

# 福建漳州花岗闪长岩成因：来自磷灰石 地球化学的约束

张晓兵<sup>1,2</sup>, 郭 锋<sup>1,3\*</sup>, 张 博<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国科学院深地科学卓越创新中心, 广东 广州 510640)

**摘 要:** 磷灰石是火成岩中常见的副矿物, 富含卤素(F、Cl)和微量元素(REE、Y、Sr、Th 和 U)等。磷灰石的元素及同位素特征可以指示岩浆岩源区、演化和热液作用等过程。本研究选择中国东南沿海漳州侵入杂岩中的花岗闪长岩, 开展磷灰石原位主量元素、卤素、微量元素和氧同位素分析, 以揭示该类花岗质岩石的源区、岩浆演化过程和可能的热液活动。根据磷灰石内部结构、元素和同位素组成, 将花岗闪长岩中的磷灰石分成 2 组: 岩浆型和交代型。岩浆型磷灰石以自形晶体为主, La/Yb、Eu/Eu\* 值与 Sr 含量都呈正相关关系, 并显示出相对均一的氧同位素组成( $\delta^{18}\text{O}=5.6\text{‰}\sim 6.7\text{‰}$ ), 且落在“I 型花岗岩”区间内。结合全岩同位素组成, 岩浆型磷灰石结晶于源区主要为新生地壳物质的花岗质岩浆, 并受到斜长石和榍石分离结晶作用的影响。交代型磷灰石主要为半自形或它形晶体, 也以磷灰石增生边的形式出现。交代型磷灰石具有极高的 F/Cl 值和极低的 Th/U 值、较低的  $\Sigma\text{REE}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值( $\delta^{18}\text{O}=2.9\text{‰}\sim 6.2\text{‰}$ ), 同时 Eu/Eu\* 值与 Sr 含量呈正相关关系。交代型磷灰石结构和地球化学特征反映岩浆在演化晚期受到了高 F/Cl 值、高氧逸度和低  $\delta^{18}\text{O}$  值的热液流体活动的影响。2 组磷灰石的对比研究结果显示, 磷灰石地球化学特征不仅能示踪源区属性, 还能较好地记录岩浆演化和热液作用过程, 是开展花岗岩成因研究的重要示踪剂。

**关键词:** 磷灰石; 微量元素; 氧同位素; 东南沿海; 花岗岩

中图分类号: P588.121; P597.3 文献标志码: A 文章编号: 0379-1726(2022)05-0585-13

DOI: 10.19700/j.0379-1726.2022.05.007

## Petrogenesis of granodiorite in Zhangzhou, Fujian Province: Constraints from apatite geochemistry

ZHANG Xiaobing<sup>1,2</sup>, GUO Feng<sup>1,3\*</sup>, ZHANG Bo<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Center for Excellence in Deep Earth Science, Guangzhou 510640, Guangdong, China)

**Abstract:** Apatite is a common accessory mineral in igneous rocks. It contains a range of elements of various geochemical behaviors, including halogens (F, Cl) and trace elements (such as rare earth elements (REE), Y, Sr, Th, and U). Apatite has been proven to record magma source, magmatic processes, and post-crystallization hydrothermal activity. Here, we conducted an in-situ analysis of major elements, halogens, trace elements, and O isotopes in apatite from Cretaceous Zhangzhou granodiorite in SE China to investigate the magma source, magmatic evolution, and post-crystallization hydrothermal activity. Based on texture and composition, apatite can be divided into two groups of magmatic apatite and hydrothermally altered apatite. Magmatic apatite is dominated by euhedral crystals and shows positive correlations between Sr and Eu/Eu\* and La/Yb. These apatites have a limited range of O

收稿日期: 2020-09-30; 改回日期: 2021-04-25

项目资助: 国家自然科学基金项目(42103044、42073032)和国家杰出青年科学基金项目(41525006)联合资助。

第一作者简介: 张晓兵(1991-), 男, 博士, 岩石学及矿物微区方向。E-mail: xiaobingzhang2011@outlook.com

通信作者: 郭锋(1971-), 男, 研究员, 主要从事岩石学与大地构造学的研究。E-mail: fengguo@gig.ac.cn

isotopes ( $\delta^{18}\text{O} = 5.6\text{‰} - 6.7\text{‰}$ ), and their elemental features fall within the "I-type granite". These features indicate that apatite crystallized in a granitic magma derivation from newly accreted arc crust and co-precipitated with plagioclase and titanite. Hydrothermally altered apatites are mainly anhedral crystals, often in the form of magmatic apatite overgrowth rims. This type of apatite has low Th/U ratio,  $\Sigma\text{REE}$  content, and  $\delta^{18}\text{O}$  value (2.9‰–6.2‰) but high F/Cl ratio. The negative correlation between Sr and Eu/Eu\* in hydrothermally altered apatite is uncommon. These geochemical features reflect hydrothermal fluid activity with high F/Cl, high oxidation, and low  $\delta^{18}\text{O}$  value. This study shows the potential of using apatite geochemistry in monitoring magma source, magmatic evolution, and post-crystallization fluid activity.

**Key words:** apatite; trace element; oxygen isotope; Southeast China; granite

## 0 引言

花岗质岩石作为大陆地壳的重要组成部分,是研究大陆地壳生长和演化过程的窗口(吴福元等, 2007)。花岗岩的成分特征主要受岩浆源区的控制,在地球化学上被划分为 I 型、S 型、M 型和 A 型花岗岩(Chappell and White, 1974)。然而,岩浆演化过程(岩浆混合、地壳混染等)和后期热液活动过程可能会显著改变岩浆体系的元素及同位素组成(Clemens and Stevens, 2012)。比如,岩浆经过高度分异作用后会趋向于花岗岩体系 Q-Ab-Or 的最低共结点,而且热液流体活动也可能影响岩石和矿物的地球化学组成。因此,花岗岩的全岩成分难以真实地反映原始岩浆的化学成分和矿物组合特征(吴福元等, 2017),全面认识岩浆演化与后期热液活动过程对于理解花岗岩成因非常重要(Zhang et al., 2020)。

磷灰石是各类岩浆岩及热液体系中最常见的副矿物,它富集稀土元素(REE)、卤素(F、Cl)及 Th、U 等元素(Pan and Fleet, 2002)。作为早期结晶相,磷灰石具有保存岩浆源区信息的能力(赵振华, 2010)。最近的研究表明,相对于全岩地球化学数据,磷灰石卤素及微量元素特征能有效示踪岩浆源区属性。磷灰石的结构和成分特征可以记录岩浆过程,比如角闪石分离结晶作用会导致磷灰石 La/Yb 值和 Cl 含量降低(Zhang et al., 2020),岩浆混合过程也会形成磷灰石的成分环带结构(Zhang et al., 2021)。另一方面,热液流体活动会显著改造磷灰石的结构、元素与同位素组成特征,比如卤素和稀土元素迁移等(Harlov and Förster, 2003; Harlov et al., 2011)。总之,磷灰石结构及元素特征对熔体和热液流体成分的变化非常敏感,开展磷灰石的原位地球化学研究为揭示岩浆源区特征和演化过程具有重要的指示意义(Sha and

Chappell, 1999; Chu et al., 2009; Li et al., 2017; Zhang et al., 2021)。

中国东南沿海广泛发育晚中生代长英质岩浆岩(Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007),一直是花岗岩成因研究的热点地区。前人在该区域内开展了一系列基础性研究工作,比如全岩地球化学及锆石 U-Pb 定年和 Hf-O 同位素等研究工作(Li et al., 2014)。然而中国东南沿海地区内花岗岩成因一直存在争议,包括古老地壳、年轻地壳的重熔和壳-幔岩浆混合等成因模式(邢光福等, 1999; Xu et al., 1999; Guo et al., 2012; Li et al., 2018; Chen et al., 2019)。前人的研究多侧重于用花岗岩源区和岩浆过程来解释全岩地球化学数据,比如将花岗岩相对亏损的 Nd-Hf 同位素组成归因为源区属性(Li et al., 2018; 张博等, 2020)或岩浆过程(岩浆混合、同化混染等)的改造(王德滋和沈渭洲, 2003; Guo et al., 2012)。然而少有学者关注热液流体活动对元素和同位素组成的影响(Zhang et al., 2020)。本研究选取福建漳州地区长英质侵入杂岩的花岗闪长岩单元,通过磷灰石结构、元素和 O 同位素分析,尝试更全面地剖析花岗岩源区属性、岩浆演化及可能的后期热液过程。

## 1 地质背景及岩石特征

华南板块由扬子和华夏板块在新元古代拼合而成(Zhang et al., 2013)。其中,华夏板块位于华南板块东南部,经历了燕山运动并形成大规模的晚中生代构造-岩浆作用(Zhou et al., 2006)(图 1)。虽然存在不同的成因模式,但是研究者常将燕山运动与古太平洋的俯冲作用联系起来(Zhou and Li, 2000; Li and Li, 2007; Sun et al., 2007)。华夏板块晚中生代的岩浆活动主要集中在丽水-海丰断裂以东,被称为“东南沿海岩浆带”(Chen et al., 2008)。漳州侵入杂岩体就位于该岩浆带上(图 1)。

