

桂东南大容山-十万大山 S 型花岗岩带的成因： 地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约*

祁昌实^{1,2} 邓希光³ 李武显¹ 李献华^{1,4**} 杨岳衡^{4,2} 谢烈文⁴

QI ChangShi^{1,2}, DENG XiGuang³, LI XianHua^{1,4**}, LI WuXian¹, YANG YueHeng^{4,2} and XIE LieWen⁴

1. 中国科学院广州地球化学研究所 同位素年代学和地球化学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

3. 广州海洋地质调查局, 广州 510760

4. 中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈国家重点实验室, 北京 100029

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

3. Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510760, China

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

2006-10-15 收稿, 2006-12-20 改回.

Qi CS, Deng XG, Li WX, Li XH, Yang YH and Xie LW. 2007. Origin of the Darongshan-Shiwandashan S-type granitoid belt from southeastern Guangxi: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2):403–412

Abstract Comprehensive geochemical, Sr-Nd isotopic and in-situ zircon Hf isotopic data are reported for the Pubei pluton, the Jiuzhou pluton and the Taima pluton, which consist dominantly of the Darongshan-Shiwandashan granitoid belt in SE Guangxi. Petrographic and element geochemical features show that these plutons are typical S-type granites. High I_{Sr} (>0.721) and low $\varepsilon_{Nd}(t)$ values ($-13.0 \sim -9.9$) indicate that they were originated from evolved crustal materials. Among the ~ 230 Ma magmatic zircons, most have a limited range of $\varepsilon_{Hf}(t)$ values between -11 and -9 corresponding to T_{DM2} ages of ca. 1.9–1.8Ga, and the remainder have relatively high $\varepsilon_{Hf}(t)$ values up to -4.5 corresponding to younger T_{DM2} ages of ca. 1.5Ga. Inherited zircons in age of 1681–384Ma have $\varepsilon_{Hf}(t)$ of $-17.1 \sim +3.4$, and T_{DM2} ages clustering at 2.4Ga, 1.9Ga and 1.5Ga. Considering that most ~ 230 Ma magmatic zircons have $\varepsilon_{Hf}(t)$ values consistent with the estimated values in terms of Hf-Nd isotopic array, we interpret that the crust with average residential time of 1.9Ga is the dominant material source for the studied granites. Some magmatic and inherited zircons have nearly the same T_{DM2} ages of ~ 1.5 Ga, indicating that the crust with average residential time of 1.5Ga is also involved in formation of these granitoids. Given that no igneous zircons with T_{DM2} older than 2.0Ga have been detected, minor amount of recycled crustal materials with average residential time of 2.4Ga could also be involved. Because new mantle inputs have not been identified in terms of zircon Hf isotopes, mantle-derived magmas might not have been involved in formation of this S-type granitoid belt.

Key words Darongshan-Shiwandashan, S-type granite, Zircon, Sr-Nd-Hf isotope

摘要 本文报道桂东南大容山-十万大山花岗岩带浦北岩体(东北带)、旧州岩体(中部带)和台马岩体(西南带)全岩的主、微量元素、Sr-Nd 同位素和锆石的 LAM-MC-ICPMS 原位 Hf 同位素分析结果。岩石学及元素地球化学结果显示: 上述三个岩体为典型 S 型花岗岩; 高 I_{Sr} (>0.721) 和低 $\varepsilon_{Nd}(t)$ ($-13.0 \sim -9.9$) 意味着它们可能来自古老地壳的重熔。岩浆结晶 (~ 230 Ma) 锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值主要集中在 $-11 \sim -9$, 相应的 T_{DM2} 模式年龄为 1.9–1.8Ga; 少数结晶锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值逐渐升高到 -4.5 , T_{DM2} 降低为 ~ 1.5 Ga。捕获锆石(1681–384Ma)的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分布在 $-17.1 \sim +3.4$, T_{DM2} 主要集中在 2.4Ga、1.9Ga

* 国家自然科学基金(40334039; 40421303)资助课题。

第一作者简介: 祁昌实, 男, 1979 年生, 博士研究生, 同位素地球化学专业。

** 通讯作者: 李献华, E-mail: Lixh@gig.ac.cn

和 1.5Ga。大部分岩浆结晶锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与根据“全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和‘地壳 Hf-Nd 相关’预测值”基本一致,表明平均地壳存留年龄为 1.9Ga 的地壳是最重要的物源区。部分岩浆锆石与捕获锆石具有相同的 $T_{\text{DM2}} \sim 1.5\text{Ga}$,表明平均地壳存留年龄为 1.5Ga 的物源区参与了该花岗岩带的形成;由于缺少 $T_{\text{DM2}} > 2.0\text{Ga}$ 的岩浆锆石,少量平均地壳存留年龄为 2.4Ga 的再循环地壳物质参与了该花岗岩带的形成。因为缺少显著幔源特征的高 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值锆石,本文认为地幔物质基本没有参与该 S 型花岗岩带的形成。

关键词 大容山-十万大山; S 型花岗岩; 锆石; Sr-Nd-Hf 同位素

中图法分类号 P588.121; P597.3

1 引言

Chappell and White (1974) 建立 I-S 型花岗岩分类,指出这两类组成不同的花岗岩需要显著差别的源区物质(S 型母岩为变质沉积岩,而 I 型母岩为变质火成岩)。在随后 30 余年的研究中,研究者对 S 型与 I 型花岗岩的成因出现“残留体模式”和“壳幔混合模式”的争议(Chappell *et al.*, 1987; Leake, 1990; 洪大卫, 1994)。前者认为这两类花岗岩分别由单一的(变质)物源熔融形成,捕获的暗色包体为早期岩浆分离结晶后的残留体(Chappell *et al.*, 1987; White *et al.*, 1999); 而壳幔混合模式则认为 S 型花岗岩与 I 型花岗岩实际是由于不同比例的壳幔物质混合熔融产生(McCulloch and Chappell, 1982; Leake, 1990; 洪大卫, 1994)。对于 S 型花岗岩而言, Sr-Nd-Pb 同位素数据通常一致于古老地壳物质的重熔(Chappell and White, 1974; White and Chappell, 1983), 这表明它与古老变质沉积岩可能存在本质上的成因联系。然而,全岩同位素分析给出的是一种“平均结果”,对鉴别多种物质来源(如多种古老或年轻地壳组分)以及地幔岩浆所起作用(热源或可能物源)比较困难。

锆石是花岗质岩浆结晶过程中一种常见副矿物,它的结晶析出受控于温度和岩浆成份的化学演化。在岩浆结晶过程中形成的锆石,其同位素组成可能记录岩浆演化过程中同位素组成的变化(Griffin *et al.*, 2002); 而捕获的继承锆石是母岩体中或其他来源物质的未熔锆石,其同位素组成和年龄记录可暗示物质来源或母岩体演化发展过程(于津海等, 2005; 郑建平, 2004)。Lu-Hf 同位素体系是一种类似 Sm-Nd 体系的研究壳幔演化和相互作用的示踪工具(Patchett *et al.*, 1983; Vervoort and Blichert-Toft, 1999)。锆石有高的 Hf 含量(0.5 ~ 2%) 和低的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值(通常小于 0.002),其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 同位素比值演化类似“普通 Hf”。结合 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和新近出现的激光剥蚀多接收器等离子体质谱技术(LAM-MC-ICPMS),研究者可以获得精确的锆石的 U-Pb 年龄,快速实现其原位微区 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分析,进而判别岩浆形成过程中的物源及热源区。

桂东南十万大山-大容山花岗岩带含有过铝质矿物-堇青石和石榴石,是典型的 S 型花岗岩带(方清浩等, 1987; 汪绍年, 1991; 王庆权和王联魁, 1989; 邓希光, 2003)。它主要由大容山-浦北岩体、旧州岩体和台马岩体构成。三个岩体

