

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.179>



武当隆起西段牌楼新元古代 A_1 型 花岗岩的发现及其地质意义

张维峰^{1,2}, 徐大良¹, 彭练红^{1*}, 邓新¹, 刘浩¹, 金鑫鏢¹, 谭靖¹

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北武汉 430205

2. 中国地质调查局花岗岩成岩成矿地质研究中心, 湖北武汉 430205

摘要: 牌楼似斑状二长花岗岩出露于武当隆起的西部, 是南秦岭地区新元古代岩浆活动的典型代表。锆石 LA-ICP-MS 年代学研究获得其成岩年龄为 667.2 ± 3.5 Ma。岩体 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量和 A/CNK 分别介于 $8.31\% \sim 8.47\%$ 和 $0.89 \sim 0.94$, 显示出亚碱性、准铝质特征; 同时样品富集大离子亲石元素 Rb、K、U、Pb 及高场强元素 Nb、Ta, 亏损 Sr、P、Ti 和重稀土元素, 具有较高的 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y} + \text{Ce}$ 含量以及 $10\,000 \text{ Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$ 比值, 出现特征矿物铁韭闪石和富铁钠闪石, 属于 A_1 型花岗岩。牌楼岩体 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 主要集中于 $-1.8 \sim +1.5$, 来源于软流圈交代岩石圈地幔类似于 OIB 熔体, 并伴随有一定的地壳混染作用。微量元素模拟显示, 母岩浆在成岩之前发生了大规模的斜长石和辉石的分离结晶。综合区域研究资料、地质年代学、地球化学及同位素特征, 结果表明武当隆起在新元古代成冰纪处于板片断裂的弧后伸展环境。

关键词: 岩石成因; A_1 型花岗岩; 板片断裂; 新元古代; 武当隆起; 地球化学。

中图分类号: P581; P597

文章编号: 1000-2383(2018)07-2389-15

收稿日期: 2018-06-25

The Discovery and Geological Significance of the Neoproterozoic A_1 -Type Granite in the Pailou Area, Wudang Uplift

Zhang Weifeng^{1,2}, Xu Daliang¹, Peng Lianhong^{1*}, Deng Xin¹, Liu Hao¹, Jin Xinbiao¹, Tan Jing¹

1. Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430205, China

2. Research Center of Granitic Diagenesis and Mineralization, China Geological Survey, Wuhan 430205, China

Abstract: As a typical case of the Neoproterozoic magmatism in South Qinling, the Pailou porphyritic monzogranite exposed in the western margin of Wudang uplift. Zircon U-Pb dating on the granite yields an age of 667.2 ± 3.5 Ma. The granite shows sub-alkaline and metaluminous affinities, with $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ and A/CNK values ranging $8.31\% - 8.47\%$ and $0.89 - 0.94$, respectively. The monzogranite enriched in LILEs (i.e. Rb, K, U and Pb) and HFSEs (i.e. Nb and Ti), and depleted in Sr, P, Ti and HREE. Due to the high content of $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y} + \text{Ce}$ and ratios of $10\,000 \text{ Ga}/\text{Al}$ and $\text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$, as well as characteristic minerals of hastingsite and ferropargasite, the Pailou monzogranite displaying A_1 -type geochemical features. The zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of the study rocks mainly vary from -1.8 to $+1.5$, indicating that the magma likely to have been sourced from mantle metasomatized by asthenosphere, OIB-like melts, with minor crustal assimilation. Based on modal calculations of trace elements, the fractional crystallization of plagioclase and pyroxene has been proposed during magmatic evolution. Integrating the data obtained from studies on geology, geochronology, geochemistry and isotopic compositions, we propose that the Pailou magmatism was the product of norogenic magmatism and formed in tectonic setting of a back-arc rift setting that proba-

基金项目: 中国地质调查局项目 (No. DD20160030).

作者简介: 张维峰 (1985—), 男, 助理研究员, 主要从事岩石、矿物、矿床等方面的研究. ORCID: 0000-0003-3822-8046.

E-mail: didazhweifeng@163.com

* 通讯作者: 彭练红, E-mail: 245737309@qq.com

引用格式: 张维峰, 徐大良, 彭练红, 等, 2018. 武当隆起西段牌楼新元古代 A_1 型花岗岩的发现及其地质意义. 地球科学, 43(7): 2389-2403.

bly developed in relation to slab tearing during continued slab rollback.

Key words: petrogenesis; A_1 -type granites; slab tearing; Neoproterozoic; Wudang uplift; geochemistry.

0 引言

武当隆起作为南秦岭构造带古老基底揭露最为广泛的区域,主要发育着武当群和耀岭河组变质火山岩和沉积岩类,由于其物质属性和构造演化的复杂性,引起了学者的广泛关注.不少学者对上述古老基底展开了地质年代学和地球化学方面的研究工作(Ling *et al.*, 2008; 凌文黎等, 2010; Wang *et al.*, 2013; 张永清等, 2013; Zhu *et al.*, 2014).此外,大量新元古代基—中—酸性侵入岩也相继被发现和报道(Ling *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016).这些研究成果为厘定古老基底的形成时代和武当隆起构造演化史奠定了良好的基础.然而,其新元古代的构造背景一直存在着争议.争论的焦点主要是导致拉伸的机制和起止时间等问题.如:部分研究者认为整个南秦岭地区对 Rodinia 超大陆裂解的响应仅发生于 820~710 Ma (Chen *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2013);而另一部分学者基于对辉长岩的探讨,以及南秦岭与扬子板块碎屑锆石的对比研究,认为武当隆起甚至整个南秦岭地区在新元古代早期从扬子板块分离后,在 680 Ma 再次发生了局部裂解事件(Ling *et al.*, 2008; 凌文黎等, 2010);还有学者则认为 710~630 Ma 武当地区处于弧后伸展环境(Wang *et al.*, 2016).

牌楼似斑状二长花岗岩位于武当隆起的西部,至今为止仍然缺乏地质年代学和地球化学方面的研究工作.由于成岩年代未能厘定,不同的地质调查成果根据其对地质构造特征的理解,将牌楼二长花岗岩划归为不同时代的地质单元,如:随县幅和宜城幅 1:20 万区域地质调查报告将其置于加里东期(湖北省地质局, 1982),而十堰幅 1:25 万区域地质调查报告则将其归为燕山期(湖北省地质局, 1982).同时,这一研究的薄弱环节也制约了对该岩体产出大地构造背景的探讨.本次研究对牌楼岩体进行了锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学、Lu-Hf 同位素以及角闪石电子探针成分分析,确定了岩石的形成时代和成因类型,探讨了岩体形成的源区和成岩模式,并结合前人区域研究成果,认为武当隆起在新元古代成冰纪处于俯冲板片断裂下的弧后伸展环境.此外,本次研究报道的牌楼花岗岩也是距今为止武当隆起最为古老的 A_1 型花岗岩,具有较为重要的地质意义.

1 区域地质背景

南秦岭构造单元北以商丹断裂与北秦岭相邻,南以襄—广断裂与扬子北缘为界(Ling *et al.*, 2008; 图 1a).武当隆起地区位于南秦岭的东端,出露面积约 8 000 km²,其区域地质特征为典型的隆升构造,即:武当群出露于抬升区域的核部,四周受新元古代成冰—埃迪卡拉纪和显生宙地层环绕(图 1b).该区是南秦岭地区前寒武纪基底揭露最为广泛的区域,发育的地层主要为武当群和耀岭河组.其中,武当群的主要岩性有两组,包括变质火山—沉积岩组合和变质沉积岩组合,耀岭河组则以变玄武质火山岩(熔岩、火山碎屑岩或凝灰岩)为主,夹少量变酸性火山岩和变泥质岩(凌文黎等, 2010; Wang *et al.*, 2016).基于锆石 U-Pb 年代学研究,部分学者认为武当群的形成年龄为 830~755 Ma (凌文黎等, 2010),另一部分学者认为其形成于 783~675 Ma (张永清等, 2013).关于耀岭河组的形成年龄,不同的学者也给出了不同的观点,分别为~685 Ma (凌文黎等, 2010),或者分为三期,包括 847 Ma、768~731 Ma 及 680~650 Ma (Zhu *et al.*, 2014).大量的基性到酸性岩体侵入到上述两种地层中,如桃源辉长岩、泰山庙闪长岩、五里坪花岗岩、竹沟口花岗岩等(Ling *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016).

牌楼岩体所在的大地构造位置位于武当隆起的西部(图 1b).该区域内发育两组断裂,近北东向的断裂被后期近东西向断裂切割错断(图 1c).出露的地层除武当群和耀岭河组外,还发育少量新元古代埃迪卡拉纪和显生宙地层.大量基性岩脉沿断裂侵入到武当群中,少量辉长岩因区域变质作用而形成斜长角闪岩.除此之外,还出露有花岗闪长岩和牌楼岩体等酸性侵入岩.

2 样品描述及分析方法

2.1 野外及岩相学特征

该岩体出露于十堰竹山县牌楼以北 2 km 转盘桥一带,岩体大致呈不规则条带状近东西向展布,长约 1 400 m,宽约 200 m,呈岩枝形式侵位于武当群副变质岩中.

