

西藏错那洞淡色花岗岩地球化学特征、成岩时代及岩石成因

林 彬¹, 唐菊兴¹, 郑文宝¹, 冷秋锋², 林 鑫³, 王艺云², 孟 展², 唐 攀²,
丁 帅², 徐云峰⁴, 袁 梅²

(1. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 3. 四川省地矿局
区域地质调查队, 四川 成都 610213; 4. 四川省地质调查院, 四川 成都 610081)

摘 要: 错那洞淡色花岗岩是西藏北喜马拉雅淡色花岗岩带的重要组成部分。通过地球化学分析揭示其具有富硅(SiO_2 含量为 74.20%~74.52%)、贫铁(Fe_2O_3 含量为 0.04%~0.20%, FeO 含量为 0.40%~0.58%)、贫镁(MgO 含量为 0.06%~0.14%)、钙碱性(σ 为 2.15~2.32)、强过铝质(A/CNK 为 1.11~1.15)的地球化学特征。稀土元素总量较低($\sum\text{REE}$ 为 47.24×10^{-6} ~ 57.59×10^{-6}), 轻稀土元素富集(LREE 为 39.85×10^{-6} ~ 49.23×10^{-6}), 重稀土元素亏损(HREE 为 6.91×10^{-6} ~ 8.68×10^{-6}), 有明显负 Eu 异常(0.49~0.80); 富集 Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、Zr、Ti 等高场强元素。锆石 U-Pb 测年结果显示, 错那洞淡色花岗岩形成中新世(21 Ma), 属北喜马拉雅淡色花岗岩晚阶段峰值期(24~12 Ma)产物。锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为负值, 且变化较大(-3.92~-17.64), 说明其岩浆源区为壳源, 以变泥质岩为主, 可能存在多种物质组分的混合。初始岩浆结晶温度应不超过 675~702°C, 构造背景为后碰撞环境, 是高喜马拉雅结晶岩系在板片快速折返过程中发生减压熔融而形成的产物。

关键词: 淡色花岗岩; 锆石 U-Pb 定年; Hf 同位素; 错那洞; 西藏

中图分类号: P588.12¹

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)03-0391-16

Geochemical characteristics, age and genesis of Cuonadong leucogranite, Tibet

LIN Bin¹, TANG Ju-xing¹, ZHENG Wen-bao¹, LENG Qiu-feng², LIN Xin³, WANG Yi-yun²,
MENG Zhan², TANG Pan², DING Shuai², XU Yun-feng⁴ and YUAN Mei²

(1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 3. Sichuan Geology and Mineral Bureau Regional Geological Survey Team, Chengdu 610213, China; 4. Sichuan Geology and Mineral Bureau, Chengdu 610081, China)

Abstract: The Cuonadong leucogranite is one of the most important parts of North Himalayan leucogranite belt. Geochemical data show that Cuonadong leucogranite is the calcium alkaline and strong peraluminous granite with high silica (SiO_2 is 74.20%~74.52%), poor iron (Fe_2O_3 is 0.04%~0.20%, FeO 0.04%~0.58%), poor magnesium (MgO is 0.06%~0.14%), and calcium alkaline (σ is 2.15~2.32) as well as strong peraluminous nature (A/CNK is 1.11~1.15). Its total rare earth is relatively low ($\sum\text{REE}$ is 47.24×10^{-6} ~ 57.59×10^{-6}), with enrichment of LREE (LREE is 39.85×10^{-6} ~ 49.23×10^{-6}), depletion of HREE (HREE is 6.91×10^{-6} ~ 8.68×10^{-6}) and obvious negative Eu anomaly (0.49~0.80). It is characterized by an enrichment of some large ion lithophile elements (Rb, Th, U, K) and loss of high field strength elements (Nb, Ta,

收稿日期: 2015-05-01; 接受日期: 2016-01-29

基金项目: 公益性行业科研专项(201511017, 201511022-02)

作者简介: 林 彬(1987-), 男, 在读博士, 矿床学专业, E-mail: linbinlx@sina.com; 通讯作者: 唐菊兴(1964-), 男, 博士, 研究员, 主要从事矿床学研究及矿床勘查评价工作, E-mail: tangjuxing@126.com。

Zr, Ti). Zircon U-Pb dating results show that the Cuonadong leucogranite's formation time is Miocene (21 Ma), which belongs to the peak of the late stage of north Himalayan leucogranite (24~12 Ma). Zircon $\epsilon\text{Hf}(t)$ values are negative with a wide variation (-3.92 ~ -17.64), which shows that its magma source was the crust, mostly from the metapelite, with the probable mixing of many kinds of materials in its source. The petrogenesis of Cuonadong leucogranite is that the high Himalayan crystalline rock series experienced decompression melting during the rapid pull-back of the plate in the post-collision tectonic setting, with the initial magma crystallization temperature being 675~702°C.

Key words: leucogranite; zircon U-Pb dating; Hf isotope; Cuonadong; Tibet

Fund support: Public Science and Technology Research Funds Projects(201511017, 201511022-02)

印度与欧亚板块陆陆碰撞事件是新生代最重要的碰撞造山事件。几十年来,藏南淡色花岗岩一直是诸多学者探究的对象(张金阳等, 2003; 曾令森等, 2012; 高利娥等, 2013a)。根据构造位置,淡色花岗岩可分为高喜马拉雅淡色花岗岩和北喜马拉雅淡色花岗岩(Harrison *et al.*, 1997)。其中,北喜马拉雅淡色花岗岩多与片岩、片麻岩一起呈穹窿状断续产出,少量呈小岩株单独侵位,总体构成了北喜马拉雅片麻岩穹窿带(NHGD)(李德威等, 2003; 张进江等, 2011)。虽然,已经有很多学者(杨晓松等, 2001; 郭素淑等, 2007; 戚学祥等, 2008; 高利娥等, 2010; 曾令森等, 2012; Zeng *et al.*, 2011, 2015; Gao *et al.*, 2014)对北喜马拉雅构造带中淡色花岗岩的岩石学特征、地球化学特征、同位素组成、物质来源以及大地构造背景等方面进行了初步研究,获得了一些成果,然而,就整个喜马拉雅淡色花岗岩的研究而言,对于其源岩、主要的热源及成因等方面仍然存在较多争议(邓晋福等, 1994; 杨晓松等, 2001a, 2001b, 2001c; 张金阳等, 2003; 张宏飞等, 2004; 高利娥等, 2009; 张进江等, 2011; 向华等, 2013; 吴福元等, 2015)。首先,关于淡色花岗岩的源岩,目前普遍认为是副变质岩,但究竟是何种变质岩还存在一定争议。邓晋福等(1994)认为淡色花岗岩是在陆内俯冲背景下由泥质岩石在高温条件下局部熔融形成的。杨晓松等(2001b, 2001c)则根据高温高压实验结果,认为高喜马拉雅结晶岩系汇总的黑云斜长片麻岩可能是淡色花岗岩的重要源岩之一,且其地壳深熔的主要方式为脱水熔融。而Harris等(1997)通过Langtang地区基底岩石组合与淡色花岗岩的Sr同位素对比,认为Syabru组的蓝晶石片岩是淡色花岗岩的源岩。同样,Searle等(1997)综合研究认为希夏邦马峰淡色花岗岩的源岩应该为基底的矽线石片麻岩和蓝晶石片麻岩。高利娥等

(2009)则根据也拉香波的各类岩石组合的Sr-Nd同位素特征,认为以石榴角闪岩为主、片麻岩为辅组成的混合源区部分熔融可以形成淡色花岗岩。此外,关于淡色花岗岩的热源及成因问题,也有流体渗滤、绝热降压、地幔拆离、放射性生热和剪切摩擦生热熔融等多种观点(张金阳等, 2003)。Chemenda等(2000)、Yin和Harrison(2000)、Kohn和Parkinson(2002)认为,高喜马拉雅地壳岩石在始新世向北俯冲到了地幔深度(约100 km),当它们从地幔岩石圈拆离后在浮力作用下上升,发生部分熔融,从而形成淡色花岗岩。而Burg等(1998)和Booth等(2004)则坚持淡色花岗岩是高喜马拉雅结晶岩系在快速折返过程中发生减压熔融形成的。Guo和Wilson(2012)基于地球化学的研究成果,认为淡色花岗岩在印度大陆北向俯冲过程中,低喜马拉雅带的流体进入到高喜马拉雅带中,被交代地壳部分熔融形成。张进江等(2011)则通过进一步对北喜马拉雅淡色花岗岩和高喜马拉雅淡色花岗岩的对比分析,认为二者具有相似成因,都是缺乏流体的深熔结果,其源岩为高喜马拉雅结晶岩系,熔融机制为白云母脱水熔融。

错那洞淡色花岗岩体是北喜马拉雅淡色花岗岩的重要组成部分,本文对其进行了详细的地球化学、锆石U-Pb定年和Hf同位素组成分析,可进一步揭示错那洞淡色花岗岩的地球化学特征、成岩时代、岩石成因和动力学背景,为丰富和完善西藏北喜马拉雅淡色花岗岩的研究提供重要的参考。

1 地质背景及样品

喜马拉雅构造带由印度板块北缘的前震旦纪变质基底和特提斯类型的古生代、中生代、古始新世的海相沉积以及渐新世以来的陆相沉积组成(尹安,

2001; 许志琴等, 2005)。受一系列近东西向的大断裂的切割作用, 如雅鲁藏布江缝合带、藏南拆离系 (STDS)、主中央逆冲断裂 (MCT)、主边界逆冲断裂 (MBT) 和主前锋逆冲断裂 (MFT), 喜马拉雅构造带由北向南可分别划分为北喜马拉雅构造单元 (即特提斯喜马拉雅构造单元)、高喜马拉雅构造单元、低喜马拉雅构造单元及次喜马拉雅构造单元 (许志琴

等, 2005)。近东西向分布的淡色花岗岩主要呈带状分布在特提斯喜马拉雅构造单元和高喜马拉雅构造单元上。其中, 北喜马拉雅构造单元的淡色花岗岩多呈岩株状侵位于特提斯穹窿之中; 高喜马拉雅构造单元的淡色花岗岩则主要沿藏南拆离系断续侵位于变质结晶基底上部 (Searl *et al.*, 1999; Yin and Harrison, 2000)。

