

DOI:10.3969/j.issn.1003-5060.2025.07.008

皖南伏岭岩体钾长石地球化学特征及其成因意义

笄昊翔¹, 王志强¹, 袁峰¹, 陶耐², 张军²

(1. 合肥工业大学 资源与环境工程学院, 安徽 合肥 230009; 2. 安徽省勘查技术院, 安徽 合肥 230031)

摘要: 伏岭岩体位于江南造山带东段, 是皖南地区典型的高分异花岗复式岩体。文章对伏岭岩体花岗岩中钾长石进行了岩相学、矿物微区分析和微量元素模拟计算研究。钾长石分析表明, 从 Kfs-I、Kfs-II 到 Kfs-III, 钾长石 $m(K)/m(Rb)$ 逐渐降低, Rb 和 Cs 的质量分数逐渐增加, Sr 和 Ba 质量分数逐渐降低。利用钾长石成分(包括 K、Rb、Cs)模拟岩浆结晶演化过程, Kfs-I 和 Kfs-II 可由初始熔体经过 0~90% 的分离结晶后形成, 表明分离结晶作用在伏岭岩体的演化过程中起重要控制作用, 而演化程度最高的 Kfs-III 需要初始熔体经过高于 95% 的分离结晶作用才能形成, 而花岗质熔体很难发生如此高分度的分离结晶作用。当熔体因 H₂O 饱和和发生流体出溶作用时, 出溶流体将明显富集 Pb。由于 Ba 具有低的流体、熔体分配系数, 出溶流体在富集 Pb 的同时将亏损 Ba, Kfs-III 具有极高的 $w(Pb)$, 同时具有极低的 $w(Ba)$, 表明其形成于流-熔体相互作用。因此, 伏岭岩体的富集稀有金属元素特征不仅受控于岩浆演化, 而且晚期的流体出溶作用可能是造成稀有金属元素极端富集的重要过程。

关键词: 复式岩体; 地球化学; 钾长石; 瑞利分馏模拟

中图分类号: P581

文献标志码: A

文章编号: 1003-5060(2025)07-0910-10

Geochemical characteristics and genetic significance of K-feldspar from the Fuling pluton in southern Anhui

DA Haoxiang¹, WANG Zhiqiang¹, YUAN Feng¹, TAO Nai², ZHANG Jun²

(1. School of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China; 2. Geological Exploration Technology Institute of Anhui Province, Hefei 230031, China)

Abstract: The Fuling pluton is located in the eastern section of the Jiangnan orogenic belt and is a typical highly differentiated granitic complex pluton in southern Anhui. In this paper, petrographic, mineral microbeam analysis(including electron microprobe and LA-ICP-MS) and trace element simulation calculations were carried out to study the K-feldspar in the granite of the Fuling pluton. The K-feldspar analysis shows that the K-feldspar $m(K)/m(Rb)$ ratio gradually decreases, the mass fractions of Rb and Cs gradually increase, and the mass fractions of Sr and Ba gradually decrease from Kfs-I, Kfs-II to Kfs-III. K-feldspar compositions(including K, Rb, and Cs) were used to simulate magma crystallization evolution, and the results show that Kfs-I and Kfs-II can be formed from the initial melt after 0-90% fractional crystallization, indicating that fractional crystallization plays an important controlling role in the evolution of the Fuling pluton, while the most evolved Kfs-III requires the initial melt to undergo fractional crystallization exceeding 95% to form, but the granitic melt is difficult to undergo such a high degree of fractional crystallization. When the melt is saturated with H₂O and

收稿日期: 2023-03-29; 修回日期: 2023-05-15

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(42230802); 安徽省自然资源科技资助项目(2020-K-12)和中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(JZ2021HGTD0108)

作者简介: 笄昊翔(1996—), 男, 安徽桐城人, 合肥工业大学硕士生;

王志强(1987—), 男, 山西平陆人, 博士, 合肥工业大学副教授, 硕士生导师, 通信作者, E-mail: wangzq@hfut.edu.cn;

袁峰(1971—), 男, 广西桂林人, 博士, 合肥工业大学教授, 博士生导师。

the fluid exsolution occurs, the exsolution fluid will be significantly enriched in Pb. Since Ba has a low fluid-melt partition coefficient, the exsolution fluid will be enriched in Pb, while losing Ba, and the extremely high $w(\text{Pb})$ and extremely low $w(\text{Ba})$ of Kfs-III indicate that it was formed by fluid-melt interaction. Therefore, the enrichment of rare metal elements in the Fuling pluton is not solely controlled by magmatic evolution; the late fluid exsolution may be an important process causing the extreme enrichment of rare metal elements.

Key words: complex pluton; geochemistry; K-feldspar; Rayleigh fractionation modeling

0 引 言

花岗岩是地球大陆地壳的重要组成部分,是地球区别于太阳系内其他行星的重要标志^[1-2]。作为花岗岩形成最重要的机制之一,分异演化是花岗岩研究中一个重要而基础的科学问题。高分异花岗岩是花岗质岩浆演化的最终产物之一,其成因对于理解花岗质岩浆在地壳浅部分异演化具有重要意义。高分异花岗岩具有高的 $w(\text{SiO}_2)$ 、 $w(\text{Rb})$ 、 $w(\text{Li})$ 、 $w(\text{Cs})$ 、 $w(\text{W})$ 、 $w(\text{Sn})$ 以及极低的 $w(\text{Sr})$ 、 $w(\text{Ba})$ 、 $w(\text{Co})$ 、 $w(\text{Ni})$ ^[3-4]。由于与稀有金属矿床密切相关,且具有异常的地球化学特征(如低 $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 、 $m(\text{Nb})/m(\text{Ta})$ 和稀土四分组效应),因此高分异花岗岩的成因研究受到广泛关注^[5-6]。另外,高分异花岗岩的成因研究对于理解花岗质岩浆演化过程也具有重要意义^[7-8]。由于 H_2O 在熔体中为不相容组分^[9],因此对于高度分异的花岗质熔体,理论上流体出溶作用不可避免。因此,对于高分异花岗岩成因及相关稀有金属富集作用的研究,争论的焦点是高分异花岗岩的成分变化(如稀有金属元素的极端富集)是否需要流体的参与。

全岩地球化学是常用的示踪方法,然而,全岩成分受控于多种因素(如源区、分异演化、同位素混染等),易造成数据的多解性。例如,文献^[10]表明极低的 $m(\text{Nb})/m(\text{Ta})$ 是花岗岩经历流-熔体相互作用的结果,并被作为稀有金属成矿的指标;文献^[11-12]认为高程度的分离结晶足以解释低 $m(\text{Nb})/m(\text{Ta})$ 值成因,并不需要流-熔体作用。相对于全岩地球化学,矿物原位微区分析可以提供岩浆演化的精细过程^[13-14]。钾长石是花岗岩中广泛存在的矿物,其化学成分是反映岩浆演化的有效工具^[15]。

