

# 西藏然巴地区十字石-蓝晶石云母片岩变质作用 研究：对始新世淡色花岗岩成因的启示

李志泰<sup>1,2</sup>, 徐 扛<sup>1,2</sup>, 王连峰<sup>1,2</sup>, 王 强<sup>1</sup>, 蒋映德<sup>1\*</sup>

(1.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, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049)

**摘 要:** 然巴穹隆及其周缘发育不同期次淡色花岗岩与不同程度变质作用, 两者之间存在何种成因关联尚不清楚。为揭示这一内在联系, 本文对然巴穹隆中变形的淡色花岗岩与围岩中十字石-蓝晶石片岩开展了系统的岩相学观察、主微量元素分析、变质相平衡模拟和锆石、独居石 U-Pb 年代学研究。研究表明然巴穹隆中变形花岗岩以脉状产出, 为似斑状二云母花岗岩, 其形成年龄约为 45 Ma。这些花岗岩脉具有高 CaO 与 Sr 含量, 相对较高的 Sr/Y 值、较低的 Rb/Sr 值, 在 Sr/Y-Y 图解中落于埃达克岩范围内, 暗示其成因与地壳加厚有关。穹隆围岩中十字石-蓝晶石云母片岩具有峰期共生矿物组合: 蓝晶石+十字石+石榴石+黑云母+白云母+斜长石+石英+金红石+钛铁矿。变质相平衡模拟结果显示其具有增温增压的进变质作用过程, 且变质峰期温压条件为 600~650 °C/8×10<sup>8</sup>~9×10<sup>8</sup> Pa。对该云母片岩开展独居石 U-Pb 测年, 获得变质峰期年龄约为 53 Ma。研究表明然巴地区在始新世存在着地壳加厚过程, 造成加厚地壳的部分熔融从而形成区域围岩变形二云母花岗岩。本次研究为喜马拉雅造山带始新世淡色花岗岩与印度-亚洲板块碰撞导致地壳加厚的成因关联提供了研究实例。

**关键词:** 喜马拉雅造山带; 然巴穹隆; 淡色花岗岩; 变质变形

**中图分类号:** P511.5; P581 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2020)06-1190-018

## 0 引言

喜马拉雅造山带是新生代以来印度板块与亚洲板块碰撞作用的产物, 是世界上最大最新的碰撞造山带(Burg et al., 1984; Hodges et al., 1992; Yin and Harrison, 2000)。由于造山作用相对年轻及野外露头发育完整, 它成为了研究陆-陆碰撞造山作用最佳的天然实验室(Yin and Harrison, 2000; 高利娥等, 2009; Searle et al., 2010; 吴福元等, 2015)。

通常认为, 这一巨型造山带主要由 4 个主要构造单元构成, 由南向北分别为是: 次喜马拉雅岩系、低喜马拉雅岩系、高喜马拉雅岩系与特提斯喜马拉雅岩系, 并依次被主中央逆冲断层(MCT)和藏南拆离系(STDS)所分隔(图 1)(Burchfiel et al., 1992; Spratt et al., 2005; Yin, 2006; 戚学祥等, 2008a)。在高喜马拉雅岩系与特提斯喜马拉雅岩系中出露有两条举世瞩目的淡色花岗岩带, 并发育大量中高级变质岩(Lee et al., 2000; Zhang et al., 2004; Quigley et al., 2008;

收稿日期: 2020-01-12; 改回日期: 2020-03-20

项目资助: 中科院前沿科学重点项目: 青藏高原中北部新生代陆内岩石圈演化(QYZDJ-SSW-DQC026)和第二次青藏高原科学考察研究计划(STEP)(2019QZKK0702)联合资助。

第一作者简介: 李志泰(1995-), 男, 硕士研究生, 地球化学专业。Email: lizhitai17@mails.ucas.ac.cn

通信作者: 蒋映德(1982-), 男, 研究员, 主要从事造山带构造变形与变质演化研究。Email: jiangyd@gig.ac.cn

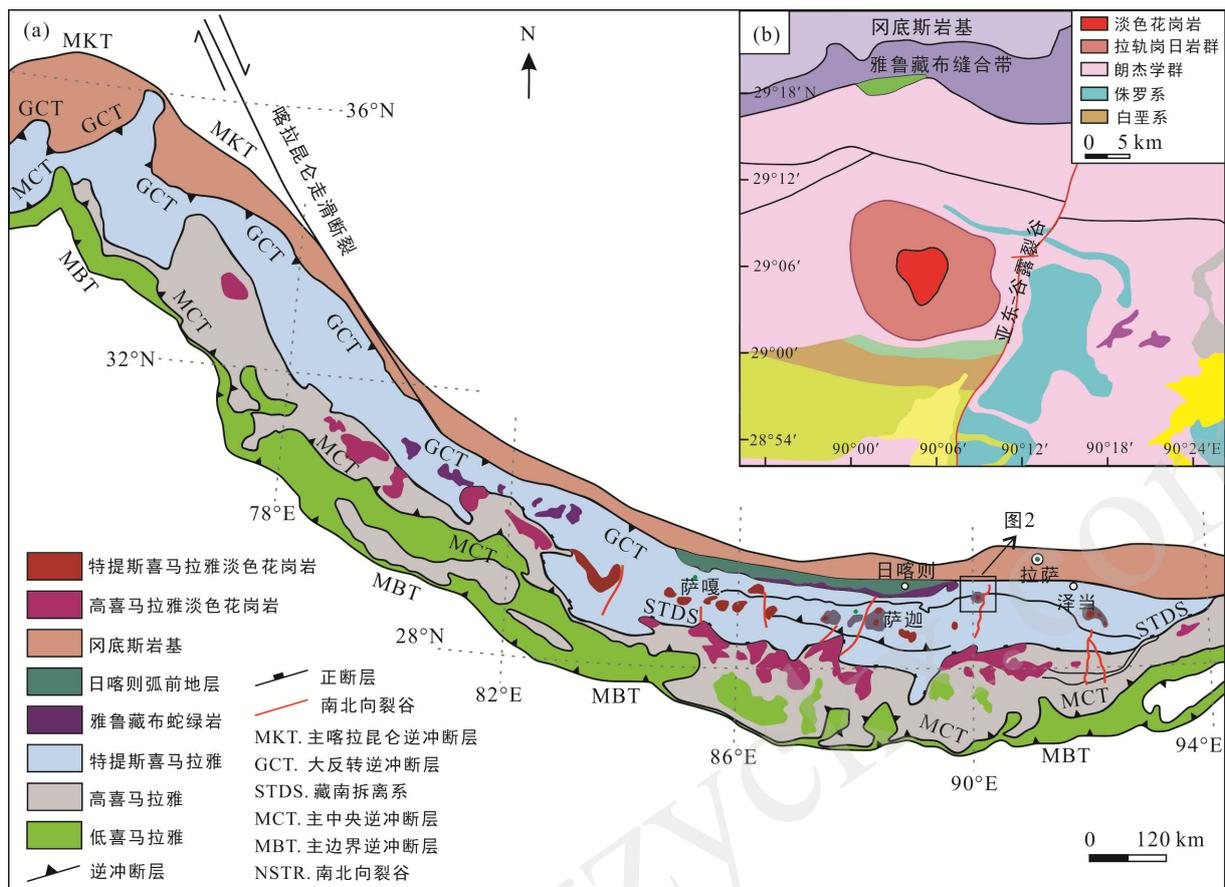


图 1 喜马拉雅造山带地质简图(据 Liu et al., 2014)

Fig.1 Simplified geological map of the Himalayan orogen

King et al., 2011; 吴福元等, 2015)。这些岩石保存了造山过程中地壳深熔与构造变形的重要信息, 已成为近年相关研究的重点关注对象。

研究表明, 喜马拉雅造山带构造演化可划分为三个主要阶段(Harrison et al., 1995; Zhang and Guo, 2007; Leloup et al., 2010; Zhang et al., 2012; 王晓先等, 2012): 第一阶段为始新世印度-亚洲板块碰撞之后到渐新世晚期, 喜马拉雅造山带受南北向挤压的构造体制控制, 以广泛的地壳挤压缩短增厚为主要地质特征, 并发生增压升温进变质作用(Vance et al., 1999); 第二阶段为渐新世晚期之后到中新世早期, 喜马拉雅造山带构造体制由南北向挤压转变为南北向伸展, 表现为藏南拆离系(STDS)活动, 区域内出露大规模地壳减压熔融产生的淡色花岗岩(Hodges, 1998; King et al., 2011; Lee et al., 2011; Xu et al., 2013; 许志琴等, 2016; Gao et al., 2017); 第三阶段为中新世中期以来, 喜马拉雅造山带的构造体制转变为东西向伸展, 表现为一系列垂直造山带方向的南北向裂谷系发育(Webb et al., 2007; 刘志超, 2013; Gao and Zeng, 2014)。

关于特提斯喜马拉雅穹隆淡色花岗岩成因研究也已取得了许多重要认识。通过对不同穹隆中淡色花岗岩的年代学研究, 学者们认为该区域存在长期持续的地壳深融过程。例如, 雅拉香波淡色花岗岩具有 42 Ma 和 35 Ma 的锆石 U-Pb 年龄, 被解释为岩体的形成年龄(曾令森等, 2009; Zeng et al., 2011); 马拉山淡色花岗岩的年龄跨度在 30~17 Ma 之间(Aoya et al., 2005; 张进江等, 2011); 派枯错出露 28 Ma 的电气石淡色花岗岩和 20 Ma 的二云母花岗岩(高利娥等, 2013a)。基于喜马拉雅淡色花岗岩 Sr-Nd 同位素组成与高喜马拉雅结晶岩系相似的特征, 学术界曾普遍将其看作是高级变泥质岩近原地部分熔融的产物(Harrison et al., 1997; PatiñoDouce and Harris, 1998)。近年来, 随着研究程度的不断加深, 学者们对淡色花岗岩的成因机制提出了新的设想。根据淡色花岗岩的地球化学特征, 将特提斯喜马拉雅淡色花岗岩大致分成三种类型(Aikman et al., 2008; 戚学祥等, 2008b; Zeng et al., 2009, 2011; 曾令森等, 2009; 高利娥等, 2010; 胡古月等, 2011; 刘志超, 2013): 第一类淡色花岗岩具有高 Sr/Y 值, 形成时代为

46~35 Ma, 对应于早期喜马拉雅造山带地壳挤压缩短阶段, 学者们认为可能与增厚的基性下地壳发生部分熔融作用有关(Ding et al., 2005; Yang et al., 2009; Zeng et al., 2009, 2011; Liu et al., 2014); 第二类花岗岩具有较高 Rb/Sr 值, 可能与白云母发生脱水部分熔融有关, 形成时代为 28~13 Ma, 与喜马拉雅造山带南北向伸展作用同期, 可能代表了俯冲陆壳物质快速折返和发生减压熔融(Zhang et al., 2004; Zhang et al., 2012); 第三类花岗岩具有高 Ca、Ba 含量, 且 Ba 含量与 Rb/Sr 值不相关, 成因上与泥质岩发生水致部分熔融作用相关(Gao and Zeng, 2014; Zeng et al., 2014; 高利娥等, 2016), 形成于 19~8 Ma, 与藏南裂谷系东西向伸展作用开启的时间相重叠, 因此, 它们往往被认为是南北向裂谷活动的产物(Zeng et al., 2011; 高利娥等, 2013b; Gao and Zeng, 2014; Gao et al., 2017)。