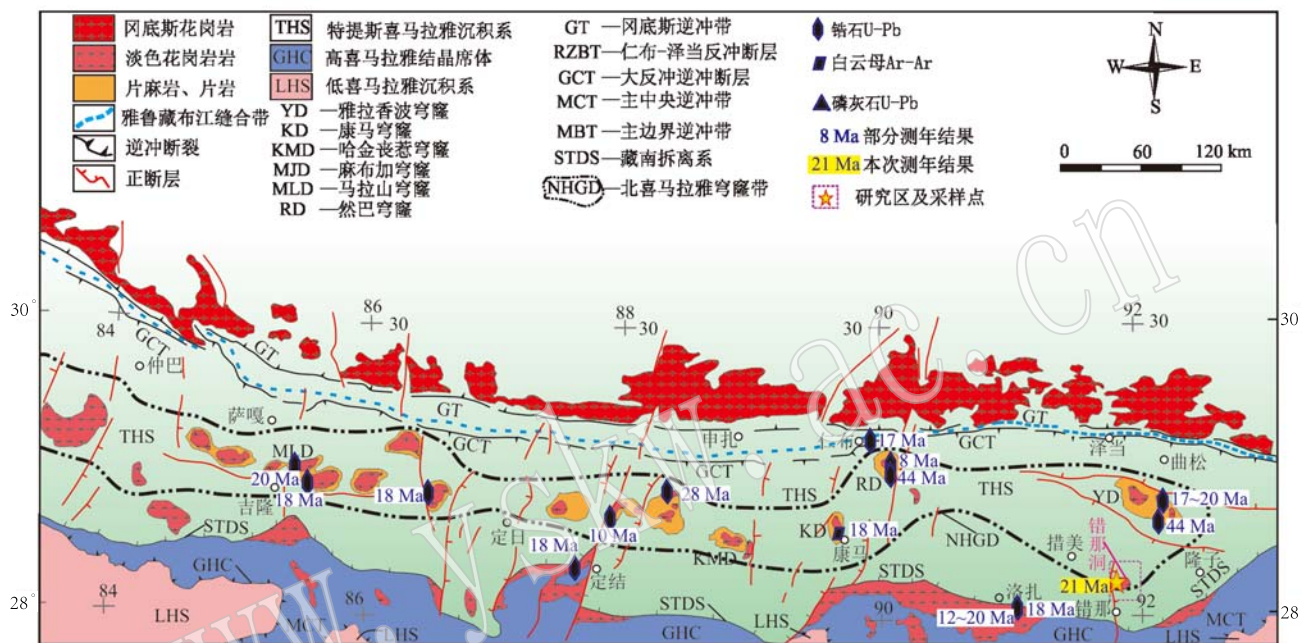


图 1 北喜马拉雅构造带淡色花岗岩分布图 (据张进江等, 2011)

Fig. 1 Sketch geological map of the leucogranite in North Himalaya (modified after Zhang Jinjiang *et al.*, 2011)

年龄数据引自刘文灿等 (2004b)、张宏飞等 (2004)、聂凤军等 (2006)、戚学祥等 (2008)、高利娥等 (2009, 2013a, 2013b)、于俊杰等 (2011)、黄春梅等 (2013)、刘志超 (2013)

Age data from Liu Wencan *et al.*, 2004b; Zhang Hongfei *et al.*, 2004; Nie Fengjun *et al.*, 2006; Qi Xuexiang *et al.*, 2008; Gao Li'e *et al.*, 2009, 2013a, 2013b; Yu Junjie *et al.*, 2011; Huang Chunmei *et al.*, 2013; Liu Zhichao *et al.*, 2013

研究区位于北喜马拉雅构造单元东南端的隆子-错那一带, 区域上分布着少量中生代辉绿岩、玄武岩、流纹岩、英安岩, 而错那洞淡色花岗岩是区内主要的中新世侵入体。区域研究地质成果显示, 错那洞淡色花岗岩地表出露面积约 10 km², 主要呈岩株状侵位于中生代海相-沉积岩系中。岩石以白云母 (含电气石) 花岗岩为主, 主要为花岗结构, 块状构造, 局部显示弱片麻状构造。主要矿物成分有石英 (40%~45%)、斜长石 (25%~30%)、钾长石 (5%~10%), 白云母 (12%~18%)、黑云母 (3%~4%), 局部含不规则柱状、针状电气石 (2%~4%) 以及少量的石榴子石 (<1%), 副矿物有少量磷灰石、锆石等 (图 2)。镜下, 部分斜长石可见聚片双晶和卡纳连

晶。

2 分析方法

2.1 主微量元素

野外采集较新鲜的含电气石白云母花岗岩样品, 碎至 200 目后, 送西南冶金地质测试分析中心进行主微量元素分析。其中, 主量采用 Axios X 荧光仪进行测定, 分析精度优于 5%, 微量元素采用 NexION 300x 等离子体质谱仪 (ICP-MS) 测定, 分析精度优于 5%~10%。

2.2 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素

用常规方法挑选锆石后, 制成环氧树脂样品靶,

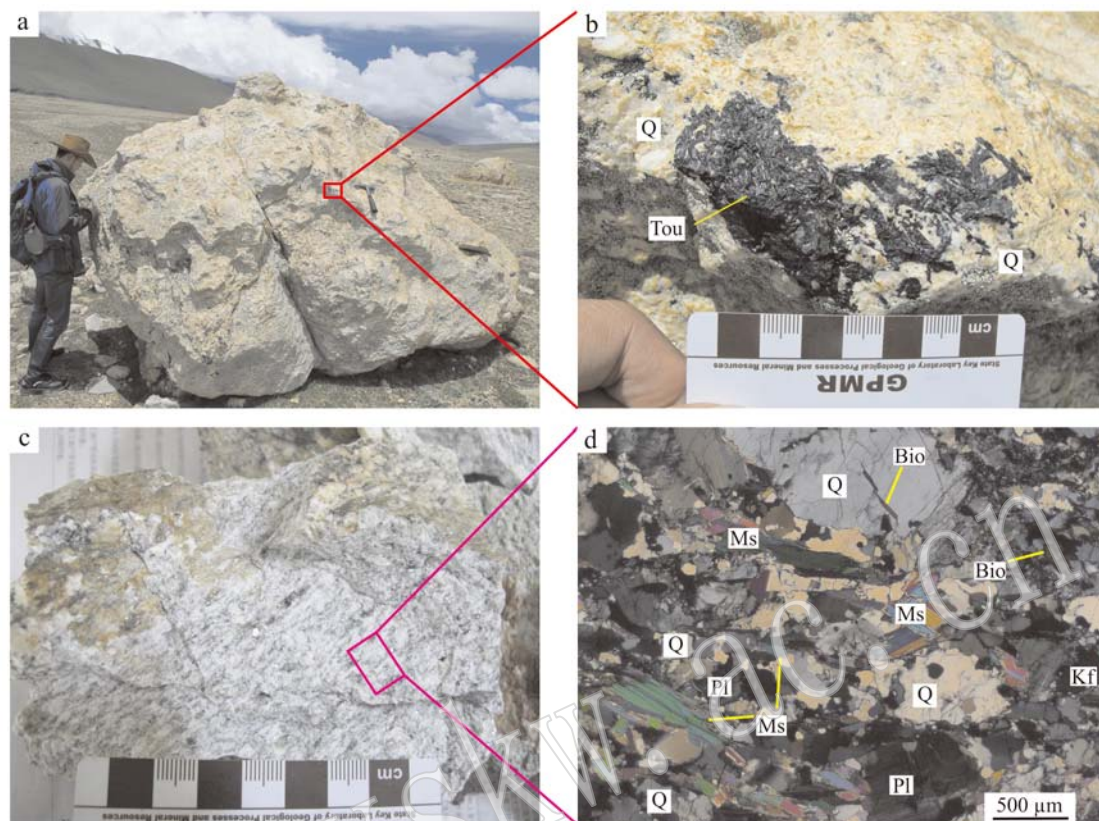


图 2 错那洞淡色花岗岩野外和镜下显微照片

Fig. 2 Photographs showing outcrop and microstructure features of the Cuonadong leucogranite

Q—石英; Tou—电气石; Ms—白云母; Bio—黑云母; Pl—斜长石; Kf—钾长石

Q—quartz; Tou—tourmaline; Ms—muscovite; Bio—biotite; Pl—plagioclase; Kf—K-feldspar

经过打磨抛光后进行阴极发光(CL)显微照相。阴极发光在北京离子探针中心实验室完成。锆石 U-Pb 同位素定年在中国地质科学院矿产资源研究所使用 Finnigan Neptune 型 LA-MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统完成,详细的测试方法及流程参见侯可军等(2009)。锆石的 Hf 同位素测试也在中国地质科学院矿产资源研究所完成,测试的剥蚀直径为 55 μm , Hf 分析点与 U-Pb 定年分析点基本一致,详细流程及方法参见侯可军等(2007)。

3 实验结果

3.1 主微量元素

主微量元素测试结果见表 1。错那洞淡色花岗岩均具有富硅(SiO_2 含量为 74.20%~74.52%)、富铝(Al_2O_3 含量为 14.48%~14.91%)、贫铁(Fe_2O_3 含量为 0.04%~0.20%, FeO 含量为 0.40%~

0.58%)、贫镁(MgO 含量为 0.06%~0.14%)特征,铝饱和指数(A/CNK)为 1.11~1.15,属强过铝质花岗岩(图 3a、图 3c)。根据 CIPW 标准矿物计算,标准刚玉分子含量均大于 1%,说明样品的 Al_2O_3 过饱和,这与样品中出现大量富铝的矿物(白云母、电气石)相吻合。 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 含量较高(8.26%~8.53%), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为 0.83~0.90,相对富钠,里特曼指数(σ_{43})为 2.15~2.32。错那洞含淡色花岗岩为高钾钙碱性系列,这与目前统计的北喜马拉雅和高喜马拉雅花岗岩地球化学特征基本一致(图 3b)。

错那洞淡色花岗岩的稀土元素球粒陨石标准化配分模式总体表现为具明显分馏的右倾型稀土元素配分曲线,稀土元素总量较低($\sum \text{REE}$ 为 47.24×10^{-6} ~ 57.59×10^{-6}),轻稀土元素明显富集(LREE 为 39.85×10^{-6} ~ 49.23×10^{-6}),重稀土元素亏损(HREE 为 6.91×10^{-6} ~ 8.68×10^{-6}),轻重稀土元素分馏较明显, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 7.05~9.19,轻稀土元素

表1 错那洞淡色花岗岩主量($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)数据Table 1 Major ($w_B/\%$) and trace element ($w_B/10^{-6}$) data of Cuonadong leucogranite