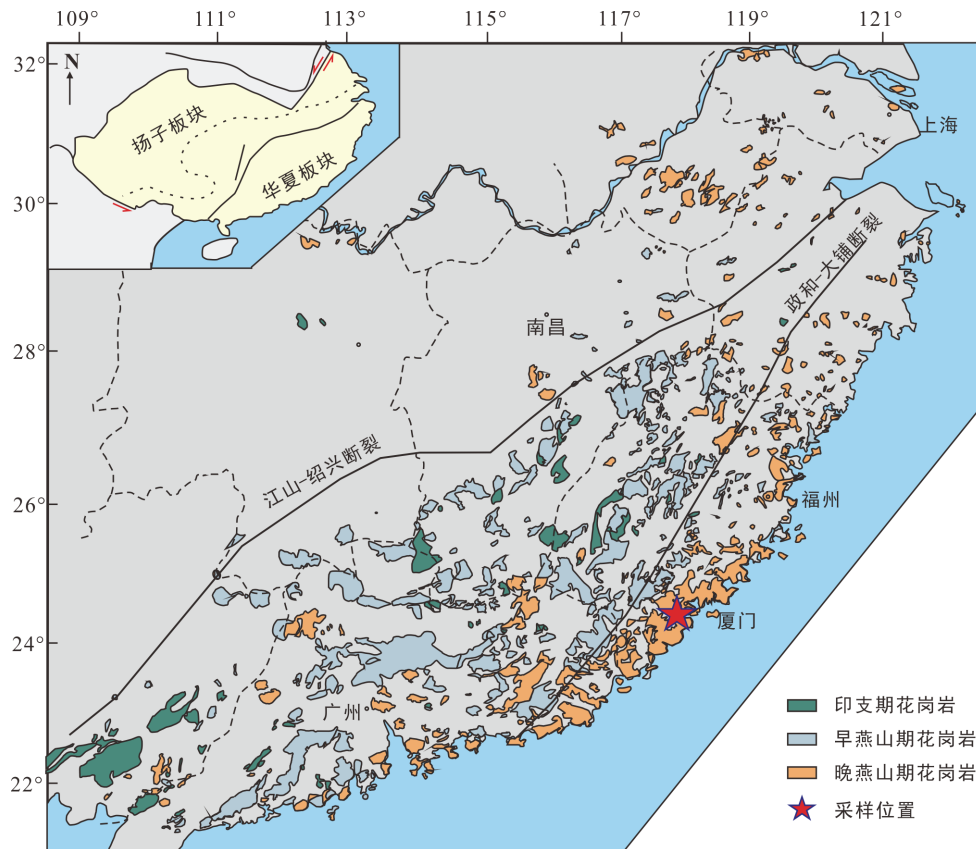


图 1 华南中生代花岗岩分布图(修改自 Zhou et al., 2006)

Fig.1 Distribution of Mesozoic granites in South China

漳州侵入杂岩体出露多种类型的岩石, 包括辉长岩、闪长岩、花岗(闪长)岩及钾长石花岗岩。前人对漳州侵入杂岩体开展的一系列年代学研究, 表明该岩体侵位于 97~123 Ma (Chen et al., 2013; 杨金豹等, 2013)。漳州侵入杂岩体以花岗(闪长)岩为主, 辉长岩出露面积小。本次研究的样品采自长泰县内的花岗闪长岩, 采样位置为: 24°38'41.69"N、117°34'59.53"E。花岗闪长岩呈灰白色, 块状构造, 中-粗粒结构(图 2a、b)。主要由斜长石、钾长石、石英和黑云母组成, 副矿物有锆石、磷灰石和榍石(图 2c、d)。

## 2 分析方法

将野外所采集的新鲜岩石样品, 分别磨制薄片和单矿物分选, 以开展相关的岩相学、矿物学和地球化学分析。

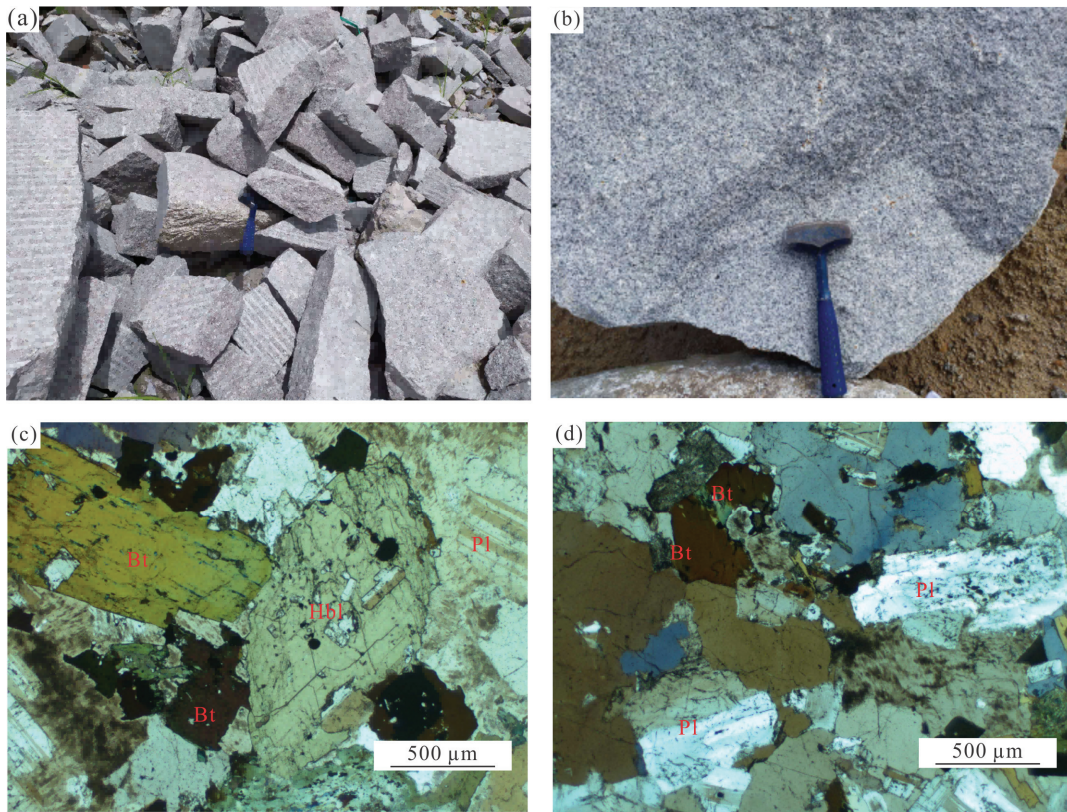
### 2.1 磷灰石主量、微量元素和卤素分析

磷灰石主量元素和卤素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完

成, 分析仪器为 JOEL JXA-8100 型电子探针。分析条件: 加速电压 15 kV, 电流 20 nA, 束斑 5  $\mu\text{m}$ 。采用标样: 磷灰石(Ca 和 P), 萤石(F), 方钠石(Cl), 钠长石(Na 和 Si), 辉石(Mn、Fe 和 Mg), 应用 ZAF 进行校正。F、Cl、Na 的峰位和背景测量时间分别为 10 s 和 5 s。其他元素的峰位和背景测量时间为 20 s 和 10 s。

磷灰石微量元素应用激光剥蚀等离子质谱(LA-ICP-MS)完成。该仪器由 Resolution M-50 激光剥蚀系统联结 Agilent 7900 质谱仪组成。具体的仪器分析步骤及参数见涂湘林等(2011)。分析过程中, 采用的激光能量为 80 mJ, 激光脉冲频率为 6 Hz, 束斑为 31  $\mu\text{m}$ 。每次分析的背景采集时间为 20~25 s, 信号采集时间为 45 s。He 和 Ar 通过一个 T 型接口混合作为载气, 将激光剥蚀的样品送入质谱仪中分析。使用 NIST 610 作为外标, NIST 612 作为未知样本监控分析过程, 每 8 个样品点分别进行 2 次 NIST 610 和 NIST 612 分析。以电子探针测得的  $^{43}\text{Ca}$  作为内标, 使用 ICPMSDataCall 软件(Liu et al., 2008)进行离线数据处理。





Pl. 斜长石; Bt. 黑云母; Hbl. 角闪石。

图 2 漳州侵入杂岩体花岗闪长岩的野外(a、b)和显微镜镜下照片(c、d)  
Fig.2 Outcrops (a, b) and photomicrographs (c, d) of Zhangzhou granodiorite

## 2.2 磷灰石 O 同位素分析

磷灰石原位 O 同位素数据在中国科学院地质与地球物理研究所完成,使用的仪器为 Cameca IMS-1280 SIMS。将分离的磷灰石颗粒与磷灰石标准品(Qinghu 和 Durango 磷灰石)一起制成环氧树脂靶,采用 Cs<sup>+</sup>作为一次离子源,加速电压 10 kV,电流强度约为 2 nA,束斑为 20 μm。在分析过程中,磷灰石标样和未知样品进行交替测试。通过标准平均海水和成分(vienna standard mean ocean water, VSMOW, <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O=0.0020052)对测得的 <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O 比率进行归一化,以百万分之一的标准表示,利用标准样品 Durango 磷灰石对仪器的质量分馏因子(IMF)进行校正,标准样品 Qinghu 磷灰石作为未知标样对数据进行监控。其中,标准样品 Durango 磷灰石的 δ<sup>18</sup>O 平均值为 10.15‰ (2σ=0.56, n=26),这些与前人报道的结果一致(Trotter et al., 2008)。标准样品 Qinghu 磷灰石的 δ<sup>18</sup>O 值为 5.59‰ (2σ=0.52, n=31)。仪器设置参数及分析流程见 Li et al. (2010)。