为了更好地理解高分异花岗岩的分异过程及其对稀有金属成矿的作用,本文对江南造山带东段燕山晚期伏岭花岗岩体开展了细致的岩相学、矿物微区分析,主要包括电子探针和激光剥蚀-电感

耦合等离子体质谱(laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry, LA-ICP-MS)等分析,进行微量元素模拟计算,揭示伏岭高分异花岗岩的岩浆演化及稀有金属富集过程,为理解高分异花岗岩成因和稀有金属成矿作用提供重要借鉴。

1 地质背景

扬子板块和华夏板块之间长达 1 500 km 的北东向的江南造山带被认为是元古代陆陆碰撞带^[16]。最初定义的江南造山带是指下扬子地区东南缘出露的中新元古代基底区^[17],下扬子地区可划分为长江中下游流域和江南造山带 2 个亚构造单元,通常以常州—阳新断裂为界^[18-19],如图 1 所示^[20]。

江南造山带前寒武纪沉积地层主要由一套浅变质且强烈变形的中、新元古代厚沉积火山岩和侵入岩体组成^[21],显生宙由志留系—三叠系碎屑岩、碳酸盐岩和侏罗系沉积火山岩组成,上覆有白垩系红层砂岩,分布于北东向裂谷盆地^[22]。江南造山带发育下古生界和上古生界地层,包括四堡群、丹洲群、梵净山群、下江群、冷家溪群、板溪群、溪口群、历口群等,该地层主要由灰黑色、黑色泥岩、结核状灰岩、条带状灰岩、硅质岩组成,发育毫米级水平层理,富含菊石等古生物化石。江南造山带在新元古代和中生代发生了广泛的岩浆活动。新元古代长英质岩体主要发育于九岭、许村、歙县等地^[23]。

根据岩石类型和年龄,将下扬子地区中生代岩浆活动可以划分为两期,分别为 150~136 Ma 和 136~120 Ma,早期阶段岩浆活动主要为 I 型花岗闪长岩和二长花岗岩^[24],一般与铜钼矿化有关。然而,晚期阶段岩浆岩主要类型为花岗闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩,一般与钨钼锡矿化有关^[25]。

本研究区域位于江南造山带东段,在扬子板块东南方向,出露面积大约 145 km,如图 1b 所

示^[26]。研究区基底地层为中元古代蓟县系—长城系和新元古代青白口系,前者主要出露上溪群,上溪群是由动力变质作用形成的一套板岩-千枚岩系,伏岭岩体最早盖层为上溪群西村组一段(Pt_2X_1)、西村组二段(Pt_2X_2)和西村组三段(Pt_2X_3),随后是井谭组、徽州组有少量出露。伏岭岩体周围的许村、休宁等晋宁花岗岩闪长岩侵入上溪群,与休宁组呈角度不整合面接触^[26]。伏岭岩体在平面上呈东北—西南方向长条状分布,呈岩墙状,岩浆侵入关系明显,倾角为 $40^\circ\sim 60^\circ$ ^[27]。伏岭岩体主要由似斑状中粗粒黑云二长花岗岩、

似斑状中细粒黑云钾长花岗岩和细粒黑云钾长花岗岩组成, $w(SiO_2)$ 在 $71\%\sim 77\%$ 之间,具有高度演化的特征^[28]。伏岭岩体似斑状中粗粒黑云二长花岗岩锆石 U-Pb 加权平均年龄为 (130.0 ± 0.7) Ma,似斑状中细粒黑云钾长花岗岩锆石 U-Pb 平均年龄为 (133.9 ± 1.1) Ma,细粒黑云钾长花岗岩锆石 U-Pb 平均年龄为 (133.0 ± 1.2) Ma,总体年龄相差不大,可以代表早白垩纪岩浆活动的时间^[24,27]。一些稀有金属矿床与花岗岩体相关,例如逍遥钨铜矿床、际下钨矿床、赤石坑铍钼矿床和丈尺山铌矿等^[29]。

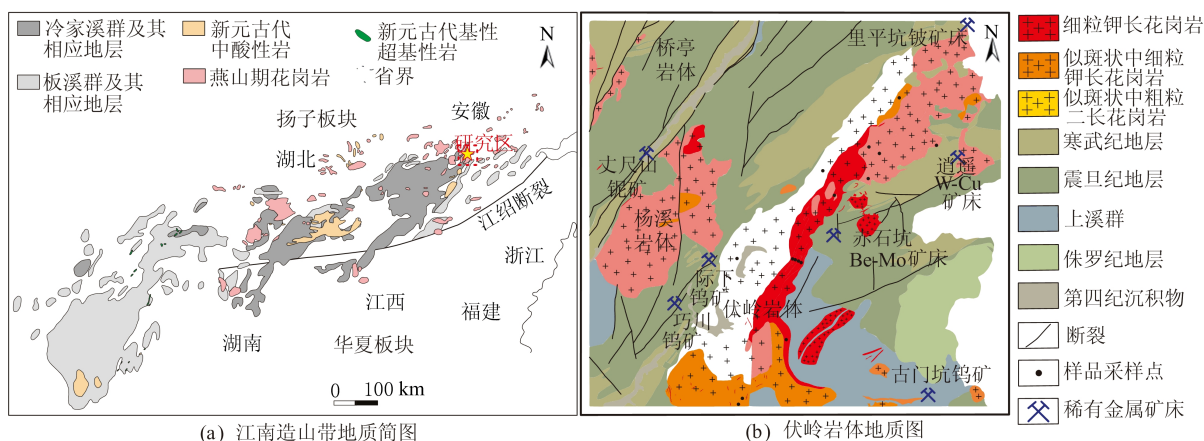


图 1 江南造山带和伏岭岩体地质图

2 样品采集和岩相学特征

所有样品均采自伏岭岩体的地表样品,主要岩性组成为似斑状中粗粒黑云二长花岗岩、似斑状中细粒黑云钾长花岗岩和细粒黑云钾长花岗岩,伏岭岩体样品照片和镜下照片如图 2 所示。似斑状中粗粒黑云二长花岗岩岩石手标本为肉红色,块状构造,样品特征如图 2a 所示,矿物颗粒粗大,具有似斑状结构,斑晶主要为石英、钾长石、斜长石,主要矿物类型及质量分数为石英 $15\%\sim 20\%$ 、钾长石 $30\%\sim 35\%$ 、斜长石 $30\%\sim 35\%$ 、黑云母 $5\%\sim 10\%$ 。钾长石呈半自形至他形,晶型较大,部分钾长石包裹斜长石晶体,主要类型为条纹长石,发生泥化蚀变,表面浑浊。斜长石自形至半自形,韵律环带发育,聚片双晶特征明显,部分核部发生绢云母化蚀变。石英呈他形充填于钾长石与斜长石颗粒之间。黑云母呈他形、片状、棕褐色,充填在长石和石英矿物颗粒中间。演化程度较低,云母主要为典型的岩浆黑云母,镜下特征如图 2d 所示。副矿物主要为钛铁矿、榍石、锆石、磷