的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄均一致集中于 230Ma 左右,个别锆石具有古生代或元古代 U-Pb 年龄(邓希光等, 2004)。该花岗岩带的目前公开发表的 Sr-Nd 同位素数据均来自上世纪 90 年代或之前(黄琳, 1988; 黄萱和 DePaolo, 1989; 徐克勤等, 1989; 刘昌实等, 1990; 于津生等, 1999; 袁忠信和张宗清, 1992; Gilder *et al.*, 1996),数据较少并且缺乏系统配套的岩石地球化学数据。本文将报道来自浦北岩体、旧州岩体和台马岩体的全岩样品的岩石化学及 Sr-Nd 同位素分析结果,并对部分样品中已经进行过 U-Pb 高精度离子探针定年的锆石颗粒(同时一些没有年龄分析的锆石也将被包括其中)进行 LAM-MC-ICPMS 原位 Hf 同位素比值测定,讨论各物源区及地幔在该 S 型花岗岩带形成过程中所起作用。

2 区域地质概况和样品岩相学特征

大容山-十万大山花岗岩带位于广西壮族自治区的东南部,它整体呈北东-南西向展布,北起梧州附近,西南延伸至东兴并进入越南境内,面积约 10000km²,约占广西各类花岗岩出露面积的 50%,它主要包括大容山岩体(北体和南体-浦北岩体)、旧州岩体和台马岩体。该地区出露了寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、古近系和新近系,尤以志留系和二叠系分布最广,缺失中三叠统,大容山-十万大山花岗岩侵入到寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、上二叠统和下三叠统中,可见下侏罗统和下白垩统不整合覆盖(图 1)。

本文研究的浦北岩体位于大容山-十万大山花岗岩带的东北部,由堇青石黑云母花岗岩组成,根据结构可分为内部相、过渡相和边缘相三个相带。内部相带主要见于岩体东部及西部的低凹地区,由中粗粒花岗岩组成,过渡相和边缘相带分别由细中粒和细粒(或中细粒)花岗岩组成。旧州岩体位于大容山-十万大山花岗岩带的中部,由堇青石黑云母二长花岗岩组成,根据结构可分为过渡相带和边缘相带。其中,过渡相带发育,由中粒或中粒斑状花岗岩组成,边缘相带见于岩体西侧和南端,由细粒花岗岩组成。台马岩体位于大容山-十万大山花岗岩带的西南部,由紫苏辉石花岗斑岩组成,相变不明显,只在岩体边部岩石中可见斑晶稍有减少和粒度变细现象。这三个岩体的花岗岩具有花岗结构、块状构造,主要由石英、斜长石、钾长石和黑云母组成,也含有少量的石榴子石、堇青石、紫苏辉石、白云母等,在岩体中普遍有包体和暗色团块。

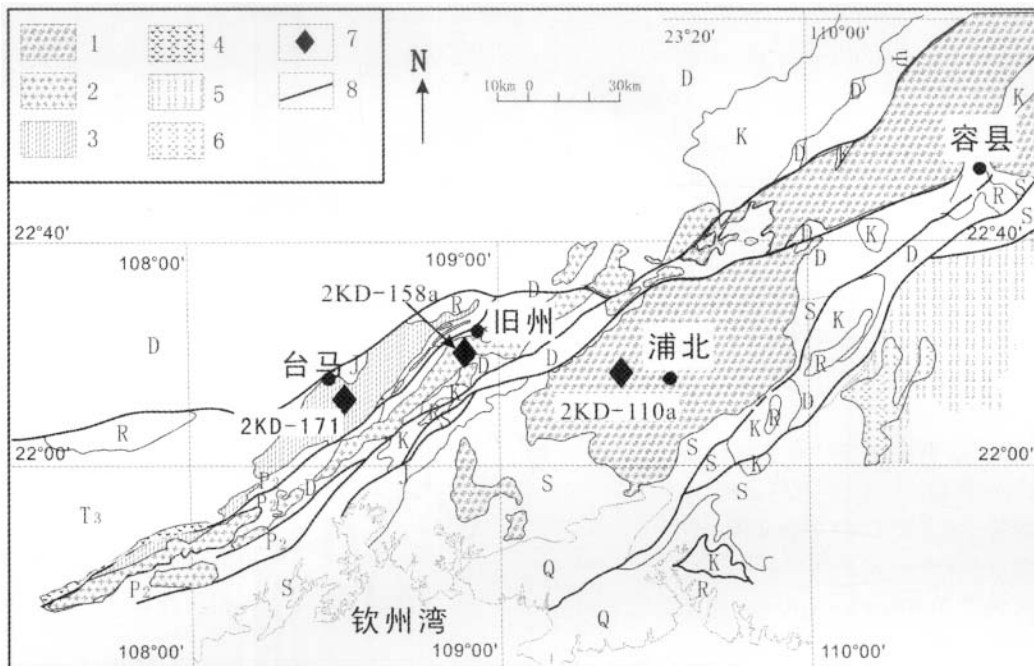


图1 大容山-十万大山花岗岩带地质简图及本文样品采集位置(改编自廖庆康(1991) 与邓希光等(2004))

Q-第四系; R-第三系; K-白垩系; J-侏罗系; T₃-上三叠统; P₂-上二叠统; D-泥盆系; S-志留系; ε-寒武系;

1-浦北岩体; 2-旧州岩体; 3-台马岩体; 4-板八火山岩; 5-云开大山混合岩及片麻岩; 6-陆川岩体; 7-取样位置; 8-断层

Fig.1 Sketched geological map of the Darongshan-Shiwandashan granitoid belt modified after Liao (1991) and Deng *et al.* (2004) and sampling locations

Q-Quaternary; R-Tertiary; K-Cretaceous; J-Jurassic; T₃-Upper Triassic; P₂-Upper Permian; D-Devonian; S-Silurian; ε-Cambrian; 1-Pubei intrusive; 2-Jiuzhou intrusive; 3-Taima intrusive; 4-Banba volcanic rocks; 5-Yunkai Mountain migmatite and gneiss; 6-Luchuan intrusive; 7-sampling location; 8-fault

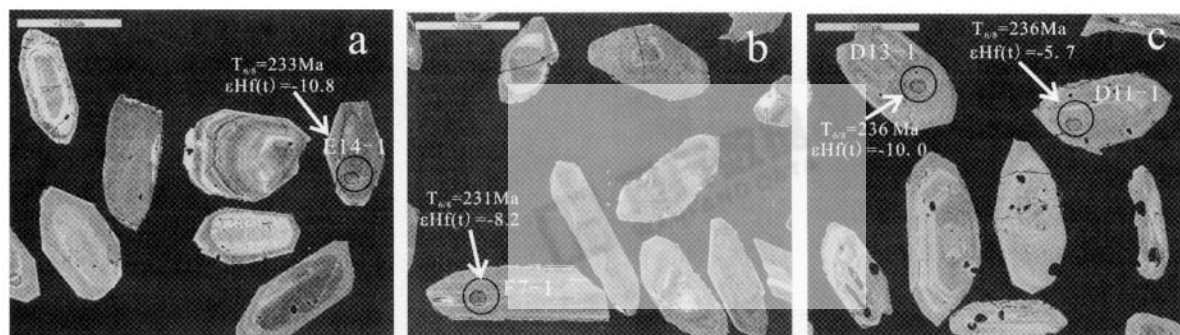


图2 2KD110a(a)、2KD158a(b) 与 2KD171(c) 锆石颗粒背散射图像和分析点位

(大圈为 Hf 同位素分析点, 内小圈为定年点, 照片比例尺均为 200μm)

Fig.2 BSE images of the representative zircons and analysis positions

用作 LAM-MC-ICPMS 原位¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值分析的 3 个锆石样品分别取自浦北岩体样品 2KD110a、旧州岩体样品 2KD158a 和台马岩体样品 2KD171, 具体采样位置参看图 1。2KD110a、2KD158a 和 2KD171 样品所含锆石特征均为透明、浅褐色, 自形-浑圆状, BSE 图像(图 2a、b、c)显示: 部分锆石颗粒存在密集震荡环带, 具有岩浆成因特点; 部分颗粒含不规则的内核, 可能为捕获的残留锆石。SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分析结果表明: 浦北岩体 2KD110a 大部分锆石颗粒

