

扬子北缘后河杂岩花岗岩类及其对古元古代造山作用的响应

李霄琦¹, 赵燕¹, 张瑞英¹, 敖文昊², 兰彩云¹, 李超¹

(1. 大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 陕西 西安 710069; 2. 长安大学理学院, 陕西 西安 710064)

摘要: 后河杂岩作为扬子北缘早前寒武纪基底岩石的重要组成部分,其岩石成因和构造背景尚不清楚,进而制约了对扬子北缘乃至整个扬子地块在古元古代时期的地质演化过程的理解。本文选取碑坝地区后河杂岩中的奥长花岗岩和二长花岗岩为研究对象,开展全岩主量、微量元素和 Sm-Nd 同位素、锆石 U-Pb 年代学及 Lu-Hf 同位素综合研究。U-Pb 测年结果表明奥长花岗岩和二长花岗岩均形成于古元古代晚期,二者的结晶年龄分别为 2101 ± 10 Ma 和 2072 ± 15 Ma。全岩主量、微量元素分析结果显示,奥长花岗岩具有高硅、富钠、低钾、贫镁的特征,属于准铝质-弱过铝质钙碱性 I 型花岗质岩石系列,且显示岛弧花岗岩的特征;锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-0.8 \sim +4.6$,全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $+0.1 \sim +1.1$,两阶段 Hf 模式年龄 (t_{DM2}) 为 $3005 \sim 2469$ Ma。与奥长花岗岩相比,二长花岗岩具有相对较低的硅含量,但是相对富镁、铝和钾,属于弱过铝质的高钾钙碱性 I 型花岗岩。其稀土元素总量较高,轻、重稀土元素之间分异明显,伴随弱负 Eu 异常,并富集 Rb、Ba、Th 等大离子亲石元素,相对亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素,亦具有岛弧花岗岩的特征。此外,该岩石具有较高的 $\text{Mg}^{\#}$ 值以及 Cr 和 Ni 含量,锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-2.9 \sim +2.4$,全岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $+0.1 \sim +0.9$,两阶段 Hf 模式年龄 (t_{DM2}) 为 $2939 \sim 2604$ Ma。根据上述特征,推测奥长花岗岩主要是由新太古代玄武质大陆下地壳部分熔融形成的,其形成过程中经历了一定程度的分离结晶作用,而二长花岗岩是幔源岩浆底侵并导致新太古代古老大陆地壳部分熔融形成的,其中有岩石圈地幔物质的添加。结合扬子北缘已报道的古元古代晚期 (2.1~2.0 Ga) 镁铁质-长英质岩浆活动的时空分布和岩石成因,推测扬子北缘碑坝地区后河杂岩中 $2101 \sim 2072$ Ma 的花岗质岩石形成于活动陆缘弧环境,是扬子北缘对全球古元古代哥伦比亚超大陆聚合过程的响应。

关键词: 扬子北缘; 后河杂岩; 古元古代; 花岗质岩石; 活动陆缘弧

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2025)01-0024-27

Granitoids from Houhe Complex in northern margin of the Yangtze Block and their response to Paleoproterozoic orogeny

LI Xiao-qi¹, ZHAO Yan¹, ZHANG Rui-ying¹, AO Wen-hao², LAN Cai-yun¹ and LI Chao¹

(1. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwestern University, Xi'an 710069, China;

2. School of Sciences, Chang'an University, Xi'an 710064, China)

Abstract: The Houhe Complex is an important part of the early Precambrian basement rocks in northern margin of the Yangtze Block. However, its genesis and tectonic setting are still unclear, which restricted our understanding on the geological evolution of northern margin of the Yangtze Block and even the entire Yangtze Block during the Paleoproterozoic period. In this study, analyses of whole-rock major and trace elements, Sm-Nd isotopes, zircon U-Pb

收稿日期: 2024-04-24; 接受日期: 2024-08-08; 编辑: 尹淑苹; 英文审校: 王丹

基金项目: 国家自然科学基金项目(42172214); 西北大学大陆动力学国家重点实验室科技部项目

作者简介: 李霄琦(1998-), 男, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: lixiaoqi1@stumail.nwu.edu.cn; 通讯作者: 赵燕(1989-), 女, 博士, 副教授, 主要从事前寒武纪地质研究, E-mail: zhaoyan9917@126.com; 张瑞英(1988-), 女, 博士, 讲师, 主要从事前寒武纪地质研究, E-mail: rainzhang1112@163.com.

网络首发时间: 2024-10-21; 网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.P.20241019.0943.002.html>

geochronology and in-situ Lu-Hf isotopes are performed on trondhjemite and monzogranite from the Houhe Complex in Beiba area, northern margin of the Yangtze Block. The U-Pb dating results show that the crystallization ages of trondhjemite and monzogranite are $2\,101\pm 10$ Ma and $2\,072\pm 15$ Ma, respectively. The trondhjemite samples exhibit the characteristics of high silicon and sodium, low potassium and magnesium. Most samples belong to metaluminous to weakly peraluminous and calc-alkaline I-type granitic rock series and exhibit characteristics of island arc granite. Their zircon $\varepsilon\text{Hf}(t)$ values range from -0.8 to $+4.6$, with whole-rock $\varepsilon\text{Nd}(t)$ values ranging from $+0.1$ to $+1.1$ and two-stage Hf model ages (t_{DM2}) ranging from $3\,005$ Ma to $2\,469$ Ma. In contrast, the monzogranite rocks show low silicon, but high magnesium, aluminum and potassium, belonging to weakly peraluminous and high-K calc-alkaline I-type granite. Their total rare earth element concentrations are relatively high. The differentiation between light and heavy rare earth elements is obvious, accompanied by weak negative Eu anomalies. The monzogranite rocks are also enriched in large ion lithophile elements (Rb, Ba and Th), and depleted in high field strength elements (Nb, Ta and Ti). They have high $\text{Mg}^\#$ values, and Cr and Ni contents, with zircon $\varepsilon\text{Hf}(t)$ values of $-2.9\sim +2.4$, and whole-rock $\varepsilon\text{Nd}(t)$ values of $+0.1\sim +0.9$ and two-stage Hf model ages (t_{DM2}) of $2\,939\sim 2\,604$ Ma. All these data indicate that the trondhjemite was mainly produced by partial melting of Neoproterozoic basaltic rocks in the lower crust, with a certain degree of fractional crystallization. The monzogranite was generated by partial melting of ancient Neoproterozoic continental crust caused by underplating of mantle-derived magma, with addition of lithospheric mantle material. Considering the temporal and spatial distribution, and petrogenesis of the late Paleoproterozoic ($2.1\sim 2.0$ Ga) mafic-felsic magmatic rocks reported in northern margin of the Yangtze block, it is supposed that the Paleoproterozoic ($2\,101\sim 2\,072$ Ma) granitoid rocks from the Houhe Complex in Beiba area, northern margin of the Yangtze block, were formed under an active continental margin arc setting, related to convergent process of global Paleoproterozoic Columbia supercontinent.

Key words: Northern margin of Yangtze Block; Houhe Complex; Paleoproterozoic; granitoids; active continental margin arc

Fund support: National Natural Science Foundation of China (42172214); The Ministry of Science and Technology of the State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwestern University

哥伦比亚超大陆是形成于古元古代时期的超大陆,其存在的关键性证据是全球普遍发育的 $2.1\sim 1.8$ Ga 的碰撞造山事件 (Zhao *et al.*, 2004; 赵国春等, 2022)。华南陆块处于秦岭-大别山以南、川西高原和横断山脉以东 (任纪舜, 1989), 而扬子地块位于华南板块的西北部, 其东北段和西南段分别以江山-绍兴断裂和郴州-临武断裂为界与东南部的华夏地块相隔 (Wang *et al.*, 2007)。近年来, 与哥伦比亚超大陆聚合-裂解相关的构造-热事件在扬子地块中报道较多: 比如 $2.15\sim 2.0$ Ga 的洋壳俯冲事件 (Wu *et al.*, 2012, 2014; 邓奇等, 2020; Han and Peng, 2020)、 $2.0\sim 1.9$ Ga 的同碰撞过程 (Zhang *et al.*, 2006; Wu *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2015; Cui *et al.*, 2020; 涂城等, 2021)、 ~ 1.87 Ga 的后碰撞伸展过程 (Peng *et al.*, 2009; 张丽娟等, 2011; Peng *et al.*, 2012; Chen and Xing, 2016; 黄明达等, 2019) 以及 $1.79\sim 1.73$ Ga

的板内拉张-裂解事件等 (邓奇等, 2017, 2020)。这些构造-热事件证实扬子地块记录了与哥伦比亚超大陆的聚合和裂解相关的地质过程, 扬子地块古元古代岩石的时空分布规律、岩石成因及构造演化过程仍是地学界关注的前沿和热点科学问题 (Wu *et al.*, 2012; 邓奇等, 2017, 2020)。

扬子地块古元古代基底岩石仅零星出露于其北缘的黄土岭、钟祥、崆岭、后河和陡岭以及西南缘的撮科地区 (Wu *et al.*, 2008, 2012, 2014; Sun *et al.*, 2008; Guo *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2015; Kou *et al.*, 2017)。除崆岭地区研究程度较高以外, 其他地区的岩石成因及构造背景研究相对薄弱 (黄明达, 2021), 因此, 扬子地块古元古代的岩浆岩成因机制和构造演化并未得到很好的制约。近年来在扬子地块北缘报道了大量的古元古代岩浆和变质事件: $2.15\sim 2.03$ Ga 的洋壳俯冲事件 (Wu *et al.*, 2012; Han *et al.*, 2017, 2018, 2019, 2020; 邓奇等,

2020)、2.03~1.95 Ga 的陆陆或弧陆碰撞的造山过程(Zhang *et al.*, 2006; Wu *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2013; 涂城等, 2021)、1.98~1.93 Ga 的后碰撞过程(Wu *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2015)、1.85~1.73 Ga 的陆内伸展过程(Peng *et al.*, 2012; 邓奇等, 2017, 2020)。但是其古元古代造山带的性质和演化还存在很大争议; Wu 等(2012)和 Han 等(2017)根据在扬子陆块东部和西部的太古宙-古元古代岩浆记录和变质事件, 提出扬子陆块古元古代的造山事件记录的是东部陆块和西部陆块的碰撞拼合过程; 而 Wang 等(2015)在扬子北缘识别出呈东西向展布的古元古代黄土岭-冷水-黄陵造山带, 认为其代表了扬子北缘 2.0~1.85 Ga 期间经历了弧陆碰撞的造山过程。综上所述, 扬子北缘在古元古代经历了俯冲-碰撞-后碰撞-板内伸展的地质演化过程, 但是其分布范围和持续时限仍无定论。

后河杂岩主要出露于扬子北缘, 对于理解扬子北缘早前寒武纪地质演化过程能够提供重要的岩石学证据。上世纪 90 年代, 已有学者围绕后河杂岩的年代学、岩石学和岩石地球化学开展了一系列研究工作。关于后河杂岩的形成时代主要有 2 种观点: ① 张宗清等(1996)和凌文黎等(1996, 1997)分别厘定出后河杂岩中 TTG 片麻岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 2 400 Ma、碑坝马元村后河杂岩中的斜长角闪岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 2 388 Ma、后河杂岩中混合岩的原岩形成时代为 2 750 Ma, 刘登忠等(1997)在后河杂岩中获得一批单颗粒锆石的 Pb-Pb 年龄和 U-Pb 年龄介于 3 370~2 350 Ma, 据此推断后河杂岩的形成时代为太古宙-古元古代; ② Wu 等(2012)厘定出后河杂岩中花岗闪长岩的形成年龄为 2 081 Ma, 并认为该年龄代表了后河杂岩的形成年龄。关于后河杂岩的岩石组成, 李庭柱等(1995)认为后河杂岩主要由变火山熔岩、片岩、片麻岩、粒变岩和混合岩组成, 而凌文黎等(1997)认为后河杂岩主要由 TTG 片麻岩、混合岩、斜长角闪岩、变流纹岩等组成。关于后河杂岩古元古代岩石的形成背景, 主要被认为是与洋壳俯冲过程中活动大陆边缘岩浆弧环境有关, 由古老地壳物质重熔形成(Wu *et al.*, 2012)或者既有古老地壳物质的部分熔融, 又有新生地壳物质的加入(邓奇等, 2020)。由此可见, 后河杂岩的形成时限、岩石组成、岩石成因和构造背景等仍存在争议(凌文黎等, 1996, 1997; 张宗清等, 1996; Wu *et al.*, 2012; 邓奇等, 2020)。

本文选取扬子地块北缘碑坝地区后河杂岩中的奥长花岗岩和二长花岗岩为研究对象, 着重开展锆石 U-Pb 年代学和 Lu-Hf 同位素、全岩主微量元素、Sm-Nd 同位素的综合研究, 目的在于: ① 确定以上花岗质岩石的结晶年龄, 约束后河杂岩的形成时代; ② 查明其岩石成因和形成环境, 为理解扬子北缘该时期的构造背景提供依据; ③ 结合扬子地块北缘和西南缘同期构造-热事件研究成果, 综合探讨扬子地块古元古代地质过程, 进而为理解哥伦比亚超大陆聚合事件提供更多数据支撑。

1 区域地质背景

华南陆块由西北部的扬子地块和东南部的华夏地块组成, 二者在东北段以江山-绍兴断裂为界, 在西南段以郴州-临武断裂为界(Wang *et al.*, 2007)。其中, 扬子北缘除广泛出露新元古代地质单元外, 亦发育太古宙-古元古代地质记录。目前, 在扬子北缘识别出的太古宙-古元古代的岩石单元包括崆岭杂岩、黄土岭麻粒岩、鱼洞子岩群和后河杂岩、木子甸片麻岩等(Gao *et al.*, 1999; 张宗清等, 2001; 张欣等, 2010; Chen *et al.*, 2019; 邓奇等, 2020; Wang *et al.*, 2023)。崆岭杂岩主要由太古宙(3.3~2.7 Ga)花岗片麻岩、古元古代(2.13~2.08 Ga)变沉积岩及少量斜长角闪岩和基性麻粒岩构成(Gao *et al.*, 1999; 邱啸飞等, 2019), 经历了 2.0~1.9 Ga 的麻粒岩-角闪岩相变质作用(Wu *et al.*, 2009; 邱啸飞等, 2016), 其北部被古元古代(~1.85 Ga)的花岗岩侵入(Peng *et al.*, 2009), 南部被新元古代(820~750 Ma)黄陵岩体侵入(Wei *et al.*, 2012); 黄土岭麻粒岩位于大别山北部的罗田穹窿核部(龚松林等, 2007), 原岩侵位年龄为 2.75~2.70 Ga, 超高温变质年龄为~2.0 Ga(吴元保等, 2002), 该变质事件可能与哥伦比亚超大陆的聚合过程有关, 区内亦识别出 127±9 Ma 的变质年龄, 可能与白垩纪大别造山带的垮塌有关(Chen *et al.*, 2006); 鱼洞子岩群位于扬子地块西北缘, 主要由太古宙(2 657±9 Ma)的斜长角闪岩和浅粒岩组成, 并且夹有变质年龄为 2 527±27 Ma 的磁铁石英岩(张宗清等, 2001; 王洪亮等, 2011); 位于陕西南部米仓山地区的后河杂岩, 主要由太古宙-古元古代(2.7~2.0 Ga) TTG 片麻岩、混合岩、斜长角闪岩和变流纹岩组成(凌文黎等, 1997; Wu *et al.*, 2012; 邓奇等, 2020)。

研究区位于扬子北缘汉南地区,该区发育北东-南西向断裂构造(图 1),出露的主要地质单元由老至新依次包括:新太古代(?)—古元古代后河杂岩、中元古代火地垭群和新元古代铁船山组以及新元古代侵入体(邓奇等, 2020)。后河杂岩是从原火地垭群中解体出来,为该地区基底岩系,主要由花岗质片麻岩、混合岩和斜长角闪岩等组成(凌文黎等, 1997), Wu 等(2012)报道了后河杂岩中的花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 $2\ 081 \pm 9$ Ma; 邓奇等(2020)获得后河杂岩中花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 $2\ 091 \pm 19$ Ma。火地垭群包括下部麻窝子组 and 上部上两组(凌文黎等, 1996),以变质碎屑岩和大理岩为主,与下伏后河杂岩呈不整合接触(凌文黎等, 1997),何政伟等(1997)在火地垭群上两组的石榴黑云石英片岩中选取锆石进行单锆石 Pb-Pb 年龄测

试,得到上两组一段岩石的成岩年龄为 $1\ 619 \pm 28$ Ma。铁船山组与下伏火地垭群呈不整合接触(Ling *et al.*, 2003),为一套变质火山岩系,主要由变流纹岩、变安山流纹岩、陆相变拉斑玄武岩和相应的熔结凝灰岩及火山碎屑岩组成(Gao *et al.*, 1990), Ling 等(2003)报道了铁船山组流纹岩的锆石 U-Pb 年龄为 817 ± 5 Ma。汉南地区广泛发育的前寒武纪侵入体以岩基、岩株为主,少数呈岩墙和岩脉状,这些侵入岩均出露于铁船山组及更早期的基底构造层中,局部被震旦系不整合覆盖(Gao *et al.*, 1990; 邓奇等, 2017)。根据前人研究结果,这些侵入体主要形成于新元古代(~ 0.8 至 ~ 0.9 Ga),例如: Zhao 和 Zhou(2009)报道了碑坝辉长岩的锆石 U-Pb 年龄为 814 ± 9 Ma; 凌文黎等(2006)获得天平河花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 863 ± 10 Ma。