灰石等。

似斑状中细粒黑云钾长花岗岩手标本为浅灰色、肉红色,块状构造,似斑状结构,样品特征如图 2b 所示,主要矿物质量分数为石英 $20\%\sim 25\%$ 、钾长石 $30\%\sim 35\%$ 、斜长石 $30\%\sim 35\%$ 、黑云母 $5\%\sim 10\%$ 、斑晶主要为肉红色钾长石斑晶和灰白色斜长石斑晶,基质主要由细小的钾长石、斜长石、黑云母等副矿物组成。钾长石斑晶呈半自形至他形,晶型较大,主要类型为条纹长石,部分表面发生泥化,表面混浊。斜长石斑晶呈自形至半自形,聚片双晶发育,部分发育韵律环带构造,部分斜长石从环带内部发生高岭土化蚀变和绢云母化蚀变。石英呈他形充填在斜长石与钾长石斑晶间隙中。云母呈他形,板片状,褐绿色,部分发生绿泥石化蚀变,镜下特征如图 2e 所示。副矿物主要包括锆石、磷灰石、磁铁矿、钛铁矿、磷钇矿、独居石、萤石、钼石等。

细粒黑云钾长花岗岩手标本为肉红色,块状构造,局部具有矿物巨晶,大部分矿物颗粒细小,样品特征如图 2c 所示,斑晶主要为钾长石、斜长

石、石英,基质主要由钾长石、斜长石和石英以及一些暗色矿物组成,主要矿物组成及质量分数为石英 10%~20%、钾长石 40%~50%、斜长石 20%~30%、黑云母、白云母等暗色矿物 5%~10%。钾长石呈自形至半自形,主要以条纹长石和微斜长石为主,矿物晶型较小,似伟晶结构部分晶型巨大,裂隙发育,部分发生泥化蚀变,蚀变较弱,表面浑浊,部分钾长石和石英构成蠕虫结构,

镜下特征如图 2f 所示。斜长石呈自形至半自形,聚片双晶发育,可见明显韵律环带现象,石英呈他形充填于钾长石和斜长石颗粒之间,黑云母呈褐绿色,他形,板片状,部分成长条状充填在石英长石裂隙当中,部分发生绿泥石化蚀变。白云母呈他形,干涉色较高,在长石和石英裂隙中生长。晚期较高演化程度的花岗岩中出现的副矿物主要为萤石、铌钽铁矿、磷铈钇矿、锆石、铌锰矿等。

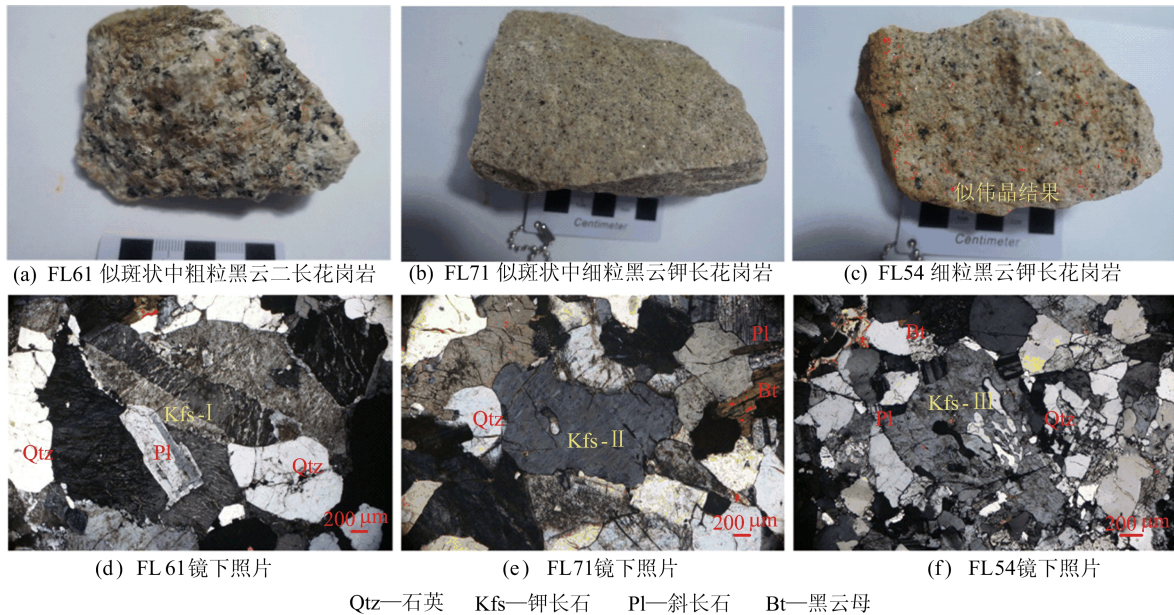


图2 伏岭岩体样品照片和镜下照片

3 分析测试方法

3.1 电子探针分析

钾长石主量元素分析在合肥工业大学资源与环境工程学院电子探针实验室完成,使用 JEOL JXA-8230 电子探针。实验条件为:加速电压 15 kV,电子束电流 20 nA,电子束光斑直径 2~5 μm 。所分析元素的检出限均优于 0.1%。

3.2 LA-ICP-MS 矿物原位分析

在合肥工业大学矿床与勘探中心激光原位矿物地球化学实验室,采用 LA-ICP-MS 对钾长石中的微量元素进行分析,分析是在 Agilent 7900 四极 ICP-MS 耦合到 Photon Machines Analyte HE 193-nm ArF 准分子激光剥蚀系统上进行的。在激光烧蚀过程中,氩气作为补气,通过 T 型接头与载气混合进入 ICP^[30-31]。每个时间分析数据包括用直径为 30 mm 的光斑测量气体空白 20 s 后的空白信号 40 s。外部标准采用 NIST610、NIST612 和 BCR-2G 作为标准参考物质。离线

数据使用 ICP-MS DATA Cal 软件完成^[32]。矿物分析中主量元素误差为 5%和微量元素误差为 10%^[33]。

4 钾长石地球化学特征

伏岭岩体花岗岩长石主要由斜长石和钾长石组成,钾长石的电子探针数据分析结果见表 1 所列。通过 LA-ICP-MS 分析钾长石微量元素结果见表 2 所列。表 1、表 2 中, n 为测试样品数。

钾长石中 $w(\text{SiO}_2)$ 在 64.16%~66.10%之间, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 在 18.23%~19.06%之间, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 在 0.43%~3.21%之间, $w(\text{K}_2\text{O})$ 在 12.29%~16.58%之间。伏岭岩体钾长石的 $w(\text{An})$ 在 0~0.71%之间,平均值为 0.15%; $w(\text{Ab})$ 在 3.76%~28.37%之间,平均值 10.22%; $w(\text{Or})$ 值在 71.6%~96.24%之间,平均值为 89.63%。