(9/16) 具有一致的谐和年龄, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄平均值为 233 ± 5Ma, 捕获的残留锆石年龄分布在中生代-古元古代; 旧州岩体 2KD158a 锆石颗粒中, 除年龄为新元古代和晚中生代的两颗锆石外, 其余 13 颗锆石具有一致的谐和年龄, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄平均值为 230 ± 4Ma; 台马岩体 2KD171 中, 除 1 个为新元古代外, 其余 14 颗锆石具有一致的谐和年龄, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄平均值为 236 ± 4Ma(邓希光等, 2004)。

3 分析方法

本文选择 22 个蚀变弱或无明显蚀变的样品在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室内进行地球化学分析。除 SiO_2 采用碱融法在 Varian Vista-PRO 型全谱直读电感耦合等离子体发射光谱 (ICP-AES) 上测定、烧失量采用重量法分析外,其他主要元素采用酸溶法在 ICP-AES 上测定。该仪器的长期 (4h) 稳定性优于 1%、分析精度优于 1%,光谱干扰采用峰形成函数来处理被分析峰形,即 Fitted 背景校正 (李献华等, 2002)。微量元素分析采用酸溶法后在 PE Elan 6000 型电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS) 上测定。该仪器的分析精度一般优于 3~5%,对 USGS 标准样品的 40 余种微量元素分析表明:多数元素分析结果与推荐值之间的相对偏差小于 5% (Li, 1997)。

分离纯化后的 Sr 和 Nd 溶液在 Micromass Isoprobe 型多接收器等离子体质谱 (MC-ICPMS) 上进行 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值测定。测定过程中的质量分馏效应分别采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行校正。在本文样品分析过程中, NBS 987 标准的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值为 $0.710247 \pm 17(2\sigma)$; Shin Etsu 标准的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测定值为 $0.512125 \pm 12(2\sigma)$ 。Sr-Nd 同位素比值测定的仪器参数和方法参看韦刚健等 (2002) 和 Li *et al.* (2004)。

锆石原位 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分析在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈国家重点实验室的激光剥蚀-Neptune 型多接收电感耦合等离子体质谱 (LAM-MC-ICPMS) 上完成。对于进行过 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分析的锆石颗粒,原位 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值测定将在原年龄分析位置或附近进行,而对于未进行年龄分析的锆石颗粒,原位 Hf 同位素比值分析将避开可能的残留锆石核,选择具有震荡环带的岩浆锆石位置进行。激光剥蚀取样过程中,激光脉冲速率为 8~10Hz,激光束直径为 63 μm ,激光剥蚀时间约为 26s。

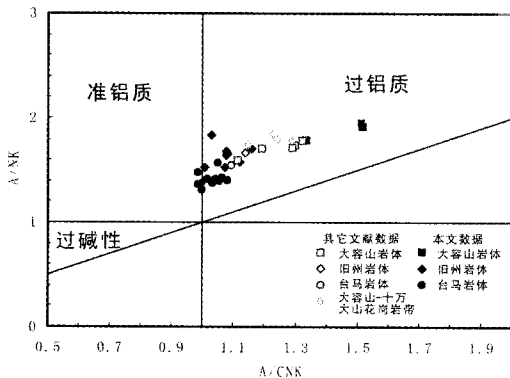


图3 A/CNK-A/NK 图解 (Maniar and Piccoli, 1989)
(图中数据包括本研究,以及方清浩等(1987)和汪绍年(1991))
Fig. 3 A/CNK-A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989)
Data are from this study, Fang *et al.* (1987) and Wang (1991)

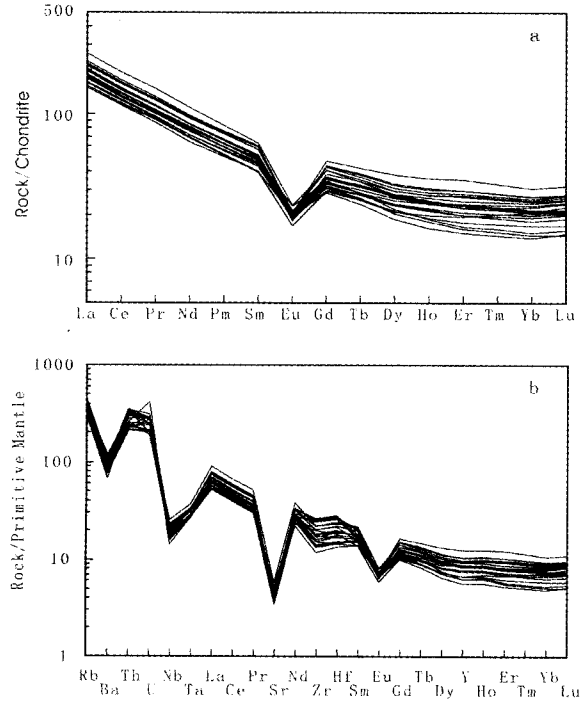


图4 大容山-十万大山花岗岩的 (a) 球粒陨石标准化稀土元素配分模式图; (b) 微量元素“蛛网图” (标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 (a) Chondrite-normalized REE patterns and (b) primitive-mantle normalized incompatible trace element spidergrams for the Darongshan-Shiwandashan granitoids. The condrite and primitive mantle values are after Sun and McDonough (1989).

所有的分析采用静态收集模式进行,对 ^{176}Hf 存在同质异位素干扰的 ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 采用 $^{175}\text{Lu}/^{176}\text{Lu} = 0.02655$ 、 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5886$ 以及 $\beta_{\text{Yb}} = 0.8725 \times \beta_{\text{Hf}}$ 进行校正, β_{Hf} 采用 $(^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{真值}} / (^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{测定值}} = (177/179)^{\beta_{\text{Hf}}}$ 获得。仪器运行条件及详细的分析过程可参看徐平等 (2004)。锆石颗粒 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值原位分析过程初始时刻,锆石标准样 91500 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值 4 次测定平均值为 $0.282325 \pm 20(2\sigma)$; 结束时刻,91500 的 5 次测定平均值为 $0.282305 \pm 25(2\sigma)$ 。标准样分析结果与报道值在误差范围内一致 (徐平等, 2004; Griffin *et al.*, 2000; 祁昌实等, 2005)。

4 实验结果

主要元素分析结果 (表 1) 显示: 大容山-十万大山花岗岩具有高 SiO_2 、 Al_2O_3 和 K_2O 含量和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值、低 MgO 、 CaO 和 P_2O_5 含量的特征。在铝指数-碱指数图解 (A/CNK-A/NK) 中 (图 3), 大部分样品 A/CNK 大于 1 且落入过铝质花岗岩区。在稀土配分模式图上 (图 4-1), 大容山-十万大山花岗岩各岩体具有一致的模式图。具体表现为

表1 大容山-十万大山花岗岩带岩体的化学组成(主量元素单位为wt%,微量元素单位为μg/g)

