

DOI:10.13232/j.cnki.jnju.2020.06.004

## 喜马拉雅康巴淡色花岗岩的高分异成因及 岩浆-热液演化特征

刘志超<sup>1\*</sup>, 刘小驰<sup>2</sup>, 俞良军<sup>2</sup>, 王建刚<sup>2</sup>

(1. 中山大学地球科学与工程学院, 广州, 510275; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029)

**摘要:** 位于藏南特提斯喜马拉雅带中段的康巴穹窿, 其核部出露有形成于渐新世时期的淡色花岗岩, 主要造岩矿物为石英、钾长石、斜长石和白云母, 常见石榴子石, 偶见少量黑云母和电气石。岩相学观察表明, 该花岗岩中的矿物大都形成于多个世代, 各种交代结构十分发育。晶体形态和化学成分特点指示, 部分锆石在富 Hf 流体的参与下发生了重结晶作用。全岩地球化学分析结果显示, 康巴淡色花岗岩富硅(74.4 wt. %~76.6 wt. %), 过铝( $A/CNK=1.14\sim1.28$ ), 贫钙、铁、镁、钛, 具有高  $FeO^*/MgO$  和  $(K_2O+Na_2O)/CaO$  比值以及高岩石分异指数( $D.I.>93$ ), 微量元素组成表现出不受价态和离子半径约束的地球化学行为特点。上述特征表明, 康巴淡色花岗岩是经历了强烈结晶分异作用的高演化岩浆结晶而成, 并在成岩过程中发生过强烈的热液出溶。根据岩石的 Sr-Nd-Hf 同位素的组成特点可以推断, 在热液流体作用过程中该岩浆体系的各同位素发生过不同程度的迁移, 特别是 Sr 同位素组成, 还明显受到来自围岩的混染。

**关键词:** 喜马拉雅, 康巴穹窿, 淡色花岗岩, 高分异, 热液流体

**中图分类号:** P581

**文献标识码:** A

## Highly fractionated origin and magmatic-hydrothermal evolution of the Kampa leucogranites in the Tethyan Himalaya

Liu Zhichao<sup>1\*</sup>, Liu Xiaochi<sup>2</sup>, Yu Liangjun<sup>2</sup>, Wang Jian'gang<sup>2</sup>

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Sun Yat-sen University, Guangzhou, 510275, China;

2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029, China)

**Abstract:** The Kampa dome is located in the middle section of the Tethyan Himalaya belt, with a Oligocene leucogranite emplacement in its core. This leucogranite is mainly composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, muscovite, garnet, and occasionally a small amount of biotite and tourmaline. Most of the rock-forming minerals have multiple generations, and various metasomatic structures are observed in this granite. Textural characteristics and elemental compositions indicate that some zircons have dissolved and reprecipitated with participation of Hf-enriched hydrothermal fluid. The Kampa leucogranite is strongly peraluminous with  $A/CNK$  values of  $1.14\sim1.28$ , and it has high content of  $SiO_2$  but low levels of  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$ , and  $FeO^*$ , with elevated  $FeO^*/MgO$  and  $(K_2O+Na_2O)/CaO$  ratios and differentiation index ( $D.I.$ ). It shows non-CHARAC (Charge - And - Radius - Controlled) trace element behavior. These features together suggest that the Kampa leucogranite has experienced highly crystal fractionation and exsolved fluid phase at the latest stage. The Rb-Sr, Sm-Nd, and Lu-Hf isotopic analyses showed that these isotopes have migrated in different degrees during the hydrothermal process, especially the Sr isotope.

**Key words:** Himalaya, Kampa dome, leucogranite, highly fractionated granite, hydrothermal fluid

基金项目: 国家自然科学基金(41672055), 第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0802)

收稿日期: 2020-10-12

\* 通讯联系人, E-mail: liuzhch27@mail.sysu.edu.cn

在青藏高原南部的喜马拉雅地区,分布着一套闻名世界的过铝质花岗岩—喜马拉雅淡色花岗岩.这套花岗岩以贫暗色矿物、富含白云母为显著特点,具有接近花岗岩最低共熔点的组分<sup>[1]</sup>.传统观点认为,喜马拉雅淡色花岗岩是纯地壳来源的低熔花岗岩,它们的岩石化学特征可以反映造山过程中深部地壳物质发生部分熔融时的物理条件和成分特征<sup>[2-3]</sup>.然而,近年来研究发现,喜马拉雅淡色花岗岩可能是经历过高度结晶分异的岩石<sup>[4-5]</sup>,从源区到侵位结晶过程,其成分应发生了显著改变,因此,不能简单地根据它们的地球化学成分来约束岩浆源区、熔融条件以及熔融机制.

研究资料显示,喜马拉雅淡色花岗岩具有较为稳定的主量元素组成,微量元素组成却变化极大,Sr-Nd-Pb-O同位素组成也呈现较大的不均匀性<sup>[1]</sup>.这个现象常常被解释为低程度部分熔融导致混杂的源区物质不均匀残留或源区发生不平衡熔融<sup>[6-8]</sup>.但从岩石高分异成因的角度来看,喜马拉雅淡色花岗岩的这种岩石化学特点,极可能与岩浆的结晶分异作用有关.近期研究发现,喜马拉雅淡色花岗岩还普遍发生了稀有金属矿化<sup>[9-10]</sup>.一般认为,热液作用是稀有金属花岗岩中成矿元素发生迁移和富集的必要阶段<sup>[11-13]</sup>,这也意味着喜马拉雅淡色花岗岩的许多化学成分特征可能与岩浆演化到晚期的热液流体作用有关.

目前,对岩浆结晶分异作用与喜马拉雅淡色花岗岩化学成分特点之间关系的理解十分有限,特别是关于岩浆-热液演化阶段的研究十分匮乏.针对该问题,本文选择喜马拉雅地区具有高分异特征的康巴淡色花岗岩进行系统的岩相学、矿物学和地球化学研究,揭示喜马拉雅淡色花岗岩结晶分异及热液出溶的特征,并尝试探讨岩浆高分异演化过程对岩石化学成分变化的影响.

## 1 地质概况及岩相学特征

喜马拉雅造山带可以由北至南划分为特提斯喜马拉雅、高喜马拉雅和低喜马拉雅几个构造单元<sup>[14]</sup>(图1a).喜马拉雅淡色花岗岩总体呈两条近平行的东西向带状展布于高喜马拉雅和特提斯喜马拉雅两个构造板片中<sup>[15]</sup>.分布于特提斯喜马拉雅的淡色花岗岩又被称为北喜马拉雅淡色花岗岩

带,它们主要以等轴状岩株形式侵入特提斯喜马拉雅变质穹隆(又称为拉轨岗日变质核杂岩)的核部.这些变质穹隆均以古生代花岗片麻岩和/或中级变沉积岩为核部,外部为低到未变质的特提斯喜马拉雅沉积岩<sup>[16-17]</sup>.少部分穹隆内的花岗片麻岩已发生混合岩化作用<sup>[18]</sup>.绝大多数穹隆内的变沉积岩具有明显的“巴罗式”变质分带特征,变质作用级别由内向外逐渐降低,大致可分为蓝晶石带、十字带、石榴石带和黑云母-硬绿泥石带<sup>[19-20]</sup>.另外,在淡色花岗岩岩体周围常发育有典型的接触变质带,一般小于5 m.

康巴淡色花岗岩出露于特提斯喜马拉雅构造单元中部的康巴穹隆核部(图1b),多以岩席或岩脉的形式侵入穹隆核部的古生代(寒武纪)花岗片麻岩和中级变沉积岩中.康巴淡色花岗岩表现出不同程度的变形特征,系统的野外构造调查表明它们应是同构造侵位岩浆<sup>[20-21]</sup>.锆石、独居石和磷钇矿的U-Th-Pb年代学结果指示康巴淡色花岗岩的结晶时代为26 Ma左右,少量锆石、磷钇矿和独居石记录了更早期的深熔事件(约33 Ma)和更晚的热演化(约23 Ma)信息<sup>[21-23]</sup>.寒武纪花岗片麻岩中黑云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar冷却年龄约为13.7 Ma,变沉积岩中云母给出的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年龄集中在14.6 Ma左右<sup>[10]</sup>.Liu et al<sup>[22]</sup>通过对康巴淡色花岗岩中的锆石、独居石和磷钇矿进行微量元素成分分析,指出这些矿物结晶于高演化的岩浆环境,进而指出康巴淡色花岗岩应属于高分异成因岩石.