以往研究主要关注穹隆中花岗岩的地球化学特性、年代学特征及其与相关构造模型关联, 而对于穹隆及其围岩中变质演化过程研究相对较薄弱。尤其是不同类花岗岩与大地构造背景的关联, 是否能在花岗岩穹隆的围岩中找到相关岩石学记录, 则成为一个非常值得探索的科学问题。近年来, 在特提斯喜马拉雅带中有关变质演化研究陆续报道, 相关变质年龄基本涵盖了花岗岩成岩时代的范围(Zhang et al., 2015; Ding et al., 2016a, 2016b; 丁慧霞等, 2019), 使得从变质演化角度探讨淡色花岗岩成因成为可能。本次研究, 选取然巴穹隆中中高级变质围岩及侵入穹隆的淡色花岗岩脉为研究对象, 开展系统的岩相学观察、变质相平衡模拟、锆石与独居石 U-Pb 年代学研究, 为探索喜马拉雅造山带始新世花岗岩的形成与该地区地壳加厚的成因关联提供了重要制约。

## 1 地质背景

喜马拉雅造山带北以雅鲁藏布缝合带与拉萨地体相连, 南以主前缘冲断带(MFT)与印度板块为界, 是新生代以来印度与亚洲板块碰撞形成的具有复杂结构的弧形地质体(许志琴等, 1999; 戚学祥等, 2008a)。大量片麻岩穹隆呈串珠状断续分布于特提斯喜马拉雅岩系中部是其中最显著的地质特征之一, 自西向东包括夏如、马拉山、拉轨岗日、定日、康马、然巴、雅拉香波和错那洞穹隆。这些穹隆具有一致的结构特征, 即核部为新生代花岗岩与中高级

变质岩, 边部为低级变质岩或未变质的特提斯沉积岩系(吴福元等, 2015; 丁慧霞等, 2019)。

然巴穹隆位于特提斯喜马拉雅片麻岩穹隆群的中北部, 构造位置上靠近南北向亚东-谷露裂谷系(图 2)。穹隆中心为白云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩和电气石二长花岗岩, 均为硅与铝过饱和花岗岩, 可能来源于古老的上地壳物质的重熔(廖忠礼等, 2006a)。刘志超(2013)对然巴穹隆淡色花岗岩进行系统的研究, 明确了然巴穹隆主体为二云母花岗岩与石榴石白云母花岗岩, 且围岩中有变形的似斑状二云母花岗岩脉。其中主体二云母花岗岩与石榴石白云母花岗岩年龄为~8 Ma, 与南北向裂谷同期, 而围岩变形花岗岩的成岩年龄为~44 Ma(Liu et al., 2014)。根据出露的岩石特征, 然巴穹隆可划分为三个地质单元, 从内到外依次为: 核部淡色花岗岩、中部中高级变质岩和外部低级变质岩, 它们之间被两条拆离断层分割(郭磊等, 2008)。其中外部低级变质岩原岩为郎杰学群姐德秀组, 主要为板岩和千枚岩; 而中部中高级变质岩原岩为郎杰学群拉轨岗日岩组, 主要由片岩和少量片麻岩组成(廖忠礼等, 2006b; Liu et al., 2014)。构造变形研究表明然巴穹隆受到 3 期构造事件的影响: 第一期为上盘向北北西运动, 可能与藏南拆离系活动有关; 第二期为穹隆的主变形期, 各单元上盘统一向东运动形成然巴穹隆的主要构造特征, 与东西向伸展相关; 第三期为穹隆后期向外的垮塌下滑(郭磊等, 2008)。对于上述三期变形期次, 目前暂未有相关年代学制约。郭磊等(2008)对穹隆核部石榴石二云母花岗岩进行白云母、黑云母 Ar-Ar 定年, 得到~6 Ma 的年龄, 解释为花岗岩的冷却年龄。

本次研究对然巴穹隆变质变形特征与淡色花岗岩进行观测研究。然巴穹隆由边部到核部依次发育有板岩、千枚岩、石榴石片岩、十字石-蓝晶石片岩、主体花岗岩(图 3)。穹隆中部的低级变质岩包括板岩与千枚岩, 板岩中富泥质与富砂质成分层(S<sub>0</sub>)清晰可见。千枚岩中则主要由细粒的绢云母定向排列形成早期面理(S<sub>1</sub>), 并被晚期构造叠加, 形成高角度近东西走向区域主期面理(S<sub>2</sub>)(图 4a)。穹隆中部的中高级变质岩包括石榴石二云母片岩、十字石-蓝晶石片岩及石榴石二云母片岩等。这些中高级变质岩中普遍发育一期由富云母及长英质条带构成的变质面理(S<sub>1</sub>)。这期主要面理经历了晚期构造叠加, 以致发育轴迹近东西向的紧闭褶皱和透入性轴面面理(S<sub>2</sub>)(图 4d)。略有不同的是在穹隆的西侧, 早期面理

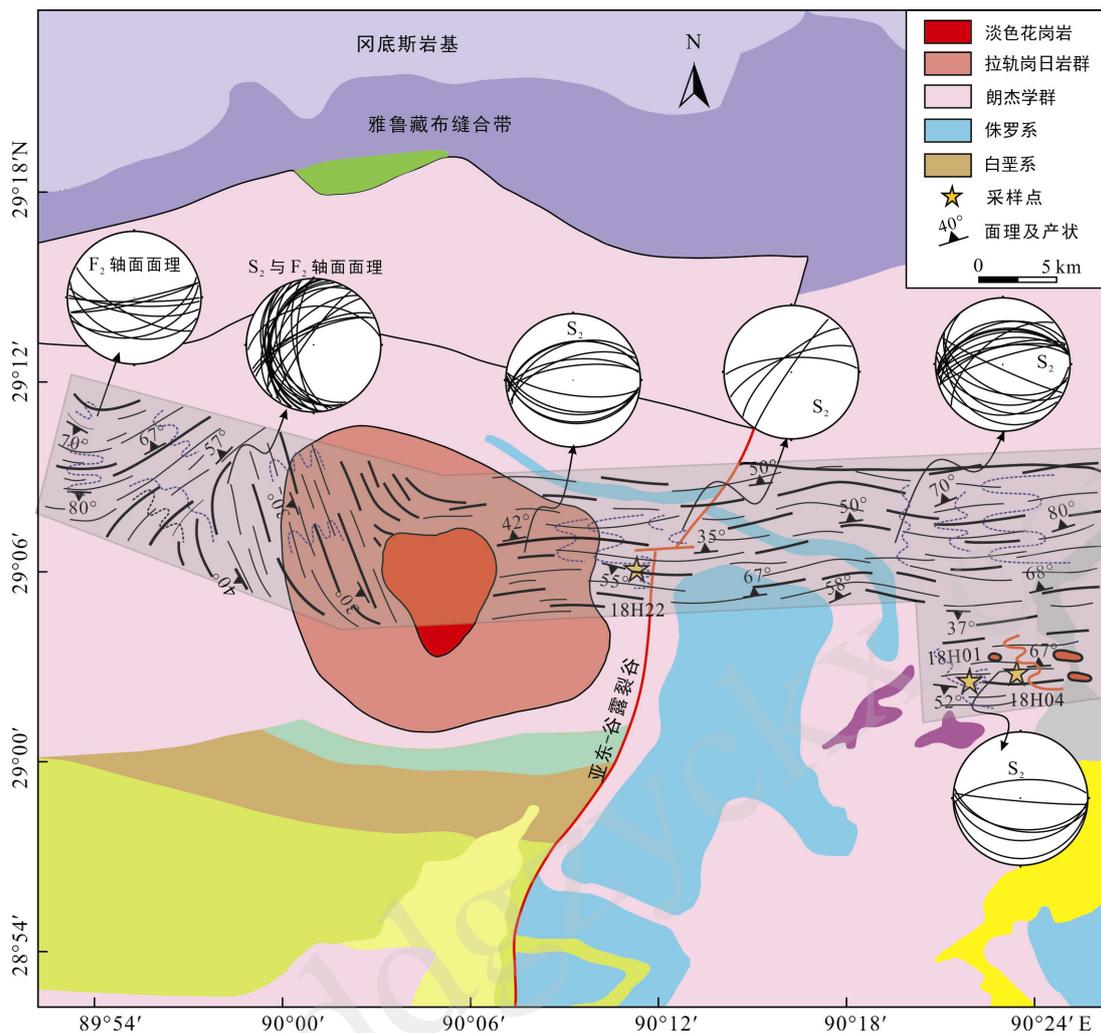


图 2 然巴穹隆地质简图(据王立全, 2013)

Fig.2 Simplified geological map of the Ramba dome

发育轴面向西的斜卧褶皱(图 4b), 暗示花岗岩穹隆的存在对其构造变形样式的影响。换句话说, 晚期变形可能发生在花岗岩穹隆就位之后。总的来说, 区域广泛发育近东西向轴面面理( $S_2$ ), 说明晚期构造主要受控于南北向挤压。

穹隆中部的花岗岩为二云母花岗岩和石榴石花岗岩。二云母花岗岩呈中粒花岗岩结构, 块状构造(图 3c), 主要矿物为石英、斜长石、白云母、黑云母(图 5c、d); 石榴石花岗岩以脉体形式侵入二云母花岗岩中, 细粒花岗岩结构, 主要矿物为石英、斜长石、白云母、石榴石, 含有少量黑云母(图 5e、f), 石榴石呈红色颗粒状分布于岩脉中(图 3d)。穹隆中部二云母花岗岩与石榴石花岗岩均未见显著的变形特征。在穹隆变质围岩中广泛发育长度数十米至上千米的二云母花岗岩脉(图 3e), 该岩脉侵入围岩并发生变形。这些花岗岩脉均为似斑状结构(图 3f), 斑晶为石英、斜长

石、黑云母、白云母, 基质为石英、斜长石、白云母和黑云母(图 5a、b)。

对穹隆变质围岩中的十字石-蓝晶石云母片岩开展详细的岩相学观察。此类岩石主要由石榴石、十字石、蓝晶石、黑云母、白云母、斜长石、钛铁矿、金红石及石英组成, 具有斑状变晶结构。露头尺度可见该云母片岩发育明显的变质面理  $S_1$ , 由强烈定向的云母及富长英质的条带交互而成(图 3b)。该期面理被晚期构造变形所叠加, 发育宽缓至紧闭  $F_2$  褶皱。透入性轴面面理  $S_2$  局部发育。显微尺度下可见  $S_1$  面理主要由强烈定向白云母、石英和斜长石组成, 并发育大量  $F_2$  微细褶皱(图 6a)。粒状石榴石(1~3 mm)(图 6d)、短柱状十字石(2~5 mm)(图 6c)变斑晶自形程度较好且广泛分布, 而蓝晶石(1~3 mm)多以它形或残留相局部可见(图 6a、b)。这些变斑晶中常见平直的石英、云母及钛铁矿等矿物包裹体定向排列,