伏岭岩体钾长石 An-Or-Ab 图解如图 3 所示,伏岭花岗岩的钾长石数据点主要落在正长石区域,因此长石类型主要为正长石。

表 1 电子探针分析伏岭岩体钾长石的主量元素及其质量分数

%

项目	Kfs-I (n=14)			Kfs-II (n=9)			Kfs-III (n=5)		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
w(SiO ₂)	64.19	65.94	64.83	66.34	66.10	65.08	64.16	65.32	64.82
w(TiO ₂)	0	0.07	0.01	0	0.07	0.02	0	0	0
w(Al ₂ O ₃)	18.51	18.95	18.69	18.23	19.06	18.59	18.36	18.83	18.61
w(FeO)	0.01	0.21	0.08	0	0.14	0.06	0	0	0
w(MgO)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
w(MnO)	0	0.04	0.01	0	0.02	0	0	0.02	0.01
w(CaO)	0	0.14	0.05	0	0.05	0.01	0	0.01	0
w(Na ₂ O)	0.64	2.90	1.29	0.52	3.21	1.21	0.43	1.08	0.69
w(K ₂ O)	12.56	16.35	15.22	12.29	16.26	15.23	15.20	16.58	16.06
w(Si)	2.94	3.00	2.98	2.96	3.02	2.99	2.97	2.99	2.98
w(Ti)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
w(Al)	1.00	1.02	1.01	0.99	1.02	1.01	0.99	1.02	1.01
w(Fe ³⁺)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
w(Fe ²⁺)	0	0.10	0	0	0.01	0	0	0	0
w(Mn)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
w(Mg)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
w(Ca)	0	0.10	0	0	0	0	0	0	0
w(Na)	0.06	0.26	0.11	0.05	0.28	0.11	0.04	0.10	0.06
w(K)	0.73	0.96	0.89	0.71	0.95	0.89	0.90	0.97	0.94
w(An)	0	0.71	0.25	0	0.25	0.06	0	0.05	0.01
w(Ab)	5.62	25.81	11.36	4.46	28.37	10.72	3.76	9.70	6.10
w(Or)	73.48	94.38	88.38	71.60	95.36	89.22	90.30	96.24	93.88

表 2 LA-ICP-MS 分析伏岭岩体钾长石的微量元素及其质量分数

项目	Kfs-I (n=9)			Kfs-II (n=9)			Kfs-III (n=7)		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
w(Mn)/10 ⁻⁶	1.10	19.00	5.73	4.35	76.70	17.87	2.65	21.41	9.11
w(Fe)/10 ⁻⁶	1.44	651.10	413.92	0	526.53	293.04	0	7.28	3.18
w(P)/10 ⁻⁶	0.13	51.86	29.71	0	43.79	27.24	0	96.02	36.85
w(K)/10 ⁻⁶	72 300.94	131 785.77	115 146.74	89 270.17	141 456.41	116 962.86	95 295.47	121 745.74	105 366.16
w(Li)/10 ⁻⁶	1.71	9.08	5.03	1.78	16.94	5.83	1.09	17.74	7.78
w(Be)/10 ⁻⁶	0.05	3.06	0.80	0	4.87	1.59	0.60	10.66	5.14
w(Sc)/10 ⁻⁶	0.59	1.94	1.03	0.51	1.52	0.94	1.04	1.70	1.44
w(Ga)/10 ⁻⁶	11.25	18.38	13.78	14.20	24.56	19.02	18.17	27.09	23.12
w(Rb)/10 ⁻⁶	274.59	559.76	418.73	561.43	871.61	777.87	1 169.70	1 709.30	1 466.83
w(Sr)/10 ⁻⁶	21.23	275.00	153.56	2.98	23.23	10.65	0.30	6.35	1.67
w(Y)/10 ⁻⁶	0.01	0.31	0.07	0	2.41	0.32	0	5.74	1.07
w(Sn)/10 ⁻⁶	0.15	1.35	0.71	0	4.07	1.55	0	2.89	1.54
w(Cs)/10 ⁻⁶	0.81	12.28	6.30	1.34	13.99	7.14	3.38	24.91	15.23
w(Ba)/10 ⁻⁶	36.86	3 259.41	1 089.47	1.02	1 426.77	170.61	0	1.61	0.50
w(La)/10 ⁻⁶	0.25	3.56	1.96	0.26	0.96	0.66	0.76	3.66	1.83
w(Ce)/10 ⁻⁶	0.29	2.49	1.30	0.36	1.03	0.71	0.66	3.43	1.93
w(Pr)/10 ⁻⁶	0.02	0.17	0.07	0.02	0.22	0.06	0	0.25	0.14
w(Eu)/10 ⁻⁶	0.18	1.79	0.96	0.02	0.31	0.14	0	0.02	0
w(Pb)/10 ⁻⁶	18.86	62.87	41.33	40.64	77.54	59.55	72.34	118.87	86.79
m(K)/m(Rb)	228.55	393.50	281.58	106.57	237.38	153.59	67.19	81.47	72.16
m(Rb)/m(Sr)	1.38	26.05	5.66	30.76	292.46	120.12	231.21	5 485.67	1 961.98
lg(m(K)/m(Rb))	2.36	2.59	2.44	2.03	2.38	2.17	1.83	1.91	1.86
lg w(Rb)	2.44	2.75	2.61	2.75	2.94	2.89	3.07	3.23	3.16
lg(m(K)/m(Cs))	3.87	5.19	4.41	3.88	4.96	4.30	3.66	4.56	3.91
lg w(Cs)	-0.09	1.09	0.64	0.13	1.15	0.76	0.53	1.40	1.11

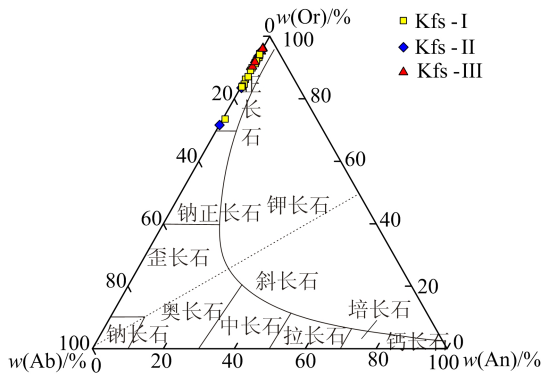


图 3 伏岭岩体钾长石 An-Or-Ab 图解

在钾长石中,微量元素主要富集 Rb、Ba、Sr、Pb 等元素, $w(\text{Rb})$ 在 $(274.59 \sim 1\,709.30) \times 10^{-6}$ 之间, $w(\text{Ba})$ 在 $(0 \sim 3\,259.41) \times 10^{-6}$ 之间, $w(\text{Sr})$ 在 $(0.30 \sim 275.00) \times 10^{-6}$ 之间, $w(\text{Pb})$ 在 $(18.86 \sim 118.87) \times 10^{-6}$ 之间。

随着演化程度的增加,钾长石中 $w(\text{Rb})$ 和 $w(\text{Pb})$ 逐渐增加, $w(\text{Sr})$ 、 $w(\text{Ba})$ 逐渐降低,不同演化阶段钾长石 $w(\text{Rb})$ 、 $w(\text{Sr})$ 、 $w(\text{Ba})$ 差异较大, $w(\text{Pb})$ 差异不是特别明显。