样号	NB1	NB2	NB3	NB4	样号	NB1	NB2	NB3	NB4
SiO ₂	74.29	74.52	74.20	74.35	Y	10.41	9.40	8.99	10.67
TiO ₂	0.02	0.03	0.03	0.02	La	9.93	10.09	9.54	9.28
Al ₂ O ₃	14.65	14.48	14.91	14.71	Ce	24.20	23.78	23.03	18.35
Fe ₂ O ₃	0.04	0.07	0.20	0.17	Pr	2.34	2.41	2.13	1.94
FeO	0.53	0.58	0.46	0.40	Nd	9.03	9.41	8.17	7.46
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	Sm	2.80	2.93	2.40	2.39
MgO	0.14	0.11	0.08	0.06	Eu	0.45	0.62	0.62	0.42
CaO	0.75	0.75	0.74	0.74	Gd	2.85	2.86	2.36	2.34
Na ₂ O	4.58	4.51	4.43	4.49	Tb	0.53	0.51	0.42	0.43
K ₂ O	3.95	3.75	4.00	3.89	Dy	2.46	2.37	1.90	2.02
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.05	0.06	Ho	0.42	0.40	0.33	0.36
F	0.07	0.07	0.08	0.09	Er	1.15	1.00	0.89	0.99
Cl	0.01	0.01	0.01	0.01	Tm	0.17	0.16	0.13	0.16
LOI	0.54	0.50	0.49	0.54	Yb	0.92	0.90	0.74	0.94
Total	99.64	99.44	99.70	99.54	Lu	0.17	0.15	0.13	0.16
Rb	382.40	358.90	388.45	388.30	ΣREE	57.45	57.59	52.81	47.24
Ba	12.75	30.47	41.98	15.24	LREE	48.76	49.24	45.90	39.85
Th	6.44	6.04	5.47	6.52	HREE	8.68	8.36	6.91	7.39
Ta	1.51	1.06	1.15	1.05	LREE/HREE	5.62	5.89	6.64	5.39
Nb	9.01	9.63	9.54	8.88	(La/Yb) _N	7.71	8.08	9.19	7.05
Zr	34.97	34.40	38.09	50.11	δEu	0.49	0.65	0.80	0.55
Hf	1.63	1.61	1.65	2.05	δCe	1.23	1.18	1.25	1.06
Sm	2.80	2.93	2.40	2.39	<i>t</i> (Zr)/°C	675	675	683	702
Sr	23.10	29.74	32.62	23.32	A/CNK	1.11	1.13	1.15	1.14

注: N表示球粒陨石标准化; t (Zr)/°C计算方法参考 Miller等(2003)、高利娥等(2009)、黄春梅等(2013); $\delta\text{Eu} = (\text{Eu}_{\text{样}}/\text{Eu}_{\text{球}}) / [(\text{Sm}_{\text{样}}/\text{Sm}_{\text{球}}) / (\text{Gd}_{\text{样}}/\text{Gd}_{\text{球}})]^{1/2}$ 。

变化较大,重稀土元素稍微平坦,有明显的负Eu异常(0.49~0.80),无明显Ce异常(1.06~1.25),与目前统计的北喜马拉雅淡色花岗岩、高喜马拉雅淡色花岗岩特征一致(图4a)。样品微量元素标准化蛛网图显示,错那洞淡色花岗岩呈多峰谷模型,富集Rb、Th、U、K等大离子亲石元素,亏损Nb、Ta、Zr、Ti等高场强元素,与北喜马拉雅淡色花岗岩微量元素特征基本一致,相对高喜马拉雅淡色花岗岩其Nb、Ta、Zr亏损更为明显(图4b)。

3.2 锆石 U-Pb 年龄

错那洞淡色花岗岩锆石的形态多呈长柱状,颗粒大小具有较明显的差别,长度多介于80~210 μm之间,长宽比例多为1:2~1:3,颗粒较大的锆石多含有继承锆石,锆石多发育明显的震荡环带(图5),其中本次岩浆事件的锆石多具有较细密的环带,颜色较深,明显区别于继承锆石。此外,部分锆石可能经历后期流体改造,具有“泡沫状”现象。

样品共完成23个有效点的测定,其中,8个测点数据分布相对集中,多位于谐和线上及其附近,这些

分析点的Th/U值为0.03~0.07,低于典型的岩浆锆石(Th/U多大于0.1);4个测点可能由于Th、U有丢失,其偏移谐和线,位于谐和线下方。最后,获得的锆石U-Pb年龄介于19~22 Ma之间,加权平均值年龄为 21 ± 0.6 Ma($n=8$),代表了错那洞淡色花岗岩的结晶年龄(表2、图6)。另外有9个测点Th/U值较高,多大于0.1,年龄介于541~797 Ma之间,其可能为泛非-新元古代造山事件的产物(刘文灿等,2004a,2004b;周志广等,2004;许志琴等,2005)。此外还有两颗继承锆石的测点年龄为136 Ma和173 Ma,可能为中生代冈瓦纳大陆裂解活动的产物(Zhu *et al.*, 2009)。

3.3 锆石 Hf 同位素组成

锆石Hf同位素结果表明:错那洞淡色花岗岩中本次岩浆活动所形成的锆石($n=11$)具有较均一的Hf同位素初始值, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 和 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 分别为0.282 260~0.282 648和-3.92~-17.64(表3),说明淡色花岗岩的岩浆可能来自于壳源富集源区。同时,变化较大的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值(大于13个单元)可能暗示

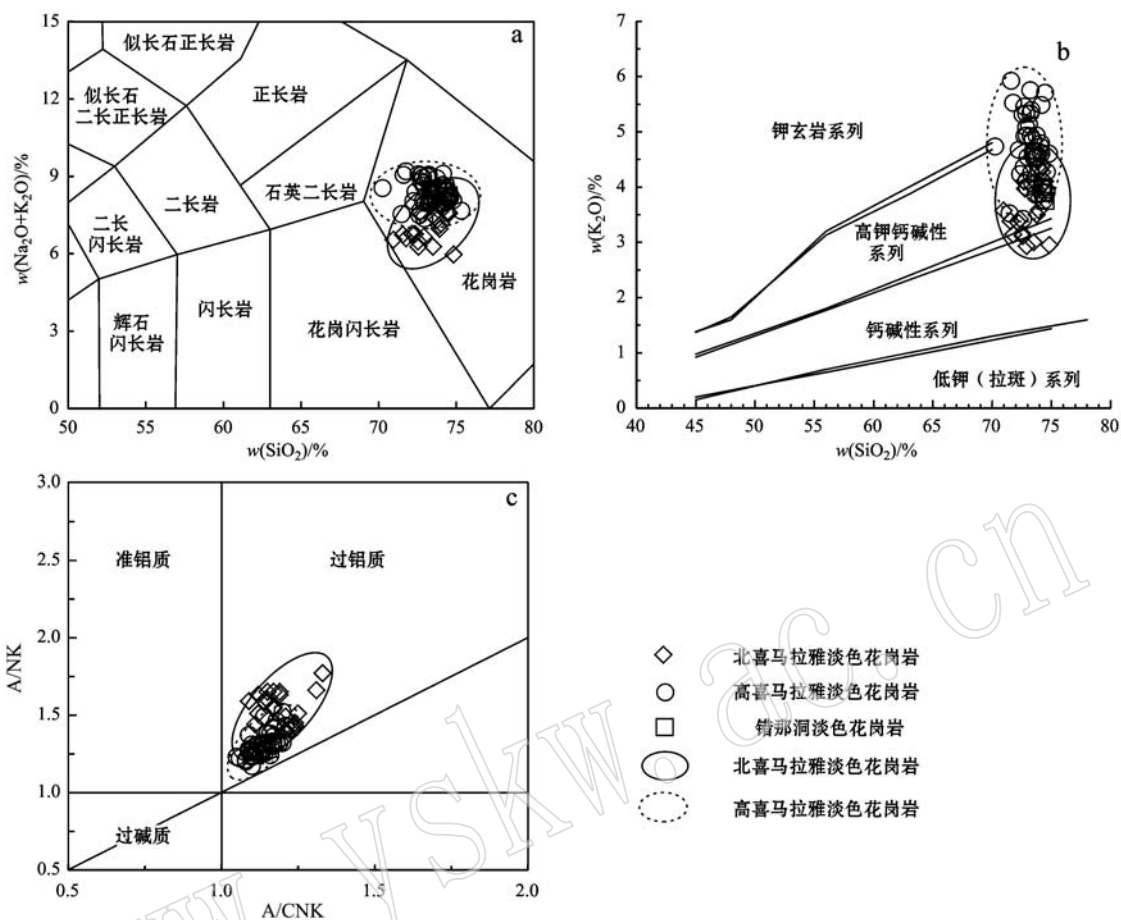


图 3 浅色花岗岩地球化学判别图

Fig. 3 Geochemical identification diagrams of leucogranite

部分数据引自童劲松等(2003)、张金阳等(2003)、张宏飞等(2005)、戚学祥等(2008)、高利娥等(2009)、黄春梅等(2013)

Data sources: Tong Jinsong *et al.*, 2003; Zhang Jinyang *et al.*, 2003; Zhang Hongfei *et al.*, 2005; Qi Xuexiang *et al.*, 2008;

Gao Li'e *et al.*, 2009; Huang Chunmei *et al.*, 2013; other data from this work

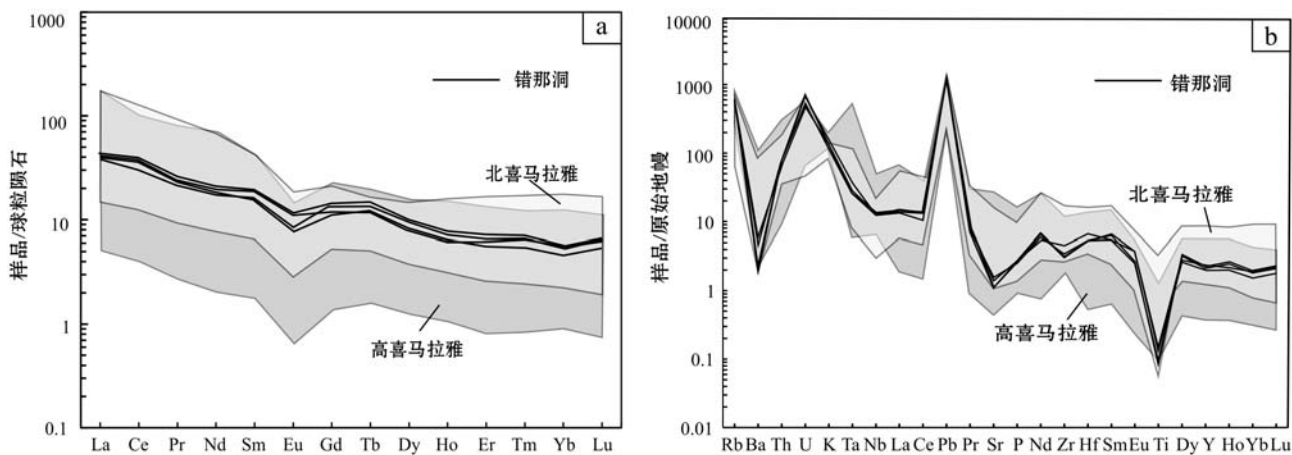


图 4 浅色花岗岩稀土元素(a)和微量元素标准化配分图(b)(标准化值据 Sun and McDonough, 1989; 数据同图 3)

