力分异作用下,富 Si 熔体向上迁移,同时,岩浆房也逐渐冷凝并伴有不断进行的分离结晶作用,这将减缓重力分异的速率,从而导致富 Si、富 Fe 熔体未能完全分离形成界限截然的不混熔富 Si、富 Fe 熔体层。在不彻底的重力分异作用下,岩浆房上部相对于下部聚集更多的富 Si 熔体,形成了一个上部相对富 Si,下部相对富 Fe 的不完全分离的乳状岩浆房。随后,大量的磁铁矿从岩浆房下部富 Fe、Ti 的岩浆中结晶出来,形成层状岩体下部赋存于暗色辉长岩中的厚层钒钛磁铁矿体,而岩浆房上部相对富 Si 的硅酸盐岩浆层形成层状岩体上部的浅色辉长岩,其中局部聚合加大的富 Si 熔体形成浅色辉长岩中所含的长英质岩脉和透镜体。

与攀枝花层状岩体类似,在红格层状岩体的偏下部位也

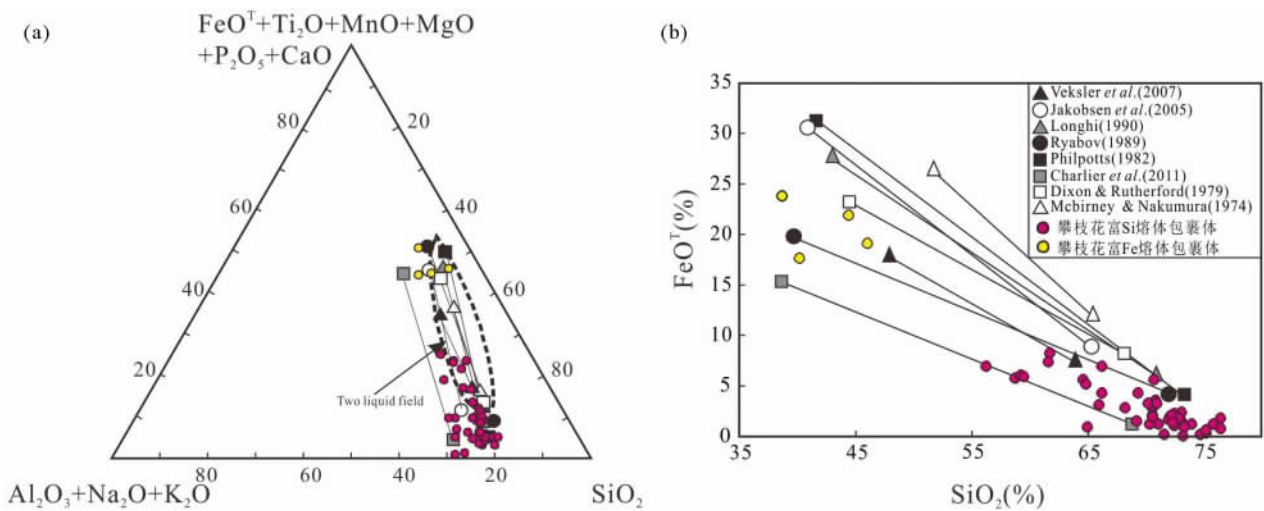


图9 磷灰石中熔融包裹体成分变化

(a) 熔融包裹体  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O + Al_2O_3) - (FeO + TiO_2 + CaO + MgO + MnO + P_2O_5)$  三元 Greig 图解, 虚线区域为白榴石-铁橄榄石-石英体系不混熔域(底图据 Roedder, 1951); (b) 熔融包裹体成分  $FeO^T - SiO_2$  图解

Fig. 9 Compositions of melt inclusions trapped in apatite

(a) pseudo-ternary  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O + Al_2O_3) - (FeO + TiO_2 + CaO + MgO + MnO + P_2O_5)$  Greig diagram from Roedder (1951) showing the field of immiscibility. And the composition ranges of melt inclusions trapped in apatite from the Panzihua intrusion and others from literatures; (b) plot of  $FeO^T$  vs.  $SiO_2$  for melt inclusions