Kfs-I 中 $w(\text{Rb})$ 在 $(274.59 \sim 559.76) \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 418.73×10^{-6} ; 而 Kfs-I 中 $w(\text{Sr})$ 在 $(21.23 \sim 275.00) \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 153.56×10^{-6} ; Kfs-I 中 $w(\text{Ba})$ 为 $(36.86 \sim$

$3\,259.41) \times 10^{-6}$,平均值为 $1\,089.47 \times 10^{-6}$; $w(\text{Pb})$ 在 $(18.86 \sim 62.87) \times 10^{-6}$ 之间。钾长石的 $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 也能够指示其演化程度,Kfs-I 有更高的 $m(\text{K})/m(\text{Rb})$,表明 Kfs-I 具有较低的演化程度。

Kfs-II 中 $w(\text{Rb})$ 在 $(561.43 \sim 871.61) \times 10^{-6}$ 之间, $w(\text{Sr})$ 在 $(2.98 \sim 23.23) \times 10^{-6}$ 之间; 而 $w(\text{Ba})$ 差距较大,在 $(1.02 \sim 1\,456.77) \times 10^{-6}$ 之间, $w(\text{Pb})$ 差距不大,在 $(40.64 \sim 77.54) \times 10^{-6}$ 之间; $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 在 $106.57 \sim 237.38$ 之间。

Kfs-III 中 $w(\text{Rb})$ 为 $(1\,169.70 \sim 1\,709.30) \times 10^{-6}$,平均值为 $1\,466.83 \times 10^{-6}$; Kfs-III 中 $w(\text{Sr})$ 在 $(0.30 \sim 6.35) \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 1.67×10^{-6} ; Kfs-III 中 $w(\text{Ba})$ 在 $(0 \sim 1.61) \times 10^{-6}$ 之间,平均 0.50×10^{-6} , $w(\text{Pb})$ 在 $(72.34 \sim 118.87) \times 10^{-6}$ 之间, $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 在 $67.19 \sim 81.47$ 之间。因此从 Kfs-I 到 Kfs-III 演化过程中, $w(\text{Rb})$ 、 $w(\text{Pb})$ 随着演化逐渐升高, $w(\text{Sr})$ 、 $w(\text{Ba})$ 随着演化逐渐降低。

伏岭岩体钾长石微量元素图解如图 4 所示。由图 4 可知,随着岩浆的结晶分异,钾长石中 $w(\text{Rb})$ 和 $w(\text{Cs})$ 逐渐增加,在演化的晚期,高分异花岗岩中的 $w(\text{Rb})$ 逐渐可以达到工业品位,显示出超常富集的特征。

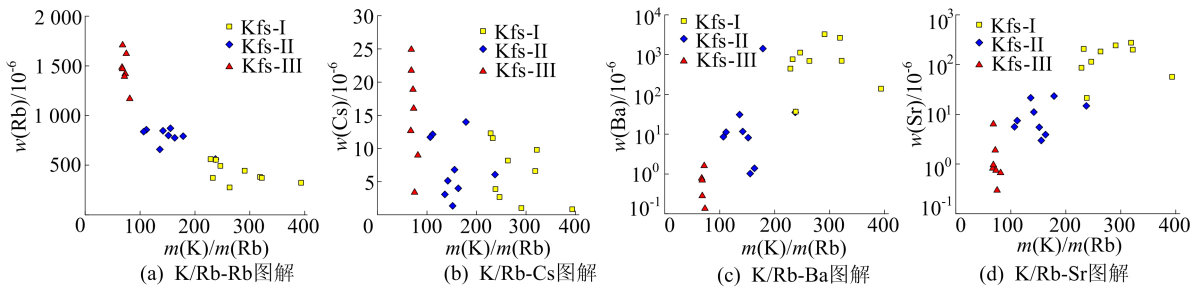


图 4 伏岭岩体钾长石微量元素图解

5 讨 论

5.1 岩浆作用过程

钾长石的组分受控于岩浆分异、岩浆混合,同时,晚期岩浆混合和混染也得到了钾长石岩浆演化的支持。伏岭岩体不同类型花岗岩具有相同的锆石 U-Pb 年龄 $(130.0 \sim 133.9 \text{ Ma})$ ^[24,27] 和相似的 Sr-Nd-Hf 同位素组成^[24,29],排除了岩浆混合和同化作用对其影响。通常认为由于分离结晶作用导致 Rb 和 Cs 的富集程度高于 K,因为钾长石晶体-熔体分配系数随着离子半径的增加而逐渐

降低,残余熔体富集富集 Rb 和 Cs,所以矿物较低的 $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 、 $m(\text{K})/m(\text{Cs})$ 和较高的 Rb、Cs 质量分数来源于演化的残余熔体。钾长石的 $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 和 $m(\text{K})/m(\text{Cs})$ 逐渐降低,是岩浆分异的标志。

从图 4 可以看出,伏岭岩体花岗岩中钾长石的 $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 、 $w(\text{Rb})$ 、 $w(\text{Cs})$ 等均可以反映岩浆热液分异的演化趋势和程度。随着岩浆分异演化程度的逐渐增加, $m(\text{K})/m(\text{Rb})$ 逐渐降低^[34]。

随着岩浆演化分异程度的增加,Rb 优先分馏

到残余熔体中^[35],在高度演化的岩浆体系中, $m(K)/m(Rb)$ 降至 50 以下^[36]。碱金属或碱土金属元素质量和元素质量比值可以用来模拟花岗岩岩浆的结晶、分异和演化过程^[37],钾长石中 $m(K)/m(Rb)$ 和 $m(K)/m(Cs)$ 的变化可作为伟晶岩分馏的相关指标。

将 $m(K)/m(Rb)-\omega(Rb)$ 和 $m(K)/m(Cs)-\omega(Cs)$ 中从 Kfs-I 到 Kfs-III 的指数下降的比率归因于如瑞利分馏等“幂律”型过程^[15],因此,分离结晶是控制伏岭花岗岩中钾长石元素质量分数变化的一个重要过程。

为定量研究分离结晶过程,利用瑞利分馏模型^[15]对钾长石的元素质量分数变化进行建模,相关计算公式为:

$$C_m = C_m^0 F^{(K_d-1)} \quad (1)$$

$$C_{Kfs} = C_m^0 K F^{(K_d-1)} \quad (2)$$

写成对数形式如下:

$$\lg C_{Kfs} - \lg C_m^0 = \lg K + (K_d - 1) \lg F \quad (3)$$

其中: C_m^0 为母熔体中元素的初始质量分数; C_m 为残余熔体中元素的质量分数; C_{Kfs}^0 为钾长石中元素的初始质量分数; C_{Kfs} 为钾长石中元素质量分数; F 为熔体结晶程度($0 < F < 1$); K 为钾长石晶体-熔体分配系数; K_d 为全岩分配系数。