而且这一包裹体轨迹可以和变斑晶外缘的  $S_1$  相连 (图 6a、c), 说明变斑晶矿物为早期变质面理组成矿物。

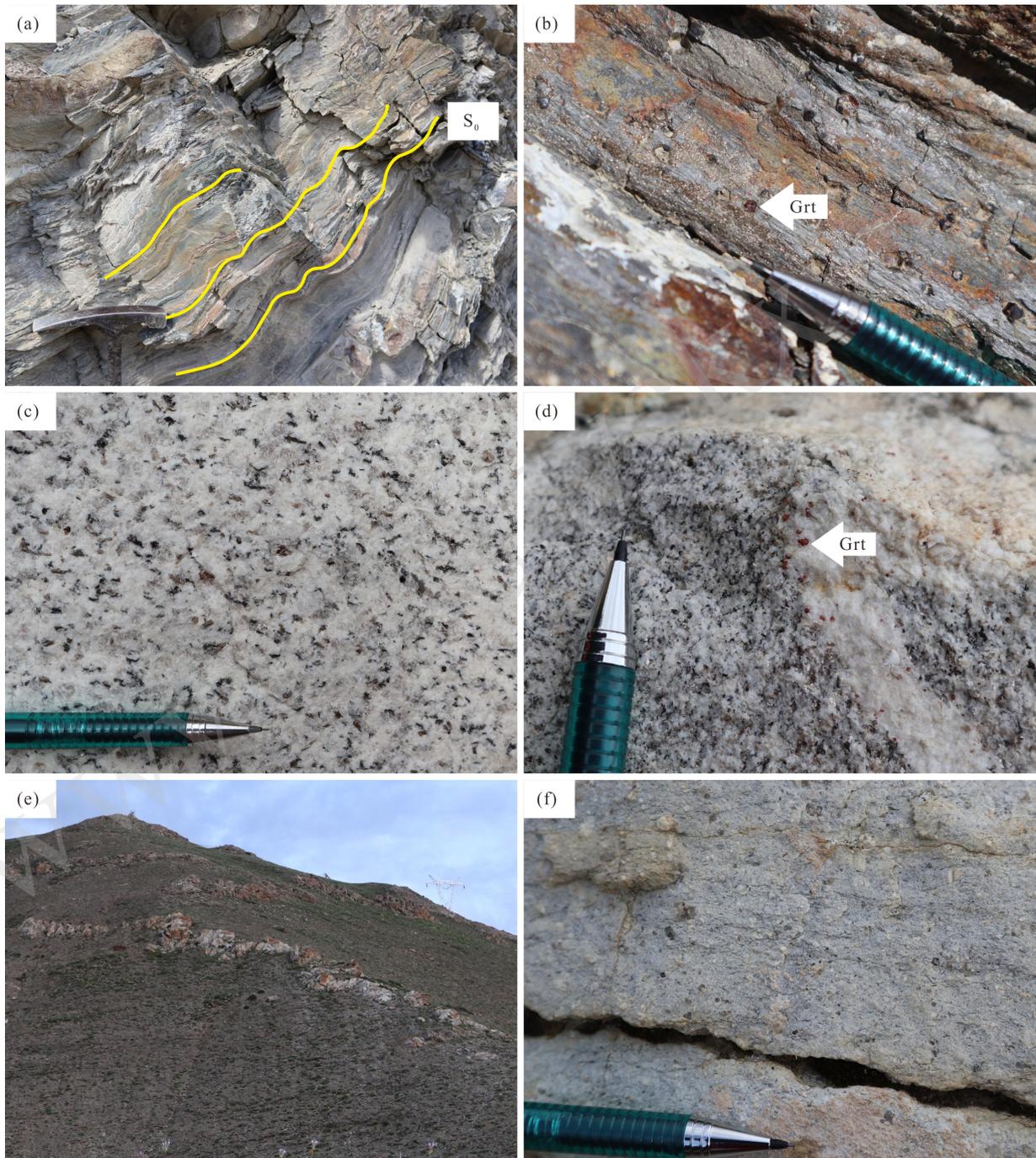
## 2 分析方法

对围岩中变形淡色花岗岩脉(样品 18H01 与 18H04)开展了全岩主微量元素分析, 锆石、独居石

U-Pb 定年测试。并对十字石-蓝晶石片岩(样品 18H22)开展主量元素和电子探针成分分析。

### 2.1 全岩主量和微量元素分析

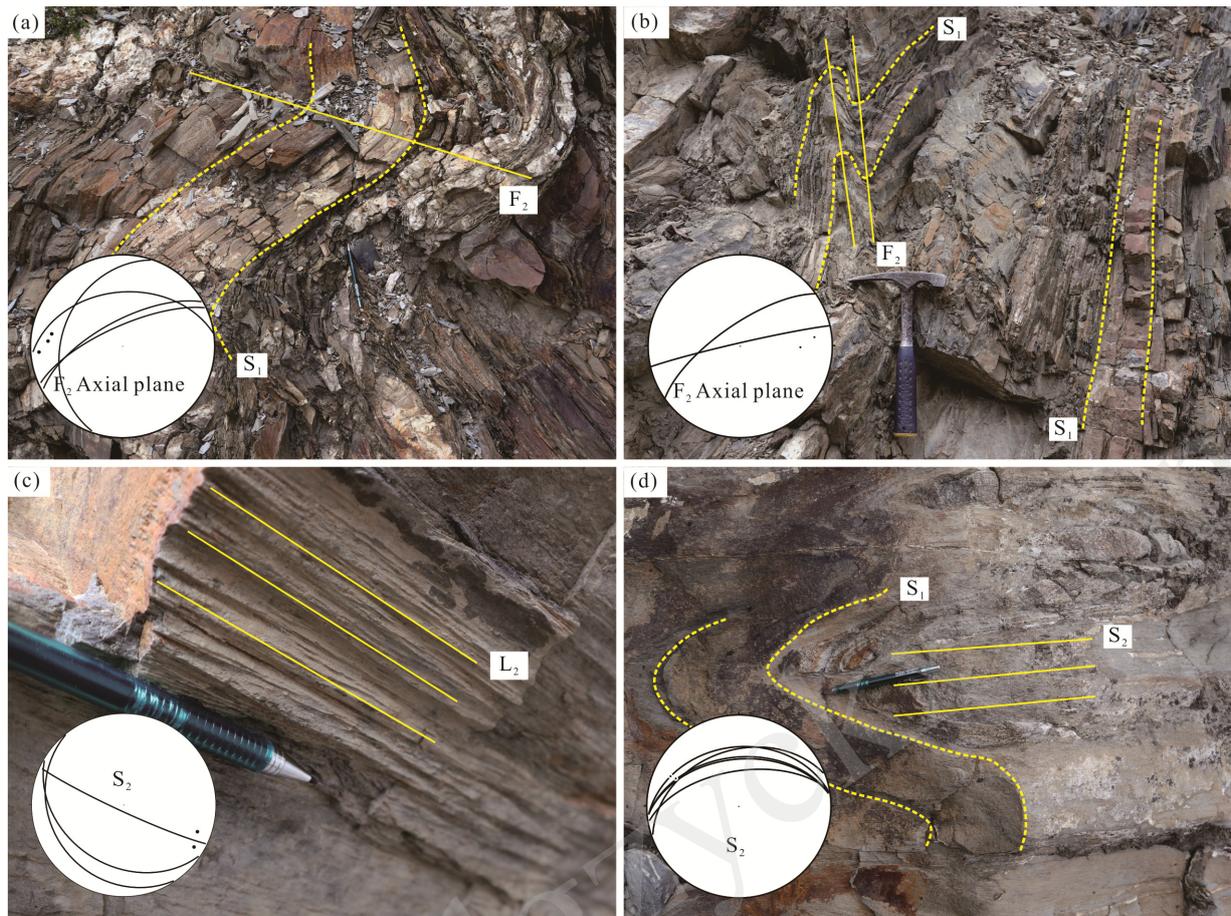
全岩主量元素含量测试是在武汉上谱分析科技有限责任公司利用日本理学 Primus II X 射线荧光光谱仪(XRF)分析完成, 实验精度为 5%。微量元素



(a) 穹隆边部低级变质岩; (b) 近穹隆核部石榴石十字石片岩; (c) 穹隆主体二云母花岗岩; (d) 呈脉状体侵入主体二云母花岗岩的石榴石淡色花岗岩; (e) 侵入穹隆围岩并发生变形的淡色花岗岩; (f) 侵入围岩发生变形的似斑状二云母花岗岩。

图 3 然巴穹隆代表性岩石组合

Fig.3 Representative lithological units in the Ramba dome



(a) 穹隆边部早期面理  $S_1$  被宽缓断裂  $F_2$  改造,  $F_2$  轴迹向西倾伏; (b) 穹隆西侧强烈褶皱的  $S_1$  面理,  $F_2$  轴迹向东倾伏; (c) 穹隆东侧发育  $L_2$  交面线理, 交面线理向东倾伏; (d) 穹隆围岩  $S_1$  面理发生强烈褶皱, 局部发育透入性  $S_2$  面理。

图 4 然巴穹隆野外构造特征

Fig.4 Structural features of the Ramba dome

含量测试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超净实验室完成, 通过 Perkin-ElmerSciexELAN 6000 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分析完成。微量元素分析的相对偏差优于 5%。相关分析结果见表 1。

## 2.2 锆石及独居石 U-Pb 定年

锆石与独居石的分选工作在河北省廊坊区域地质调查所研究室完成。淡色花岗岩与十字石-蓝晶石片岩样品经过破碎、磨细、筛选后, 以重液分选重矿物后分别挑出锆石与独居石。大颗粒、均匀的锆石与独居石被挑选并制成环氧树脂靶。样品制靶工作及后续反射光、透射光和阴极发光(锆石)背散射(独居石)图像拍摄工作在武汉上谱分析科技有限责任公司完成。

锆石和独居石 U-Pb 同位素定年在武汉上谱分析科技有限责任公司利用 LA-ICP-MS 完成。实验分

析激光束斑直径为 32  $\mu\text{m}$ (锆石)和 16  $\mu\text{m}$ (独居石)。锆石、独居石 U-Pb 同位素定年分别采用锆石标样 91500(年龄 1065 Ma, Sláma et al., 2008)、独居石标样 44069(年龄 424.9 Ma, Aleinikoff et al., 2006)。实验中每测定 5 个未知样品点, 交替测定 2 次标准样品。实验原始数据的处理采用软件 ICPMSDataCal 程序(Liu et al., 2008, 2010)完成。年龄谐和图绘制和年龄加权平均计算采用 Isoplot 软件(Ludwig, 2003)完成。

