

贺兰山中段古元古代黄旗口花岗质岩石的成因及其构造意义*

庞岚尹^{1,2} 高昕宇¹ 孙乾迎¹ 胡波³ 赵太平^{1**}

PANG LanYin^{1,2}, GAO XinYu¹, SUN QianYing¹, HU Bo³ and ZHAO TaiPing^{1**}

1. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

3. 长安大学地球科学与资源学院, 西安 710054

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China

2019-01-03 收稿, 2019-04-25 改回.

Pang LY, Gao XY, Sun QY, Hu B and Zhao TP. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Huangqikou granitic rocks from the middle part of the Helanshan area and its tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 35(8):2344–2362, doi:10.18654/1000-0569/2019.08.04

Abstract S-type granites are widely distributed in the Helanshan area, Western Block of the North China Craton and they provide important records on the tectonic evolution of the Khondalite Belt. Systematic major and trace elements, Sm-Nd isotope, zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope analyses were performed on the Huangqikou intrusions in the middle part of the Helanshan area to discuss their petrogenesis and geological significance. The main rock assemblages of the Huangqikou intrusions are tonalite, monzonitic granite and granodiorite. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results show that the Huangqikou granite is a composite pluton with at least two-stage magmatic events. The early intrusion was emplaced at 2056 ± 24 Ma and the late intrusion was emplaced at 1965 ± 14 Ma. They show similar geochemical characteristics, with high A/CNK (1.10 ~ 1.42), SiO₂ (62.77% ~ 74.79%), Al₂O₃ (13.67% ~ 18.05%) and K₂O (2.37% ~ 7.20%) values, and low Na₂O (1.36% ~ 3.47%) and FeO^T (0.15% ~ 8.82%) values. Furthermore, high A/CNK (1.10 ~ 1.42) and presence of characteristic minerals of S-type granite (such as muscovite, garnet and cordierite) indicate that the plutons belong to typical strong peraluminous S-type granites. They are enriched in light rare earth elements ($\sum \text{LREE} = 70.0 \times 10^{-6} \sim 259 \times 10^{-6}$) with significant differentiation between LREE and heavy rare earth elements (HREE) (LREE/HREE = 6.25 ~ 21.5, (La/Yb)_N = 6.75 ~ 54.5), and shows markedly negative anomalies in Eu (Eu* = 0.33 ~ 0.93) and high field strong elements (HFSE), such as Nb, Ta, Zr, Hf and Ti. The Huangqikou plutons display positive whole-rock $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (+1.26 ~ +3.78) with Nd model ages of 2.12 ~ 2.26 Ga and zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (+0.7 ~ +8.7) with model ages of 2.09 ~ 2.82 Ga which are consistent with those of the khondalites, indicating that the Huangqikou plutons were derived from partial melting of the khondalites. The $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of the two stage plutons are positive, which implies that the source material has an addition of juvenile crustal material besides the old crustal materials. Moreover, the higher values of $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ in the late-stage rock show much more amount contribution from the juvenile crustal material. Combined with regional geological background, this paper proposes that the early-stage granite in the Huangqikou intrusions was produced in the tectonic setting of initial collision, namely, continental collision between the Yinshan and Ordos blocks, suggesting that the initial collision time of the two micro blocks was as early as 2.05 Ga. The late-stage granitic magma was formed in the peak stage of the continental collision, indicating that the duration of the collision between the Yinshan and Ordos blocks was more than 80 Myr.

Key words Paleoproterozoic; S-type granite; The Khondalite Belt; Helanshan; North China Craton; Continental collision

* 本文受国家自然科学基金项目(41630211)资助.

第一作者简介: 庞岚尹, 女, 1995年生, 博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: panglanyin@gig.ac.cn

** 通讯作者: 赵太平, 男, 1963年生, 研究员, 博士生导师, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: tpzhao@gig.ac.cn

摘要 华北克拉通西部陆块贺兰山地区分布有大规模的古元古代 S 型花岗岩, 它们可以为进一步解析孔兹岩带的构造演化过程提供重要制约。本文选取露于贺兰山中段的黄旗口花岗质岩体开展系统的全岩主微量元素、Sm-Nd 同位素、锆石 U-Pb 年代学和 Lu-Hf 同位素研究, 探讨其岩石成因和地质意义。黄旗口岩体主要岩石组合为英云闪长岩、二长花岗岩和花岗闪长岩。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明黄旗口岩体为至少存在两次岩浆事件的复式岩体, 早期岩体时代为 $2056 \pm 24\text{Ma}$, 晚期岩体时代为 $1965 \pm 14\text{Ma}$ 。黄旗口早期岩体和晚期岩体呈现出相似的地球化学特征, 都具有高的 SiO_2 (62.77% ~ 74.79%)、 Al_2O_3 (13.67% ~ 18.05%) 和 K_2O (2.37% ~ 7.20%) 值, 低的 Na_2O (1.36% ~ 3.47%) 和 FeO^T (0.15% ~ 8.82%) 值。岩体的 A/CNK (1.10 ~ 1.42) > 1.1, 含有 S 型花岗岩特征矿物 (白云母、石榴子石和堇青石), 表明岩体属于典型的强过铝质 S 型花岗岩。岩体轻稀土元素富集 ($\sum \text{LREE} = 70.0 \times 10^{-6} \sim 259 \times 10^{-6}$), 轻、重稀土元素分异明显 ($\text{LREE}/\text{HREE} = 6.25 \sim 21.5$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.75 \sim 54.5$), 具有明显的负 Eu 异常 ($\text{Eu}^* = 0.33 \sim 0.93$), 亏损高场强元素 (Nb、Ta 和 Ti)。岩体 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (+1.26 ~ +3.78) 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (+0.7 ~ +8.7) 均为正值, 二阶段同位素模式年龄分别为 $t_{\text{DM2, Nd}} = 2.12 \sim 2.34\text{Ga}$ 和 $t_{\text{DM2, Hf}} = 2.09 \sim 2.82\text{Ga}$ 。黄旗口两期岩体与孔兹岩系具有相似的主、微量元素特征和二阶段 Hf 模式年龄, 表明贺兰山地区变质沉积岩为黄旗口 S 型花岗岩的主要源区物质。早期岩体和晚期岩体的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正值, 表明源区物质除古老地壳物质外, 还有一定量新生地壳成分的加入, 其中晚期岩体具有更高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 表明新生地壳物质的贡献更为明显。综合区域地质背景资料, 本文认为黄旗口早期岩体形成于阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞的早期阶段, 暗示两个微陆块初始碰撞时间早于 2.05Ga, 晚期岩体形成于陆-陆碰撞阶段的峰期, 表明阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞阶段的持续时间很可能大于 80Myr。

关键词 古元古代; S 型花岗岩; 孔兹岩带; 贺兰山; 华北克拉通; 陆-陆碰撞

中图法分类号 P588.121; P597.3

华北克拉通前寒武纪基底是由不同微陆块拼合而成的 (伍家善等, 1998; 翟明国和卞爱国, 2000; Kusky and Li, 2003; Zhao *et al.*, 2005; 赵国春, 2009)。Zhao *et al.* (2005) 将华北克拉通分成东部陆块、西部陆块和中部造山带三个主要构造单元, 其中西部陆块又可分为北部的阴山陆块、南部的鄂尔多斯陆块和中部的孔兹岩带 (Zhao *et al.*, 2005, 2012; Zhao and Zhai, 2013)。孔兹岩带是阴山陆块和鄂尔多斯陆块碰撞拼合形成西部陆块的产物, 形成于 ~1.95Ga, 是华北克拉通保存完好的古元古代构造带之一 (Zhao *et al.*, 2005, 2012; Wan *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2009, 2011, 2014, 2015; Gou *et al.*, 2016; Qiao *et al.*, 2016)。因此, 孔兹岩带上各类岩石的成因研究对揭示华北克拉通西部陆块古元古代构造演化具有重要意义。孔兹岩带岩石自西向东不连续分布于贺兰山-千里山、乌拉山-大青山以及集宁等地区, 主要由孔兹岩系和古元古代 S 型花岗岩组成, 其中孔兹岩系为一套高角闪岩相-麻粒岩相变质沉积岩组合, 主要由含石墨夕线石-石榴石片麻岩、石榴石石英岩、长英质副片麻岩、钙硅酸盐岩和大理石组成 (Condie *et al.*, 1992; 卢良兆等, 1996)。由于孔兹岩系在研究深部地质过程中具有一定的局限性, 因此应结合该区广泛出露的古元古代 S 型花岗岩来探究孔兹岩带的构造演化历史。

Yin *et al.* (2009) 总结了孔兹岩带的构造演化特征, 共分为四个阶段: ①古元古代早期 (> 1.95Ga), 西部陆块还没有形成统一的基底, 阴山陆块和鄂尔多斯陆块呈分离状态; ② ~1.95Ga, 阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞拼合形成孔兹岩带; ③ ~1.92Ga, 孔兹岩带进入碰撞后伸展阶段; ④ ~1.87Ga, 位于下地壳的孔兹岩系发生折返作用。前人研究结果表明, 孔兹岩带 S 型花岗岩至少可分为三期, 分别为

~1.95Ga, 1.93 ~ 1.90Ga 和 ~1.85Ga (钟长汀等, 2007; Yin *et al.*, 2009, 2011; Peng *et al.*, 2012; 李正辉等, 2013; Dan *et al.*, 2014; 刘金科等, 2016)。大量研究工作者对 1.95 ~ 1.85Ga 的 S 型花岗岩做了精细的年代学、源区性质和构造背景等方面的分析 (王成等, 2012; 李正辉等, 2013; Dan *et al.*, 2012, 2014; 刘金科等, 2016; Li *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017)。研究表明, 三期 S 型花岗岩都主要来源于孔兹岩系的部分熔融, 分别形成于阴山陆块与鄂尔多斯陆块拼合过程中的碰撞挤压阶段、挤压向碰撞后伸展的过渡阶段以及碰撞后伸展阶段 (Yin *et al.*, 2009; 李正辉等, 2013; Dan *et al.*, 2014; Zhang *et al.*, 2017)。通常认为, 阴山陆块与鄂尔多斯陆块于 ~1.95Ga 已碰撞拼合在一起 (Zhao *et al.*, 2005, 2012; Yin *et al.*, 2009), 但关于两个微陆块的开始碰撞时间以及孔兹岩带早期演化尚无定论。近年来, 在孔兹岩带西部贺兰山地区发现了一些 ~2.05Ga 的 S 型花岗质岩体, 如出露于贺兰山北段的黑云二长片麻岩 ($2053 \pm 58\text{Ma}$; 耿元生等, 2009)、石榴石花岗岩 ($2047 \pm 42\text{Ma}$; 耿元生等, 2009)、含石榴子石花岗岩 ($2045 \pm 17\text{Ma}$; Li *et al.*, 2017) 和二云母花岗岩 (~2069 ± 25Ma; Li *et al.*, 2017) 以及贺兰山中段的黄旗口岩体 (~2.06Ga; 杨华本, 2013), 对贺兰山地区 ~2.05Ga S 型花岗岩的成因研究可以为孔兹岩带古元古代构造演化提供更多证据。

本文围绕华北克拉通孔兹岩带西部贺兰山中段的黄旗口花岗质岩体开展相应的岩相学、全岩主微量元素、锆石 U-Pb 年代学和 Lu-Hf 同位素地球化学研究, 探讨其代表的构造热事件性质, 并对贺兰山地区大规模出露的古元古代 S 型花岗岩进行综合分析, 为贺兰山地区古元古代构造演化提供重要依据。

1 区域地质背景及岩体地质

华北克拉通西部陆块由阴山陆块、鄂尔多斯陆块和孔兹岩带组成(图 1a)。其中,阴山陆块主要由新太古代 TTG 片麻岩和少量的变质表壳岩组成,变质时代为 $\sim 2.5\text{Ga}$ (Zhao *et al.*, 1999, 2012)。鄂尔多斯陆块几乎全部被显生宙地层所覆盖,少量的钻孔资料揭示下部存在新太古代-古元古代麻粒岩相变质基底(Hu *et al.*, 2013; Wan *et al.*, 2013a; Zhang *et al.*, 2015)。孔兹岩带沿东西向展布,宽约 220km,长约 1000km。该带自东向西主要由集宁、大青山-乌拉山、千里山和贺兰山杂岩组成(图 1b)。岩石类型主要为麻粒岩相的变质表壳岩、S 型花岗岩和少量的 TTG 片麻岩、基性麻粒岩、紫苏花岗岩(胡能高和杨家喜, 1993; Zhao *et al.*, 1999; 钟长汀等, 2007; 周喜文等, 2010)。贺兰山地区位于孔兹岩带的最西端(图 1c),北段出露的地质体主要为古元古界贺兰山岩群以及 S 型花岗岩侵入体,并有少量中元古代盖层(黄旗口组和王全口组)出露;中段出露的地质体主要为古元古界赵池沟岩群和黄旗口花岗质岩体(本文研究对象),并被中-新元古代盖层覆盖,盖层包括中元古界黄旗口组、王全口组和新元古代正目观组。

黄旗口岩体分布于贺兰山中段南水-白寺口沟一带,呈近南北向展布,西部被中元古界黄旗口组不整合覆盖,东部被第四系覆盖,未见侵入于其它地质体中。岩体呈岩株状产出,1:20 万宁夏区域地质调查将其大致划分为中心相、过渡相和边缘相,而杨华本(2013)认为黄旗口岩体包含两期侵入体,早期侵入体与晚期侵入岩呈超动侵入接触,沿着接触带发育细粒边,并观察到英云闪长岩侵入到花岗岩的地质现象。岩体南北长约 20km,平均宽约 4.5km,出露面积约 81km^2 (王成等, 2012)。本次研究的样品主要采自贺兰山中段大口子沟和大水渠沟内,大口子沟主要岩性为二云母二长花岗岩和含石榴子石英云闪长岩,大水渠沟主要岩性为英云闪长岩(图 2a, b)。

大口子沟二云母二长花岗岩:岩石新鲜面呈灰白色,块状构造,中-粗粒花岗岩结构。主要矿物为斜长石($\sim 33\%$)、石英($\sim 30\%$)、微斜长石($\sim 20\%$)、黑云母($\sim 10\%$)、白云母($\sim 5\%$)、夕线石($\sim 1\%$)和堇青石($<1\%$)。其中斜长石发生绢云母化,具聚片双晶,微斜长石具格子双晶,夕线石多呈毛发状、针柱状集合体,具竹节状结构;堇青石在正交偏光镜下呈一级黄干涉色。副矿物主要有锆石、钛铁矿、磷灰石和榍石(图 2c, d)。