Fig. 4 Normalized plots of REE patterns (a) and trace elements (b) for leucogranites (normalized values after Sun and McDonough, 1989, data sources as for Fig. 3)

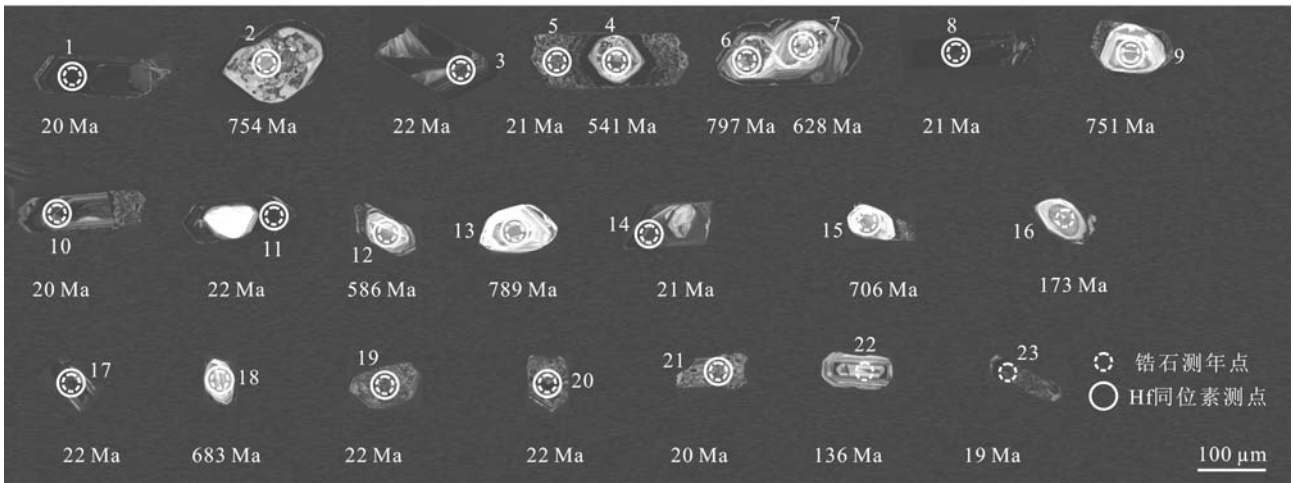


图 5 错那洞淡色花岗岩锆石阴极发光(CL)照片
Fig. 5 CL images of zircons from Cuonadong leucogranites

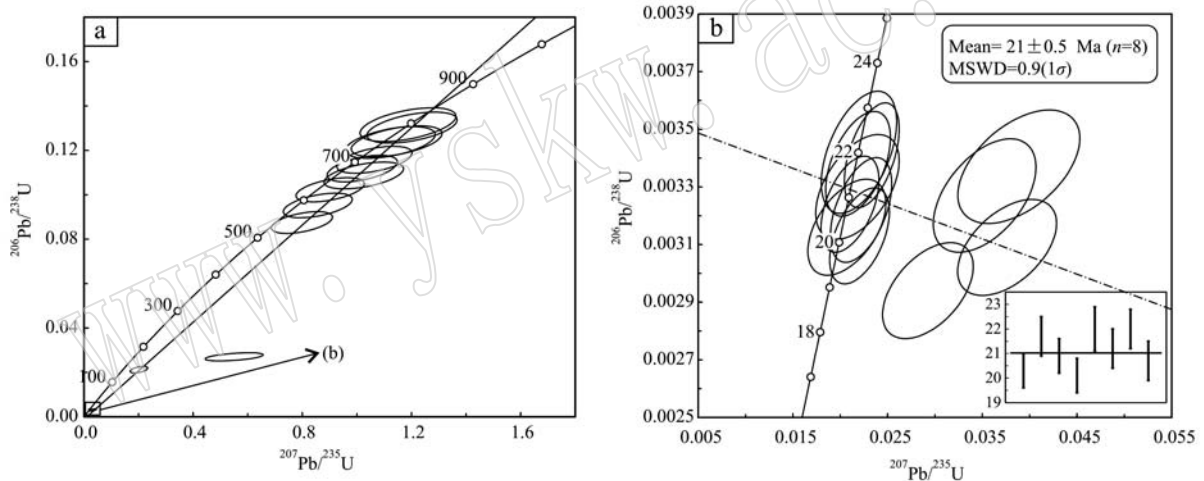


图 6 错那洞淡色花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig. 6 U-Pb concordia diagrams of zircons from Cuonadong leucogranites

成岩岩浆并非单一物源，可能存在多源的混合。锆石 Lu-Hf 同位素具有高 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和低 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 组成特征， $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为0.001 818~0.000 346，单阶段 Hf 模式年龄为 0.87~1.38 Ga，二阶段 Hf 模式年龄为 1.35~2.22 Ga，在 $\epsilon\text{Hf}(t)-t$ 图解上所有数据点均落在球粒陨石演化线之下(图 7)，也表明错那洞淡色花岗岩的岩浆源区主要为壳源，这与洛扎淡色花岗岩已有研究成果一致(黄春梅等, 2013)。错那洞淡色花岗岩中继承锆石($n=9$)也具有较为均一的 Hf 同位素初始值， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 和 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 分别为 0.282 610~0.282 420 和 9.86~2.81

(表 3)， $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.000 724~0.001 672，单阶段 Hf 模式年龄介于 0.89~1.16 Ga，二阶段 Hf 模式年龄为 1.00~1.43 Ga，二者基本一致。在 $\epsilon\text{Hf}(t)-t$ 图解上所有数据点均落在球粒陨石演化线附近，与特提斯喜马拉雅继承锆石区域一致，表明其源区可能来自于古老的变质结晶基底(Zhu *et al.*, 2011)。继承锆石的 Hf 同位素二阶段模式年龄明显小于中新世岩浆锆石的二阶段模式年龄，可能是因为原继承锆石在熔融结晶的过程中其内部的 Lu-Hf 系统被破坏，导致其二阶段模式年龄失去原始的地质意义。

表 2 错那洞淡色花岗岩锆石 U-Pb 年龄数据
Table 2 Zircons U-Pb isotope data of Cuonadong leucogranite

测点	Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
1	0.04	0.048 19	0.004 84	0.020 70	0.002 72	0.003 16	0.000 11	109	215	21	3	20	0.7
2	0.09	0.066 75	0.004 30	1.145 54	0.109 82	0.124 08	0.004 62	830	134	775	52	754	27
3	0.04	0.047 20	0.003 48	0.021 88	0.002 26	0.003 38	0.000 12	60	157	22	2	22	0.8
4	0.61	0.065 68	0.004 05	0.798 43	0.074 11	0.087 52	0.003 24	796	129	596	42	541	19
5	0.03	0.078 76	0.005 27	0.035 25	0.003 58	0.003 27	0.000 13	1 166	133	35	4	21	0.9
6	0.20	0.065 45	0.004 30	1.187 38	0.116 16	0.131 59	0.005 02	789	136	795	54	797	29
7	0.27	0.064 01	0.003 97	0.902 06	0.082 63	0.102 25	0.003 59	742	130	653	44	628	21
8	0.03	0.047 45	0.003 14	0.021 03	0.002 02	0.003 24	0.000 11	72	142	21	2	21	0.7
9	1.11	0.066 14	0.004 27	1.122 50	0.108 58	0.123 57	0.004 71	811	134	764	52	751	27
10	0.04	0.049 54	0.003 23	0.022 04	0.002 08	0.003 13	0.000 11	173	144	22	2	20	0.7
11	0.05	0.047 33	0.004 02	0.021 98	0.002 63	0.003 42	0.000 14	66	183	22	3	22	0.9
12	0.85	0.065 25	0.004 24	0.856 63	0.083 41	0.095 20	0.003 66	783	147	628	46	586	22
13	1.10	0.066 71	0.004 07	1.202 20	0.109 11	0.130 28	0.004 60	829	137	802	50	789	26
14	0.03	0.048 64	0.004 96	0.021 82	0.002 91	0.003 30	0.000 12	131	223	22	3	21	0.8
15	1.11	0.066 02	0.003 73	1.064 20	0.091 12	0.115 78	0.004 02	807	127	736	45	706	23
16	0.08	0.147 79	0.013 14	0.553 52	0.070 34	0.027 21	0.001 22	2 321	166	447	46	173	8
17	0.03	0.050 87	0.002 68	0.023 33	0.001 91	0.003 41	0.000 12	235	117	23	2	22	0.8
18	1.16	0.067 05	0.003 61	1.019 56	0.085 07	0.111 80	0.003 97	839	109	714	43	683	23
19	0.03	0.083 16	0.006 39	0.038 86	0.004 25	0.003 37	0.000 13	1 273	148	39	4	22	0.8
20	0.03	0.050 51	0.003 28	0.022 20	0.002 14	0.003 22	0.000 12	218	142	22	2	21	0.8
21	0.07	0.090 66	0.005 58	0.037 62	0.003 45	0.003 09	0.000 11	1 440	114	37	3	20	0.7
22	1.18	0.065 78	0.004 37	0.201 14	0.021 05	0.021 24	0.000 98	799	120	186	18	136	6
23	0.04	0.072 67	0.005 58	0.029 26	0.003 16	0.002 94	0.000 11	1 005	135	29	3	19	0.7

表 3 错那洞淡色花岗岩锆石 Hf 同位素数据
Table 3 Zircons Hf isotope data of Cuonadong leucogranite