Table 1 Chemical compositions of Darongshan-Shiwandashan granitoid belt

岩石编号	大容山岩体			旧州岩体									台马岩体									
	2KD106	2KD110a	2KD122	2KD150	2KD151	2KD152	2KD154	2KD155	2KD156	2KD158a	2KD159	2KD160	2KD164	2KD166	2KD171	2KD176	2KD194	2KD196	2KD197	2KD202	2KD203	2KD204
SiO ₂	69.90	71.67	69.62	69.03	68.19	69.77	69.25	68.84	70.04	65.51	68.25	71.21	70.32	69.88	71.19	70.52	71.37	70.19	71.72	71.28	71.80	70.51
TiO ₂	0.53	0.49	0.51	0.79	0.61	0.71	0.80	0.71	0.58	1	0.63	0.37	0.38	0.41	0.43	0.43	0.58	0.60	0.57	0.54	0.50	0.58
Al ₂ O ₃	15.11	13.96	14.78	13.90	13.89	13.81	13.58	13.52	13.45	14.55	13.7	13.84	14.22	14.61	13.66	14.10	13.39	13.37	12.70	12.96	13.09	13.06
(Fe ₂ O ₃) ^T	4.68	4.12	4.21	5.77	4.77	5.29	5.74	5.32	4.63	6.85	4.78	2.91	2.85	3.16	3.32	3.39	4.09	4.42	4.29	4.19	3.93	4.53
MgO	1.58	1.48	1.37	1.58	1.28	1.41	1.57	1.53	1.28	1.96	1.23	0.52	0.51	0.45	0.65	0.72	0.93	0.95	0.85	0.83	0.80	0.96
MnO	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.09	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06
CaO	1.21	1.03	1.51	2.54	2.14	2.44	2.39	2.06	1.92	3.44	2.55	2.13	1.75	2.69	2.09	2.41	1.76	2.04	1.67	1.78	1.50	1.73
Na ₂ O	2.02	1.76	1.99	2.40	2.39	2.44	2.43	2.29	2.29	2.53	2.37	2.53	2.71	2.69	2.71	2.48	2.55	2.54	2.55	2.42	2.35	2.37
K ₂ O	4.11	4.08	4.65	4.01	4.76	4.02	3.97	3.83	4.38	3.47	4.71	5.46	5.39	5.10	5.16	4.57	5.12	4.87	5.09	4.81	5.09	4.85
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.17	0.17	0.16	0.15	0.17	0.15	0.16	0.16	0.14	0.12	0.13	0.14	0.15	0.14	0.12	0.13	0.16	0.14	0.13	0.15
烧失量	1.24	1.95	1.87	0.58	0.87	0.68	0.92	1.07	1.69	1.37	0.75	0.64	1.07	1.36	0.88	0.60	0.79	1.18	1.21	1.31	1.26	1.27
总量	100.59	100.73	100.72	100.84	99.12	100.78	100.89	99.38	100.47	100.93	99.17	99.77	99.37	100.53	100.28	99.40	100.75	100.34	100.86	100.31	100.50	100.07
Sc	10.6	9.92	9.58	12.9	9.80	11.5	13.0	12.0	10.0	15.2	10.4	5.77	5.23	6.20	6.84	6.21	8.48	8.58	8.16	7.93	7.08	8.65
V	62.6	55.5	61.0	61.4	46.4	55.8	63.1	60.8	50.9	83.9	51.3	24.9	23.3	26.9	28.4	29.3	40.8	42.5	39.2	37.0	33.7	41.5
Cr	46.4	41.1	40.6	36.6	28.4	33.2	41.5	37.2	34.1	51.4	28.4	14.5	13.8	35.9	16.9	18.0	25.5	24.9	22.5	21.0	19.7	25.4
Ni	21.8	18.3	19.0	18.1	14.2	16.1	17.1	16.4	15.2	24.8	16.3	6.52	6.31	22.6	7.34	8.87	11.6	11.5	10.7	10.7	11.7	11.8
Ga	18.1	17.3	19.4	18.9	17.4	18.1	18.6	18.0	17.6	21.4	18.1	18.3	18.0	18.6	18.2	19.1	18.5	19.2	18.8	18.4	17.8	18.3
Rb	210.5	213.9	239.5	198.2	205.4	188.9	192.4	195.4	203.3	190.9	220.6	284.6	239.1	226.3	219.1	217.1	236.2	237.2	247.5	227.8	253.9	225.5
Sr	95.3	72.0	99.0	105.9	96.5	99.7	101.4	92.5	92.0	120.3	98.6	92.8	108.3	106.4	102.0	97.0	84.6	90.0	85.5	77.4	73.3	81.8
Y	25.6	30.3	28.1	39.4	30.2	33.8	28.2	35.2	35.2	39.0	42.2	39.1	39.7	38.1	38.8	37.8	42.9	44.1	56.2	47.3	42.0	46.9
Zr	170.5	219.5	196.2	272.2	157.7	227.0	153.0	171.5	147.7	245.9	285.5	131.5	178.9	198.8	190.1	201.8	294.1	281.6	277.0	243.6	293.1	224.2
Nb	13.0	12.3	13.1	15.3	12.6	13.8	15.3	13.8	12.7	18.1	12.3	10.1	11.2	11.5	11.8	12.2	15.0	15.9	15.5	15.1	14.5	16.4
Ba	536.6	552.2	824.1	611.4	744.9	653.2	644.3	564.2	691.4	479.6	667.4	739.3	780.3	829.8	826.2	779.7	747.0	685.9	660.1	659.3	743.7	681.1
La	37.0	36.0	42.5	43.7	38.7	41.9	42.1	41.5	39.3	62.0	42.8	36.1	44.4	48.1	48.3	47.6	52.8	54.6	52.0	51.7	46.7	51.0
Ce	72.6	71.0	84.1	84.4	75.2	80.2	80.8	79.4	77.0	118.4	81.6	70.1	85.7	92.0	92.3	91.3	101.2	104.6	99.6	99.0	88.9	98.3
Pr	8.78	8.65	10.1	10.1	8.99	9.61	9.61	9.53	9.10	14.2	9.82	8.26	10.1	10.8	10.9	10.9	12.1	12.5	12.1	11.9	10.7	11.8
Nd	32.2	31.7	38.1	37.5	33.2	35.5	35.8	35.3	33.3	51.6	36.6	29.8	37.0	39.5	39.8	39.4	44.2	45.5	44.9	43.9	39.7	43.4
Sm	6.14	6.06	7.33	7.29	6.65	6.92	7.02	7.11	6.85	9.60	7.49	6.16	7.56	7.81	7.97	7.73	8.69	9.04	9.24	9.03	7.92	8.69
Eu	1.16	0.98	1.34	1.19	1.12	1.17	1.15	1.15	1.08	1.36	1.22	0.98	1.11	1.25	1.17	1.23	1.22	1.22	1.20	1.14	1.06	1.21
Gd	5.88	6.02	7.11	6.93	6.08	6.58	6.33	6.81	6.42	8.43	7.47	6.07	7.30	7.31	7.58	7.55	8.43	8.83	9.73	9.01	7.91	8.95
Tb	0.89	0.95	1.07	1.12	0.97	1.03	0.98	1.07	1.03	1.27	1.21	1.06	1.17	1.18	1.19	1.20	1.32	1.37	1.58	1.45	1.28	1.42
Dy	4.76	5.34	5.57	6.65	5.41	5.93	5.20	6.02	6.08	7.06	7.10	6.42	6.87	6.84	6.98	6.78	7.50	7.82	9.68	8.37	7.47	8.18
Ho	0.92	1.13	1.06	1.39	1.08	1.21	1.02	1.24	1.26	1.43	1.49	1.36	1.42	1.37	1.40	1.35	1.55	1.62	2.03	1.74	1.56	1.70
Er	2.50	3.23	2.75	3.94	2.94	3.30	2.66	3.30	3.44	3.83	4.13	3.72	3.82	3.70	3.82	3.88	4.52	4.64	5.83	4.90	4.43	4.89
Tm	0.37	0.52	0.41	0.60	0.44	0.50	0.39	0.49	0.52	0.58	0.63	0.56	0.57	0.55	0.57	0.56	0.67	0.69	0.84	0.72	0.66	0.72
Yb	2.37	3.55	2.58	3.95	2.87	3.27	2.48	3.09	3.39	3.84	4.11	3.61	3.69	3.57	3.65	3.50	4.29	4.40	5.21	4.58	4.21	4.54
Lu	0.38	0.58	0.40	0.62	0.43	0.51	0.37	0.48	0.52	0.61	0.64	0.54	0.55	0.53	0.55	0.53	0.67	0.69	0.81	0.70	0.65	0.70
Hf	4.43	5.62	5.14	7.92	4.70	6.58	4.56	5.23	4.46	7.16	8.36	4.11	5.44	5.94	5.77	6.10	8.48	8.24	8.09	7.40	8.66	6.76
Ta	1.31	1.36	1.18	1.38	1.14	1.28	1.38	1.36	1.18	1.51	1.13	1.11	1.09	1.11	1.14	1.09	1.26	1.34	1.33	1.34	1.30	1.37
Th	18.1	18.4	22.0	20.8	18.9	19.7	19.6	19.8	19.8	28.4	21.5	22.0	24.0	26.4	25.3	25.9	30.1	30.0	28.4	29.4	26.8	27.7
U	4.29	4.47	4.00	4.29	5.75	5.29	4.49	6.19	5.05	4.23	5.22	8.74	6.13	5.75	5.95	5.21	5.09	5.97	5.81	6.54	5.85	5.90
TZr(°C) ^a	822	849	824	830	781	815	779	798	783	809	827	762	794	794	792	804	837	830	828	822	844	815

^a $T_{Zr}(^{\circ}C) = 12,900/[2.95 + 0.85M + \ln(496,000/Zr_{melt})]$, after Miller *et al.* (2003).