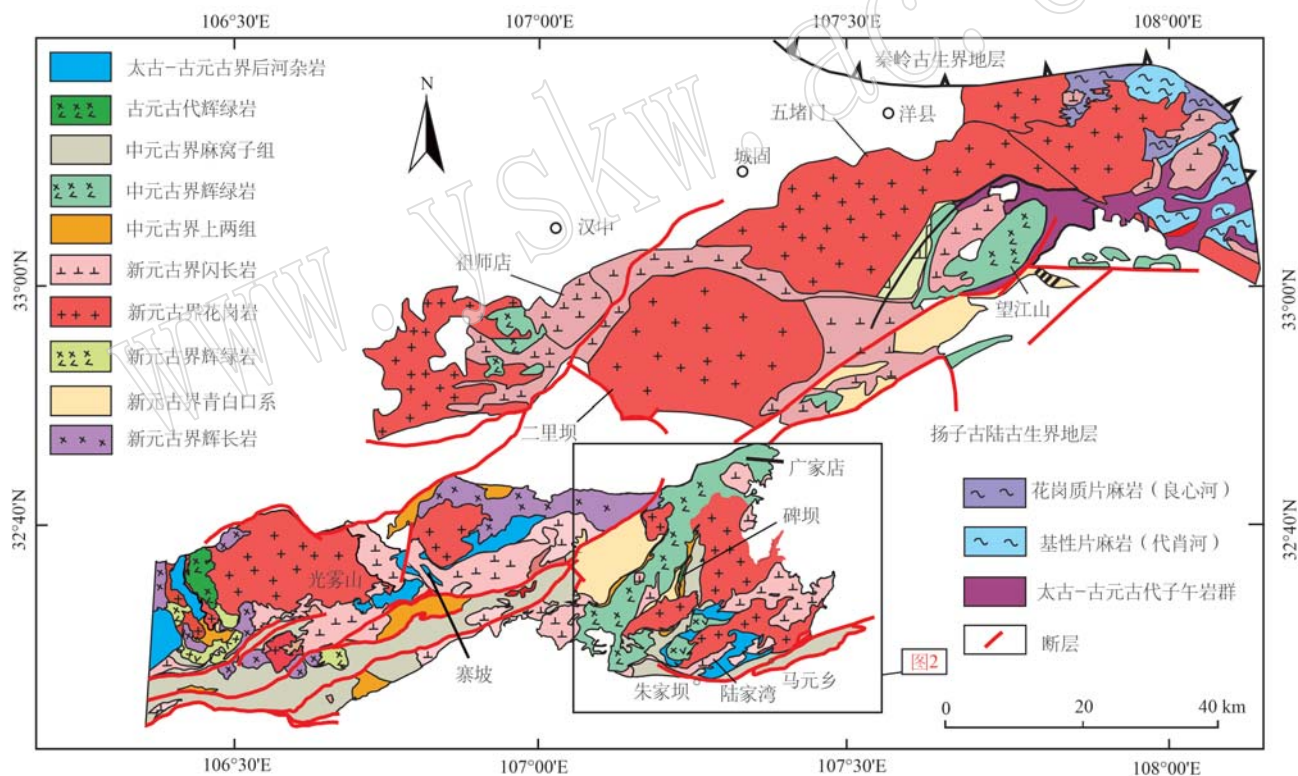


图 1 扬子地块北缘地质简图(据 Zhao and Zhou, 2008; 敖文昊等, 2014)

Fig. 1 Simplified geological map of northern margin of the Yangtze Block (modified after Zhao and Zhou, 2008; Ao Wenhao *et al.*, 2014)

2 样品采集及岩石学特征

在碑坝南部(图 2)选取具有代表性的奥长花岗岩(N $32^{\circ}31'40.80''$ 、E $107^{\circ}07'58.5''$)和二长花岗岩

样品(N $32^{\circ}30'49.7''$ 、E $107^{\circ}08'19.6''$)开展全岩主量、微量元素和 Sm-Nd 同位素以及锆石 U-Pb-Hf 同位素研究。根据野外观察可见,二长花岗岩侵入奥长花岗岩(图 3a)。奥长花岗岩呈灰白色、块状构造(图 3c),显示中细粒花岗结构,主要由石英($\sim 30\%$,

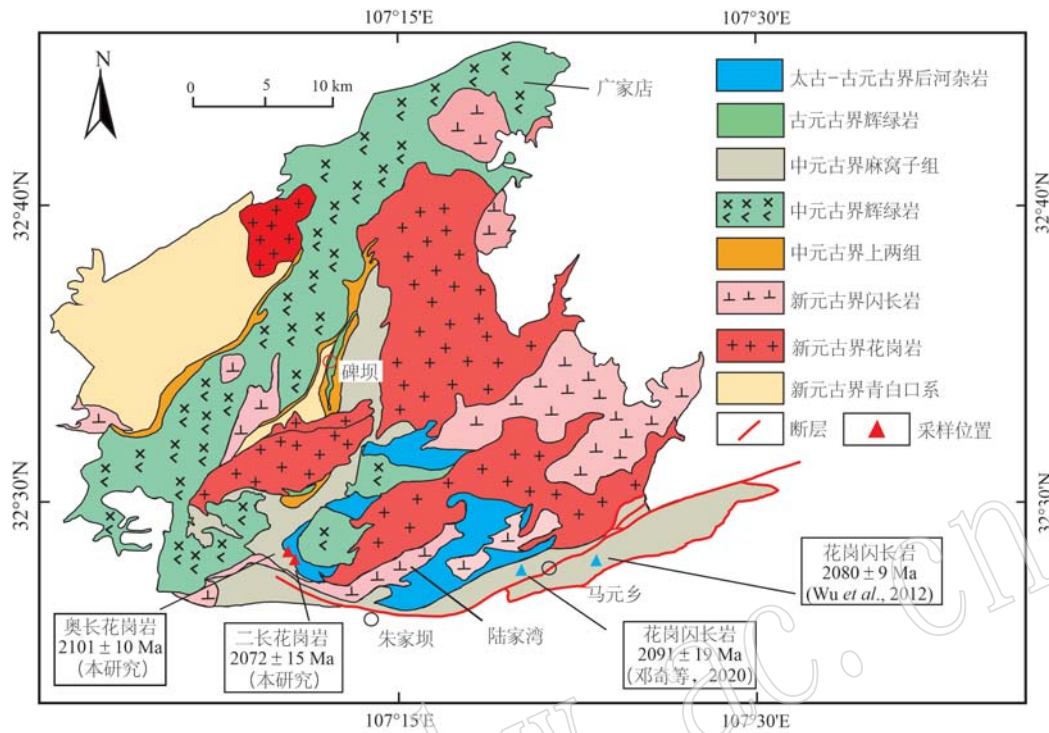


图 2 碑坝地区地质简图及采样位置(据 Ling *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2012; 邓奇等, 2017, 2020)

Fig. 2 Simplified geological map of Beiba area and sample location in this study (modified after Ling *et al.*, 2003; Wu *et al.*, 2012; Deng Qi *et al.*, 2017, 2020)

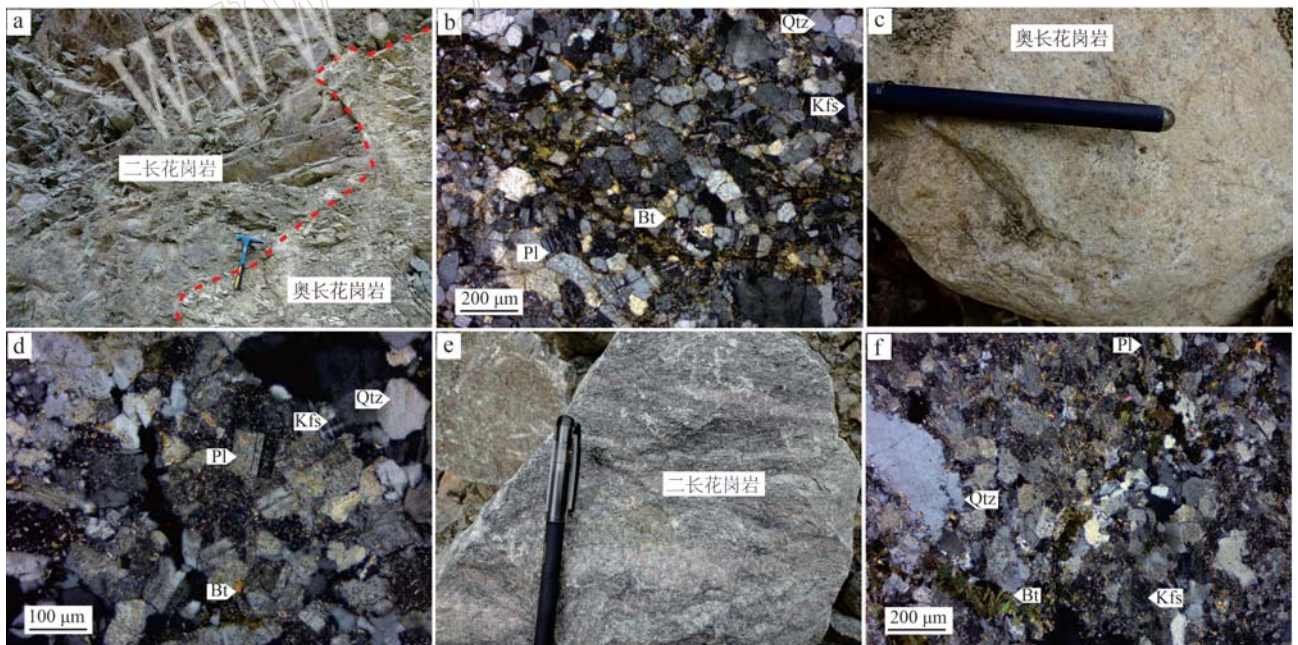


图 3 碑坝地区奥长花岗岩(Hh01)和二长花岗岩(Hh02)野外(a,c,e)及显微照片(b,d,f,正交偏光)

Fig. 3 Field photographs (a, c, e) and microphotographs (b, d, f, cross-polarized light) of trondhjemite (Hh01) and monzogranite (Hh02) from Beiba area

Qtz—石英; Pl—斜长石; Bt—黑云母; Kfs—钾长石
Qtz—quartz; Pl—plagioclase; Bt—biotite; Kfs—K-feldspar

体积分数)、斜长石 (~50%)、钾长石 (~10%) 和黑云母 (~5%) 组成。其中,斜长石呈自形-半自形板柱状,表面多蚀变为鳞片状绢云母,部分颗粒呈聚片双晶;钾长石为半自形板状-他形粒状,表面多高岭土化,局部保留有格子状双晶;石英表面干净,呈大小不等的他形粒状;黑云母呈细小鳞片状分布于石英和长石类矿物颗粒间隙,多绿泥石化;副矿物有锆石、磷灰石等(图 3b、3d)。二长花岗岩呈深灰色、块状构造(图 3e),具有中细粒花岗结构,主要由石英 (~25%)、钾长石 (~35%)、斜长石 (~30%) 和黑云母 (~5%) 组成(图 3f)。其中,钾长石呈半自形-他形板柱状,表面多高岭土化,局部保留有格子状双晶和纺锤状双晶;斜长石呈自形-半自形板柱状,表面多蚀变为细小的鳞片状绢云母,局部保留有显著的聚片双晶;石英呈他形粒状,多具有波状消光现象;黑云母呈细小鳞片状,多蚀变为绿泥石,定向分布于其暗色矿物颗粒之间;副矿物有锆石、磷灰石等(图 3f)。

3 分析方法

全岩主量、微量元素分析、锆石 CL 图像拍摄、锆石 U-Pb 同位素定年和 Lu-Hf 同位素分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成;锆石分选在河北省区域地质调查研究所完成;全岩 Sm-Nd 同位素分析在南京聚谱检测科技有限公司完成。

3.1 全岩主量、微量元素分析

全岩主量元素采用玻璃熔饼法在 X 射线荧光光谱仪(XRF, Rigaku RIX2100)上分析,相对误差 <2%;全岩微量和稀土元素在电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)上测定,样品分析过程中以国际标准物质 BHVO-2、AGV-2、BCR-2 和 GSP-2 为标样监控,分析相对误差 <10%(Gao *et al.*, 2002; 柳小明等, 2002)。

3.2 锆石 U-Pb-Hf 同位素分析

随机选取人工分选出的锆石颗粒固定在环氧树脂表面并抛光至锆石中心出露,随后拍摄反射光、透射光和阴极发光(Cathodoluminescence; CL)图像。结合锆石反射光、透射光和 CL 图,选择裂缝和包裹体较少的锆石颗粒进行 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年代学分析。锆石 U-Pb 年龄和微量元素分析是在连接有 193 nm 深紫外 ArF 激光器(Geolas 2005)的 Agilent 7700 型 ICP-MS 上进行的,采用单点剥蚀方式,激光束斑直径为 32 μm ,激光剥蚀样品的深度为 20

~ 30 μm 。数据处理采用 Glitter(Ver4.0)程序,年龄计算以标准锆石 91500 为外标进行同位素比值分馏校正,元素浓度计算采用 NIST 610 做外标, ^{29}Si 为内标。锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图、加权平均年龄计算及图件绘制采用 Isoplot 软件完成。

锆石 Lu-Hf 同位素比值分析在配备了 Geolas2500 激光剥蚀系统的 Nu Plasma HR 多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成,激光剥蚀脉冲频率 10 Hz,激光束斑直径 44 μm ,剥蚀时间约 50 s。用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02669$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5886$ (Chu *et al.*, 2002)进行校正, $\epsilon\text{Hf}(t)$ 计算采用 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.864 \times 10^{-11} \text{ a}$ (Hayakawa *et al.*, 2023),球粒陨石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282785, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.0336(Bouvier *et al.*, 2008)。锆石 Hf 单阶段模式年龄(t_{DM1})以现今亏损地幔值($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$)为参考进行计算(Griffin *et al.*, 2000);两阶段模式年龄(t_{DM2})计算时,平均地壳的参考值采用 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin *et al.*, 2000)。

3.3 全岩 Sm-Nd 同位素分析

全岩 Sm-Nd 同位素分析采用德国 Thermo Fisher Scientific 公司的 MC-ICP-MS(Neptune Plus)。使用两步色谱柱化学法从同一消解液中分离纯化 Nd。第一交换柱与 BioRadAG50W \times 8 相结合分离稀土元素,第二交换柱与 Teflon 粉末相结合从其他稀土元素中分离 Nd。通过将 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 标准化为 0.7219,对同位素比值的原始数据进行了质量分馏校正。对 JNdi-1 国际同位素标准进行分析,校正仪器偏移。样品测试中所用的监控标样为美国地质调查局(USGS)的岩石标样 BCR-2、AGV-2 和 BHVO-2,推荐的 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值分别为 0.512636、0.512797 和 0.512986。分别使用现今球粒陨石的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ 参考值计算样品的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(Wasserburg *et al.*, 1981)。全岩 Nd 模型年龄计算采用 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$ 分别作为现代亏损地幔参考值(Liew and Hofmann, 1988)。

4 分析结果

4.1 全岩主量、微量元素组成

选取新鲜的、均一的奥长花岗岩和二长花岗岩样品开展全岩主量、微量元素分析,结果见表 1。

表 1 碑坝地区奥长花岗岩 (Hh01) 和二长花岗岩 (Hh02) 主量元素 ($w_B/\%$) 和微量元素 ($w_B/10^{-6}$) 组成
 Table 1 Composition of major ($w_B/\%$) and trace ($w_B/10^{-6}$) elements for the trondhjemite (Hh01) and monzogranite (Hh02) in the Beiba area

岩性 样号	奥长花岗岩			二长花岗岩		
	Hh01-1	Hh01-2	Hh01-3	Hh02-1	Hh02-2	Hh02-3
SiO ₂	68.26	70.44	72.87	66.27	59.83	65.59
TiO ₂	0.37	0.39	0.24	0.4	0.52	0.48
Al ₂ O ₃	15.52	14.7	14.23	15.38	16.74	15.83
CaO	4.84	2.56	1.46	2.09	2.46	1.9
FeO ^T	3.14	2.62	1.76	3.92	5.77	4.06
K ₂ O	0.98	1.48	1.74	3.02	3.19	2.99
MgO	0.28	0.65	0.51	1.68	2.52	1.81
MnO	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04
Na ₂ O	5.17	5.32	5.39	4.59	5.31	4.58
P ₂ O ₅	0.13	0.24	0.04	0.19	0.33	0.23
LOI	1.02	1.35	1.09	2.04	2.79	2.06
Total	99.77	99.79	99.36	99.62	99.5	99.59
Na ₂ O+K ₂ O	6.15	6.8	7.13	7.61	8.5	7.57
Na ₂ O/K ₂ O	7.97	5.43	4.70	2.30	2.53	2.33
σ	1.50	1.69	1.70	2.49	4.29	2.54
Mg [#]	13.9	30.8	34.0	43.3	43.8	44.3
A/CNK	0.85	0.98	1.06	1.05	1.01	1.11
La	63.6	51.7	14.2	38.2	40.5	48.2
Ce	119	101	23.5	69.6	78	89.6
Pr	13.3	11.5	2.8	7.27	8.75	9.66
Nd	49.2	42.9	10.8	26.3	33.1	34.3
Sm	7.72	6.57	1.72	3.96	5.75	5.33
Eu	1.92	1.17	0.57	0.98	1.06	1.17
Gd	5.75	4.72	1.38	2.87	4.73	3.92
Tb	0.69	0.57	0.18	0.37	0.66	0.52
Dy	3.38	2.77	0.95	1.82	3.6	2.64
Ho	0.63	0.52	0.19	0.32	0.68	0.49
Er	1.76	1.51	0.56	0.86	1.83	1.33
Tm	0.26	0.22	0.09	0.12	0.26	0.19
Yb	1.61	1.42	0.52	0.73	1.56	1.14
Lu	0.24	0.21	0.08	0.11	0.21	0.16
Li	11	13.9	13.2	9.71	11.5	11.6
Be	1.16	1.09	1.03	2.97	2.51	3.59
Sc	7.98	7.71	4.47	7.33	10.6	9.77
Ti	2 003	2 280	1 283	2 107	2 931	2 811
V	43.9	31.7	19.7	41.6	65.2	47.9
Cr	22.2	19.9	12.1	28.7	46.5	28.1
Mn	417	335	214	306	383	294
Co	100	105	144	82.1	57.8	107
Ni	5.07	7.39	6	11.2	22.9	10.5
Cu	8.58	19.3	9.78	2.67	0.69	0.84
Zn	11.9	20	20.9	31.6	42.7	32.8
Ga	28.4	20.7	14.6	19.6	22.5	20.8
As	10.2	9.46	7.94	4.66	4.48	5.72
Se	0.82	0.7	0.09	0.33	0.71	0.72
Rb	25.1	36.1	39.1	69.4	81.1	76.6
Sr	443	202	187	237	211	255
Y	19.5	14.9	5.84	9.72	20.3	14.7
Zr	231	245	133	156	179	174

续表 1

Continued Table 1

岩性 样号	奥长花岗岩			二长花岗岩		
	Hh01-1	Hh01-2	Hh01-3	Hh02-1	Hh02-2	Hh02-3
Nb	6.14	7.47	2.72	6.19	8.98	6.93
Mo	0.13	0.14	0.12	0.08	0.07	0.08
Sn	2.05	1.56	1.36	1.39	1.86	1.61
Cs	0.14	0.2	0.19	0.37	0.57	0.52
Ba	426	662	543	1 133	1 344	1 137
Hf	5.78	5.98	3.22	3.45	3.74	3.87
Ta	0.67	0.71	0.46	0.54	0.48	0.57
Pb	4.68	2.39	1.39	1.53	0.95	1.58
Th	8.55	6.99	2.71	6.75	5.01	9.25
U	3.48	2.09	0.86	1.01	0.53	1.09
(La/Yb) _N	27	25	18	35	18	29
(La/Sm) _N	5.2	5	5.2	6.1	4.4	5.7
(Gd/Yb) _N	2.9	2.7	2.1	3.2	2.5	2.8
δEu	0.84	0.61	1.09	0.85	0.60	0.75
δCe	0.94	0.96	0.85	0.94	0.95	0.95
La/Yb	40	36	27	53	26	42
ΣREE	269	227	57.6	154	181	199
ΣLREE	255	215	53.7	146	167	188
ΣHREE	14.3	11.9	3.95	7.2	13.5	10.4
LREE/HREE	17.8	18	13.6	20.3	12.3	18.1
Nb/Ta	9.2	10	5.9	11	19	12
Nb/U	1.8	3.6	3.2	6.2	17	6.3
Rb/Sr	0.1	0.2	0.2	0.3	0.4	0.3
Nb/Zr	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.04
10 000 Ga/Al	3.5	2.7	1.9	2.4	2.5	2.5
Sr/Y	23	14	32	24	10	17
D(Sr/Y)厚度	43	37	50	45	35	40
D(La/Yb _N)厚度	70	69	62	76	61	72
M(×10 ⁻⁶)	1.84	1.53	1.37	1.51	1.75	1.44
D(Zr)	2 148.58	2 026.09	3 735.40	3 189.18	2 778.15	2 850.17
t(Zr)/°C	786	814	772	776	770	791