测点	t/Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	1σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _t	εHf(0)	εHf(t)	t _{DM} /Ma	t _{DM} ^C /Ma	f _{Lu} /Hf
1	20	0.037 123	0.001 339	0.282 532	0.000 009	0.282 532	-8.48	-8.05	1 029	1 610	-0.96
2	754	0.018 532	0.000 892	0.282 575	0.000 007	0.282 562	-6.96	9.23	956	1 077	-0.97
3	22	0.036 135	0.001 299	0.282 621	0.000 008	0.282 621	-5.32	-4.87	901	1 410	-0.96
4	541	0.030 244	0.001 151	0.282 619	0.000 012	0.282 607	-5.41	6.09	901	1 111	-0.97
5	21	0.035 254	0.001 419	0.282 555	0.000 012	0.282 555	-7.67	-7.23	998	1 559	-0.96
6	797	0.027 610	0.001 168	0.282 438	0.000 016	0.282 420	-11.81	5.16	1 157	1 367	-0.96
7	628	0.021 565	0.000 724	0.282 586	0.000 010	0.282 577	-6.59	6.95	937	1 124	-0.98
8	21	0.050 468	0.001 818	0.282 635	0.000 011	0.282 634	-4.84	-4.41	894	1 380	-0.95
9	751	0.025 626	0.001 071	0.282 568	0.000 023	0.282 553	-7.21	8.83	971	1 100	-0.97
10	20	0.013 553	0.000 480	0.282 545	0.000 018	0.282 544	-8.04	-7.61	988	1 582	-0.99
11	22	0.019 574	0.000 790	0.282 350	0.000 024	0.282 350	-14.91	-14.44	1 268	2 015	-0.98
12	586	0.037 196	0.001 588	0.282 715	0.000 023	0.282 698	-2.00	10.30	773	879	-0.95
13	789	0.038 224	0.001 505	0.282 531	0.000 014	0.282 508	-8.53	8.10	1 035	1 176	-0.95
14	21	0.034 204	0.001 436	0.282 648	0.000 010	0.282 648	-4.37	-3.92	866	1 349	-0.96
15	706	0.033 697	0.001 379	0.282 628	0.000 014	0.282 610	-5.08	9.86	893	1 000	-0.96
17	22	0.042 702	0.001 550	0.282 536	0.000 017	0.282 535	-8.36	-7.90	1 030	1 602	-0.95
18	683	0.042 258	0.001 672	0.282 447	0.000 024	0.282 426	-11.49	2.81	1 159	1 428	-0.95
19	22	0.018 236	0.000 688	0.282 455	0.000 019	0.282 455	-11.22	-10.75	1 119	1 782	-0.98
20	21	0.009 873	0.000 346	0.282 260	0.000 015	0.282 260	-18.09	-17.64	1 377	2 216	-0.99
21	20	0.034 281	0.001 332	0.282 458	0.000 015	0.282 458	-11.10	-10.68	1 133	1 776	-0.96

注: εHf(0) = [(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_s / (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR,0} - 1] × 10 000, f_{Lu}/Hf = (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_s / (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR} - 1, εHf(t) = [(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_s - (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_s × (e^{λt} - 1)] / [(¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR,0} - (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR} (e^{λt} - 1)] - 1 × 10 000, (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_t = (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_s - (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_s × (e^{λt} - 1)。其中, (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_s 和 (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_s 为样品测定值, (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{CHUR} = 0.033 2, (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{CHUR,0} = 0.282 772, (¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf)_{DM} = 0.038 4, (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf)_{DM} = 0.283 5; t 为样品形成时间, λ = 1.867 × 10⁻¹¹/a。

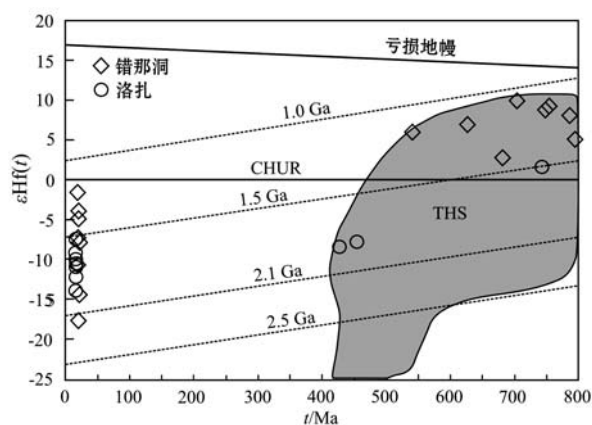
图7 错那洞淡色花岗岩锆石 $\epsilon\text{Hf}(t)-t$ 图

Fig. 7 Plots of $\epsilon\text{Hf}(t)-t$ of zircons from Cuonadong leucogranites

洛扎数据引自黄春梅等(2013); THS为特提斯喜马拉雅继承锆石数据,引自zhu等(2011)

Luozha data from Huang Chunmei *et al.*, 2013;

THS inherited zircons data from Zhu *et al.*, 2011

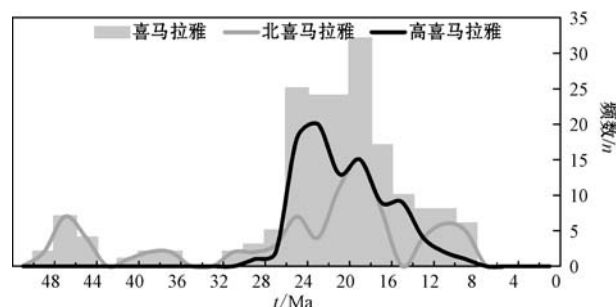


图8 喜马拉雅淡色花岗岩成岩时代分布图

Fig. 8 Epoch histogram of leucogranites in Himalaya 年龄数据引自张宏飞等(2004)、聂凤军等(2006)、戚学祥等(2008)、高利娥等(2009, 2013b)、于俊杰等(2011)、王晓先等(2012)、黄春梅等(2013)、刘志超(2013)、Harrison等(1997)、Ding等(2005)、Zeng等(2009)、本文

Age data from Zhang Hongfei *et al.*, 2004; Nie Fengjun *et al.*, 2006; Qi Xuexiang *et al.*, 2008; Gao Li'e *et al.*, 2009, 2013b; Yu Junjie *et al.*, 2011; Wang Xiaoxian *et al.*, 2012; Huang Chunmei *et al.*, 2013; Liu Zhichao *et al.*, 2013; Harrison *et al.*, 1997; Ding *et al.*, 2005; Zeng *et al.*, 2009; this study

4 讨论

4.1 错那洞淡色花岗岩成岩时代及岩石成因

4.1.1 成岩时代

最早对北喜马拉雅淡色花岗岩中的 U-Pb 定年结果表明,北喜马拉雅淡色花岗岩的成岩时代与高喜马拉雅淡色花岗岩基本一致,主要为中新世—渐新世(27~10 Ma),但是随着研究的不断深入和测试方法的不断创新,相继在北喜马拉雅中东段雅拉香波、确定、达拉、仲巴、萨嘎等地发现少量 46~40 Ma 的淡色花岗岩(Ding *et al.*, 2005; 戚学祥等,2008)。与此同时,也有学者在然巴等地发现了 8 Ma 左右的淡色花岗岩(刘志超,2013),从而将北喜马拉雅构造带淡色花岗岩的活动时限确定为 46~8 Ma 之间,并呈现两个集中分布时间峰,早阶段为 46~40 Ma,晚阶段为 24~12 Ma,且早阶段淡色花岗岩多集中分布在然巴、雅拉香波等变质核杂岩附近。高喜马拉雅淡色花岗岩则集中在 26~12 Ma(图 8)。本文所获得错那洞淡色花岗岩的成岩年龄 21 Ma(中新世),属于北喜马拉雅构造带晚阶段主要形成期,代表北喜马拉雅淡色花岗岩岩浆活动最强的阶段。

4.1.2 形成温度

锆石在岩浆中的饱和浓度温度计及稀土元素在岩浆中的饱和浓度温度计在限定地壳深熔成因花岗岩的形成温压条件方面有重要意义(Watson and Harrison,

1983; Montel, 1993; Miller *et al.*, 2003)。锆石在岩浆中的溶解度满足下述方程:

$$\ln D_{\text{Zr}}^{\text{锆石/熔体}} = \{-3.8 - [0.85(M-1)]\} + 12900/T \quad (1)$$

其中 $\ln D_{\text{Zr}}^{\text{锆石/熔体}}$ 是 Zr 在锆石和岩浆中浓度的比值, T 为绝对温度, M 为阳离子含量比值,即 $(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/(\text{Al} \times \text{Si})$ 。上述公式可以用来估算岩浆的温度,即锆饱和温度计(Miller *et al.*, 2003)。如果岩浆中 Zr 不饱和,锆饱和温度计所给出的锆饱和温度为初始岩浆温度的下限;而如果岩浆中 Zr 达到饱和状态,所给出的锆饱和温度为初始岩浆温度的上限。如果已知某一岩浆的主要成分及锆的含量($\text{Zr}_{\text{熔体}}$),可以根据下述公式来计算锆饱和温度:

$$T_{\text{Zr}} = 12900/[2.95 + 0.85M + \ln(496000/\text{Zr}_{\text{熔体}})] \quad (2)$$

根据上述公式计算,获得错那洞淡色花岗岩的初始岩浆温度为 675~702℃(平均为 684℃)。由于错那洞淡色花岗岩中可见继承锆石,说明岩浆中 Zr 已经达到饱和状态,所以其初始岩浆温度上限为 675~702℃。该温度与北喜马拉雅构造带上雅拉香波初始岩浆温度相近(608~760℃,平均为 673℃),明显低于打拉岩体的初始岩浆温度(774~836℃,平均为 785℃)及洛扎淡色花岗岩的初始岩浆温度(691~753℃,平均为 730℃)(图 9)(高利娥等,2009; 黄春梅等,2013)。

4.1.3 源岩

根据Barbarin对花岗岩的划分,错那淡色花岗岩

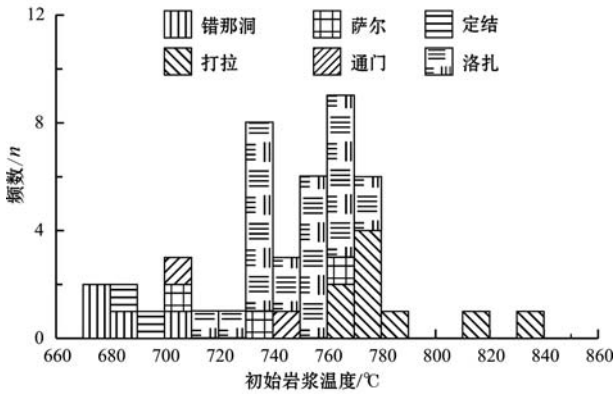


图 9 喜马拉雅淡色花岗岩初始岩浆结晶温度直方图(数据同图 3)

Fig. 9 Crystallization temperature histogram of leucogranites in Himalaya (data sources as for Fig. 3)