## 2.3 电子探针成分分析

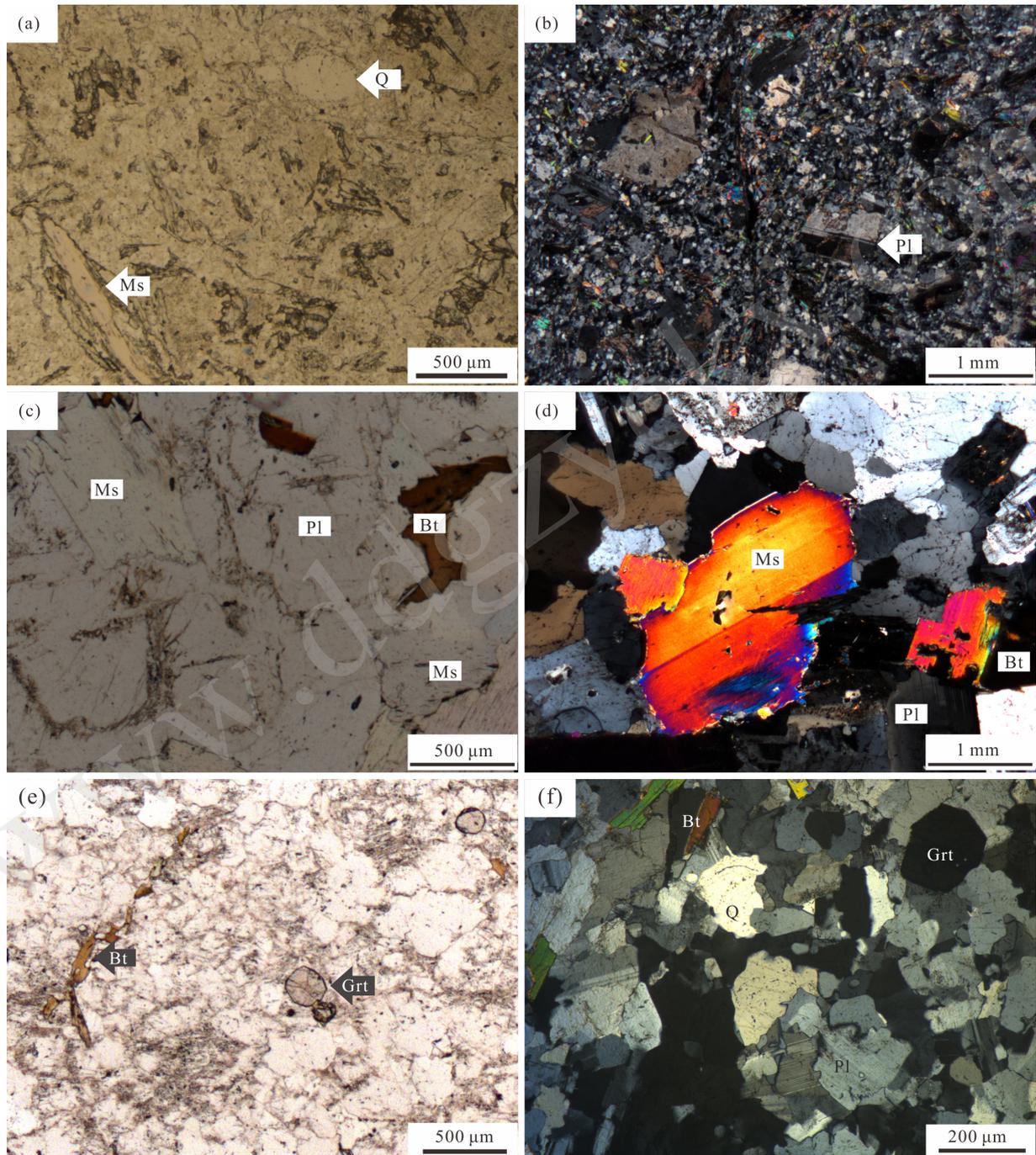
矿物电子探针成分分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室电子探针实验室完成, 测试仪器为 CAMECASXFiveFE 电子探针分析仪, 数据校正方法为 PAP 法(Pouchou and Pichoir, 1991)。测试过程中, 加速电压为 20 kV, 探针电流为 20 nA, 束斑直径为 10  $\mu\text{m}$ 。分析结果见表 2。

### 3 分析结果

#### 3.1 围岩中变形淡色花岗岩脉地球化学特征

围岩中变形花岗岩为过铝质高硅花岗岩 ( $A/CNK > 1$ , 图 8a),  $SiO_2 = 69.61\% \sim 70.44\%$ ,  $Al_2O_3 =$

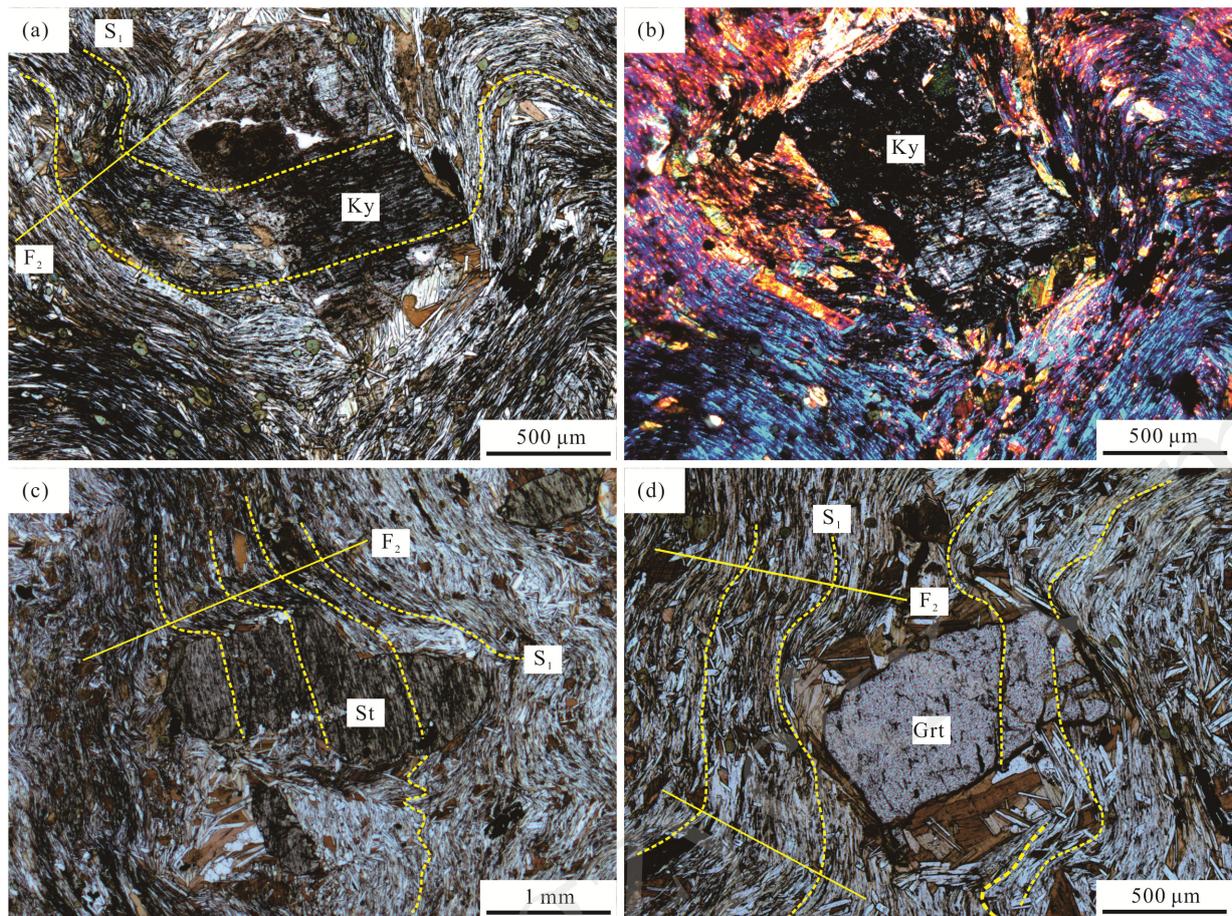
$15.32\% \sim 15.49\%$ 。相较区域中主体二云母花岗岩与石榴石花岗岩, 变形花岗岩具有较高的  $TiO_2$ 、 $Fe_2O_3^T$ 、 $MgO$ 、 $CaO$  含量(图 7), 且富 Na 贫 K ( $Na_2O/K_2O > 4.59$ )。这些花岗岩富集 LREE, 亏损 HREE, 其中重稀土元素 Ho 到 Lu 有变平坦的趋势, 没有 Eu 异常(图 9a)。在微量元素蛛网图上, 似斑状二云母花岗岩富集大



(a)、(b) 侵入围岩并发生变形的似斑状二云母花岗岩; (c)、(d) 穹隆核部主体二云母花岗岩; (e)、(f) 穹隆核部石榴石淡色花岗岩。

图 5 然巴穹隆淡色花岗岩显微照片

Fig.5 Microphotographs of the leucogranites from the Ramba dome



(a), (b) 十字石-蓝晶石片岩中蓝晶石变斑晶, 基质为黑云母、白云母, 残留有早期  $S_1$  面理; (c) 石榴石十字石片岩中十字石变斑晶, 残留有早期  $S_1$  面理; (d) 石榴石十字石片岩中石榴石变斑晶, 其边部含黑云母, 基质为白云母、黑云母, 基质显示早期  $S_1$  面理被褶皱。

图 6 十字石-蓝晶石云母片岩显微照片

Fig.6 Microphotographs of the staurolite-kyanite micaschist

表 1 然巴穹隆围岩变形花岗岩的主量(%)和微量元素( $\mu\text{g/g}$ )组成

Table 1 Major (%) and trace element ( $\mu\text{g/g}$ ) compositions of the deformed granite dykes from the Ramba dome

样号	18H01	18H04	样号	18H01	18H04	样号	18H01	18H04
SiO <sub>2</sub>	69.61	70.44	Ni	11.1	13.1	Gd	2.23	2.29
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.18	Cu	2.30	1.90	Tb	0.27	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.32	15.49	Zn	35.0	36.0	Dy	1.04	1.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	1.45	1.43	Ga	20.0	22.0	Ho	0.19	0.22
MnO	0.03	0.02	Ge	0.14	0.15	Er	0.49	0.55
MgO	0.83	0.87	Rb	77.5	87.3	Tm	0.07	0.08
CaO	1.99	2.17	Sr	251	263	Yb	0.43	0.49
Na <sub>2</sub> O	5.83	5.89	Y	5.60	6.30	Lu	0.07	0.08
K <sub>2</sub> O	1.27	1.28	Zr	95.0	103	Hf	2.70	2.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	Nb	4.60	5.40	Ta	0.48	0.43
LOI	2.68	2.75	Cs	2.85	3.18	Pb	50.0	60.0
Total	99.26	100.6	Ba	235	272	Th	9.62	10.7
A/CNK	1.69	1.66	La	17.6	20.4	U	4.43	5.23
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	4.59	4.60	Ce	38.3	42.5	Rb/Sr	0.31	0.33
V	29.0	35.0	Pr	4.09	4.50	Sr/Y	44.8	41.8
Cr	140	210	Nd	15.1	15.9	Zr/Hf	35.2	36.8
Mn	212	227	Sm	3.15	3.19	Nb/Ta	9.58	12.6
Co	3.20	5.20	Eu	0.77	0.75			

表 2 十字石-蓝晶石云母片岩中石榴石代表性化学成分表(%)

Table 2 Representative chemical compositions (%) of garnet from the staurolite-kyanite micaschist of the Ramba dome

点号	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19
	边			核				边		
SiO <sub>2</sub>	37.2	36.6	36.5	36.4	36.7	36.4	36.2	36.6	36.5	36.5
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.06	0.10	0.08	0.09	0.00	0.12	0.18	0.03	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.7	20.3	20.8	20.7	20.7	20.8	20.7	21.0	20.8	20.9
FeO	34.3	34.9	34.5	34.5	34.3	34.3	34.6	34.7	35.1	35.1
MnO	4.17	4.53	4.62	5.13	4.96	4.84	4.52	4.43	4.01	3.39
MgO	2.34	2.23	2.12	1.86	1.98	2.00	2.17	2.09	2.34	2.55
CaO	1.44	1.40	1.48	1.57	1.50	1.50	1.48	1.48	1.42	1.37
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02
Total	100.25	100.05	100.16	100.28	100.26	99.85	99.81	100.48	100.22	99.85
Si	3.00	2.97	2.96	2.95	2.97	2.96	2.95	2.95	2.95	2.96
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.97	1.95	1.99	1.98	1.98	2.00	1.98	2.00	1.98	1.99
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.11	0.09	0.11	0.06	0.09	0.10	0.07	0.11	0.08
Fe <sup>2+</sup>	2.31	2.26	2.25	2.23	2.26	2.25	2.25	2.28	2.27	2.30
Mn	0.29	0.31	0.32	0.35	0.34	0.33	0.31	0.30	0.28	0.23
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.27	0.26	0.22	0.24	0.24	0.26	0.25	0.28	0.31
Ca	0.12	0.12	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12
Na	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
X <sub>Fe</sub>	0.89	0.89	0.90	0.91	0.90	0.90	0.90	0.90	0.89	0.88
Alm	0.76	0.71	0.71	0.70	0.73	0.72	0.71	0.73	0.71	0.73
Sps	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.07
Prp	0.09	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.10
Grs	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04