本文所考虑的花岗岩(K、Rb、Cs)元素的晶体-熔体分配系数见表 3 所列。

表 3 伏岭岩体瑞利分离结晶模拟参数

矿物	K_d		
	K	Rb	Cs
Qtz	0.01	0.01	0.02
Pl	0.10	0.09	0.12
Kfs	3.12	1.30	0.06
Bt	1.80	2.50	0.27

文献^[15]通过研究造岩矿物中大离子亲石元素和稀土元素,建立适合单一矿物的瑞利分离结晶模型,判断伟晶岩群的“母体”,定量研究伟晶岩岩浆的分异演化程度。钾长石的 $\omega(K)$ 、 $\omega(Rb)$ 、 $\omega(Cs)$ 作为矿物质量分数的初始值,建立 $\lg(m(K)/m(Rb))$ 与 $\lg \omega(Rb)$ 的关系,本文也建立了 $\lg(m(K)/m(Cs))$ 与 $\lg \omega(Cs)$ 之间的关系^[15]。一般形式为:

$$\lg(C_K^{Sol}/C_{Rb}^{Sol}) = \text{Alg } \omega(Rb) + B \quad (4)$$

$$\lg(C_K^{Sol}/C_{Cs}^{Sol}) = \text{Alg } \omega(Cs) + B \quad (5)$$

$$A = \frac{D_K - D_{Rb}}{D_{Rb} - 1} \quad (6)$$

$$A = \frac{D_K - D_{Cs}}{D_{Cs} - 1} \quad (7)$$

$$B = \lg \frac{C_{0,K}^{Liq} K_{d,K}}{C_{0,Rb}^{Liq} K_{d,Rb}} - \text{Alg}(C_{0,Rb}^{Liq} K_{d,Rb}) \quad (8)$$

$$B = \lg \frac{C_{0,K}^{Liq} K_{d,K}}{C_{0,Cs}^{Liq} K_{d,Cs}} - \text{Alg}(C_{0,Cs}^{Liq} K_{d,Cs}) \quad (9)$$

为了正确建立瑞利分离结晶模型,严格按照文献^[15]的结论选择钾长石样品,经计算,模拟结果如图 5 所示。

钾长石测点呈显著的线性趋势,线性拟合良好,计算出的斜率 A 和截距 B 值与散点图趋势线的斜率和截距值相差不大,满足建立瑞利分离结晶模型的条件^[15]。因此,以结晶度 F 为变量,模拟初始熔体结晶度从 1%~99% 的变化过程,利用该公式计算钾长石中 K、Rb 和 Cs 元素的理论质量分数,建立了钾长石中大离子亲石元素瑞利分数结晶正演模型。选取演化程度最低伏岭花岗岩的主量元素和微量元素作为演化的初始质量分数, $\omega(K)$ 、 $\omega(Rb)$ 、 $\omega(Cs)$ 的初始值分别为 $45.140.4 \times 10^{-6}$ 、 227.1×10^{-6} 、 12.39×10^{-6} 。

根据瑞利分馏律,本文选择由 28% 石英 + 29% 钾长石 + 35% 斜长石 + 8% 组成的分馏矿物集合体。利用晶体-熔体的分配系数,从残余熔体中元素质量分数重新计算钾长石中微量元素质量分数。进一步,当考虑钾长石的多种元素时,结合式(1)~(3)可以得到一般形式^[15]。本文主要考虑碱金属 $\omega(K)$ 、 $\omega(Rb)$ 、 $\omega(Cs)$ 及其 $m(K)/m(Rb)$ 和 $m(K)/m(Cs)$ 的变化, $m(K)/m(Rb)-\omega(Rb)$ 一般形式为:

$$\lg(C_K^{Kfs}/C_{Rb}^{Kfs}) = \text{Alg } C_{Rb}^{Kfs} + B \quad (10)$$

$$A = \frac{D_K - D_{Rb}}{D_{Rb} - 1} \quad (11)$$

$$B = \lg \frac{C_{0,K}^{Melt} K_{d,K}}{C_{0,Rb}^{Melt} K_{d,Rb}} - \text{Alg}(C_{0,Rb}^{Melt} K_{d,Rb}) \quad (12)$$

类似地,可以得到 $m(K)/m(Rb)-\omega(Cs)$ 的类似形式。从图 5 可以看出,对于伏岭花岗岩,钾长石数据呈现出一个非常好的线性趋势。斜率 A 和截距 B 值与分析的钾长石数据趋势线斜率和截距值有很好的对应关系,这符合瑞利分馏过程模型^[15]。模拟结果表明,Kfs-I 和 Kfs-II 可由初始熔体经过 0~90% 的分离结晶后形成,表明分离结晶作用在伏岭岩体的演化过程中起重要作用。