大口子沟含石榴子石英云闪长岩:岩石新鲜面呈灰色,

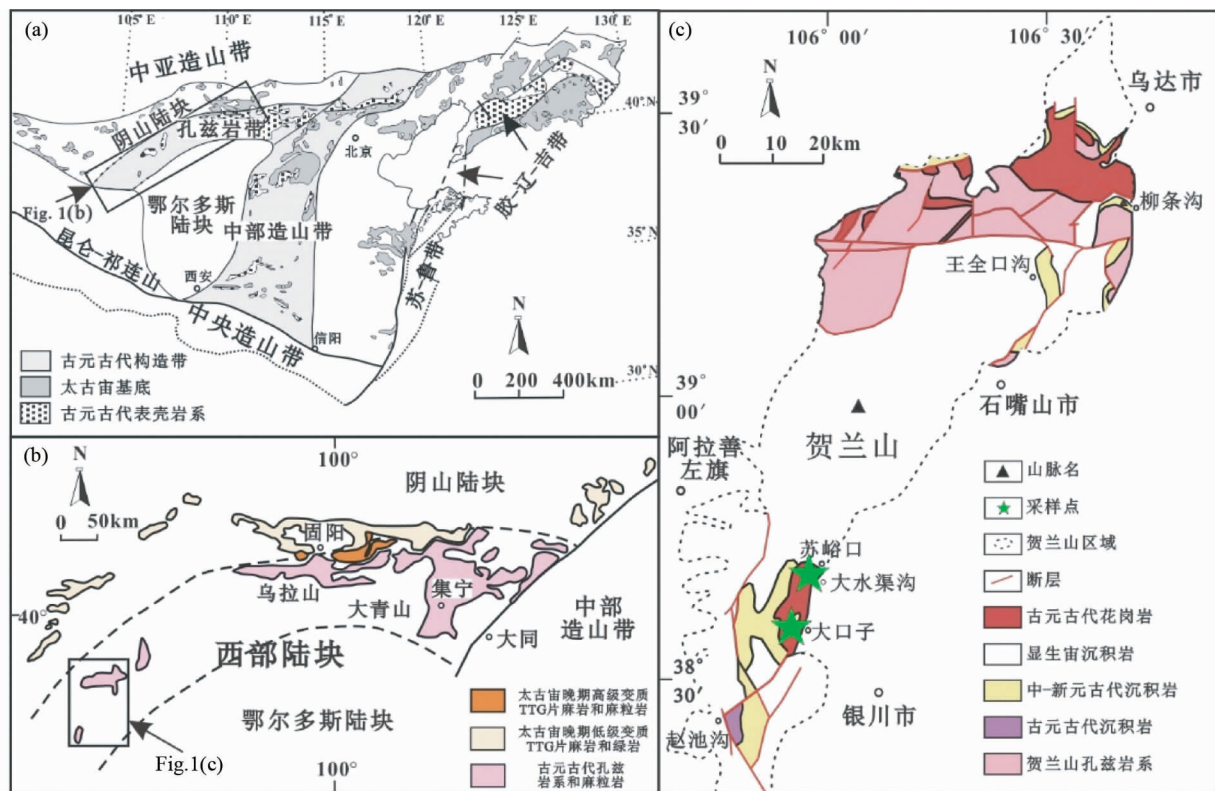


图 1 华北克拉通基底构造单元划分图(a, 据 Zhao *et al.*, 2005)、孔兹岩带地质简图(b, 据 Zhao *et al.*, 2005)和贺兰山地区地质图(c, 据 Dan *et al.*, 2014)

Fig. 1 Tectonic division map of basement units of the North China Craton (a, after Zhao *et al.*, 2005), geologic map of the Khondalite Belt (b, after Zhao *et al.*, 2005) and geologic map of the Helanshan area (c, after Dan *et al.*, 2014)

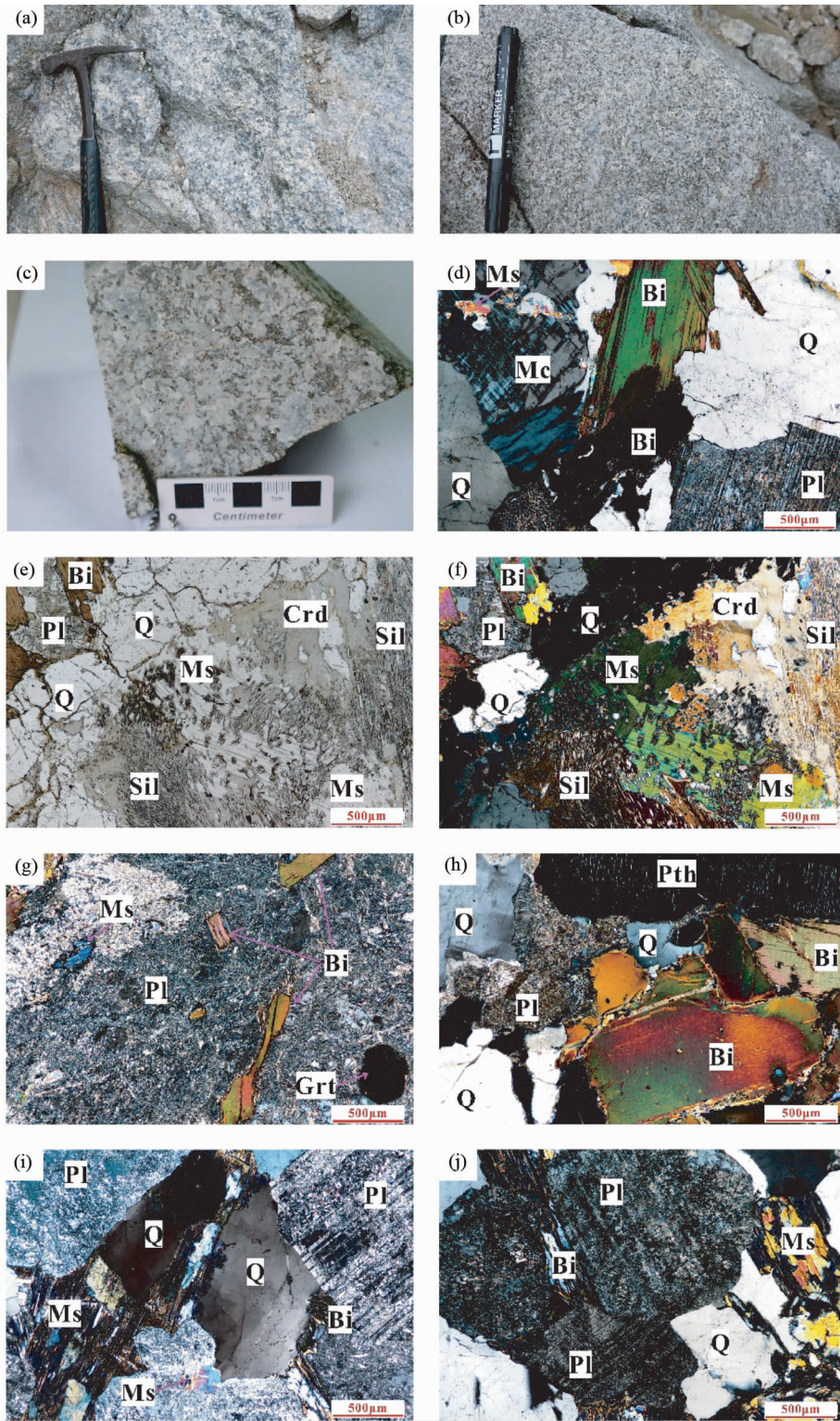


图2 黄旗口岩体野外照片(a,b)、手标本照片(c)和显微照片(d-j)
 早期岩体——英云闪长岩(a)和晚期岩体——二云母二长花岗岩(b)野外照片；(c)晚期岩体——含石榴子石英云闪长岩手标本照片；二长花岗岩(d-f)、含石榴子石英云闪长岩(g,h)和英云闪长岩(i,j)显微照片。矿物缩写：Pl-斜长石；Mc-微斜长石；Q-石英；Bi-黑云母；Ms-白云母；Sil-夕线石；Grt-石榴子石；Crd-堇青石；Pth-条纹长石
 Fig.2 The field (a, b), sample (c) and microscopic (d-j) photos of the Huangqikou plutons
 Field photographs of tonalite in early stage (a) and two-mica monzonitic granites in late stage (b); (c) rock sample photograph of garnet-bearing tonalite in early stage; Microscopic photos of monzogranite (d-f), garnet-bearing tonalite (g, h) and tonalite (i, j). Pl-plagioclase; Mc-microcline; Q-quartz; Bi-biotite; Ms-muscovite; Sil-sillimanite; Grt-garnet; Crd-cordierite; Pth-perthite

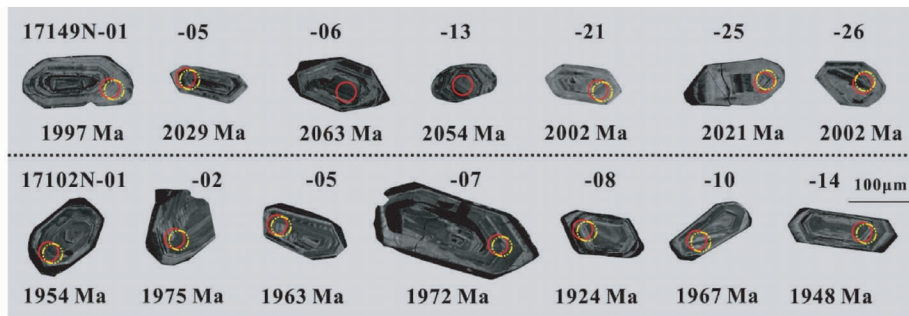


图3 黄旗口岩体代表性锆石阴极发光(CL)图像

红色圈为 LA-ICP-MS 分析点,黄色圈为 MC-ICP-MS 分析点;锆石下方数字为 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值

Fig.3 Cathodoluminescence (CL) images of representative zircons from Huangqikou plutons

Red circles indicate the LA-ICP-MS analysis spots, and yellow circles denote the MC-ICP-MS analysis spot. Numbers below zircons are $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age

块状构造,中-粗粒花岗岩结构。主要矿物为斜长石(~50%)、石英(~35%)、黑云母(~10%)、碱性长石(~5%)、白云母(<1%)和石榴子石(<1%)。其中斜长石多发生绢云母化,表面较脏;碱性长石含量少,为微斜长石和条纹长石;石榴子石自形为六边形。副矿物主要为锆石、钛铁矿和榍石(图2e, f)。

大水渠沟英云闪长岩:岩石新鲜面呈灰白色,块状构造,中-粗粒花岗岩结构。主要矿物为斜长石(~55%)、石英(~30%)、钾长石(~5%)、黑云母(~10%)和白云母(<1%)。岩石蚀变明显,斜长石呈板状、半自形状,发生了较强的绢云母化;黑云母和白云母呈片状自形-半自形。副矿物主要为锆石、磷灰石、榍石和钛铁矿(图2g, h)。

本文从黄旗口岩体中选择了10个样品进行主、微量测试分析,5个样品进行全岩Nd同位素分析。其中,分别选取大口子沟和大水渠沟各1个代表性样品进行锆石U-Pb定年和Hf同位素分析。

2 分析方法

本文样品的全岩主量元素在澳实矿物实验室完成。全岩微量元素、全岩Sm-Nd同位素和锆石Lu-Hf同位素测试工作在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。锆石U-Pb年代学测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。

锆石U-Pb年龄在LA-ICP-MS仪器上测定,激光束斑直径为32 μm ,频率为8Hz,详细分析流程见Yuan *et al.* (2004, 2008),锆石U-Pb数据用Glitter处理。锆石U-Pb年龄测定后,再在原位用LA-MC-ICP-MS进行Lu-Hf同位素分析,激光束斑直径为32 μm ,剥蚀频率为8Hz,能量密度为15~20J/cm²,剥蚀时间约为60s,详细的分析流程见Wu *et al.* (2006)。全岩主量元素分析用X射线荧光光谱法(XRF)测试,分析精度优于2%。微量元素分析测试采用Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),使

用USGS标准W-2和G-2,以及国内标准GSR-1、GSR-2和GSR-3来校正所测样品的元素含量,分析精度一般高于5%,具体的流程见刘颖等(1996)。全岩Nd同位素分析运用Thermo Neptune Plus MC-ICP-MS(多接受等离子质谱仪)完成,同位素分馏通过 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512085 \pm 0.000006$ (2 σ),Nd同位素的全流程空白小于60pg。测试过程采用BCR-2作为监控样品,分析精度高于0.002%。

3 分析结果

3.1 锆石U-Pb年龄

对采自大水渠沟的英云闪长岩(样品17149N;38°39'32"N, 105°55'38"E)和采自大口子沟的含石榴子石英云闪长岩(样品17102N;38°36'11.71"N,105°5'08.92"E)进行锆石U-Pb年龄测试,LA-ICP-MS锆石U-Pb测年结果详见表1,锆石CL图像如图3所示。

英云闪长岩(17149N)中的锆石多为无色透明-半透明,半自形-自形长柱状,粒径约为60~130 μm ,长宽比约为3:1~2:1。CL图像显示锆石的阴极发光性较好,显示清晰的震荡环带(图3)。其Th/U比值除了24、25和26号点小于0.1外,其余测得均大于0.1(0.11~0.49),表明这些锆石为岩浆成因(Belousova *et al.*, 2002; Williams *et al.*, 2009)。对该样品进行了22个点的分析,在U-Pb年龄谱和线图上(图4a),大部分样品都经历了不同程度的铅丢失,但构成了较好的不一致线,上交点年龄为 $2056 \pm 24\text{Ma}$ (MSWD = 2.0, n = 22),与杨华本(2013)获得的 $2067 \pm 60\text{Ma}$ 、 $2051 \pm 40\text{Ma}$ 和 $2051 \pm 21\text{Ma}$ (LA-ICP-MS U-Pb年龄)及Li *et al.* (2018)获得的 $2023 \pm 14\text{Ma}$ ~ $2034 \pm 16\text{Ma}$ 在误差范围内基本一致,代表了早期岩体的形成时代,为目前在贺兰山地区发现的最早的一期S型花岗岩,本文将该期岩体称为黄旗口早期岩体。

含石榴子石英云闪长岩(17102N)中的锆石多为无色透明-半透明,半自形-自形长柱状,粒径约为50~150 μm ,长宽比约为3:1~2:1。CL图像显示锆石的阴极发光性较好,