康巴淡色花岗岩主要由石英、斜长石和碱性长石组成,富白云母,含少量黑云母,常出现石榴石,偶见电气石.该花岗岩结构复杂,除了常见的中粒半自形结构(花岗结构),还出现细晶和伟晶岩域,局部可见似斑状结构、条纹结构、蠕虫结构等(图2),并发育有钾长石化、钠长石化、云英岩化、绢云母化等交代结构.该花岗岩中的大部分造岩矿物具有多世代性特点.石英或以圆粒状被包裹在斜长石或钾长石中,或作为局部似斑状结构的斑晶矿物,或呈它形粒状填充于矿物间隙之间,或与钾长石一起构成显微文相结构,或在斜长石边部构成蠕虫结构(图2a),或与钠长石等一起交代钾长石(图2b).斜长石主要可以划分为两个世代.早期结晶的斜长石自形程度较好,具有板

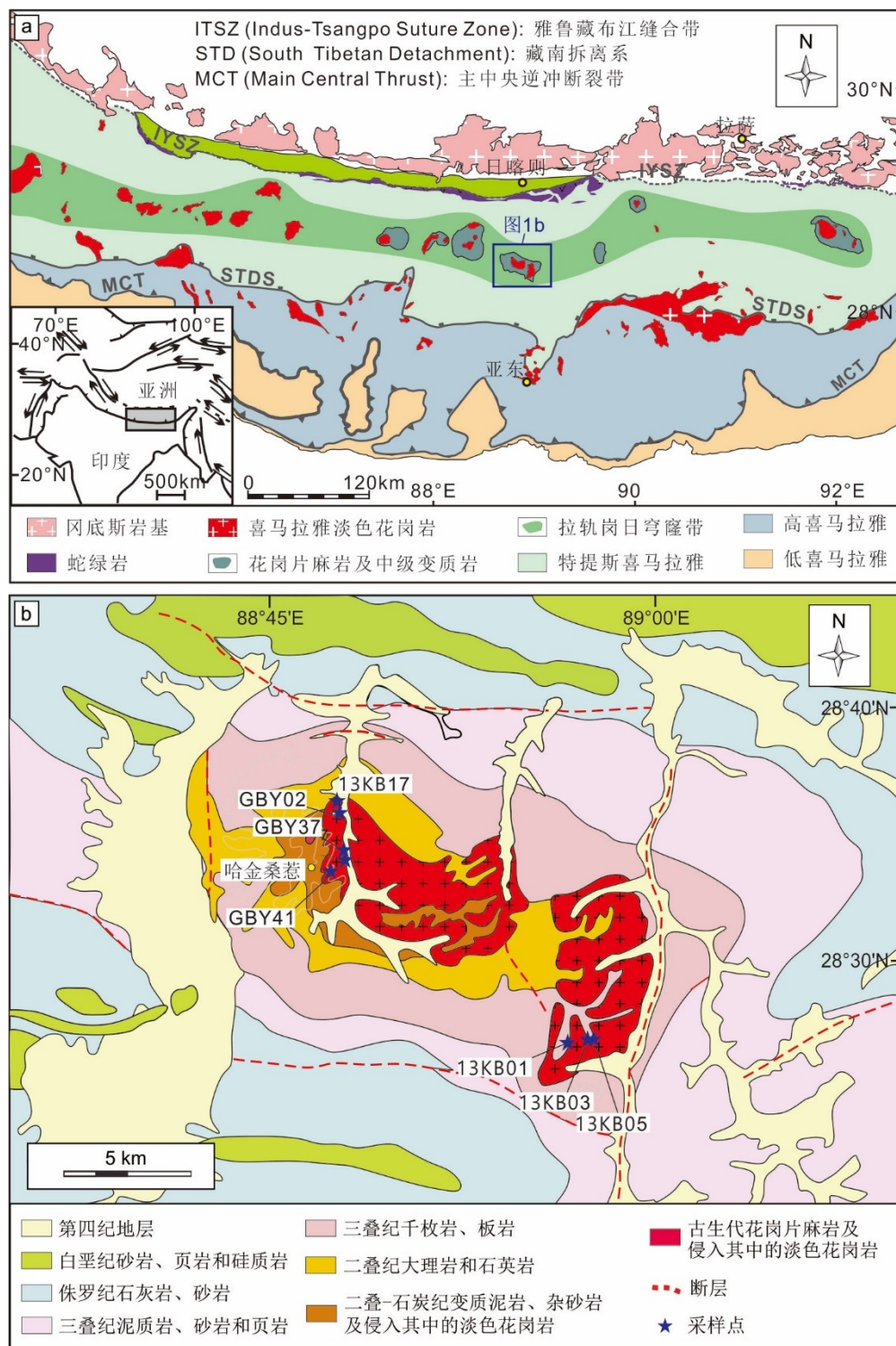


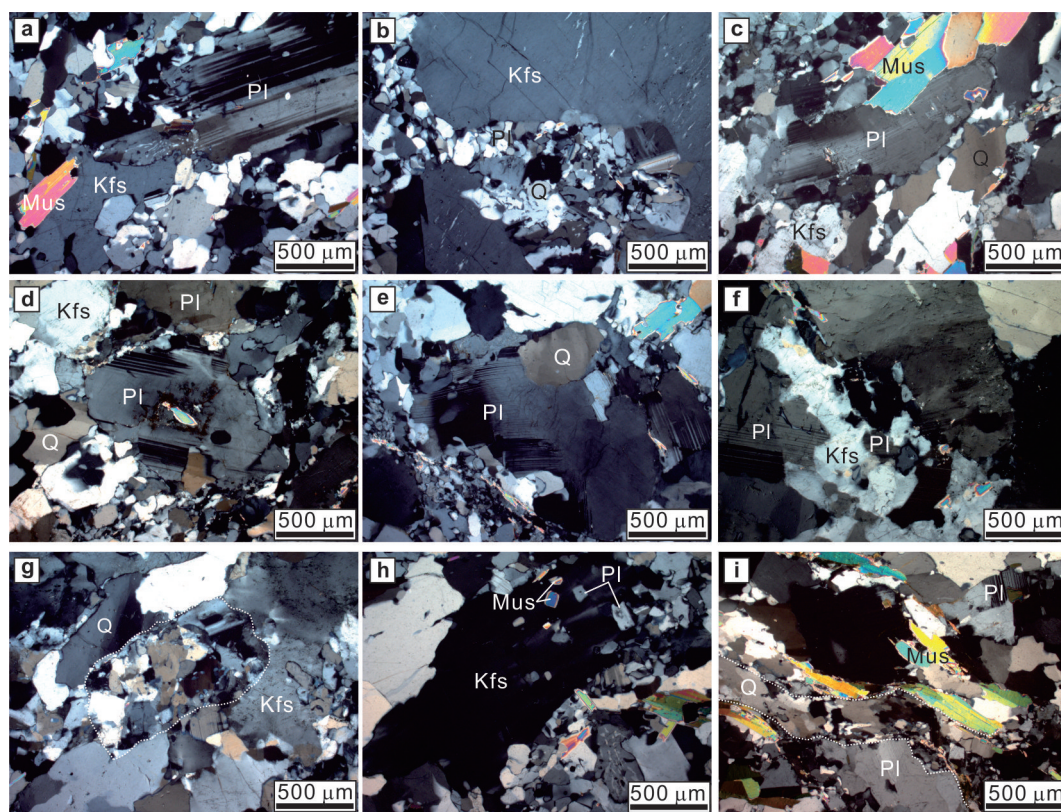
图 1 (a)藏南喜马拉雅造山带地质简图;(b)康巴穹隆地质简图

Fig. 1 (a) Simplified geologic map of the Himalayan orogen, (b) simplified geologic map of the Kamba Dome



条状晶形,常表现出塑性变形特征(图2c),具有同构造结晶特点.某些晶体具有蚀变的核部(绢云母化)和洁净的生长边(图2d).早世代的斜长石晶体边部多发育交代(如蠕虫结构)和熔蚀结构(晶体边缘呈港湾状)(图2e).另外,可见钾长石强烈交代早期斜长石,斜长石呈现不规则的块状和片状残留在钾长石中(图2f);也看见斜长石被晚期的石英、钾长石等矿物集合体彻底交代,仅保留原有晶形(图2g).晚期结晶的钠质斜长石多为细粒,具有快速结晶特点,并常常与石英等其他矿物构成集合体一起交代早期结晶的矿物.碱性长石以钾长石为主.钾长石多为大块状的它形晶,胶结早期的斜长石、云母等其他矿物构成嵌晶结构(图2h).在少量斜长石的核部可见斑块状的钾

长石交代残留.部分样品中可见钾长石被细粒石英和钠长石一起交代,也可见钾长石发生水化形成次生白云母.部分碱性长石出溶细小的钠长石条纹.根据白云母的晶形特征以及与其他矿物的结晶关系,可以区分为原生白云母和次生白云母,自生白云母呈自形-半自形,矿物颗粒相对粗大,端面清晰,部分被钾长石包裹(图2c和图2h),次生白云母颗粒细小,端面不清晰,大多与其他矿物呈交生反应关系.黑云母呈褐色至黄褐色,大多已成绿泥石化,或被白云母交代.石榴子石为自形-半自形粒状,含量不足3%.电气石的分布十分不均匀.常见的副矿物包括锆石、独居石、磷钇矿和磷灰石.