## 3 分析结果

### 3.1 磷灰石结构和元素特征

磷灰石常以包裹体的形式存在于斜长石、黑云母等矿物中(图 2c、d)。在背散射(BSE)图像上,磷灰石可以被简单分成 2 组。第 1 组岩浆型磷灰石呈灰白色,主要为自形短柱状晶体(图 3a)。第 2 组交代型磷灰石呈灰黑色,主要为它形晶体,或以增生边的形式出现在岩浆型磷灰石周围(图 3b)。

两类磷灰石具有相似的 CaO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 和 F 含量,但是在 Na<sub>2</sub>O、Cl、REE、As、Th 和 U 等元素含量及 F/Cl、Th/U 和 La/Y 值上差异显著(表 1、2)。岩浆型磷灰石表现出右倾的 REE 配分模式,与典型的 I 型花岗岩相似(Sha and Chappell, 1999),而交代型磷灰石的 REE 配分模式明显偏离 I 型花岗岩(图 4)。岩浆型磷灰石具有高的 ΣREE、Na<sub>2</sub>O、Si、Cl 和 Th 含量,而交代型磷灰石中 As、U 含量和 Eu/Eu\* 值较高(表 1、2)。比如,岩浆型磷灰石 Cl 含量较高(表 1; 图 5a),分布在 0.41%~0.55%之间,平均值 0.47%,而交代型磷灰石

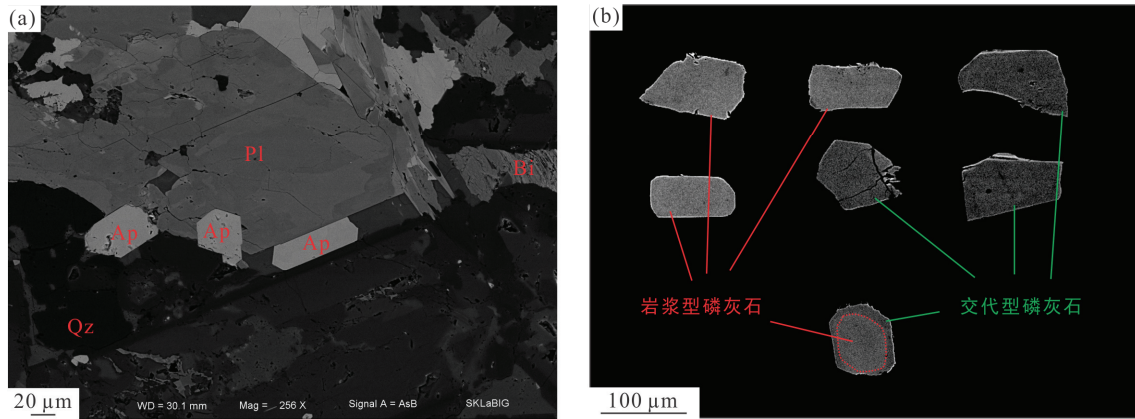


图 3 漳州岩体花岗闪长岩薄片(a)及磷灰石的 BSE 照片(b)  
 Fig.3 BSE photos of apatites from Zhangzhou granodiorite

表 1 磷灰石主量元素和卤素含量(%)

Table 1 Major elements composition (%) of apatite

样号	类型	SO <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Cl	Total	F/Cl
17ZZ07-01	交代型	0.08	/	0.06	55.92	/	42.19	2.18	0.09	99.58	24.22
17ZZ07-02	岩浆型	0.18	0.01	0.08	55.67	0.02	41.72	1.54	0.47	98.79	3.28
17ZZ07-03	交代型	0.11	0.04	0.14	56.08	/	42.41	1.89	0.16	99.98	11.81
17ZZ07-04	岩浆型	0.2	0.01	0.1	56.09	0.09	41.84	1.6	0.41	99.75	3.90
17ZZ07-05	岩浆型	0.37	0.07	0.07	55.84	0.02	42.38	1.72	0.41	99.59	4.20
17ZZ07-07	交代型	0.12	0.03	0.12	55.88	0.04	42.33	1.69	0.23	99.68	7.35
17ZZ07-08	岩浆型	0.18	0.05	0.12	56.12	0.05	42.18	1.66	0.47	99.87	3.53
17ZZ07-09	交代型	0.09	0.03	0.04	56.64	0.05	43.3	2.06	0.11	101.42	18.73
17ZZ07-11	交代型	0.11	/	0.1	56.04	0.02	42.5	2.03	0.17	100.08	11.94
17ZZ07-13	交代型	0.11	0.01	0.15	55.94	0.02	42.35	1.71	0.18	99.71	9.50
17ZZ07-14	岩浆型	0.16	0.04	0.12	55.9	0.04	42.08	1.82	0.43	99.58	4.23
17ZZ07-15	交代型	0.09	0.01	0.09	56.6	/	42.94	2.11	0.14	101.05	15.07
17ZZ07-16	岩浆型	0.18	0.04	0.12	55.78	0.01	41.93	1.8	0.44	99.28	4.09
17ZZ07-17	交代型	0.09	0.04	0.11	56.76	0.01	42.05	1.91	0.13	100.27	14.69
17ZZ07-18	交代型	0.09	0.09	0.15	55.91	0.04	42.52	1.78	0.24	100.03	7.42
17ZZ07-20	岩浆型	0.32	/	0.1	55.79	0.03	41.83	1.53	0.49	98.86	3.12
17ZZ07-21	交代型	0.07	0.01	0.07	55.97	0.09	42.01	1.61	0.12	99.48	13.42
17ZZ07-22	交代型	0.11	/	0.09	56.09	0.02	41.72	1.92	0.11	99.34	17.45
17ZZ07-23	交代型	0.09	0.05	0.1	56.02	0.04	42.5	1.68	0.17	99.91	9.88
17ZZ07-25	交代型	0.11	0.03	0.11	56.17	0.02	42.52	1.56	0.24	100.04	6.50
17ZZ07-26	岩浆型	0.17	0.04	0.1	55.95	0.07	41.24	1.53	0.47	98.66	3.26
17ZZ07-27	交代型	0.06	0.02	0.09	55.98	0.15	41.92	1.57	0.19	99.58	8.26
17ZZ07-28	交代型	0.12	0.01	0.11	55.44	0.06	41.62	1.55	0.22	98.42	7.05
17ZZ07-29	交代型	0.09	0.03	0.12	56.09	0.03	42.61	1.68	0.18	100.09	9.33
17ZZ07-30	岩浆型	0.22	0.04	0.16	55.75	/	42.25	1.64	0.43	99.43	3.81
17ZZ07-31	岩浆型	0.19	0.05	0.09	55.14	0.13	41.79	2.04	0.48	98.93	4.25
17ZZ07-32	岩浆型	0.11	0.05	0.12	54.84	0.13	42.09	1.88	0.51	98.81	3.69
17ZZ07-33	岩浆型	0.16	0.08	0.1	55.34	0.12	41.67	1.67	0.51	98.84	3.27
17ZZ07-34	岩浆型	0.2	0.09	0.13	55.18	0.17	42.17	1.79	0.48	99.35	3.73
17ZZ07-35	岩浆型	0.12	0.08	0.12	54.85	0.09	41.87	1.82	0.52	98.58	3.50
17ZZ07-36	岩浆型	0.14	0.05	0.13	55.23	0.12	41.87	1.83	0.55	99.02	3.33
17ZZ07-37	岩浆型	0.18	0.05	0.09	55.44	0.13	42.35	1.79	0.45	99.61	3.98
17ZZ07-38	岩浆型	0.2	0.08	0.06	55.34	0.09	41.85	1.78	0.54	99.05	3.30
17ZZ07-39	岩浆型	0.46	0.11	0.11	55.83	0.15	41.57	1.7	0.48	99.57	3.54
17ZZ07-40	岩浆型	0.19	0.05	0.13	55.09	0.08	41.93	1.97	0.46	98.96	4.28