表 1 黄旗口岩体锆石 LA-ICP-MS 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb results for the Huangqikou plutons

测点号	Th U		Th/U	同位素比值						年龄 (Ma)						谐和度
	($\times 10^{-6}$)			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	
17149N 英云闪长岩																
01	40	424	0.09	0.1228	0.0026	3.8727	0.0487	0.2287	0.0026	1997	37.5	1608	10.2	1328	13.6	79
02	37	342	0.11	0.1218	0.0026	4.0866	0.0519	0.2433	0.0028	1982	37.7	1652	10.4	1404	14.3	82
03	24	481	0.05	0.1205	0.0027	3.4517	0.0469	0.2077	0.0024	1964	38.7	1516	10.7	1217	12.8	75
04	62	298	0.21	0.1220	0.0026	5.1279	0.0640	0.3047	0.0034	1986	37.4	1841	10.6	1715	17.0	93
05	35	237	0.15	0.1250	0.0027	5.3609	0.0686	0.3110	0.0035	2029	37.5	1879	11.0	1745	17.4	92
06	76	154	0.49	0.1274	0.0028	6.6202	0.0873	0.3767	0.0044	2063	37.7	2062	11.6	2061	20.4	100
09	30	458	0.06	0.1249	0.0027	3.8009	0.0471	0.2207	0.0025	2027	37.1	1593	10.0	1286	13.1	76
10	29	305	0.09	0.1212	0.0026	4.4232	0.0561	0.2647	0.0030	1973	37.5	1717	10.5	1514	15.3	87
12	102	452	0.23	0.1158	0.0025	3.4185	0.0425	0.2141	0.0024	1892	37.6	1509	9.8	1251	12.8	79
13	44	152	0.29	0.1268	0.0028	6.5500	0.0885	0.3746	0.0044	2054	37.9	2053	11.9	2051	20.4	100
14	53	214	0.25	0.1292	0.0028	6.1507	0.0781	0.3453	0.0039	2087	36.9	1998	11.1	1912	18.9	96
15	101	480	0.21	0.1156	0.0024	3.2170	0.0399	0.2018	0.0023	1890	37.6	1461	9.6	1185	12.2	77
17	48	368	0.13	0.1204	0.0026	3.3866	0.0424	0.2040	0.0023	1961	37.3	1501	9.8	1197	12.3	75
18	40	301	0.13	0.1213	0.0026	4.7154	0.0583	0.2819	0.0032	1976	37.0	1770	10.4	1601	16.0	89
20	60	445	0.13	0.1202	0.0025	3.5860	0.0441	0.2164	0.0024	1959	37.0	1546	9.8	1263	12.9	78
21	53	279	0.19	0.1231	0.0026	4.7733	0.0595	0.2812	0.0032	2002	37.0	1780	10.5	1597	16.0	89
22	17	260	0.06	0.1220	0.0026	4.5091	0.0572	0.2680	0.0030	1986	37.3	1733	10.5	1530	15.5	87
24	18	309	0.06	0.1184	0.0025	4.0103	0.0488	0.2457	0.0028	1932	37.0	1636	9.9	1416	14.3	84
25	17	339	0.05	0.1245	0.0026	4.3226	0.0528	0.2518	0.0028	2021	36.6	1698	10.1	1448	14.6	83
26	72	227	0.32	0.1231	0.0026	4.9537	0.0624	0.2918	0.0033	2002	37.0	1811	10.6	1651	16.5	90
27	35	465	0.08	0.1199	0.0025	3.5354	0.0430	0.2137	0.0024	1955	36.8	1535	9.6	1249	12.7	77
28	64	555	0.12	0.1213	0.0025	3.2194	0.0389	0.1925	0.0022	1975	36.6	1462	9.4	1135	11.6	71
17102N 含石榴子石英云闪长岩																
01	54	235	0.23	0.1199	0.0026	5.8563	0.0756	0.3537	0.0040	1954	38.1	1955	11.2	1952	19.0	100
02	44	232	0.19	0.1213	0.0026	5.6567	0.0710	0.3376	0.0038	1975	37.6	1925	10.8	1875	18.2	97
03	37	312	0.12	0.1186	0.0025	4.5722	0.0563	0.2792	0.0031	1935	37.6	1744	10.3	1587	15.7	90
04	73	210	0.35	0.1215	0.0026	5.9125	0.0752	0.3524	0.0040	1978	37.7	1963	11.1	1946	18.9	99
05	32	287	0.11	0.1204	0.0026	5.5788	0.0696	0.3353	0.0038	1963	37.6	1913	10.7	1864	18.1	97
06	48	253	0.19	0.1175	0.0025	4.4384	0.0553	0.2735	0.0031	1918	37.8	1720	10.3	1559	15.4	90
07	52	219	0.24	0.1210	0.0026	5.9710	0.0756	0.3572	0.0040	1972	37.7	1972	11.0	1969	19.1	100
08	44	288	0.15	0.1178	0.0025	4.7017	0.0580	0.2889	0.0032	1924	37.6	1768	10.3	1636	16.1	92
09	52	190	0.27	0.1209	0.0026	5.4259	0.0689	0.3249	0.0036	1970	37.7	1889	10.9	1813	17.7	96
10	41	185	0.22	0.1208	0.0026	5.9467	0.0741	0.3566	0.0040	1967	37.5	1968	10.8	1966	18.9	100
11	59	310	0.19	0.1166	0.0025	4.4124	0.0543	0.2740	0.0030	1905	37.7	1715	10.2	1561	15.4	90
12	168	434	0.39	0.1153	0.0025	3.6068	0.0449	0.2265	0.0025	1885	37.9	1551	9.9	1316	13.2	82
13	65	421	0.16	0.1141	0.0024	3.6231	0.0440	0.2299	0.0025	1866	37.7	1555	9.7	1334	13.3	83
14	56	244	0.23	0.1194	0.0025	5.4875	0.0668	0.3328	0.0037	1948	37.2	1899	10.5	1852	17.8	97
15	68	359	0.19	0.1145	0.0024	3.5933	0.0440	0.2273	0.0025	1872	37.7	1548	9.7	1320	13.2	83
16	141	420	0.34	0.1140	0.0024	3.2452	0.0397	0.2062	0.0023	1864	37.8	1468	9.5	1209	12.2	79
17	41	242	0.17	0.1189	0.0025	5.2558	0.0644	0.3202	0.0036	1939	37.4	1862	10.5	1791	17.3	96
18	87	323	0.27	0.1157	0.0025	3.9766	0.0490	0.2490	0.0028	1890	37.7	1629	10.0	1434	14.2	86
19	68	370	0.18	0.1128	0.0024	3.5672	0.0435	0.2291	0.0025	1845	37.8	1542	9.7	1330	13.2	84
20	50	237	0.21	0.1185	0.0025	5.0338	0.0616	0.3077	0.0034	1934	37.4	1825	10.4	1729	16.8	94
21	74	321	0.23	0.1166	0.0025	4.5453	0.0560	0.2824	0.0031	1905	37.6	1739	10.3	1603	15.7	92
22	59	520	0.11	0.1098	0.0023	2.8725	0.0345	0.1896	0.0021	1796	37.8	1375	9.1	1119	11.2	77
23	64	226	0.28	0.1184	0.0025	5.0636	0.0621	0.3098	0.0034	1932	37.4	1830	10.4	1740	16.8	95
24	53	387	0.14	0.1144	0.0024	3.7884	0.0459	0.2398	0.0026	1871	37.5	1590	9.7	1386	13.7	85
26	126	561	0.22	0.1099	0.0023	2.5262	0.0303	0.1666	0.0018	1797	37.7	1280	8.7	993	10.0	71
27	51	333	0.15	0.1162	0.0024	4.5257	0.0544	0.2823	0.0031	1898	37.3	1736	10.0	1603	15.6	92
28	40	249	0.16	0.1183	0.0025	5.3396	0.0655	0.3270	0.0036	1931	37.3	1875	10.5	1824	17.5	97
30	48	145	0.33	0.1204	0.0026	5.9711	0.0772	0.3593	0.0040	1963	37.8	1972	11.3	1979	19.1	100

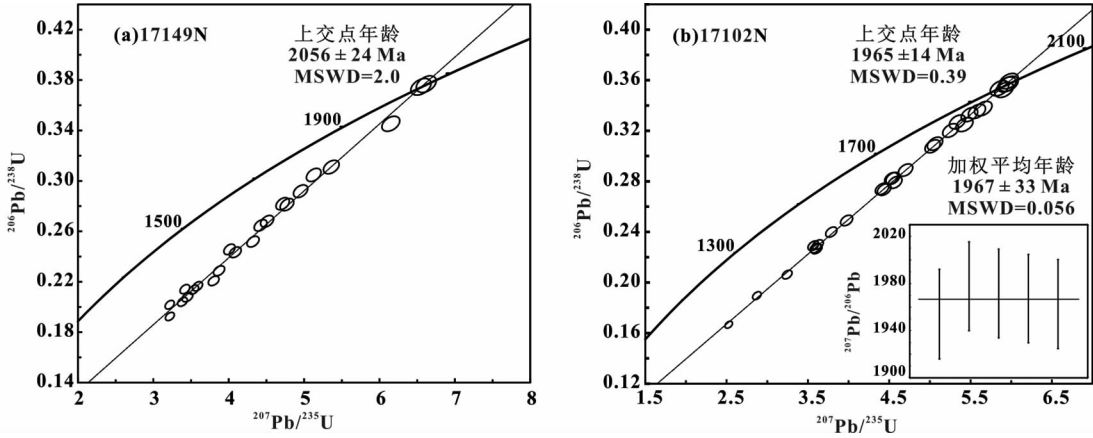


图4 黄旗口早期岩体和晚期岩体 U-Pb 谐和年龄图

Fig. 4 U-Pb concordia diagrams of zircons from early and late Huangqikou plutons

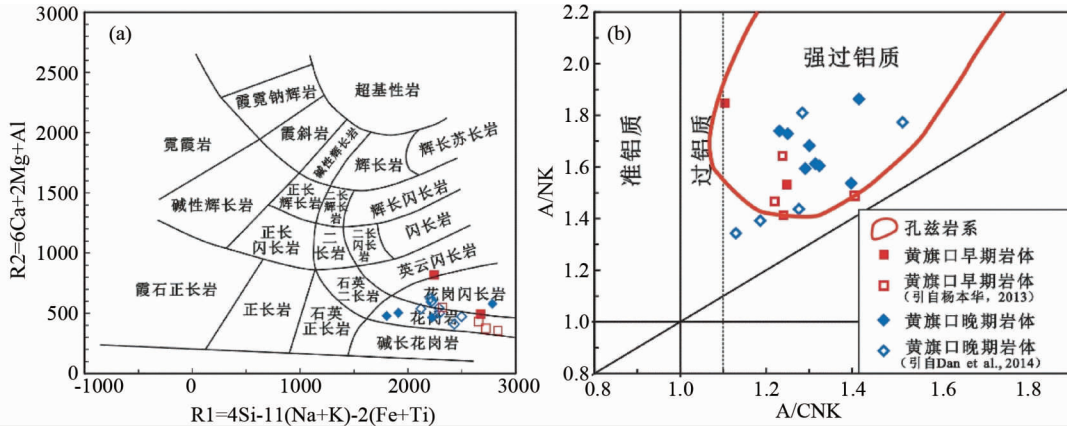


图5 黄旗口岩体 R1-R2 图解(a, 据 De La Roche *et al.*, 1980)和 A/NK-A/CNK 图解(b, 据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 5 R1 vs. R2 (a, after De La Roche *et al.*, 1980) and A/NK vs. A/CNK diagrams (b, after Maniar and Piccoli, 1989) for Huangqikou plutons

显示清晰的震荡环带(图3)。其Th/U 比值均大于0.1(0.11~0.39),表明这些锆石为岩浆成因(Belousova *et al.*, 2002; Williams *et al.*, 2009)。对该样品进行了28个点的分析,在U-Pb 年龄谐和图上(图4b),大部分样品都经历了不同程度的铅丢失,但构成了较好的不一致线,上交点年龄为 $1965 \pm 14\text{Ma}$ (MSWD=0.39, n=28)。其中,有5个数据点位于谐和线上,其加权平均年龄为 $1967 \pm 33\text{Ma}$ (MSWD=0.056, n=5),两者在误差范围内一致。同时,该年龄值与 Dan *et al.* (2012)年测得的 $1956 \pm 19\text{Ma}$ (SIMS U-Pb 年龄)在误差范围内基本一致。上交点年龄较加权平均年龄误差较小,本文选取上交点年龄 $1965 \pm 14\text{Ma}$ 代表晚期岩体的侵位时代,本文将该期岩体称为黄旗口晚期岩体。黄旗口早期岩体和晚期岩体相隔~80Myr,说明黄旗口岩体为至少存在两次岩浆事件的花岗质复式岩体。

3.2 全岩主、微量元素特征

黄旗口早期和晚期花岗质岩体的主、微量元素列于表2。

早期岩体与晚期岩体主量元素特征基本一致,都具有高 SiO_2 (62.77%~74.79%)、 K_2O (2.37%~7.20%)、 Al_2O_3 (13.67%~18.05%),低 Na_2O (1.36%~3.47%)、 CaO (0.28%~3.25%)和 MnO (0.01%~0.11%)的特征, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量变化在0.15%~8.82%之间。在R1-R2 图解($R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, $R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$)中(图5a),黄旗口岩体样品点落入英云闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩区域,主要落入花岗岩区域。样品具有高的A/CNK 比值(1.10~1.52)和A/NK 比值(1.34~1.86),在A/NK-A/CNK 图解上落于强过铝质系列区域(图5b)。在Harker 图解上, TiO_2 、 Al_2O_3 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 MnO 、 MgO 和 CaO 都与 SiO_2 具有负相关关系(图6)。

黄旗口早期岩体和晚期岩体具有相似的微量元素特征。在球粒陨石标准化稀土元素配分图上,所有样品都具有稀土元素总量较高($\sum \text{REE} = 75.2 \times 10^{-6} \sim 291 \times 10^{-6}$),轻稀土元素富集($\sum \text{LREE} = 70.0 \times 10^{-6} \sim 259 \times 10^{-6}$),重稀土元素

表 2 黄旗口岩体主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 数据

Table 2 Major (wt%) and trace ($\times 10^{-6}$) element concentrations of the Huangqikou plutons