注: $D(\text{La}/\text{Yb}_N)$ 厚度 = $21.277 \ln(1.0204 \text{ La}/\text{Yb}_N)$ (Profeta *et al.*, 2015); $D(\text{Sr}/\text{Y})$ 厚度 = $0.67 \text{ Sr}/\text{Y} + 28.21$ (Hu *et al.*, 2017); $t(\text{Zr})/^\circ\text{C}$ = $[12900/\ln D(\text{Zr}) + 0.85M + 2.95] - 273.15$, $D(\text{Zr})$ 近似为 $496000/\text{全岩锆含量}$, $M = (2\text{Ca} + \text{K} + \text{Na})/(\text{Si} \times \text{Al})$, 令 $\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} + \text{P} = 1$, 均为原子数分数。

4.1.1 奥长花岗岩

奥长花岗岩样品表现出高硅 ($\text{SiO}_2 = 68.26\% \sim 72.87\%$)、富钠 ($\text{Na}_2\text{O} = 5.17\% \sim 5.39\%$)、低钾 ($\text{K}_2\text{O} = 0.98\% \sim 1.74\%$)、富钙 ($\text{CaO} = 1.46\% \sim 4.84\%$)、贫镁 ($\text{MgO} = 0.28\% \sim 0.65\%$; $\text{Mg}^\# = 13.9 \sim 34.0$)、低钛 ($\text{TiO}_2 = 0.24\% \sim 0.39\%$) 以及较高的铁 ($\text{FeO}^T = 1.76\% \sim 3.14\%$) 的特征 (表 1)。在 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图解中, 样品显示花岗闪长岩-花岗岩的特征 (图 4a); 在 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图解中, 样品属于低钾-中钾钙碱性岩石系列 (图 4b); 铝饱和指数 (A/CNK) 为 $0.85 \sim 1.06$, 属于准铝质-弱过铝质系列 (图 4c); 在 $\text{An} - \text{Ab} - \text{Or}$ 分类图解中, 样品均落入奥长花岗岩区域 (图

4d), 与该岩石富钠贫钾 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4.70 \sim 7.97$) 的特征相对应。

奥长花岗岩样品具有变化范围较大的稀土元素总量 ($\Sigma \text{REE} = 57.6 \times 10^{-6} \sim 269 \times 10^{-6}$) (表 1)。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线具有轻稀土元素相对富集、重稀土元素相对亏损 ($\text{LREE}/\text{HREE} = 13.6 \sim 17.8$) 以及轻、重稀土元素分异明显 [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 18 \sim 27$]、重稀土元素分馏程度低 [$(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.1 \sim 2.9$] 的特征 (图 5a)。Eu 呈现负异常-弱正异常的变化 ($\delta \text{Eu} = 0.61 \sim 1.09$) (图 5a)。在微量元素原始地幔标准化蛛网图中, 奥长花岗岩样品表现出大离子亲石元素 (Rb、Ba、Th 等) 的富集和高场强元素

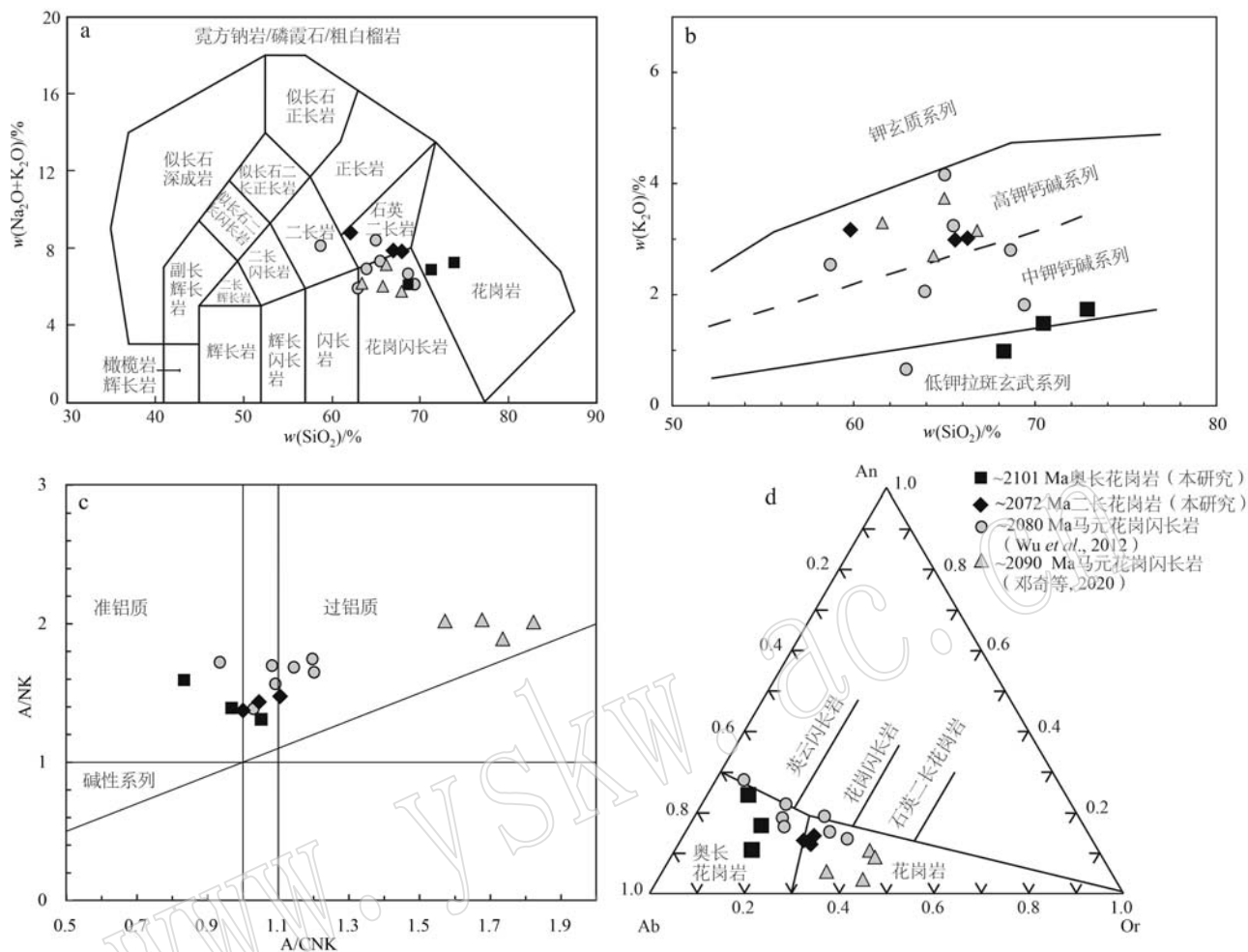


图4 碑坝地区奥长花岗岩和二长花岗岩样品的 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解 (a, Middlemost, 1994)、 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解 (b, Peccerillo and Taylor, 1976)、 $\text{A}/\text{NK}-\text{A}/\text{CNK}$ 图解 (c, 据 Maniar and Piccoli, 1989) 和 $\text{An}-\text{Ab}-\text{Or}$ 图解 (d, 据 O'Conner, 1976) 图
 Fig. 4 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram (a, after Middlemost, 1994), K_2O vs. SiO_2 diagram (b, after Peccerillo and Taylor, 1976), A/NK vs. A/CNK diagram (c, after Maniar and Piccoli, 1989) and An vs. Ab vs. Or diagram (d, after O'Conner, 1976) plots for trondhjemite and monzogranite samples in the Beiba area

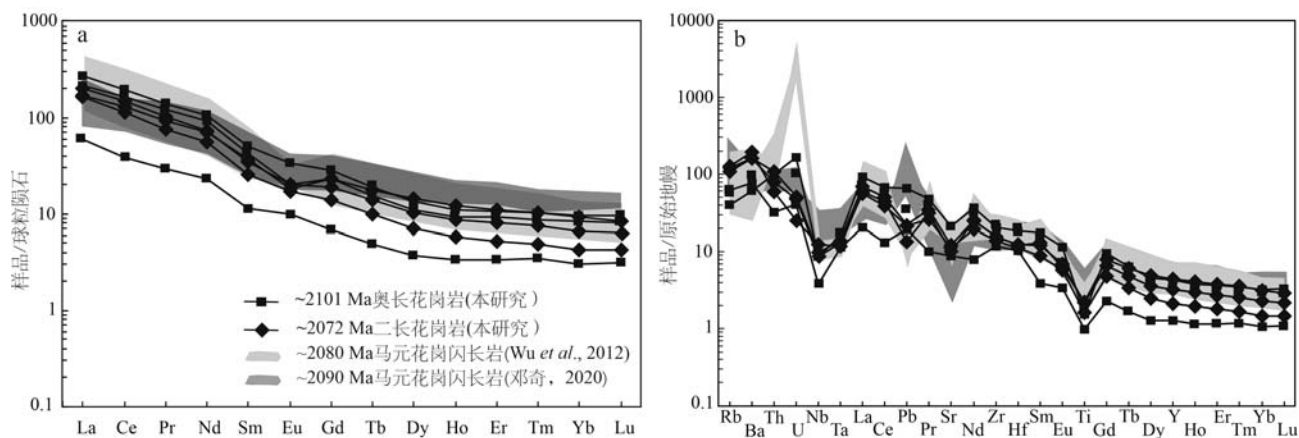


图5 稀土元素球粒陨石标准化配分曲线 (a) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b) (球粒陨石和原始地幔数据引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spidergrams (b) (data for chondrite and primitive mantle are from Sun and McDonough, 1989)

(Nb、Ta、Ti 等)的亏损(图 5b)。

4.1.2 二长花岗岩

二长花岗岩样品表现出相对富铝($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.38\% \sim 16.24\%$)、富钠($\text{Na}_2\text{O} = 4.58\% \sim 5.31\%$)、富钾($\text{K}_2\text{O} = 2.99\% \sim 3.19\%$)、富铁($\text{FeO}^T = 3.92\% \sim 5.77\%$)、贫钙($\text{CaO} = 1.90\% \sim 2.46\%$)、低钛($\text{TiO}_2 = 0.40\% \sim 0.52\%$)、相对富镁($\text{MgO} = 1.68\% \sim 2.52\%$; $\text{Mg}^\# = 43.3 \sim 44.3$)的特征。在 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图解中,样品主要显示出石英二长岩的特征(图 4a);在 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图解中,样品属于高钾钙碱性岩石系列(图 4b);其铝饱和指数(A/CNK)为 1.05~1.11,属于弱过铝质岩石系列(图 4c);在 An-Ab-Or 分类图解中,所有分析样品落入花岗岩区域(图 4d),与样品富钾以及矿物组合中具有较高含量碱性长石的特征相对应。

二长花岗岩样品的稀土元素总量较高($\Sigma\text{REE} = 154 \times 10^{-6} \sim 199 \times 10^{-6}$),具有轻、重稀土元素分异明显 [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 17.5 \sim 35.4$; $\text{LREE}/\text{HREE} = 12.3 \sim 20.3$],轻稀土元素相对富集且分馏较明显 [$(\text{La}/\text{Sm})_N = 4.43 \sim 6.08$]、重稀土元素相对亏损且分馏程度较低 [$(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.45 \sim 3.18$]以及弱 Eu 负异常($\delta\text{Eu} = 0.60 \sim 0.85$)等特征(图 5a)。在微量元素原始地幔标准化蛛网图中(图 5b),二长花岗岩同样表现出富集大离子亲石元素 Rb、Ba、U 等,亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 等的特征。

4.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄

选取奥长花岗岩和二长花岗岩中具有代表性的锆石颗粒开展 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年,分析结果见表 2 和图 7。

4.2.1 奥长花岗岩

奥长花岗岩样品(Hh01)中的锆石主要呈浅褐色-褐色、半自形-自形柱状,粒径为 100~150 μm ,个别可达 180 μm ,长宽比介于 3:2~2:1 之间。CL 图像显示锆石发光性好,具有明显的岩浆振荡环带结构,无明显变质边(图 6a),结合锆石高的 Th/U 值(0.02~1.81,平均为 0.28),指示其为岩浆成因锆石(Belousova *et al.*, 2002; 吴元保等, 2004)。

选取 25 个锆石颗粒进行 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄分析,除 13 号和 18 号测点的分析结果因谐和度较低远离谐和线,其余测点的分析结果均落在谐和线及其附近(图 7a)。25 个锆石测点的分析结果构成一条不一致线,上交点年龄为 $2110 \pm 17 \text{ Ma}$

($\text{MSWD} = 0.43$)(图 7a);考虑到岩体可能遭受了后期构造-热事件的改造,导致个别锆石颗粒具有放射性成因铅丢失,致使其位于谐和线的下方,因此对处于谐和线上及其附近的 23 个测点的分析结果的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 进行加权平均,获得年龄为 $2101 \pm 10 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.7$)(图 7a),与上交点年龄在误差范围内一致,代表了奥长花岗岩岩体的形成年龄。

4.2.2 二长花岗岩

二长花岗岩样品(Hh02)中的锆石主要呈黄棕色,晶形以自形柱状为主,粒径为 100~150 μm ,长宽比介于 1:1~2:1 之间。CL 图像显示锆石发光性好,具有明显的岩浆振荡环带结构,部分锆石颗粒亦具有明显的变质边(图 6b),结合其高的 Th/U 值(0.08~0.97,平均值为 0.54),指示其为岩浆成因锆石(Belousova *et al.*, 2002; 吴元保等, 2004)。

随机选取 25 个锆石颗粒进行 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄分析,分析结果显示,5 个锆石测点分析结果因谐和度较低远离谐和线,其余 20 个锆石测点的分析结果位于谐和线上及其附近(图 7b)。25 个锆石测点的分析结果构成一条不一致线,上交点年龄为 $2082 \pm 16 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.04$)(图 7b);考虑到岩体可能遭受了后期构造-热事件的改造,导致个别锆石颗粒具有放射性成因铅丢失,致使其位于谐和线的下方,因此对处于谐和线上及其附近的 20 个测点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 进行加权平均,获得年龄为 $2072 \pm 15 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 2.8$)(图 7b),与上交点年龄在误差范围内一致,故将其解释为二长花岗岩岩体的结晶年龄。

4.3 锆石 Hf 同位素组成

选取奥长花岗岩样品(Hh01)和二长花岗岩样品(Hh02)中完成了 U-Pb 同位素定年的锆石颗粒,在其同一位置或者结构一致的位置进行 Lu-Hf 同位素组成分析,其中,奥长花岗岩样品中选取 22 个测点、二长花岗岩样品中选取 18 个测点进行了分析,分析结果见表 3。

奥长花岗岩样品中锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.000724~0.003282,平均值为 0.001670, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.281499~0.281605,平均值为 0.281541。用奥长花岗岩的结晶年龄(2101 Ma)计算获得 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值为 -0.8~+4.6,对应的单阶段(t_{DM1})和两阶段模式年龄(t_{DM2})分别为 2706~2330 Ma 和 3005~2469 Ma(图 8a)。

表 2 后河杂岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果
Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results for the Houhe Complex

测点号	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		同位素比值		年龄/Ma		谱和度 /%						
	Th	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$							
奥长花岗岩(Hh01)															
1	70.6	177	0.1319	0.0028	7.0330	0.1498	0.3866	0.0079	2.124	36	2.116	19	2.107	37	101
2	40.2	405	0.1300	0.0027	7.1298	0.1483	0.3977	0.0081	2.098	36	2.128	19	2.158	37	97
3	10.7	537	0.1317	0.0027	6.6165	0.1369	0.3643	0.0074	2.121	35	2.062	18	2.003	35	106
4	45.5	218	0.1332	0.0028	7.1154	0.1503	0.3874	0.0079	2.141	36	2.126	19	2.111	37	101
5	24.7	505	0.1296	0.0027	6.3347	0.1320	0.3546	0.0072	2.092	36	2.023	18	1.956	34	107
6	210	382	0.1294	0.0027	6.6351	0.1381	0.3719	0.0076	2.090	36	2.064	18	2.038	36	103
7	82.8	142	0.1311	0.0028	6.9078	0.1506	0.3821	0.0079	2.113	37	2.100	19	2.086	37	101
8	21.6	536	0.1274	0.0026	6.0413	0.1250	0.3439	0.0070	2.062	36	1.982	18	1.905	34	108
9	66.4	373	0.1311	0.0027	7.0228	0.1459	0.3885	0.0079	2.113	35	2.114	18	2.116	37	100
10	180	283	0.1290	0.0027	6.4126	0.1344	0.3604	0.0074	2.085	36	2.034	18	1.984	35	105
11	61.7	512	0.1325	0.0027	7.1221	0.1475	0.3897	0.0080	2.132	35	2.127	18	2.122	37	100
12	53.2	130	0.1314	0.0028	6.7209	0.1450	0.3711	0.0076	2.116	37	2.075	19	2.035	36	104
13	20.1	627	0.1243	0.0026	4.3087	0.0895	0.2514	0.0051	2.018	36	1.695	17	1.446	26	140
14	15.3	322	0.1322	0.0027	6.7334	0.1406	0.3694	0.0076	2.127	36	2.077	18	2.027	36	105
15	45.6	118	0.1312	0.0028	7.1239	0.1559	0.3938	0.0081	2.114	37	2.127	19	2.141	38	99
16	40.5	213	0.1311	0.0027	6.9894	0.1478	0.3867	0.0079	2.113	36	2.110	19	2.108	37	100
17	14.7	440	0.1276	0.0026	6.3315	0.1313	0.3598	0.0073	2.066	36	2.023	18	1.981	35	104
18	22.7	324	0.1264	0.0026	5.1125	0.1067	0.2934	0.0060	2.048	36	1.838	18	1.659	30	123
19	113	379	0.1270	0.0026	6.2477	0.1301	0.3567	0.0073	2.057	36	2.011	18	1.966	35	105
20	45.9	215	0.1289	0.0027	7.0981	0.1497	0.3993	0.0082	2.083	36	2.124	19	2.166	38	96
21	168	487	0.1315	0.0027	6.4214	0.1331	0.3540	0.0072	2.119	35	2.035	18	1.954	34	108
22	432	238	0.1309	0.0027	6.3024	0.1331	0.3491	0.0072	2.111	36	2.019	19	1.930	34	109
23	92.5	369	0.1291	0.0027	6.1639	0.1284	0.3462	0.0071	2.086	36	1.999	18	1.916	34	109
24	33.0	642	0.1278	0.0026	6.1788	0.1274	0.3507	0.0071	2.068	35	2.001	18	1.938	34	107
25	24.6	436	0.1293	0.0026	6.4936	0.1347	0.3643	0.0074	2.088	36	2.045	18	2.003	35	104