(a)斜长石边缘发育有蠕虫结构;(b)石英与钠质长石一起交代早期的钾长石;(c)发生塑性变形的斜长石和石英;(d)具有蚀变核部与干净边部的斜长石;(e)边部呈港湾状的斜长石斑晶;(f)钾长石内部残片状的斜长石交代残留;(g)几乎被完全交代,只保留板条状晶形的斜长石;(h)钾长石胶结早期结晶的斜长石、白云母构成嵌晶结构;(i)晚期长英质流体与岩石进行水-岩作用.(矿物代号:Pl-斜长石;Kfs-钾长石;Mus-白云母;Q-石英)

图2 康巴淡色花岗岩显微照片

Fig. 2 Microphotographs of the Kamba leucogranites

## 2 分析方法

**2.1 全岩元素地球化学成分分析** 全岩主量元素和微量元素成分在澳实分析检测(广州)有限公司完成. 全岩主量元素采用X荧光光谱(XRF)玻璃熔片法进行分析. 测试仪器为荷兰PANalytical分析仪器公司生产的顺序式X-射线荧光光谱仪(AXIOS XRF), 分析精度2%~5%. 全岩微量元素的分析采用混合酸溶法溶样, 采用美国Agilent公司生产的Agilent 7700x型四级杆电感耦合等离子体质谱仪(Q-ICPMS)完成测试. 微量元素分析的精度和准确度大多优于10%.

**2.2 锆石元素成分分析** 锆石主量元素成分分析在核工业北京地质研究院电子探针实验室完成. 所使用仪器为日本JEOL公司制造的JXA-8100型电子探针. 电子探针定量分析矿物工作时的加速电压20 kV, 束流10 nA, 摄谱时间10 s, 束斑2  $\mu\text{m}$ , ZAF校正.

**2.3 全岩Sr-Nd-Hf同位素成分分析** 全岩Sr-Nd-Hf同位素化学前处理与质谱测定在南京聚谱检测科技有限公司完成. 岩石粉末经高压密闭溶样弹消解后, 一部分消解液经过阳离子-锶特效联合树脂, 分离出Sr和总稀土. 总稀土组分再经过Ln特效树脂, 分离出Nd; 另一部分消解液经Ln特效树脂分离出Hf. Sr, Nd, Hf淋洗液被蒸干后, 先用1.0 mL 2 wt. %稀硝酸溶解, 将其作为母液; 取其中50  $\mu\text{L}$ , 稀释成500  $\mu\text{L}$ , 在Agilent 7700x四级杆型ICP-MS上测定Sr, Nd, Hf准确含量. 再

用2 wt. %稀硝酸将Sr, Nd, Hf母液稀释成50  $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$  Sr, 50  $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$  Nd, 40  $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$  Hf. 同位素溶液经Cetac Aridus II膜去溶系统引入, 在Nu Plasma II MC-ICP-MS上测定同位素比值. Sr同位素比值测定过程中, 采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 校正仪器质量分馏. Sr同位素国际标准物质NIST SRM 987作为外标, 校正仪器漂移. Nd同位素比值测定过程中, 采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 校正仪器质量分馏. Nd同位素国际标准物质JNdi-1作为外标, 校正仪器漂移. Hf同位素比值测定过程中, 采用 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.7325$ 校正仪器质量分馏. Hf同位素标准物质Alfa Hf作为外标, 校正仪器漂移. 美国地质调查局USGS地球化学标准岩石粉末(玄武岩BCR-2和安山岩AGV-2)作为质控盲样, 经过以上化学前处理与质谱测定, Sr-Nd-Hf同位素比值实测值(USGS BCR-2:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705017\pm12$  ( $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512629\pm6$  ( $2\sigma$ ),  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282864\pm4$  ( $2\sigma$ ); AVG-2:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704008\pm14$  ( $2\sigma$ ),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512794\pm6$  ( $2\sigma$ ),  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282987\pm4$  ( $2\sigma$ ))在误差范围内与文献报道值一致<sup>[24-25]</sup>.

## 3 数据结果

**3.1 全岩元素地球化学成分** 全岩主微量元素化学成分数据见表1, 一些重要的岩石成因元素随岩浆分异指数*D. I.* (Differentiation Index)<sup>[26]</sup>的相关变化情况如图3和图4.

表1 康巴淡色花岗岩主微量元素组成

Table 1 Major and trace element compositions of the Kamba leucogranites

	13KB01	13KB03	13KB05	13KB17	GBY02	GBY37	GBY39	GBY41
主量成分(wt. %)								
SiO <sub>2</sub>	74.83	74.74	75.64	74.42	74.79	75.81	75.21	76.57
TiO <sub>2</sub>	<0.01	0.03	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.53	14.08	14.15	14.89	14.69	14.32	14.52	13.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.36	0.4	0.39	0.63	0.56	0.46	0.44	0.43
FeO	0.32	0.36	0.35	0.57	0.50	0.41	0.40	0.39
MnO	0.13	0.01	0.2	0.06	0.01	0.07	0.05	0.06
MgO	0.04	0.09	0.06	0.07	0.09	0.04	0.04	0.06
CaO	0.44	0.69	0.69	0.93	0.91	0.72	0.88	0.66
Na <sub>2</sub> O	4.83	3.58	4.36	4.66	4.22	4.71	4.85	4.25

续表

	13KB01	13KB03	13KB05	13KB17	GBY02	GBY37	GBY39	GBY41
K <sub>2</sub> O	4.27	5.97	4.12	3.80	4.20	3.52	3.43	3.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01
烧失量	0.44	0.36	0.40	0.60	0.64	0.53	0.46	0.54
总量	99.92	100	100.03	100.1	100.17	100.21	99.92	100.27
A/CNK	1.16	1.14	1.22	1.26	1.28	1.24	1.24	1.26
<b>Q</b>	29.60	29.64	33.08	30.89	32.34	33.49	32.18	36.08
<b>Or</b>	25.38	35.42	24.44	22.57	24.95	20.87	20.38	22.29
<b>Ab</b>	41.10	30.41	37.03	39.63	35.89	39.99	41.27	36.06
<i>D. I.</i>	96.08	95.46	94.55	93.09	93.17	94.36	93.83	94.43
微量元素( $\times 10^{-6}$ )								
Ga	21.50	15.3	21.3	23	19.5	19.9	20.7	21.3
Rb	417	445	362	270	318	314	301	308
Sr	4.60	12.7	10.8	23.3	39.8	16.7	20.5	19.7
Y	7.8	15.0	30.0	32.7	27.0	22.7	20.2	21.3
Zr	23.0	21.0	28.0	31.0	35.0	33.0	34.0	32.0
Nb	14.3	6.40	12.1	18.8	12.0	18.2	13.7	26.9
Cs	14.6	24.3	11.4	5.97	6.50	8.29	9.42	6.97
Ba	4.60	9.40	14.8	45.6	62.9	18.7	24.3	41.2
La	2.00	3.80	5.40	7.70	7.40	4.70	6.00	4.50
Ce	4.80	8.70	12.4	16.9	16.0	10.6	13.3	10.1
Pr	0.62	1.06	1.42	2.02	1.97	1.30	1.66	1.32
Nd	2.00	3.90	5.00	8.00	7.20	4.70	6.10	5.10
Sm	1.44	1.86	2.39	2.67	2.53	2.2	2.14	2.22
Eu	0.03	0.03	0.06	0.17	0.18	0.08	0.13	0.12
Gd	1.28	2.03	2.82	3.43	3.41	2.33	2.51	2.66
Tb	0.29	0.47	0.8	0.72	0.71	0.53	0.49	0.56
Dy	1.40	2.68	4.91	4.86	4.61	3.57	3.16	3.27
Ho	0.20	0.41	0.83	1.01	0.88	0.75	0.65	0.65
Er	0.48	1.20	2.26	3.20	2.20	2.18	1.93	1.86
Tm	0.09	0.22	0.47	0.60	0.33	0.42	0.34	0.41
Yb	0.64	1.84	3.77	4.17	2.05	3.06	2.46	3.3
Lu	0.09	0.25	0.53	0.59	0.26	0.45	0.36	0.49
Hf	3.00	2.40	2.20	1.50	1.40	1.80	1.90	2.00
Ta	3.70	3.70	4.60	2.20	1.40	7.70	2.20	9.20
Pb	26.0	124	36.0	26.0	37.0	33.0	25.0	29.0
Th	1.31	2.86	2.98	8.22	4.62	3.9	3.78	4.88
U	1.97	2.57	2.63	5.22	3.57	8.37	9.23	14.35
Eu*	0.004	0.05	0.07	0.17	0.19	0.11	0.17	0.15
TE <sub>1,3</sub>	1.29	1.22	1.26	1.07	1.11	1.12	1.07	1.09