样品号 分类	黄旗口晚期岩体										黄旗口早期岩体									
	09Al258	259	260	261	262	17101N	17102N	17106N	17112N	17115N	17116N	17117N	17118N	17148N	17149N	101-3-1	101-4-1	101-7-2	401-10-1	
SiO ₂	71.42	69.56	68.51	69.68	73.13	69.68	65.76	65.38	67.89	69.50	64.70	62.77	65.39	72.38	64.35	74.79	72.25	68.13	72.33	
TiO ₂	0.20	0.23	0.24	0.70	0.49	0.38	0.59	0.61	0.44	0.46	0.61	0.64	0.54	0.06	0.69	0.12	0.30	0.46	0.33	
Al ₂ O ₃	16.02	16.59	18.05	14.23	14.32	15.11	15.18	15.91	15.55	14.85	15.67	15.44	15.64	14.82	16.20	13.87	13.64	15.01	14.04	
Fe ₂ O ₃ ^T	1.58	1.87	1.59	5.57	4.03	3.94	5.19	5.38	4.28	3.95	5.48	5.95	4.96	2.00	5.04	0.15	3.56	8.82	2.89	
MnO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.06	0.09	0.06	0.07	0.05	0.08	0.11	0.08	0.07	0.08	0.02	0.01	0.04	0.02	
MgO	0.68	0.83	0.64	2.22	1.44	1.17	1.84	1.52	1.25	1.26	1.94	2.93	2.03	0.75	1.90	0.05	1.46	1.52	0.82	
CaO	1.10	1.29	0.87	1.77	0.75	1.10	1.46	1.94	1.26	0.53	2.05	1.44	1.21	1.21	3.25	0.72	0.28	1.63	1.04	
Na ₂ O	3.12	3.35	2.90	3.11	3.35	3.06	2.28	3.16	3.05	1.84	2.68	1.36	1.66	3.16	3.47	2.89	1.82	2.50	2.98	
K ₂ O	5.89	6.32	7.20	2.54	2.37	4.05	4.87	3.70	4.38	6.13	4.25	5.59	6.44	4.14	2.83	4.71	5.72	4.66	4.34	
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.15	0.06	0.11	0.08	0.20	0.26	0.07	0.13	0.25	0.26	0.27	0.20	0.11	0.11	0.13	0.20	0.09	
LOI	0.96	0.78	1.03	1.77	1.65	1.19	1.75	1.37	1.08	1.31	1.58	2.95	1.72	1.29	1.91	0.91	1.52	1.71	1.15	
Total	100.09	100.13	100.16	99.92	100.01	99.82	99.21	99.29	99.32	100.01	99.29	99.44	99.94	100.08	99.83	98.34	100.69	104.68	100.03	
Mg [#]	50	51	48	48	45	41	45	40	40	43	45	53	49	47	47	44	49	29	40	
FeO ^T	1.42	1.68	1.43	5.01	3.63	3.55	4.67	4.84	3.85	3.55	4.93	5.35	4.46	1.80	4.53	0.13	3.20	7.93	2.60	
FeO	1.21	1.43	1.22	4.26	3.08	3.01	3.97	4.11	3.27	3.02	4.19	4.55	3.79	1.53	3.85	0.11	2.72	6.74	2.21	
Fe ₂ O ₃	0.21	0.25	0.21	0.75	0.54	0.53	0.70	0.73	0.58	0.53	0.74	0.80	0.67	0.27	0.68	0.02	0.48	1.19	0.39	
A/GNK	1.19	1.13	1.28	1.28	1.52	1.32	1.30	1.25	1.29	1.40	1.23	1.42	1.31	1.25	1.10	1.24	1.41	1.24	1.22	
A/NK	1.39	1.34	1.44	1.81	1.77	1.60	1.68	1.73	1.59	1.54	1.74	1.86	1.61	1.53	1.85	1.41	1.49	1.64	1.46	
T _{Zr} (°C)	800	810	756	809	804	776	809	819	649	799	812	703	829	815	735	738	776	794	841	
K ₂ O + Na ₂ O	9.01	9.67	10.10	5.65	5.72	7.11	7.15	6.86	7.43	7.97	6.93	6.95	8.10	7.30	6.30	7.60	7.54	7.16	7.32	
K ₂ O/Na ₂ O	1.89	1.89	2.48	0.82	0.71	1.32	2.14	1.17	1.44	3.33	1.59	4.11	3.88	1.31	0.82	1.63	3.14	1.86	1.46	
Sc	4.76	6.09	4.52	19.30	10.50	10.17	12.60	12.61	10.15	14.00	12.86	13.07	14.40	9.90	5.43	4.64	7.95	9.95	4.88	
V	17.10	17.60	33.70	91.60	72.60	35.25	58.04	54.36	40.06	38.07	58.39	62.56	62.75	71.45	7.09	9.54	29.00	48.50	15.80	
Cr	7.76	11.50	28.60	210.0	106.0	82.97	54.22	42.05	29.24	64.34	40.22	47.73	60.92	61.43	53.39	200.0	111.0	64.40	19.40	
Co	2.95	3.59	4.14	12.60	10.00	6.86	8.81	8.64	7.03	8.06	9.01	8.55	11.32	10.63	2.27	1.69	3.45	7.79	2.73	
Ni	5.15	7.19	9.08	37.10	17.40	18.84	11.52	11.08	9.12	15.30	12.02	12.96	14.58	15.30	5.89	6.37	8.01	9.69	3.74	
Ga	14.40	15.50	15.70	19.60	16.20	16.81	19.26	21.38	19.10	17.94	19.99	19.61	22.49	21.17	16.18	15.60	16.80	17.20	17.00	
Rb	161	183	197	154	123	158	187	192	179	204	191	150	276	112	128	115	178	150	163	
Sr	262	268	216	142	85	134	131	211	194	148	172	68	149	319	228	75	89	321	147	

续表 2

Continued Table 2

样品号	09AL258	259	260	261	262	17101N	17102N	17106N	17112N	17115N	17116N	17117N	17118N	17148N	17149N	101-3-1	101-4-1	101-7-2	401-10-1
分类	黄旗口晚期岩体										黄旗口早期岩体								
Y	8.21	4.46	57.10	38.90	16.40	14.23	7.91	17.94	22.70	20.01	9.44	9.15	11.24	11.92	18.57	17.60	25.00	19.00	12.10
Zr	168	205	98	172	135	114	176	207	22	141	196	46	219	182	92	71	104	157	243
Nb	6.69	8.47	6.76	13.50	7.93	7.00	10.22	12.44	8.80	11.88	10.61	11.10	11.32	13.54	3.05	4.00	8.49	8.21	9.70
Cs	2.80	4.26	3.88	7.29	5.27	7.59	10.42	6.30	6.95	5.07	10.59	6.73	14.15	3.91	6.37	1.48	3.95	3.61	2.83
Ba	1139	1215	921	161	159	402	735	822	648	917	651	549	1213	474	803	174	446	882	406
La	36.70	17.40	59.00	34.40	25.20	26.68	32.50	48.37	55.61	23.88	45.21	30.92	48.21	52.91	24.05	15.10	25.50	34.30	55.00
Ce	73.10	31.70	122.0	70.90	53.50	58.23	65.71	97.81	119.4	51.97	89.68	62.87	96.67	113.0	51.92	33.00	55.70	73.70	112.0
Pr	7.98	3.57	13.90	7.88	5.93	7.03	7.74	11.47	14.44	6.17	10.54	7.72	11.40	13.87	6.24	4.16	6.80	8.70	13.10
Nd	29.80	13.50	51.80	30.60	23.00	27.79	30.54	44.46	56.92	24.45	41.05	31.72	45.12	55.38	24.39	15.60	26.50	33.50	49.10
Sm	5.32	2.44	11.00	5.83	4.67	5.44	4.84	7.47	10.05	4.82	6.05	5.04	6.93	10.16	4.75	3.23	5.66	6.45	8.73
Eu	1.30	1.34	1.35	0.63	1.00	1.04	1.30	1.38	1.18	1.22	1.29	1.19	1.28	1.21	1.36	0.36	0.80	1.38	0.89
Gd	5.59	2.51	10.10	5.71	3.53	4.45	3.72	5.93	7.89	4.20	4.48	3.91	5.15	6.95	4.00	2.52	4.80	5.10	6.11
Tb	0.76	0.33	1.75	0.95	0.54	0.60	0.42	0.74	1.00	0.66	0.46	0.43	0.55	0.67	0.64	0.41	0.75	0.73	0.71
Dy	2.97	1.35	8.83	5.08	2.85	2.94	1.90	3.67	4.75	3.71	2.08	2.01	2.46	2.66	3.60	2.68	4.41	3.76	2.93
Ho	0.29	0.14	1.80	1.20	0.59	0.52	0.32	0.67	0.85	0.73	0.37	0.34	0.43	0.45	0.70	0.56	0.83	0.67	0.42
Er	0.59	0.36	4.70	3.12	1.43	1.29	0.73	1.71	2.07	1.91	0.86	0.82	1.01	1.14	1.87	1.97	2.48	1.81	1.08
Tm	0.10	0.06	0.72	0.56	0.22	0.18	0.10	0.24	0.27	0.28	0.11	0.09	0.12	0.14	0.27	0.34	0.40	0.24	0.13
Yb	0.65	0.44	4.19	3.56	1.37	1.10	0.58	1.49	1.62	1.73	0.60	0.49	0.72	0.95	1.70	2.58	2.71	1.46	0.89
Lu	0.10	0.07	0.63	0.57	0.22	0.17	0.09	0.22	0.23	0.26	0.09	0.07	0.11	0.15	0.27	0.38	0.39	0.21	0.15
Hf	4.44	5.04	2.94	4.60	3.65	3.41	4.60	5.41	0.81	4.14	5.18	1.34	5.74	4.87	2.94	2.56	2.98	4.26	7.29
Ta	0.42	0.74	0.37	0.82	1.47	0.58	0.83	0.88	0.81	0.78	1.05	0.99	1.00	0.84	0.57	0.53	1.20	0.69	0.62
Pb	27.00	24.30	35.60	10.50	27.10	24.28	7.07	12.10	19.65	17.45	6.79	8.40	9.35	16.00	38.18	17.40	13.50	15.40	18.60
Th	10.70	5.03	20.40	8.37	4.87	8.58	5.81	10.86	18.81	6.78	9.21	8.65	9.83	16.67	7.06	4.21	8.73	9.74	19.00
U	2.71	1.68	6.18	4.27	1.68	2.61	1.29	2.79	3.57	1.50	1.76	2.01	2.29	3.47	2.70	1.83	3.11	1.32	5.84
(La/Yb) _N	38.15	26.72	9.52	6.53	12.43	16.35	37.93	21.95	23.27	9.32	51.35	43.08	45.44	37.72	9.54	3.95	6.36	15.88	41.76
Eu*	0.24	0.54	0.13	0.11	0.25	0.21	0.31	0.21	0.13	0.27	0.25	0.27	0.21	0.14	0.31	0.13	0.15	0.24	0.12

注: $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$; $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$; $Mg^{\#} = 100 \times MgO / (MgO + FeO)$; $FeO^T = 0.8998 \times Fe_2O_3^T$; $(La/Yb)_N$ 是球粒陨石标准化值(据 Sun and McDonough, 1989); $Eu^* = Eu_N / \sqrt{QRT(Sm_N \times Gd_N)}$; T_z 是锆石饱和温度. 样品 09AL258 ~ 09AL262 引自 Dan *et al.* (2014), 101-3-1, 101-4-1, 101-7-2, 401-10-1 引自杨华本(2013)

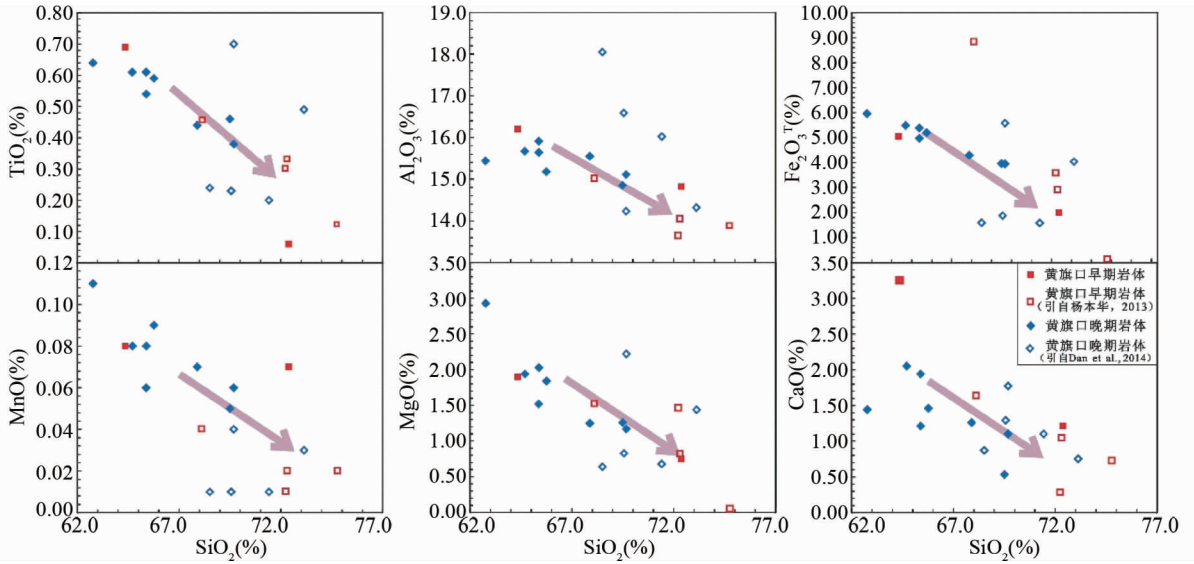


图6 黄旗口岩体的 Harker 图解

Fig. 6 Harker variation diagrams for the Huangqikou plutons

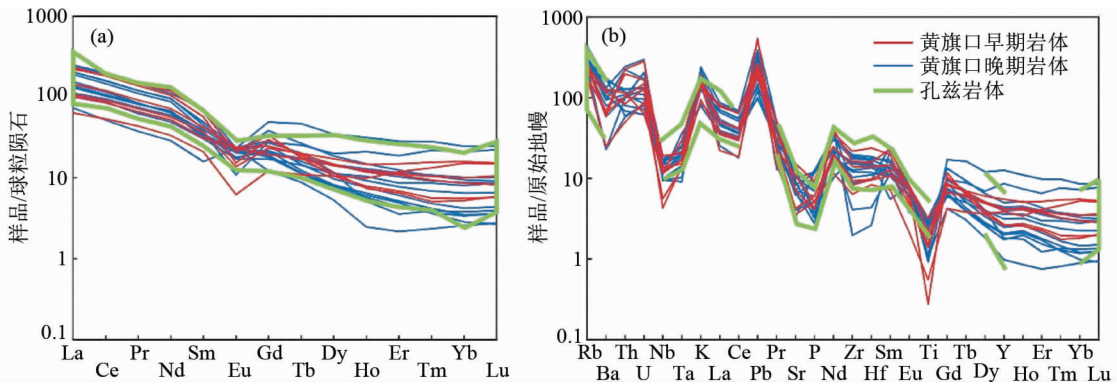


图7 黄旗口岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spidergrams (b) of the Huangqikou plutons (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