续表 2
Continued Table 2

测点号	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				年龄/Ma				谐和度 /%				
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
二长花岗岩 (Hh02)																
1	91.6	125	0.73	0.128 1	0.002 8	6.168 0	0.131 9	0.349 2	0.007 0	2.072	38	2.000	19	1.931	33	107
2	236	339	0.70	0.126 1	0.002 6	6.055 9	0.124 0	0.348 3	0.006 9	2.044	36	1.984	18	1.927	33	106
3	153	204	0.75	0.129 8	0.002 7	6.591 5	0.136 9	0.368 2	0.007 3	2.096	37	2.058	18	2.021	35	104
4	104	157	0.66	0.131 7	0.002 8	6.892 2	0.146 0	0.379 4	0.007 6	2.121	37	2.098	19	2.073	35	102
5	83.5	128	0.65	0.129 0	0.002 8	6.584 8	0.140 8	0.370 2	0.007 4	2.084	38	2.057	19	2.030	35	103
6	207	337	0.62	0.126 3	0.002 6	6.239 5	0.128 2	0.358 4	0.007 1	2.046	36	2.010	18	1.975	34	104
7	78.7	337	0.23	0.127 8	0.002 7	6.279 7	0.128 9	0.356 5	0.007 1	2.067	36	2.016	18	1.965	34	105
8	557	722	0.77	0.122 3	0.002 6	3.524 0	0.073 5	0.209 0	0.004 2	1.990	37	1.533	17	1.223	22	163
9	130	134	0.97	0.144 7	0.003 3	7.425 5	0.168 4	0.372 1	0.007 6	2.284	39	2.164	20	2.039	36	112
10	77.4	104	0.74	0.129 8	0.002 9	6.755 5	0.146 7	0.377 4	0.007 6	2.095	38	2.080	19	2.064	36	101
11	67.0	98.0	0.68	0.132 1	0.003 2	6.681 6	0.157 7	0.366 8	0.007 5	2.126	41	2.070	21	2.014	36	106
12	141	394	0.36	0.124 2	0.002 6	6.092 2	0.125 0	0.355 6	0.007 1	2.018	36	1.989	18	1.962	34	103
13	266	362	0.73	0.128 3	0.002 7	6.217 1	0.126 9	0.351 3	0.007 0	2.075	36	2.007	18	1.941	33	107
14	167	416	0.40	0.125 6	0.002 6	6.265 2	0.128 6	0.361 8	0.007 2	2.037	36	2.014	18	1.991	34	102
15	110	175	0.63	0.128 8	0.002 8	6.340 6	0.134 0	0.357 0	0.007 1	2.082	37	2.024	19	1.968	34	106
16	78.9	509	0.15	0.124 8	0.002 6	5.591 0	0.114 9	0.325 0	0.006 5	2.025	36	1.915	18	1.814	31	112
17	88.1	155	0.57	0.131 4	0.002 9	7.220 5	0.156 0	0.398 5	0.008 0	2.117	38	2.139	19	2.162	37	98
18	50.1	81.1	0.62	0.129 1	0.003 0	6.775 6	0.154 2	0.380 6	0.007 7	2.086	40	2.083	20	2.079	36	100
19	62.7	579	0.11	0.121 6	0.002 5	4.658 5	0.094 7	0.277 9	0.005 5	1.979	36	1.760	17	1.581	28	125
20	155	272	0.57	0.130 6	0.002 8	6.666 7	0.140 4	0.370 2	0.007 4	2.106	37	2.068	19	2.030	35	104
21	205	307	0.67	0.127 4	0.002 7	6.416 2	0.132 3	0.365 2	0.007 3	2.062	36	2.035	18	2.007	34	103
22	70.6	924	0.08	0.120 1	0.002 5	4.596 4	0.092 5	0.277 6	0.005 5	1.957	36	1.749	17	1.579	28	124
23	76.8	170	0.45	0.127 8	0.002 8	6.472 2	0.139 6	0.367 4	0.007 4	2.067	38	2.042	19	2.017	35	102
24	102	177	0.58	0.165 2	0.003 5	8.792 6	0.185 8	0.385 9	0.007 7	2.510	36	2.317	19	2.104	36	119
25	75.4	781	0.10	0.126 1	0.002 6	5.662 5	0.114 3	0.325 8	0.006 4	2.044	36	1.926	17	1.818	31	112

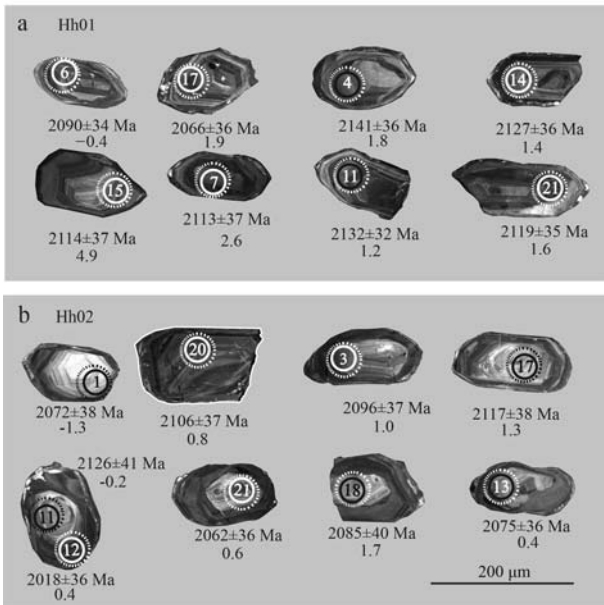


图6 奥长花岗岩(a, Hh01)和二长花岗岩样品(b, Hh02)代表性锆石 CL 图像(实线图为 U-Pb 测点位置,虚线图为 Hf 同位素分析位置)

Fig. 6 Cathodoluminescence images of representative zircon grains from trondhjemite sample Hh01 (a) and monzogranite sample Hh02 (b) (the solid circles showing LA-ICPMS dating spots, and the dotted ones showing location of Lu-Hf isotope analysis)

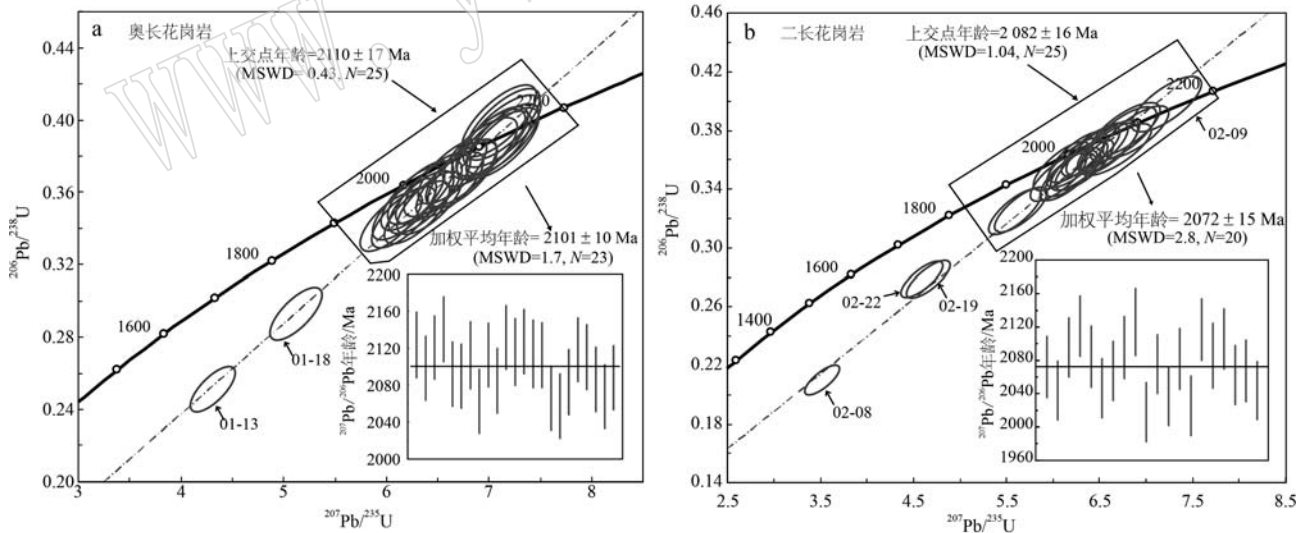


图7 奥长花岗岩 Hh01(a)和二长花岗岩 Hh02(b) 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 7 Zircon U-Pb concordia diagrams for trondhjemite sample Hh01 (a) and monzogranite sample Hh02 (b)

5 讨论

5.1 岩石成因

本文研究的后河杂岩中的奥长花岗岩与二长花岗岩样品具有较低的烧失量(LOI),分别为 1.02%~

二长花岗岩样品中锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.000 657~0.001 143,平均值为 0.000 943, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.281 424~0.281 568,平均值为 0.281 502。用二长花岗岩的结晶年龄(2 072 Ma)计算的 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值介于 -2.9~+2.4 之间,对应的 t_{DM1} 和 t_{DM2} 分别为 2 617~2 406 Ma 和 2 939~2 604 Ma(图 8a)。

4.4 Sm-Nd 同位素组成

选取具有代表性的奥长花岗岩和二长花岗岩样品进行 Sm-Nd 同位素分析,分析结果见表 4。

奥长花岗岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 值为 0.097 3~0.099 7, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值为 0.511 303~0.511 321,采用 2 101 Ma 的岩体形成年龄计算获得的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始值和 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值分别为 0.509 927~0.509 978 和 +0.1~+1.1,对应的全岩 Nd 两阶段模式年龄(t_{DM2}) 值为 2 537~2 457 Ma。

分析获得二长花岗岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的值为 0.092 0~0.108 1, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值为 0.511 261~0.511 439,采用 2 072 Ma 的岩石形成年龄计算获得 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始值和 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值分别为 0.509 968~0.510 009 和 +0.1~+0.9,对应的全岩 Nd 两阶段模式年龄(t_{DM2}) 为 2 508~2 443 Ma(图 8b)。

1.35%和 2.04%~2.79%,表明岩石相对新鲜,受到后期风化和蚀变的程度较低。此外,Ce 异常也能用来判断样品的新鲜程度,一般情况下, δCe 在 0.9~1.1 之间,指示样品经历了轻度的蚀变,地球化学数据可以用于判别岩石成因(Polat *et al.*, 2002)。本文奥长花岗岩和二长花岗岩的 δCe 分别为 0.85~0.96

表 3 后河杂岩锆石 Lu-Hf 同位素测定结果
Table 3 Zircon Lu-Hf isotopic compositions for Houhe Complex

测点号	年龄	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$e\text{Hf}(0)$	$e\text{Hf}(t)$	2σ	t_{DM1}/Ma	t_{DM2}/Ma
奥长花岗岩(Hh01)													
1	2 101	0.146 700	0.002 040	0.003 282	0.004 080	0.281 564	0.000 033	0.281 432	-47.4	-0.5	1.2	2 706	3 005
2	2 101	0.066 963	0.000 908	0.001 410	0.001 816	0.281 555	0.000 022	0.281 498	-45.0	1.9	0.8	2 481	2 699
3	2 101	0.046 902	0.000 646	0.001 015	0.001 292	0.281 523	0.000 025	0.281 482	-45.6	1.3	0.9	2 477	2 699
4	2 101	0.095 660	0.002 660	0.002 055	0.005 320	0.281 573	0.000 029	0.281 490	-45.3	1.6	1.0	2 535	2 772
5	2 101	0.072 055	0.002 460	0.001 565	0.004 920	0.281 500	0.000 025	0.281 437	-47.2	-0.3	0.9	2 576	2 846
6	2 101	0.103 679	0.002 400	0.002 188	0.004 800	0.281 516	0.000 029	0.281 428	-47.5	-0.6	1.0	2 631	2 918
7	2 101	0.037 531	0.000 462	0.000 838	0.000 924	0.281 546	0.000 026	0.281 513	-44.5	2.4	0.9	2 424	2 617
9	2 101	0.106 426	0.001 580	0.002 262	0.003 160	0.281 550	0.000 028	0.281 459	-46.4	0.5	1.0	2 593	2 858
10	2 101	0.125 551	0.001 278	0.002 757	0.002 556	0.281 555	0.000 033	0.281 444	-47.0	-0.1	1.2	2 650	2 934
11	2 101	0.032 972	0.000 488	0.000 813	0.000 976	0.281 506	0.000 024	0.281 474	-45.9	1.0	0.9	2 476	2 700
12	2 101	0.049 947	0.000 936	0.001 133	0.001 872	0.281 530	0.000 025	0.281 484	-45.5	1.4	0.9	2 482	2 704
14	2 101	0.048 668	0.001 144	0.001 042	0.002 288	0.281 520	0.000 022	0.281 478	-45.7	1.2	0.8	2 484	2 710
15	2 101	0.031 893	0.000 382	0.000 724	0.000 764	0.281 605	0.000 028	0.281 576	-42.3	4.6	1.0	2 330	2 469
17	2 101	0.048 859	0.000 284	0.001 116	0.000 568	0.281 537	0.000 026	0.281 492	-45.3	1.6	0.9	2 470	2 686
18	2 101	0.038 274	0.000 874	0.000 907	0.001 748	0.281 562	0.000 026	0.281 528	-44.0	2.9	0.9	2 407	2 590
19	2 101	0.105 932	0.001 248	0.002 304	0.002 496	0.281 515	0.000 027	0.281 422	-47.7	-0.8	1.0	2 648	2 942
20	2 101	0.063 758	0.000 562	0.001 308	0.001 124	0.281 529	0.000 024	0.281 528	-45.8	1.1	0.9	2 505	2 738
21	2 101	0.109 016	0.002 320	0.002 432	0.004 640	0.281 583	0.000 030	0.281 582	-45.5	1.4	1.1	2 568	2 816
22	2 101	0.144 416	0.001 972	0.003 248	0.003 944	0.281 562	0.000 032	0.281 561	-47.4	-0.5	1.1	2 703	3 002
23	2 101	0.085 628	0.002 500	0.001 863	0.005 000	0.281 545	0.000 026	0.281 544	-46.0	0.9	0.9	2 550	2 800
24	2 101	0.065 654	0.000 720	0.001 468	0.001 440	0.281 517	0.000 026	0.281 516	-46.5	0.4	0.9	2 540	2 792
25	2 101	0.046 585	0.002 000	0.001 007	0.004 000	0.281 499	0.000 025	0.281 499	-46.4	0.5	0.9	2 509	2 750
二长花岗岩(Hh02)													
1	2 072	0.029 051	0.000 260	0.000 839	0.000 520	0.281 454	0.000 032	0.281 421	-47.8	-1.6	1.1	2 550	2 836
2	2 072	0.037 538	0.000 191	0.001 078	0.000 381	0.281 482	0.000 036	0.281 439	-47.1	-0.9	1.3	2 540	2 816
3	2 072	0.040 704	0.000 572	0.001 143	0.001 144	0.281 532	0.000 034	0.281 487	-45.5	0.8	1.2	2 479	2 718
4	2 072	0.026 066	0.000 298	0.000 762	0.000 596	0.281 499	0.000 035	0.281 469	-46.1	0.2	1.3	2 479	2 724
5	2 072	0.036 575	0.000 788	0.001 060	0.001 576	0.281 424	0.000 040	0.281 382	-49.2	-2.9	1.4	2 617	2 939
6	2 072	0.031 237	0.000 296	0.000 863	0.000 592	0.281 508	0.000 037	0.281 473	-45.9	0.3	1.3	2 479	2 723
7	2 072	0.032 364	0.000 166	0.000 925	0.000 332	0.281 486	0.000 033	0.281 449	-46.8	-0.5	1.2	2 516	2 781
8	2 072	0.035 478	0.000 406	0.001 005	0.000 812	0.281 513	0.000 036	0.281 473	-45.9	0.3	1.3	2 489	2 735
9	2 072	0.041 300	0.000 468	0.001 092	0.000 936	0.281 453	0.000 044	0.281 409	-48.2	-2.0	1.5	2 582	2 882
10	2 072	0.036 105	0.000 240	0.000 943	0.000 480	0.281 568	0.000 038	0.281 531	-43.9	2.4	1.4	2 406	2 604
11	2 072	0.037 070	0.000 150	0.000 989	0.000 300	0.281 491	0.000 040	0.281 452	-46.7	-0.4	1.4	2 517	2 780
13	2 072	0.038 182	0.000 420	0.001 059	0.000 840	0.281 512	0.000 035	0.281 470	-46.1	0.2	1.2	2 497	2 747
15	2 072	0.023 692	0.000 294	0.000 675	0.000 588	0.281 461	0.000 036	0.281 434	-47.3	-1.1	1.3	2 521	2 792
17	2 072	0.035 793	0.000 604	0.000 991	0.001 208	0.281 534	0.000 035	0.281 495	-45.2	1.1	1.3	2 459	2 687
18	2 072	0.028 436	0.000 592	0.000 763	0.001 184	0.281 536	0.000 042	0.281 505	-44.8	1.5	1.5	2 429	2 644
20	2 072	0.034 821	0.000 322	0.001 002	0.000 644	0.281 521	0.000 037	0.281 481	-45.7	0.6	1.3	2 478	2 718
21	2 072	0.032 739	0.000 922	0.000 925	0.001 844	0.281 510	0.000 039	0.281 473	-45.9	0.3	1.4	2 484	2 729
23	2 072	0.028 840	0.000 234	0.000 855	0.000 468	0.281 544	0.000 043	0.281 510	-44.6	1.6	1.5	2 429	2 642