注: “/”表示含量低于检测限。

表 2 磷灰石微量元素含量(μg/g)  
Table 2 Trace element composition (μg/g) of apatite

样号	类型	Si	As	Sr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Th	U	Th/U	La/Y	Eu/Eu*
17ZZ07-01	交代型	1349	93.9	278	182	906	1379	120	439	63.6	8.50	50.4	5.70	30.1	5.80	15.2	2.00	14.5	2.50	3040	34.1	50.1	0.68	4.98	0.46
17ZZ07-02	岩浆型	4688	20.5	296	611	1723	3450	394	1700	289	22.3	229	25.6	127	23.2	55.3	6.60	39.2	6.00	8084	106	12.3	8.62	2.82	0.27
17ZZ07-03	交代型	757	118	268	117	832	1158	90.8	306	38.3	7.80	31.3	3.40	17.3	3.50	9.50	1.30	9.80	1.90	2509	25.0	24.1	1.04	7.11	0.69
17ZZ07-04	岩浆型	1707	11.1	366	611	1554	3577	454	2026	351	28.6	263	29.6	138	23.5	50.0	5.50	30.0	4.00	8534	109	16.6	6.57	2.54	0.29
17ZZ07-05	岩浆型	2269	15.4	329	565	1470	3101	373	1656	288	22.1	226	26.0	124	21.8	49.5	5.70	31.7	4.50	7399	120	23.1	5.19	2.60	0.26
17ZZ07-07	交代型	838	140	270	125	807	1131	95.0	313	40.6	8.10	33.6	3.70	19.4	3.90	10.1	1.40	9.90	1.90	2479	25.8	35.0	0.74	6.46	0.67
17ZZ07-08	岩浆型	1818	14.7	363	572	1580	3394	410	1768	298	22.0	229	25.7	124	22.2	49.3	5.90	33.2	4.60	7966	79.6	48.4	1.64	2.76	0.26
17ZZ07-09	交代型	742	163	283	128	695	1005	85.5	309	42.7	6.90	36.2	4.10	21.0	4.10	10.6	1.50	9.70	1.80	2233	24.2	22.7	1.07	5.43	0.54
17ZZ07-11	交代型	893	273	268	102	494	696	59.8	216	32.9	5.70	27.1	3.20	16.7	3.30	8.40	1.10	7.60	1.30	1573	13.8	21.9	0.63	4.84	0.58
17ZZ07-13	交代型	1478	159	282	266	953	1544	145	569	88.7	14.7	79.3	9.00	45.9	9.00	23.0	3.00	19.7	3.50	3507	47.2	36.4	1.30	3.58	0.54
17ZZ07-14	岩浆型	2054	22.2	398	553	1558	3357	405	1749	300	24.4	236	25.9	126	21.8	49.9	5.80	31.7	4.20	7895	79.6	18.9	4.21	2.82	0.28
17ZZ07-15	交代型	643	238	274	79.7	458	644	53.8	190	27.7	5.90	23.5	2.50	13.0	2.60	6.60	0.90	6.00	1.20	1436	12.0	20.7	0.58	5.75	0.71
17ZZ07-16	岩浆型	1827	13.0	399	522	1480	3206	391	1686	286	22.2	222	24.5	118	20.5	46.5	5.30	29.1	4.00	7541	66.2	5.50	12.04	2.84	0.27
17ZZ07-17	交代型	840	98.3	268	270	1423	2150	187	642	87.8	13.4	74.1	8.30	42.1	8.30	22.6	3.00	23.1	4.20	4689	50.8	32.1	1.58	5.27	0.51
17ZZ07-18	交代型	2990	99.5	286	345	1356	2269	221	844	128	12.9	107	12.0	60.1	11.6	30.0	4.00	26.1	4.50	5086	60.0	16.0	3.75	3.93	0.34
17ZZ07-20	岩浆型	1855	26.6	336	623	1534	3444	433	1895	337	24.9	267	30.1	145	25.0	56.2	6.30	34.9	4.50	8237	99.7	6.40	15.58	2.46	0.25
17ZZ07-21	交代型	1466	38.8	282	288	761	1528	179	793	140	10.6	114	12.5	59.3	10.9	25.3	3.00	18.1	2.70	3657	36.1	41.5	0.87	2.64	0.26
17ZZ07-22	交代型	1455	31.0	292	330	909	1819	212	931	156	11.8	128	14.0	68.8	12.2	28.5	3.40	20.3	2.90	4317	69.8	16.0	4.36	2.75	0.26
17ZZ07-23	交代型	857	176	269	86.7	566	786	62.9	218	29.2	6.20	24.3	2.70	14.3	2.80	7.00	1.00	6.70	1.30	1728	17.8	17.8	1.00	6.53	0.71
17ZZ07-25	交代型	761	122	266	143	1037	1467	117	387	48.3	8.80	39.2	4.30	21.8	4.40	12.0	1.70	11.9	2.30	3163	34.2	14.2	2.41	7.25	0.62
17ZZ07-26	岩浆型	1877	12.7	385	594	1610	3446	418	1798	310	25.4	244	27.5	134	23.2	53.0	6.20	35.3	4.80	8135	83.0	37.9	2.19	2.71	0.28
17ZZ07-27	交代型	568	14.2	293	218	690	1308	146	626	105	8.40	88.0	9.50	47.1	8.40	20.1	2.30	13.4	2.10	3074	11.3	82.7	0.14	3.17	0.27
17ZZ07-28	交代型	584	19.7	285	274	859	1785	206	889	145	10.6	114	12.5	59.8	10.3	24.6	2.90	16.0	2.40	4137	20.8	58.8	0.35	3.14	0.25
17ZZ07-29	交代型	/	139	272	119	927	1254	97.2	317	40.0	8.20	32.2	3.50	18.5	3.50	9.80	1.30	9.50	2.00	2724	28.1	22.4	1.25	7.79	0.70
17ZZ07-30	岩浆型	1816	15.1	445	785	1861	4129	511	2229	394	30.8	306	35.9	175	30.8	69.1	8.20	45.7	6.00	9832	108	22.8	4.74	2.37	0.27
17ZZ07-31	岩浆型	1253	11.7	444	958	1737	4026	513	2243	423	30.3	340	39.8	203	34.9	80.5	9.40	53.3	6.60	9740	83.0	15.8	5.25	1.81	0.24
17ZZ07-32	岩浆型	1641	10.5	400	880	1695	3884	489	2095	389	28.2	304	35.9	180	31.7	74.6	8.80	51.3	6.50	9273	57.6	12.2	4.72	1.93	0.25
17ZZ07-33	岩浆型	1828	11.2	312	957	1662	3885	500	2193	411	21.7	327	40.1	200	34.5	80.2	9.50	52.8	6.70	9424	63.0	14.2	4.44	1.74	0.18
17ZZ07-34	岩浆型	1337	12.6	333	853	1564	3616	463	2035	382	20.6	300	36.1	181	30.9	71.0	8.30	44.5	5.60	8758	46.9	11.3	4.15	1.83	0.19
17ZZ07-35	岩浆型	1629	11.4	296	1006	1685	3979	515	2285	440	22.9	352	42.6	215	37.2	85.5	9.70	53.0	6.30	9728	61.7	14.9	4.14	1.67	0.18
17ZZ07-36	岩浆型	1258	10.0	370	1004	1761	4123	525	2311	429	25.4	335	40.8	208	36.2	83.1	10.0	54.5	6.90	9949	65.2	13.9	4.69	1.75	0.20
17ZZ07-37	岩浆型	1502	11.5	274	1027	1717	4116	534	2372	450	24.1	359	43.6	216	37.7	86.4	10.1	56.0	6.80	10029	71.5	19.2	3.72	1.67	0.18
17ZZ07-38	岩浆型	1004	12.9	367	696	1288	2999	378	1670	312	17.5	245	29.1	147	25.4	56.9	6.60	35.6	4.20	7214	22.7	5.90	3.85	1.85	0.19
17ZZ07-39	岩浆型	1100	10.9	258	944	1540	3642	469	2079	397	19.9	323	38.7	194	34.3	80.5	9.50	53.1	6.90	8887	54.2	12.3	4.41	1.63	0.17
17ZZ07-40	岩浆型	1215	9.90	273	901	1508	3546	453	2016	387	19.1	310	37.0	185	32.6	75.5	8.90	50.0	6.60	8635	49.3	12.0	4.11	1.67	0.17

注:“/”表示含量低于检测限

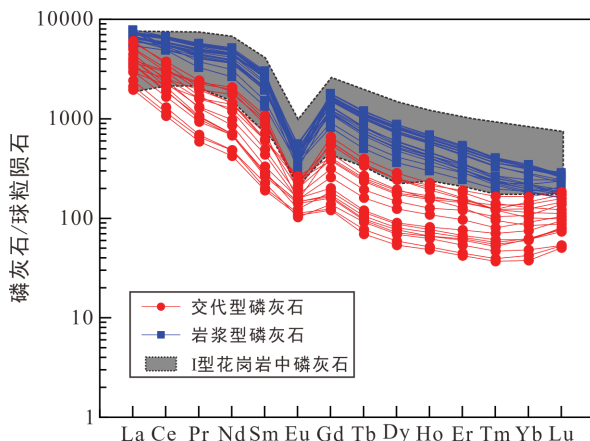


Cl 含量明显较低(表 1; 图 5a), 其范围是 0.09%~0.24%, 平均值 0.17%; 岩浆型磷灰石 $\Sigma$ REE 较高且集中, 分布在 7214~10029  $\mu\text{g/g}$  之间, 平均值 8698  $\mu\text{g/g}$ , 而交代型磷灰石 $\Sigma$ REE 明显较低且分散(表 2; 图 5c、6), 其范围是 1436~5086  $\mu\text{g/g}$ , 平均值为 3085  $\mu\text{g/g}$ ; 岩浆型磷灰石 F/Cl 值较低且集中, 分布在 3.12~4.28 之间, 平均值 3.70, 而交代型磷灰石 F/Cl 值明显较高且分散(表 1; 图 7), 其范围是 6.50~24.22, 平均值为 12.04; 岩浆型磷灰石中 La/Y 值范围在 1.63~2.84 之间, 平均值是 2.18, 交代型磷灰石却表现出明显高的 La/Y 值(2.64~7.79, 平均值是 5.04)(表 2; 图 7); 岩浆型磷灰石中 As 含量范围在 9.9~26.6  $\mu\text{g/g}$  之间, 平均值是 14.0  $\mu\text{g/g}$ , 交代型磷灰石却表现出异常高的 As 含量(14.2~310  $\mu\text{g/g}$ ), 平均值是 120  $\mu\text{g/g}$ (表 2; 图 8)。