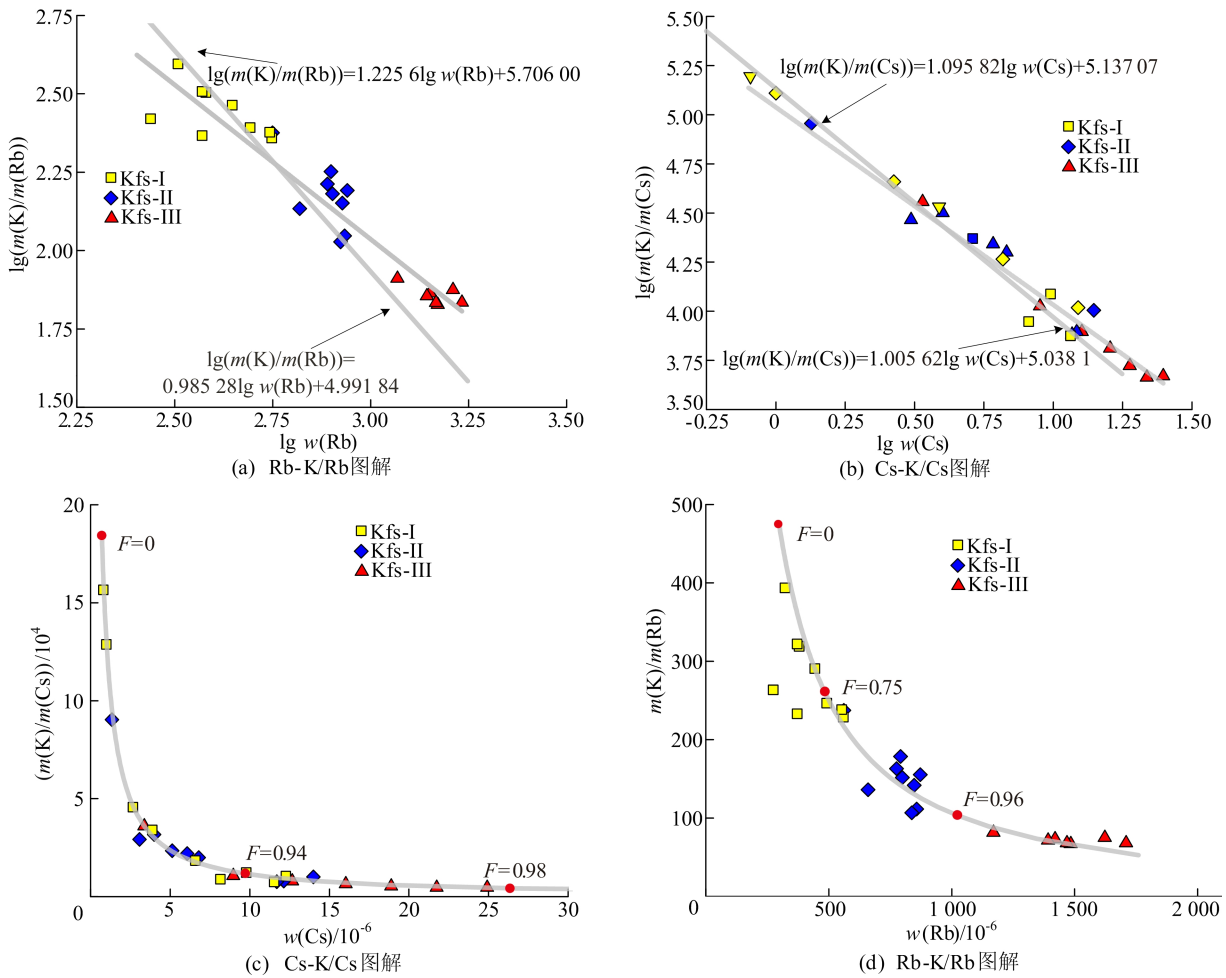


图 5 伏岭岩体钾长石瑞利分离结晶模拟

5.2 热液作用过程

尽管模拟表明,伏岭岩体钾长石成分的变化主要由分离结晶作用控制。但同时需要注意的是,演化程度最高的 Kfs-III 需要初始熔体经过高于 95% 的分离结晶作用才能形成,而花岗质熔体很难发生如此高分度的分离结晶作用。由于具有较高的黏度,花岗质岩浆的分离结晶作用主要方式为晶体-熔体分离,即粒间残余熔体从富晶体向岩浆房中抽离的过程^[38]。文献^[39]通过模拟计算指出当岩浆房结晶程度高于 70% 时,由于晶粒间熔体联通性减弱,残余熔体并不能有效地从岩浆房中抽离,此时分离结晶作用难以继续发生。因此对于需要极高分离结晶程度才能形成。对 Kfs-III 而言,单独的分离结晶作用难以解释其极高的 $w(Rb)$ 、 $w(Cs)$ 以及极低的 $w(Ba)$ 、 $w(Sr)$ (如图 4)。

因为 Ba 在钾长石 ($K_d^{Kfs/melt}$ 为 3.85 ~ 28.40)^[39] 和黑云母 ($K_d^{Kfs/melt}$ 为 4.4 ~ 20.8)^[40] 中具有极高的分配系数,所以熔体以及结晶的钾长

石中 $w(Ba)$ 将随着岩浆的演化而降低。伏岭岩体钾长石 Ba-Pb 图解如图 6 所示, Kfs-III 中 $w(Ba)$ 在 2×10^{-6} 以下,这与本文的分析结果一致。与 Ba 相似, Pb 主要赋存于钾长石中 ($K_d^{Kfs/melt}$ 为 0.99 ~ 4.10)^[41]。因此,当花岗岩发生以大量钾长石分离结晶时,其 $w(Pb)$ 将显著降低^[42]。然而,伏岭花岗岩 Kfs-III 以及部分 Kfs-II 数据明显偏离分离结晶演化趋势线,表明 $w(Pb)$ 的升高受控于分离结晶之外的其他因素。Pb 是极强的流体活动性元素 ($K_d^{fluid/melt}$ 为 5.6 ~ 76.0)^[43],因此当熔体因 H_2O 饱和和发生流体出溶作用时,出溶流体将明显富集 Pb。相反,由于 Ba 具有低的流-熔体分配系数 (0.02 ~ 0.20)^[44],出溶流体在富集 Pb 的同时将亏损 Ba。因此, Kfs-III 极高的 $w(Pb)$,同时具有极低的 $w(Ba)$,表明其形成于流-熔体相互作用,如图 6 所示。同时,文献^[28]全岩地球化学数据表明,伏岭岩体细粒钾长花岗岩具有较弱的稀土四分组效应,表明细粒钾长花岗岩具有流体出溶过程。Kfs-III 除了富

集 Pb, 同时也显著富集稀有金属元素 (Rb、Cs、Be), 因此, 伏岭岩体富集稀有金属元素特征不仅受控于岩浆演化, 而且晚期的流体出溶作用也可能是造成稀有金属元素极端富集的重要过程。

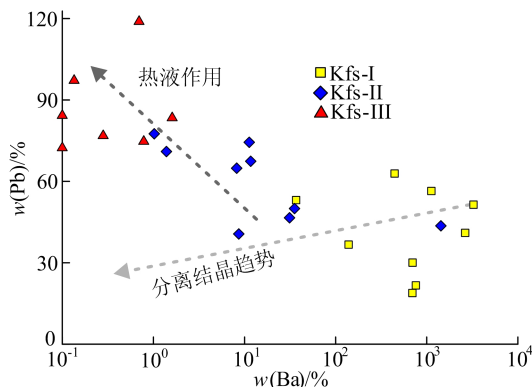


图 6 伏岭岩体钾长石 Ba-Pb 图解

6 结 论

1) 成分分析和模拟结果表明: 似斑状中粗粒黑云二长花岗岩 (Kfs-I) 和似斑状中细粒钾长花岗岩中的钾长石 (Kfs-II) 成分主要受控于分离结晶作用; 而极高的 $w(\text{Pb})$ 则表明细粒钾长花岗岩中的钾长石 (Kfs-III) 形成流-熔体相互作用, Kfs-III 中的 $w(\text{Pb})$ 来源于富 Pb 的出溶热液流体。

2) 除分离结晶作用外, 晚期的流-熔体相互作用在高分异花岗岩形成过程中起重要作用, 对高分异花岗岩中稀有金属元素的富集起关键作用。

[参 考 文 献]

[1] PETFORD N, CRUDEN A R, MCCAFFREY K J W, et al. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust[J]. *Nature*, 2000, 408(6813): 669-673.

[2] RUDNICK R L, GAO S, HOLLAND H D, et al. Composition of the continental crust[J]. *The Crust*, 2003, 3: 1-64.

[3] LEE C T A, MORTON D M. High silica granites: terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 409: 23-31.

[4] 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 2017, 47(7): 745-765.

[5] CHEN B, MA X, WANG Z. Origin of the fluorine-rich highly differentiated granites from the Qianlishan composite plutons (South China) and implications for polymetallic mineralization[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, 93: 301-314.

[6] LI J, HUANG X L, WEI G J, et al. Lithium isotope frac-

tionation during magmatic differentiation and hydrothermal processes in rare-metal granites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2018, 240: 64-79.

[7] GLAZNER A F, COLEMAN D S, BARTLEY J M. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons[J]. *Geology*, 2008, 36(2): 183-186.