注:Q,Or,Ab为根据主量元素成分推算的标准矿物



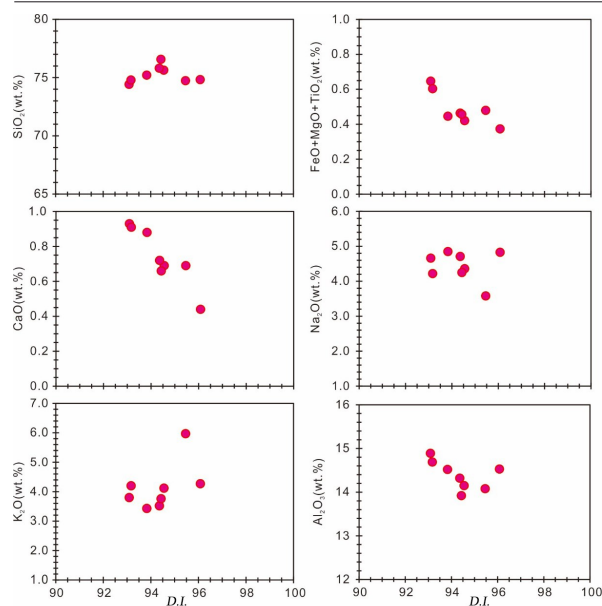


图3 康巴淡色花岗岩主要氧化物含量和  $D.I.$  指数相关关系图

Fig. 3 Selected major oxides plotted against  $D.I.$  for the Kamba leucogranite

康巴淡色花岗岩为富碱的强过铝质高硅岩石 ( $\text{SiO}_2=74.4 \text{ wt. \%} \sim 76.6 \text{ wt. \%}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=13.9 \text{ wt. \%} \sim 14.9 \text{ wt. \%}$ ,  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=8.01 \text{ wt. \%} \sim 9.55 \text{ wt. \%}$ ,  $A/\text{CNK}=1.14 \sim 1.28$ ), 贫钙、铁、镁、钛 ( $\text{CaO}=0.44 \text{ wt. \%} \sim 0.91 \text{ wt. \%}$ ,  $\text{FeO}^*=0.32 \text{ wt. \%} \sim 0.57 \text{ wt. \%}$ ,  $\text{MgO}=0.04 \text{ wt. \%} \sim 0.09 \text{ wt. \%}$ ,  $\text{TiO}_2<0.03 \text{ wt. \%}$ ). 其标准矿物组成落于  $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{Or}$  体系的最低共熔点附近(图 5<sup>[1,27]</sup>), 计算所得的岩石分异指数 ( $D.I.$ ) 在 93.09~96.08 之间.

在微量元素组成上, 康巴淡色花岗岩的 Rb, Sr, Ba, Zr, Th, LREE 含量随  $D.I.$  指数表现出系统性变化(图 4). 微量元素蛛网图所示(图 6a<sup>[28]</sup>), 康巴淡色花岗岩显著地富集 Rb, U, Pb, 亏损 Sr, Ba, Eu, 相对 Nb 富集 Ta, 相对 Zr 富集 Hf. 另外, 这些花岗岩具有较高的 Ga 含量 ( $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}=2.05 \sim 2.92$ ), 与 A 型花岗岩类相当. 康巴淡色花岗岩的稀土元素含量较低, 具有海鸥型的球粒陨石标准化配分曲线(图 6b<sup>[28]</sup>), Eu 负异常显著 ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.004 \sim 0.19$ ). 特别值得注意的是, 部分样品的稀土元素成分具有明显的内部分异特征, 呈现出典型的四分组效应特征(球粒陨石标准

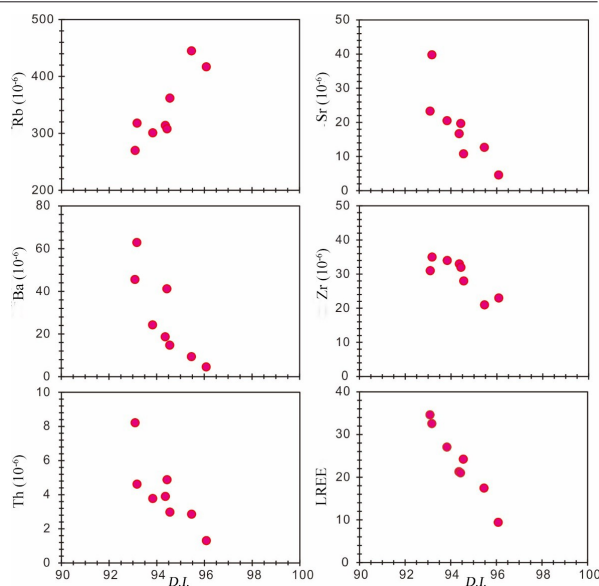


图4 康巴淡色花岗岩主要微量元素成分与  $D.I.$  指数相关关系图

Fig. 4 Selected trace elements plotted against  $D.I.$  for the Kamba leucogranite

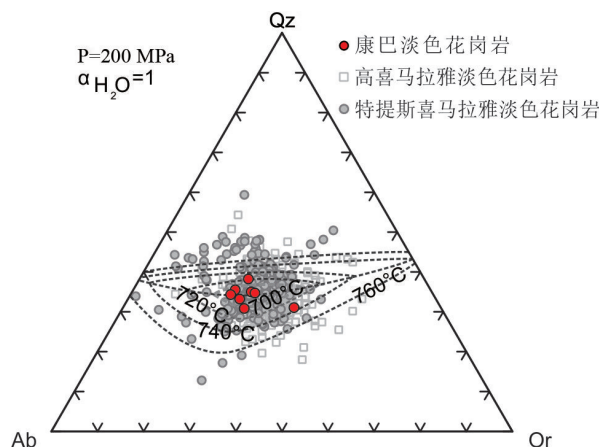


图5 康巴和喜马拉雅淡色花岗岩标准矿物的  $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{Or}$  图解(底图根据文献[27], 喜马拉雅淡色花岗岩数据来自文献[1])

Fig. 5 CIPW normative  $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{Or}$  plot (after ref. [27]) of the Kamba and Himalayan leucogranites (the data of the Himalayan leucogranites are from ref. [1])

化的 REE 配分模式可以分为四个不连续分段的分布曲线<sup>[29]</sup>, 衡量该效应强度的指数为  $TE_{1,3}=[TE_1+TE_3]^{1/2}$ , 其中  $TE_1=[\text{Ce}/\text{Ce}^* \times \text{Pr}/\text{Pr}^*]^{1/2}$ ,  $TE_3=[\text{Tb}/\text{Tb}^* \times \text{Dy}/\text{Dy}^*]^{1/2}$ , 一般认为  $TE_{1,3}$  大于 1.1 时为典型的四分组效应特征<sup>[30]</sup>.