亏损 ($\sum HREE = 5.26 \times 10^{-6} \sim 32.7 \times 10^{-6}$, 轻重稀土元素分离明显 ($LREE/HREE = 6.25 \sim 21.5$, $(La/Yb)_N = 6.75 \sim 54.5$) 的特征, 并且绝大多数样品具有明显的负 Eu 异常 ($Eu^* = 0.33 \sim 0.93$) (图 7a)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上, 所有的样品都亏损高场强元素 (Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti) (图 7b)。岩体的 Rb 含量为 $112 \times 10^{-6} \sim 276 \times 10^{-6}$, Sr 含量为 $67.6 \times 10^{-6} \sim 321 \times 10^{-6}$, Ba 含量为 $159 \times 10^{-6} \sim 1215 \times 10^{-6}$, Zr 含量为 $22 \times 10^{-6} \sim 243 \times 10^{-6}$, Rb/Ba 为 $0.14 \sim 0.96$, Rb/Sr 为 $0.35 \sim 2.21$ 。

3.3 全岩 Sm-Nd 同位素特征

选取 1 个早期岩体和 4 个晚期岩体进行全岩 Nd 同位素分析, 数据列于表 3。早期岩体 (17149N) $^{147}Sm/^{144}Nd$ 为

0.1177 , $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.511633 , $\epsilon_{Nd}(t = 2056Ma)$ 值为 $+1.26$, Nd 二阶段模式年龄为 $2399Ma$, 在 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ 图中, 数据点投于亏损地幔 Nd 同位素演化线与球粒陨石 Nd 同位素演化线之间 (图 8a)。晚期岩体 (17101N、17102N、17112N 和 17116N) $^{147}Sm/^{144}Nd$ 为 $0.0891 \sim 0.1184$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 $0.511411 \sim 0.511730$, $\epsilon_{Nd}(t = 1956Ma)$ 值变化于 $+2.05 \sim +3.78$ 之间, Nd 二阶段模式年龄变化于 $2122 \sim 2260Ma$, 在 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ 图中, 数据点均投于亏损地幔 Nd 同位素演化线与球粒陨石 Nd 同位素演化线之间 (图 8a)。

3.4 锆石 Lu-Hf 同位素特征

锆石 Lu-Hf 同位素组成数据列于表 4。早期岩体 (17149N) $^{176}Hf/^{177}Hf$ 变化于 $0.281524 \sim 0.281676$ (平均值为

表3 黄旗口岩体全岩 Nd 同位素数据

Table 3 Whole-rock Nd isotopic data of the Huangqikou plutons

样品号	Age (Ma)	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{1\text{DM}}(\text{Nd})$ (Ma)	$t_{2\text{DM}}(\text{Nd})$ (Ma)	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
17101N	1965	5.44	27.79	0.1184	0.511730	0.000009	2.06	2261	2260	-0.40
17102N	1965	4.84	30.54	0.0957	0.511482	0.000008	2.94	2147	2189	-0.51
17112N	1965	10.05	56.92	0.1067	0.511667	0.000010	3.78	2105	2122	-0.46
17116N	1965	6.05	41.05	0.0891	0.511411	0.000008	3.22	2120	2167	-0.55
17149N	2056	4.75	24.39	0.1177	0.511633	0.000008	1.26	2398	2399	-0.40

注: ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.1967; ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{CHUR} = 0.512638. $t_{1\text{DM}}(\text{Nd})$ 和 $t_{2\text{DM}}(\text{Nd})$ 值是根据现代值 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{DM} = 0.2137 和 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{DM} = 0.51315 计算. $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{y}^{-1}$

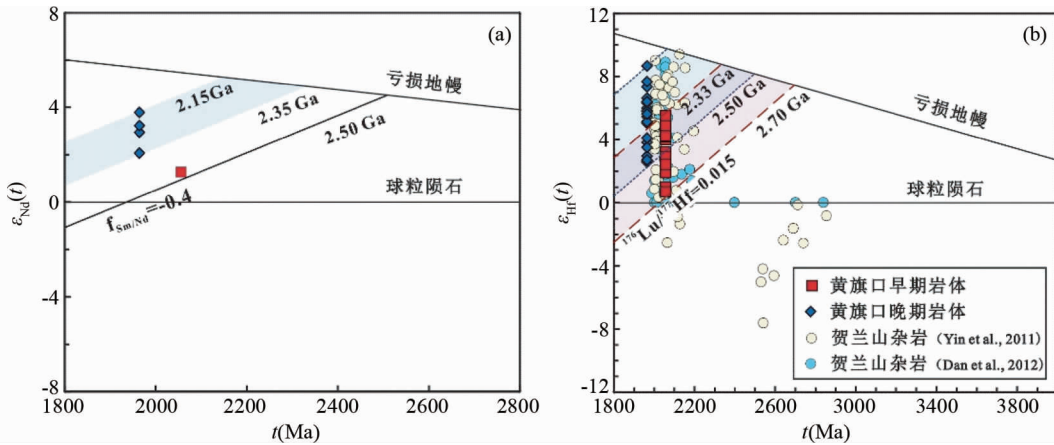
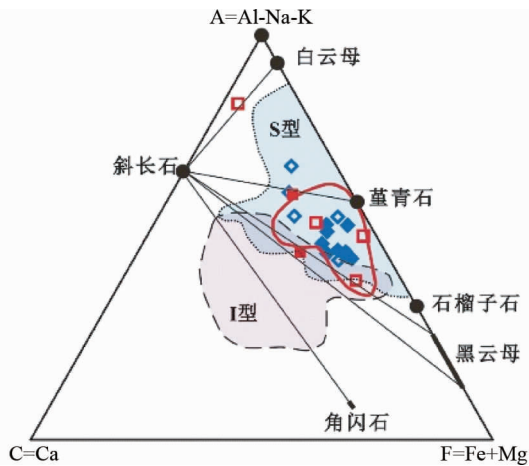
图8 黄旗口岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-t$ (a) 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ (b) 图解Fig. 8 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. t (a) and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. t (b) diagrams of Huangqikou plutons

图9 黄旗口岩体 ACF 图解

Fig. 9 ACF diagram of the Huangqikou plutons

0.281617), $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 +0.7 ~ +5.5 ($t=2056\text{Ma}$), 二阶段模式年龄为 2428Ma ~ 2821Ma, 在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图中, 样品的原位 Hf 同位素分析数据点均投于亏损地幔 Hf 同位素演化线与球粒陨石 Hf 同位素演化线之间 (图 8b)。晚期岩体 (17102N)

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 变化于 0.281650 ~ 0.281838 (平均值为 0.281732), $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 +2.6 ~ +8.7 ($t=1965\text{Ma}$), 二阶段模式年龄为 2089 ~ 2622Ma, 在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图中, 样品的原位 Hf 同位素分析数据点均投于亏损地幔 Hf 同位素演化线与球粒陨石 Hf 同位素演化线之间 (图 8b)。

4 讨论

4.1 源区性质

黄旗口早期岩体和晚期岩体具有相似的特征, 它们具有高的 SiO_2 、 Al_2O_3 和 K_2O 含量, 低的 TiO_2 、 Na_2O 和 FeO^{T} 含量, 铝饱和指数 $A/\text{CNK} = 1.10 \sim 1.42$, 属强过铝质花岗岩 (图 5b)。矿物组合中出现 S 型花岗岩特征矿物, 如石榴子石、白云母和堇青石。在 $n(A = \text{Al-Na-K})-n(C = \text{Ca})-n(F = \text{Fe} + \text{Mg})$ 图解 (n 为物质的量, mol) 中 (图 9), 几乎所有样品均落在 S 型花岗岩区域。以上证据表明, 黄旗口早期岩体和晚期岩体都为强过铝质 S 型花岗岩 (Chappell and White, 2001; Clemens, 2003)。在球粒陨石标准化稀土元素配分图上, 早期岩体和晚期岩体特征一致, 都表现为轻重稀土元素分异明

表4 黄旗口岩体锆石 Hf 同位素数据

Table 4 LA-MC-ICP-MS zircon Hf isotopic compositions of the Huangqikou plutons

测点号	Age (Ma)	$\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	t_{DM1} (Ma)	t_{2DM} (Ma)	$f_{\text{Lu/Hf}}$
17149N										
01	2056	0.030374	0.001338	0.281578	0.000008	-42.21	1.9	2363	2743	-0.96
02		0.015166	0.000585	0.281524	0.000009	-44.14	1.0	2391	2821	-0.98
03		0.018899	0.000673	0.281640	0.000007	-40.03	5.0	2238	2472	-0.98
04		0.029249	0.001017	0.281628	0.000008	-40.46	4.1	2275	2551	-0.97
05		0.029954	0.001076	0.281628	0.000008	-40.47	4.0	2279	2559	-0.97
09		0.027092	0.000927	0.281656	0.000008	-39.46	5.2	2231	2453	-0.97
10		0.028430	0.001017	0.281634	0.000008	-40.24	4.3	2267	2532	-0.97
15		0.026239	0.001019	0.281532	0.000010	-43.84	0.7	2406	2848	-0.97
17		0.021836	0.000877	0.281662	0.000009	-39.25	5.5	2220	2428	-0.97
18		0.021720	0.000801	0.281594	0.000009	-41.65	3.2	2308	2629	-0.98
20		0.050991	0.001798	0.281676	0.000010	-38.76	4.7	2255	2497	-0.95
21		0.033463	0.001214	0.281657	0.000009	-39.43	4.9	2247	2484	-0.96
22		0.024829	0.000872	0.281621	0.000009	-40.69	4.1	2275	2553	-0.97
24		0.037890	0.001284	0.281605	0.000010	-41.29	2.9	2323	2656	-0.96
25		0.032777	0.001127	0.281585	0.000008	-41.99	2.4	2341	2698	-0.97
26		0.029646	0.001056	0.281626	0.000009	-40.51	4.0	2279	2560	-0.97
27		0.016994	0.000620	0.281614	0.000009	-40.96	4.1	2271	2547	-0.98
28		0.037910	0.001327	0.281644	0.000009	-39.89	4.2	2272	2539	-0.96
17102N										
01	1965	0.035616	0.001195	0.281650	0.000010	-39.67	2.6	2255	2617	-0.96
02		0.040207	0.001384	0.281747	0.000009	-36.25	5.8	2132	2338	-0.96
03		0.049806	0.001683	0.281838	0.000009	-33.03	8.7	2021	2089	-0.95
04		0.031019	0.001023	0.281723	0.000010	-37.10	5.4	2145	2371	-0.97
05		0.033740	0.001125	0.281715	0.000009	-37.38	5.0	2162	2408	-0.97
06		0.039205	0.001300	0.281652	0.000008	-39.60	2.6	2258	2622	-0.96
07		0.051364	0.001737	0.281741	0.000010	-36.48	5.1	2161	2399	-0.95
08		0.049676	0.001617	0.281675	0.000010	-38.81	2.9	2246	2590	-0.95
09		0.038991	0.001262	0.281765	0.000012	-35.61	6.6	2100	2268	-0.96
10		0.038098	0.001267	0.281655	0.000007	-39.51	2.7	2253	2611	-0.96
11		0.035681	0.001178	0.281683	0.000008	-38.53	3.8	2209	2514	-0.96
12		0.049426	0.001619	0.281770	0.000012	-35.45	6.3	2114	2295	-0.95
13		0.041328	0.001395	0.281752	0.000010	-36.07	6.0	2125	2323	-0.96
14		0.036998	0.001221	0.281676	0.000009	-38.77	3.5	2222	2541	-0.96
15		0.046491	0.001522	0.281795	0.000008	-34.56	7.3	2073	2206	-0.95
17		0.042394	0.001436	0.281700	0.000008	-37.91	4.1	2200	2490	-0.96
18		0.033890	0.001106	0.281736	0.000007	-36.65	5.8	2132	2342	-0.97
20		0.036861	0.001317	0.281759	0.000010	-35.84	6.3	2112	2294	-0.96
21		0.036372	0.001191	0.281720	0.000010	-37.19	5.1	2158	2399	-0.96
23		0.047825	0.001536	0.281769	0.000010	-35.48	6.4	2110	2288	-0.95
24		0.050189	0.001656	0.281756	0.000009	-35.92	5.8	2134	2340	-0.95
27		0.036749	0.001193	0.281792	0.000010	-34.66	7.7	2059	2176	-0.96
28		0.039237	0.001259	0.281737	0.000008	-36.62	5.6	2139	2356	-0.96
30		0.051280	0.001667	0.281774	0.000008	-35.31	6.4	2111	2288	-0.95

注: $\varepsilon_{\text{Hf}}(0) = ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} - 1) \times 10000$; $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1)) / ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1)) \times 10000$; $t_{\text{DM1}}(\text{Ma}) = 1/\lambda \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$; $t_{\text{2DM}}(\text{Ma}) = t_{\text{DM1}} - (t_{\text{DM1}} - t) \times (f_{\text{CC}} - f_{\text{DM}})$; $f_{\text{Lu/Hf}} = ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}})$ 是样品的测定值; $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.03321$ 和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} = 0.282772$ (Blichert-Toft and Albarède, 1997); $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.03842$ 和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0.28325$ (Griffin *et al.*, 2000), t = 锆石结晶年龄; $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$ (Söderlund *et al.*, 2004), $f_{\text{Lu/Hf}} = -0.55$ (Vervoort *et al.*, 1996)