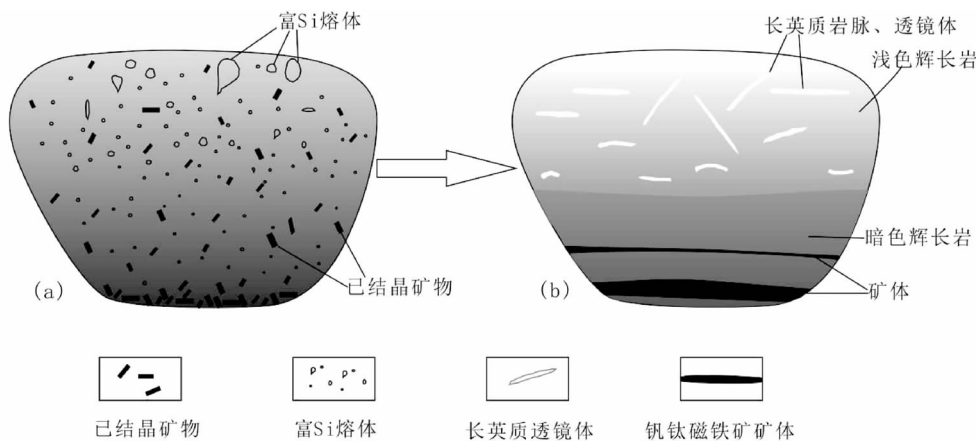


图10 不混熔分离模式示意图

(a) 岩浆房不混熔分离示意图; (b) 现今的岩体示意图

Fig. 10 The model diagram of immiscible melt separation

(a) separating immiscible melts in magma chamber; (b) present intrusion

赋存有巨厚的钒钛磁铁矿层,并在岩体的上部发育浅色辉长岩以及长英质岩脉和透镜体(Wang and Zhou, 2013), Wang and Zhou (2013) 认为岩浆不混熔作用在红格钒钛磁铁矿的形成过程中同样起了重要作用。Dong et al. (2013) 在新街层状岩体上部带的斜长石中发现大量富 Fe 的熔融包裹体,其平均成分为 35.9%  $SiO_2$ 、8.2%  $TiO_2$ 、5.5%  $Al_2O_3$ 、26.9%  $FeO$ 、8.3%  $MgO$ 、13.0%  $CaO$  和 1.0%  $P_2O_5$ 。这一富 Fe 熔体的成分与攀枝花层状岩体磷灰石中的富 Fe 熔融包裹体成

分相似, Dong et al. (2013) 认为新街层状岩体上部带中富磁铁矿矿层是由玄武质岩浆不混熔而来的富 Fe 硅酸盐熔体形成的。因此,我们认为玄武质岩浆不混熔作用在攀西地区可能是普遍存在的,并且对攀西地区的钒钛磁铁矿的形成起了重要作用。

## 7 结论

攀枝花层状岩体磷灰石中存在有富 Fe 和富 Si 两种熔融包裹体,可能是演化的玄武质岩浆不混熔作用形成的。不混熔分离作用导致岩浆房形成上部富 Si、下部富 Fe 的硅酸盐岩浆层,富 Fe 硅酸盐岩浆层演化形成了层状岩体下部巨厚的钒钛磁铁矿体和暗色辉长岩,富 Si 硅酸盐岩浆层演化形成了层状岩体上部的长英质岩脉、透镜体和浅色辉长岩。岩浆不混熔分离作用促进了 Fe、Ti 在富 Fe 相硅酸盐熔体中的富集,有利于钒钛磁铁矿的大量结晶,形成巨厚的钒钛磁铁矿体。