### 3.2 锆石主要元素成分特征 根据晶体形态和

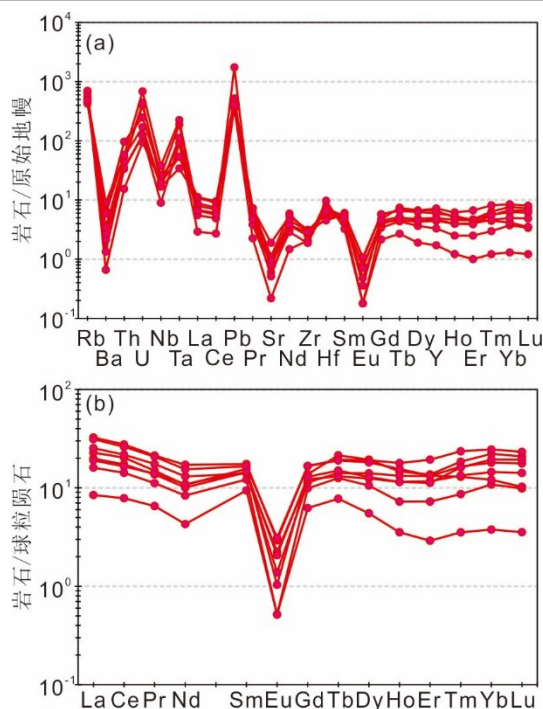


图6 (a)康巴淡色花岗岩稀土元素蛛网图;(b)康巴淡色花岗岩稀土元素配分图。原始地幔和球粒陨石标准值来自文献[28]

Fig. 6 (a) Trace element distribution patterns for the Kamba leucogranite, (b) rare element distribution patterns for the Kamba leucogranite, primitive mantle and Chondrite data are from ref. [28]

CL图像特点,康巴淡色花岗岩中的新结晶锆石可以分为两类:一种是围绕继承核生长的增生边,颜色较暗,但仍可隐约地分辨出内部的环带结构(图7a);另外一种内部多孔的泡沫状锆石(图7b)。这两种不同形态的新结晶锆石在 $\text{HfO}_2$ 含量和 $\text{Zr}/\text{Hf}$ 比值上可以明显区分(表2,图7c),具有环带结构的锆石增生边给出了相对较低的 $\text{HfO}_2$ 含量(0.94 wt. %~1.70 wt. %)和较高 $\text{Zr}/\text{Hf}$ 比值(32.3~60.9),而多孔的泡沫状锆石具有高 $\text{HfO}_2$ 含量(2.22 wt. %~5.82 wt. %)和低 $\text{Zr}/\text{Hf}$ 比值(24.7~9.0)。

**3.3 全岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成特征** 康巴淡色花岗岩样品的 Sr-Nd-Hf 同位素组成见表3和图8<sup>[1,21]</sup>。这些样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  测试值变化于 0.709939~0.797358 之间,其中具有最高  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值的三个样品却给出了最低的测试值(图8a<sup>[1,21]</sup>),年龄校正后的 Sr 初始比值为 0.613061~0.784868(两个异常

低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值 0.613061~0.673338 来自具有最高  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值的样品)。康巴淡色花岗岩的 Nd 同位素比值变化不大,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 -8.1~-11.1(图8b<sup>[1,21]</sup>),两阶段模式年龄为 1.2~1.8 Ga。Hf 同位素组成变化较宽,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为 -0.5~-8.8(图8c<sup>[1,21]</sup>),两阶段模式年龄为 1.1~1.7 Ga。

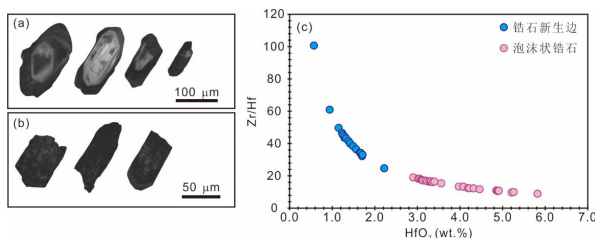


图7 (a,b)康巴淡色花岗岩锆石 CL 图像;(c)康巴淡色花岗岩锆石  $\text{HfO}_2$  与  $\text{Zr}/\text{Hf}$  成分相关图

Fig. 7 (a,b) Showing the Cathodoluminescence (CL) images of the zircons from the Kamba leucogranite, (c) plot of  $\text{HfO}_2$  vs.  $\text{Zr}/\text{Hf}$  in zircons from the Kamba leucogranite

## 4 讨论

**4.1 康巴淡色花岗岩的高分异成因** 与喜马拉雅淡色花岗岩的诸多岩体类似,康巴淡色花岗岩具有与实验所得的低熔岩浆相似的主量元素组成,标准矿物成分投影在  $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{Or}$  图解中最低共熔点附近(图5)。但这并不能说明它们就是壳源岩石发生初始熔融时形成的熔体。事实上,当熔体经历高度结晶分异作用后,其成分也将接近花岗岩最低共熔点。一些重要的元素指标显示,康巴淡色花岗岩应是一种分异程度较高的岩浆,如较高的  $D_1$  指数,较高的  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  和  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$  比值(图9<sup>[31]</sup>)。另外,康巴淡色花岗岩具有较高的 10000 倍  $\text{Ga}/\text{Al}$  值(高于正常花岗岩,与 A 型花岗岩相当)和较低的  $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  含量(图9)。随着结晶分异作用的进行,残余岩浆中的 Ga 会明显富集,受多种副矿物控制的  $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  会逐步亏损。综上,康巴淡色花岗岩应是一种经历了高度结晶分异作用的花岗岩。

由于康巴淡色花岗岩属于一个岩浆分异体系的晚期组分,因此难以根据其化学组分反演其完



表 2 康巴淡色花岗岩锆石主量元素组成

Table 2 Major element compositions of the zircons from the Kamba leucogranites

第一组(增生边)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	33.57	32.81	32.75	32.87	32.57	33.45	32.62	32.67	32.61	32.55	33.28
ZrO <sub>2</sub>	65.76	65.67	65.51	65.70	64.98	65.06	64.35	65.65	65.41	65.79	65.15
HfO <sub>2</sub>	0.57	0.94	1.15	1.23	1.25	1.25	1.29	1.29	1.32	1.38	1.42
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.14	—	0.19	0.08	—	0.51	0.09	—	0.07	—
PbO	—	—	0.08	0.20	—	—	—	0.14	—	—	0.16
总量	99.90	99.56	99.49	100.19	98.88	99.76	98.77	99.84	99.34	99.79	100.01
Zr/Hf	100.7	61.0	49.7	46.6	45.4	45.4	43.5	44.4	43.2	41.6	40.0

第一组(增生边)								第二组(泡沫状锆石)		
12	13	14	15	16	17	18	19	1	2	3
33.10	32.84	32.69	33.31	33.14	32.92	33.30	32.09	32.55	32.66	32.76
65.48	65.65	65.23	64.97	65.48	62.85	64.89	62.80	63.28	63.28	63.89
1.42	1.49	1.56	1.65	1.67	1.70	1.71	2.22	2.90	3.02	3.05
—	—	—	0.05	—	0.30	0.13	0.51	—	0.22	—
—	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—	—
100.00	99.98	99.48	99.98	100.29	97.77	100.03	97.79	98.73	99.18	99.70
40.2	38.4	36.5	34.4	34.2	32.3	33.1	24.7	19.0	18.3	18.3

第二组(泡沫状锆石)													
4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
32.93	32.99	32.76	32.17	32.76	32.81	33.08	32.53	32.91	32.90	32.97	32.71	32.78	32.66
62.52	62.04	61.57	62.35	61.52	62.60	61.63	63.47	62.03	64.24	62.82	60.99	62.05	62.17
3.09	3.11	3.13	3.19	3.23	3.28	3.31	3.32	3.36	3.40	3.56	3.97	4.08	4.08
0.06	—	—	0.39	—	0.24	—	—	—	0.10	—	0.06	—	0.17
—	0.24	0.17	0.21	0.07	0.10	0.18	—	—	—	—	0.09	—	0.13
98.60	98.38	97.63	98.31	97.58	99.03	98.20	99.32	98.30	100.64	99.35	97.82	98.91	99.21
17.7	17.4	17.2	17.1	16.6	16.7	16.2	16.7	16.1	16.5	15.4	13.4	13.3	13.3

第二组(泡沫状锆石)											
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
32.39	32.65	32.85	32.75	32.72	33.03	32.30	33.05	32.93	32.63	32.46	
59.54	59.74	60.82	60.12	61.28	59.80	59.45	60.65	58.04	60.61	59.83	
4.19	4.22	4.32	4.46	4.85	4.88	4.89	4.91	5.21	5.26	5.82	
—	—	—	0.18	0.27	—	0.06	0.14	0.08	0.12	—	
0.22	—	—	—	—	0.09	—	—	—	—	—	
96.34	96.61	97.99	97.51	99.12	97.80	96.70	98.75	96.26	98.62	98.11	
12.4	12.4	12.3	11.8	11.0	10.7	10.6	10.8	9.7	10.1	9.0	