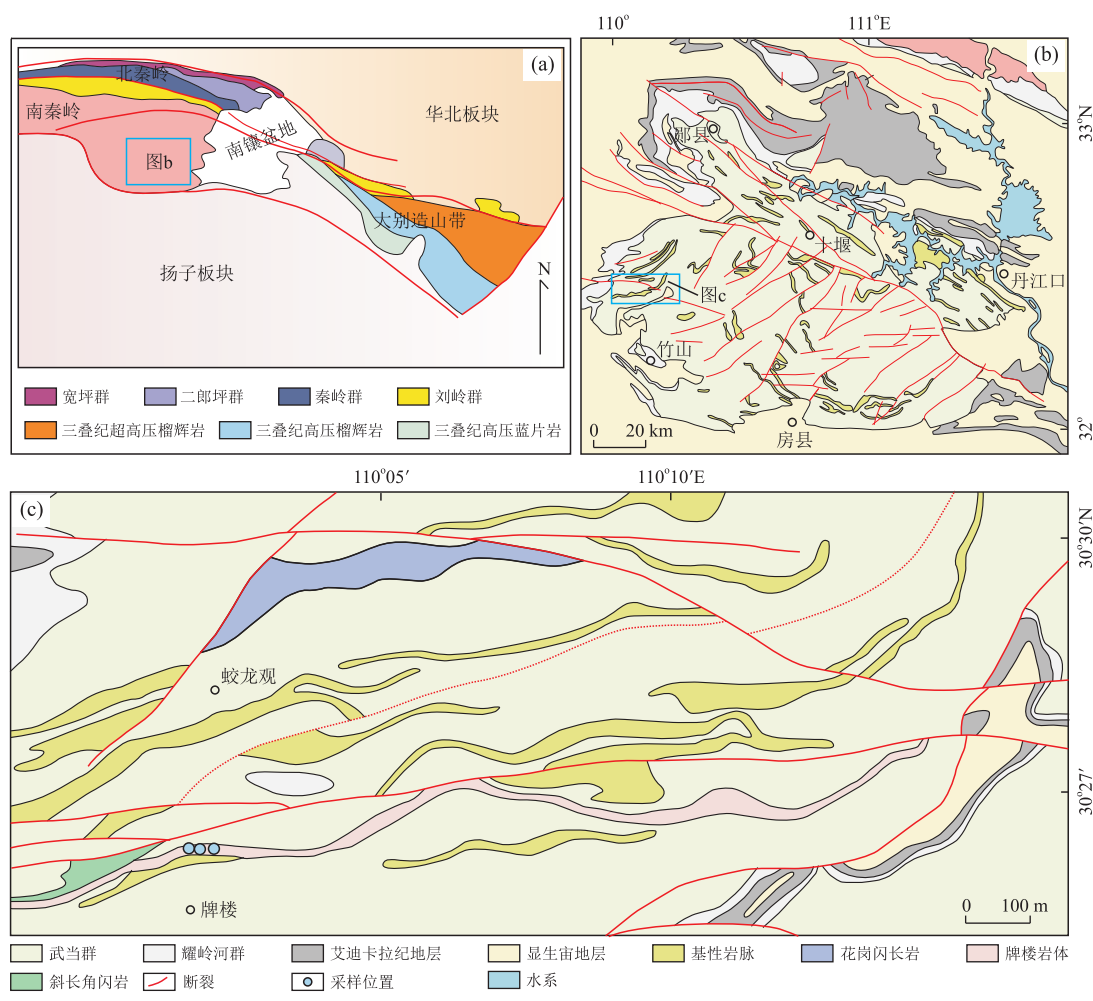


图 1 (a)秦岭—桐柏—大别构造简图;(b)武当隆起大地构造位置;(c)牌楼岩体出露位置

Fig.1 Geological sketch of the Qinling-Tongbai-Dabie orogenic belt (a); tectonic location of Wudang uplift (b); geographic location of Pailou granite (c)

a 据吴元保和郑永飞(2013);b 据 Ling *et al.*(2008) 修编

岩相学结果显示,牌楼花岗岩类为似斑状结构,斑晶含量约占 15%(图 2).斑晶主要组成矿物为斜长石、角闪石以及少量的黑云母,其中斜长石含量约占 10%,角闪石为 4%,黑云母约 1%.斜长石发育聚片双晶或卡钠复合双晶;角闪石多呈长柱状,可见一组平行于长轴方向的解理,少数呈半自形的六边形结构,发育“角闪石式”解理;黑云母呈不规则片状产出.基质为显微晶质结构,主要由石英、斜长石、钾长石、黑云母和角闪石组成.石英多为他形结构,斜长石主要为半自形聚片双晶,钾长石以他形为主,少数可见格子双晶.基质中斜长石与钾长石含量大体相当.黑云母为自形一半自形片状,角闪石则为长柱状和六边形结构.根据其野外产状和岩相学特征定名为:似斑状二长花岗岩.

2.2 分析方法

2.2.1 锆石 U/Pb 年龄及原位 Lu/Hf 同位素分析

用于成岩年龄分析的锆石样品在廊坊地质服务有限公司利用标准技术对锆石进行分选.将挑选好的锆石用环氧树脂制靶,经打磨至出露内部结构,抛光之后用扫描电镜进行阴极发光(CL)照相,并配合透射光和反射光显微照相检查锆石内部结构,选择环带发育良好、无裂隙、无包裹体的锆石用于激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)测试.

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室内完成.激光剥蚀系统为 GeoLas 2005, ICM-MS 为 Agilent 7500a.激光束斑直径 32 μm, He 为载气、Ar 气为补偿气,工作电压为 27.1 kV,激光能量为 29 J/cm².详细的仪器操作过程和数据处理方法见 Liu *et al.* (2008).分析中采用标准锆石 91500 作为外标进行同位素分馏校正,而 U、Th 和 Pb 等元素含量采用 NIST610 作为²⁹Si 内部标准计算,每分析 5 个样品点

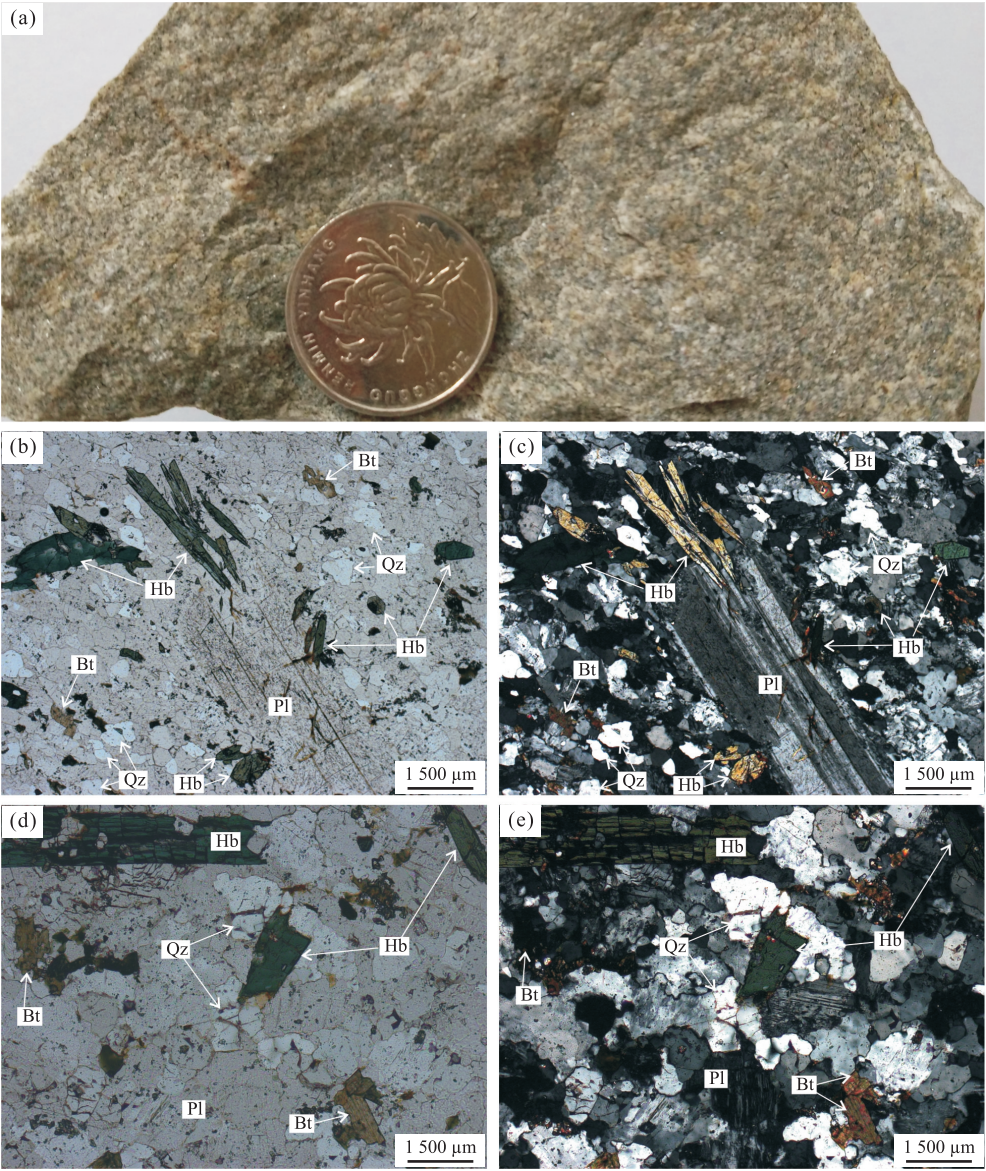


图 2 牌楼二长花岗岩手标本(a)及镜下特征(b~e)
Fig.2 Hand specimen (a) and microscopic photos (b—e) of the Pailou monzogranite
b,d.为单偏光照片;c,e.分别为对应的正交偏光照片;Bt.黑云母;Hb.角闪石;Pl.斜长石;Qz.石英

分析 2 次锆石标样.对分析数据的离线处理(包括对仪器灵敏度漂移校正、样品和空白信号的选择、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值以及年龄计算)利用软件 ICPMSDataCal 完成(Liu *et al.*, 2008).