离子亲石元素, 亏损高场强元素(图 9b)。与穹隆中主体二云母花岗岩及石榴石花岗岩相比, 围岩变形花岗岩脉具有较高的 Sr(251~263 μg/g)、较低的 Y(4.73~6.30 μg/g), 及较高的 Sr/Y 值(41.8~44.8)。在 Sr/Y-Y 图解上, 落于埃达克岩区域(图 8b)。

### 3.2 十字石-蓝晶石云母片岩成分特征

十字石-蓝晶石片岩具有斑状变晶结构和片状构造, 变斑晶为石榴石(1~2 mm)、十字石(2~5 mm)、蓝晶石(1~2 mm), 变基质由石英、长石、白云母和黑云母组成。根据岩相学观察表明, 片岩中的矿物组合为石榴石+十字石+蓝晶石+黑云母+斜长石+白云母+石英+钛铁矿+金红石。对其中的石榴石进行电子探针成分剖面分析(图 10a), 结果显示石榴石具有明显的成

分环带。从核部向边部, 锰铝榴石含量逐渐降低, 镁铝榴石含量逐渐升高, 铁铝榴石在边部具有升高的趋势, 钙铝榴石含量变化不大(图 10b)。这些特征与典型的进变质石榴石特征(陈能松等, 2003)相符合。

### 3.3 年代学特征

#### 3.3.1 变形淡色花岗岩脉锆石 U-Pb 年龄

样品 18H04 中锆石主要为自形-半自形, 长柱状, 粒径在 100~300 μm 之间, 长宽比为 2 : 1~3 : 1。大部分锆石显示核-边结构, 核部为较均一的灰白色区域, 无环带或具有振荡环带; 边部发光较弱, 具有典型的韵律生长环带(图 11a)。分析表明, 具有振荡环带的锆石核部的 U、Th 含量均较低(分别为 48.1~560 μg/g、234~866 μg/g), 且具有较高的 Th/U 值

(0.1~1.1), 对这些部位的定年结果显示其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄跨度较大, 在 86~1453 Ma 之间。具有韵律生长环带的锆石边部, U 含量较高(286~4711  $\mu\text{g/g}$ ), Th 含量较低(2.95~390  $\mu\text{g/g}$ ), Th/U 值在 0.01~0.24 之间, 这

些部位的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄分布于 42~46 Ma 之间, 加权平均年龄为  $45\pm 1$  Ma(MSWD=0.69,  $n=4$ )(图 12a), 与区域上已报道的变形花岗岩脉同期, 代表围岩变形花岗岩形成时代为 45 Ma。

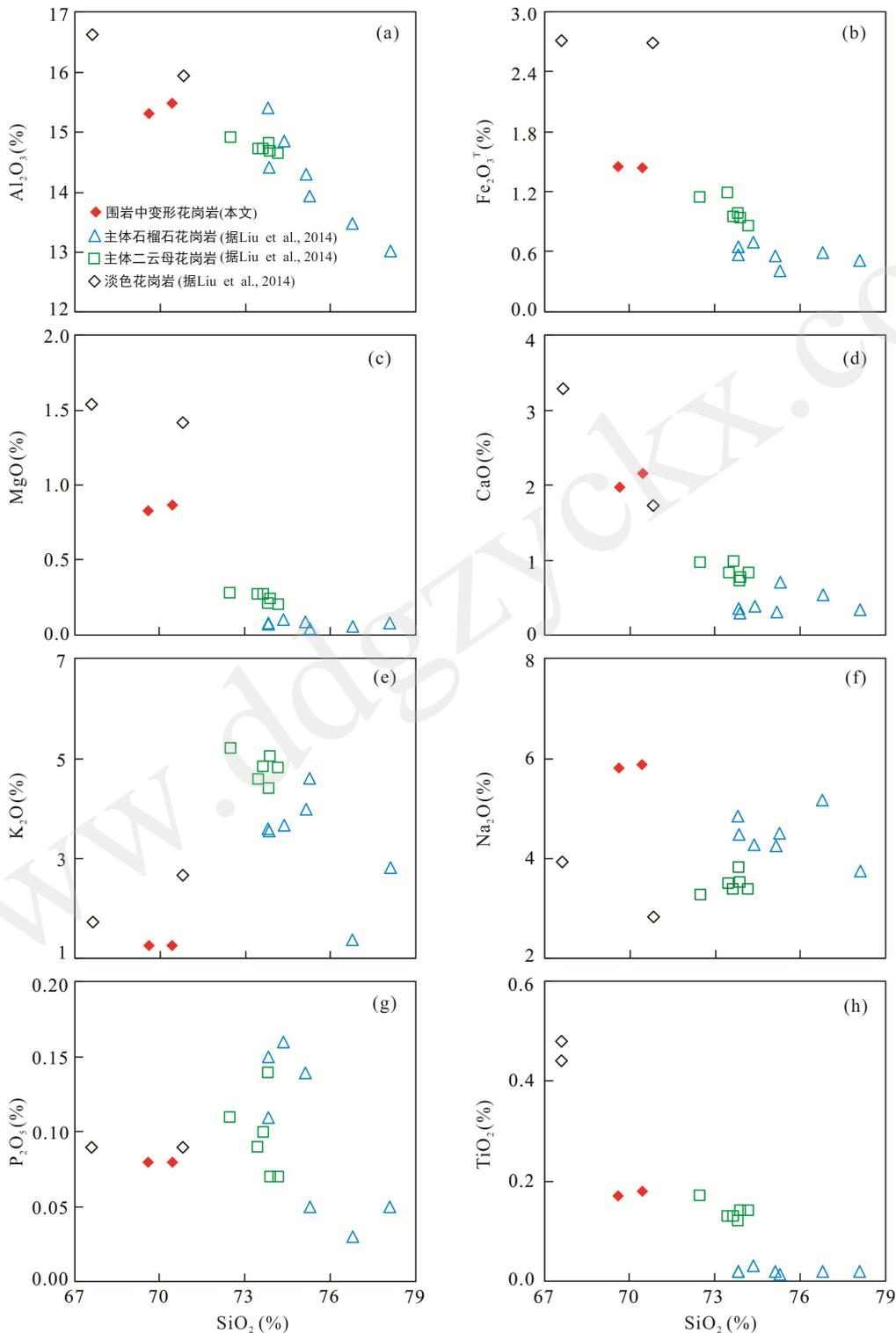


图 7 然巴穹隆淡色花岗岩主量元素哈克图解

Fig.7 Harker diagrams for major elements of the leucogranites from the Ramba dome

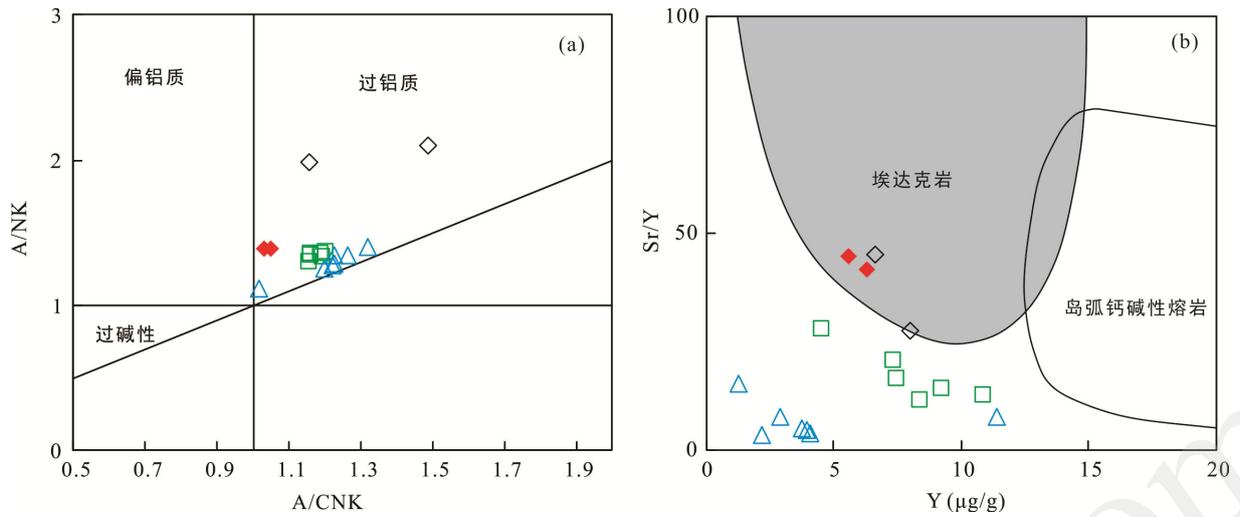


图 8 然巴穹隆淡色花岗岩 A/NK-A/CNK(a)和 Sr/Y-Y(b, 据 Defant and Drummond, 1990)图解(图例通图 7)  
 Fig.8 A/NK vs. A/CNK (a) and Sr/Y vs. Y (b) diagrams for the leucogranites from the Ramba dome

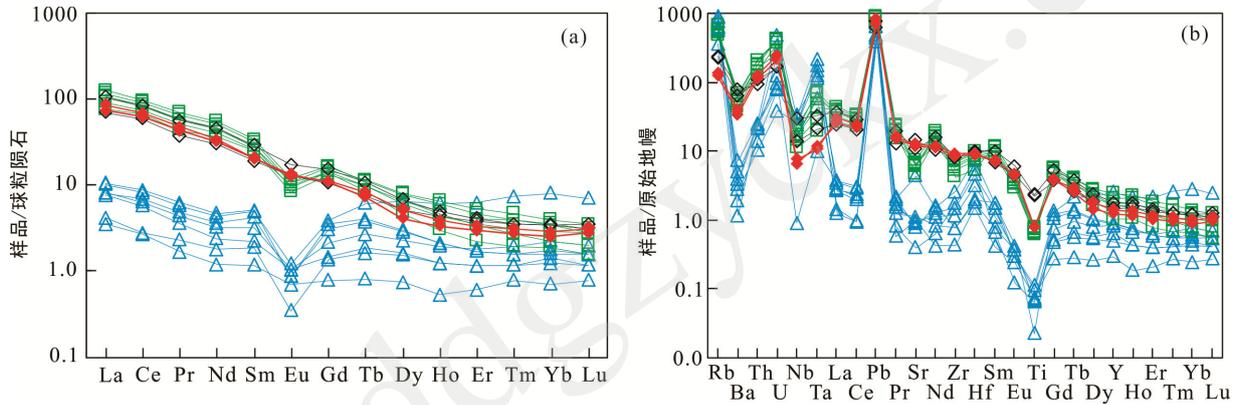


图 9 然巴穹隆淡色花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)(图例通图 7)  
 Fig.9 Chondrite normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b) of the leucogranites from the Ramba dome