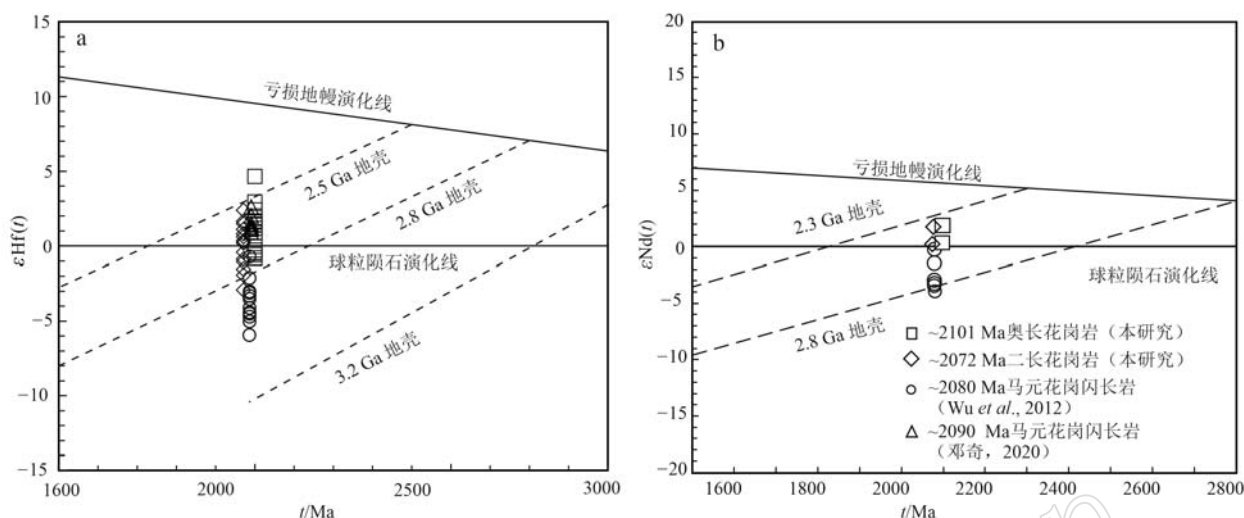
图8 锆石 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ - t (a) 和全岩 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ - t (b) 同位素图解

Fig. 8 Diagrams of zircon $\varepsilon\text{Hf}(t)$ vs. zircon crystallization age (a) and whole rock $\varepsilon\text{Nd}(t)$ vs. rock intrusion age (b)

表4 后河杂岩全岩 Sm-Nd 同位素测定结果

Table 4 Whole rock Sm-Nd isotopic compositions of Houhe Complex

样品	$w_B/10^{-6}$		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1σ	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	t_{DM2}/Ma
	Sm	Nd						
Hh01-1	7.10	44.1	0.097 310	0.511 321	0.000 011	0.509 978	1.1	2 457
Hh01-3	1.56	9.43	0.099 664	0.511 303	0.000 011	0.509 927	0.1	2 537
Hh02-1	3.57	23.5	0.091 984	0.511 261	0.000 012	0.510 009	0.9	2 443
Hh02-2	5.24	29.3	0.108 073	0.511 439	0.000 008	0.509 968	0.1	2 508

注: Hh01 和 Hh02 的 Nd 同位素的初始值比值分别使用 2 101 Ma 和 2 072 Ma 的年龄计算。

和 0.94~0.95, 平均值分别为 0.91 和 0.95。因此, 其主量、微量元素以及稀土元素可以用于岩石成因判别。

在 $\text{FeO}^T/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 判别图解中, 奥长花岗岩样品具有变化范围较大的 $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ 值 ($165 \times 10^{-6} \sim 375 \times 10^{-6}$) 和 FeO^T/MgO 值 (3.5~11.0), 主要落在未分异的 I 型花岗岩区域 (图 9a)。此外, 该岩石具有变化范围较大的 10 000 Ga/Al 值 (1.9~3.5) 以及较低的 Nb ($2.72 \times 10^{-6} \sim 7.47 \times 10^{-6}$) 和 Zr ($133 \times 10^{-6} \sim 245 \times 10^{-6}$) 含量, 呈现出 I 型或者 S 型花岗岩向 A 型花岗岩过渡的特征 (图 9b、9c)。然而, 从矿物组合来看, 奥长花岗岩中缺少 S 型花岗岩中典型富铝矿物, 结合其低的 A/CNK 值 (0.85~1.06), 排除了属于 S 型花岗岩的可能。再者, 在 P_2O_5 - SiO_2 协变图中, P_2O_5 与 SiO_2 呈现出负相关性演化趋势 (图 9d), 这与 S 型花岗岩随着结晶分异作用的进行, P_2O_5 与 SiO_2 呈正相关性演化的特点亦截然不同。根据锆石饱和温度计 (Wu *et al.*, 2002),

计算获得后河杂岩中奥长花岗岩的成岩温度为 772~814°C (平均值为 791°C) 显著低于 A 型花岗岩的结晶温度 (883°C) (刘昌实等, 2003), 而略高于 S 型花岗岩的结晶温度 (764°C), 与 I 型花岗岩结晶温度近乎一致 (781°C) (King *et al.*, 1997)。因此, 本文所研究的后河杂岩中的奥长花岗岩属于富钠低钾的 I 型花岗岩类。与奥长花岗岩相比, 二长花岗岩样品具有均一的 $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ 值 ($241 \times 10^{-6} \sim 286 \times 10^{-6}$) 和较低的 FeO^T/MgO 值 (2.2~2.3), 与未分异的 I 型花岗岩的特征一致 (图 9a)。此外, 该岩石具有低的 10 000 Ga/Al 值 (2.4~2.5) 以及低的 Nb ($6.19 \times 10^{-6} \sim 8.98 \times 10^{-6}$) 和 Zr ($156 \times 10^{-6} \sim 179 \times 10^{-6}$) 含量, 与 I 型或者 S 型花岗岩的特征一致。在 P_2O_5 - SiO_2 协变图中, P_2O_5 与 SiO_2 呈现 I 型花岗岩的负相关性演化趋势。岩石矿物组合表明, 该二长花岗岩中缺少堇青石和二云母等 S 型花岗岩的特征矿物。地球化学组成显示, 该岩石具有低的 A/CNK 值 (1.01~1.11)。根据全岩锆饱和温度计计算获得二长花岗

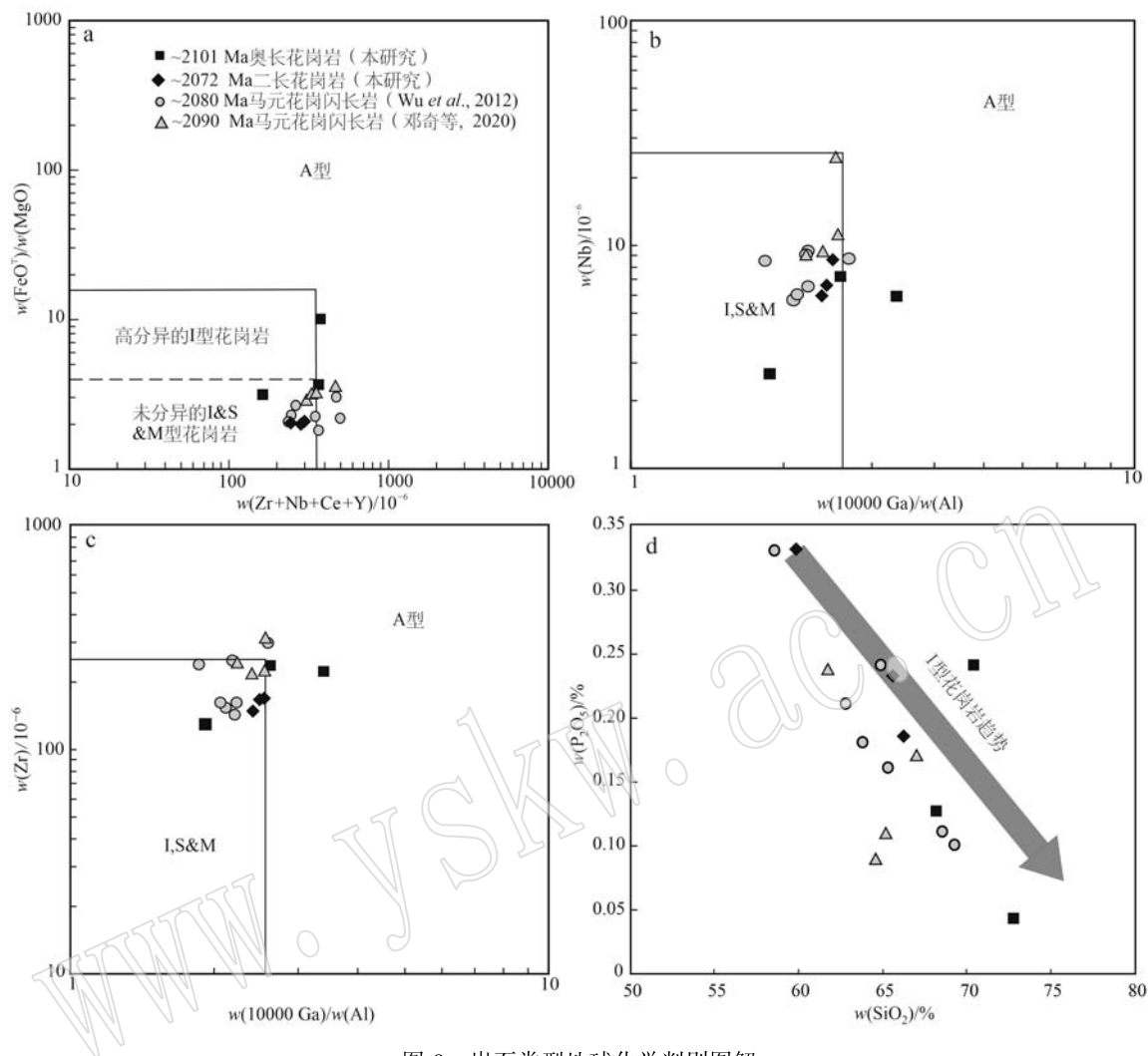


图 9 岩石类型地球化学判别图解

Fig. 9 Geochemical discrimination diagrams of rock types

a— $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 图(据 Whalen *et al.*, 1987); b— $\text{Nb}-10\,000\text{ Ga}/\text{Al}$ 图(据 Whalen *et al.*, 1987); c— $\text{Zr}-10\,000\text{ Ga}/\text{Al}$ 图(据 Whalen *et al.*, 1987); d— $\text{P}_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$ 图(据 Chappell *et al.*, 1992)

a— $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$ vs. $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (after Whalen *et al.*, 1987); b— Nb vs. $10\,000\text{ Ga}/\text{Al}$ (after Whalen *et al.*, 1987); c— Zr vs. $10\,000\text{ Ga}/\text{Al}$ (after Whalen *et al.*, 1987); d— P_2O_5 vs. SiO_2 (after Chappell *et al.*, 1992)

岩的结晶温度为 $776\sim 791^\circ\text{C}$ (平均值为 779°C)，同样与典型 I 型花岗岩类的结晶温度接近。因此，二长花岗岩属于高钾钙碱性 I 型花岗岩。此外，根据 Ferry 等(2007)提出的锆石 Ti 温度计计算得出，奥长花岗岩和二长花岗岩岩浆结晶温度分别在 $619\sim 858^\circ\text{C}$ 和 $661\sim 857^\circ\text{C}$ 之间，平均温度分别为 739°C 和 750°C 。奥长花岗岩和二长花岗岩的锆石饱和温度高于锆石 Ti 温度，这可能是因为锆石中的 Ti 含量受测试仪器精度的影响使得锆石 Ti 温度计算存在一定的误差(牛俊龙等, 2024)，或者是锆石中 Ti 的扩散，使得锆石 Ti 温度计算得出的结果偏低(Ferry and Watson, 2007)。

I 型花岗岩具有多种成因模式：① 幔源玄武质/玄武质-安山质岩浆的分离结晶(Chappell *et al.*, 2012)；② 壳源酸性岩浆和幔源基性岩浆的混合(Kemp *et al.*, 2007)；③ 俯冲洋壳或者下地壳物质的脱水熔融(Farahat *et al.*, 2007)；④ 受俯冲板片熔/流体交代的地幔楔的部分熔融(Smithies *et al.*, 2009)。本文研究的奥长花岗岩和二长花岗岩均具有变化范围较低的 SiO_2 含量，结合 $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ 判别图解(图 9a)和 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}-\text{La}$ 判别图解(图 10a)发现，两个岩体均具有部分熔融的特征，其中奥长花岗岩具有较高的分异指数，表现出一定的分离结晶作用。这表明在奥长花岗岩成岩过程

中,部分熔融和分离结晶共同作用;而二长花岗岩成岩过程中,部分熔融作用占主导,分离结晶作用不明显。根据奥长花岗岩和二长花岗岩的微量元素皆表现出明显的 Eu、Sr 负异常,这与岩浆冷却结晶过程中斜长石的分离结晶作用有关。根据分离结晶模拟所构筑的 Ba-Sr 图解,奥长花岗岩 Sr、Eu 的亏损明

显受斜长石分离结晶作用所控制(图 10b)。在 Ni-Mg[#] 岩浆源区判别图解中(Guan *et al.*, 2012),两类岩石样品主体落在下地壳部分熔融的区域(图 11a、11b),指示该岩石可能是大陆下地壳部分熔融的产物。此外,微量元素特征表明,本文所研究的奥长花岗岩、二长花岗岩样品富集大离子亲石元素 Rb、Ba 和

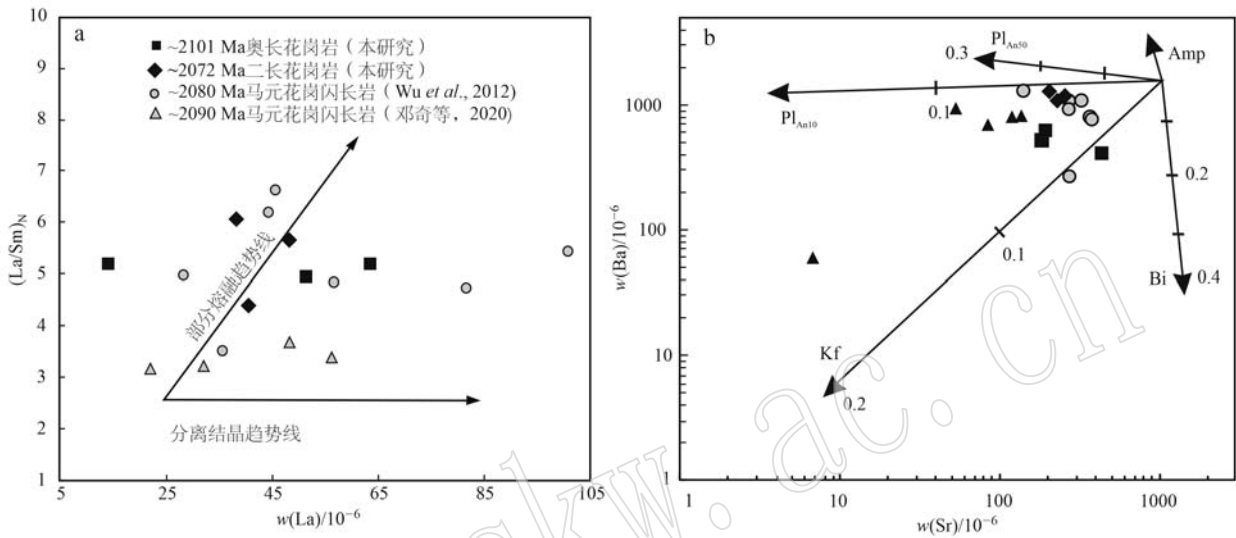


图 10 碑坝地区古元古代花岗岩岩石样品 (La/Sm)_N-La 图解(a, 据 Yuan *et al.*, 2022) 和 Ba-Sr 图解(b, 据 Wu *et al.*, 2003)

Fig. 10 Paleoproterozoic granite rock samples in Beiba Area (La/Sm)_N-La diagram (a, after Yuan *et al.*, 2022) and Ba-Sr diagram (b, after Wu *et al.*, 2003)

Pl—斜长石; Pl_{An50}—斜长石 (An=50); Pl_{An10}—斜长石 (An=10); Kf—钾长石; Amp—角闪石; Bi—黑云母

Pl—plagioclase; Pl_{An50}—plagioclase (An=50); Pl_{An10}—plagioclase (An=10); Kf—K-feldspar; Amp—amphibole; Bi—biotite

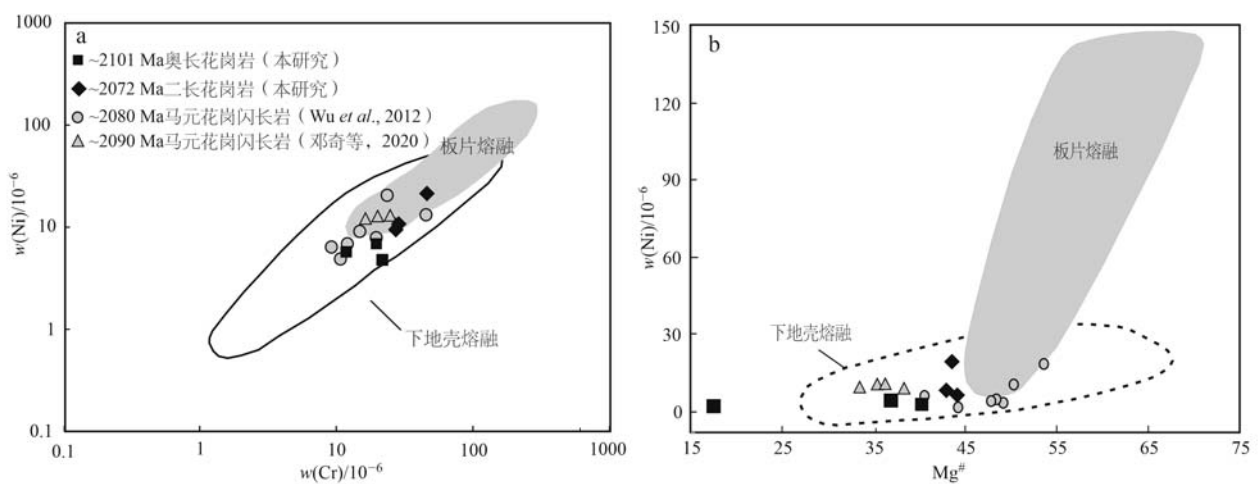


图 11 碑坝地区古元古代花岗岩类岩石样品 Ni-Cr(a) 和 Ni-Mg[#](b) 判别图解(据 Guan *et al.*, 2012)

Fig. 11 Discrimination diagrams of Ni vs. Cr (a) and Ni vs. Mg[#](b) of Paleoproterozoic granitoid rock samples in Beiba area (after Guan *et al.*, 2012)

Th 等, 相对亏损高场强元素 Nb、Ta 和 Ti 等, 显示与大陆地壳物质的亲缘性。其 Nb/Ta 平均值为 8.5 和 14.07, 介于上地幔平均值 17.5 (Weyer *et al.*, 2003) 以及大陆地壳 Nb/Ta 平均值 12 (赵振华等, 2008) 之间, 表明 Nb、Ta 已经开始分馏, 这两类岩体是一种壳源花岗岩类; 此外二长花岗岩的 Nb/U 平均值为 9.8、Rb/Sr 值为 0.33, 不同于地幔平均值 (Nb/U = 47, Rb/Sr = 0.034) (McDonough and Sun, 1995), 更接近地壳平均值 (Nb/U = 10, Rb/Sr = 0.35) (Taylor and McLennan, 1986)。此外, 奥长花岗岩具有较低的 $Mg^\#$ 值 (13.9~34.0) 以及低的 Cr (12.1×10^{-6} ~ 22.2×10^{-6}) 和 Ni (5.07×10^{-6} ~ 6.39×10^{-6}) 含量, 均表明其地壳来源的特征。相比较于奥长花岗岩, 二长花岗岩样品具有相对较高的 $Mg^\#$ 值 (43.3~44.3) 以及 Cr (28.1×10^{-6} ~ 46.5×10^{-6}) 和 Ni (10.5×10^{-6} ~ 22.9×10^{-6}) 含量, 而基性玄武岩部分熔融形成的中酸性岩浆的 $Mg^\#$ 值通常 <40, 这表明说明该岩石或许并不是由单一的地壳源区部分熔融形成, 可能还有地幔物质的加入 (Rapp and Watson, 1995)。