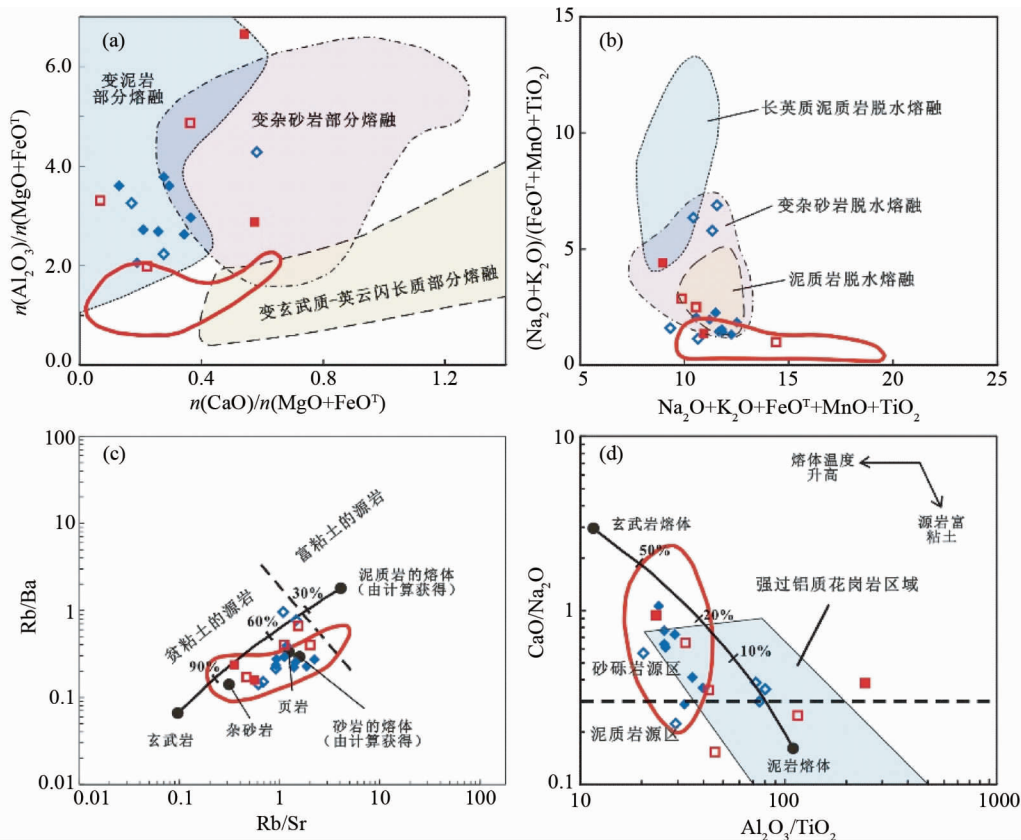


图 10 黄旗口花岗质岩体物源区判别图解

(a) $n(\text{Al}_2\text{O}_3)/n(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{T}}) - n(\text{CaO})/n(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{T}})$ (据 Altherr *et al.*, 2000), n 为物质的量, mol; (b) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO}^{\text{T}} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ (据 Patiño Douce, 1999); (c) $\text{Rb}/\text{Ba} - \text{Rb}/\text{Sr}$ 和 (d) $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (据 Sylvester, 1998)

Fig. 10 Source discrimination diagrams for Huangqikou pluton

显和 Eu 负异常显著的特征,与上地壳配分模式一致(图 7a)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上,所有样品亏损高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti),也与上地壳分布模式相一致(图 7b)。岩体的全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ (早期岩体为 +2.05 ~ +3.78,晚期岩体为 +1.26) 和锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (早期岩体为 +0.7 ~ +5.5,晚期岩体为 +2.6 ~ +7.7) 大于 0。以上特征与陆壳物质所形成的花岗岩的特征相一致。

通常认为 S 型花岗岩可由变杂砂岩和变泥质岩的部分熔融产生 (White and Chappell, 1988; Patiño Douce and Beard, 1995; Chappell, 1999; Cai *et al.*, 2011)。Chappell and White (1992) 认为强过铝质 S 型花岗岩的 CaO 和 Na_2O 含量变化反映了其原岩中粘土成分含量的不同。实验岩石学证据表明,由泥质岩和杂砂岩部分熔融形成的熔体显示出不同的 CaO 和 Na_2O 含量,受温度(熔融程度)、压力、 H_2O 活性以及原岩成分等多方面的影响(Holtz and Johannes, 1991; Skjerlie and Johnston, 1996),而 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值则主要受原岩的中斜长石/粘土比值的控制。因此, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值是判定过铝质 S 型花岗岩源区中泥质物质含量的一个较好参数, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值小于 0.3 为泥质岩的部分熔融,大于 0.3 为

杂砂岩的部分熔融(Sylvester, 1998)。此外,过铝质 S 型花岗岩中的 Rb-Sr-Ba 变化特征与源区物质为泥质岩和杂砂岩有关。在花岗岩体系中,由于许多微量元素存在于副矿物相中而使其含量变化的解释变得复杂,但是 Rb、Sr 和 Ba 几乎只赋存于云母和长石中(Harris and Inger, 1992),Sr 和 Ba 是斜长石中的相容元素,Rb 为其中的不相容元素,对解释过铝质 S 型花岗岩的源区成分特征具有重要意义。杂砂岩产生的熔体相对于泥质岩产生的熔体常具有更低的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 比值(Sylvester, 1998)。黄旗口岩体的大多数样品都具有较高的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值(0.15 ~ 1.06,仅三个样品 < 0.3) 以及较低的 Rb/Sr(0.35 ~ 2.21) 和 Rb/Ba 比值(0.14 ~ 0.96)。在 Rb/Sr 与 Rb/Ba 比值协变图解上,主要落在由高 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值的杂砂岩熔融产生的熔体区(图 10),表明黄旗口岩体可能主要来自混有少量泥质岩组分、富长石的杂砂岩源区物质的部分熔融。

研究区位于孔兹岩带西段贺兰山地区,区内主要出露有孔兹岩系(贺兰山岩群和赵池沟岩群)和 S 型花岗质岩体(Zhao *et al.*, 1999; 钟长汀等, 2007)。可能作为黄旗口过铝质 S 型花岗岩源区物质的地质体为贺兰山岩群和赵池沟

岩群。贺兰山岩群岩性主要为石榴二长片麻岩、石榴黑云二长片麻岩和黑云斜长片麻岩,夹二云石英片岩、白云石英片岩和浅粒岩(卢良兆等, 1996),原岩为含粘土质长石杂砂岩-富粘土质长石杂砂岩-泥质岩组合(钟焱等, 2016),碎屑锆石主要分布于 2.0~2.2Ga,变质年龄为 1.95Ga,表明贺兰山岩群的原岩沉积作用主要发生在 2.0~1.95Ga(Dan *et al.*, 2012)。赵池沟岩群岩性主要为黑云斜长片麻岩、二云母片岩和含石墨二长片麻岩,夹二长片麻岩和片理化蚀变安山岩,原岩为长石石英砂岩、长石杂砂岩和含砂质泥岩,陆彦俊和周喜文(2012)通过测定赵池沟岩群中原岩为火山沉积岩的黑云母石英片岩中获得了 2047~2060Ma 的锆石 U-Pb 年龄,基本可以代表赵池沟岩群的沉积时代。研究区附近的贺兰山岩群和赵池沟岩群的原岩岩石组合特征与黄旗口花岗质岩体源区物质特征相一致,并且孔兹岩系与岩体相距很近,可能为黄旗口 S 型花岗岩的源区物质。

黄旗口 S 型花岗岩与孔兹岩系具有相似的主、微量元素地球化学特征,在 A/NK-A/CNK 图解(图 5)、ACF 图解(图 9)、稀土元素配分模式图和微量元素蛛网图(图 7)上都落入相同区域,且二阶段 Hf 模式年龄(早期岩体为 2.43~2.82Ga,晚期岩体为 2.18~2.62Ga)与孔兹岩系(2.1~2.8Ga; Yin *et al.*, 2011; Dan *et al.*, 2012)基本一致。同时,有许多研究者对孔兹岩带内其他 S 型花岗岩的研究也支持该解释(李正辉等, 2013; Dan *et al.*, 2014; 刘金科等, 2016; Zhang *et al.*, 2017)。赵池沟岩群和贺兰山岩群形成时代早于黄旗口晚期岩体,推测其可能为晚期岩体的主要物质来源。贺兰山岩群沉积时代晚于黄旗口早期岩体,不能作为其源区物质,而赵池沟岩群形成时代与早期岩体侵位时代大致相同,在特定构造背景下,赵池沟岩群可以快速埋藏并发生部分熔融形成黄旗口早期岩体,因此我们推测赵池沟岩群可能为早期岩体的物质来源。另外,早期岩体和晚期岩体的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正值,表明源区物质除古老地壳物质外,还有一定量新生地壳成分的加入,其中晚期岩体较早期岩体具有更高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,表明晚期岩体源区中新生地壳物质的贡献更为明显。

4.2 构造背景及地质意义

大洋岩石圈的俯冲最终导致洋盆封闭,岛弧与大陆块体碰撞,并沿碰撞缝合线发育一系列花岗质岩浆作用(Pitcher, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986)。碰撞构造环境可分为三个阶段:碰撞前、同碰撞和碰撞后。碰撞前阶段通常在活动大陆边缘一侧的岛弧环境下形成钙碱性侵入体;同碰撞阶段通常在陆-陆碰撞带发育过铝质侵入体(如淡色花岗岩),碰撞后阶段通常在陆-陆碰撞带和原为被动大陆边缘一侧的板块内部分别发育钙碱性和碱性侵入体(Harris *et al.*, 1986)。本文所研究的黄旗口岩体属强过铝质钙碱性花岗岩,位于华北克拉通西部孔兹岩带西段的贺兰山地区,可能是古元古代阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞拼合背景下的

产物,需结合区域大地构造演化历史来判断岩体形成的具体构造环境。

华北克拉通北缘主要发育三期古元古代花岗质岩浆事件(耿元生等, 2009),早期阶段(2.05~2.0Ga)岩体主要出露在贺兰山地区,主要岩性为黑云斜长片麻岩(原岩为英云闪长岩)(Li *et al.*, 2017, 2018);第二阶段(2.0~1.87Ga)岩体在孔兹岩带东部和西部都有出露,主要岩性为闪长岩类和英云闪长岩类(Zhang *et al.*, 2017; Dan *et al.*, 2014; 耿元生等, 2009; 陈佩嘉等, 2017; Wang *et al.*, 2017);第三阶段(1.85~1.8Ga)岩体仅在孔兹岩带东部发育,孔兹岩带西段(贺兰山地区和千里山地区)缺少该期岩浆事件(Wan *et al.*, 2013b)。

对第二阶段地质事件岩浆的研究最为广泛,岩浆作用的峰期时间为 1.97~1.95Ga(Wan *et al.*, 2013b),该期岩浆事件在孔兹岩带伴随有广泛的变质作用,变质峰期为 ~1.95Ga(Wan *et al.*, 2013b; Yin *et al.*, 2009, 2011),孔兹岩带西部贺兰山杂岩(周喜文等, 2010; Yin *et al.*, 2015)、千里山杂岩(Yin *et al.*, 2014)以及东部的乌拉山杂岩(Cai *et al.*, 2015)和集宁杂岩(Wang *et al.*, 2011)经历了麻粒岩相变质作用,具有相似的顺时针 *P-T* 演化轨迹,指示近等温降压过程,表明在 ~1.95Ga 孔兹岩带处于陆-陆碰撞造山过程的峰期,限定了阴山陆块和鄂尔多斯陆块碰撞的峰期时间。本文研究的黄旗口晚期岩体,形成于 ~1.97Ga,为 1.97~1.95Ga 峰期岩浆活动阶段的产物,形成于陆-陆碰撞构造背景下,该结论与贺兰山地区同期 S 型花岗岩的构造背景相一致,如形成于 $1958 \pm 30\text{Ma}$ 的沙巴台花岗岩(李正辉等, 2013)。

贺兰山中段位于孔兹岩带南缘,要判定黄旗口早期岩体(~2.05Ga)形成于碰撞前岛弧环境还是陆-陆碰撞环境,首先应弄清阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞拼合前鄂尔多斯陆块北缘的大地构造背景。鄂尔多斯陆块北缘发育花岗片麻质基底,但缺乏与岛弧作用相关的火山岩,而阴山陆块南缘在晚太古代至早元古代期间处于活动大陆边缘,在大青山和乌拉山地区形成了晚太古代-古元古代 TTG 侵入体和镁铁质-长英质火山岩组合(Liu *et al.*, 1993; 赵国春等, 2002)。岛弧作用下形成的花岗岩通常会有地幔组分的加入,而黄旗口早期岩体的微量元素特征、Nd 同位素特征和锆石 Hf 同位素特征均未显示有地幔成分的加入。因此,排除了早期岩体形成于碰撞前岛弧环境下。本文认为黄旗口早期岩体形成于阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞拼合的早期阶段。

板块汇聚阶段会引起陆壳增厚,伴随大量挥发性组分的释放,同时, K、U 和 Th 等元素衰变以及剪切构造作用会释放大量的热,引起增厚地壳部分熔融,形成温度较低(<875℃)的花岗质岩浆(Harris *et al.*, 1986)。黄旗口两期花岗质岩体的锆石饱和温度均较低,早期岩体锆石饱和温度范围为 735~815℃(平均值为 772℃),晚期岩体为 703~829℃(平均值为 794℃),岩浆温度较低,与加厚地壳部分熔融形成的花岗质岩浆特征一致。

表5 华北克拉通西部贺兰山地区古元古代岩体同位素年龄

Table 5 Isotopic ages of the Paleoproterozoic complex rocks in the Helanshan area from the western of North China Craton