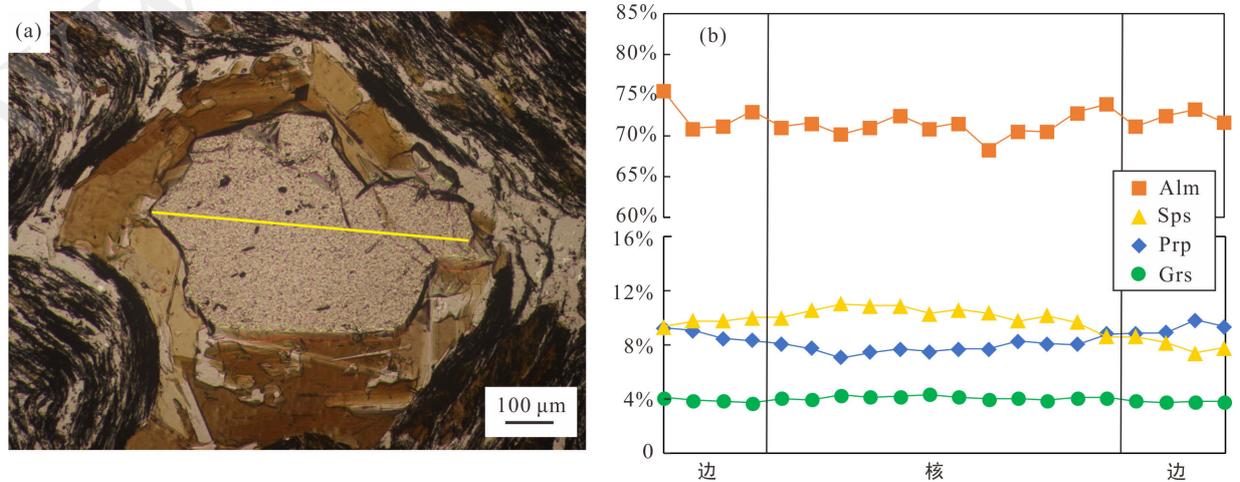


图 10 十字石-蓝晶石云母片岩中石榴石成分剖面图  
 Fig.10 Compositional profile of garnet in the staurolite-kyanite micaschist

### 3.3.2 十字石-蓝晶石云母片岩独居石 U-Pb 年龄

独居石多为它形, 边部不规则, 粒度在 100~300 μm 之间。在背散射(BSE)图像下其结构均匀, 无明显环带(图 11b)。测年结果显示  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄大致分为 50~54 Ma、150 Ma、200 Ma 三组。相对较年轻一组的年龄其加权平均年龄为  $53\pm 1$  Ma (MSWD=0.35,  $n=5$ )(图 12b), 代表了该片岩峰期变质年龄; 后两组具较老年龄的颗粒可能为地层中碎屑独居石。

### 3.4 变质作用的 P-T 条件

本文使用 Perple\_X 程序模拟十字石-蓝晶石云母片岩(样品 18H22)的变质作用过程。模拟所用的全岩成分为实测全岩主量成分( $\text{SiO}_2=58.04\%$ ,  $\text{TiO}_2=1.08\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=20.67\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}=7.59\%$ ,  $\text{MnO}=0.06\%$ ,  $\text{MgO}=1.95\%$ ,  $\text{CaO}=0.39\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=1.21\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}=3.77\%$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5=0.13\%$ )。由于  $\text{P}_2\text{O}_5$  主要形成磷灰石, 且磷灰

石含量很少, 将  $\text{P}_2\text{O}_5$  按照磷灰石分子式  $(\text{CaO})_5\cdot(\text{P}_2\text{O}_5)_{1.5}\cdot(\text{H}_2\text{O})_{0.5}$  进行相应元素扣除。所选择的成分体系为接近泥质岩成分的  $\text{MnO-Na}_2\text{O-CaO-K}_2\text{O-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  体系。流体组分设为纯水相, 并将水设为过量。变质相平衡模拟选取的温压范围为 500~700 °C,  $5\times 10^8\sim 10\times 10^8$  Pa(图 13a)。

所得变质相图主要特征包括: 在模拟的温压范围内, 白云母、黑云母都稳定存在; 石榴石稳定存在于压力大于  $6\times 10^8$  Pa 的绝大部分范围内; 十字石稳定存在于 540~620 °C,  $5\times 10^8\sim 10\times 10^8$  Pa 范围; 蓝晶石出现在温度高于 600 °C 及压力高于  $6\times 10^8$  Pa 的区域; 固相线在 650 °C 左右出现。本次研究的十字石-蓝晶石云母片岩的峰期矿物组合为: 石榴石+十字石+蓝晶石+黑云母+白云母+石英+斜长石, 属典型的蓝晶石带变质相。这一矿物组合在相图中相应稳定区域为: 600~650 °C,  $8\times 10^8\sim 9\times 10^8$  Pa。根据石榴石边部成分, 可进一步将峰期变质条件限定在 640 °C,  $8.5\times 10^8$  Pa 附近。此外, 石榴石核部成分落入了石榴石、十字石、黑云母、白云母、石英、斜长石稳定域内, 属典型的十字石变质相, 对应的温压范围约为 620 °C,  $8\times 10^8$  Pa。根据石榴石核部到边部的成分变化则可以限定一条从十字石带到蓝晶石带的进变质 P-T 轨迹, 指示了增压升温的地质过程(图 13b)。

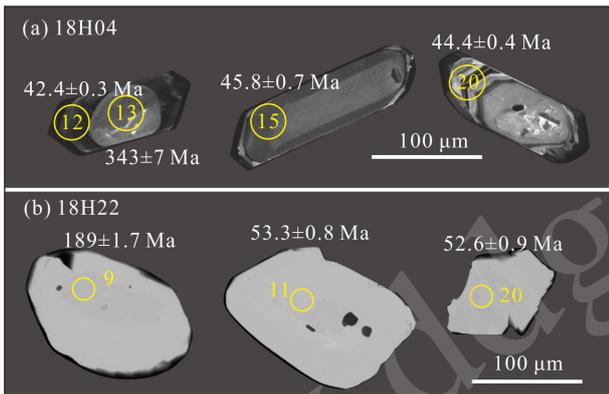


图 11 代表性锆石阴极发光图像(a)与独居石背散射图像(b)  
Fig.11 Cathodoluminescence and BSE images of the representing zircon and monazite grains

## 4 讨论

### 4.1 然巴穹隆花岗岩特征

从地球化学特征来看, 围岩中变形花岗岩与穹隆中主体二云母花岗岩及石榴石花岗岩均存在显著

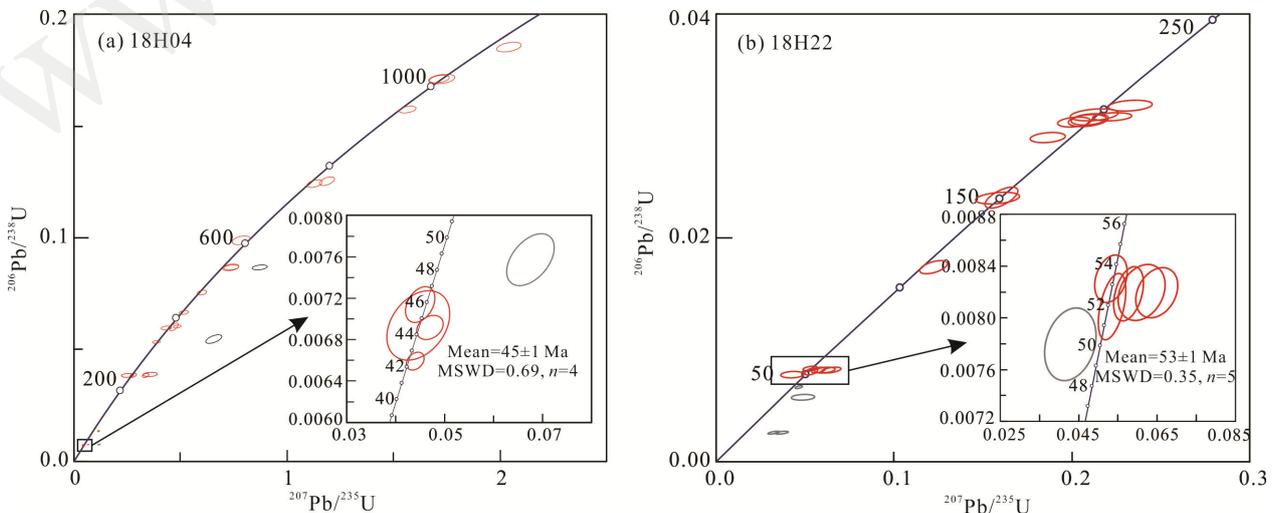
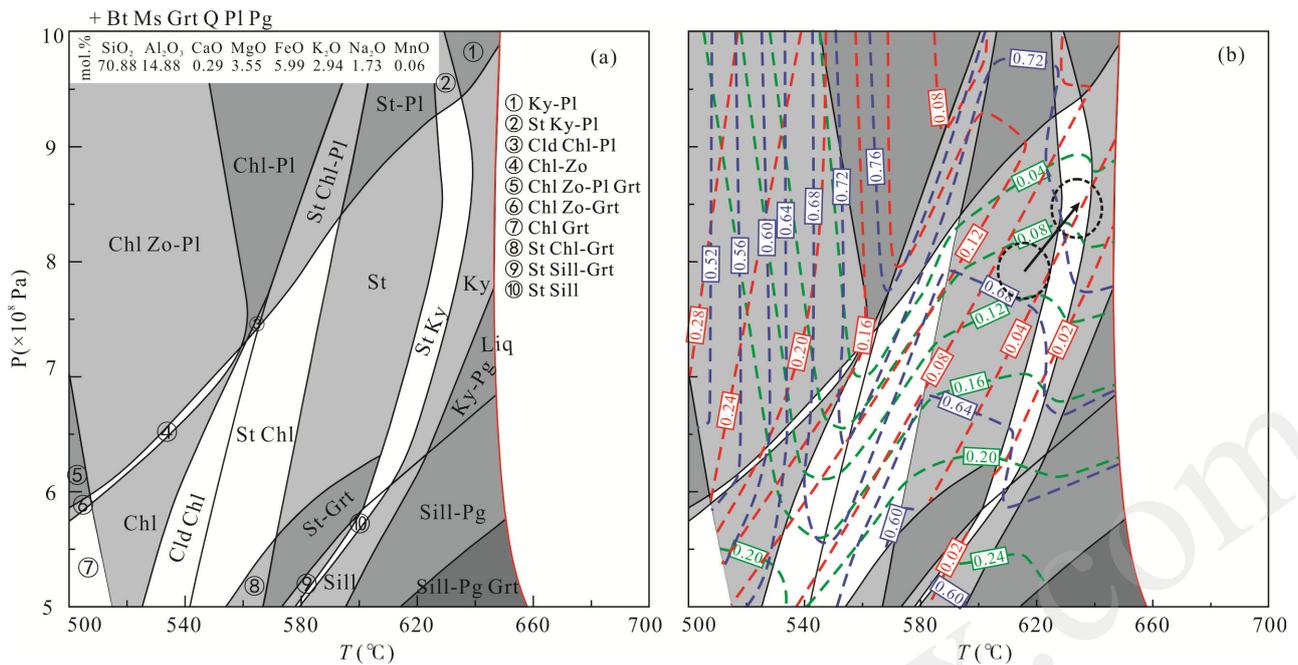


图 12 锆石(a)与独居石(b)U-Pb 年龄谐和图  
Fig.12 U-Pb concordia diagrams of zircon (a) and monazite (b)



图(b)中: 蓝色虚线、绿色虚线、红色虚线分别为  $x(g)=\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$ 、 $m(g)=\text{Mn}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$ 、 $z(g)=\text{Ca}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca})$  等值线; 黑色椭圆为石榴石核、边成分所对应的区域; 箭头代表了进变质过程。

图 13 十字石-蓝晶石云母片岩(18H22) $P$ - $T$  视剖面图

Fig.13  $P$ - $T$  pseudosection for the staurolite-kyanite micaschist (sample 18H22)