锆石原位 Lu-Hf 同位素测定在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室的激光剥蚀电感耦合等离子质谱仪(LA-MC-ICPMS)上完成,分析采用的激光斑束直径为 44 μm,剥蚀频率为 10 Hz.¹⁷⁶Hf 的两个同质异位数¹⁷⁶Lu 和¹⁷⁶Yb 干扰采用如下校正值:¹⁷⁶Lu/¹⁷⁵Lu = 0.266 9 和¹⁷⁶Yb/¹⁷²Yb = 0.588 6,ε_{Hf}(*t*)计算采用的¹⁷⁶Lu 衰变常数为 1.865 × 10⁻¹¹ a⁻¹(Söderlund *et al.*, 2004),球粒陨

石现今值¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282 772 和¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.033 2(Blichert-Toft and Albarède, 1997);亏损地幔 Hf 模式年龄(*T*_{DM1})计算采用现今亏损地幔值¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.283 25 和¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.038 4(Griffin *et al.*, 2002);Hf 两阶段平均地壳模式年龄(*T*_{DM2})的计算采用亏损地幔 *f*_{DM} = 0.16 和平均地壳 *f*_{CC} = -0.55(Griffin *et al.*, 2002).

2.2.2 主微量元素测试 用于主微量元素分析的 3 个全岩样品在无污染的情况下粉碎至 200 目以下.主量元素在湖北省地质实验室研究所武汉综合岩矿测试中心进行,采用碱熔玻璃片 XRF 法分析,使用的分析仪器为 3080E1 型波长色散 X2 射线荧光光

谱仪,分析误差在 5%以内;微量元素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室采用酸溶法在高温高压下消解,然后用 Agilent 7500a 等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,分析精度优于 5%.

2.2.3 矿物电子探针分析 矿物的主要成分分析在武汉理工大学的 JXA-8230 型电子探针仪器上完成,具体的工作条件如下:加速电压 15 kV,探针电流 20 nA,束斑直径 1 μm,采用 ZAF 修正法进行数据校正.根据元素强度和性质不同,元素峰分析时间选择在 7~60 s 间,绝大部分元素峰分析的时间为 10 s,检测限为 $100\times10^{-6}\sim300\times10^{-6}$,部分元素检测限优于 100×10^{-6} .采用美国 SPI 公司的标样,主要为:含钛角闪石(Ti)、磷灰石(Ca, F)、斜长石(Na, Al)、钾长石(K)、方钠石(Si, Cl)、磁铁矿(Fe)、铯榴石(Rb, Cs)、蔷薇辉石(Mn)、镁铝榴石(Mg).绝大部分元素的分析精度优于 1%~2%.

3 测试结果

3.1 全岩主微量元素特征

牌楼似斑状二长花岗岩 SiO₂ 含量变化介于 74.41%~74.48%,平均为 74.45%;Na₂O 含量为 4.39%~4.92%,K₂O 含量介于 3.47%~4.06%,具有高的全碱 Na₂O+K₂O 含量,为 8.31%~8.47%(表 1),在侵入岩 TAS 分类图解上样品落入亚碱性系列花岗岩区(图 3a).岩石具有较低的 CaO 含量,为 0.78%~1.19%,属于钙碱质系列(图 3b);样品 Al₂O₃ 变化介于 12.11%~12.65%,铝饱和指数 A/CNK 介于 0.89~0.94,显示准铝质特征(图 3c);同时,样品具有高含量的 FeO^T 和低含量的 MgO, FeO^T/(FeO^T+MgO)和 Mg[#] 分别变化介于 0.97~0.99 和 1~5,属于铁质岩石(图 3d).

牌楼二长花岗岩稀土元素总量(ΣREE)介于 $417.57\times10^{-6}\sim443.86\times10^{-6}$,轻稀土元素富集,重稀土元素亏损,LREE/HREE 比值为 5.66~5.68,配分模式呈明显右倾形态(图 4a);另一方面,重稀土元素分配形式较为平坦,(Tb/Yb)_N=1.50~1.53;同时,岩石样品 Eu 负异常明显,δEu 介于 0.60~0.61.图 4 显示,样品富集大离子亲石元素 Rb、K、U、Pb 及高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf,强烈亏损 Sr、P、Ti,有别于弧岩浆(Pearce and Cann, 1973).

3.2 锆石 LA-ICP-MS 年代学

牌楼似斑状二长花岗岩的锆石晶体呈现自形长柱状,具有岩浆锆石特征性的振荡环带,少数锆石存

表 1 牌楼似斑状二长花岗岩主微量元素特征

Table 1 Whole-rock major (%) and trace (10⁻⁶) elements compositions of the Pailou monzogranite

岩性	Pl-01	Pl-02	Pl-03
SiO ₂	74.48	74.46	74.41
TiO ₂	0.22	0.22	0.23
Al ₂ O ₃	12.19	12.00	12.54
Fe ₂ O ₃	0.93	0.78	0.91
FeO	1.82	2.13	1.72
MnO	0.08	0.08	0.06
MgO	0.03	0.02	0.07
CaO	1.18	0.91	0.78
Na ₂ O	4.39	4.41	4.92
K ₂ O	3.92	4.06	3.47
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.03
Total	99.71	99.35	99.49
A/CNK	0.9	0.9	0.9
A/NK	1.1	1.0	1.1
Mg [#]	2.0	1.0	5.0
FeO ^T /(MgO+FeO ^T)	0.99	0.99	0.97
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.32	0.25	0.32
Rb	82.04	88.16	88.33
Ba	624.2	654.7	662.2
Th	12.95	13.86	13.54
U	3.02	3.30	3.21
Nb	75.28	82.13	82.63
Ta	4.72	5.16	5.06
La	73.85	78.55	79.01
Ce	161.5	171.9	170.8
Pb	10.36	11.14	11.77
Pr	19.33	20.48	20.42
Sr	94.01	65.30	65.27
Nd	79.44	83.90	83.27
Sm	17.48	18.81	18.63
Zr	547.4	565.5	578.4
Hf	15.97	16.78	16.75
Eu	3.47	3.63	3.63
Gd	17.36	18.38	18.61
Tb	2.96	3.14	3.12
Dy	17.71	18.83	18.69
Y	95.78	102.81	103.47
Ho	3.46	3.66	3.65
Er	9.61	10.32	10.13
Tm	1.37	1.48	1.43
Yb	8.77	9.42	9.47
Lu	1.30	1.40	1.35
Cr	1.78	1.83	1.79
Co	0.18	0.16	0.17
Ni	0.26	0.22	0.20
Sc	1.81	1.87	1.86
Ga	31.67	29.48	29.80
LREE	355.04	377.23	375.81
HREE	62.54	66.63	66.44
Eu/Eu [*]	0.61	0.60	0.60
Zr+Nb+Ce+Y	880	922	935
10 000×Ga/Al	4.87	4.60	4.45
Nb/La	1.02	1.02	1.05
Y/Nb	1.27	1.25	1.25
Sc/Nb	0.02	0.02	0.02
Yb/Ta	1.86	1.82	1.87
Y+Nb	171.06	184.94	186.11

在核边结构(图 5);锆石都具有较高的 Th、U 含量,Th/U 比值均大于 0.4(表 2);除此之外,单颗粒锆石稀土配分模式图都显示出陡倾的重稀土元素富集

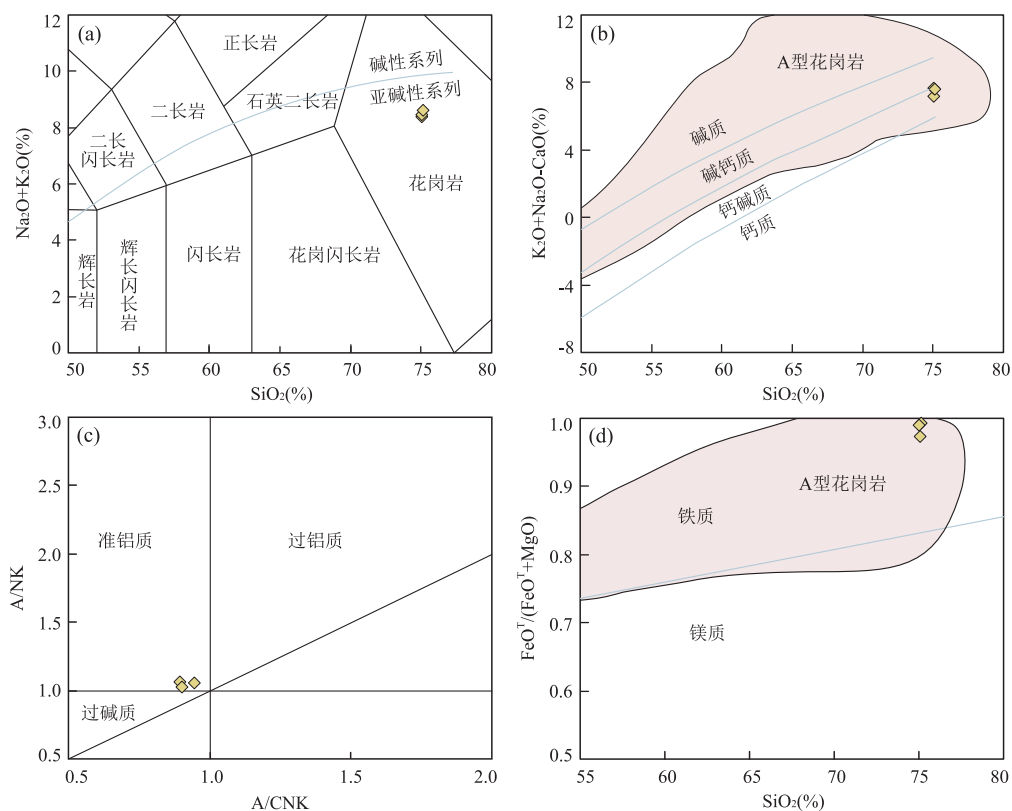


图 3 侵入岩 TAS 分类图解(a); SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}$)图解(b); A/NK - A/CNK 图解(c); SiO_2 - $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$ 图解(d)
Fig.3 Total alkalis vs. silica diagram (a); SiO_2 vs. ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) (b); A/NK vs. A/CNK diagram (c); the compositional range of the granitoids in the $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 diagram (d)