2 类磷灰石 Sr 含量和 Eu/Eu\* 的协变关系具有明显差异。岩浆型磷灰石 Sr 含量(258~445  $\mu\text{g/g}$ )与 Eu/Eu\* 值(0.17~0.29)大体表现出正相关关系; 交代型磷灰石 Sr 含量分布范围较小, 集中在 266~293  $\mu\text{g/g}$  之间, 与 Eu/Eu\* 值(0.25~0.71)表现出负相关关系(图 8)。

### 3.2 磷灰石 O 同位素

磷灰石的 O 同位素组成和其结构与化学成分存在很大的相关性。其中岩浆型磷灰石的 O 同位素组成相对均一,  $\delta^{18}\text{O}$  的范围分布在 5.6‰~6.7‰ 之间, 平均值为 6.2‰( $n=19$ , 表 3); 而交代型磷灰石的 O 同位素变化较大,  $\delta^{18}\text{O}$  分布在 2.9‰~6.2‰ 之间, 平均值是 5.1‰( $n=16$ , 表 3), 与磷灰石的 $\Sigma$ REE 表现出明显的正相关关系(图 6)。



阴影部分为澳大利亚 Lachlan Fold Belt 中 I 型花岗岩的磷灰石数据 (Sha and Chappell, 1999); 标准化值据 McDonough and Sun, 1995。

图 4 漳州花岗闪长岩中磷灰石稀土元素球粒陨石标准化配分模式图

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns of apatite from Zhangzhou granodiorite

## 4 讨论

磷灰石的元素和同位素组成主要受到寄主岩浆的控制(Sha and Chappell, 1999)。岩浆过程(比如分离结晶)或者热液流体活动也会显著影响磷灰石的

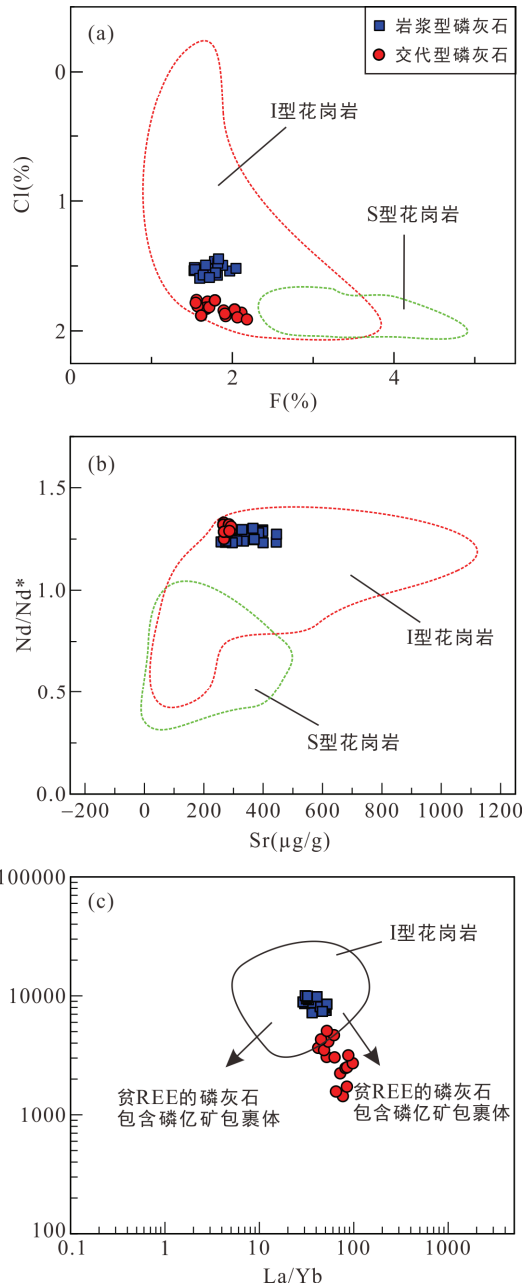


图 a、b 底图据 Sha and Chappell, 1999; Belousova et al., 2001; Hsieh et al., 2008; Chu et al., 2009; Laurent et al., 2017; Zhang et al., 2020; 图 c 底图据 Li and Zhou, 2015; Zhang et al., 2020。

图 5 磷灰石地球化学对花岗岩源区和热液流体活动的指示图

Fig.5 Apatite geochemistry as an indicator of granite source and hydrothermal fluid activity

地球化学组成(Zeng et al., 2016; Zhang et al., 2020)。因此,本研究从2类磷灰石的地球化学角度来探讨漳州酸性岩石的源区、岩浆过程及流体活动。

#### 4.1 花岗闪长岩的源区和岩浆演化

示踪岩浆源区组成一直是花岗岩研究的重要课题(吴福元等, 2007)。S型花岗岩的源区是变沉积岩,而I型花岗岩来源于变火成岩的部分熔融(Chappell and White, 1974)。不同的岩浆源区是花岗岩地球化学成分差异的主要因素。比如, S型花岗岩常表现出过铝质的特征,而I型花岗岩一般是准铝质。然而,由于岩浆过程和后期热液流体的影响,花岗岩的地球化学成分和矿物组成难以真实地反映岩浆源区特征。最近的研究显示,磷灰石地球化学特征对岩浆源区具有重要的指示意义(Sha and Chappell, 1999; Laurent et al., 2017; Zhang et al., 2020)。

Sha and Chappell (1999)在澳大利亚 Lachlan 褶皱带花岗岩的研究中发现,不同成因类型花岗岩中的磷灰石表现出明显的微量元素差异。其中I型花岗岩中的磷灰石具有右倾的REE配分模式(图4),而S型花岗岩中的磷灰石却表现出相对平坦的REE配分模式。此外,磷灰石元素特征也可以有效地约束花岗岩的源区,比如I型花岗岩中的磷灰石具有高的Th/U和La/Sm值,而S型花岗岩中的磷灰石具有高的Eu/Eu\*和Y/Ce值(Laurent et al., 2017)。总结典型的I-S型花岗岩中磷灰石的地球化学数据发现(图5a、b), I型花岗岩中磷灰石常具有低F、高Sr

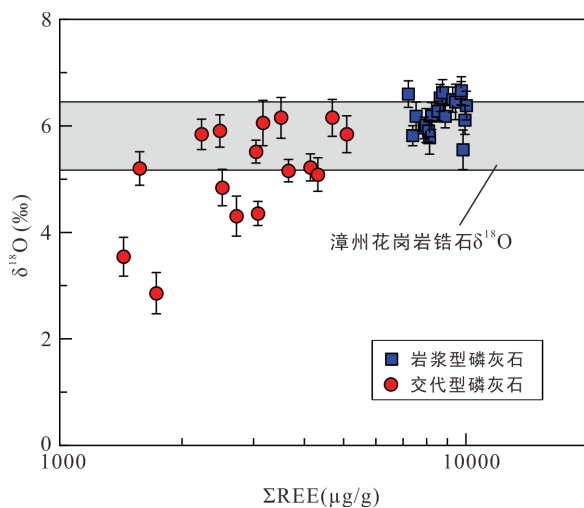


图6 漳州岩体花岗闪长岩中磷灰石的 $\Sigma\text{REE}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系图(锆石 $\text{O}$ 同位素值据Chen et al., 2013; Zhang et al., 2021; 图中误差线为 $2\sigma$ )

Fig.6 Relationship between  $\Sigma\text{REE}$  content and  $\delta^{18}\text{O}$  of apatite from Zhangzhou granodiorite

特征,而S型花岗岩中的磷灰石往往具有低Cl和Nd/Nd\*值的特征。由于Cl易溶于水,风化作用会导致变沉积岩具有低的Cl含量,因此,S型花岗岩中的磷灰石具有高F、低Cl的特征。独居石是过铝质岩浆中常见的矿物,前人的研究表明独居石的结晶会导致熔体中Nd/Nd\*值降低,进而影响磷灰石Nd/Nd\*值(Sha and Chappell, 1999; Chu et al., 2008; Zhang et al., 2020)。总之,磷灰石的这些地球化学指标可有效约束花岗岩成因。

本研究中,岩浆型磷灰石具有相对高的Cl、Sr含量和高Nd/Nd\*值,落在“I型花岗岩”的区域内(表2;