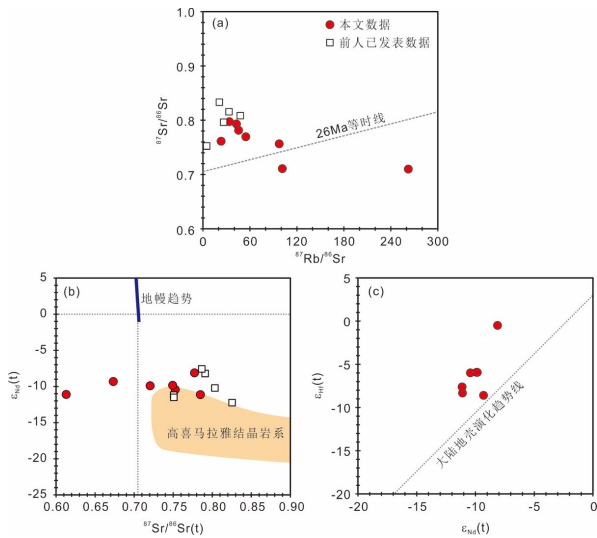
整的岩浆演化历史。但是根据一些关键元素的成分变化特征(图3和图4),仍可以揭示该岩浆体系在演化晚期阶段的结晶分异过程。首先,康巴淡色花岗岩的 $\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ 含量变化范围较

窄,说明在该阶段镁铁质矿物(例如黑云母、白云母和电气石)的分离结晶作用十分有限。 $\text{CaO}$ 的含量随着 $D. I.$ 指数的增加而明显降低,指示斜长石和/或磷灰石的分离结晶。康巴淡色花岗岩中

表3 康巴淡色花岗岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成

Table 3 Sr-Nd-Hf isotope compositions of the Kamba leucogranites

	13KB01	13KB03	13KB05	13KB17	GBY02	GBY37	GBY39	GBY41
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	262.353	101.414	97.447	33.823	23.239	54.733	42.839	45.563
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.709939	0.710788	0.756544	0.797358	0.761257	0.769585	0.793107	0.781371
$2\sigma$	0.000006	0.000005	0.000008	0.000009	0.000007	0.000019	0.000013	0.000011
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.613061	0.673338	0.720560	0.784868	0.752675	0.749374	0.777288	0.764546
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$		0.2882	0.2888	0.2017	0.2123	0.2828	0.2120	0.2630
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		0.512085	0.512176	0.512131	0.512070	0.512118	0.512136	0.512233
$2\sigma$		0.000007	0.000009	0.000006	0.000007	0.000007	0.000008	0.000007
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$		-11.1	-9.3	-9.9	-11.1	-10.4	-9.8	-8.1
$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$		-2203	-1995	12430	88725	-2300	71048	-2869
$T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$		1765	1617	1574	1208	1711	1226	1523
$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$		0.47	0.47	0.03	0.08	0.44	0.08	0.34
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.0043	0.0148	0.0342	0.0559	0.0264	0.0355	0.0269	0.0348
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282510	0.282528	0.282529	0.282615	0.282553	0.282604	0.282601	0.282759
$2\sigma$	0.000003	0.000003	0.000004	0.000014	0.000004	0.000018	0.000004	0.000051
$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	-8.8	-8.3	-8.6	-5.9	-7.6	-6.0	-5.9	-0.5
$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	1148	1615	8532	-1980	3019	10838	2945	6868
$T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	1655	1628	1645	1477	1584	1481	1478	1134
$f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$	-0.87	-0.55	0.03	0.68	-0.21	0.07	-0.19	0.05



The published data for the Kamba leucogranite are from ref. [21], the field of the Greater Himalayan Sequence are from ref. [1]

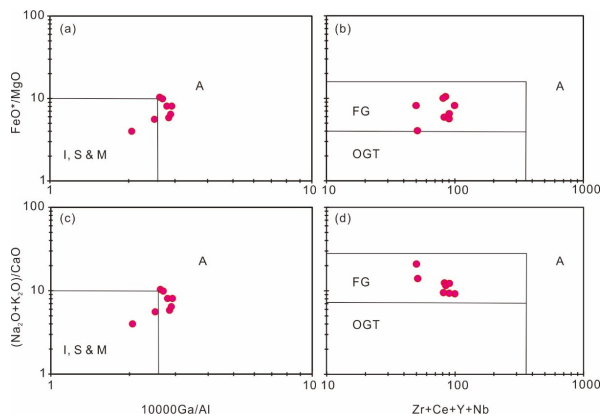
图8 康巴淡色花岗岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成特征

Fig. 8 Sr-Nd-Hf isotope systematics of the Kamba leucogranites

的  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量很低,且在不同样品之间几乎没有差别. 显然,磷灰石不应是岩浆演化晚期阶段的重要分离相矿物. Ba, Sr, Eu 含量以及  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  比值

随  $D.I.$  的增加而明显降低,进一步支持斜长石的分离结晶作用. 另外,REEs, Zr, Hf, Y, Th 含量的显著变化反映出岩浆演化晚期阶段经历了显著的副矿物分离结晶作用. 随着  $D.I.$  值的增高,轻稀土和 Th 含量的显著降低指示了独居石的分离结晶, Zr, Y 和 HREE 含量的降低指示锆石的分离结晶. 除了锆石,磷钇矿的分离结晶可能也导致了 Y 和 HREE 的降低. 根据康巴淡色花岗岩的元素成分特征可以看出,该岩浆体系在演化晚期阶段,以斜长石和副矿物的分离结晶作用为主导.

**4.2 康巴淡色花岗岩的岩浆-热液演化特征** 大量的研究证明,随着花岗质岩浆结晶分异作用的进行,由于无水或少水矿物的晶出,残余熔体中的水含量会逐渐增多,在达到饱和或过饱和后,会发生液相分离,出现富含  $\text{H}_2\text{O}$  及其他挥发性组分的独立流体相,从而开始进入一种以熔体相、晶体相和流体相三相平衡为主要特征的岩浆-热液过渡阶段<sup>[12]</sup>. 康巴淡色花岗岩的岩相学、矿物学和全岩化学成分特征表明,在其形成过程中不仅经历了高度的结晶分异作用,也经历了有流体相活动的岩浆-热液过渡阶段,甚至可能还经历了只有流



FG=Fractionated I-, S-, and M-type granites, OGT=Unfractionated I-, S-, and M-type granites

图 9 花岗岩类型判别图<sup>[31]</sup>

Fig. 9 Discrimination diagrams of the granites after ref. [31]

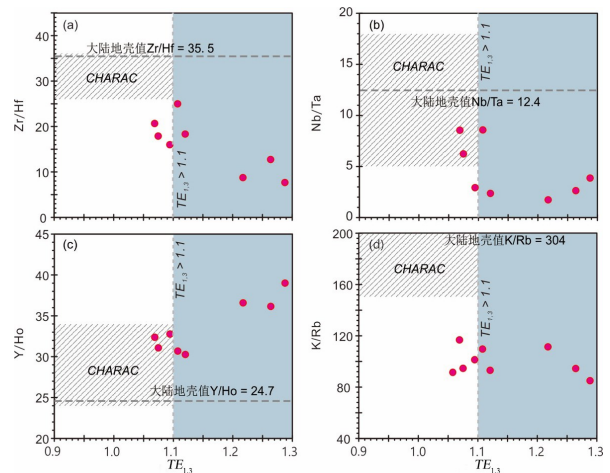
体相和晶体相两相共存(熔体相已完全固结)的热液阶段。

康巴淡色花岗岩中的矿物具有多世代性特征,各种交代结构十分发育,如绢云母化、钾长石化、钠长石化、云英岩化等,指示该岩石曾经历过强烈的热液流体活动。这些具有明显交代结构的岩石样品均十分新鲜,有许多交代结构和交代残留保存在矿物的核部区域,表明在一些交代作用发生之后还继续发生了矿物结晶作用,暗示这些岩石应是主要受到了来自岩浆演化晚期残余熔流体的自交代作用。另外,以上岩相学特征结合全岩化学成分特点可观察到一个有趣的现象,即发生钠长石化的岩石样品往往比发生钾长石化的岩石样品具有更高的演化程度(具有更高的  $D.I.$  指数),这可能与岩浆演化过程中 F 元素含量变化对晶出矿物成分的控制作用有关<sup>[32]</sup>。