样品号	岩石类型	定年方法	岩浆年龄 (Ma)	变质年龄 (Ma)	参考文献
HL0702-2	石榴堇青钾长片麻岩	SHRIMP	1950 ± 8		
HL0706-1	石榴堇青二长片麻岩	SHRIMP	1950 ± 8		周喜文和耿元生, 2009
HL0707-1	石榴黑云斜长片麻岩	SHRIMP	1950 ± 8		
17149N	黑云母英云闪长岩	LA-ICP-MS	2056 ± 24		
17102N	含石榴子石黑云母英云闪长岩	LA-ICP-MS	1965 ± 14		本文
HL1-2	含石榴石长石石英岩	LA-Q-ICP-MS		1958 ± 7	
HL1-5	S型花岗岩	LA-Q-ICP-MS	1840 ± 15		
HL2-1	含石榴石S型花岗岩	LA-Q-ICP-MS	1858 ± 23		
HL2-3	石榴石-黑云母片麻岩	LA-Q-ICP-MS		1953 ± 7 1869 ± 29	
HL2-4	石榴石-夕线石-黑云母片麻岩	LA-Q-ICP-MS		1952 ± 9 1865 ± 26	Yin <i>et al.</i> , 2011
HL2-5	夕线石-石榴石-堇青石片麻岩	LA-Q-ICP-MS		1955 ± 15 1865 ± 12	
HL3-1	石榴石-堇青石片麻岩混合岩	LA-Q-ICP-MS		1946 ± 13	
HL3-2	夕线石-石榴石-堇青石片麻岩	LA-Q-ICP-MS		1963 ± 15	
HL3-3	石榴石-堇青石片麻岩	LA-Q-ICP-MS		1962 ± 14	
11HL-01	二云母花岗岩	LA-ICP-MS	1958 ± 30		李正辉等, 2013
HL0673	黑云斜长片麻岩	SHRIMP	2053 ± 58	1871 ± 21	
HL0635	石榴子石花岗岩	SHRIMP	2047 ± 42		
HL0657	斑状花岗岩	SHRIMP	1940 ± 11		耿元生等, 2009
HL0659	片麻状变质闪长岩	SHRIMP	1920 ± 7		
09AL233	环斑钾长花岗岩	SIMS	1947 ± 6		
09AL258	黑云母花岗岩	SIMS	1956 ± 19		Dan <i>et al.</i> , 2012
HL01-1	石榴石-堇青石-夕线石片麻岩	SIMS		1953 ± 15 1923 ± 9	Qiao <i>et al.</i> , 2016
B2127	似斑状花岗岩	LA-ICP-MS	1922 ± 31 1902 ± 22		刘金科等, 2016 Zhang <i>et al.</i> , 2017
HL17-8	含石榴子石花岗岩	SIMS	2045 ± 17		
HL17-16	二云母花岗岩	SIMS	2069 ± 25		Li <i>et al.</i> , 2017

孔兹岩带西段贺兰山地区记录有大规模的 ~1.95Ga 构造-热事件, 通常将这一期区域性的构造-热事件解释为阴山陆块和鄂尔多斯陆块碰撞拼合的结果 (Zhao *et al.*, 2005, 2010; Yin *et al.*, 2009, 2011, 2014; Wang *et al.*, 2011; Zhao and Guo, 2012)。通常认为, 阴山陆块与鄂尔多斯陆块于 ~1.95Ga 已碰撞拼合在一起 (Zhao *et al.*, 2005, 2012), 但关于两个微陆块开始碰撞的时间尚无定论。黄旗口早期岩体为目前在贺兰山地区发现的最早的形成于碰撞构造背景下的 S 型花岗岩, 该岩体的年代学以及成因研究将阴山陆块与鄂尔多斯陆块开始碰撞的时间提前至 ~2.05Ga 之前。黄旗口晚期岩体形成于阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞的晚期阶段。两期岩浆事件表明阴山陆块与鄂尔多斯陆块的碰撞阶

段至少持续了 ~80Myr。碰撞时间可以持续 80Myr 以上是存在实验模拟和研究实例支持的, 例如 Grenville 造山带的模拟研究表明, 其造山时间可以持续 100Myr (Jamieson and Beaumont, 2011); 华北克拉通中部造山带的中段到南段构造-热事件, 可能持续了 ~150Myr (1.96 ~ 1.86Ga) (Lu *et al.*, 2015)。另外, 大部分研究认为喜马拉雅陆-陆造山带已经持续了 ~50Myr 的碰撞, 至今仍处于陆-陆碰撞阶段 (Ding *et al.*, 2016), 但最新的研究成果表明, 拉萨南部存在 ~62Ma 的淡色花岗岩, 形成于碰撞作用下的板片后撤背景下 (Ma *et al.*, 2017), 表明喜马拉雅陆-陆造山作用至少已经持续了 62Myr。以上实验模拟结果和研究实例表明碰撞时间持续 ~80Myr 是有可能的。

4.3 贺兰山地区古元古代晚期(2.1~1.8Ga)多期S型花岗质岩浆事件总结

耿元生等(2009)将华北克拉通北缘古元古代晚期花岗岩分为三期, 第一阶段大于2.0Ga, 第二阶段为2.0~1.87Ga, 第三阶段为1.85~1.80Ga, 与古元古代晚期造山过程的不同阶段相对应。本文收集了贺兰山地区古元古代晚期(2.1~1.8Ga)已经发表的高精度花岗质岩浆事件和变质事件的年龄(表5), 年龄数据结果主要集中于~1.95Ga、~2.05Ga、~1.92Ga和~1.85Ga。因此, 本文依据贺兰山地区岩浆事件年龄将该地区的岩浆事件分为四期, 分别为~2.05Ga、~1.95Ga、~1.92Ga和~1.85Ga, 对应于三期不同的古元古代构造事件。

第一期和第二期S型花岗质岩浆岩为阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞阶段的产物。碰撞阶段早期(~2.05Ga), 贺兰山地区记录的岩浆事件主要包括黑云母英云闪长岩(2056±24Ma; 本文)、黑云斜长片麻岩(2053±58Ma; 耿元生等, 2009)和石榴子石花岗岩(2047±42Ma; 耿元生等, 2009), 代表阴山陆块与鄂尔多斯陆块碰撞的早期阶段。碰撞阶段晚期(~1.95Ga), 贺兰山地区记录的岩浆事件主要为S型花岗岩和辉绿岩墙(周喜文和耿元生等, 2009; 耿元生等, 2009; 李正辉等, 2013; 宋新华等, 2010; Dan *et al.*, 2012; 本文), 同期的变质事件为高压麻粒岩相变质作用, 对应于阴山陆块和鄂尔多斯陆块陆-陆碰撞的峰期(Zhao *et al.*, 2005, 2010; Yin *et al.*, 2009, 2011, 2014, 2015; Jiao *et al.*, 2013; Cai *et al.*, 2014)。

第三期S型花岗质岩浆岩为碰撞挤压过程向碰撞后伸展过程转变的产物。前人已报导出贺兰山地区存在~1.92Ga的S型花岗岩(1922±31Ma; 刘金科等, 2016; 1902±22Ma; Zhang *et al.*, 2017)和闪长岩(1920±7Ma; 耿元生等, 2009)。研究区泥质麻粒岩广泛分布, 其变质年龄为1923±9Ma和1903±9Ma(Qiao *et al.*, 2016)。虽然在孔兹岩带西部贺兰山地区并未发现~1.92Ga的基性岩, 但是在孔兹岩带东部, Guo *et al.* (2012)发现辉绿岩墙与超高温变质岩相伴生。赵国春(2009)和Zhao *et al.* (2012)认为碰撞后地幔上涌可以很好的解释该期岩浆事件和变质事件。千里山-贺兰山孔兹岩系高压泥质麻粒岩中~1.92Ga的变质锆石温度为697~794℃, 与780~820℃峰后减压温度重叠, 表明在该时间可能发生了近等温减压作用(Qiao *et al.*, 2016)。考虑到该地区有~1.92Ga超镁铁质岩脉的侵入, 碰撞后地幔上涌(赵国春, 2009; Zhao *et al.*, 2012)有利于解释该地区~1.92Ga的岩浆/变质事件, 表明其构造背景已由挤压环境变为伸展环境。

第四期S型花岗质岩浆岩为造山后减压过程的产物。该期岩浆事件在贺兰山地区以未发生变形的S型花岗岩(1840±15Ma和1858±23Ma; Yin *et al.*, 2011)为主。该区记录有~1.85Ga的变质年龄, 主要岩性为石榴石-夕线石-黑

云母(-堇青石)片麻岩(1865Ma; Yin *et al.*, 2011)和黑云斜长片麻岩(1871±21Ma; 耿元生等, 2009), 记录了麻粒岩相变质峰期之后减压冷却阶段的年龄。这些岩浆事件被解释为与孔兹岩带折返发生减压部分熔融有关(Yin *et al.*, 2009, 2010; Jiao *et al.*, 2013; Wan *et al.*, 2013b)。

综上所述, 以上多期岩浆事件和变质事件记录了阴山陆块和鄂尔多斯陆块从陆-陆碰撞到碰撞后伸展形成孔兹岩带的过程, 代表着华北克拉通西部陆块的拼合过程。

5 结论

(1) 贺兰山地区古元古代黄旗口花岗质岩体属于至少存在两期岩浆事件的花岗质复式岩体, 早期岩体形成于2056±24Ma, 晚期岩体形成于1965±14Ma。

(2) 黄旗口两期岩体均属于典型的过铝质S型花岗岩, 可能主要来自于孔兹岩系的部分熔融, 并含有一定量新生地壳物质的加入, 其中晚期岩体新生地壳物质的贡献更为明显。

(3) 黄旗口早期岩体形成于阴山陆块与鄂尔多斯陆块陆-陆碰撞的早期阶段, 表明两个微陆块初始碰撞时间早于~2.05Ga。晚期岩体形成于两个微陆块碰撞阶段的峰期, 表明阴山陆块与鄂尔多斯陆块的碰撞持续时间大于80Myr。

致谢 在野外工作过程中, 得到了中国地质科学院地质力学研究所胡国辉博士的帮助; 审稿人杜利林研究员、第五春荣教授、张华锋副教授和王洛娟博士提出了许多宝贵意见。在此对他们表示衷心感谢!

References

- Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C and Kreuzer H. 2000. High-potassium, calcalkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1-3): 51-73
- Belousova EA, Griffin WL, O'Reilly SY and Fisher NI. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602-622
- Blichert-Toft J and 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
- Cai J, Liu FL, Liu PH, Liu CH, Wang F and Shi JR. 2014. Metamorphic *P-T* path and tectonic implications of pelitic granulites from the Daqingshan Complex of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, 241: 161-184
- Cai J, Liu FL, Liu PH, Liu CH, Wang F and Shi JR. 2015. Silica-undersaturated spinel granulites in the Daqingshan complex of the Khondalite Belt, North China Craton: Petrology and quantitative *P-T-X* constraints. *Precambrian Research*, 266: 119-136
- Cai KD, Sun M, Yuan C, Zhao GC, Xiao WJ, Long XP and Wu FY. 2011. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China. *Lithos*, 127(1-2): 261-281
- Chappell BW and White AJR. 1992. I- and S-type granites in the

- Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83(1-2): 1-26
- Chappell BW. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46(3): 535-551
- Chappell BW and White AJR. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australia Journal Earth Sciences, 48(4): 489-499
- Chen PJ, Dai CC, Huang C and Wang XL. 2017. Geochemical characteristics and zircon U-Pb age of the Paleoproterozoic S-type granite in Wulashan region and its geological significance. Geology in China, 44(5): 959-973 (in Chinese with English abstract)
- Clemens JD. 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. Earth-Science Reviews, 61(1-2): 1-18
- Condie KC, Boryta MD, Liu JZ and Qian XL. 1992. The origin of khondalites: Geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China Craton. Precambrian Research, 59(3-4): 207-223
- Dan W, Li XH, Guo JH, Yu L and Wang XC. 2012. Integrated in situ zircon U-Pb age and Hf-O isotopes for the Helanshan khondalites in North China Craton: Juvenile crustal materials deposited in active or passive continental margin? Precambrian Research, 222-223: 143-158
- Dan W, Li XH, Wang Q, Wang XC, Liu Y and Wyman DA. 2014. Paleoproterozoic S-type granites in the Helanshan Complex, Khondalite Belt, North China Craton: Implications for rapid sediment recycling during slab break-off. Precambrian Research, 254: 59-72
- De La Roche H, Leterrier J, Grandclaude P and Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses; Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29(1-4): 183-210
- Ding HX, Zhang ZM, Dong X, Tian ZL, Xiang H, Mu HC, Gou ZB, Shui XF, Li WC and Mao LJ. 2016. Early Eocene (c. 50Ma) collision of the Indian and Asian continents: Constraints from the North Himalayan metamorphic rocks, southeastern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 435: 64-73
- Geng YS, Zhou XW, Wang XS and Ren LD. 2009. Late-Paleoproterozoic granite events and their geological significance in Helanshan area, Inner Mongolia: Evidence from geochronology. Acta Petrologica Sinica, 25(8): 1830-1842 (in Chinese with English abstract)
- Gou LL, Zhang CL, Brown M, Piccoli PM, Lin HB and Wei XS. 2016. *P-T-t* evolution of pelitic gneiss from the basement underlying the Northwestern Ordos Basin, North China Craton, and the tectonic implications. Precambrian Research, 276: 67-84
- Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, van Achterbergh E, O'Reilly SY and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1): 133-147
- Guo JH, Peng P, Chen Y, Jiao SJ and Windley BF. 2012. UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93 ~ 1.92Ga caused by gabbroite intrusions: Implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton. Precambrian Research, 222-223: 124-142
- Harris NBW, Pearce JA and Tindle AG. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67-81
- Harris NBW and Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110(1): 46-56
- Holtz F and Johannes W. 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5kbar and various H₂O-activities. Journal of Petrology, 32(5): 935-958
- Hu JM, Liu XS, Li ZH, Zhao Y, Zhang SH, Liu XC, Qu HJ and Chen H. 2013. SHRIMP U-Pb zircon dating of the Ordos Basin basement and its tectonic significance. Chinese Science Bulletin, 58(1): 118-127
- Hu NG and Yang JX. 1993. Discussion on the age of the main metamorphism in the Helanshan Group. Journal of Xi'an College of Geology, 15(1): 10-18 (in Chinese with English abstract)
- Jamieson RA and Beaumont C. 2011. Coeval thrusting and extension during lower crustal ductile flow-implications for exhumation of high-grade metamorphic rocks. Journal of Metamorphic Geology, 29(1): 33-51
- Jiao SJ, Guo JH, Harley SL and Peng P. 2013. Geochronology and trace element geochemistry of zircon, monazite and garnet from the garnetite and/or associated other high-grade rocks: Implications for Palaeoproterozoic tectonothermal evolution of the Khondalite Belt, North China Craton. Precambrian Research, 237: 78-100
- Kusky TM and Li JH. 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences, 22(4): 383-397
- Li W, Dong YP and Liu XM. 2018. Geochronology, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Xiaokouzi granite from the Helanshan complex: Constraints on the Paleoproterozoic evolution of the Khondalite Belt, North China Craton. Precambrian Research, 317: 57-76
- Li WJ, Yin CQ, Long XP, Zhang J, Xia XP and Wang LJ. 2017. Paleoproterozoic S-type granites from the Helanshan complex in Inner Mongolia: Constraints on the provenance and the Paleoproterozoic evolution of the Khondalite Belt, north china craton. Precambrian Research, 299: 195-209
- Li ZH, Liu XM, Dong YP and Xiao ZB. 2013. Geochemistry and zircon U-Pb age of the Paleoproterozoic syn-collisional granites in Helanshan region and its geological significance. Acta Petrologica Sinica, 29(7): 2405-2415 (in Chinese with English abstract)
- Liu JK, Zhang DH, Wei JH, Fu LB, Tan J, Wang DZ, Shi HP and Wang YL. 2016. Zircon U-Pb age and geochemical characteristics of the Paleoproterozoic S-type granite in the northern part of Helanshan and its geological significance. Journal of central South University (Science and Technology), 47(1): 187-197 (in Chinese with English abstract)
- Liu XS, Jin W, Li SX and Xu XC. 1993. Two types of Precambrian high-grade metamorphism, Inner Mongolia, China. Journal of Metamorphic Geology, 11(4): 499-510
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. Geochimica, 25(6): 552-558 (in Chinese with English abstract)
- Lu JS, Wang GD, Wang H, Chen HX, Peng T and Wu CM. 2015. Zircon SIMS U-Pb geochronology of the Lushan terrane: Dating metamorphism of the southwestern terminal of the Palaeoproterozoic Trans-North China Orogen. Geological Magazine, 152(2): 367-377
- Lu LZ, Xu XC and Liu FL. 1996. Early Precambrian Khondalite series of North China. Changchun, Changchun Publishing House, 1-273 (in Chinese)
- Lu YJ and Zhou XW. 2012. Characteristics and formation age of rock group in Zhaochigou Group complex from Early Precambrian metamorphic basement in Helanshan region. Ningxia Engineering Technology, 11(2): 107-109 (in Chinese with English abstract)
- Ma L, Wang Q, Kerr AC, Yang JH, Xia XP, Ou Q, Yang ZY and Sun P. 2017. Paleocene (ca. 62Ma) leucogranites in southern Lhasa, Tibet: Products of syn-collisional crustal anatexis during slab roll-back? Journal of Petrology, 58(11): 2089-2114
- Maniar PD and Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin, 101: 635-643
- Patiño Douce AE and Beard JS. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15kbar. Journal of Petrology, 36(3): 707-738
- Patiño Douce AE. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, 168(1): 55-75
- Pearce JA, Harris NW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956-983
- Peng P, Guo JH, Windley BF, Liu F, Chu Z and Zhai MG. 2012. Petrogenesis of Late Paleoproterozoic Liangcheng charnockites and S-