$M = (Na + K + 2Ca)/(Al \times Si)$, after Watson and Harrison (1983).

表2 大容山-十万大山花岗岩带 Sr-Nd 同位素组成^a

Table 2 Sr and Nd isotopic compositions of Darongshan-Shiwandashan Granitoid Belt

岩石样品	2KD106	2KD110a	2KD122	2KD158a	2KD159	2KD160	2KD164	2KD166	2KD171
Rb ($\mu\text{g/g}$)	210.5	213.9	239.5	190.9	220.6	284.6	239.1	226.3	219.1
Sr ($\mu\text{g/g}$)	95.3	72.0	99.0	120.3	98.6	92.8	108.3	106.4	102.0
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	6.415	8.642	7.025	4.605	6.497	8.910	6.413	6.175	6.235
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.748153	0.757748	0.749549	0.737206	0.742752	0.751593	0.742822	0.742488	0.743584
$2\sigma_m$	0.000018	0.000015	0.000016	0.000016	0.000019	0.000015	0.000019	0.000016	0.000015
ISr	0.7272	0.7295	0.7266	0.7221	0.7215	0.7224	0.7218	0.7223	0.7232
Sm ($\mu\text{g/g}$)	6.14	6.06	7.33	9.60	7.49	6.16	7.56	7.81	7.97
Nd ($\mu\text{g/g}$)	32.2	31.7	38.1	51.6	36.6	29.8	37.0	39.5	39.8
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1153	0.1156	0.1164	0.1126	0.1235	0.1247	0.1235	0.1196	0.1210
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.511865	0.511851	0.511875	0.511917	0.511984	0.511987	0.511989	0.512010	0.512017
$2\sigma_m$	0.000010	0.000008	0.000010	0.000007	0.000009	0.000008	0.000008	0.000010	0.000008
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	-12.7	-13.0	-12.5	-11.6	-10.6	-10.6	-10.5	-10.0	-9.9
TDM(Ga) ^b	2.07	2.09	2.06	1.98	1.90	1.90	1.89	1.85	1.84

a 元素含量采用微量元素分析结果;

b 采用 DePaolo *et al.* (1991) 两阶段模式年龄计算

拥有较高的稀土总量 ($>175\mu\text{g/g}$); $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.2 \sim 12.2$, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.6 \sim 4.2$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.39 \sim 0.59$, 表现出 LREE 富集和明显的 Eu 负异常。在原始地幔标准化的微量元素“蛛网图”上(图4-2),各岩体一致表现出大离子亲石元素相对富集和 Ba、Nb、Ta、Sr 和 Eu 亏损的特征。

大容山-十万大山花岗岩带 Sr-Nd 同位素分析结果列于表2。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值为 $0.7372 \sim 0.7577$, Sr 同位素初始比值 (I_{Sr}) 为 $0.7215 \sim 0.7295$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测定值为 $0.511851 \sim 0.512017$, 初始 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $(-13.0 \sim -9.9)$, Nd 模式年龄 T_{DM} 为 $2.09 \sim 1.84\text{Ga}$ 。样品 2KD110a、2KD158a 和 2KD171 的锆石原位 Hf 同位素分析结果(表3)显示: 230Ma 的岩浆结晶锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 较为集中 ($-11 \sim -9$), 相应的两阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM2}) 为 $1.9 \sim 1.8\text{Ga}$, 少数结晶锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 逐渐升高到 -4.5 , 相应 T_{DM2} 减为 1.5Ga 。U-Pb 年龄从早元古到中生代捕获锆石颗粒的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分布在 $-17.1 \sim +3.4$, T_{DM2} 集中在 2.4Ga 、 1.9Ga 和 1.5Ga 。

5 讨论

浦北、旧州和台马岩体含有典型 S 型花岗岩矿物, 如堇青石和石榴子石等, A/CNK 一般大于 1, 属于过铝质花岗岩。3 个岩体具有一致的 REE 配分模式图和原始地幔标准化微量元素“蛛网图”, 意味着它们成因上存在相关性。大离子亲石元素的富集和 Nb、Ta 等高场强元素的亏损, 表明形成这些岩体的岩浆主要来自地壳。锆石饱和温度计算结果表明, 这三个岩体的花岗岩熔体的“锆石饱和温度”为 $762 \sim 849^\circ\text{C}$, 平均为 811°C , 各岩体之间并不表现差异。全岩 Sr-Nd 同位素分析结果显示浦北、旧州和台马岩体样品均有高的 I_{Sr} (>0.721)、低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-13.0 \sim -9.9$), I_{Sr} 与 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 呈弱的负相关关系, 位于于澳大利亚 Lachlan Fold Belt 花岗岩

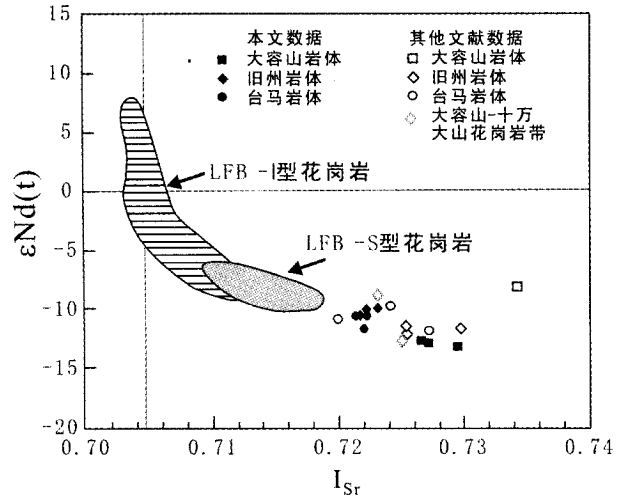


图5 大容山-十万大山花岗岩带 $I_{\text{Sr}}-\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解(图中数据包括本研究, 以及来自黄萱和 DePaolo (1989)、Wider *et al.* (1996) 和于津生等 (1999)。所有 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 数据采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行分馏校正。 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 I_{Sr} 采用 230Ma 年龄重新计算)

Fig. 5 $I_{\text{Sr}}-\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram of Darongshan-Shiwandashan granitoid belt (data are from this study, Huang and DePaolo, 1989, Wilder *et al.*, 1996 and Yu *et al.*, 1999. All $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotopic ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ and all $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ and I_{Sr} values were re-calculated using crystallization age of 230Ma for the granitoid belt)

带 S 型花岗岩的右下方(图5)。该结果与黄萱和 DePaolo (1989)、Gilder *et al.* (1996) 以及于津生等 (1999) 一致, 表明它们源自古老的地壳物质重熔。其中, 浦北岩体样品表现出较旧州和台马岩体样品更高的 I_{Sr} 和更低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 可能意味着源自演化程度更高的地壳物质。

表 3 大容山-十万大山 S 型花岗岩带锆石颗粒原位 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分析结果

Table 3 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic results for zircons of S-type Darongshan-Shiwandashan granitoid belt