致谢 中国科学院广州地球化学研究所吴蕾在磷灰石制靶和熔融包裹体加热均一化处理过程中给予了帮助,在此表示感谢。

## References

- Bowen NL. 1928. The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton: Princeton University Press, 40–41
- Brooks CK and Nielsen TFD. 1978. Early stages in the differentiation of the Skaergaard magma as revealed by a closely related suite of dike rocks. *Lithos*, 11(1): 1–14
- Brooks CK and Nielsen TFD. 1990. The differentiation of the Skaergaard intrusion. A discussion of Hunter RH and Sparks RSJ. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 244–247
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. 1990. Regional Geology of Yunnan Province. Beijing: Geological Publishing House, 1–554 (in Chinese with English abstract)
- Charlier B, Namur O, Toplis MJ, Schiano P, Cluzel N, Higgins MD and Auwera JV. 2011. Large-scale silicate liquid immiscibility during differentiation of tholeiitic basalt to granite and the origin of the Daly gap. *Geology*, 39(10): 907–910
- Chung SL and Jahn BM. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, 23(10): 889–892
- Danyushevsky LV, McNeill AW and Sobolev AV. 2002. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: An overview of techniques, advantages and complications. *Chemical Geology*, 183(1–4): 5–24
- Dixon S and Rutherford MJ. 1979. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: An experimental study. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1): 45–60
- Dong H, Xing CM and Wang CY. 2013. Textures and mineral compositions of the Xinjie layered intrusion, SW China: Implications for the origin of magnetite and fractionation process of Fe-Ti-rich basaltic magmas. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 503–515
- Fenner CN. 1929. The crystallization of basalts. *American Journal of Science*, 18(105): 225–253
- Ganino C, Arndt NT, Zhou MF, Gaillard F and Chauvel C. 2008. Interaction of magma with sedimentary wall rock and magnetite ore genesis in the Panzhihua mafic intrusion, SW China. *Mineralium Deposita*, 43(6): 677–694
- Greig JW. 1927. Immiscibility in silicate melts: Part I. *American Journal of Science*, 13(73): 1–44
- Hanghøj K, Rosing MT and Brooks CK. 1995. Evolution of the Skaergaard magma: Evidence from crystallized melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(3–4): 265–269
- Holness MB, Stripp G, Humphreys MCS, Veksler IV, Nielsen TFD and Tegner C. 2011. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 52(1): 175–222
- Hunter RH and Sparks RSJ. 1987. The differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(14): 451–461
- Jakobsen JK, Veksler IV, Tegner C and Brooks CK. 2005. Immiscible iron- and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion. *Geology*, 33(11): 885–888
- Jakobsen JK, Veksler IV, Tegner C and Brooks CK. 2011. Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron- and silica-rich liquids: Evidence from melt inclusions in plagioclase. *Journal of Petrology*, 52(2): 345–373
- Jang YD, Naslund HR and McBirney AR. 2001. The differentiation trend of the Skaergaard intrusion and the timing of magnetite crystallization: Iron enrichment revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3–4): 189–196
- Larsen RB and Brooks CK. 1994. Origin and evolution of gabbroic pegmatites in the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 35(6): 1651–1679
- Li DH and Mao YS. 1982. V-Ti magnetite-bearing layered intrusions and the formation mechanism of the rhythmic layering, Panxi area, Sichuan. *J. Mineral. Petrol.*, (1): 29–43 (in Chinese)
- Lindsley DH. 2003. Do Fe-Ti oxide magmas exist? *Geology: Yes; experiment: No!* *Norge Geologiske Undersøkelse Special Publication*, 9: 34–35
- Liu Y and Comodi P. 1993. Some aspects of the crystal-chemistry of apatites. *Mineralogical Magazine*, 57(389): 709–720
- Longhi J. 1990. Silicate liquid immiscibility in isothermal crystallization experiments. In: *Proceedings of the 20<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference*. Houston, TX: Lunar and Planetary Institute, 13–24
- Ma YX, Liu JZ, Wang HF, Mao YS, Ji XT, Wang DK and Kan ZZ. 2001. *Geology of Panzhihua*. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press, 1–367 (in Chinese)
- Ma YX, Ji XT, Li JC, Huang M and Min ZZ. 2003. *Mineral Resources of Panzhihua, Sichuan Province, SW China*. Chengdu: Chengdu University of Technology Press, 1–275 (in Chinese)
- McBirney AR and Nakamura Y. 1974. Immiscibility in the late-stage magmas of the Skaergaard intrusion. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 73: 348–352
- McBirney AR. 1989. The Skaergaard layered series. 1. Structure and average compositions. *Journal of Petrology*, 30(2): 363–397
- McBirney AR and Naslund HR. 1990. The differentiation of the Skaergaard intrusion. A discussion of Hunter RH and Sparks RSJ. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2): 235–240
- Morgan GB and London D. 1996. Optimizing the electron microprobe analysis of hydrous alkali aluminosilicate glasses. *American Mineralogist*, 81(9–10): 1176–1185
- Morgan GB and London D. 2005. Effect of current density on the electron microprobe analysis of alkali aluminosilicate glasses. *American Mineralogist*, 90(7): 1131–1138
- Namur O, Charlier B, Toplis MJ, Higgins MD, Liégeois JP and vander Auwera J. 2010. Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobaltic Sept Îles layered intrusion, Canada. *Journal of Petrology*, 51(6): 1203–1236
- Pang KN, Li C, Zhou MF and Ripley EM. 2008a. Abundant Fe-Ti oxide inclusions in olivine from the Panzhihua and Hongge layered intrusions, SW China: Evidence for early saturation of Fe-Ti oxides in ferrobaltic magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(3): 307–321
- Pang KN, Zhou MF, Lindsley D, Zhao D and Malpas J. 2008b. Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Journal of Petrology*, 49(2): 295–313
- Pang KN, Li CS, Zhou MF and Ripley EM. 2009. Mineral compositional constraints on petrogenesis and oxide ore genesis of the Late Permian Panzhihua layered gabbro intrusion, SW China. *Lithos*, 110(1–