属于含白云母过铝质花岗岩(MPG),其物质来源主要为壳源,地球动力学环境也多为大陆碰撞环境(Barbarin, 1999)。由于其铝饱和指数较高($A/CNK > 1.1$)、富硅($SiO_2 > 67\%$)、富含高铝的原始相矿物(如白云母、石榴石、电气石等)、镁铁成分较低($< 5\%$),所以北喜马拉雅淡色花岗岩属于强过铝质花岗岩。强过铝质花岗岩(SP)多以大岩株或岩基的形式产出,是壳源物质深熔作用产生的S型花岗岩。研究发现, CaO/Na_2O 值对强过铝质花岗岩源岩类型的判别有重要意义,其比值差异可以反映源岩中泥质含量的高低(Chappell and White, 1992)。由泥质源岩熔融形成的过铝质花岗岩的 CaO/Na_2O 值(< 0.3)低于由砂质源岩熔融形成的过铝质花岗岩 CaO/Na_2O 值(> 0.3)(Sylvester, 1998)。错那洞淡色花岗岩 CaO/Na_2O 值 < 0.3 ,说明泥质岩可能是其源岩的重要组分。但是,部分淡色花岗岩也存在较高的 CaO/Na_2O 值($0.3 \sim 0.6$)(如北喜马拉雅的达拉、苦堆),这也说明部分淡色花岗岩源岩可能是泥质岩与砂质岩的混合。微量元素中Rb、Ba、Sr比值也是反映花岗岩源岩性质的重要参数(Sylvester, 1998)。从图10可以看出,北喜马拉雅和高喜马拉雅淡色花岗岩源岩组成基本一致,主要以泥质岩为主,同时混有砂质岩等多种组分,而错那洞淡色花岗岩的源岩则可能主要为泥质岩。此外,锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 为 $-3.92 \sim -17.64$,均为负值,也说明其源岩物质主要以壳源为主,无明显的幔源组分加入,这与其以泥质岩重熔形成的S型花岗岩性质一致。同时,锆石的二阶段模式年龄多大于1.0 Ga,也说明其花岗岩的源岩物质相对时代较老,不是新生的地壳

物质,可能为古老的结晶基底。

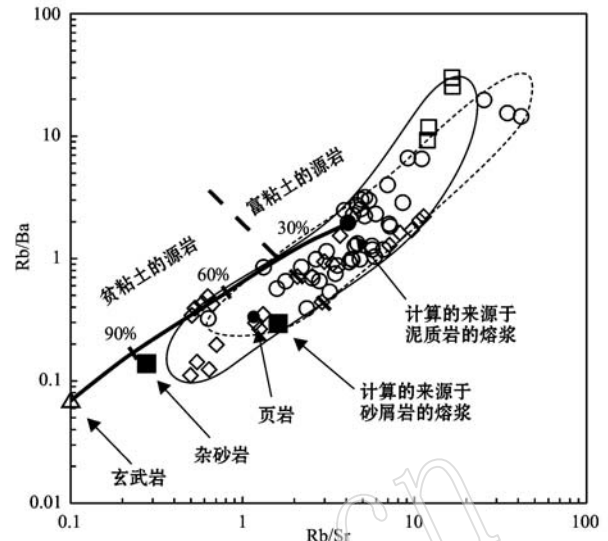


图 10 淡色花岗岩 Rb/Ba - Rb/Sr 图(据 Sylvester, 1998; 数据图例同图 3)

Fig. 10 Rb/Ba versus Rb/Sr plot of leucogranites (after Sylvester, 1998; data sources and legends as for Fig. 3)

4.1.4 形成机制

对于喜马拉雅淡色花岗岩的形成机制,目前普遍认为是变泥质岩在深部的部分熔融,只是具体形成的方式不同(Le Fort, 1981; Le Fort *et al.*, 1987)。有学者认为印度大陆的地壳岩石俯冲到地幔深度,从地幔岩石圈拆离后在浮力作用下上升,并发生部分熔融,上升侵位形成淡色花岗岩(Yin and Harrison, 2000; Kohn and Parkinson, 2002),但是目前所有的野外及室内研究成果均未揭示与淡色花岗岩有关的幔源作用。也有学者认为高喜马拉雅结晶岩系在板片快速折返过程中发生的减压熔融也可以形成中新世的淡色花岗岩(Burg *et al.*, 1998; Booth *et al.*, 2004, 高利娥等, 2010)。实验研究表明:高喜马拉雅结晶岩在约 45 km 的下地壳温压条件(约 820°C , $1.30 \sim 1.35$ GPa),含水矿物(白云母、黑云母)在增温和增压条件下可以发生广泛的脱水熔融,形成淡色花岗岩的源区(向华等, 2013)。此外,压力减小也是含水矿物脱水熔融形成淡色花岗岩的原始岩浆的重要条件。在印度-欧亚板块造山作用晚期伸展阶段,藏南拆离系(STDS)的活动正好印证了这一条件的存在。研究表明,20~17 Ma 是藏南拆离系的强烈活动时间,也是喜马拉雅地区快速隆升的时期,它正好对应北喜马拉雅淡色花岗岩晚阶段高峰,也与错那洞淡色花岗岩的成岩时代相吻合。藏南拆离

系的活动不仅印证下地壳变泥质岩减压熔融的条件,也可能为岩浆上侵提供了有利通道。然而,印度-欧亚板块碰撞造山作用时间长(65 Ma 至今)、过程复杂,其所形成的巨大的淡色花岗岩带可能并非单一的形成机制所能解释(石耀霖等,1997),其具体岩石成因还需进一步详细研究。

4.2 错那洞淡色花岗岩动力学背景

从岩石常量元素和微量元素的构造判别图解(图 11、12)来看,北喜马拉雅淡色花岗岩样品与高喜马拉雅花岗岩一样,多数落入同碰撞区附近。这里的同碰撞是一个广义的概念,即洋盆消失后的陆陆碰撞及其后的继续汇聚等,与碰撞有关的作用均视为同碰撞过程(肖庆辉等,2002;童劲松等,2003)。

Liegeois(1998)将后碰撞作用单独划分出来,并总结:后碰撞是指在时间上比碰撞作用晚,但仍与碰撞作用有关,主要海洋已经关闭,但伴有大陆块体沿巨大剪切的大规模水平运动。从图 12 看,错那洞及北喜马拉雅淡色花岗岩主要集中分布在后碰撞和同碰撞之间的区域,说明其可能形成于碰撞作用的晚阶段。由于后碰撞区域位于同碰撞、火山弧和板内 3 个区域交界处,说明这种环境相对广泛,其形成的岩浆成分变化范围大,可能具有地幔、火山弧及板内岩浆的特征,这种岩浆活动的复杂性决定了该区的岩石不能仅用化学图解判断其构造环境,还应结合其他地质事实综合考虑。后碰撞构造环境形成的岩浆活动,具有共同的特征:主要为高钾钙碱性岩浆,强

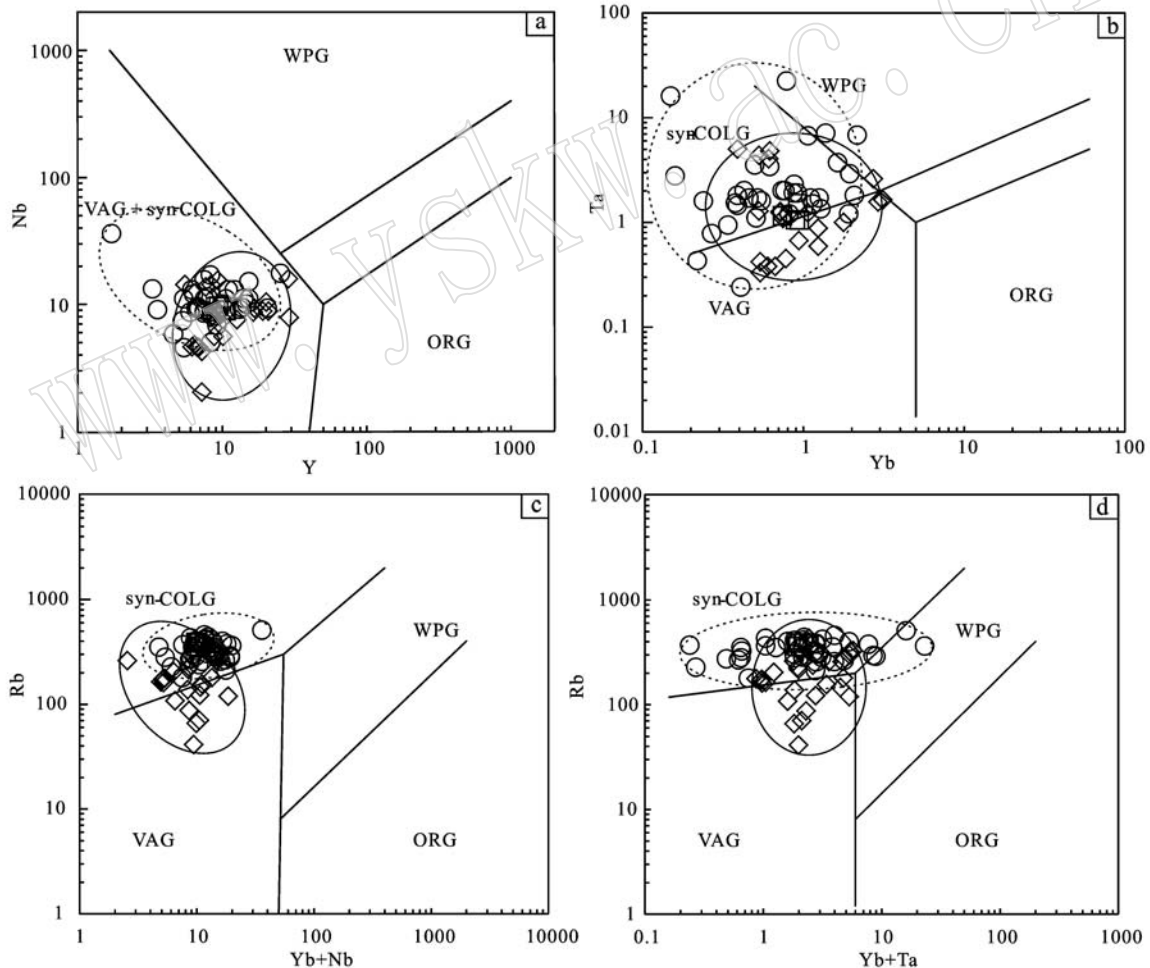


图 11 淡色花岗岩微量元素构造判别图(据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 11 Tectonic setting plots of leucogranites (after Pearce *et al.*, 1984)

数据图例同图 3; WPG—板内花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩
 data sources and legends as for Fig. 3; WPG—intraplate granites; VAG—volcanic arc granites; ORG—oceanic ridge granites;
 Syn-CLOG—syn-collisional granites