图 a 据 Wilson(2007);图 b 据 Frost *et al.*(2001);图 c 据 Maniar and Piccoli(1989);图 d 据 Frost *et al.*(2001)

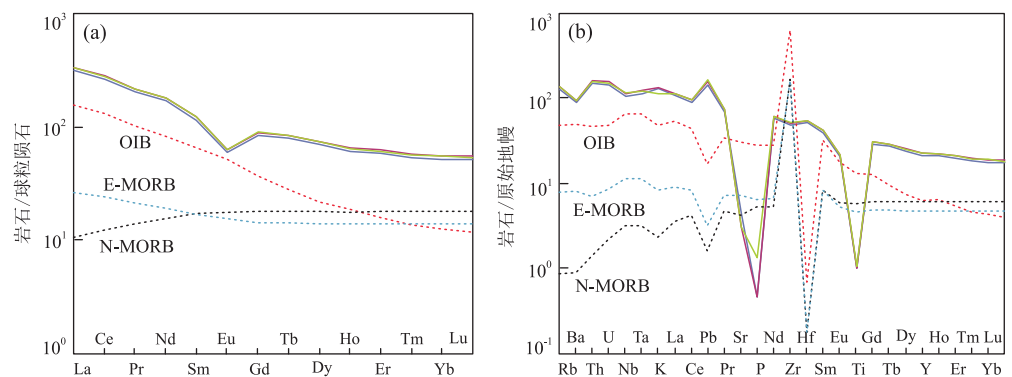


图 4 牌楼二长花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized multi-element diagrams (b)

OIB,E-MORB,N-MORB 数据来源于 Sun and McDonough(1989)

模式,具有显著的 Ce 正异常和适度的 Eu 负异常(图 6),表明用于年龄分析的锆石都属于岩浆锆石(Belousova *et al.*, 2002).

牌楼二长花岗岩 21 颗岩浆锆石的²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄为 663~678 Ma;同时,笔者也对 2 颗具有核边结构锆石的核部进行了分析,其年龄值也介于上述表面年龄之间(图 5).总体上,该岩石具有良好

的 U-Pb 谐和年龄,加权平均年龄为 667.2 ± 3.5 Ma (MSWD=0.24)(图 7),形成于新元古代成冰纪.

3.3 锆石原位 Lu-Hf 同位素

本次挑选 8 颗获得了有效表面年龄的锆石进行原位 Lu-Hf 同位素分析,¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值为 0.000 57~ 0.002 47,¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 比值介于 0.282 23~0.282 57,*t*以各个单颗粒锆石获得的表

表 2 牌楼二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素特征

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb age and in-situ Hf isotope analysis data from the Pailou monzogranite

测试点	Th/ U	比值				年龄(Ma)				谐和度 (%)	比值				$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM1} (Ma)	T_{DM2} (Ma)
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$			$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$						
		σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$		σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$					
Pl-1	0.49	0.062 4	0.002 9	0.929 5	0.038 6	0.108 5	0.001 6	663.9	9.5	99							
Pl-3	0.84	0.060 9	0.003 9	0.931 5	0.052 1	0.109 1	0.001 4	667.6	8.1	99							
Pl-4	0.53	0.060 7	0.003 4	0.896 4	0.045 6	0.108 2	0.001 7	662.3	10.0	98							
Pl-5	0.51	0.062 0	0.003 5	0.919 0	0.047 4	0.109 1	0.001 7	667.3	10.1	99							
Pl-7	0.84	0.062 6	0.001 6	0.956 1	0.023 4	0.109 9	0.001 1	672.3	6.4	98							
Pl-8	0.45	0.063 3	0.003 2	0.955 3	0.036 2	0.108 6	0.001 6	664.4	9.4	97							
Pl-9	0.54	0.063 7	0.003 0	0.953 5	0.041 4	0.109 2	0.001 6	668.0	9.2	98							
Pl-10	0.46	0.062 2	0.003 7	0.940 3	0.047 6	0.109 8	0.001 9	671.3	11.2	99							
Pl-11	0.76	0.062 5	0.002 5	0.930 8	0.032 8	0.109 3	0.001 3	668.5	7.8	99							
Pl-12	0.46	0.060 7	0.003 2	0.917 2	0.046 7	0.108 9	0.001 3	666.3	7.8	99							
Pl-13	0.53	0.060 1	0.002 8	0.890 8	0.040 0	0.108 3	0.001 5	662.8	8.5	97							
Pl-14	0.96	0.063 4	0.002 1	0.942 8	0.031 3	0.108 5	0.001 5	664.1	8.8	98							
Pl-15	0.51	0.064 4	0.003 0	0.948 5	0.043 7	0.108 6	0.001 8	664.7	10.7	98							
Pl-16	0.49	0.061 2	0.003 2	0.906 1	0.043 1	0.107 6	0.001 4	658.9	8.3	99							
Pl-17	0.49	0.060 8	0.003 2	0.912 4	0.044 2	0.108 5	0.001 6	663.9	9.2	99							
Pl-19	0.46	0.064 2	0.003 6	0.953 2	0.047 5	0.109 7	0.001 9	670.8	10.8	98							
Pl-20	0.45	0.062 2	0.003 3	0.920 4	0.042 3	0.109 4	0.001 5	669.4	8.9	98							
Pl-21	0.51	0.062 1	0.003 9	0.952 1	0.050 0	0.110 8	0.001 6	677.6	9.4	99							
Pl-22	1.19	0.063 3	0.002 2	0.951 7	0.028 0	0.109 0	0.001 2	667.1	7.1	98							
Pl-25	0.57	0.062 1	0.003 6	0.940 2	0.045 7	0.110 5	0.001 5	675.7	8.7	99							
Pl-27	0.49	0.060 8	0.003 2	0.908 6	0.044 5	0.108 3	0.001 6	662.6	9.5	99							
Pl-28	0.55	0.063 3	0.003 4	0.933 5	0.048 7	0.109 2	0.001 6	668.1	9.5	99							
Pl-29	0.48	0.062 8	0.003 3	0.924 2	0.041 6	0.108 6	0.001 7	664.9	9.9	99							
Pl-30	0.48	0.062 0	0.003 0	0.917 4	0.042 1	0.108 8	0.001 6	666.0	9.1	99							

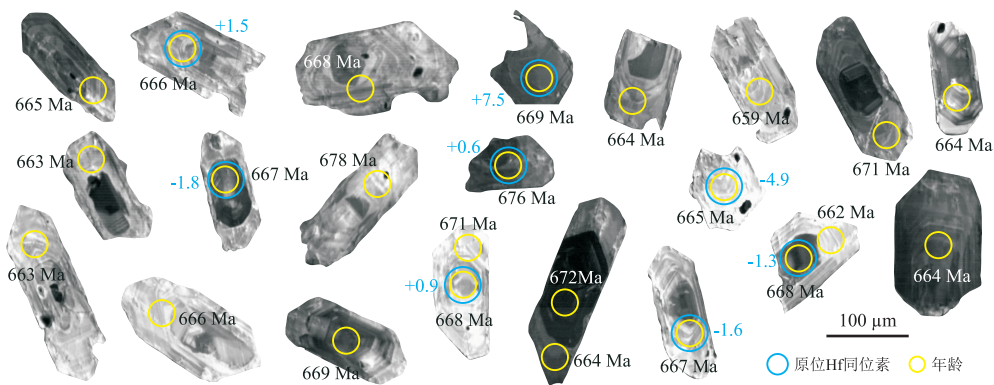


图 5 牌楼二长花岗岩单颗粒锆石 CL 图像
Fig.5 CL images of zircons from the Pailou monzogranite

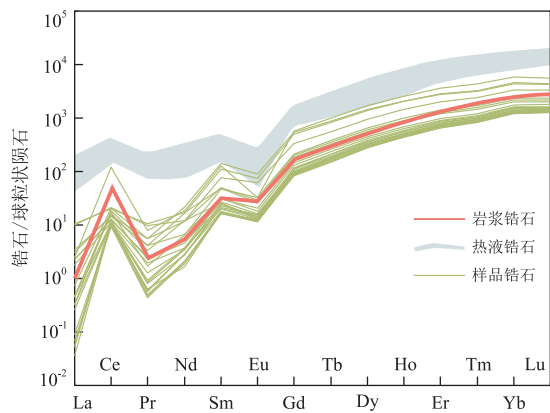


图 6 单颗粒锆石球粒陨石标准化稀土元素配分模式
Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns for the zircons
岩浆锆石和热液锆石数据来源于 Belousova *et al.* (2002)