差异,主要表现在以下几个方面: ① 围岩中变形花岗岩脉具有较低的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量,较高的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{TiO}_2$  含量,典型的富钠贫钾特征 ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4.24\sim 5.03$ ) 明显不同于主体二云母花岗岩与石榴石白云母花岗岩富钾贫钠 ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.61\sim 0.76$ ) 的特征; ② 围岩变形花岗岩具有均一的稀土元素配分模式,富集 LREE,亏损 HREE,无 Eu 负异常,与主体二云母花岗岩及石榴石花岗岩具有显著的 Eu 负异常明显不同; ③ 围岩变形花岗岩脉具有相对更高的 Sr(251~263  $\mu\text{g}/\text{g}$ ) 含量,高 Sr/Y 值。这些差别可能指示了围岩变形花岗岩脉在成因机制上与穹隆主体花岗岩不同。

根据岩石地球化学特征的差异,前人已对上述三组花岗岩类成因做了较好的讨论。例如穹隆主体二云母花岗岩富 Rb 贫 Sr, 具有较强 Eu 负异常,可能指示了其来源于云母类脱水部分熔融; 石榴石花岗岩具有“V”型稀土元素配分模式,强烈的 Eu 负异常,指示其来源于高演化程度的岩浆; 围岩变形花岗岩具有高 Sr/Y 值和富钠贫钾、无 Eu 负异常的特征,在 Sr/Y-Y 图解中,落于典型埃达克岩范围内,可能指示了该类花岗岩形成于较深源的地壳部位 (Liu et al., 2014, 2019)。本文对围岩变形花岗岩脉所获的地球化学特征与前人研究基本一致,支持其来

源于加厚下地壳熔融的观点。

然巴地区变形淡色花岗岩的地球化学特征与出露于纽库、确当、雅拉香波、打拉等地的变形淡色花岗岩脉很相似,均表现出埃达克质特征 (Aikman et al., 2008; 戚学祥等, 2008; Zeng et al., 2009; 谢克家等, 2010; 高利娥等, 2010), 普遍具有高 Sr/Y 值,被认为是在地壳挤压增厚阶段,通过以角闪岩脱水熔融为主、泥质岩部分熔融为辅而形成,不是通过高喜马拉雅岩系的部分熔融而来 (高利娥等, 2010; Zeng et al., 2011; Hou et al., 2012)。

#### 4.2 然巴穹隆围岩变质作用与花岗岩成因

本次研究表明,然巴穹隆周缘的片岩具有典型的角闪岩相变质矿物组合(蓝晶石+十字石+石榴石+黑云母+白云母+斜长石+钛铁矿+金红石+石英),属典型的蓝晶石带,且变质演化过程记录了增温升压的进变质  $P$ - $T$  轨迹。这一变质特征预示着地壳不断埋深加厚的过程。所研究的十字石蓝晶石云母片岩变质峰期压力达约  $9\times 10^8$  Pa, 对应的埋深深度约为 35 km。该样品中独居石 U-Pb 年龄为 ~53 Ma, 代表了变质峰期的时间,表明在此时地壳已经发生了显著的增厚过程。

近期研究发现,特提斯喜马拉雅穹隆中高级变质围岩普遍记录了类似的峰期变质条件。如麻布加

穹隆:  $T=705\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=8.2\times 10^8\text{ Pa}$ (Lee et al., 2004); 雅拉香波穹隆:  $T=615\sim 665\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=7\times 10^8\sim 8\times 10^8\text{ Pa}$ (Ding et al., 2016a, 2016b); 及错那洞穹隆:  $T=670\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P=8.8\times 10^8\sim 9\times 10^8\text{ Pa}$ (丁慧霞等, 2019)。值得指出的是, 这些中高级变质岩中均记录了始新世的变质年龄, 时代在 50~40 Ma 之间(Lee and Whitehouse, 2007; Zhang et al., 2015; Ding et al., 2016a, 2016b; 丁慧霞等, 2019)。这些变质年龄均与同一区域出露的变形淡色花岗岩成岩年龄相近, 暗示两者之间存在成因关联。

野外观测发现, 特提斯喜马拉雅带中出露的中高级变质岩原岩均为变沉积岩。那么, 其所记录的进变质过程理应为沉积岩不断埋深、地壳不断加厚的过程。从这些变质岩中获得的相对一致的变质年龄(50~40 Ma)暗示了特提斯喜马拉雅造山带在始新世已经发生了显著的地壳增厚作用。类似的变质作用过程在南部的高喜马拉雅造山带中也被广泛报道。例如: 尼泊尔 Ama Drime Range 地区出露的含蓝晶石夕线石片麻岩变质峰期温压条件为:  $T>850\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $P>14\times 10^8\text{ Pa}$ (Kali et al., 2010), 在其周边就有 45 Ma 的变质年龄的报道(Wang et al., 2015); 印度 TsoMorari 地区经历了超高压榴辉岩相变质作用, 变质峰期年龄介于 47~43 Ma(Donaldson et al., 2013)。这些研究不约而同地指出, 高喜马拉雅造山带在始新世记录了强烈的地壳加厚及深俯冲作用。因此, 不论是特提斯喜马拉雅还是高喜马拉雅造山带, 均在始新世记录有显著的地壳加厚过程, 可能是印度-亚洲板块碰撞而产生的强烈地壳缩短所致(Lee et al., 2000, 2004)。这与印度-亚洲板块在始新世发生碰撞这一重要学术共识相符。

研究认为, 喜马拉雅造山带始新世淡色花岗岩普遍具有高 Na/K 和 Sr/Y 值的特征(Ding et al., 2005; Zeng et al., 2011; Liu et al., 2014), 这些特征使得研究者们主张此类花岗岩主要来源于富铁镁质下地壳(主要为角闪岩类)在构造加厚的条件之下发生部分熔融所致。而本次研究的 45 Ma 具高 Sr/Y 值的变形花岗岩可能是这一个过程的产物。本文的十字石-蓝晶石云母片岩和变形的淡色花岗岩脉分别记录了该区域地壳加厚而深熔这一过程的不同阶段。因此, 本文的研究成果为该地区因地壳加厚而发生深熔从而形成大量 46~35 Ma 具埃达克质淡色花岗岩这一工作模型提供了重要的研究实例。

## 5 结 论

(1) 然巴地区围岩中变形的花岗岩脉形成年龄约为 45 Ma, 其具有高 Sr/Y 值特征的埃达克质岩石地球化学性质, 符合加厚地壳深熔成因。

(2) 然巴穹隆十字石-蓝晶石云母片岩记录了升温增压进变质过程, 峰期变质条件为  $600\sim 650\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $8\times 10^8\sim 9\times 10^8\text{ Pa}$ , 对应的地壳埋深约为 35 km。独居石 U-Pb 测年表明其峰期变质时代约为 53 Ma。

(3) 然巴穹隆在印度-亚洲板块碰撞的背景下, 于始新世早期发生地壳加厚作用; 这一过程可能导致下地壳在始新世中期发生部分熔融, 从而形成具高 Sr/Y 值的埃达克质淡色花岗岩。

**致谢:** 舒坦在微量元素测试及锆石、独居石定年实验中给予大力帮助; 中山大学刘志超副教授与中国地质科学院地质研究所郭磊副研究员仔细审阅本文, 并提出建设性的修改意见, 在此表示衷心的感谢!

## 参考文献(References):

- 陈能松, 孙敏, 杨勇, 刘嵘, 王勤燕. 2003. 变质石榴石的成分环带与变质过程. 地学前缘, 10(3): 315-320.
- 丁慧霞, 李文坛, 江媛媛. 2019. 喜马拉雅造山带东段错那洞片麻岩穹隆的变质作用及构造意义. 岩石学报, 35(2): 312-324.
- 高利娥, 曾令森, 侯可军, 郭春丽, 唐索寒, 谢克家, 王莉. 2013a. 藏南马拉山穹隆佩枯错复合淡色花岗岩体的多期深熔作用. 科学通报, 58(27): 2810-2822.
- 高利娥, 曾令森, 胡古月. 2010. 藏南确当地区高Sr/Y比值二云母花岗岩的形成机制及其构造动力学意义. 地质通报, 29(2-3): 214-226.
- 高利娥, 曾令森, 刘静, 谢克家. 2009. 藏南也拉香波早渐新世富钠过铝质淡色花岗岩的成因机制及其构造动力学意义. 岩石学报, 25(9): 2289-2302.
- 高利娥, 曾令森, 王莉, 侯可军, 高家昊, 尚振. 2016. 喜马拉雅碰撞造山带不同类型部分熔融作用的时限及其构造动力学意义. 地质学报, 90(11): 3039-3059.
- 高利娥, 曾令森, 王莉, 侯可军, 郭春丽, 唐索寒. 2013b. 藏南马拉山高钙二云母花岗岩的年代学特征及其形成机制. 岩石学报, 29(6): 1995-2012.
- 郭磊, 张进江, 张波. 2008. 北喜马拉雅然巴穹隆的构造、运动学特征、年代学及演化. 自然科学进展, (6): 640-650.
- 胡古月, 曾令森, 戚学祥, 侯可军, 高利娥. 2011. 藏南特

- 提斯喜马拉雅带始新世隆子-恰嘎次火山岩区: 雅拉香波二云母花岗岩的高位岩浆体系. 岩石学报, 27(11): 3308-3318.
- 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 赵志丹, 董国臣. 2006a. 西藏曲珍过铝花岗岩地球化学特征及地球动力学意义. 岩石学报, 22(4): 845-854.
- 廖忠礼, 莫宣学, 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 赵志丹, 江新胜. 2006b. 初论西藏过铝花岗岩. 地质通报, 80(7): 812-821.
- 刘志超. 2013. 喜马拉雅然巴淡色花岗岩时代与成因. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所博士学位论文.
- 戚学祥, 李天福, 孟祥金, 于春林. 2008a. 藏南特提斯喜马拉雅前陆断褶带新生代构造演化与铋金多金属成矿作用. 岩石学报, 24(7): 1638-1648.
- 戚学祥, 曾令森, 孟祥金, 许志琴, 李天福. 2008b. 特提斯喜马拉雅打拉花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报, 24(7): 1501-1508.
- 王立全. 2013. 青藏高原及邻区地质图及说明书. 北京: 地质出版社.
- 王晓先, 张进江, 刘江, 闫淑玉, 王佳敏. 2012. 中新世中期喜马拉雅造山带构造体制的转换. 科学通报, 57(33): 3162-3172.
- 吴福元, 刘志超, 刘小驰, 纪伟强. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 31(1): 1-36.
- 谢克家, 曾令森, 刘静, 高利娥. 2010. 西藏南部晚始新世打拉埃达克质花岗岩及其构造动力学意义. 岩石学报, 26(4): 1016-1026.
- 许志琴, 王勤, 李忠海, 李化启, 蔡志慧, 梁凤华, 董汉文, 曹汇, 陈希节, 黄学猛, 吴婵, 许翠萍. 2016. 印度-亚洲碰撞: 从挤压到走滑的构造转换. 地质学报, 90(1): 1-23.
- 许志琴, 杨经绥, 姜枚, 李海兵. 1999. 大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起. 地学前缘, 6(3): 139-151.
- 曾令森, 刘静, 高利娥, 谢克家, 文力. 2009. 藏南也拉香波穹隆早渐新世地壳深熔作用及其地质意义. 科学通报, 54(3): 373-381.
- 张进江. 2007. 北喜马拉雅及藏南伸展构造综述. 地质通报, 26(6): 639-649.
- 张进江, 杨雄英, 戚国伟, 王德朝. 2011. 马拉山穹隆的活动时限及其在藏南拆离系-北喜马拉雅片麻岩穹隆形成机制的应用. 岩石学报, 27(12): 3535-3544.
- Aikman A B, Harrison T M and Lin D. 2008. Evidence for Early (>44 Ma) Himalayan crustal thickening, Tethyan Himalaya, southeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(1-2): 14-23.
- Aleynikov J N, Schenck W S, Plank M O, Srogi L, Fanning C M, Kamo S L and Bosbyshell H. 2006. Deciphering igneous and metamorphic events in high-grade rocks of the Wilmington Complex, Delaware: Morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1): 39-64.
- Aoya M, Wallis S R, Terada K, Lee J, Kawakami T, Wang Y and Heizler M. 2005. North-south extension in the Tibetan crust triggered by granite emplacement. *Geology*, 33(11): 853-856.
- Burchfiel B C, Chen Z L, Hodges K V, Liu Y P, and Xu J. 1992. The South Tibetan detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Special Paper of the Geological Society of America*, 269: 41.
- Burg J P, Guiraud M, Chen G M and Li G C. 1984. Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China). *Earth and Planetary Science Letters*, 69(2): 391-400.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- Ding H X, Zhang Z M, Dong X, Tian Z L, Xiang H, Mu H C, Gou Z B, Shui X F, Li W C and Mao L J. 2016a. Early Eocene (c. 50 Ma) collision of the Indian and Asian continents: Constraints from the North Himalayan metamorphic rocks, southeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 435: 64-73.
- Ding H X, Zhang Z M, Hu K M, Dong X, Xiang H and Mu H C. 2016b. P-T-t-D paths of the North Himalayan metamorphic rocks: Implications for the Himalayan orogeny. *Tectonophysics*, 683: 393-404.
- Ding L, Kapp P and Wan X Q. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24, TC3001. doi: 10.1029/2004TC001729
- Donaldson D G, Webb A A G, Menold C A, Kylander-Clark A R C and Hacker B R. 2013. Petrochronology of Himalayan ultrahigh-pressure eclogite. *Geology*, 41(8): 835-838.
- Gao L E and Zeng L S. 2014. Fluxed melting of metapelite and the formation of Miocene high-CaO two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet.

- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 130: 136–155.
- Gao L E, Zeng L S and Asimow P D. 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites. *Geology*, 45(1): 39–42.
- Harrison T M, Lovera O M and Grove M. 1997. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, 25(10): 899–902.
- Harrison T M, Mckeegan K D and Lefort P. 1995. Detection of inherited monazite in the Manaslu leucogranite by  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ion microprobe dating: Crystallization age and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3–4): 271–282.
- Hodges K V. 1998. The thermodynamics of Himalayan orogenesis. *Geological Society, London, Special Publication*, 138: 7–22.
- Hodges K V, Parrish R R and Housh T B. 1992. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan Orogen. *Science*, 258(5087): 1466–1470.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Zeng L S, Gao L E, Huang K X, Li W, Li Q Y, Fu Q, Liang W and Sun Q Z. 2012. Eocene-Oligocene granitoids in southern Tibet: Constraints on crustal anatexis and tectonic evolution of the Himalayan orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 349: 38–52.
- Kali E, Leloup P H, Arnaud N, Mahéo G, Liu D Y, Boutonnet E, Vander Woerd J, Liu X H, Liu Z J and Li H B. 2010. Exhumation history of the deepest central Himalayan rocks, Ama Drime range: Key pressure-temperature-deformation-time constraints on orogenic models. *Tectonics*, 29(2), TC2014.
- King J, Harris N Argles T, Parrish R and Zhang H. 2011. Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1–2): 218–239.
- Lee J, Hacker B and Wang Y. 2004. Evolution of North Himalayan gneiss domes: Structural and metamorphic studies in Mabja Dome, southern Tibet. *Journal of Structural Geology*, 26(12): 2297–2316.
- Lee J, Hacker B R, Dinklage W S, Wang Y, Gans P, Calvert A, Wan J L, Chen W J, Blythe A E and McClelland W. 2000. Evolution of the Kangmar Dome, southern Tibet: Structural, petrologic, and thermochronologic constraints. *Tectonics*, 19(5): 872–895.
- Lee J, Hager C, Wallis S R, Stockli D F, Whitehouse M J, Aoya M and Wang Y. 2011. Middle to late Miocene extremely rapid exhumation and thermal reequilibration in the Kung Co rift, southern Tibet. *Tectonics*, 30(2), TC2007.
- Lee J and Whitehouse M J. 2007. Onset of mid-crustal extensional flow in southern Tibet: Evidence from U/Pb zircon ages. *Geology*, 35(1): 45–48.
- Leloup P H, Maheo G, Arnaud N, Kali E, Boutonnet E, Liu D, Liu X H and Liu H B. 2010. The South Tibet detachment shear zone in the Dinggye area: Time constraints on extrusion models of the Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1–2): 1–16.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51: 537–571.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34–43.
- Liu Z C, Wu F Y, Ji W Q and Wang J G. 2014. Petrogenesis of the Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model. *Lithos*, 208–209: 118–136.
- Liu Z C, Wu F Y, Liu X C, Wang J G, Yin R, Qiu Z L, Wei Q and Yang L. 2019. Mineralogical evidence for fractionation processes in the Himalayan leucogranites of the Ramba Dome, southern Tibet. *Lithos*, 340: 71–86.
- Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center.
- Patiño Douce A E and Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689–710.
- Pouchou J L and Pichoir F. 1991. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model “PAP” // Electron Probe Quantitation. Boston: Springer.
- Quigley M C, Yu L J, Gregory C, Corvino A, Sandiford M, Wilson C J L and Liu X H. 2008. U-Pb SHRIMP zircon geochronology and *T-t-d* history of the Kampa Dome, southern Tibet. *Tectonophysics*, 446: 97–113.
- Searle M P, Cottle J M, Streule M J and Waters D J. 2010. Crustal melt granites and migmatites along the Himalaya:

- Melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1–2): 219–233.
- Sláma J, Košler J, Condon D J, Crowley J L, Gerdes A, Hanchar J M, Horstwood M S A, Morris G A, Nasdala L, Norberg N, Schaltegger U, Schoene B, Tubrett M N and Whitehouse M J. 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2): 1–35.
- Spratt J E, Jones A G, Nelson K D and Unsworth M J. 2005. Crustal structure of the India-Asia collision zone, southern Tibet, from INDEPTH MT investigations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1–3): 227–237.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Vance D and Harris N. 1999. Timing of prograde metamorphism in the Zaskar Himalaya. *Geology*, 27(5): 395–398.
- Wang J M, Zhang J J, Wei C J, Rai S, Wang M and Qian J H. 2015. Characterising the metamorphic discontinuity across the Main Central Thrust Zone of eastern-central Nepal. *Journal of Asian Earth Sciences*, 101: 83–100.
- Webb A, Alexander G, Yin A, Harrison T Mark, Celerier J and Burgess W P. 2007. The leading edge of the Greater Himalayan Crystalline complex revealed in the NW Indian Himalaya: Implications for the evolution of the Himalayan orogen. *Geology*, 35(10): 955–958.
- Xu Z Q, Wang Q, Pêcher Arnaud, Liang F H, Qi X X, Cai Z H, Li H Q, Zeng L S and Cao H. 2013. Orogen-parallel ductile extension and extrusion of the Greater Himalaya in the late Oligocene and Miocene. *Tectonics*, 32(2): 191–215.
- Yang X Y, Zhang J J, Qi G W, Wang D C, Guo L, Li P Y and Liu J. 2009. Structure and deformation around the Gyirong basin, north Himalaya, and onset of the south Tibetan detachment system. *Science in China (Series D)*, 52(8): 10–22.
- Yin A. 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science Reviews*, 76(1–2): 1–131.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280.
- Zeng L S, Gao L E, Xie K J and Jing L Z. 2011. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the Northern Himalayan Gneiss Domes: Melting thickened lower continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3–4): 251–266.
- Zeng L S, Gao L E, Tang S H, Hou K J, Guo C L and Hu G Y. 2014. Eocene Magmatism in the Tethyan Himalaya, southern Tibet // Mukherjee S, Carosi R, van der Beek P A, Mukherjee B K and Robinson D M. Tectonics of the Himalaya. *Geological Society, London, Special Publications*, 412. doi: 10.1144/SP412.8
- Zeng L S, Liu J, Gao L E, Xie K J and Wen L. 2009. Early Oligocene anatexis in the Yardoi gneiss dome, southern Tibet and geological implications. *Chinese Science Bulletin*, 54(1): 104–112.
- Zhang H F, Harris N, Parrish R, Kelley S, Zhang L, Rogers N, Argles T and King J 2004. Causes and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan antiform. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1–2): 195–212.
- Zhang J J and Guo L. 2007. Structure and geochronology of the southern Xainza-Dinggye rift and its relationship to the south Tibetan detachment system. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6): 722–736.
- Zhang J J, Santosh M, Wang X X, Guo L, Yang X Y and Zhang B. 2012. Tectonics of the northern Himalaya since the India-Asia collision. *Gondwana Research*, 21(4): 939–960.
- Zhang Z M, Xiang H, Dong X, Ding H X and He Z Y. 2015. Long-lived high-temperature granulite-facies metamorphism in the Eastern Himalayan orogen, south Tibet. *Lithos*, 212–215: 1–15.

## Metamorphic Evolution of the Kyanite-staurolite Micaschist from the Ramba Dome, Tibet: Insights into the Petrogenesis of Himalayan Eocene Leucogranite

LI Zhitai<sup>1,2</sup>, XU Kang<sup>1,2</sup>, WANG Lianfeng<sup>1,2</sup>, WANG Qiang<sup>1</sup> and JIANG Yingde<sup>1\*</sup>

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** The Ramba dome in the Tethyan Himalaya is characterized by polyphase intrusions of leucogranite and affected by variable metamorphism. The effects of regional metamorphism on the generation of the leucogranites have not yet been well documented. To address this issue, systematic petro-structural observation, geochemical analysis, metamorphic phase equilibrium modelling and U-Pb dating of zircon and monazite were carried out on a staurolite-kyanite micaschist and the associated deformed leucogranite dykes in the metamorphic envelope of the dome. The deformed leucogranite dykes are porphyritic two-mica granite with a U-Pb zircon crystallization age of ca. 45 Ma. These dykes have high CaO and Sr contents, relatively high Sr/Y and low Rb/Sr ratios, compositionally similar to that of typical adakitic granite. These features imply that the leucogranite dykes most likely formed in a thickened crustal environment. The kyanite-staurolite micaschist has a peak mineral assemblage of kyanite + staurolite + garnet + biotite + muscovite + plagioclase + quartz + rutile + ilmenite. Metamorphic phase equilibrium modelling reveals a prograde P-T path associated with increases of temperature and pressure, reaching a peak stage of 600 – 650 °C /  $8 \times 10^8$  –  $9 \times 10^8$  Pa. These findings suggest a burial evolution, probably reflecting progressive crust thickening. U-Pb dating of monazite from the micaschist yielded an age of ca. 53 Ma, interpreted as the timing of the metamorphism. Taken together, the results from this study suggest a significant crustal thickening at ca. 53 Ma in the Ramba area, and this process might account for the formation of the high Sr/Y leucogranite from the deep crust. This study provides a good example for generation of bulk Himalayan Eocene leucogranite in response to the India-Asia collision.

**Keywords:** Himalayan orogenic belt; Ramba dome; leucogranite; metamorphism and deformation