- type granites in the central-northern margin of the North China Craton: Implications for ridge subduction. *Precambrian Research*, 222–223; 107–123
- Pitcher WS. 1983. Granite type and tectonic environment. In: *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 19–40
- Qiao HZ, Yin CQ, Li QL, He XL, Qian JH and Li WJ. 2016. Application of the revised Ti-in-zircon thermometer and SIMS zircon U-Pb dating of high-pressure pelitic granulites from the Qianlishan-Helanshan complex of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, 276; 1–13
- Skjerlie KP and Johnston AD. 1996. Vapour-Absent melting from 10 to 20kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, 37(3): 661–691
- Söderlund U, Patchett PJ, Vervoort JD and Isachsen CE. 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
- Song XH, Li HY, Guo HW, Zhang LC, Sun WK, Gu SJ, Chen ZG and Zhang XJ. 2010. Original rocks, ages, and its significance for the wall rock of Niutougou gold deposit in northern Helan Mountains. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5): 1625–1632 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4): 29–44
- Vervoort JD, Patchett PJ, Gehrels GE and Nutman AP. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes. *Nature*, 379(6566): 624–627
- Wan YS, Liu DY, Dong CY, Xu ZY, Wang ZJ, Wilde SA, Yang YH, Liu ZH and Zhou HY. 2009. The Precambrian Khondalite Belt in the Daqingshan area, North China Craton: Evidence for multiple metamorphic events in the Palaeoproterozoic era. *Geological Society, London, Special Publications*, 323(1): 73–97
- Wan YS, Xie HQ, Yang H, Wang ZJ, Liu DY, Kröner A, Wilde SA, Geng YS, Sun LY, Ma MZ, Liu SJ, Dong CY and Du LL. 2013a. Is the Ordos Block Archean or Paleoproterozoic in age? Implications for the Precambrian evolution of the North China Craton. *American Journal of Science*, 313(7): 683–711
- Wan YS, Xu ZY, Dong CY, Nutman A, Ma MZ, Xie HQ, Liu SJ, Liu DY, Wang HC and Cu H. 2013b. Episodic Paleoproterozoic (~2.45, ~1.95 and ~1.85Ga) mafic magmatism and associated high temperature metamorphism in the Daqingshan area, North China Craton: SHRIMP zircon U-Pb dating and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research*, 224: 71–93
- Wang C, Meng F and Mao ZL. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb dating technique for Huangqikou granite in Helanshan area and its litho-geochemical characteristics. *Ningxia Engineering Technology*, 11(3): 206–213 (in Chinese with English abstract)
- Wang F, Li XP, Chu H and Zhao GC. 2011. Petrology and metamorphism of Khondalites from the Jining complex, North China Craton. *International Geology Review*, 53(2): 212–229
- Wang LJ, Guo JH, Yin CQ and Peng P. 2017. Petrogenesis of ca. 1.95Ga meta-leucogranites from the Jining complex in the Khondalite Belt, North China Craton: Water-fluxed melting of metasedimentary rocks. *Precambrian Research*, 303: 355–371
- White AJR and Chappell BW. 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2–3): 169–181
- Williams IS, Cho DL and Kim SW. 2009. Geochronology, and geochemical and Nd-Sr isotopic characteristics, of Triassic plutonic rocks in the Gyeonggi Massif, South Korea: Constraints on Triassic post-collisional magmatism. *Lithos*, 107(3–4): 239–256
- Wu FY, Yang YH, Xie LW, Yang JH and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2): 105–126
- Wu JS, Geng YS, Shen QH, Wan YS, Liu DY and Song B. 1998. *Archean Geology Characteristics and Tectonic Evolution of China-Korea Paleo-continent*. Beijing: Geological Publishing House, 1–212 (in Chinese with English abstract)
- Yang HB. 2013. *Geochemistry and significance of the Paleoproterozoic granitoids from Huangqikou, the Central Helanshan area*. Master Degree Thesis. Wuhan: China University of Geosciences (in Chinese with English summary)
- Yin CQ, Zhao GC, Sun M, Xia XP, Wei CJ, Zhou XW and Leung WH. 2009. LA-ICP-MS U-Pb zircon ages of the Qianlishan Complex: Constrains on the evolution of the Khondalite Belt in the Western Block of the North China Craton. *Precambrian Research*, 174(1–2): 78–94
- Yin CQ, Zhao GC, Guo JH, Sun M, Xia XP, Zhou XW and Liu CH. 2011. U-Pb and Hf isotopic study of zircons of the Helanshan Complex: Constrains on the evolution of the Khondalite Belt in the Western Block of the North China Craton. *Lithos*, 122(1–2): 25–38
- Yin CQ, Zhao GC, Wei CJ, Sun M, Guo JH and Zhou XW. 2014. Metamorphism and partial melting of high-pressure pelitic granulites from the Qianlishan Complex: Constraints on the tectonic evolution of the Khondalite Belt in the North China Craton. *Precambrian Research*, 242: 172–186
- Yin CQ, Zhao GC and Sun M. 2015. High-pressure pelitic granulites from the Helanshan Complex in the Khondalite Belt, North China Craton: Metamorphic *P-t* path and tectonic implications. *American Journal of Science*, 315(9): 846–879
- Yuan HL, Gao S, Liu XM, Li HM, Günther D and Wu FY. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353–370
- Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günther D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1–2): 100–118
- Zhai MG, Bian AG and Zhao TP. 2000. The amalgamation of the supercontinent of North China Craton at the end of Neo-Archean and its break-up during Late Paleoproterozoic and Meso-Proterozoic. *Science in China (Series D)*, 43(Suppl.): 219–232
- Zhang CL, Diwu CR, Kröner A, Sun Y, Luo JL, Li QL, Gou LL, Lin HB, Wei XS and Zhao J. 2015. Archean-Paleoproterozoic crustal evolution of the Ordos Block in the North China Craton: Constraints from zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes for gneissic granulites of the basement. *Precambrian Research*, 267: 121–136
- Zhang DH, Wei JH, Fu LB, Schmitt AK, Wang DZ, Tan J and Liu JK. 2017. Petrogenesis and thermal overprint of S-type granites in Helanshan region, North China Craton: Constraints on the 1.90Ga khondalites decompression melting and 1.32Ga tectono-thermal event. *Precambrian Research*, 303: 660–672
- Zhao GC, Wilde SA, Cawood PA and Lu LZ. 1999. Tectonothermal history of the basement rocks in the western zone of the North China Craton and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 310(1–4): 37–53
- Zhao GC, Sun M and Wilde SA. 2002. Characteristics of basic tectonic units and Early Proterozoic assembly of the North China Craton. *Science in China (Series D)*, 32(7): 538–549 (in Chinese)
- Zhao GC, Sun M, Wilde SA and Li SZ. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Research*, 136(2): 177–202
- Zhao GC. 2009. Metamorphic evolution of major tectonic units in the basement of the North China Craton: Key issues and discussion. *Acta Petrologica Sinica*, 25(8): 1772–1792 (in Chinese with English abstract)

- Zhao GC, Wilde SA, Guo JH, Cawood PA, Sun M and Li XP. 2010. Single zircon grains record two Paleoproterozoic collisional events in the North China Craton. *Precambrian Research*, 177(3-4): 266-276
- Zhao GC and Guo JH. 2012. *Precambrian geology of China: Preface*. *Precambrian Research*, 222-223: 1-12
- Zhao GC, Cawood PA, Li SZ, Wilde SA, Sun M, Zhang J, He YH and Yin CQ. 2012. Amalgamation of the North China Craton: Key issues and discussion. *Precambrian Research*, 222-223: 55-76
- Zhao GC and Zhai MG. 2013. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications. *Gondwana Research*, 23(4): 1207-1240
- Zhong CT, Deng JF, Wan YS, Mao DB and Li HM. 2007. Magma recording of Paleoproterozoic orogeny in central segment of northern margin of North China craton: Geochemical characteristics and zircon SHRIMP dating of S-type granitoids. *Geochimica*, 36(6): 585-600 (in Chinese with English abstract)
- Zhong Y, Chen YL, Zhai MG and Ma XD. 2016. Stratigraphic correlation and lithofacies paleogeography of khondalite series in the western North China Craton. *Acta Petrologica Sinica*, 32(3): 713-726 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XW and Geng YS. 2009. Metamorphic age of the khondalite series in the Helanshan region: Constraints on the evolution of the Western Block in the North China Craton. *Acta Petrologica Sinica*, 25(8): 1843-1852 (in Chinese with English abstract)
- Zhou XW, Zhao GC and Geng YS. 2010. Helanshan high pressure pelitic granulite: Petrologic evidence for collision event in the Western Block of the North China Craton. *Acta Petrologica Sinica*, 26(7): 2113-2121 (in Chinese with English abstract)
2016. 贺兰山北段古元古代 S 型花岗岩岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. *中南大学学报(自然科学版)*, 47(1): 187-197
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552-558
- 卢良兆, 徐学纯, 刘福来. 1996. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系. 长春: 长春出版社, 1-273
- 陆彦俊, 周喜文. 2012. 贺兰山地区前寒武纪变质基底赵池沟岩群的岩石地层特征及形成时代. *宁夏工程技术*, 11(2): 107-109
- 宋新华, 李红宇, 郭宏伟, 张连昌, 孙文坤, 谷守江, 陈志广, 张晓静. 2010. 贺兰山北段牛头沟金矿区围岩的原岩恢复、时代及其地质意义. *岩石学报*, 26(5): 1625-1632
- 王成, 孟方, 毛自力. 2012. 贺兰山黄旗口花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年和岩石地球化学特征. *宁夏工程技术*, 11(3): 206-213
- 伍家善, 耿元生, 沈其韩, 万渝生, 刘敦一, 宋彪. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京: 地质出版社, 1-212
- 杨华本. 2013. 贺兰山中段黄旗口古元古代花岗质岩体的岩石地球化学特征及其地质意义. 硕士学位论文. 武汉: 中国地质大学
- 翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末-中元古代裂解. *中国科学(D辑)*, 30(增刊): 129-137
- 赵国春, 孙敏, Wilde SA. 2002. 华北克拉通基底构造单元特征及早元古代拼合. *中国科学(D辑)*, 32(7): 538-549
- 赵国春. 2009. 华北克拉通基底主要构造单元变质作用演化及其若干问题讨论. *岩石学报*, 25(8): 1772-1792
- 钟长汀, 邓晋福, 万渝生, 毛德宝, 李惠民. 2007. 华北克拉通北缘中段古元古代造山作用的岩浆记录: S 型花岗岩地球化学特征及锆石 SHRIMP 年龄. *地球化学*, 36(6): 585-600
- 钟焱, 陈雅丽, 翟明国, 马旭东. 2016. 华北克拉通西部古元古代孔兹岩系的地层对比、岩相古地理特征及其地质意义. *岩石学报*, 32(3): 713-726
- 周喜文, 耿元生. 2009. 贺兰山孔兹岩系的变质时代及其对华北克拉通西部陆块演化的制约. *岩石学报*, 25(8): 1843-1852
- 周喜文, 赵国春, 耿元生. 2010. 贺兰山高压泥质麻粒岩——华北克拉通西部陆块拼合的岩石学证据. *岩石学报*, 26(7): 2113-2121

附中文参考文献

- 陈佩嘉, 戴朝成, 黄成, 王新亮. 2017. 乌拉山地区古元古代 S 型花岗岩岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. *中国地质*, 44(5): 959-973
- 耿元生, 周喜文, 王新社, 任留东. 2009. 内蒙古贺兰山地区古元古代晚期的花岗岩浆事件及其地质意义: 同位素年代学的证据. *岩石学报*, 25(8): 1830-1842
- 胡能高, 杨家喜. 1993. 贺兰山群变质杂岩主变质期的时代探讨. *西安地质学院学报*, 15(1): 10-18
- 李正辉, 柳小明, 董云鹏, 肖志斌. 2013. 贺兰山古元古代同碰撞花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年代及其地质意义. *岩石学报*, 29(7): 2405-2415
- 刘金科, 张道涵, 魏俊浩, 付乐兵, 谭俊, 王大钊, 施海鹏, 王艺龙.