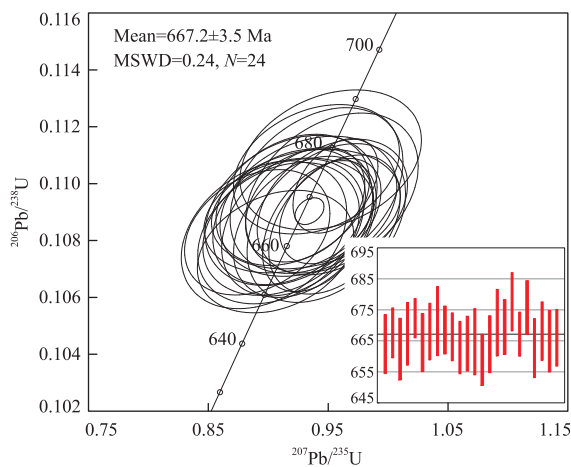


图 7 牌楼二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄谱和图及加权平均年龄
Fig.7 U-Pb diagrams of concordia and weighted mean ages
for zircons from the Pailou monzogranite

面年龄为基准, 计算获得 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 主要介于 $-1.6 \sim +1.5$, 单阶段模式年龄 T_{DM1} 集中于 $1\,186 \sim 1\,344\text{ Ma}$, 二阶段模式年龄 T_{DM2} 集中于 $1\,501 \sim$

$1\,706\text{ Ma}$ (表 2); 另有两个单颗粒锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 较为分散, 分别为 -4.9 和 $+7.5$. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 用公式 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) \approx 2\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 估算 (Vervoort and Patchett, 1996), 计算获得牌楼岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 主要集中于 $-0.8 \sim +0.8$.

3.4 角闪石主量元素特征

牌楼似斑状二长花岗岩中的角闪石族矿物 SiO_2 含量变化于 $38.05\% \sim 38.35\%$ 、 FeO^{T} 含量变化于 $31.47\% \sim 32.38\%$ 、 MgO 含量变化于 $0.12\% \sim 0.18\%$ 、 CaO 含量变化于 $10.09\% \sim 10.46\%$ 、 MnO 含量在 $0.59\% \sim 0.79\%$ 之间, Na_2O 和 K_2O 含量分别为 $1.49\% \sim 1.66\%$ 和 $2.75\% \sim 3.04\%$, 并且 TiO_2 含量可以忽略不计(表 3).

基于 23 个 O 原子计算, 获得的原子数结果表明, 牌楼似斑状二长花岗岩中的角闪石颗粒 $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}}$ 均为 2、 $\text{Na}_{\text{B}} < 0.5$, 且 $\text{Ca}_{\text{B}} > 1.50$, 属于 Ca 角闪石 (Leake *et al.*, 1997). 同时, 角闪石 Mg 原子数和 $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}}$ 分别介于 $0.03 \sim 0.04$ 和 $0.86 \sim 0.95$, Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 分别为 $3.79 \sim 3.99$ 和 $0.38 \sim 0.63$, X_{Mg} ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) 比值为 0.1 . 部分角闪石矿物颗粒 $^{\text{VI}}\text{Al} \geq \text{Fe}^{3+}$, 而另一部分则 $^{\text{VI}}\text{Al} < \text{Fe}^{3+}$, 属于钙质角闪石中的铁韭闪石和富铁钠闪石(图 8).

4 讨论

4.1 地质年代学意义

武当隆起作为南秦岭的重要组成部分, 广泛发育着新元古代基性-酸性侵入岩, 代表性的岩体有桃源辉长岩、泰山庙闪长岩、五里坪花岗岩、竹沟口花岗岩等, 锆石 U-Pb 年代学结果显示, 上述岩浆岩形成年龄分别为 $679 \pm 3\text{ Ma}$ (Ling *et al.*, 2008)、 $631.6 \pm 0.6\text{ Ma}$ 、 $630.4 \pm 0.6\text{ Ma}$ 、 $632.2 \pm 0.7\text{ Ma}$

表 3 牌楼似斑状二长花岗岩角闪石主量元素(%)成分特征

Table 3 Representative chemical compositions (%) of hornblende from the Pailou monzogranite

岩性		Pl-01				Pl-02		
SiO ₂	38.05	38.09	38.21	38.10	38.19	38.28	38.33	38.35
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.38	11.09	11.05	11.38	11.41	11.12	11.39	10.87
FeO ^T	31.47	31.65	31.49	31.83	32.01	31.66	32.38	31.80
MnO	0.71	0.71	0.67	0.70	0.59	0.65	0.69	0.79
MgO	0.18	0.15	0.12	0.17	0.13	0.16	0.13	0.13
CaO	10.20	10.09	10.28	10.07	10.07	10.15	10.25	10.46
Na ₂ O	1.66	1.63	1.60	1.55	1.64	1.62	1.49	1.53
K ₂ O	2.89	2.86	2.82	3.04	2.93	2.90	2.88	2.75
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.11	0.02	0.03	0.00
Total	96.54	96.27	96.24	96.85	97.08	96.55	97.55	96.68
以 23 个 O 原子为基准计算								
Si	6.29	6.31	6.34	6.27	6.28	6.33	6.26	6.34
^{IV} Al	1.71	1.69	1.66	1.73	1.72	1.67	1.74	1.66
^{VI} Al	0.51	0.48	0.50	0.48	0.49	0.49	0.45	0.46
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.45	0.50	0.38	0.56	0.55	0.46	0.63	0.42
Fe ²⁺	3.90	3.88	3.99	3.82	3.85	3.92	3.79	3.98
Mn	0.10	0.10	0.09	0.10	0.08	0.09	0.09	0.11
Mg	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03
Ca	1.81	1.79	1.83	1.78	1.77	1.80	1.79	1.85
Na	0.53	0.52	0.51	0.49	0.52	0.52	0.47	0.49
K	0.61	0.61	0.60	0.64	0.61	0.61	0.60	0.58
(Ca+Na) _B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na _B	0.19	0.21	0.17	0.22	0.23	0.20	0.21	0.15
(Na+K) _A	0.95	0.92	0.94	0.91	0.91	0.93	0.86	0.92
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + ^{VI} Al)	0.47	0.51	0.43	0.54	0.53	0.48	0.58	0.48

注:角闪石的化学式为 A₀₋₁B₂^{VI}C₅^{IV}T₈O₂₂;A.代表占据 A 位置的阳离子;B.代表占据 B 位置的阳离子。

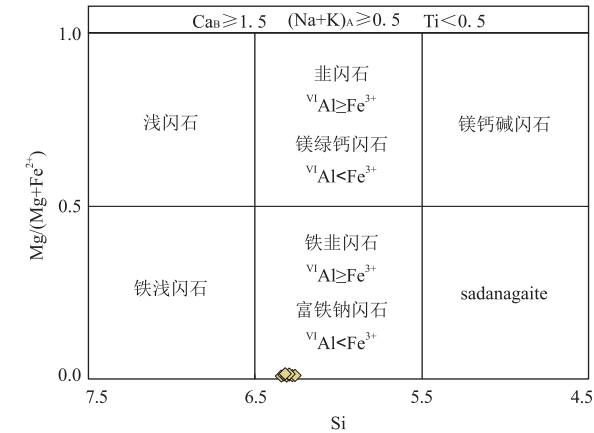


图 8 牌楼岩体中角闪石成分分类图解

Fig.8 Composition of amphibole from the Pailou monzogranite

据 Leake *et al.* (1997) 修编

(Wang *et al.*, 2016).除此之外,前人对武当隆起内的辉绿岩脉也进行了锆石 SIMS 测年,其结果为 650.8 ± 5.2 Ma (Zhu *et al.*, 2015).地球化学特征显示,基性岩显示 OIB 特征,而花岗岩类属于 A₁ 型系

列.这些研究成果为探讨武当地区新元古代的构造背景提供了良好依据.