[8] 马昌前, 李艳青. 花岗岩体的累积生长与高结晶度岩浆的分异[J]. *岩石学报*, 2017, 33(5): 1479-1488.

[9] EDMONDS M, WOODS A W. Exsolved volatiles in magma reservoirs[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2018, 368: 13-30.

[10] BALLOUARD C, POUJOL M, BOULVAIS P, et al. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: a marker of the magmatic-hydrothermal transition [J]. *Geology*, 2016, 44(3): 231-234.

[11] STEPANOV A S, HERMANN J. Fractionation of Nb and Ta by biotite and phengite: implications for the "missing Nb paradox"[J]. *Geology*, 2013, 41(3): 303-306.

[12] STEPANOV A A, MAVROGENES J, MEFFRE S, et al. The key role of mica during igneous concentration of tantalum[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2014, 167: 1-8.

[13] SUN K, CHEN B, DENG J. Biotite in highly evolved granites from the Shimensi W-Cu-Mo polymetallic ore deposit, China: insights into magma source and evolution [J]. *Lithos*, 2019, 350: 105245.

[14] YIN R, HUANG X L, XU Y G, et al. Mineralogical constraints on the magmatic-hydrothermal evolution of rare-elements deposits in the Bailongshan granitic pegmatites, Xinjiang, NW China[J]. *Lithos*, 2020, 352: 105208.

[15] HULSBOSCH N, HERTOGEN J, DEWAELE S, et al. Alkali metal and rare earth element evolution of rock-forming minerals from the Gatumba area pegmatites (Rwanda): quantitative assessment of crystal-melt fractionation in the regional zonation of pegmatite groups[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 132: 349-374.

[16] ZHAO G. Jiangnan Orogen in South China: developing from divergent double subduction [J]. *Gondwana Research*, 2015, 27(3): 1173-1180.

[17] 郭令智, 施央申, 马瑞士, 等. 中国东南部地体构造的研究[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 1984, 20(4): 732-739.

[18] WANG X L, SHU L S, XING G F, et al. Post-orogenic extension in the eastern part of the Jiangnan orogen: evidence from Ca 800—760 Ma volcanic rocks[J]. *Precambrian Research*, 2012, 222: 404-423.

[19] YAN L, HE Z, BEIER C, et al. Geochemical constraints on the link between volcanism and plutonism at the Yunshan caldera complex, SE China[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2018, 173: 1-19.

[20] 陆建军, 章荣清, 黄旭栋, 等. 江南造山带钨锡稀有金属矿床成矿作用特征[J]. *华南地质*, 2022, 38(3): 359-381.

[21] 薛怀民, 马芳, 宋永勤, 等. 江南造山带东段新元古代花岗岩组合的年代学和地球化学: 对扬子与华夏地块拼合时间

- 与过程的约束[J]. 岩石学报, 2010, 26(11): 3215-3244.
- [22] SONG S, MAO J, XIE G, et al. Petrogenesis of scheelite-bearing albitite as an indicator for the formation of a world-class scheelite skarn deposit: a case study of the Zhuxi tungsten deposit [J]. *Economic Geology*, 2021, 116(1): 91-121.
- [23] 孙克克, 陈斌, 陈军胜, 等. 江西大湖塘矿区九岭花岗闪长岩的成因及其构造意义[J]. 岩石学报, 2017, 33(3): 907-924.
- [24] WU F Y, JI W Q, SUN D H, et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of the Mesozoic granites in southern Anhui Province, China [J]. *Lithos*, 2012, 150: 6-25.
- [25] 毛景文, 吴胜华, 宋世伟, 等. 江南世界级钨矿带: 地质特征、成矿规律和矿床模型[J]. 科学通报, 2020, 65(33): 3746-3762.
- [26] 余心起, 江来利, 许卫, 等. 皖浙赣断裂带的界定及其基本特征[J]. 地学前缘, 2007, 14(3): 102-113.
- [27] 陈芳, 王登红, 杜建国, 等. 安徽绩溪伏岭花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄的精确测定及其地质意义[J]. 岩矿测试, 2013, 32(6): 970-977.
- [28] 张虹, 戴圣潜, 管运财, 等. 皖南绩溪伏岭岩体岩石地球化学特征[J]. 中国地质, 2005, 32(3): 411-416.
- [29] 陆三明, 阮林森, 张赞赞, 等. 安徽省三稀矿产资源现状、成因类型及找矿潜力[J]. 安徽地质, 2020, 30(1): 14-17.
- [30] 宁思远, 汪方跃, 薛维栋, 等. 长江中下游铜陵地区宝山岩体地球化学研究[J]. 地球化学, 2017, 46(5): 397-412.
- [31] 汪方跃, 葛黎, 宁思远, 等. 一个新的矿物面扫描分析方法开发和地质学应用[J]. 岩石学报, 2017, 33(11): 3422-3436.
- [32] LIU Y, HU Z, GAO S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1/2): 34-43.
- [33] SHEN J, QIN L, FANG Z, et al. High-temperature inter-mineral Cr isotope fractionation: a comparison of ionic model predictions and experimental investigations of mantle xenoliths from the North China Craton [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 499: 278-290.
- [34] LI J, HUANG X L, HE P L, et al. In situ analyses of micas in the Yashan granite, South China: constraints on magmatic and hydrothermal evolutions of W and Ta-Nb bearing granites [J]. *Ore Geology Reviews*, 2015, 65: 793-810.
- [35] HALLIDAY A N, DAVIDSON J P, HILDRETH W, et al. Modelling the petrogenesis of high Rb/Sr silicic magmas [J]. *Chemical Geology*, 1991, 92(1/2/3): 107-114.
- [36] 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 [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(3/4): 489-508.
- [37] SHAW D M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1968, 32(6): 573-601.
- [38] BACHMANN O, BERGANTZ G W. On the origin of crystal-poor rhyolites, extracted from batholithic crystal mushes [J]. *Journal of Petrology*, 2004, 45(8): 1565-1582.
- [39] DUFEK J, BACHMANN O. Quantum magmatism: magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics [J]. *Geology*, 2010, 38(8): 687-690.
- [40] PADILLA A J, GUALDA G A R. Crystal-melt elemental partitioning in silicic magmatic systems: an example from the Peach Spring Tuff high-silica rhyolite, Southwest USA [J]. *Chemical Geology*, 2016, 440: 326-344.
- [41] NASH W P, CRECRAFT H R. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, 49(11): 2309-2322.
- [42] DENG G, JIANG D, ZHANG R, et al. Barium isotopes reveal the role of deep magmatic fluids in magmatic-hydrothermal evolution and tin enrichment in granites [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2022, 594: 117724.
- [43] ZAJACZ Z, HALTER W E, PETTKE T, et al. Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: controls on element partitioning [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72(8): 2169-2197.
- [44] GUO H, LI W Y, NAN X, et al. Experimental evidence for light Ba isotopes favouring aqueous fluids over silicate melts [J]. *Geochemical Perspectives Letters*, 2020, 16: 6-11.

(责任编辑 吴亮)