- 4): 199–214
- Pang KN, Zhou MF, Qi LA, Shellnutt G, Wang CY and Zhao DG. 2010. Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 119(1–2): 123–136
- Philpotts AR. 1979. Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. *Journal of Petrology*, 20(1): 99–118
- Philpotts AR. 1982. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(3): 201–218
- Piccoli PM and Candela PA. 2002. Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 255–292
- Ren ZY, Ingle S, Takahashi E, Hirano N and Hirata T. 2005. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 436(7052): 837–840
- Reynolds IM. 1985. Contrasted mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal area north of Rustenburg. *Economic Geology*, 80(4): 1027–1048
- Roedder E. 1951. Low temperature liquid immiscibility in the system  $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$ . *American Mineralogist*, 36: 282–286
- Roedder E and Weiblen PW. 1970. Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (Suppl. 1): 801–837
- Ryabov VV. 1989. Liquefaction in Natural Glasses: An Example of Traps. Novosibirsk: Nauka (in Russian)
- Shellnutt JG and Zhou MF. 2007. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: Their relationship to the Emeishan mantle plume. *Chemical Geology*, 243(3–4): 286–316
- Song XY, Qi HW, Hu RZ, Chen LM, Yu SY and Zhang JF. 2013. Formation of thick stratiform Fe-Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3): 712–732
- Tegner C. 1997. Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 45–51
- Tegner C, Cawthorn RG and Kruger FJ. 2006. Cyclicity in the main and upper zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a zoned magma sheet. *Journal of Petrology*, 47(11): 2257–2279
- Toplis MJ and Carroll MR. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology*, 36(5): 1137–1170
- van Tongeren JA and Mathez EA. 2012. Large-scale liquid immiscibility at the top of the Bushveld Complex, South Africa. *Geology*, 40(6): 491–494
- Veksler IV, Dorfman AM, Borisov AA, Wirth R and Dingwell DB. 2007. Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma. *Journal of Petrology*, 48(11): 2187–2210
- Wager LR and Brown GM. 1968. *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh and London: Oliver and Boyd, 1–588
- Wang CY and Zhou MF. 2013. New textural and mineralogical constraints on the origin of the Hongge Fe-Ti-V oxide deposit, SW China. *Mineralium Deposita*, 48(6): 787–798
- Wang ZY. 1982. Characteristics and origin of vanadium-titanium magnetite of Panzhihua layered gabbro intrusion, Panxi area, Sichuan. *J. Mineral. Petrol.*, (1): 49–64 (in Chinese)
- Xia LQ. 2002. Melt inclusions in igneous rocks. *Earth Science Frontiers*, 9(2): 403–414 (in Chinese)
- Xing CM, Wang CY and Zhang MJ. 2012. Volatile and C-H-O isotopic compositions of giant Fe-Ti-V oxide deposits in the Panxi region and their implications for the sources of volatiles and the origin of Fe-Ti oxide ores. *Science China (Earth Sciences)*, 55: 1782–1795
- Xu YG, Chung SL, Jahn BM and Wu GY. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3–4): 145–168
- Yan DP, Zhou MF, Song HL, Wang XW and Malpas J. 2003. Origin and tectonic significance of a Mesozoic multi-layer over-thrust system within the Yangtze Block (South China). *Tectonophysics*, 361(3–4): 239–254
- Zhang YX and Yuan XC. 1988. *The Panxi Rift-III*. Beijing: Geological Press, 1–422 (in Chinese)
- Zhou MF, Malpas J, Song XY, Robinson PT, Sun M, Kennedy AK, Leshner CM and Keays RR. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3–4): 113–122
- Zhou MF, Robinson PT, Leshner CM, Keays RR, Zhang CJ and Malpas J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46(11): 2253–2280
- Zhou MF, Arndt NT, Malpas J, Wang CY and Kennedy AK. 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 103(3–4): 352–368
- Zhou MF, Chen WT, Wang CY, Prevec SA, Liu P and Howarth GH. 2013. Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzhihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China. *Geoscience Frontiers*, 4(5): 481–502

#### 附中文参考文献

- 李德惠, 茅燕石. 1982. 四川攀西地区含钒钛磁铁矿层状侵入体的韵律层及形成机理. *矿物岩石*, (1): 29–43
- 马玉孝, 刘家铎, 王洪峰, 茅燕石, 纪相田, 王大可, 阚泽忠. 2001. *攀枝花地质*. 成都: 四川科学技术出版社, 1–367
- 马玉孝, 纪相田, 李金成, 黄明. 2003. *攀枝花矿产资源*. 成都: 成都理工大学出版社, 1–275
- 王正允. 1982. 四川攀枝花含钒钛磁铁矿层状辉长岩体的岩石学特征及其成因初探. *矿物岩石*, (1): 49–64
- 夏林圻. 2002. 岩浆岩中的熔体包裹体. *地学前缘*, 9(2): 403–414
- 云南地矿局. 1990. *云南省区域地质报告*. 北京: 地质出版社, 1–554
- 张云湘, 袁学诚. 1988. *中国攀西裂谷文集-3*. 北京: 地质出版社, 1–422