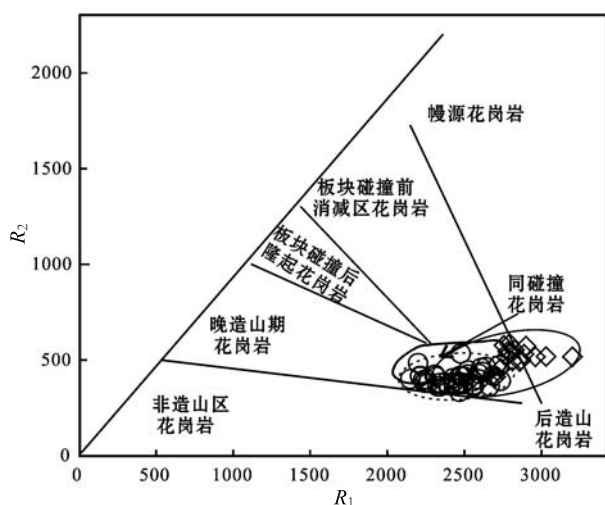


图 12 淡色花岗岩 $R_2 - R_1$ 构造判别图(据 Batchelor and Bowden, 1985; 数据图例同图 3)

Fig. 12 R_2 versus R_1 tectonic setting plot of leucogranites (after Batchelor and Bowden, 1985; data sources and legends as for Fig. 3)

过铝质和钙碱性-过碱性花岗岩也较多,但相互分离;后碰撞岩浆作用与沿剪切带的水平运动有关;源区含有大量新生成分或新形成的火成岩或沉积特征地壳(赵振华,2007)。

印度板块与欧亚板块主碰撞时间为 65~41 Ma(侯增谦,2010),而强硅铝质的富钾钙碱性错那洞淡色花岗岩形成的时间为 21 Ma,相对主碰撞作用滞后 20~40 Ma(侯增谦等,2006a,2006b),且分布在藏南拆离系及南北向张性断裂附近;同时,印度板块的持续俯冲已促使地壳不断增厚,整个北喜马拉雅分布着大量类似的淡色花岗岩。综上所述,错那洞淡色花岗动力学背景应该为碰撞造山后地壳伸展阶段,属后碰撞环境。

5 结论

(1) 错那洞含电气石白云母花岗岩是具有富硅、高钾、贫铁镁、强过铝质的高钾钙碱性淡色花岗岩,富集轻稀土元素,亏损重稀土元素,有明显的负 Eu 异常,富集 Rb、Th、U、K 等大离子亲石元素,亏损 Nb、Ta、Zr、Ti 等高场强元素。锆石 U-Pb 测定结果显示,错那洞淡色花岗岩成岩时代为中新世(21 Ma)。同时锆石的 Lu-Hf 同位素分析结果显示,其物质源区主要为壳源,可能存在多种物质的混合。

(2) 错那洞淡色花岗岩形成时代属于北喜马拉雅

雅淡色花岗岩晚阶段峰值期,代表北喜马拉雅淡色花岗岩岩浆活动最强的阶段,初始岩浆结晶温度应不超过 675~702°C,源岩以变泥质岩为主,是高喜马拉雅结晶岩系在板片快速折返过程中发生减压熔融而形成的产物,其形成的动力学背景为后碰撞环境。

致谢 中国地质大学曹华文博士、中国地质科学院地质所苟正彬博士对文章初稿提出建议,中国地质科学院地质所高利娥助理研究员对论文写作提供了帮助,审稿专家提出了宝贵的修改意见,在此一并致谢。

References

- Barbarin B. 1999. Genesis of the two main types of peraluminous granitoid[J]. *Geology*, 24(4): 295~298.
- Batchelor R A and Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. *Chemical Geology*, 48: 43~55.
- Burg J P, Nievergelt P, Oberli F, *et al.* 1998. The Namche Barwa syntaxis: Evidence for exhumation related to compressional crustal folding[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 16(2~3): 239~252.
- Booth A L, Zeitler P K, Kidd W S F, *et al.* 2004. U-Pb zircon constraints on the tectonic evolution of southeastern Tibet, Namche Barwa area[J]. *American Journal of Science*, 304(10): 889~929.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I and S type granites in the Lachlan fold belt[J]. *Earth Sci.*, 83: 1~26.
- Chemenda A I, Burg J P and Mattauer M. 2000. Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: Geopoe: Based on new modelling, geological and geophysical data[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(3~4): 397~409.
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Lai Shaocong, *et al.* 1994. Generation of Muscovite/Two-mica granite and intracontinental subduction[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 19(2): 139~147(in Chinese with English abstract).
- Ding Lin, Kapp P and Wan Xiaoqiao. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet [J]. *Tectonics*, 24(3): TC3001, doi : 10.1029/2004TC001729.
- Gao Li'e and Zeng Lingsen. 2014. Fluxed melting of metapelite and the formation of Miocene high-CaO two-mica granites in the Malashan gneiss dome, southern Tibet[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*

- ta, 130(4): 136~155.
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Hou Kejun, *et al.* 2013a. Episodic crustal anatexis and the formation of Peiku composite leucogranitic pluton in the Malashan gneiss dome[J]. *China Science Bulletin*, 58(27): 2 810~2 822(in Chinese with English abstract).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen and Hu Guyue. 2010. High Sr/Y two-mica granite from Quedang area, southern Tibet, China: Formation mechanism and tectonic implications[J]. *Geological Bulletin of China*, 29(2~3): 214~226(in Chinese with English abstract).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Liu Jing, *et al.* 2009. Early Oligocene Na-rich peraluminous leucogranites in the Yardoi gneiss dome, southern Tibet: Formation mechanism and tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2 289~2 302(in Chinese with English abstract).
- Gao Li'e, Zeng Lingsen, Wang Li, *et al.* 2013b. Age and formation mechanism of the Malashan high-Ca two-mica granite within the Northern Himalayan Gneiss Domes, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(6): 1 995~2 012(in Chinese with English abstract).
- Guo Sushu and Li Shuguang. 2007. Petrological and geochemical constraints on the origin of leucogranites[J]. *Earth Science Frontiers*, 14(6): 290~298(in Chinese with English abstract).
- Guo Z F and Wilson M. 2012. The Himalaya leucogranite: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting [J]. *Gondwana Research*, 22(2): 360~376.
- Harrison T M, Lovera O M and Grove M. 1997. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts[J]. *Geology*, 25(10): 899~902.
- Hou Kejun, Li Yanhe and Tian Yourong. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481~492(in Chinese with English abstract).
- Hou Kejun, Li Yanhe, Zou Tianren, *et al.* 2007. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2 595~2 604(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian. 2010. Metallogensis of Continental Collision[J]. *Acta Geologica Sinica*, 84(1): 30~58(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Yang Zhiming, *et al.* 2006a. Metallogenesis in the collisional orogen of the Qinghai-Tibet Plateau: Tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit types[J]. *Geology in China*, 33(2): 340~351(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Yang Zhusen, Xu Wenyi, *et al.* 2006b. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: I. Mineralization in main collisional orogenic setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(4): 337~358(in Chinese with English abstract).
- Huang Chunmei, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng, *et al.* 2013. Geochemistry, zircon U-Pb chronology and Hf isotope of Luozha leucogranite, southern Tibet: Implication for petrogenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3 689~3 702(in Chinese with English abstract).
- Kohn M J and Parkinson C D. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision[J]. *Geology*, 30(7): 591~594.
- Le Fort P. 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalayan: a model for its genesis and emplacement[J]. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11): 10 545~10 568.
- Le Fort P, Cuney M, Deniel C, *et al.* 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites[J]. *Tectonophysics*, 134(1~3): 39~57.
- Li Dewei, Liao Qunan, Yuan Yanming, *et al.* 2003. U-Pb Geochronology of zircon of Rimana granulite in the middle of Himalayan orogenic belt[J]. *China Science Bulletin*, 48(20): 2 176~2 179(in Chinese with English abstract).
- Liegeois J P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism[J]. *Lithos*, 45: 15~17.
- Liu Wencan, Wan Xiaoqiao, Liang Dingyi, *et al.* 2004a. New achievements and main progress in geological survey of the Gyangz(e) and Yadong sheets[J]. *Geological Bulletin of China*, 23(5~6): 444~450(in Chinese with English abstract).
- Liu Wencan, Wang Yu, Zhang Xiangxin, *et al.* 2004b. The rock types and isotope dating of the Kangmar gneissic dome in southern Tibet [J]. *Earth Science Frontiers*, 9(4): 491~501(in Chinese with English abstract).
- Liu Zhichao. 2013. Geochronology and Petrogenesis of the Ramba Leucogranite, Tethyan Himalaya, Tibet (Dissertation for Doctor Degree)[D]. Beijing: Chinese Academy Sciences(in Chinese with English abstract).
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 31(6): 529~532.
- Montel J M. 1993. A model for monazite/melt equilibrium and the application to the generation of granitic magmas[J]. *Chemical Geology*, 110: 127~146.
- Nie Fengjun, Hu Peng, Jiang Sihong, *et al.* 2006. ⁴⁰Ar-³⁹Ar isotope age dating on biotite samples of two monzogranite bodies occurring in