牌楼似斑状二长花岗岩侵入体位于南秦岭地区武当隆起带西部,由于 1 : 20 万区域地质调查精度有限以及地质年代学研究匮乏等诸多因素的影响,以往的地调报告将牌楼岩体及邻近的竹沟口花岗斑岩作为同一地质单元划归为加里东期(湖北省地质局,1982,随县幅和宜城幅 1 : 20 万区域地质调查报告)或燕山期(湖北省地质局,2006,十堰幅 1 : 25 万区域地质调查报告).最近,有学者限定了竹沟口花岗斑岩的形成年龄为 632.2 ± 0.7 Ma (Wang *et al.*, 2016).而笔者本次研究获得的牌楼似斑状二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 667.2 ± 3.5 Ma,明显有别于竹沟口花岗斑岩.基于这些岩石结构、矿物组合及年代学的研究成果,笔者认为牌楼及竹沟口地区的岩体虽然都是新元古代岩浆活动的产物,但应该予以解体.同时,地球化学特征表明牌楼岩体为 A₁ 型花岗岩(见 4.2).这一岩体的厘定,也是距今为止武

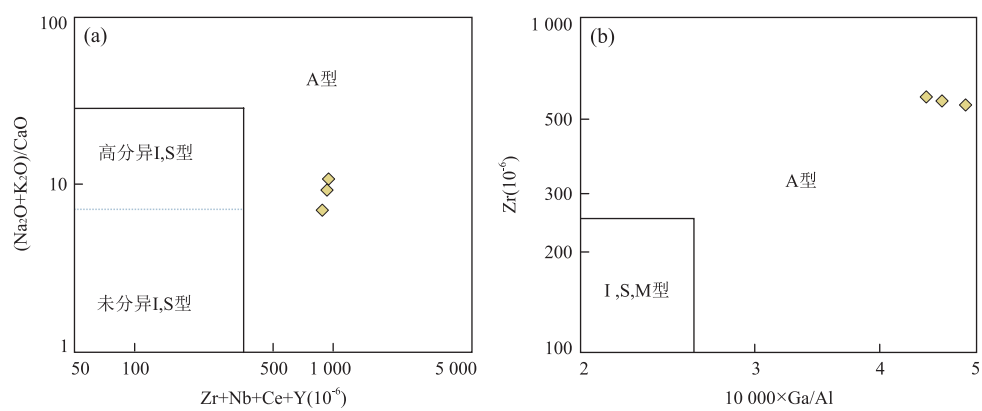


图 9 A 型花岗岩判别图解
Fig.9 Discriminating diagram of A-type granite
据 Whalen *et al.* (1987)

当隆起地区报道的最为古老的 A_1 型花岗岩,具有重要的地质学意义。

4.2 岩石成因类型

根据原岩和地球化学属性的巨大差异,花岗岩类被划分为 I、S、M 和 A 型(Pitcher, 1982),并被广泛运用于成因研究中(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Chappell and White, 1992; Eby, 1992)。M 型花岗岩类母岩浆直接来源于俯冲洋壳或者地幔楔熔融,经广泛的分离结晶作用,形成一些系列成分连续的辉长岩和闪长岩等岩石组合(Pitcher, 1982);其地球化学属性以低含量的 Rb、Zr、Nb、Y 以及 REE 为特征(Whalen *et al.*, 1987)。牌楼新元古代似斑状二长花岗岩以岩枝形式切穿武当群火山—沉积岩类,未见与之共生的过渡性中性岩类;并且地球化学特征显示,岩石具有高含量的 Rb、Zr、Nb、Y 以及 REE,因此其不太可能为 M 型花岗岩。由于源岩以富 Al 的沉积岩或变质沉积岩等壳源物质为主,S 型花岗岩类往往具有较高的 A/CNK(>1.0)指数,常出现 Al 过饱和矿物堇青石、白云母等;另一方面,沉积岩类又常常含有石墨等强还原性物质,因而结晶出的 S 型花岗岩普遍具有较低的氧逸度,即 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 约为 0.153(Chappell and White, 1992)。牌楼二长花岗岩未见富 Al 矿物产出, $A/CNK < 1.0$, $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 介于 0.25~0.32,明显不同于 S 型花岗岩。

牌楼似斑状二长花岗岩含有特征性造岩矿物角闪石,显示偏铝质、高 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ 比值的地球化学属性,这些特征与 I 型花岗岩相似。然而,与 I 型花岗岩所不同的是,牌楼新元古代二长花岗岩高碱($Na_2O + K_2O > 8.37\%$)、 $Zr + Nb + Y + Ce$

($>350 \times 10^{-6}$) 含量以及高 $10\,000\,Ga/Al (>2.6)$ 、 $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ 比值,在图 9 中落入 A 型花岗岩区域。同时,样品富集高场强元素 Nb 和 Ta,亏损 CaO 和 Sr 含量,具有强烈的 Eu 负异常,也与 A 型花岗岩相似(Whalen *et al.*, 1987)。更为重要的是,岩石样品出现铁韭闪石和富铁钠闪石这些 A 型花岗岩的标志性矿物(吴福元等, 2007)。上述特征表明,牌楼二长花岗岩应属于 A 型花岗岩。

根据地球化学特征的不同,A 型花岗岩可以进一步划分为 A_1 和 A_2 两个亚类(Eby, 1992)。 A_1 型花岗岩源区类似于洋岛玄武岩(OIB),侵位于非造山体系下的大陆裂谷或者与地幔柱、热点有关的构造环境; A_2 亚类源岩来源于大陆地壳或底垫作用形成的地壳,形成于陆陆碰撞或岛弧环境,其特征性的元素比值介于岛弧玄武岩(IAB)与平均大陆地壳之间(Eby, 1992)。由于 Y/Nb 和 Yb/Ta 比值主要受源区岩石类型控制(大陆地壳 ≥ 2),而辉石、角闪石以及不透明矿物的结晶分异对上述比值的影响比较微弱,因此, Y/Nb、Yb/Ta 比值可以用于区分两种亚类的 A 型花岗岩(Eby, 1990, 1992)。在图 10 中,岩石样品全部落入 A_1 型区域。综合上述分析,牌楼似斑状二长花岗岩应属于 A_1 型花岗岩。

4.3 物质来源及成因模式

已有的研究结果表明,形成 A 型花岗岩的母岩浆主要有以下几种成因机制:(1) 地壳物质在低压、高温下的部分熔融(Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987; Douce, 1997);(2) 直接来源于幔源碱性玄武岩岩浆(Eby, 1992; Turner *et al.*, 1992);(3) 幔源玄武质岩浆和壳源深熔作用形成岩浆的混合产物(Mingram *et al.*, 2000; Bonin, 2004)。由于 Y 和

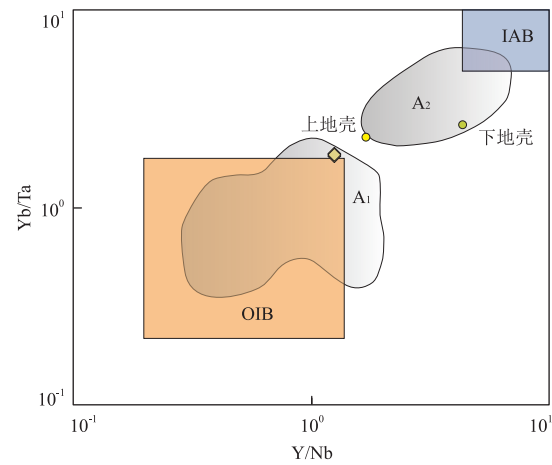


图 10 A₁ 型花岗岩判别图解

Fig.10 Discriminating diagram of A₁-type granite
据 Eby(1992)

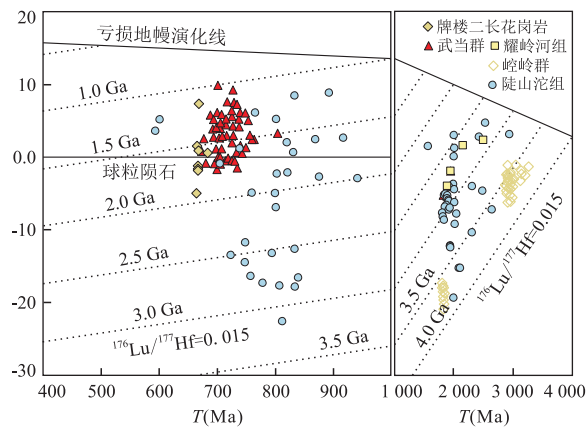


图 11 牌楼岩体锆石 $T-\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解

Fig.11 $T-\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram of the zircons from the Pailou monzogranite

武当群、耀岭河组数据来源于 Wang *et al.* (2013); 崆岭群、陡山沱组数据来源于 Wang *et al.* (2016)

Yb 的不相容性比 Nb、Ta 更强,因而,由下地壳或上地壳物质部分熔融形成的岩浆相对于下地壳或上地壳具有更高的 Yb/Ta 和 Y/Nb 比值(Rudnick and Gao, 2003; Chen *et al.*, 2016).牌楼二长花岗岩上述元素比值明显低于地壳比值(图 10),表明单纯的地壳物质部分熔融的机制可以排除.这一结论也得到了锆石 Hf 同位素的支撑,如图 11 所示,牌楼花岗岩的样品投影点分布在 1.0 Ga 和 2.0 Ga 地壳演化线之间,不可能由南秦岭地区及扬子北缘早于 1.0 Ga 的古老基底物质部分熔融而来.虽然介于 0.7~1.0 Ga 的基底物质可以演化形成牌楼岩体 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,然而这与牌楼岩体具有较老的二阶段模式年龄(T_{DM2} 主要集中于 1.5~1.7 Ga)不相符,进一

步排除了第一种成因模式.