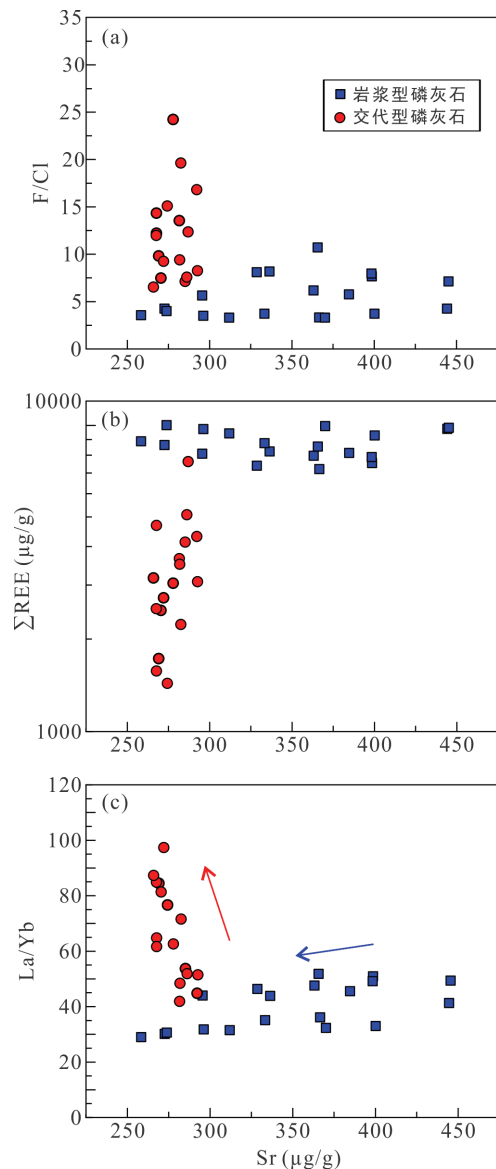


图7 漳州岩体花岗闪长岩中磷灰石Sr含量与F/Cl比值、 $\Sigma\text{REE}$ 和La/Yb值之间的关系图

Fig.7 Relationship between Sr content and the F/Cl ratio,  $\Sigma\text{REE}$  and La/Yb ratio of apatite from Zhangzhou granodiorite



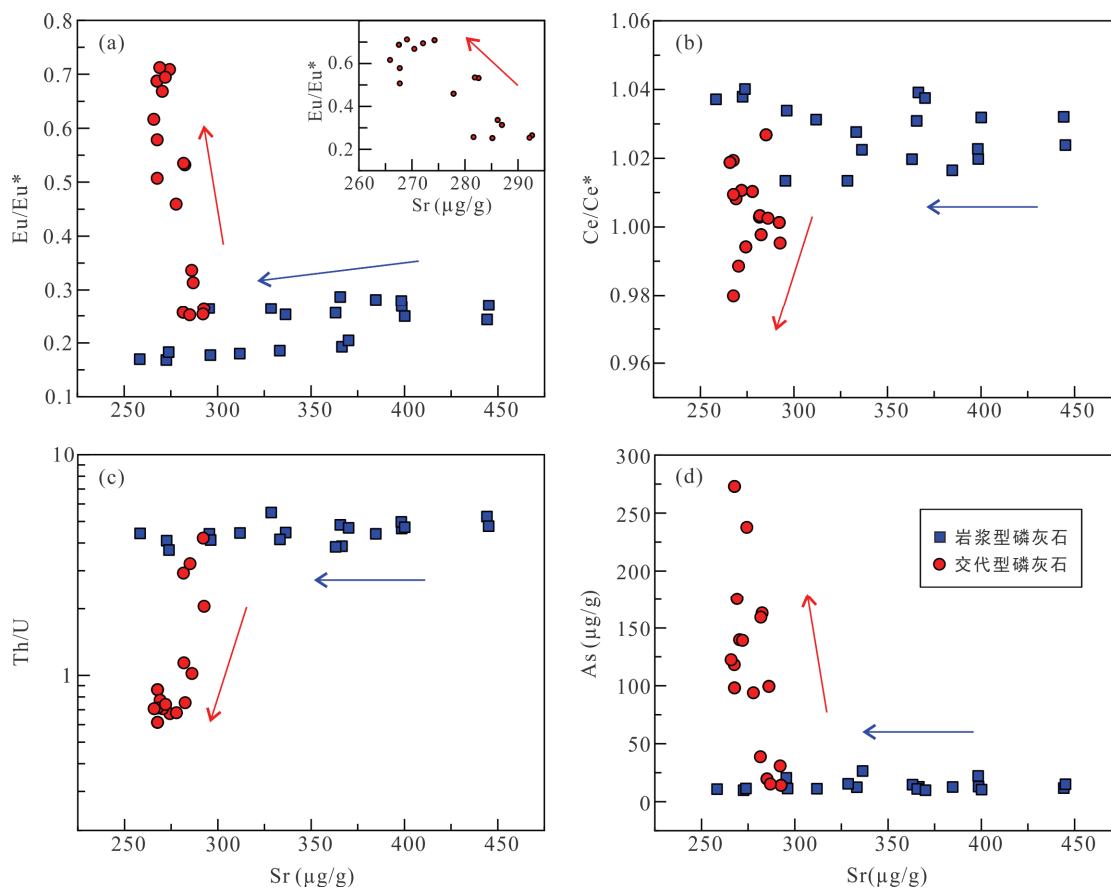


图 8 漳州岩体花岗闪长岩中磷灰石 Sr 含量与  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ 、 $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ 、 $\text{Th}/\text{U}$  值、As 含量之间的关系图  
 Fig.8 Relationship between Sr content and  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ ,  $\text{Th}/\text{U}$  ratio, and As of apatite from Zhangzhou granodiorite

图 5a、b)。而且岩浆型磷灰石的 REE 配分模式与“典型 I 型花岗岩”相似(图 4)。磷灰石的这些地球化学特征指示其结晶于 I 型花岗岩质岩浆中,这与花岗岩中存在角闪石这种特征矿物的现象一致(图 3a)。与此同时,岩浆型磷灰石的  $\delta^{18}\text{O}$  在 5.6‰~6.7‰ 之间,与地幔的  $\delta^{18}\text{O}$  接近(图 6)。Chen et al. (2013) 研究发现,漳州岩体花岗质岩石中的锆石  $\delta^{18}\text{O}$  分布在 5.1‰~6.3‰ 之间,而且该地区二长花岗岩中岩浆型磷灰石  $\delta^{18}\text{O}$  分布在 5.2‰~6.8‰ 之间(Zhang et al., 2021)。除此之外,漳州侵入杂岩体内花岗质岩石与基性岩都具有相对富集的放射性同位素组成,整个岩体的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值分布在 -2.7 ~ -4.9 之间, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值在 0.70602~0.70742 之间(Chen et al., 2013)。这些地球化学特征暗示花岗质岩石可能是幔源岩浆分异的产物。但是由于漳州岩体中只存在少量的基性岩石,不能通过基性岩浆的分异过程来解释如此巨量的花岗岩(张博等, 2020)。因此,我们推断花岗闪长岩的源区是相对年轻的地壳物质,而岩浆型磷灰石继承了这种同位素特征。

岩浆演化过程中,矿物分离结晶作用会影响磷

灰石元素组成,因此磷灰石的地球化学特征对岩浆分异过程有重要的指示作用(Zhang et al., 2020)。磷灰石中 Sr 含量主要受控于熔体的 Sr 含量与磷灰石中 Sr 的分配系数。在长英质岩浆演化过程中,磷灰石中 Sr 的分配系数变化不大(Prowatke and Klemme, 2006),所以磷灰石中 Sr 含量主要与熔体中 Sr 含量相关。一些研究提出磷灰石 Sr 与岩浆 Sr 含量具有明显相关性(Jennings et al., 2011),即  $\text{Sr}_{\text{磷灰石}}=0.71 \times \text{Sr}_{\text{全岩}}$ 。因此,本研究中岩浆型磷灰石 Sr 含量较大的变化范围反映了长英质熔体从高 Sr 向低 Sr 含量演化的过程(图 7)。而斜长石是长英质岩浆中 Sr 元素的主要赋存相,其分离结晶作用将显著降低岩浆体系和矿物中 Sr 和 Eu 含量,所以晚于斜长石结晶的磷灰石会具有相对低的 Sr 含量和  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值。岩浆型磷灰石中 Sr 含量变化范围较大,分布在 258~445  $\mu\text{g}/\text{g}$  之间,而且 Sr 含量与  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值大体表现出正相关关系(图 8a)。这些特征反映了磷灰石结晶过程伴随着斜长石的分离结晶作用。而随着 Sr 含量的不断降低,磷灰石中  $\text{La}/\text{Yb}$  值也逐渐降低(图 7c)。前人认为这种现象是受到褐帘石或独居石分离结晶作用的影

响(Zhang et al., 2020)。本研究的样品中并没有褐帘石或独居石存在,而且磷灰石常以包裹体的形式与榍石共存(Zhang et al., 2021)。考虑到榍石也是主要的富 LREE 的副矿物,因此推断 Sr 与 La/Yb 值的正相关关系很可能反映了斜长石和榍石分离结晶作用对磷灰石的影响。