- the Qionduojiang area, southern Tibet and their geological significances[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(11): 2 704~2 710(in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25: 956~983.
- Qi Xuexiang, Zeng Lingsen, Meng Xiangjin, *et al.* 2008. Zircon SHRIMP U-Pb dating for Dala granite in the Tethyan Himalaya and its geological implication[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(7): 1 501~1 508(in Chinese with English abstract).
- Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, *et al.* 1997. Shisha pangma leucogranites, South Tibet Himalayan Field relation, geochemistry, age, origin, and emplacement[J]. *The Journal of Geology*, 105: 295~314.
- Searle M P, Khan M A, Fraser J E *et al.* 1999. The tectonic evolution of the Kohistan-Karakoram collision belt along the Karakoram Highway transect, North Pakistan[J]. *Tectonics*, 18: 929~949.
- Shi Yaolin and Wang Chiyun. 1997. Thermal modeling of the formation of leucogranites in the higher Himalaya[J]. *Acta Geophysica Sinica*, 40(5): 667~676(in Chinese with English abstract).
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 45(1~4): 29~44.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Oceanic Basin*[C]. Geological Society, London, Special Publication, Publication, 42: 313~345.
- Tong Jinsong, Zhong Huaming, Xia Jun, *et al.* 2003. Geochemical features and tectonic setting of peraluminous granite in the Lhozag area, southern Tibet[J]. *Geological Bulletin of China*, 22(5): 308~318 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xiaoxian, Zhang Jinjiang, Liu Jiang, *et al.* 2012. Middle-Miocene transformation of tectonic regime in the Himalayan orogen [J]. *China Science Bulletin*, 57(33): 3 162~3 172(in Chinese with English abstract).
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295~304.
- Wu Fuyuan, Liu Zhichao, Liu Xiaochi, *et al.* 2015. Himalayan leucogranite: Petrogenesis and implications to orogenesis and plateau uplift[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(01): 1~36(in Chinese with English abstract).
- Xiang Hua, Zhang Zeming, Dong Xin, *et al.* 2013. High-pressure metamorphism and anatexis during the subduction of Indian continent: Phase equilibria modeling of the Namche Barwa complex, Eastern Himalayan Syntaxis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3 792~3 802(in Chinese with English abstract).
- Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, *et al.* 2002. *Research Thinking and Method of Granite*[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Xu Zhiqin, Yang Jingsui, Liang Fenghua, *et al.* 2005. Pan-African and Early Paleozoic orogenic events in the Himalaya terrane: Inference from SHRIMP U-Pb zircon ages[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 1~12(in Chinese with English abstract).
- Yang Xiaosong and Jin Zhenmin. 2001a. Studies on Rb-Sr and Sm-Nd isotope of Yadong leucogranite in Tibet: Constraint on its age and source material[J]. *Geological Review*, 3: 294~300(in Chinese with English abstract).
- Yang Xiaosong, Jin Zhenmin, Huenges E, *et al.* 2001b. Experimental study on the dehydration melting of biotite-plagioclase gneiss from Higher Himalayas: enlightenment to the qinghai-tibet plateau crust deep penetrating[J]. *China Science Bulletin*, 46(3): 246~250(in Chinese with English abstract).
- Yang Xiaosong, Jin Zhenmin, Gao Shan, *et al.* 2001c. genesis of the granulite from the lower crust of Himalayan orogenic belt: evidence from high temperature and high pressure experiments[J]. *China Science Bulletin*, 46(24): 2 025~2 030(in Chinese with English abstract).
- Yin A. 2001. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen in the context of Phanerozoic continental growth of Asia[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(3): 193~230(in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan Tibetan orogen[J]. *Annual Review Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Yu Junjie, Zeng Lingsen, Liu Jing, *et al.* 2011. Early Miocene leucogranites in Dinggye area, southern Tibet: Formation mechanism and tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 1 961~1 972(in Chinese with English abstract).
- Zeng Lingsen, Chen Jing, Gao Li'e, *et al.* 2012. The geochemical nature of apatites in high Sr/Y two-mica granites from the North Himalayan Gneiss Domes, southern Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(09): 2 981~2 993(in Chinese with English abstract).
- Zeng Lingsen, Gao Li'e, Tang Suohan, *et al.* 2015. Eocene Magmatism in the Tethyan Himalaya, Southern Tibet[J]. *Geological Soci-*

- ety, London, Special Publications, 412(1): 287~316.
- Zeng Lingsen, Gao Li'e, Xie Kejia, *et al.* 2011. Mid-Eocene high Sr/Y granites in the northern Himalayan gneiss domes: Melting thickened lower continental crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3~4): 251~266.
- Zeng Lingsen, Liu Jing, Gao Li'e, *et al.* 2009. Early Oligocene crustal anatexis in the Yardoi gneiss dome, Southern Tibet and geological implication[J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(1): 104~112.
- Zhang Hongfei, Harris N, Parrish R. *et al.* 2005. Geochemistry of north Himalayan leucogranites: Regional comparison, petrogenesis and tectonic implications[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 30(3): 275~288(in Chinese with English abstract).
- Zhang Jinjiang, Yang Xiongying, Qi Guowei, *et al.* 2011. Geochronology of the Malashan dome and its application in formation of the Southern Tibet detachment system (STDS) and Northern Himalayan gneiss domes (NHGD)[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12): 3 535~3 544(in Chinese with English abstract).
- Zhang Jinyang, Liao Qun'an and Li Dewei. 2003. Geochemical features of the high Himalayan leucogranites of Dingjie area, Tibet: implication for magma sources[J]. *Geological Science and Technology Information*, 22(3): 9~14(in Chinese with English abstract).
- Zhao Zhenhua. 2007. How to use the trace element diagrams to discriminate tectonic settings[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 31(1): 92~103(in Chinese with English abstract).
- Zhou Zhiguang, Liu Wencan and Liang Dingyi. 2004. Discovery of the Ordovician and its basal conglomerate in the Kangmar area, southern Tibet—with a discussion of the relation of the sedimentary cover and unifying basement in the Himalayas[J]. *Geological Bulletin of China*, 23(7): 655~663(in Chinese with English abstract).
- Zhu D C, Chung S L, Mo Xuanxue, *et al.* 2009. The 132 Ma Comei-Bunbury large igneous province: Remnants identified in present-day southeastern Tibet and southwestern Australia[J]. *Geology*, 37: 583~586.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia[J]. *Geology*, 39(8): 727~730.
- 2 822.
- 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[J]. *地质通报*, 29(2~3): 214~226.
- 高利娥, 曾令森, 刘 静, 等. 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[J]. *岩石学报*, 25(9): 2 289~2 302.
- 高利娥, 曾令森, 王 莉, 等. 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[J]. *岩石学报*, 29(6): 1 995~2 012.
- 郭素淑, 李曙光. 2007. 淡色花岗岩的岩石学和地球化学特征及其成因[J]. *地学前缘*, 14(6): 290~298.
- 黄春梅, 赵志丹, 朱弟成, 等. 2013. 藏南洛扎地区淡色花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素、地球化学与岩石成因[J]. *岩石学报*, 29(11): 3 689~3 702.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. *矿床地质*, 28(4): 481~492.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. *岩石学报*, 23(10): 2 595~2 604.
- 侯增谦. 2010. 大陆碰撞成矿论[J]. *地质学报*, 84(1): 30~58.
- 侯增谦, 莫宣学, 杨志明, 等. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型[J]. *中国地质*, 33(2): 340~351.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 等. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. *矿床地质*, 25(4): 337~358.
- 李德威, 廖群安, 袁晏明, 等. 2003. 喜马拉雅造山带中段日玛那麻粒岩锆石 U-Pb 年代学[J]. *科学通报*, 48(20): 2 176~2 179.
- 刘文灿, 万晓樵, 梁定益, 等. 2004a. 江孜县幅、亚东县幅地质调查新成果及主要进展[J]. *地质通报*, 23(5~6): 444~450.
- 刘文灿, 王 瑜, 张祥信, 等. 2004b. 西藏南部康马岩体岩石类型及其同位素测年[J]. *地学前缘*, 9(4): 491~501.
- 刘志超. 2013. 喜马拉雅然巴淡色花岗岩时代与成因(博士论文)[D]. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所.
- 聂凤军, 胡 朋, 江思宏, 等. 2006. 藏南邛多江地区二长花岗岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素年龄及其地质意义[J]. *岩石学报*, 22(11): 2 704~2 710.
- 戚学祥, 曾令森, 孟祥金, 等. 2008. 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[J]. *岩石学报*, 24(7): 1 501~1 508.
- 石耀霖, 王其允. 1997. 高喜马拉雅淡色花岗岩形成的热模拟[J]. *地球物理学报*, 40(5): 667~676.

附中文参考文献

- 邓晋福, 赵海玲, 赖绍聪, 等. 1994. 白云母/二云母花岗岩形成与陆内俯冲作用[J]. *地球科学*, 19(2): 139~147.
- 高利娥, 曾令森, 侯可军, 等. 2013a. 藏南马拉山穹窿佩枯复合淡色花岗岩体的多期深熔作用[J]. *科学通报*, 58(27): 2 810~

- 童劲松, 钟华明, 夏 军, 等. 2003. 藏南洛扎地区过铝质花岗岩的地球化学特征及构造背景[J]. 地质通报, 22(5): 308~318.
- 王晓先, 张进江, 刘 江, 等. 2012. 中新世中期喜马拉雅造山带构造体制的转换[J]. 科学通报, 57(33): 3 162~3 172.
- 吴福元, 刘志超, 刘小驰 等. 2015. 喜马拉雅淡色花岗岩[J]. 岩石学报, 31(1): 1~36.
- 向 华, 张泽明, 董 昕, 等. 2013. 印度大陆俯冲过程中的高压变质与深熔作用: 东喜马拉雅构造结南迦巴瓦杂岩的相平衡模拟研究[J]. 岩石学报, 29(11): 3 792~3 802.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社.
- 许志琴, 杨经绥, 梁凤华, 等. 2005. 喜马拉雅地体的泛非-早古生代造山事件年龄记录[J]. 岩石学报, 21(1): 1~12.
- 杨晓松, 金振民. 2001a. 西藏亚东淡色花岗岩 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素研究——关于其年龄和源岩的证据[J]. 地质论评, 3: 294~300.
- 杨晓松, 金振民, Huenges E, 等. 2001b. 高喜马拉雅黑云斜长片麻岩脱水熔融实验: 对青藏高原地壳深熔的启示[J]. 科学通报, 46(3): 246~250.
- 杨晓松, 金振民, 高 山, 等. 2001c. 喜马拉雅造山带下地壳麻粒岩成因: 来自高温高压实验的证据[J]. 科学通报, 46(24): 2 025~2 030.
- 尹 安. 2001. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长[J]. 地球学报, 22(3): 193~230.
- 于俊杰, 曾令森, 刘 静, 等. 2011. 藏南定结地区早中新世淡色花岗岩的形成机制及其构造动力学意义[J]. 岩石学报, 27(7): 1 961~1 972.
- 曾令森, 陈 晶, 高利娥, 等. 2012. 藏南北喜马拉雅穹窿高 Sr/Y 二云母花岗岩中磷灰石地球化学特征及其岩石学意义[J]. 岩石学报, 28(9): 2 981~2 993.
- 张金阳, 廖群安, 李德威. 2003. 西藏定结地区高喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学特征与岩浆源区研究[J]. 地质科技情报, 22(3): 9~14.
- 张进江, 杨雄英, 戚国伟, 等. 2011. 马拉山穹窿的活动时限及其在藏南拆离系-北喜马拉雅片麻岩穹窿形成机制的应用[J]. 岩石学报, 27(12): 3 535~3 544.
- 张宏飞, Harris N, Parrish R, 等. 2005. 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学: 区域对比、岩石成因及其构造意义[J]. 地球科学, 30(3): 275~288.
- 赵振华. 2007. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题[J]. 大地构造与成矿学, 31(1): 92~103.
- 周志广, 刘文灿, 梁定益. 2004. 藏南康马奥陶系及其底砾岩的发现并初论喜马拉雅沉积盖层与统一变质基底的关系[J]. 地质通报, 23(7): 655~663.