奥长花岗岩的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 -0.8~+4.6, 大部分为正值 (图 8a), 全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 +0.1~+1.1 (图 8b), 指示奥长花岗岩可能为新生地壳物质部分熔融的结果, 并且有较少的古老陆壳物质加入岩浆, 其同位素地球化学特征继承了源区的特征。而二长花岗岩具有变化范围较大的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 (2.9~+2.4) (图 8a) 和正的全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值 (+0.1~+0.9) (图 8b), 指示该岩体可能经历不同来源岩浆的混合过程 (Griffin *et al.*, 2002)。此外, 二长花岗岩具有相对较高的 $Mg^\#$ 和 Cr 以及 Ni 的含量, 在 Cr-Ni 岩浆源区判别图解中 (图 11a), 岩石样品主体落在下地壳熔融和板片熔融的区域, 结合其微量元素和同位素地球化学特征, 表明其初始岩浆可能混入了不同的比例的幔源镁铁质岩浆。因此, 综合元素和同位素地球化学组成, 推测二长花岗岩主要起源于古老地壳, 高温幔源基性熔体底侵使地壳重熔, 岩浆上升或侵位过程中可能有一定比例的岩石圈地幔物质的加入。二长花岗岩和奥长花岗岩的单阶段模式年龄主要聚集在新太古代晚期, 与全岩 Nd 两阶段模式年龄接近 (表 3、表 4), 指示新太古代古老大陆地壳物质对岩浆源区的主要贡献。

综上所述, 本文所研究的后河杂岩中的奥长花岗岩主要是由新太古代玄武质大陆下地壳部分熔融形成, 岩石形成过程中经历了一定程度的分离结晶

作用; 而二长花岗岩主要是新太古代古老大陆地壳部分熔融形成, 可能有岩石圈地幔物质的加入, 岩石形成过程中分离结晶作用未起主导作用, 以部分熔融作用为主。

5.2 奥长花岗岩和二长花岗岩形成环境

近年来, 随着研究的不断深入, 扬子地块北缘古元古代大规模的构造-热事件被报道, 比如: Han 等 (2017, 2020) 在宜昌崆岭地区厘定出 ~2.15 Ga 的闪长岩脉和 2.05~2.03 Ga 镁铁质岩脉, Wu 等 (2012) 在汉中马元地区的后河杂岩中识别出 ~2.08 Ga 的花岗闪长岩, 邓奇等 (2020) 在碑坝地区获得的 ~2.09 Ga 的马元花岗闪长岩, Han 等 (2018) 在黄陵穹窿中识别出了一套 ~2.12 Ga 的高镁玄武岩和安山岩, Xu 等 (2020) 在罗山铁铺地区识别了 ~1.97 Ga 的闪长岩, 这些岩石均具有相似的地球化学特征, 富集 La、Ce、Pr 等轻稀土元素以及 Rb、Ba 等大离子亲石元素, 相对亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素, 具有与弧相关花岗岩质的相似性, 认为这些岩石均形成于俯冲背景下的活动大陆边缘弧环境。Han 等 (2019) 在崆岭地区通过研究 2.0~1.95 Ga 的二长花岗岩-正长岩-石英二长岩, 具有高铝 ($Al_2O_3 = 13.6\% \sim 18.2\%$)、高 Sr/Y (60~71) 和 La/Yb (32~464)、低 Y (1.9×10^{-6} ~ 17.7×10^{-6}) 和 Yb (0.11×10^{-6} ~ 1.55×10^{-6}) 含量, 认为其可能形成于同碰撞的构造背景下; 此外, 在崆岭杂岩中也发现了 ~2.0 Ga 的变泥质岩、石榴角闪岩、高压基性麻粒岩, 具有顺时针的变质作用 p - T 轨迹演化特征, 反映了陆陆碰撞的大地构造环境 (Zhao *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2006; Wu *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2013); 由此可见, 扬子北缘在古元古代 (~2.1~2.0 Ga) 应该是处于俯冲背景下的活动大陆边缘弧环境。扬子陆块在哥伦比亚超大陆汇聚过程中经历了 ~2.0 Ga 的古元古代高级变质事件; 在崆岭杂岩中的花岗片麻岩经历了 ~2.04 Ga 的高压麻粒岩相变质作用 (邱啸飞等, 2019)、在黄土岭中的麻粒岩经历了 ~2.0 Ga 的麻粒岩相变质作用 (Sun *et al.*, 2008), 这可能是弧陆碰撞或者陆陆碰撞造山作用的结果 (Zhang *et al.*, 2006)。

如前所述, 本文研究的后河杂岩中的奥长花岗岩具有富钠 ($Na_2O/K_2O = 4.70 \sim 7.97$)、准铝质-弱过铝质的 ($A/CNK = 0.85 \sim 1.06$) 低钾-中钾钙碱性 (图 3b~3d), 而二长花岗岩样品的 Na_2O/K_2O 值相对较低 (2.31~2.53), 属于准铝质高钾钙碱性花岗岩 (图 3b~3d); 两类岩体均富集 La、Ce、Pr 等轻稀土元素

以及 Rb、Ba 等大离子亲石元素,相对亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素,以及具有较低的 Sr、Cr 和 Ni 含量,这些特征均与典型的岛弧钙碱性花岗岩类类似 (Zhou *et al.*, 2002; Martin *et al.*, 2005)。在 Sr/Y-Y 构造环境判别图解中,奥长花岗岩和二长花岗岩样品均具有低 Sr/Y 值(14~32, 10~24),与经典岛弧花岗岩可进行对比(图 12a);利用锆石微量元素分析,在锆石 $\lg(U/Yb)-\lg(Nb/Yb)$ 判别图解中,奥长花岗岩和二长花岗岩中的锆石具有变化范围较大的 $\lg(Nb/Yb)$ 值(-2.97~-1.99, -2.65~-1.73) 和 $\lg(U/Yb)$ 值(-0.84~0.38, -0.46~0.59),大部分落在大陆弧型区域及其附近,指示两类岩体与大陆弧之间的成因联系(图 12b);此外,两类岩石样品均具有低的 Nb ($2.72 \times 10^{-6} \sim 7.47 \times 10^{-6}$, $6.19 \times 10^{-6} \sim 8.98 \times 10^{-6}$)、Y ($5.84 \times 10^{-6} \sim 19.5 \times 10^{-6}$, $9.72 \times 10^{-6} \sim 20.3 \times 10^{-6}$)、Y+Nb ($8.56 \times 10^{-6} \sim 25.63 \times 10^{-6}$, $15.91 \times 10^{-6} \sim 29.24 \times 10^{-6}$)、Y+Ta ($6.30 \times 10^{-6} \sim 20.16 \times 10^{-6}$, $10.26 \times 10^{-6} \sim 20.75 \times 10^{-6}$) 和 Rb ($25.1 \times 10^{-6} \sim 39.1 \times 10^{-6}$, $69.4 \times 10^{-6} \sim 81.1 \times 10^{-6}$) 含量(图 13a~13c),与典型的火山弧花岗岩的特征一致 (Pearce *et al.*, 1984);在 Nb/Zr-Zr 构造环境判别图解中,两类样品显示低的 Nb/Zr 值(0.02~0.03, 0.04~0.05) 和较高的 Zr 含量 ($133 \times 10^{-6} \sim 245 \times 10^{-6}$, $156 \times 10^{-6} \sim 179 \times 10^{-6}$) (图 13d),与俯冲背景下形成的火山弧花岗岩的特征一致。

此外,根据 Tang 等(2020)提出的利用锆石微量元素估算地壳厚度的方法,对研究区的地壳厚度变化进行拟合,进而对研究区的构造背景提供制约。在数据选择方面,将 Eu/Eu* 值最高的 10% 和最低的 10%、La> 1×10^{-6} 、Th/U<0.1 和 SiO₂>75% 等的的数据删除,得到符合要求的碑坝地区锆石数据 25 个,并建立了 2.15~2.0 Ga 地壳厚度变化曲线(图 14a)。同时利用锆石饱和温度计得出的奥长花岗岩与二长花岗岩岩体结晶温度与对应的锆石微量元素估算的地壳厚度进行拟合,得出岩体结晶温度与地壳厚度大致呈正相关演化趋势(图 14b),说明计算的地壳厚度具有一定参考性。如图 14a 所示,用锆石 Eu/Eu* 值估算的碑坝地区的地壳厚度在 2 101 Ma 和 2 072 Ma 分别主要介于 30~40 km 和 50~70 km,且 2.15~2.0 Ga 期间地壳厚度整体具有增加趋势,可能是由持续俯冲过程中的挤压作用造成的地壳加厚。此外,(La/Yb)_N 和 Sr/Y 值常常被用来估算地壳厚度 (Profeta *et al.*, 2015; Hu *et al.*, 2017),根据全岩 (La/Yb)_N 值计算的区内地壳厚度在 2 101 Ma 和 2 072 Ma 分别为 67 km 和 70 km;根据 Sr/Y 值计算的研究区地壳厚度在 2 101 Ma 和 2 072 Ma 分别为 43 km 和 40 km(表 1)。全岩 Sr/Y 值估算的地壳厚度与锆石 Eu/Eu* 和全岩 (La/Yb)_N 值估算的地壳厚度存在较大的差异,可能是含 Sr 矿物斜长石和钾长石多数蚀变为绢云母和高岭土,这

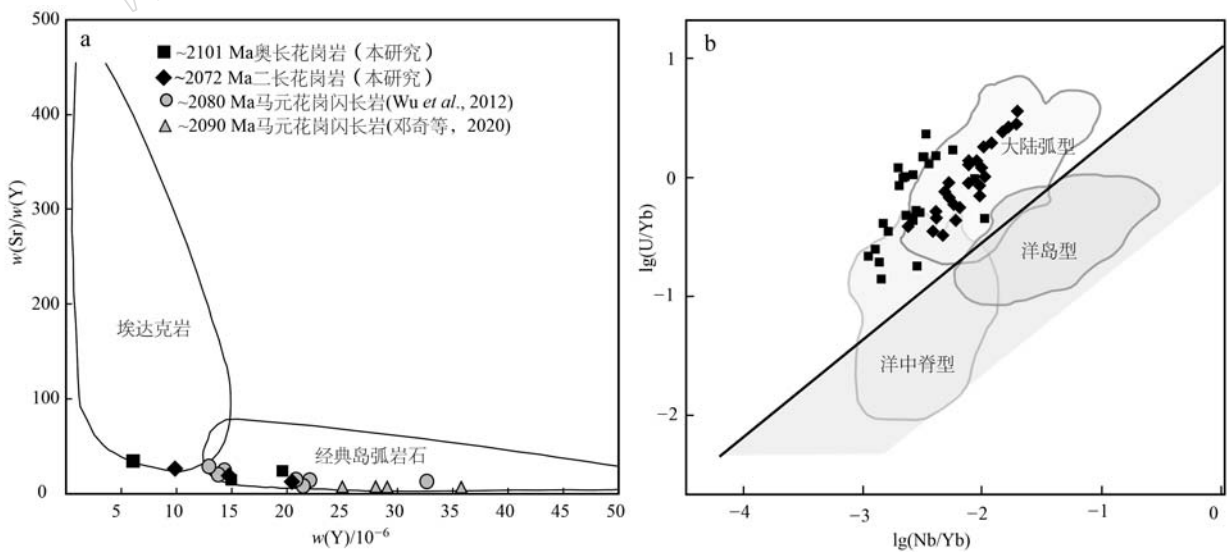


图 12 碑坝地区古元古代花岗岩岩石样品 Sr/Y-Y 图解(a, 据 Drummond and Defant, 1990) 和锆石微量元素 $\lg(U/Yb)-\lg(Nb/Yb)$ 图解(b, 据 Grimes *et al.*, 2015)

Fig. 12 Plots of whole rock Sr/Y vs. Y (a, after Drummond and Defant, 1990) and zircon $\lg(U/Yb)$ vs. $\lg(Nb/Yb)$ (b, after Grimes *et al.*, 2015) for the Paleoproterozoic granite samples in the Beiba area

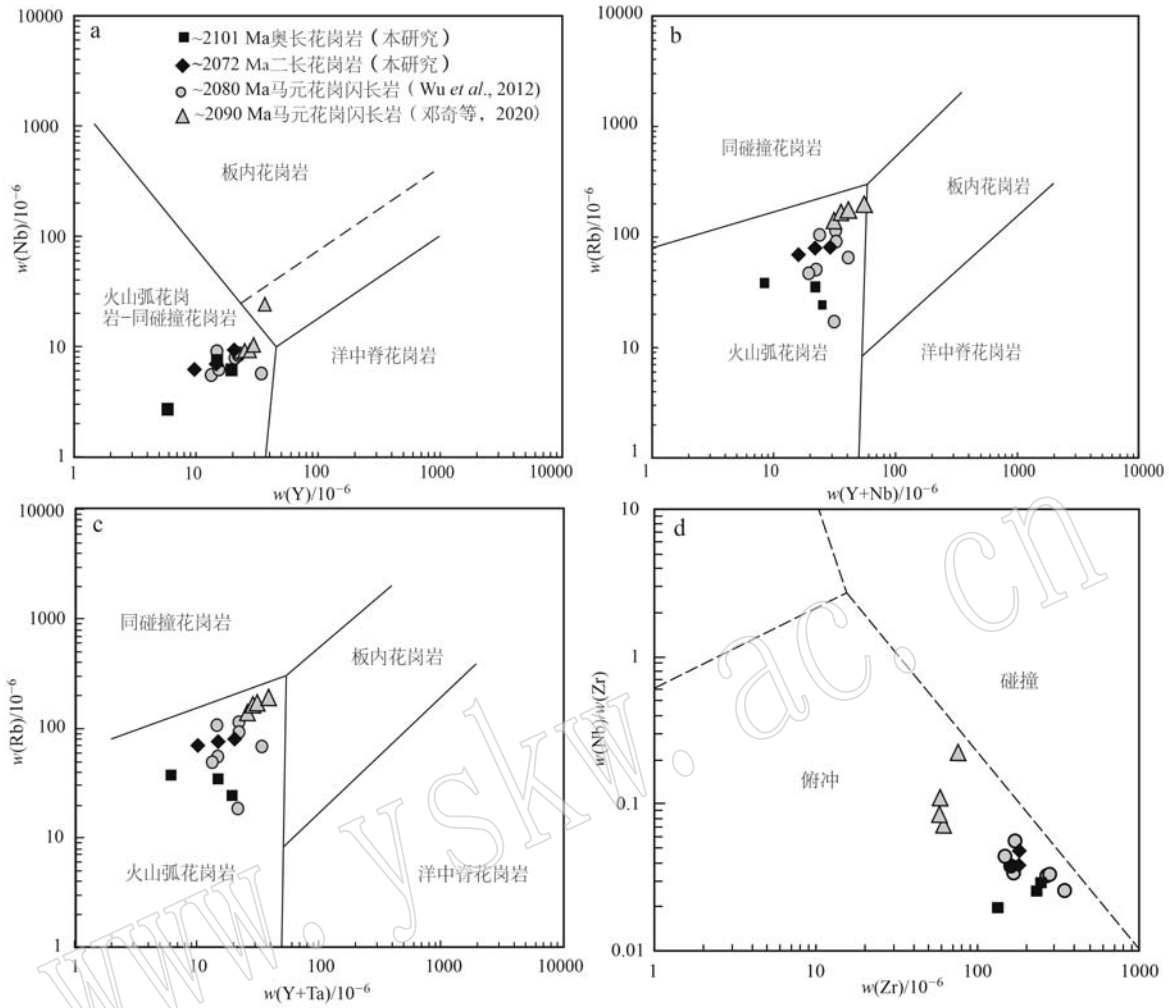


图 13 碑坝地区元古代花岗岩岩石样品 Nb-Y (a, 据 Pearce *et al.*, 1984)、Rb-(Y+Nb) (b, 据 Pearce *et al.*, 1984)、Rb-(Y+Ta) (c, 据 Pearce *et al.*, 1984) 和 Nb/Zr- Zr (d, 据 Xie *et al.*, 2020) 图解

Fig. 13 Tectonic discrimination diagrams of Nb vs. Y (a, after Pearce *et al.*, 1984), Rb vs. (Y+Nb) (b, after Pearce *et al.*, 1984), Rb vs. (Y+Ta) (c, after Pearce *et al.*, 1984) and Nb/Zr vs. Zr (d, after Xie *et al.*, 2020) for the Paleoproterozoic granitoids in the Beiba area

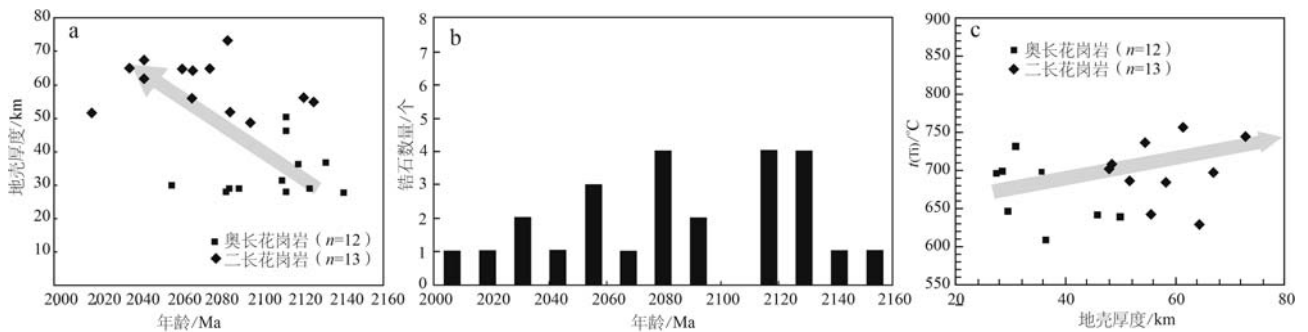


图 14 碑坝地区元古代岩浆事件反映的地壳厚度变化情况图解

Fig. 14 Illustration of crustal thickness changes reflected by Paleoproterozoic magmatic events in Beiba area

a—地壳厚度-年龄图解；b—锆石年龄值的统计分布；c—锆石 Ti 温度-地壳厚度图解
a—crustal thickness-age diagram；b—distribution of zircon age；c—Ti-in-zircon thermometer-crustal thickness diagram