颗粒编号 ^a	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma_m$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM1} (Ga)	T_{DM2} (Ga)
91500								
91500-4		0.282328	0.000030	0.000283	0.006899			
91500-5		0.282320	0.000025	0.000284	0.006848			
91500-6		0.282314	0.000030	0.000286	0.006887			
91500-7		0.282338	0.000024	0.000283	0.006892			
2KD110a (浦北岩体)								
		0.281136	0.000059	0.000351	0.009411		2.80	
E12-1	1681	0.281621	0.000049	0.000523	0.012521	-2.6	2.18	2.49
		0.282017	0.000059	0.000606	0.015929		1.66	
E9-1	384	0.282045	0.000050	0.000496	0.012456	-17.1	1.62	2.37
E5-1	596	0.282204	0.000044	0.001034	0.027125	-6.9	1.43	1.92
E16-1	233	0.282284	0.000063	0.000152	0.004194	-12.0	1.29	1.95
		0.282290	0.000043	0.001933	0.052100		1.35	
E2-1	393	0.282293	0.000041	0.001139	0.029006	-8.3	1.31	1.85
E10-1	233	0.282298	0.000039	0.002236	0.059547	-11.8	1.35	1.94
E7-1	233	0.282298	0.000041	0.000202	0.005831	-11.5	1.28	1.92
E13-1	233	0.282299	0.000041	0.000502	0.013248	-11.5	1.28	1.92
E4-1	233	0.282308	0.000018	0.001998	0.051903	-11.4	1.32	1.92
E14-1	233	0.282324	0.000042	0.001671	0.043496	-10.8	1.29	1.88
		0.282326	0.000045	0.002355	0.063651		1.31	
E1-1	233	0.282330	0.000046	0.001857	0.048513	-10.6	1.29	1.87
		0.282330	0.000046	0.002321	0.061742		1.30	
		0.282332	0.000023	0.001779	0.046156		1.28	
		0.282358	0.000045	0.000493	0.013768		1.21	
		0.282363	0.000053	0.001062	0.028385		1.22	
E3-1	790	0.282370	0.000045	0.000849	0.021002	+3.4	1.20	1.45
E8-1	233	0.282376	0.000051	0.000808	0.019942	-8.8	1.19	1.76
E6-1	233	0.282501	0.000042	0.001141	0.029535	-4.5	1.03	1.50
2KD158a (旧州岩体)								
F10-1	793	0.282047	0.000057	0.000059	0.001570	-7.6	1.60	2.11
F15-1	231	0.282323	0.000019	0.001656	0.044552	-10.9	1.29	1.89
F5-1	231	0.282330	0.000030	0.001836	0.049750	-10.7	1.29	1.87
F11-1	231	0.282331	0.000041	0.001108	0.028693	-10.5	1.26	1.96
F1-1	231	0.282345	0.000032	0.001783	0.047209	-10.1	1.27	1.84
F8-1	231	0.282347	0.000031	0.001469	0.038381	-10.0	1.25	1.83
		0.282351	0.000027	0.001818	0.047703		1.26	
F6-1	231	0.282366	0.000022	0.001012	0.027109	-9.3	1.21	1.79
F3-1	231	0.282366	0.000040	0.001347	0.035093	-9.3	1.22	1.79
F13-1	181	0.282378	0.000032	0.001305	0.034576	-10.0	1.20	1.79
F4-1	231	0.282381	0.000040	0.001225	0.031532	-8.8	1.20	1.76
F2-1	231	0.282382	0.000035	0.001222	0.031537	-8.7	1.20	1.76
F7-1	231	0.282398	0.000037	0.001415	0.038839	-8.2	1.18	1.72
F12-1	231	0.282417	0.000036	0.001325	0.035086	-7.5	1.15	1.68
F9-1	231	0.282421	0.000036	0.001266	0.033135	-7.4	1.14	1.67
F14-1	231	0.282466	0.000034	0.001165	0.030782	-5.8	1.08	1.57
2KD171 (台马岩体)								
D14-1	887	0.282271	0.000076	0.000568	0.014588	+2.6	1.32	1.59
D1-1	236	0.282293	0.000041	0.001239	0.031447	-11.6	1.32	1.94
D13-1	236	0.282339	0.000075	0.001081	0.029694	-10.0	1.25	1.84
D4-1	236	0.282358	0.000062	0.001478	0.038505	-9.3	1.24	1.81
D12-1	236	0.282362	0.000043	0.001923	0.049084	-9.1	1.25	1.80
D3-1	236	0.282367	0.000047	0.002465	0.064861	-9.0	1.26	1.80
		0.282371	0.000060	0.001487	0.041231		1.22	
D8-1	236	0.282379	0.000043	0.001766	0.044676	-8.5	1.22	1.76
D6-1	236	0.282381	0.000050	0.001383	0.036660	-8.5	1.20	1.76
D7-1	236	0.282403	0.000047	0.001360	0.036314	-7.7	1.17	1.71
		0.282404	0.000068	0.001207	0.034457		1.17	
D10-1	236	0.282413	0.000068	0.001881	0.051379	-7.3	1.17	1.69
		0.282416	0.000060	0.001920	0.051896		1.17	

颗粒编号 ^a	年龄 (Ma)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2 σ_m	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM1} (Ga)	T_{DM2} (Ga)
D5-1	236	0.282428	0.000060	0.001288	0.035189	-6.8	1.14	1.65
D15-1	236	0.282447	0.000086	0.001092	0.028359	-6.1	1.10	1.61
D11-1	236	0.282458	0.000096	0.001242	0.033173	-5.7	1.09	1.59
91500								
91500-8		0.282306	0.000027	0.000284	0.006752			
91500-9		0.282299	0.000035	0.000286	0.006781			
91500-10		0.282287	0.000038	0.000282	0.006758			
91500-11		0.282312	0.000041	0.000278	0.008834			
91500-12		0.282319	0.000037	0.000285	0.008908			

a 颗粒编号指年龄分析点号。

$$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = [({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_Z - {}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_Z \times (e^{\lambda t} - 1)) / ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(t)} - 1)] \times 10000;$$

$$T_{\text{DM1}} = (1/\lambda) \times \ln [1 + ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} - {}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_Z) / ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} - {}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_Z)];$$

$$T_{\text{DM2}} = (1/\lambda) \times \ln \{ 1 + [{}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} - ({}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_Z + ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{CC}} - {}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_Z) \times (e^{\lambda t} - 1))] / ({}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} - {}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{CC}}) \};$$

表中代号含义: Z 锆石, CHUR 球粒陨石均一储库, DM 亏损地幔, CC 大陆地壳;

$\lambda_{176\text{Lu}} = 1.93 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$, ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}(0)} = 0.282772$, ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} = 0.0332$, ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{DM}(0)} = 0.28325$, ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{DM}} = 0.0384$, ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}_{\text{CC}} = 0.015$ 。所有参数来自 Blichert-Toft and Albarrède (1997) 或 Griffin *et al.* (2002)。

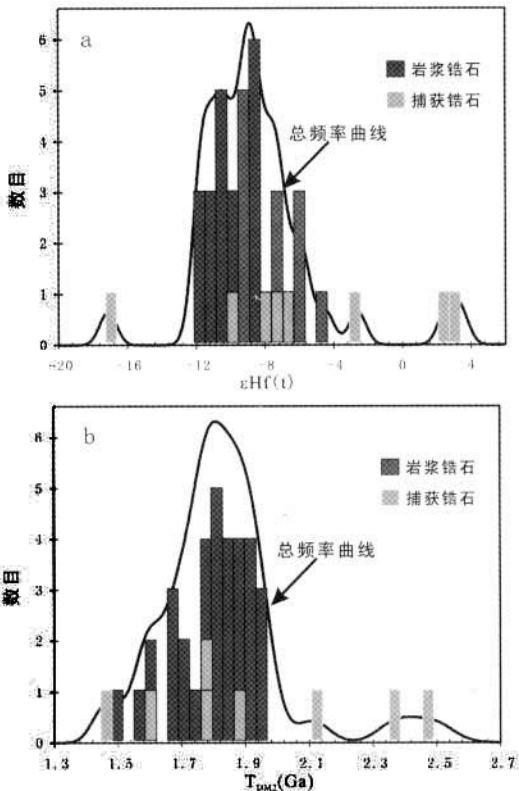


图6 大容山-十万大山花岗岩带锆石的(a) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 频率图; (b) T_{DM2} 频率图