#### 4.2 热液流体活动

磷灰石地球化学组成可以保存原始的岩浆信息,

表 3 磷灰石的 O 同位素  
Table 3 Oxygen isotopes of apatite

样号	类型	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	$2\sigma$
17ZZ07-01	交代型	5.5	0.2
17ZZ07-02	岩浆型	5.9	0.2
17ZZ07-03	交代型	4.8	0.3
17ZZ07-04	岩浆型	6.3	0.2
17ZZ07-05	岩浆型	5.8	0.2
17ZZ07-07	交代型	5.9	0.3
17ZZ07-08	岩浆型	6.0	0.3
17ZZ07-09	交代型	5.8	0.3
17ZZ07-11	交代型	5.2	0.3
17ZZ07-13	交代型	6.2	0.4
17ZZ07-14	岩浆型	6.0	0.2
17ZZ07-15	交代型	3.5	0.4
17ZZ07-16	岩浆型	6.2	0.3
17ZZ07-17	交代型	6.2	0.4
17ZZ07-18	交代型	5.8	0.4
17ZZ07-20	岩浆型	6.2	0.3
17ZZ07-21	交代型	5.2	0.2
17ZZ07-22	交代型	5.1	0.3
17ZZ07-23	交代型	2.9	0.4
17ZZ07-25	交代型	6.1	0.4
17ZZ07-26	岩浆型	5.8	0.3
17ZZ07-27	交代型	4.4	0.2
17ZZ07-28	交代型	5.2	0.3
17ZZ07-29	交代型	4.3	0.4
17ZZ07-30	岩浆型	5.6	0.4
17ZZ07-31	岩浆型	6.7	0.3
17ZZ07-32	岩浆型	6.5	0.2
17ZZ07-33	岩浆型	6.5	0.3
17ZZ07-34	岩浆型	6.6	0.2
17ZZ07-35	岩浆型	6.6	0.2
17ZZ07-36	岩浆型	6.1	0.3
17ZZ07-37	岩浆型	6.4	0.3
17ZZ07-38	岩浆型	6.6	0.3
17ZZ07-39	岩浆型	6.2	0.2
17ZZ07-40	岩浆型	6.5	0.3

但是后期热液过程也会显著改造磷灰石元素及同位素组成(Harlov, 2015; Broom-Fendley et al., 2016; Zhang et al., 2020)。

漳州花岗闪长岩中交代磷灰石内部结构和地球化学特征反映了热液活动的影响。Harlov and Förster (2003)的工作发现,持续的热液活动会导致结晶后的磷灰石部分溶解而形成大量孔洞和裂隙,同时也会结晶出新的磷酸盐矿物(比如磷钇矿、独居石等)。大量的研究也发现了热液流体交代磷灰石的现象(Harlov and Förster, 2003; Boyce and Hervig, 2009; Zirner et al., 2015; Andersson et al., 2019)。热液流体活动会迁移磷灰石中的卤素和微量元素,比如岩浆演化后期热液流体活动导致磷灰石 F/Cl 值升高而  $\Sigma\text{REE}$  降低(Zhang et al., 2020)。本研究中,交代型磷灰石在 BSE 图像显示出灰黑色,而且这类磷灰石主要是半自形和它形晶,矿物内部存在裂隙与矿物包裹体(图 3b)。交代型磷灰石的这种结构与前人的实验结果相似,因此我们推断交代型磷灰石受到了热液流体活动的影响。另一方面,交代型磷灰石具有明显高的 F/Cl、La/Yb 值和明显低的  $\Sigma\text{REE}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、Si 含量(表 1、2; 图 7)。Cl 易进入流体而 F 更倾向于保存在磷灰石中(Webster and Piccoli, 2015),因此,在高 F/Cl 比值的热液流体影响下,交代型磷灰石会具有高 F、低 Cl 含量(Zhang et al., 2020)。REE 进入磷灰石主要通过两个替换反应: ①  $\text{REE}^{3+} + \text{Na}^+ = 2\text{Ca}^{2+}$ ; ②  $\text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+} = \text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$  (Pan and Fleet, 2002)。贫  $\text{Na}^+$  和  $\text{Si}^{4+}$  的热液流体会带走磷灰石中  $\text{Na}^+$  和  $\text{Si}^{4+}$  离子,导致体系内电价不平衡从而形成新的富 REE 的磷酸盐矿物(Harlov and Förster, 2003)。相对于岩浆型磷灰石,交代型磷灰石明显低的  $\text{Na}_2\text{O}$ 、Si 含量和  $\Sigma\text{REE}$  也证实了热液流体活动的影响(表 1; 图 7b)。由于热液流体物理化学条件和成分的差异,交代型磷灰石可能伴随着不同类型次生矿物的形成。比如,独居石的形成会导致交代型磷灰石 La/Yb 值和  $\Sigma\text{REE}$  降低(Zhang et al., 2020),而磷钇矿的形成很可能导致交代型磷灰石 La/Yb 值升高而  $\Sigma\text{REE}$  降低(Li and Zhou, 2015)(图 5c)。本研究中 La/Yb 值与  $\Sigma\text{REE}$  表现出明显的负相关关系,反映了热液活动的影响导致磷灰石经历了溶解再结晶过程,并伴随着磷钇矿的形成。

交代型磷灰石 Sr 含量整体都低于岩浆型磷灰石,说明热液流体活动主要发生于岩浆演化的晚期阶段(Jennings et al., 2011; Zhang et al., 2020)。结晶于岩

浆演化晚期阶段的磷灰石本身具有相对低的 Sr 含量和窄的变化范围, 而热液流体作用的影响导致 Sr 含量进一步降低(Li and Zhou, 2015)。值得注意的是, 交代型磷灰石中的 Sr 含量与 Eu/Eu\*值表现出负相关性(图 8a)。磷灰石中 Eu/Eu\*值不仅受共存斜长石的影响, 还与磷灰石形成环境的氧化状态相关。相对于岩浆型磷灰石, 交代型磷灰石的 Sr 含量与 Eu/Eu\*值的脱耦现象很可能是反映了氧化条件的快速变化。因为  $\text{Eu}^{3+}$  的离子半径更接近磷灰石中的  $\text{Ca}^{2+}$ , 所以磷灰石中的 Eu 主要以  $\text{Eu}^{3+}$  的形式存在(Sha and Chappell, 1999)。在高氧逸度条件下岩浆具有高的  $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$  值, 会导致更多 Eu 进入磷灰石结构中, 从而形成具有高 Eu/Eu\*值特征的磷灰石; 与之相反, 在低氧逸度条件下, 磷灰石具有更低的 Eu/Eu\*值。基于此, 我们推断导致交代磷灰石 Eu/Eu\*值急剧升高的原因是热液流体具有高氧逸度(图 8a)。另一方面, 磷灰石中 Ce/Ce\*值、Th/U 值和 As 含量对氧逸度也有重要的指示意义(Belousova et al., 2001; Cao et al., 2012; Sun et al., 2019)。相对于岩浆型磷灰石, 交代型磷灰石中低的 Ce/Ce\*值、Th/U 值和高的 As 含量(图 8b~d), 也暗示交代型磷灰石形成于强氧化的环境中。

O 同位素作为稳定同位素, 受到高温岩浆过程的影响较弱, 而中-低温作用将影响体系内 O 同位素组成。热液改造导致磷灰石 O 同位素的偏移现象也被其他研究所报道(Broom-Fendley et al., 2016)。交代型磷灰石的  $\delta^{18}\text{O}$  分布在 2.9‰~6.2‰之间, 明显低于该区内花岗岩中岩浆型磷灰石( $\delta^{18}\text{O}=5.2\text{‰}\sim 6.8\text{‰}$ )和锆石( $\delta^{18}\text{O}=5.1\text{‰}\sim 6.3\text{‰}$ , 图 6)。而且交代型磷灰石的  $\delta^{18}\text{O}$  随着  $\Sigma\text{REE}$  含量的降低(热液交代活动的增强)而逐渐降低(图 6)。这种变化趋势暗示参与水-岩相互作用的热液流体具有低  $\delta^{18}\text{O}$  的特征。

综合磷灰石的结构和地球化学特征, 我们认为参与水-岩相互作用的热液流体具有高氧逸度、高 F/Cl 比值、贫 Na 或 Si 且低  $\delta^{18}\text{O}$  值的特征。而具有这种特征的流体可能有多种起源, 比如: ①热液流体与低  $\delta^{18}\text{O}$  的围岩或者流体相互作用; ②流体本身具有低  $\delta^{18}\text{O}$  的特征。该区域内岩浆成因的锆石和磷灰石都具有相似的 O 同位素组成( $\delta^{18}\text{O}=5.1\text{‰}\sim 6.8\text{‰}$ ), 说明岩浆自身演化热液并不能形成低  $\delta^{18}\text{O}$  特征的流体。漳州岩体侵入于上侏罗统南园组火山岩中, 而这些围岩也没有低  $\delta^{18}\text{O}$  的特征(Guo et al., 2012)。因此, 我们推断热液流体很可能存在外来低  $\delta^{18}\text{O}$  物质

的混入。本次研究识别出的 2 类磷灰石, 其中岩浆型磷灰石保留了原始花岗质岩浆的信息, 而交代型磷灰石则记录了热液过程的影响。相对于全岩地球化学分析, 磷灰石原位成分和同位素分析更精细地反映了岩浆和热液演化过程, 因此开展磷灰石微区研究对于深入理解花岗岩的成因及其成矿作用十分必要。

## 5 结 论

(1) 花岗岩中岩浆成因的磷灰石元素与 O 同位素组成, 指示漳州花岗闪长岩是 I 型花岗岩, 其源区主要由相对年轻的地壳物质组成。磷灰石地球化学变化记录了斜长石和榍石分离结晶过程。

(2) 交代型磷灰石结构和元素特征反映出, 花岗闪长岩的成因明显受到了水-岩相互作用的影响。交代型磷灰石具有高 As 含量、F/Cl 和 Eu/Eu\*值, 低 Th/U、Ce/Ce\*和  $\delta^{18}\text{O}$  值的特征, 磷灰石的 Sr 含量和 Eu/Eu\*值呈负相关关系,  $\delta^{18}\text{O}$  值与  $\Sigma\text{REE}$  呈正相关关系。这些磷灰石地球化学组成指示热液流体具有氧化、高 F/Cl 值、贫 Na 或 Si 且低  $\delta^{18}\text{O}$  值的特征。

(3) 2 类磷灰石分别记录了岩浆源区属性、分异演化和热液作用的信息, 因此磷灰石地球化学是深入理解花岗岩成因的良好示踪剂。

致谢: 云南大学王选策教授和中国科学院海洋研究所李聪颖副研究员详细的审稿意见使作者受益匪浅, 在此表示衷心的感谢!