个过程中流体活动元素 Sr 很可能也受到改造,致使 Sr/Y 值降低,造成利用 Sr/Y 值估算的地壳厚度与其他方法得出地壳厚度存在较大差异。虽然根据全岩 $(La/Yb)_N$ 值和锆石 Eu/Eu^* 值所估算出的地壳厚度均指示研究区在 2.1~2.0 Ga 时期地壳加厚,但是利用锆石微量元素估算地壳厚度的方法更适用于具有统计意义的大量数据,利用单个岩体数据计算的时候误差会比较大,综合比较, $(La/Yb)_N$ 值所估算的地壳厚度可能更为合理。因此,碑坝地区在 2 101~2 072 Ma 时期的地壳厚度与现今安第斯山脉中部科迪勒拉山系的地壳厚度 (60~70 km) 相近 (Jamie *et al.*, 2016), 推测扬子地块在古元古代时期,可能存在一个与安第斯山脉中部规模相当的安第斯型造山带。

综上所述,扬子北缘出露大量的与火山弧岩浆作用有关的古元古代 (~ 2.1~2.0 Ga) 基性-中酸岩浆岩,结合本文后河杂岩中奥长花岗岩和二长花岗岩的地球化学特征以及地壳厚度变化特征,扬子北缘碑坝地区后河杂岩中的花岗岩类很可能形成于哥

伦比亚超大陆汇聚过程中洋壳俯冲背景下的大陆边缘岛弧环境,该过程主要是区内太古宙古老大陆地壳的再造,不排除有一定量的新生大陆地壳物质的形成。

5.3 扬子地块古元古代构造-热事件及其地质意义

关于扬子地块古元古代构造-热事件,目前已经发现比较多的地质记录,尤其是在扬子地块北缘和西南缘识别出一系列与俯冲-碰撞有关的岩浆事件 (图 15), 主要集中于汉中碑坝和宜昌崆岭以及西南缘的撮科地区。关于其岩石成因主要有两种观点: ① 与俯冲有关的弧岩浆岩在 ~2.1 Ga 的重熔 (Wu *et al.*, 2012; 邓奇等, 2020); ② 受俯冲板片熔/流体交代的地幔楔的部分熔融 (Han *et al.*, 2017, 2018, 2020; Kou *et al.*, 2017; Xu *et al.*, 2020)。此外,在涪水和钟祥地区识别出了 ~2.0 Ga 的与碰撞过程有关的岩浆事件,其岩石成因有玄武质下地壳物质的脱水熔融 (Zhao *et al.*, 2023) 或古老地壳物质的部分熔融 (Wang *et al.*, 2015, 2019; Zhang *et al.*, 2022) 等不同观点。除过上述岩浆事件的记录,

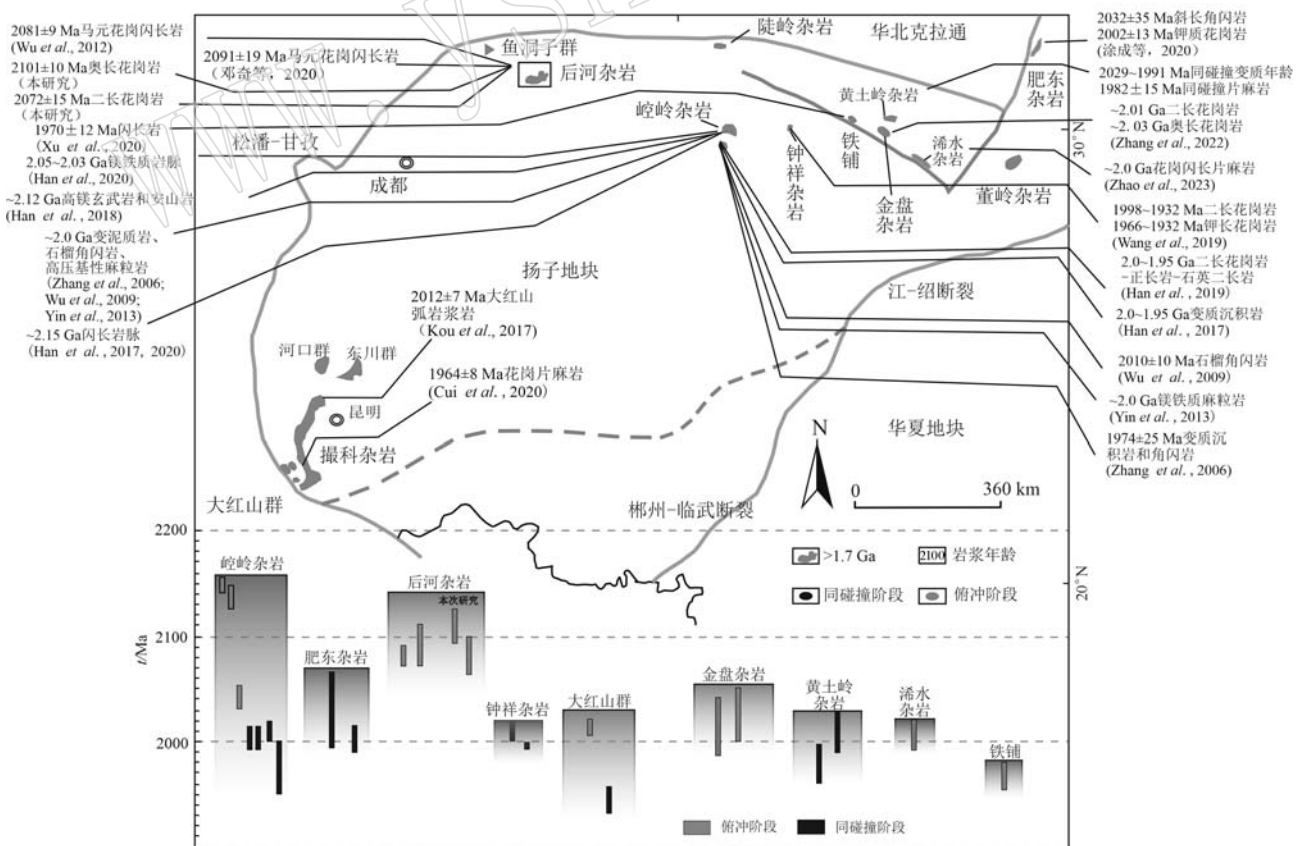


图 15 扬子地块古元古代 (2.1~2.0 Ga) 构造热事件分布

Fig. 15 Distribution of Paleoproterozoic (2.1~2.0 Ga) tectono-thermal events in the Yangtze Block

在扬子地块也发育一系列与古元古代晚期碰撞过程有关的变质事件(图 15),主要在崆岭地区有记录。崆岭地区存在碰撞事件主要有以下几个证据:① ~ 2.0 Ga 的变质事件的揭露(Han *et al.*, 2017);② 具有 ~2.0 Ga 的变质年龄的变质沉积岩、石榴角闪岩、基性麻粒岩等变质岩具有顺时针的 p - T - t 轨迹演化特征(Zhao *et al.*, 2002; Zhang *et al.*, 2006; Wu *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2013);在扬子北缘黄土岭地区和扬子西南缘撮科地区亦识别出了与碰撞有关的变质事件(Wu *et al.*, 2008; Cui *et al.*, 2020)。

如前所述,本文研究结果表明,后河杂岩中形成于 ~2.1 Ga 的奥长花岗岩主要是由新太古代玄武质大陆下地壳部分熔融形成的,形成于 ~2.07 Ga 的二长花岗岩主要是幔源岩浆底侵,导致新太古代古老大陆地壳部分熔融形成的,二者均形成于洋壳俯冲背景下的岛弧环境。这些研究成果充分表明,扬子地块经历了古元古代晚期(2.1~2.0 Ga)的俯冲事件。

再者,崆岭杂岩中的古元古代孔兹岩系(Zhang *et al.*, 2006; Wu *et al.*, 2009)以及北大别杂岩中的变质沉积岩(Sun *et al.*, 2008; Wu *et al.*, 2008)的发现指示扬子地块东部为先存的稳定大陆边缘环境。而 Wu 等(2012)根据扬子地块西部分布的 2 400~2 050 Ma 的碎屑锆石年龄谱,认为扬子地块西部存在古元古代活动大陆边缘,并且根据后河杂岩中发现的早于碰撞造山作用的岛弧花岗岩(~2.08 Ga),提出扬子地块东西部陆块在 ~2.0 Ga 发生了碰撞造山事件,但是碰撞造山带的位置仍不清楚。根据本文研究结果,扬子地块汉南地区古元古代的岩石为岛弧环境,亦表明俯冲-碰撞的界限并不在汉南地区。此外,Wang 等(2015)在扬子北缘识别出呈东西向展布的古元古代黄土岭-冷水-黄陵造山带,认为其代表了扬子北缘 2.0~1.85 Ga 期间经历了弧-陆碰撞的造山过程。

研究表明,哥伦比亚超大陆的聚合事件主要发生在 2.1~1.8 Ga (Zhao *et al.*, 2004; 赵国春等, 2022),以一系列晚古元古代俯冲-碰撞造山带的形成标志;比如,南美洲 2.1~2.0 Ga 的 Transamazonian 造山带(Alkmim and Marshak, 1998),西非 2.1~2.0 Ga 的 Eburnean 造山带(Ledru *et al.*, 1994),南非的 Kaapvaal 和 Zimbabwe 克拉通在 2.0~1.9 Ga 期间沿着 Limpopo 带发生碰撞(Kamber *et al.*, 1995),北美洲 1.9~1.8 Ga 的 Trans-Hudson 造山带

(Hoffman, 1988),格陵兰岛的 1.9~1.8 Ga 的 Nasugtoqidian 缝合带(Kalsbeek *et al.*, 1987),西伯利亚的 1.9~1.8 Ga 的 Akitkan 造山带(Rosen *et al.*, 1994),印度 2.1~1.7 Ga 的中部造山带(Mazumder *et al.*, 2000)以及中国华北 1.85 Ga 的中部带等(Zhao *et al.*, 2004);与以上已经明确造山带分布范围的地块不同的是,虽然扬子地块古元古代时期造山带的分布范围还未有定论,但是前人根据扬子地块广泛分布的 2.1~1.9 Ga 的与俯冲-碰撞有关的变质和岩浆事件记录,证实了扬子地块古元古代时期造山带的存在,揭露了该地块在古元古代晚期的俯冲-碰撞的地质演化过程,这一过程与全球哥伦比亚超大陆聚合过程对应,是扬子地块对哥伦比亚超大陆聚合事件的响应。

6 结论

(1) 后河杂岩中的奥长花岗岩和二长花岗岩均形成于古元古代晚期,二者的形成年龄分别为 $2 101 \pm 10$ Ma 和 $2 072 \pm 15$ Ma。

(2) 后河杂岩中的奥长花岗岩和二长花岗岩形成于大陆边缘岛弧环境,其中奥长花岗岩是由起源于新太古代玄武质大陆下地壳部分熔融形成,而二长花岗岩是幔源岩浆底侵所导致新太古代古老大陆地壳部分熔融形成,可能有岩石圈地幔物质的加入。

(3) 结合扬子北缘古元古代岩浆-变质事件,扬子地块在 2.1~2.0 Ga 期间处于板片俯冲的构造背景,该时限与哥伦比亚超大陆聚合事件的时限相对应,指示扬子北缘参与并记录了哥伦比亚超大陆的形成过程。

致谢 西北大学大陆动力学国家重点实验室包志安博士在锆石 Lu-Hf 同位素分析过程中提供了帮助;匿名审稿专家给出了大量富有建设性的建议和修改意见;在此一并致以诚挚的谢意!

References

- Alkmim F F and Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero [J]. *Precambrian Research*, 90(1~2): 29~58.
- Ao Wenhao, Zhang Yukun, Zhang Ruiying, *et al.* 2014. Neoproterozoic

- crustal accretion of the northern margin of Yangtze Plate: Constrains from geochemical characteristics, LA-ICP-MS zircon U-Pb chronology and Hf isopic compositions of trondhjemite from Zushidian Area, Hannan Region[J]. *Geological Review*, 60(6): 1 393~1 408 (in Chinese with English abstract).
- Belousova E, Griffin W, O'Reilly S Y, *et al.* 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602~622.
- Bouvier A, Vervoort J D and Patchett P J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1~2): 48~57.
- Chappell B W, Bryant C J and Wyborn D. 2012. Peraluminous I-type granites[J]. *Lithos*, 153: 142~153.
- Chen Q, Sun M, Zhao G C, *et al.* 2019. Episodic crustal growth and reworking of the Yudongzi terrane, South China: Constraints from the Archean TTGs and potassic granites and Paleoproterozoic amphibolites[J]. *Lithos*, 326~327: 1~18.
- Chen Y, Ye K, Liu J B, *et al.* 2006. Multistage metamorphism of the Huangtuling granulite, Northern Dabie Orogen, eastern China: Implications for the tectonometamorphic evolution of subducted lower continental crust[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 633~654.
- Chen Z H and Xing G F. 2016. Geochemical and zircon U-Pb-Hf-O isotopic evidence for a coherent Paleoproterozoic basement beneath the Yangtze Block, South China[J]. *Precambrian Research*, 279: 81~90.
- Chu N C, Taylor R N, Chavagnac V, *et al.* 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: An evaluation of isobaric interference corrections[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12): 1 567~1 574.
- Cui X Z, Wang J, Ren G M, *et al.* 2020. Paleoproterozoic tectonic evolution of the Yangtze Block: New evidence from ca. 2.36 to 2.22 Ga magmatism and 1.96 Ga metamorphism in the Cuohe complex, SW China[J]. *Precambrian Research*, 337: 105525.
- Deng Qi, Wang Zhengjiang, Ren Guangming, *et al.* 2020. Identification of the ~2.09 Ga and ~1.76 Ga granitoids in the Northwestern Yangtze Block: Records of the assembly and break-up of Columbia Supercontinent [J]. *Earth Science*, 45(9): 3 295~3 312(in Chinese with English abstract).
- Deng Qi, Wang Zhengjiang, Wang Jian, *et al.* 2017. Discovery of the Baiyu -1.79 Ga A-type granite in the Beiba area of the northwest margin of Yangtze Block: Constraints on tectonic evolution of South China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 91(7): 1 454~1 466 (in Chinese with English abstract).
- Farahat E S, Mohamed H A, Ahmed A F, *et al.* 2007. Origin of I- and A-type granitoids from the Eastern Desert of Egypt: Implications for crustal growth in the northern Arabian-Nubian Shield[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 49(1~1): 43~58.
- Ferry J M and Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429~437.
- Gao S, Ling W L, Qiu Y M, *et al.* 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(13~14): 2 071~2 088.
- Gao S, Liu X M, Yuan H L, *et al.* 2002. Determination of forty two major and trace elements in USGS and NIST SRM Glasses by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. *Geostandards Newsletters*, 26(2): 181~196.
- Gao S, Zhang B R and Li Z J. 1990. Geochemical evidence for Proterozoic continental arc and continental-margin rift magmatism along the northern margin of the Yangtze Craton, South China[J]. *Precambrian Research*, 47(3~4): 205~221.
- Gong Songlin, Chen Nengsong, Liu Rong, *et al.* 2007. Excess argon in biotite from the felsic granulite in Huangtuling Area, North Dabie Unit: Genetic interpretation and implications to Ar isotope chronology [J]. *Modern Geology*, 21(2): 226~231 (in Chinese with English abstract).
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, *et al.* 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133~147.
- 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[J]. *Lithos*, 61(3~4): 237~269.
- Grimes C B, Wooden J L, Cheadle M J, *et al.* 2015. "Fingerprinting" tectono magmatic provenance using trace elements in igneous zircon [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5~6): 46.
- Guan Q, Zhu D C, Zhao Z D, *et al.* 2012. Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith[J]. *Gondwana Research*, 21(1): 88~99.
- Guo J L, Wu Y B, Gao S, *et al.* 2015. Episodic Paleoproterozoic (3.3~2.0 Ga) granitoid magmatism in Yangtze Craton, South China: Implications for late Archean tectonics[J]. *Precambrian Research*, 270: 246~266.
- Han Q S and Peng S B. 2020. Paleoproterozoic subduction within the Yangtze Craton: Constraints from Nb-enriched mafic dikes in the Kongling complex[J]. *Precambrian Research*, 340: 105634.
- Han Q S, Peng S B, Kusky T, *et al.* 2017. A Paleoproterozoic ophiolitic mélange, Yangtze craton, South China: Evidence for Paleoproterozoic