Fig. 6 Cumulative probability plots of (a) $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ and (b) T_{DM2} ages for zircons from 230Ma Darongshan-Shiwandashan granitoid belt

2KD110a、2KD158a 和 2KD171 全岩样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 分别为 -13.0、-11.6 和 -9.9。根据“地壳 Hf-Nd 相关” $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.34 \times \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.82$ (Vervoort *et al.*, 1999) 计算, 相应 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 分别为 -14.6、-12.7 和 -10.4。3 个样品的岩浆结

晶锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 主要集中于 -11 ~ -9 (图 6 和表 3), 较计算值稍高。考虑到“地壳 Nd-Hf 相关”为全球统计结果, 具有一定不确定性, 我们认为 230Ma 岩浆锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值结果与全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值结果基本相关, 并不存在“Nd-Hf 同位素的解耦”。结合全岩 Sr-Nd 分析结果, 本文认为大容山-十万大山花岗岩带主要来自 Nd(Hf) 亏损地幔模式年龄 T_{DM} 为 1.9Ga 左右的地壳源区。3 个样品锆石颗粒中, 均有少数结晶锆石具有比主分布区 (-11 ~ -9) 较高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和相应更年轻的 T_{DM2} , 暗示存在地幔物质加入或年轻地壳物质加入的可能。

2KD110a、2KD158a 和 2KD171 样品中的捕获锆石颗粒 (即年龄 > 230Ma) 大致确定 3 条 Hf 同位素地壳演化趋势线 (图 7): E12-1 和 E9-1 具有最老的 T_{DM2} (2.49Ga 与 2.37Ga); E2-1 和 E5-1 的 T_{DM2} (1.85Ga 和 1.92Ga) 与大部分结晶锆石的 T_{DM2} 一致; 残留锆石 E3-1 和 D14-1 的 U-Pb 年龄为 0.79 和 0.88Ga, 与华南新元古代主要的岩浆活动时代基本一致 (Li, 1999; Li *et al.*, 2003a, b), 其 T_{DM2} 为 1.45 和 1.59Ga, 与三个结晶锆石 E6-1、F14-1 和 D11-1 的 T_{DM2} (1.50 ~ 1.59Ga) 一致, 表明这些结晶锆石很可能来自于新元古代火成岩。由于缺少 $T_{\text{DM2}} > 2.0\text{Ga}$ 的岩浆锆石, 少量平均地壳存留年龄为 2.4Ga 的再循环地壳物质参与了该花岗岩带的形成。因此, 大容山-十万大山花岗岩带 S 型花岗岩的岩浆物源应该来自平均地壳存留年龄分别为 1.9Ga 和 1.5Ga 的两种地壳物源区, 以及少量平均地壳存留年龄为 2.4Ga 的再循环地壳物质。其中, T_{DM2} 为 1.9Ga 物源区为最主要物源区。对于地幔岩浆贡献, 由于岩浆结晶锆石没有显著幔源特征的 Hf 同位素记录, 我们认为地幔物质基本上没有参与该 S 型花岗岩带的形成, 但是, 该花岗岩带具有高的“锆石饱和温度” (平均为 811°C), 表明地幔岩浆很可能为花岗岩的形成提供了热源。

相比全岩 Sr-Nd 同位素和 Nd 模式年龄所指示的“古老地壳重熔”成因, 锆石 U-Pb 年代学和锆石原位 Hf 同位素比值分析显然可能获得更进一步的物源区以及各物源区演化

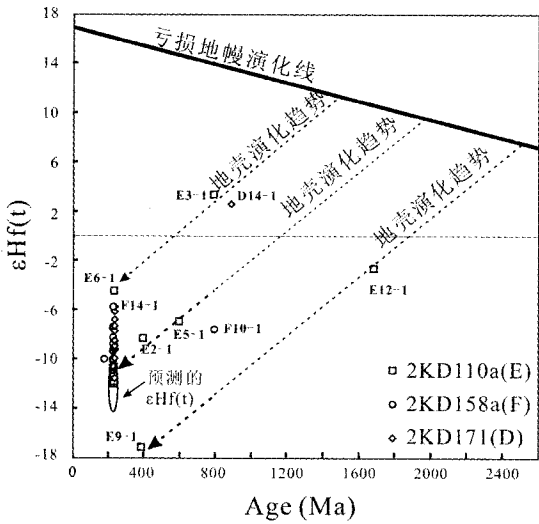


图7 大容山-十万大山花岗岩带锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -t 投影图
(预测的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$: 根据全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和 Hf-Nd 地壳相关计算到的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值)
Fig. 7 Plot of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. age of zircons in Darongshan-Shiwandashan granitoid belt
(The expected $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ is calculated by whole-rock $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values and Hf-Nd crustal array)

的信息。我们相信,更多的来自 S 型花岗岩的锆石的形态学、年代学、微量元素以及 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 原位分析会揭示更多的、更细致的 S 型花岗岩的形成过程和物源区的信息,这将会深化以前简单通过全岩 Sr-Nd-Pb 同位素所获得的认识。

6 结论

岩相学及岩石地球化学分析显示: 来自大容山-十万大山花岗岩带的大容山岩体、旧州岩体和台马岩体为典型 S 型花岗岩。高的 $I_{\text{Sr}} (> 0.721)$ 、低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($-13.0 \sim -9.9$) 和早元古代的 $T_{\text{DM}}(\text{Nd})$ 进一步表明浦北、旧州和台马岩体源自古老的地壳重熔。

锆石 LAM-MC-ICPMS 原位 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分析显示: $\sim 230\text{Ma}$ 岩浆锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 主要集中于 $-11 \sim -9$, 与采用全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值推测的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值基本一致, Hf、Nd 亏损地幔模式年龄类似, 表明平均地壳存留年龄为 1.9Ga 的物源区为形成大容山-十万大山花岗岩带的最重要物源区。少数结晶锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值逐渐升高到 -4.5 , 相应 T_{DM2} 减为 $\sim 1.5\text{Ga}$, 与部分捕获锆石的 T_{DM2} 相同, 表明平均地壳存留年龄为 1.5Ga 的物源区也参与了该花岗岩带的形成。由于缺少与 T_{DM2} 为 2.4Ga 的捕获锆石具有一致模式年龄的岩浆锆石, 我们认为少量平均地壳存留年龄为 2.4Ga 的再循环地壳物质参与了该花岗岩带的形成。因为缺少显著幔源特征的高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值锆石, 本文认为地幔物质基本没有参与该 S 型花岗岩带的形成, 但地幔岩浆很可能为花岗岩的形成提供了热源。

致谢 刘颖、梁细荣和涂湘林对元素和 Sr-Nd 同位素分析进行了指导和帮助; 杨进辉博士和一位匿名评审员对本文提出了宝贵的修改意见, 在此一并致谢。

References

Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148: 243 - 258

Chappell BW and White AJR. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8: 173 - 174

Chappell BW, White AJR, Wyborn D. 1987. The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28: 1111 - 1138

Deng XG, Chen ZG, Li XH, et al. 2004. SHRIMP U-Pb Zircon Dating of the Darongshan-Shiwandashan Granitoid Belt in Southeastern Guangxi, China. *Geological Review*, 50 (4): 426 - 432 (in Chinese with English abstract)

Deng XG. 2003. SHRIMP U-Pb Zircon Geochronological, Geochemical and Sr-Nd isotopic study on the S-type Granites Southeastern Guangxi, China. Study Report of post-doctor (in Chinese with English abstract)

DePaolo DJ, Linn AM, Schubert G. 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophys. Res.*, 96: 2071 - 2088

Fang QH, Feng JC, He LY. 1987. The S-type granite suite in Darongshan, Guangxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, (3): 23 - 33 (in Chinese with English abstract)

Gilder SA, Gill J, Coe RS, et al. 1996. Isotopic and Paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China. *Journal of Geophysical Research*, 101(B7): 16137 - 16154

Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in Kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 133 - 147

Griffin WL, Xiang W, Jackson SE, et al. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61: 237 - 269