### 参考文献(References):

- 涂湘林, 张红, 邓文峰, 凌明星, 梁华英, 刘颖, 孙卫东. 2011. RESolution 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, 40(1): 83-98.
- 王德滋, 沈渭洲. 2003. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化. 地学前缘, 10(3): 209-220.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报, 23(6): 1217-1238.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 王佳敏, 杨雷. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究. 中国科学: 地球科学, 47(7): 745-765.
- 邢光福, 陶奎元, 杨祝良, 赵宇, 许乃政. 1999. 中国东南沿海中生代火山岩成因研究现状与展望. 矿物岩石地球化学通报, 18(3): 189-193.
- 杨金豹, 盛丹, 赵志丹, 丁聪, 周红芳, 崔圆圆, 蒋婷, 胡兆初. 2013. 福建漳州角美花岗岩与闪长质包体的岩



- 石成因及意义. 岩石学报, 29(11): 4004–4010.
- 张博, 郭锋, 张晓兵. 2020. 福建平潭岛花岗质岩石成因: 来自锆石 U-Pb 定年、O-Hf 同位素及黑云母矿物化学的约束. 岩石学报, 36(4): 995–1014.
- 赵振华. 2010. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 17(1): 267–286.
- Andersson S S, Wagner T, Jonsson E, Fusswinkel T, Whitehouse M J. 2019. Apatite as a tracer of the source, chemistry and evolution of ore-forming fluids: The case of the Olserum-Djupedal REE-phosphate mineralisation, SE Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 255: 163–187.
- Belousova E A, Walters S, Griffin W L, O'Reilly S Y. 2001. Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 603–619.
- Boyce J W, Hervig R L. 2009. Apatite as a monitor of late-stage magmatic processes at Volcán Irazú, Costa Rica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(2): 135–145.
- Broom-Fendley S, Heaton T, Wall F, Gunn G. 2016. Tracing the fluid source of heavy REE mineralisation in carbonatites using a novel method of oxygen-isotope analysis in apatite: The example of Songwe Hill, Malawi. *Chemical Geology*, 440: 275–287.
- Cao M, Li G, Qin K, Seitmuratova E Y, Liu Y. 2012. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization. *Resource Geology*, 62(1): 63–83.
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- Chen C H, Lee C Y, Shinjo R. 2008. Was there Jurassic paleo-Pacific subduction in South China? Constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the Mesozoic basalts. *Lithos*, 106(1–2): 83–92.
- Chen J Y, Yang J H, Zhang J H. 2019. Multiple sources of Cretaceous granitoids in northeastern Fujian, coastal area of southeastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 182, 103939.
- Chen J Y, Yang J H, Zhang J H, Sun J F, Wilde S A. 2013. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence. *Lithos*, 162–163: 140–156.
- Chu M F, Wang K L, Griffin W L, Chung S L, O'Reilly S Y, Pearson N J, Iizuka Y. 2009. Apatite composition: Tracing petrogenetic processes in transhimalayan granitoids. *Journal of Petrology*, 50(10): 1829–1855.
- Clemens J D, Stevens G. 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134–135: 317–329.
- Guo F, Fan W, Li C, Zhao L, Li H, Yang J. 2012. Multi-stage crust-mantle interaction in SE China: Temporal, thermal and compositional constraints from the Mesozoic felsic volcanic rocks in eastern Guangdong-Fujian provinces. *Lithos*, 150: 62–84.
- Harlov D E. 2011. Formation of monazite and xenotime inclusions in fluorapatite megacrysts, Glosersheia Granite Pegmatite, Froland, Bamble Sector, southern Norway. *Mineralogy and Petrology*, 102(1): 77–86.
- Harlov D E. 2015. Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements*, 11(3): 171–176.
- Harlov D E, Förster H J. 2003. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II. Fluorapatite. *American Mineralogist*, 88(8–9): 1209–1229.
- Harlov D E, Wirth R, Hetherington C J. 2011. Fluid-mediated partial alteration in monazite: The role of coupled dissolution-precipitation in element redistribution and mass transfer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2): 329–348.
- Hsieh P S, Chen C H, Yang H J, Lee C Y. 2008. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from south China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr-Nd isotope compositions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5–6): 428–451.
- Jennings E S, Marschall H R, Hawkesworth C J, Storey C D. 2011. Characterization of magma from inclusions in zircon: Apatite and biotite work well, feldspar less so. *Geology*, 39(9): 863–866.
- Laurent O, Zeh A, Gerdes A, Villaros A, Gros K, Slaby E. 2017. How do granitoid magmas mix with each other? Insights from textures, trace element and Sr-Nd isotopic composition of apatite and titanite from the Matok pluton (South Africa). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(9): 80.
- Li C Y, Hao X L, Liu J Q, Ling M X, Ding X, Zhang H, Sun W D. 2017. The formation of Luoboling porphyry Cu-Mo deposit: Constraints from zircon and apatite. *Lithos*, 272–273: 291–300.
- Li X, Zhou M F. 2015. Multiple stages of hydrothermal REE remobilization recorded in fluorapatite in the Paleoproterozoic Yinachang Fe-Cu-(REE) deposit, Southwest China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 166: 53–73.
- Li X H, Li W X, Li Q L, Wang X C, Liu Y, Yang Y H. 2010. Petrogenesis and tectonic significance of the ~850 Ma Gangbian alkaline complex in South China: Evidence

- from *in situ* zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes and whole-rock geochemistry. *Lithos*, 114(1–2): 1–15.
- Li Z, Qiu J S, Yang X M. 2014. A review of the geochronology and geochemistry of Late Yanshanian (Cretaceous) plutons along the Fujian coastal area of southeastern China: Implications for magma evolution related to slab break-off and rollback in the Cretaceous. *Earth-Science Reviews*, 128: 232–248.
- Li Z, Wang X C, Wilde S A, Liu L, Li W X, Yang X. 2018. Role of deep-earth water cycling in the growth and evolution of continental crust: Constraints from Cretaceous magmatism in southeast China. *Lithos*, 302–303: 126–141.
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35(2): 179–182.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1–2): 34–43.
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Pan Y, Fleet M E. 2002. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1): 13–49.
- Prowatke S, Klemme S. 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17): 4513–4527.
- Sha L K, Chappell B W. 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(22): 3861–3881.
- Sun S J, Yang X Y, Wang G J, Sun W D, Zhang H, Li C Y, Ding X. 2019. *In situ* elemental and Sr-O isotopic studies on apatite from the Xu-Huai intrusion at the southern margin of the North China Craton: Implications for petrogenesis and metallogeny. *Chemical Geology*, 510: 200–214.
- Sun W D, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3–4): 533–542.
- Trotter J A, Williams I S, Barnes C R, Lécuyer C, Nicoll R S. 2008. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. *Science*, 321(5888): 550–554.
- Webster J D, Piccoli P M. 2015. Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral. *Elements*, 11(3): 177–182.
- Xu X S, Dong C W, Li W X, Zhou X M. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: The significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46(2): 299–315.
- Zeng L P, Zhao X F, Li X C, Hu H, McFarlane C. 2016. *In situ* elemental and isotopic analysis of fluorapatite from the Taocun magnetite-apatite deposit, Eastern China: Constraints on fluid metasomatism. *American Mineralogist*, 101(11): 2468–2483.
- Zhang X, Guo F, Zhang B, Zhao L, Wang G. 2021. Mixing of cogenetic magmas in the Cretaceous Zhangzhou calc-alkaline granite from SE China recorded by *in-situ* apatite geochemistry. *American Mineralogist*, 106(10): 1679–1689.
- Zhang X, Guo F, Zhang B, Zhao L, Wu Y, Wang G, Alemayehu M. 2020. Magmatic evolution and post-crystallization hydrothermal activity in the early Cretaceous Pingtan intrusive complex, SE China: Records from apatite geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(4), 35.
- Zhang Y, Wang Y, Geng H, Zhang Y, Fan W, Zhong H. 2013. Early Neoproterozoic (~850Ma) back-arc basin in the Central Jiangnan Orogen (Eastern South China): Geochronological and petrogenetic constraints from meta-basalts. *Precambrian Research*, 231: 325–342.
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3–4): 269–287.
- Zhou X M, Sun T, Shen W, Shu L, Niu Y. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in south China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33.
- Zirner A L K, Marks M A W, Wenzel T, Jacob D E, Markl G. 2015. Rare earth elements in apatite as a monitor of magmatic and metasomatic processes: The Ilímaussaq complex, South Greenland. *Lithos*, 228–229: 12–22.