康巴淡色花岗岩中具有不同形态和成分的两组新生锆石,应结晶于岩浆演化的不同阶段。具有较好形态的锆石增生边,在 CL 图像下表现出极暗的成像特点(高 U 锆石特点),但仍可分辨出微弱的环带,显示出岩浆锆石的典型特征。在成分上,它们具有中等的  $HfO_2$  含量和 Zr/Hf 比值。根据上述特点,可以推断这些锆石生长边形成于一种高度演化的、略微富集 Hf 的岩浆环境。而另一组整体呈现残破多孔状的锆石,具有明显高的  $HfO_2$  含量和极低的 Zr/Hf 比值,该形态和成分特

征指示,这一类型锆石并非形成于正常的岩浆环境,极有可能是早期结晶锆石受富 Hf 流体交代而重结晶的产物。

在全岩元素化学成分上,康巴淡色花岗岩的 Zr/Hf, Nb/Ta, Y/Ho, K/Rb 等元素比值发生显著分异,均偏离大陆地壳平均值(图 10)<sup>[33-35]</sup>,部分样品表现出明显稀土元素四分组效应特征。这意味着,康巴淡色花岗岩中微量元素的地球化学行为在岩浆演化过程中已不受价态和离子半径控制,而是呈现出非 CHARCA(等价元素对的比值,受离子电价和半径控制)的行为特征。一般认为,这是岩浆体系中含水流体相作用的结果<sup>[33,36]</sup>,指示康巴淡色花岗岩在成岩过程中有明显的流体相出溶。



(The data for the continental crust is after ref. [34], the fields of the CHARAC are after ref. [33,35])

图 10 康巴淡色花岗岩的 Zr/Hf, Nb/Ta, Y/Ho 和 K/Rb 比值以及  $TE_{1,3}$  相关关系特征

Fig. 10 Variations of Zr/Hf, Nb/Ta, Y/Ho and K/Rb versus  $TE_{1,3}$  of the Kamba leucogranite

#### 4.3 全岩同位素对热液流体演化过程的示踪

康巴淡色花岗岩具有极度不均匀的 Sr 同位素组成。该特征在许多喜马拉雅淡色花岗岩岩体中均有出现,往往被解释为低程度部分熔融导致混杂的源区物质不均匀残留或源区发生不平衡熔融的结果<sup>[6,37]</sup>。然而,近期研究发现,喜马拉雅淡色花岗岩中的造岩矿物大都为岩浆结晶的产物(全岩 Rb-Sr 同位素组成主要受控于长石和云母)<sup>[38]</sup>,不支持源区物质残留导致 Sr 同位素组成不均匀的观点。在变沉积岩不平衡熔融的模型中,当有更



多的斜长石参与熔融时,所形成的熔体会具有相对更高的Sr含量和更低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素组成;当有更多的白云母参与熔融时,所形成的熔体会具有相反的特征。但本次研究结果显示(图11a),康巴淡色花岗岩的Sr同位素比值随着Sr含量的增加而升高,这与不平衡熔融所预测的结果相矛盾。另外,康巴淡色花岗岩具有较为均匀的Nd同位素组成,进一步表明这些岩石应来自同一源区,且在部分熔融时应该已经达到了同位素平衡。因此,康巴淡色花岗岩不均匀的Sr同位素组成并非传统所认为的低熔岩浆中不均匀的保留源区成分特征的结果,而应是岩浆形成后复杂的演化过程所致。

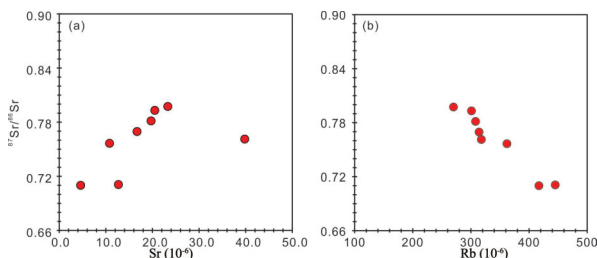


图11 (a)康巴淡色花岗岩Sr含量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相关关系;(b)康巴淡色花岗岩Rb含量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相关关系

Fig. 11 Correlation between Sr concentraion and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio (a) and correlation between Rb concentraion and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  for Kamba leucogranites (b)

已有研究表明,对于一个经历了高度演化的岩浆体系,在热液作用过程中,Rb-Sr同位素体系因具有较强的活动性而会发生迁移,并且受岩浆流体的影响,围岩中的同位素也会发生类似的迁移,进而与岩浆体系发生成分交换<sup>[39-41]</sup>。如图11b所示,康巴淡色花岗岩的Rb含量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测试值呈现很好的负相关,指示该岩体Sr同位素组成不均匀的特征不应是热液流体交代过程导致Rb加入或丢失的结果(Rb的加入应导致高Rb含量的样品具有更多的放射性成因Sr积累,具有更高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测试值;Rb的丢失应导致低Rb含量的样品具有更低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测试值),更像是Sr同位素组成直接受到了干扰。本次工作所分析的样品中,具有最高演化程度的、热液流体作用最明显的三个样品具有最低的Sr同位素比值,进一步支持

在热液流体作用期间,康巴淡色花岗岩的Sr同位素体系发生过开放,受到具有低放射性成因Sr同位素组成的外来物质干扰。这种缺乏放射性成因Sr的成分物质可能是来自围岩。在岩浆热液流体或者其他深部流体的作用下,变沉积围岩中的长石极易发生蚀变交代,导致大量匮乏放射性成因Sr的成分进入流体中。该流体混入岩浆流体中,并可能与已固结岩石进行不同程度的水-岩反应,从而改变岩石的Sr同位素比值。由于岩浆演化末期出溶的流体中极度匮乏Sr元素,因而其Sr同位素比值极易被外来成分彻底改造,从而导致流体活动最强烈的岩石样品具有最低的初始Sr同位素组成。

康巴淡色花岗岩的Hf同位素组成也呈现较大的变化范围。花岗岩中Hf元素的主要载体矿物为锆石,因此全岩Hf同位素组成的变化主要受控于锆石成分。观察分析发现,保留大量继承锆石的康巴淡色花岗岩样品具有相差较大的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值;而锆石几乎全部发生重结晶(泡沫多孔状锆石)的三个样品具有近乎一致的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值。由此可以推断,热液流体在交代继承锆石的同时,会有效地改造这些锆石Hf同位素组成,进而改变花岗岩全岩的Hf同位素组成。虽然稀土元素Lu和高场强元素Hf在一般的流体中含量极低且活动性较差,但是Hf元素在花岗岩浆体系演化末期的残余熔流体中显示富集的特点且活动性较强。因此,岩浆演化末期的热液流体交代作用能够有效地改造花岗岩的Hf同位素组成,并使得流体作用强烈的样品Hf同位素组成均一化。总的来说,康巴淡色花岗岩Hf同位素不均匀的现象可能是不同程度的流体交代和差异性存留继承锆石成分的结果。

与Sr和Hf同位素不同,康巴淡色花岗岩Nd同位素组成较为均匀。样品之间存在的细小变化与流体活动特点没有明显的规律性。该现象与以往的认识一致,即流体作用过程中Nd同位素的活动性较小<sup>[29]</sup>。不同样品之间Nd同位素组成的微弱差异,可能是不同程度地保留了独居石继承组分或是受到深部围岩混染作用的结果。

综上所述,在岩浆-热液过渡及热液作用阶段,Sr同位素极度活跃,极易发生强烈改变;Hf同

元素组成在随着流体活动的增强而趋于均一化; Nd 同位素在该阶段相对最为稳定.

## 5 结 论

本文通过系统的岩相学、矿物学、地球化学研究,对康巴淡色花岗岩的岩石成因和岩浆演化过程进行了讨论,主要获得了以下几点认识:

(1)康巴淡色花岗岩在成岩过程中经历了高度的结晶分异作用,并在演化末期发生了流体相的出溶.

(2)在岩浆演化晚期阶段,该花岗岩体系仍发生了有效的结晶分异作用,以斜长石和副矿物的分离结晶作用为主导.