研究实例表明,A 型花岗岩可以直接通过幔源玄武质岩浆分离结晶作用形成(Turner *et al.*, 1992; Douce, 1997; King *et al.*, 1997).武当隆起地区广泛发育着与牌楼岩体同时代的基性侵入岩,如桃源辉长岩及大量的辉绿岩脉(Ling *et al.*, 2008; Zhu *et al.*, 2015).这些基性岩往往富集 Rb、Ba、Sr 等大离子亲石元素和 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素,相对亏损 Nd 同位素,来源于软流圈交代岩石圈地幔形成的类似于 OIB 的熔体(Zhu *et al.*, 2015).牌楼似斑状二长花岗岩富集轻稀土元素、大离子亲石元素和高场强元素,Nb/La 比值大于 1 (1.02~1.05),这些特征与软流圈熔体交代岩石圈地幔形成的玄武岩一致(Turner *et al.*, 1992).同时,通过单颗粒锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值估算的牌楼岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 主要集中于 -0.8~+0.8,也与同时代基性岩全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值基本一致(+0.2~+3.3; Zhu *et al.*, 2015),显示出相对亏损的源区.根据这些区域岩石时空分布特征及地球化学属性,笔者推测牌楼 A₁

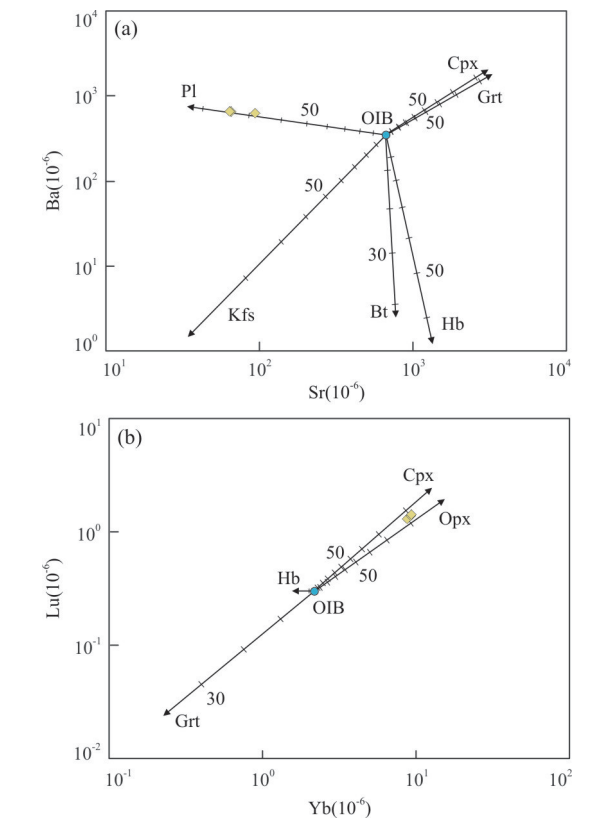


图 12 矿物相分离结晶模拟(a)Sr-Ba;(b)Yb-Lu
Fig.12 Modal calculations of trace elements (a) Sr-Ba, (b) Yb-Lu

分配系数来源于 <http://earthref.org/GERM/>

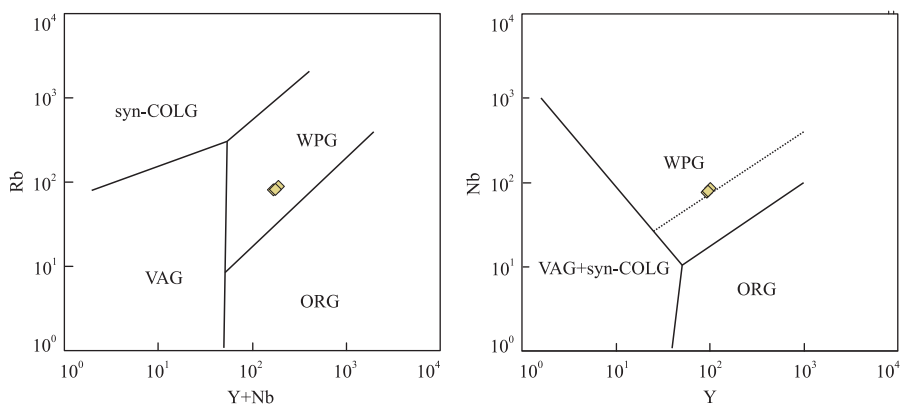


图 13 花岗岩类构造环境判别图

Fig.13 Diagram of tectonic setting of granite

据 Pearce *et al.* (1984); Syn-COLG.同碰撞花岗岩; WPG.板内花岗岩; VAG.岛弧花岗岩; ORG.洋中脊花岗岩

型花岗岩可能与同时代的幔源岩浆活动有着密切的成因联系.为了探讨幔源岩浆分离结晶这一成因机制,笔者选取 OIB 为初始母岩浆,结合前人已经研究的不同微量元素在不同矿物中的分配系数,进行分离结晶模拟.结果显示,牌楼似斑状二长花岗岩 Sr、Ba 含量的演化趋势由斜长石的分离结晶作用所致(图 12a),而 HREE 的亏损与辉石的分离结晶作用相关(图 12b).因此,笔者认为牌楼二长花岗岩与同期的基性岩源区一致,来源于软流圈交代岩石圈地幔形成的类似于 OIB 的熔体,而后经历分离结晶作用所致.事实上,前人研究的武当隆起地区稍晚时代形成的泰山庙闪长岩、五里坪花岗岩、竹沟口花岗岩等中酸性岩浆岩也由上述成因机制形成(Wang *et al.*, 2016).

一般说来,地壳混染作用会导致岩浆亏损 Nb 和 Ta,富集 Pb,其形成的岩石在 Sr、Nd 及 Hf 同位素特征也会有所显示(Rudnick and Gao, 2003).牌楼岩体部分单颗粒锆石具有负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,对应的二阶段模式年龄分布较为离散,相对富集 Pb 元素,表明岩浆在上侵过程中存在一定的地壳混染作用.另一方面,牌楼岩体并没有亏损 Nb 和 Ta,可能与岩石源区相对富集高场强元素并且地壳混染作用相对较弱有关.除此之外,另有一锆石测点具有较高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+7.5),可能与地幔的不均一性有关.

综合上述分析,牌楼似斑状二长花岗岩由软流圈交代岩石圈地幔形成的熔体分离结晶作用形成,并且这一套类似于 OIB 的熔浆在侵位过程中有一定的地壳混染作用.

4.4 地球动力学背景

A 型花岗岩不仅具有特殊的岩石成因意义,而

且产出于特定的构造背景. A_2 型花岗岩形成于陆陆碰撞环境或与岛弧岩浆活动相关,而 A_1 型花岗岩则形成于与伸展体系有关的大陆裂谷或板内等非造山环境(Eby, 1992).本次研究获得的牌楼 A_1 型似斑状二长花岗岩形成于 667 Ma,其源区具有 OIB 属性,在图 13 中,样品全部落入板内区域.前人总结的具有这类性质的岩浆活动往往与地幔柱或者软流圈地幔上涌有关(Eby, 1992).现有的地质资料表明,扬子板块位于罗迪尼亚超大陆边缘而非超大陆的內部,其边缘发育有古洋盆(Cawood *et al.*, 2013),并且武当隆起地区并没有广泛发育大陆溢流玄武岩,因此,牌楼新元古代 A_1 型花岗岩不太可能与地幔柱活动相关.

俯冲板片断裂导致弧后伸展、地壳减薄,可以诱发炙热的软流圈地幔上涌,并形成类似于 OIB 的岩浆,例如:阿尔比斯山东部(Qorbani *et al.*, 2015)、地中海地区(Jolivet *et al.*, 2015)以及墨西哥中部地区(Ferrari, 2004).根据以下几点,笔者认为牌楼二长花岗岩形成于上述地球动力学背景下:(1)南秦岭地区的耀岭河组中发育有弧岩浆性质的玄武岩(731 ± 11 Ma; Zhu *et al.*, 2014),并且最近有研究者在吐雾山也识别出陆陆碰撞或岛弧性质的 A_2 型花岗岩(711 Ma; 杨斌虎等, 2011),这些岩浆岩的就位时代稍早于牌楼似斑状二长花岗岩,表明在形成牌楼岩体之前,武当隆起地区处于俯冲相关的岛弧环境.(2)武当隆起地区广泛出露着 650 Ma 左右的辉绿岩,以及 630 Ma 左右的 A_1 型花岗岩,这些岩石形成于弧后伸展环境(Ling *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2016).(3)牌楼花岗岩地球化学特征与国内外俯冲板片断裂背景下形成的岩浆岩地球化

学特征相似,均富集大离子亲石元素 Rb、K、U、Pb 及高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf,来源于软流圈交代岩石圈地幔。

综合这些区域地质资料及前人研究成果,笔者认为俯冲板片断裂体系下地壳减薄,导致软流圈地幔上涌,并触发岩石圈地幔部分熔融,在经历分离结晶作用之后形成牌楼二长花岗岩。

5 结论

(1)牌楼似斑状二长花岗岩样品的锆石 U-Pb 定年结果为 667.2 ± 3.5 Ma,形成于新元古代成冰纪。

(2)牌楼似斑状二长花岗岩为亚碱性、准铝质 A₁ 型花岗岩,由软流圈交代岩石圈地幔形成的 OIB 熔体分离结晶作用形成,并且存在一定地壳混染作用。

(3)结合区域构造演化特征及牌楼似斑状二长花岗岩岩石地球化学特征,笔者认为南秦岭武当隆起地区在新元古代成冰纪处于俯冲板片断裂导致的弧后伸展环境。

致谢:衷心感谢武汉地质调查中心魏运许教授在野外的大力帮助,以及武汉理工大学聂晓蕾和杨梅君两位老师在电子探针测试分析中提供的便利,非常感谢两位匿名评审专家提出宝贵的修改意见!