- ic suturing and microcontinent amalgamation [J]. *Precambrian Research*, 293: 13~38.
- Han Q S, Peng S B, Polat A, *et al.* 2018. A ca. 2.1 Ga Andean-type margin built on metasomatized lithosphere in the northern Yangtze craton, China: Evidence from high-Mg basalts and andesites [J]. *Precambrian Research*, 309: 309~324.
- Han Q S, Peng S B, Polat A, *et al.* 2019. Petrogenesis and geochronology of Paleoproterozoic magmatic rocks in the Kongling complex: Evidence for a collisional orogenic event in the Yangtze craton [J]. *Lithos*, 342~343: 513~529.
- Hayakawa T, Shizuma T and Iizuka T. 2023. Half-life of the nuclear cosmochronometer ^{176}Lu measured with a windowless 4π solid angle scintillation detector [J]. *Communications Physics*, 6: 299.
- He Zhengwei, Wei Xiangui, Wu Dechao, *et al.* 1997. A discussion on petrological-geochemical characteristics and age of the Huodiya group in the south michangshan mountains [J]. *Acta Geologica Sichuan*, 17(1): 8~16 (in Chinese with English abstract).
- Hoffman P F. 1988. United plates of america, the birth of a craton: Early proterozoic assembly and growth of Laurentia [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1): 543~603.
- Hu F Y, Ducea M N, Liu S W, *et al.* 2017. Quantifying crustal thickness in continental collisional belts: Global perspective and a geologic application [J]. *Scientific Reports*, 7(1): 7 058.
- Huang Mingda. 2021. The Neoarchean to Late Neoproterozoic Magmatism in the Southwestern Yangtze and its Response to Supercontinent Cycles [D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan) (in Chinese with English abstract).
- Huang Mingda, Cui Xiaozhuang, Cheng Aiguo, *et al.* 2019. Late Paleoproterozoic A-type granitoids in the northern of the Yangtze Block: Evidence for breakup of the Columbia supercontinent [J]. *Acta Geologica Sinica*, 93(3): 565~584 (in Chinese with English abstract).
- Jamie R, Susan B, George Z, *et al.* 2016. Central Andean crustal structure from receiver function analysis [J]. *Tectonophysics*, 682: 120~133.
- Kalsbeek F, Pidgeon R T and Taylor P N. 1987. Nagssugtoqidian mobile belt of West Greenland: A cryptic 1 850 Ma suture between two Archaean continents—Chemical and isotopic evidence [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(4): 365~385.
- Kamber B S, Kramers J D, Napier R W, *et al.* 1995. The triangle shearzone, Zimbabwe, revisited: New data document an important event at 2.0 Ga in the Limpopo Belt [J]. *Precambrian Research*, 70(3~4): 191~213.
- Kemp A I S, Hawkesworth C, Foster G, *et al.* 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon [J]. *Science*, 315(5814): 980~983.
- 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 [J]. *Journal of Petrology*, 38(3): 371~391.
- Kou C H, Zhang Z C, Santosh M, *et al.* 2017. Oldest volcanic-hosted submarine iron ores in South China: Evidence from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic Dahongshan iron deposit [J]. *Gondwana Research*, 49: 182~204.
- Ledru P, Johan V, Milési J P, *et al.* 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: Evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic Provinces [J]. *Precambrian Research*, 69(1~4): 169~191.
- Li Tingzhu and Zhang Yixian. 1995. The study on primary rock type of medium high gfdde metamorphic Houhe Group in Meichangshan area [J]. *Journal of Southwest China Institute of Technology*, 10(3): 62~65 (in Chinese).
- Liew T C and Hofmann A W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(2): 129~138.
- Ling Wenli, Gao S, Cheng J P, *et al.* 2006. Neoproterozoic magmatic events within the Yangtze continental interior and along its northern margin and their tectonic implication: Constraint from the LA-ICPMS U-Pb geochronology of zircons from the Huangling and Hannan complexes [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(2): 387~396 (in Chinese with English abstract).
- Ling W L, Gao S, Zhang B R, *et al.* 2003. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: Implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent [J]. *Precambrian Research*, 122(1~4): 111~140.
- Ling Wenli, Gao Shan, Zhang Benren, *et al.* 1997. Early Precambrian continental crust evolution at the northern margin of Yangtze craton: Constrains from the elemental and isotopic geochemical study of Houhe Complex [J]. *Mineral and Petrology*, 17(4): 27~33 (in Chinese with English abstract).
- Ling Wenli, Zhou Lian, Zhang Hongfei, *et al.* 1996. Isotopic geochronology and crustal growth of proterozoic basement along the northern margin of Yangtze craton: II. The Huodiya group [J]. *Earth Science*, 21(5): 41~46 (in Chinese with English abstract).
- Liu Changshi, Chen Xiaoming, Chen Peirong, *et al.* 2003. Subdivision, discrimination criteria and genesis for A type rock suites [J]. *Geological Journal of Universities*, 9(4): 573~591 (in Chinese with English abstract).
- Liu Dengzhong, Wei Xiangui, Du Siqing, *et al.* 1997. New progress of geological research in the western section of Micang Mountain [J]. *Mineral Rocks*, 17(S1): 4~11 (in Chinese with English abstract).
- Liu Xiaoming, Gao Shan, Yuan Honglin, *et al.* 2002. Analysis of 42 major and trace elements in glass standard reference materials by 193nm LA-ICP-MS [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 408~418 (in

- Chinese with English abstract).
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonics discrimination of granitoids [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635~643.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, *et al.* 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. *Lithos*, 79(1~2): 1~24.
- Mazumder R, Bose P K and Sarkar S. 2000. A commentary on the tectono-sedimentary record of the pre-2.0 Ga continental growth of India vis-à-vis a possible pre-Gondwana Afro-Indian supercontinent [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 30(2): 201~217.
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120(3): 223~253.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system [J]. *Earth—Science Reviews*, 37(3~4): 215~224.
- Niu Junlong, Wu Shitou, Yang Yueheng, *et al.* 2024. Application of Ti-in-quartz and Ti-in-zircon thermometers in geoscience and progress of microbeam analysis technology of Ti content [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 40(1): 323~337 (in Chinese with English abstract).
- O'Connor J T. 1976. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio [J]. *United States Geological Survey Professional Paper*, 525-B: 79~84.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956~983.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63~81.
- Peng M, Wu Y B, Gao S, *et al.* 2012. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotope compositions of Paleoproterozoic aluminous A-type granites from the Kongling terrain, Yangtze Block: Constraints on petrogenesis and geologic implications [J]. *Gondwana Research*, 22(1): 140~151.
- Peng M, Wu Y B, Wang J, *et al.* 2009. Paleoproterozoic mafic dyke from Kongling terrain in the Yangtze Craton and its implication [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(6): 1 098~1 104.
- Profeta L, Ducea M N, Chapman J B, *et al.* 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs [J]. *Scientific Reports*, 5: 17 786.
- Polat A, Hofmann A W and Rosing M T. 2002. Boninite like volcanic rocks in the 3.7 Ga isua greenstone belt, West Greenland: Geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth [J]. *Chemical Geology*, 184: 231~254.
- Qiu Xiaofei, Yang Hongmei, Lu Shansong, *et al.* 2016. Geochronology of the khondalite series in the kongling complex, Yangtze craton and its geological implication [J]. *Geotectonics and Metallogeny*, 40(3): 549~558 (in Chinese with English abstract).
- Qiu Xiaofei, Yang Hongmei, Zhao Xiaoming, *et al.* 2019. Neoproterozoic granitic gneisses in the kongling complex, Yangtze craton: Petrogenesis and tectonic implications [J]. *Earth Science*, 44(2): 415~426 (in Chinese with English abstract).
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling [J]. *Journal of Petrology*, 36(4): 891~931.
- Ren Jishun. 1989. Some new ideas on tectonic evolution of Eastern China and adjacent areas [J]. *Geological Bulletin of China*, (4): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Rosen O M, Condie K C, Natapov L M, *et al.* 1994. Archean and Early Proterozoic Evolution of the Siberian Craton: A Preliminary Assessment [M]. Elsevier: *Developments in Precambrian Geology*, 11: 411~459.
- Smithies R H, Champion D C and Van Kranendonk M J. 2009. Formation of Paleoproterozoic continental crust through infracrustal melting of enriched basalt [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 281(3~4): 298~306.
- Sun M, Chen N S, Zhao G C, *et al.* 2008. U-Pb Zircon and Sm-Nd isotopic study of the huangtuling granulite, dabi-sulu belt, China: Implication for the paleoproterozoic tectonic history of the yangtze craton [J]. *American Journal of Science*, 308(4): 469.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society*, 42(1): 313~345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1986. The Chemical Composition of the Archean Crust [M]. *Geological Society, London, Special Publications*, 24: 173~178.
- Tang M, Ji W Q, Chu Xu, *et al.* 2020. Reconstructing crustal thickness evolution from europium anomalies in detrital zircons [J]. *Geology*, 49(1): 76~80.
- Tu Cheng, Zhang Shaobing, Su Ke, *et al.* 2021. Zircon U-Pb dating and Lu-Hf isotope results for Feidong complex: Implications for coherent basement of the Yangtze craton [J]. *Earth Science*, 46(5): 1 630~1 643 (in Chinese with English abstract).
- Wang D, Qiu X F and Carlson R W. 2023. The Eoarchean Muzidian gneiss complex: Long-lived Hadean crustal components in the building of Archean continents [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 605: 118037.
- Wang Hongliang, Xu Xueyi, Chen Juanlu, *et al.* 2011. Constraints from zircon U-Pb chronology of yudongzi group magnetite-quartzite in the Lueyang area, southern Qinling, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(8): 1 284~1 290 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Fan W M, Sun M, *et al.* 2007. Geochronological, geochemical and geothermal constraints on petrogenesis of the Indosinian peraluminous granites in the South China Block: A case study in the Hunan Province [J]. *Lithos*, 96(3~4): 475~502.

- Wang Z J, Wang J, Deng Q, *et al.* 2015. Paleoproterozoic I-type granites and their implications for the Yangtze Block position in the Columbia supercontinent: Evidence from the Lengshui Complex, South China [J]. *Precambrian Research*, 263: 157~173.
- Wasserburg G J, Jacobsen S B, DePaolo D J, *et al.* 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 (12): 2 311~2 323.
- Wei Y X, Peng S B, Jiang X F, *et al.* 2012. SHRIMP zircon U-Pb ages and geochemical characteristics of the Neoproterozoic granitoids in the Huangling anticline and its tectonic setting [J]. *Journal of Earth Science*, 23(5): 659~676.
- Weyer S, Münker C and Mezger K. 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust-mantle system [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 205 (3~4): 309~324.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407~419.
- Wu C L, Yang J S, Wooden J, *et al.* 2002. Zircon SHRIMP dating of granite from Qaidamshan, NW China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 47(5): 418~422.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, *et al.* 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis [J]. *Lithos*, 66(3~4): 241~273.
- Wu Y B, Gao S, Gong H J, *et al.* 2009. Zircon U-Pb age, trace element and Hf isotope composition of Kongling terrane in the Yangtze Craton: Refining the timing of Palaeoproterozoic high-grade metamorphism [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 27(6): 461~477.
- Wu Y B, Gao S, Zhang H F, *et al.* 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Paleoproterozoic arc related granitoid in the Northwestern Yangtze Block and its geological implications [J]. *Precambrian Research*, 200~203: 26~37.
- Wu Y B, Zheng Y F, Gao S, *et al.* 2008. Zircon U-Pb age and trace element evidence for Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism and Archean crustal rocks in the Dabie Orogen [J]. *Lithos*, 101(3~4): 308~322.
- Wu Y B, Zhou G Y, Gao S, *et al.* 2014. Petrogenesis of Neoproterozoic TTG rocks in the Yangtze Craton and its implication for the formation of Archean TTGs [J]. *Precambrian Research*, 254: 73~86.
- Wu Yuanbao, Chen Daogong, Xia Qunke, *et al.* 2002. SIMS U-Pb dating of zircons in granulite of Huangtuling from Northern Dabieshan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 378~382 (in Chinese with English abstract).
- Wu Yuanbao and Zheng Yongfei. 2004. Genetic mineralogy of zircon and its constraints on U-Pb age interpretation [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1 589~1 604 (in Chinese with English abstract).
- Xie Q F, Cai Y F and Zhai M G. 2020. Geochemistry and zircon U-Pb ages of the Neoproterozoic Shimian plutons on the western margin of the Yangtze Block, Sichuan Province [J]. *Geological Journal*, 56 (2): 934~950.
- Xu Y, Polat A, Deng X, *et al.* 2020. The ~1.97 Ga dioritic block in the Hong'an Terrane, central China: Syn-collisional alkaline magmatism at the northern margin of the Yangtze Block [J]. *Precambrian Research*, 342: 105713.
- Yin C Q, Lin S F, Davis D W, *et al.* 2013. 2.1-1.85 Ga tectonic events in the Yangtze Block, South China: Petrological and geochronological evidence from the Kongling Complex and implications for the reconstruction of supercontinent Columbia [J]. *Lithos*, 182~183: 200~210.
- Yuan X Y, Niu M L, Cai Q R, *et al.* 2022. The nature of Paleoproterozoic basement in the northern Yangtze and its geological implication [J]. *Precambrian Research*, 378: 106 761.
- Zhang L, Liu H J, Zhang S B, *et al.* 2022. Tectonic switch of the north Yangtze craton at ca. 2.0 Ga: Implications for its position in Columbia supercontinent [J]. *Precambrian Research*, 381: 106 842.
- Zhang Lijuan, Ma Changqian, Wang Lianxun, *et al.* 2011. Discovery of Proterozoic rapakivi granite in the northern margin of Yangtze Block and its significance [J]. *Chinese Science Bulletin*, 56(1): 44~57 (in Chinese with English abstract).
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, *et al.* 2006. Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China [J]. *Precambrian Research*, 151 (3~4): 265~288.
- Zhang Xin, Xu Xueyi, Song Gongshe, *et al.* 2010. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating and significance of Yudongzi Group deformation granite from Lueyang area, western Qinling, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 29(4): 510~517 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zongqing, Zhang Guowei, Fu Guomin, *et al.* 1996. Age of metamorphic strata in Qinling Mountains and its tectonic significance [J]. *Science in China (Series D)*, 17(3): 216~222 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Zongqing, Zhang Guowei, Tang Suohan, *et al.* 2001. On the age of metamorphic rocks of the yudongzi group and the Archean crystalline basement of the Qinling Orogen [J]. *Acta Geologica Sinica*, 75 (2): 198~204 (in Chinese with English abstract).
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, *et al.* 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup [J]. *Earth-Science Reviews*, 67(1~2): 91~123.
- Zhao Guochun, Han Yigui, Li Jianhua, *et al.* 2022. Environmental effects of assembly and breakup of supercontinents [J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(9): 3 120~3 127 (in Chinese with English abstract).
- Zhao J H and Zhou M F. 2008. Neoproterozoic adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze Block, China: Partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution

- [J]. *Lithos*, 104(1~4): 231~248.
- Zhao J H and Zhou M F. 2009. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China[J]. *Lithos*, 107(3~4): 152~168.
- Zhao T, Zhu G, Luo R B, *et al.* 2023. Archean-paleoproterozoic magmatism in the Xishui Complex, South China: Implications for crustal evolution and amalgamation of the Yangtze Block[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 242: 105511.
- Zhao G C, Cawood P E, Wilde S A, *et al.* 2002. Review of global 2.1~1.8 Ga orogens; Implications for a pre-Rodinia supercontinent[J]. *Earth-Science Reviews*, 59(1~4): 125~162.
- Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolin, Wang Qiang, *et al.* 2008. Some aspects on geochemistry of Nb and Ta[J]. *Geochemistry*, 37(4): 304~320 (in Chinese with English abstract).
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, *et al.* 2004. 3.6 Ga lower crust in central China: New evidence on the assembly of the North China Craton[J]. *Geology*, 32(3): 229~232.
- ### 附中文参考文献
- 敖文昊, 张宇昆, 张瑞英, 等. 2014. 新元古代扬子北缘地壳增生事件: 来自汉南祖师店奥长花岗岩地球化学、锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学和 Hf 同位素证据[J]. *地质论评*, 60(6): 1 393~1 408.
- 邓奇, 汪正江, 任光明, 等. 2020. 扬子地块西北缘~2.09 Ga 和~1.76 Ga 花岗岩: Columbia 超大陆聚合-裂解的岩浆记录[J]. *地球科学*, 45(9): 3 295~3 312.
- 邓奇, 汪正江, 王剑, 等. 2017. 扬子地块西北缘碑坝地区白玉~1.79 Ga A 型花岗岩的发现及其对构造演化的制约[J]. *地质学报*, 91(7): 1 454~1 466.
- 龚松林, 陈能松, 刘嵘, 等. 2007. 北大别黄土岭麻粒岩中黑云母过剩 Ar 的成因解释和 Ar 同位素热年代学研究启示[J]. *现代地质*, 21(2): 226~231.
- 黄明达. 2021. 扬子新太古代至晚中元古代岩浆作用及其对前寒武超大陆旋回的响应[D]. 武汉: 中国地质大学(武汉).
- 黄明达, 崔晓庄, 程爱国, 等. 2019. 扬子北缘晚古元古代 A 型花岗岩: Columbia 超大陆裂解的证据[J]. *地质学报*, 93(3): 565~584.
- 何政伟, 魏显贵, 吴德超, 等. 1997. 南米仓山火地垭群岩石地球化学特征及时代探讨[J]. *四川地质学报*, 17(1): 8~16.
- 李庭柱, 张仪娴. 1995. 米仓山区中-深变质岩系——“后河群”原岩类型研究[J]. *西南工学院学报*, 10(3): 62~65.
- 凌文黎, 高山, 程建萍, 等. 2006. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义——来自黄陵和汉南侵入杂岩 LA-ICP MS 锆石 U-Pb 同位素年代学的约束[J]. *岩石学报*, 22(2): 387~396.
- 凌文黎, 高山, 张本仁, 等. 1997. 扬子克拉通北缘早前寒武纪地壳演化——后河杂岩元素和同位素地球化学限制[J]. *矿物岩石*, 17(4): 26~33.
- 凌文黎, 周炼, 张宏飞, 等. 1996. 扬子克拉通北缘元古宙基底同位素地质年代学和地壳增生历史: II. 火地垭群[J]. *地球科学*, 21(5): 41~46.
- 刘昌实, 陈小明, 陈培荣, 等. 2003. A 型岩套的分类、判别标志和成因[J]. *高校地质学报*, 9(4): 573~591.
- 刘登忠, 魏显贵, 杜思清, 等. 1997. 米仓山西段地质研究新进展[J]. *矿物岩石*, 17(S1): 4~11.
- 柳小明, 高山, 袁洪林, 等. 2002. 193 nm LA-ICPMS 对国际地质标准参考物质中 42 种主量和微量元素的分析[J]. *岩石学报*, 18(3): 408~418.
- 牛俊龙, 吴石头, 杨岳衡, 等. 2024. 石英和锆石 Ti 温度计在地学中的应用及其 Ti 含量的微区分析技术进展[J]. *岩石学报*, 40(1): 323~337.
- 邱啸飞, 杨红梅, 卢山松, 等. 2016. 扬子克拉通崆岭杂岩孔兹岩系同位素年代学研究及其地质意义[J]. *大地构造与成矿学*, 40(3): 549~558.
- 邱啸飞, 杨红梅, 赵小明, 等. 2019. 扬子克拉通崆岭杂岩新太古代花岗片麻岩成因及其构造意义[J]. *地球科学*, 44(2): 415~426.
- 任纪舜. 1989. 中国东部及邻区大地构造演化的新见解[J]. *中国区域地质*, (4): 1~12.
- 涂城, 张少兵, 苏克, 等. 2021. 肥东杂岩锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素: 对扬子克拉通统一结晶基底的限制[J]. *地球科学*, 46(5): 1 630~1 643.
- 王洪亮, 徐学义, 陈隽璐, 等. 2011. 南秦岭略阳鱼洞子岩群磁铁矿石岩形成时代的锆石 U-Pb 年代学约束[J]. *地质学报*, 85(8): 1 284~1 290.
- 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 2002. 北大别黄土岭麻粒岩锆石 U-Pb 离子探针定年[J]. *岩石学报*, 18(3): 378~382.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J]. *科学通报*, 49(16): 1 589~1 604.
- 张丽娟, 马昌前, 王连训, 等. 2011. 扬子地块北缘元古宙环斑花岗岩的发现及其意义[J]. *科学通报*, 56(1): 44~57.
- 张欣, 徐学义, 宋公社, 等. 2010. 西秦岭略阳地区鱼洞子杂岩变形花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年及地质意义[J]. *地质通报*, 29(4): 510~517.
- 张宗清, 张国伟, 付国民, 等. 1996. 秦岭变质地层年龄及其构造意义[J]. *中国科学(D辑)*, 17(3): 216~222.
- 张宗清, 张国伟, 唐索寒, 等. 2001. 鱼洞子群变质岩年龄及秦岭造山带太古宙基底[J]. *地质学报*, 75(2): 198~204.
- 赵国春, 韩以贵, 李建华, 等. 2022. 超大陆聚散的环境效应[J]. *地质学报*, 96(9): 3 120~3 127.
- 赵振华, 熊小林, 王强, 等. 2008. 铋与钼的某些地球化学问题[J]. *地球化学*, 37(4): 304~320.