(3)Rb-Sr, Lu-Hf 和 Sm-Nd 同位素体系在岩浆演化末期的热液流体作用过程中表现出了不同的行为特征. 其中, Sr 同位素极易受到外来流体的影响,这样将导致它无法给出可靠的岩浆来源信息,但是 Sr 同位素的变化特征有可能成为指示岩浆体系发生强烈热液流体活动的有效标志; Hf 同位素组成可能受到岩浆来源和后期热液活动的共同影响,对于一些发生锆石完全重结晶的样品,热液流体过程能够有效均一化它们的 Hf 同位素组成; Nd 同位素在热液流体作用过程的活动性较小,保留了一定示踪岩浆来源的能力.

## 参考文献

- [1] 吴福元, 刘志超, 刘小驰等. 喜马拉雅淡色花岗岩. 岩石学报, 2015, 31(1): 1—36. (Wu F Y, Liu Z C, Liu X C, et al. Himalayan leucogranite: Petrogenesis and implications to orogenesis and plateau uplift. *Acta Petrologica Sinica*, 2015, 31(1): 1—36.)
- [2] Le Fort P, Cuney M, Deniel C, et al. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 1987, 134(1—3): 39—57.
- [3] Winter J D. An introduction to igneous and metamorphic petrology. New Jersey: Prentice-Hall, 2001, 697.
- [4] Liu Z C, Wu F Y, Ji W Q, et al. Petrogenesis of the Ramba leucogranite in the Tethyan Himalaya and constraints on the channel flow model. *Lithos*, 2014, 208—209: 118—136.
- [5] Liu Z C, Wu F Y, Ding L, et al. Highly fractionated Late Eocene (~35 Ma) leucogranite in the Xiaru Dome, Tethyan Himalaya, South Tibet. *Lithos*, 2016, 240—243: 337—354.
- [6] Deniel C, Vidal P, Fernandez A, et al. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 96(1): 78—92.
- [7] Zeng L S, Asimow P D, Saleeby J B. Coupling of anatectic reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatectic melts from a metasedimentary source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(14): 3671—3682.
- [8] Knesel K M, Davidson J P. Insights into collisional magmatism from isotopic fingerprints of melting reactions. *Science*, 2002, 296(5576): 2206—2208.
- [9] 王汝成, 吴福元, 谢磊等. 藏南喜马拉雅淡色花岗岩稀有金属成矿作用初步研究. 中国科学: 地球科学, 2017, 47(8): 871—880. (Wang R C, Wu F Y, Xie L, et al. A preliminary study of rare-metal mineralization in the Himalayan leucogranite belts, South Tibet. *Science China Earth Sciences*, 2017, 60(9): 1655—1663.)
- [10] Wu F Y, Liu X C, Liu Z C, et al. Highly fractionated Himalayan leucogranites and associated rare-metal mineralization. *Lithos*, 2020, 352—353: 105319.
- [11] Burnham C W. Magma and hydrothermal fluids. In: Barnes H L. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. The 2<sup>nd</sup> edition. New York: John Wiley, 1997: 63—123.
- [12] 朱金初, 吴长年, 刘昌实等. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因. 高校地质学报, 2000, 6(1): 40—52. (Zhu J C, Wu C N, Liu C S, et al. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay NO. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China. *Geological Journal of China Universities*, 2000, 6(1): 40—52.)
- [13] Linnen R L, Cuney M. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization//Linnen R L, Samson I M. *Rare-element geochemistry and mineral deposits*. Ottawa: Geological Association of Canada, 2005, 17: 45—67.

- [14] Yin A. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science Review*, 2006, 76(1-2): 1-131.
- [15] Harrison T M, Lovera O M, Grove M. New insights into the origin of two contrasting Himalayan granite belts. *Geology*, 1997, 25(10): 899-902.
- [16] Lee J, Hacker B, Wang Y. Evolution of North Himalayan gneiss domes: structural and metamorphic studies in Mabja Dome, southern Tibet. *Journal of Structural Geology*, 2004, 26(12): 2297-2316.
- [17] Zhang H F, Harris N, Parrish R, et al. Causes and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan antiform. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 228(1-2): 195-212.
- [18] Lee J, Whitehouse M J. Onset of mid-crustal extensional flow in southern Tibet: Evidence from U/Pb zircon ages. *Geology*, 2007, 35(1): 45-48.
- [19] Aoya M, Wallis S R, Kawakami T, et al. The malashan gneiss dome in south Tibet: comparative study with the Kangmar dome with special reference to kinematics of deformation and origin of associated granites//Law R D, Searle M P, Godin L. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones. Geological Society, London, Special Publications, 2006, 268(1): 471-495.
- [20] Quigley M, Yu L J, Liu X H, et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of the Kampa Dome, southern Tibet: Implications for tectonic evolution of the North Himalayan gneiss domes. *Tectonophysics*, 2006, 421(3-4): 269-297.
- [21] Lin C, Zhang J J, Wang X X, et al. Oligocene initiation of the South Tibetan detachment system: constraints from syn-tectonic leucogranites in the Kampa Dome, Northern Himalaya. *Lithos*, 2020, 354-355: 105332.
- [22] Liu X C, Wu F Y, Yu L J, et al. Emplacement age of leucogranite in the Kampa Dome, southern Tibet. *Tectonophysics*, 2006, 667: 163-175.
- [23] Quigley M C, Yu L J, Gregory C, et al. U-Pb SHRIMP zircon geochronology and  $T-t-d$  history of the Kampa Dome, southern Tibet. *Tectonophysics*, 2008, 446(1-4): 97-113.
- [24] Weis D, Kieffer B, Maerschalk C, et al. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, 7(8): Q08006.
- [25] Weis D, Kieffer B, Hanano D, et al. Hf isotope compositions of U. S. Geological Survey reference materials. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007, 8(6): Q06006.
- [26] Thornton C P, Tuttle O F. Chemistry of igneous rocks - [Part] 1, Differentiation index. *American Journal of Science*, 1960, 258(9): 664-684.
- [27] Tuttle O F, Bowen N L. Origin of Granite in the Light of Experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . The Geological Society of America, 1958, 74: 65-75.
- [28] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins. Boston: Geological Society Special Publication, 1989: 313-345.
- [29] 赵振华,熊小林,韩小东. 花岗岩稀土元素四分组效应形成机理探讨:以千里山和巴尔哲花岗岩为例. *中国科学(D辑)*, 1999, 29(4): 331-338.
- [30] Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(3-4): 489-508.
- [31] Whalen J B, Currie K I, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407-419.
- [32] 朱金初,李人科,周凤英等. 广西栗木水溪庙不对称层状伟晶岩-细晶岩岩脉的成因讨论. *地球化学*, 1996, 25(1): 1-9. (Zhu J C, Li R K, Zhou F Y, et al. Genesis of asymmetrically layered pegmatite aplite dykes of Shuiximiao Mine, Limu district, Guangxi. *Geochimica*, 1996, 25(1): 1-9.)
- [33] Bau M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad-effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, 123(3): 323-333.
- [34] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust//Holland A D, Turekian K K. Treatise on geochemistry, 3. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003: 1-64.



- [35] Ballouard C, Poujol M, Boulvais P, et al. Nb - Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic - hydrothermal transition. *Geology*, 2016, 44(3): 231—234.
- [36] Jahn B M, Wu F Y, Capdevila R, et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos*, 2001, 59(4): 171—198.
- [37] Guillot S, Le Fort P. Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos*, 1995, 35(3—4): 221—234.
- [38] Liu Z C, Wu F Y, Liu X C, et al. Mineralogical evidence for fractionation processes in the Himalayan leucogranites of the Ramba Dome, southern Tibet. *Lithos*, 2019, 340—341: 71—86.
- [39] Gerstenberger H. Autometasomatic Rb enrichments in highly evolved granites causing lowered Rb - Sr isochron intercepts. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 93(1): 65—75.
- [40] 金章东, 朱金初, 王银喜等. 铈、钕同位素对德兴斑岩铜矿元素迁移的示踪. *铀矿地质*, 2001, 17(3): 156—161. (Jin Z D, Zhu J C, Wang Y X, et al. Sr and Nd isotope tracer implications for element migration path during formation of Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi province. *Uranium Geology*, 2001, 17(3): 156—161. )
- [41] Glodny J, Grauert B. Evolution of a hydrothermal fluid - rock interaction system as recorded by Sr isotopes: A case study from the Schwarzwald, SW Germany. *Mineralogy and Petrology*, 2009, 95(3—4): 163—178.

(责任编辑 杨 贞)