Hong DW. 1994. Recent developments in granite research. *Earth Science Frontiers*, 1 - 2(1): 79 - 86 (in Chinese with English abstract)

Huang L. 1988. Isotope geochemical studies of the Darongshan peraluminous composite batholith of granitoids in Guangxi Autonomous Region, China. *Geochimica*, 17(1): 26 - 40 (in Chinese with English abstract)

Huang X and DePaolo DJ. 1989. Study of sources of Paleozoic granitoids and the basement of south China by means of Nd-Sr isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, (1): 28 - 36 (in Chinese with English abstract)

Leake BE. 1990. Granite magmas: their sources, initiation and consequences of emplacement. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 147: 579 - 589

Li XH. 1997. Timing of the Cathaysia Block Formation: Constraints from SHRIMP U-Pb Zircon Geochronology. *Episodes*, 30: 188 - 192

Li XH. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of Yangtza Block; timing of the Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia Assembly. *Precambrian Res.*, 97: 43 - 57

Li XH, Liu Y, Tu XL et al. 2002. Precise determination of chemical compositions in silicate rocks using ICP-AES and ICP-MS: A comparative study of sample digestion techniques of alkali fusion and acid dissolution. *Geochimica*, 31(3): 289 - 294 (in Chinese with English abstract)

Li XH, Li ZX, Ge WC, et al. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825Ma? *Precambrian Res.*, 122: 45 - 83

Li XH, Liu DY, Sun M, et al. 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the super-giant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host

- granite, Southeast China. *Geol. Mag.*, 141: 225–231
- Li ZX, Li XH, Kinny PD, *et al.* 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents; evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Res.*, 122: 85–109
- Liao QK. 1991. Form ing time of Darongshan-Shiwandashan granite batholith in Guangxi. *Guangxi Geology*, 4 (4): 59–68 (in Chinese with English abstract)
- Liu CS, Zhu JC, Shen WZ, *et al.* 1990. Evolution of continental crust and material source (genesis) of granitoids in south China. *Geotect. Metallog.*, 14 (2): 125–138 (in Chinese with English abstract)
- Miller CF, McDowell SM, Mapes RW. 2003. Hot and cold granite? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31: 529–532
- Maniar PD and Piccoli, PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635–643
- McCulloch MT and Chappell BW. 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58: 51–64
- Patchett PJ. 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary Chronology and chemical evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47: 81–91
- Qi CS, Li XH, Liang XR, *et al.* 2005. High-precision Measurement of Hf Isotopic Reference Values for the U-Pb Geochronology Standard Zircons by Multi-collector Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Journal of Mass Spectrometry Society*. 25 (3): 149–154 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication. 42: 313–345
- Vervoort JD and Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted Myrtle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 63: 533–556
- Vervoort JD, Patchett PJ, Blichert-Toft J, *et al.* 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168: 79–99
- Wang SN. 1991. Characteristics and genesis of granitoids in the Darongshan and Shiwandashan area of Guangxi Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, (2): 73–80 (in Chinese with English abstract)
- Wang QQ, Wang LK. 1989. Genetic studies of garnet and cordierite in the Darongshan granite zone. *Acta Mineralogica Sinica*, (1): 42–50 (in Chinese with English abstract)
- Watson EB and Harrison TM. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magmatypes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295–304
- Wei GJ, Liang XR, Li XH, *et al.* 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid base using (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31 (3): 295–299 (in Chinese with English abstract)
- White AJR and Chappell BW. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir*, 159: 21–34
- White AJR, Chappell BW and Wyborn D. 1999. Application of the restite model to the Deddick Grano-diorite and its enclaves; a re-interpretation of the observations and data of Maas *et al.* *J. Petrol.*, 40: 413–421
- Xu KQ, Zhu JC, Liu CS, *et al.* 1989. Genetic series and material sources of granitoids in south China. *J. Nanjing University (Geoscience Edi.)*, 25 (3): 1–18 (in Chinese with English abstract)
- Xu P, Wu FY, Xie LW, *et al.* 2004. Hf isotopic compositions of the standard zircons for U-Pb dating. *Chinese Science Bulletin*, 49: 1642–1648
- Yu JH, Zhou XM, O'Reilly YS, *et al.* 2005. Formation history and protolith characteristics of granulite facies metamorphic rock in Central Cathaysia deduced from U-Pb and Lu-Hf isotopic studies of single zircon grains. *Chinese Science Bulletin*, 50: 2080–2089
- Yu JS, Gui XT, Yuan Chao. 1999. The characteristics of isotopes geochemistry of Darongshan granitoid suite, Guangxi. *Guangxi Geology*, 12(3): 1–6 (in Chinese with English abstract)
- Yuan ZX, Zhang Zongqing. 1992. Sm-Nd isotopic characteristics of granitoids in the Nanling region and their petrogenetic analysis. *Geological Review* 38 (1): 1–14 (in Chinese with English abstract)
- Zheng JP, Lu FX, Yu CM, *et al.* 2004. An in situ zircon Hf isotopic, U-Pb age and trace element study of banded granulite xenoliths from Hannuoba basalt: Tracking the early evolution of the lower crust in the North China Craton. *Chinese Science Bulletin*, 49: 277–285

附中文参考文献

- 邓希光, 陈志刚, 李献华等. 2004. 桂东南地区大容山—十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. *地质论评*, 50(4): 426–432
- 邓希光. 2003. 桂东南 S 型花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、元素和 Sr-Nd 同位素地球化学研究. 博士后研究报告
- 方清浩, 冯君储, 何令仪. 1987. 广西大容山 S-型花岗岩套. *岩石学报*, (3): 23–33
- 洪大卫. 1994. 花岗岩研究的最新进展及发展趋势. *地学前缘*, 1: 79–85
- 黄琳. 1988. 广西大容山过铝花岗岩复式岩基的同位素地球化学研究. *地球化学*, 17(1): 26–40
- 黄董, DePaolo DJ. 1989. 华南中生代花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究及华南基底. *岩石学报*, (1): 28–36
- 李献华, 刘颖, 涂湘林等. 2002. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比. *地球化学*, 31(3): 289–294
- 廖庆康. 1991. 广西大容山—十万大山花岗岩岩基形成时代. *广西地质*, 4(4): 59–68
- 刘昌实, 朱金初, 沈渭洲等. 1990. 华南花岗岩物源成因特征与陆壳演化. *大地构造与成矿学*, 14: 125–138
- 祁昌实, 李献华, 梁细荣等. 2005. U-Pb 定年锆石标准¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值的多接收器电感耦合等离子体质谱测定. *质谱学报*, 26(3): 149–154
- 汪绍年. 1991. 广西大容山—十万大山岩带花岗岩带中花岗岩类特征及成因. *岩石学报*, 7(2): 73–80
- 王庆权, 王联魁. 1989. 大容山花岗岩带中石榴石、堇青石的成因研究. *矿物学报*, 9(1): 42–50
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华等. 2002. (LP)MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 31(3): 295–299
- 徐克勤, 朱金初, 刘昌实等. 1989. 华南花岗岩类成因系列和物质来源. *南京大学学报(自然科学版)*, 25(3): 1–18
- 徐平, 吴福元, 谢烈文等. 2004. U-Pb 同位素定年锆石标准的 Hf 同位素. *科学通报*, 49: 1403–1410
- 于津海, 周新民, O'Reilly YS 等. 2005. 南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质: 锆石的 U-Pb-Hf 同位素研究. *科学通报*, 50(16): 1758–1767
- 于津生, 桂训唐, 袁超. 1999. 广西大容山花岗岩套同位素地球化学特征. *广西地质*, 12(3): 1–6
- 袁忠信, 张宗清. 1992. 南岭花岗岩类岩石 Sm、Nd 同位素特征及岩石成因探讨. *地质论评*, 38(1): 1–14
- 郑建平, 路凤香, 余淳梅等. 2004. 汉诺坝玄武岩中条带状麻粒岩捕虏体锆石原位 Hf 同位素、U-Pb 定年和微量元素研究. *科学通报*, 49: 375–383