References

- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. Y., et al., 2002. Igneous Zircon: Trace Element Composition as an Indicator of Source Rock Type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602—622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf Isotope Geochemistry of Chondrites and the Evolution of the Mantle-Crust System. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1/2): 243—258. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(97\)00040-x](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(97)00040-x)
- Bonin, B., 2004. Do Coeval Mafic and Felsic Magmas in Post-Collisional to within-Plate Regimes Necessarily Imply Two Contrasting, Mantle and Crustal, Sources? A Review. *Lithos*, 78(1/2): 1—24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- Cawood, P. A., Wang, Y. J., Xu, Y. J., et al., 2013. Locating South China in Rodinia and Gondwana: A Fragment of Greater India Lithosphere? *Geology*, 41(8): 903—906. <https://doi.org/10.1130/g34395.1>
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 1992. I- and S-Type granites in the Lachlan Fold Belt. *Geological Society of America Special Papers*, 272: 1—26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chen, Y. X., Li, H., Sun, W. D., et al., 2016. Generation of Late Mesozoic Qianlishan A₂-Type Granite in Nanling Range, South China: Implications for Shizhuyuan W-Sn Mineralization and Tectonic Evolution. *Lithos*, 266—267: 435—452. <https://doi.org/10.13039/501100001809>
- Chen, Z. H., Lu, S. N., Li, H. K., et al., 2006. Constraining the Role of the Qinling Orogen in the Assembly and Break-Up of Rodinia: Tectonic Implications for Neoproterozoic Granite Occurrences. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(1): 99—115. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.011>
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., et al., 1982. Nature and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189—200. <https://doi.org/10.1007/bf00374895>
- Douce, A. E. P., 1997. Generation of Metaluminous A-Type Granites by Low-Pressure Melting of Calc-Alkaline Granitoids. *Geology*, 25(8): 743. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:gomatg>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:gomatg>2.3.co;2)
- Eby, G. N., 1990. The A-Type Granitoids: A Review of Their Occurrence and Chemical Characteristics and Speculations on Their Petrogenesis. *Lithos*, 26(1/2): 115—134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-z)
- Eby, G. N., 1992. Chemical Subdivision of the A-Type Granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, 20(7): 641. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:csotat>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:csotat>2.3.co;2)
- Ferrari, L., 2004. Slab Detachment Control on Mafic Volcanic Pulse and Mantle Heterogeneity in Central Mexico. *Geology*, 32(1): 77. <https://doi.org/10.1130/g19887.1>
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., et al., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033—2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., et al., 2002. Zircon Chemistry and Magma Mixing, SE China: In-Situ Analysis of Hf Isotopes, Tonglu and Pingtan Igneous Complexes. *Lithos*, 61(3/4): 237—269. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(02\)00082-8](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00082-8)
- Jolivet, L., Menant, A., Sternai, P., et al., 2015. The Geological Signature of a Slab Tear below the Aegean. *Tectonophysics*, 659: 166—182. <https://doi.org/10.13039/501100000781>
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W., et al., 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-Type Granites

- from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(3): 371–391. <https://doi.org/10.1093/etroj/38.3.371>
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., et al., 1997. Nomenclature of Amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623–651. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/3/0623>
- Ling, W. L., Duan, R. C., Liu, X. M., et al., 2010. U-Pb Dating of Detrital Zircons from the Wudangshan Group in the South Qinling and Its Geological Significance. *Chinese Science Bulletin*, 12: 1153–1161 (in Chinese).
- Ling, W. L., Ren, B. F., Duan, R. C., et al., 2008. Timing of the Wudangshan, Yaolinghe Volcanic Sequences and Mafic Sills in South Qinling: U-Pb Zircon Geochronology and Tectonic Implication. *Chinese Science Bulletin*, 53(14): 2192–2199. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0269-6>
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Gao, S., et al., 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.004>
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:tdog>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:tdog>2.3.co;2)
- Mingram, B., Trumbull, R. B., Littman, S., et al., 2000. A Petrogenetic Study of Anorogenic Felsic Magmatism in the Cretaceous Paresis Ring Complex, Namibia: Evidence for Mixing of Crust and Mantle-Derived Components. *Lithos*, 54(1/2): 1–22. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(00\)00033-5](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(00)00033-5)
- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letter*, 19: 290–300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/etrology/25.4.956>
- Pitcher, W. S., 1982. Granite Type and Tectonic Environment. In: Hsü, K., ed., Mountain Building Processes. Academic Press, London, 19–40.
- Qorbani, E., Bianchi, I., Bokelmann, G., 2015. Slab Detachment under the Eastern Alps Seen by Seismic Anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 96–108. <https://doi.org/10.13039/501100002428>
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick, R. L., ed., Treatise on Geochemistry 3. Elsevier, Amsterdam, 1–64.
- Söderlund, U., Patchett, P. J., Vervoort, J. D., et al., 2004. The ¹⁷⁶Lu Decay Constant Determined by Lu-Hf and U-Pb Isotope Systematics of Precambrian Mafic Intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3/4): 311–324. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00012-3](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00012-3)
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Turner, S., Sandiford, M., Foden, J., 1992. Some Geodynamic and Compositional Constraints on “Postorogenic” Magmatism. *Geology*, 20(10): 931. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0931:sgacco>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0931:sgacco>2.3.co;2)
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., 1996. Behavior of Hafnium and Neodymium Isotopes in the Crust: Constraints from Precambrian Crustally Derived Granites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(19): 3717–3733. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00201-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00201-3)
- Wang, L. J., Griffin, W. L., Yu, J. H., et al., 2013. U-Pb and Lu-Hf Isotopes in Detrital Zircon from Neoproterozoic Sedimentary Rocks in the Northern Yangtze Block: Implications for Precambrian Crustal Evolution. *Gondwana Research*, 23(4): 1261–1272. <https://doi.org/10.13039/501100001809>
- Wang, R. R., Xu, Z. Q., Santosh, M., et al., 2016. Late Neoproterozoic Magmatism in South Qinling, Central China: Geochemistry, Zircon U-Pb-Lu-Hf Isotopes and Tectonic Implications. *Tectonophysics*, 683: 43–61. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.050>
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Wilson, B. M., 2007. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Springer Science & Business Media, London.
- Wu, F. Y., Li, X. H., Yang, J. H., et al., 2007. Discussion on the Petrogenesis of Granites. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217–1238 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3969/j.issn.1000-0569.2007.06.001>
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., 2013. Southward Accretion of the North China Block and the Tectonic Evolution of the Qinling-Tongbai-Hong'an Orogenic Belt. *Chinese Science Bulletin*, 58(23): 2246–2250 (in Chinese with English abstract).

Yang, B. H., Zhang, C. L., Li, L., 2011. Sr-Nd-Pb Isotopic Characteristics of the Granitoids in the Douling Complexes, Eastern Qinling, China and Its Geological Significance. *Geological Bulletin of China*, 30(2): 439–447 (in Chinese with English abstract).

Zhang, Y. Q., Zhang, J., Li, H. K., et al., 2013. Zircon U-Pb Geochronology of the Meta-Acidic Volcanic Rocks from the Wudangshan Group, Southern Qinling Mountains, Central China. *Acta Geologica Sinica*, 87(7): 922–930 (in Chinese with English abstract).

Zhu, X. Y., Chen, F. K., Nie, H., et al., 2014. Neoproterozoic Tectonic Evolution of South Qinling, China: Evidence from Zircon Ages and Geochemistry of the Yaolinghe Volcanic Rocks. *Precambrian Research*, 245: 115–130. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.02.005>

Zhu, X. Y., Chen, F. K., Liu, B. X., et al., 2015. Geochemistry and Zircon Ages of Mafic Dikes in the South Qinling, Central China: Evidence for Late Neoproterozoic Continental Rifting in the Northern Yangtze Block. *Internation*

tional Journal of Earth Sciences, 104(1): 27–44. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1056-z>

附中文参考文献

凌文黎, 段瑞春, 柳小明, 等, 2010. 南秦岭武当山群碎屑锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. *科学通报*, 12: 1153–1161.

吴福元, 李献华, 杨进辉, 等, 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. *岩石学报*, 23(6): 1217–1238.

吴元保, 郑永飞, 2013. 华北陆块古生代南向增生与秦岭—桐柏—红安造山带构造演化. *科学通报*, 58(23): 2246–2250.

杨斌虎, 张成立, 李雷, 2011. 东秦岭陡岭杂岩花岗岩的 Sr-Nd-Pb 同位素特征及其地质意义. *地质通报*, 30(2): 439–447. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1671-2552.2011.02.031>

张永清, 张健, 李怀坤, 等, 2013. 南秦岭武当山群变质酸性火山岩锆石 U-Pb 年代学. *地质学报*, 87(7): 922–930. <https://doi.org/10.3969/j.issn.0001-5717.2013.07.002>

《地球科学》

2018 年 8 月 第 43 卷 第 8 期 要目预告

三江昌宁—孟连带原—古特提斯构造演化	王保弟等
特提斯喜马拉雅—印度地体初始裂解: 来自藏南地区晚白垩世 OIB 型玄武岩的证据	黄 勇等
藏南曲卓木地区酸性火山岩地球化学、Hf-Sr-Nd 同位素特征及其成因	董随亮等
藏东江达中石炭世弧火山岩的厘定及其构造意义	闫国川等
西藏努日晚白垩世埃达克岩: 洋脊俯冲的产物	代作文等
拉萨地块中段查孜地区典中组火山岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义	李 勇等
滇西“三江”地区早—中奥陶世花岗质片麻岩的发现及其意义	彭智敏等
西藏冈底斯中段恰功多金属矿床成矿流体性质与演化	李应栩等
特提斯喜马拉雅错那洞穹隆的岩石组合、构造特征与成因	张林奎等